

© Автор 2022 г. Открытый доступ.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Author 2022. Open access.
Content is available under Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 551.248.2,551.89

<https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.4.303-315.316-327>
<https://www.elibrary.ru/pylmpf>

Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры о. Сахалин: влияние гидроизостазии

Р. Ф. Булгаков

E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Реферат. В работе предпринята попытка ответить на вопрос о роли вклада гидроизостазии в напряженно-деформированное состояние земной коры о. Сахалин. Оценка вклада гидроизостазии выполнялась путем моделирования методом конечных элементов. Сетка-меш для расчета была построена с использованием реальных значений глубины поверхности границы Мохо и топографии земной поверхности о. Сахалин с прилегающими шельфовыми участками. При расчете учитывалась Центральная-Сахалинская разломная зона. Моделировались отдельно горизонтальные смещения в результате деформации и горизонтальные смещения совместно с вертикальными. Сравнение результатов моделирования напряженно-деформированного состояния с учетом горизонтальных смещений и в комбинации с вертикальными смещениями со всей очевидностью демонстрирует заметный вклад гидроизостазии в напряженно-деформированное состояние земной коры района о. Сахалин.

Ключевые слова: гидроизостазия, напряжение, деформации, вертикальные движения, разлом, Elmer, метод конечных элементов

Modeling of the stress-strain condition of the Earth's crust of Sakhalin Island: impact of hydroisostasy

Rustam F. Bulgakov

E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The paper attempts to answer the question about the role of contribution of the hydroisostasy to the stress-strain state of the Earth's crust on the Island of Sakhalin. The hydroisostasy contribution was estimated by simulation by means of finite element method. The mesh grid for the calculation was constructed using the real values of the depth of the Moho discontinuity surface and the topography of Sakhalin Island with adjacent shelf areas. The calculation took into account the Central Sakhalin fault zone. Lateral displacements as a result of strain and lateral displacements combined with vertical ones were simulated separately. Comparison of the results of the stress-strain state simulation, taking lateral displacements and their combination with vertical ones into account, clearly demonstrates the significance of the hydroisostasy contribution to the stress-strain state of the Earth's crust in the Sakhalin region.

Keywords: hydroisostasy, stress, strains, vertical movements, fault, Elmer, finite element method

Для цитирования: Булгаков Р.Ф. Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры о. Сахалин: влияние гидроизостазии. *Геосистемы переходных зон*, 2022, т. 6, № 4, с. 303–327. <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.4.303-315.316-327>; <https://www.elibrary.ru/pylmpf>

For citation: Bulgakov R.F. Modeling of the stress-strain condition of the Earth's crust of Sakhalin Island: impact of hydroisostasy. *Geosystems of Transition Zones*, 2022, vol. 6, no. 4, pp. 303–327. (In Russ. & Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.4.303-315.316-327>; <https://www.elibrary.ru/pylmpf>

Благодарности

Автор благодарит рецензентов за конструктивные предложения и замечания по существу рукописи статьи.

Acknowledgements

Author thanks the Reviewers for the constructive suggestions and comments on the substance of the manuscript.

Введение

В середине XX в. было установлено, что послеледниковая трансгрессия, особенно на завершающем этапе, начиная с 6 тыс. лет назад, имела неодинаковый сценарий и неравномерную скорость наступления моря в различных районах Мирового океана. Базовыми рассматривались сценарии Ф. Шепарда и Р. Фейрбриджа. Шепард [1] предполагал плавное повышение уровня моря, которое, по асимптоте, достигло современного уровня, но никогда не превышало его. Его оппонент Фейрбридж [2] предложил альтернативное представление о ходе трансгрессии – с осцилляциями. По Фейрбриджу, уровень Мирового океана 5.0 и 3.7 тыс. л.н. превысил современный на 3–4 м, а далее после ряда мелких осцилляций 2.3 и 1.2 тыс. л.н. амплитудой +1.5 м вернулся к уровню близкому современному.

Решение для обсуждаемого противоречия предложил коллектив исследователей J. Clark et al. [3]. Они разработали модель с учетом изменений гравитационного поля в результате перераспределения масс льда и воды на поверхности Земли при упругих и вязко-упругих реологических свойствах земной коры и мантийных слоев. При расчете в модели вычислялась разница между водной поверхностью моря и твердой поверхностью морского дна для заданного момента времени. В дальнейшем расчет получил название «решение уравнения моря».

Эти авторы также выделили на поверхности Земли зоны со схожими сценариями хода послеледниковой трансгрессии, т.е. зоны, в которых уровень моря превышал современный, зоны, в которых уровень моря понизился, и др. Всего было выделено 6 зон. В дальнейшем, на основе этой работы, численное моделирование хода послеледниковой трансгрессии совершенствовалось. Появился термин гидроизостазия, были открыты такие явления, как ocean siphoning («перекачка» океана), continental levering (поднятие континента) [4].

Сахалин, являясь островом и располагаясь вне зон гравитационного воздействия масс покровных ледников (far field zone), не подвергался влиянию гляциоизостазии, но не мог избежать гидроизостатических воздействий.

Наиболее изученный интервал времени, на котором произошло изменение уровня Мирового океана амплитудой в 120 м, – это последние 20 тыс. лет. В этот период после последнего максимума покровного оледенения (Валдайское на Русской платформе, Вюрм в западноевропейском регионе, Висконсин в Сев. Америке, Сарганское в Сибири), при котором в ледниках замерз объем воды, эквивалентный понижению уровня моря на 100–120 м, началось таяние покровных ледников и пополнение Мирового океана водой с повышением уровня морей и океанов до современного.

Явление гидроизостазии изучается методами численного моделирования [4–7].

В данной работе предпринята попытка исследовать влияние эффекта гидроизостазии на современные деформации земной коры и поля напряжений на территории Сахалина и прилегающих акваторий при наличии глубинного разлома. Поля напряжений иллюстрируются коэффициентом Лоде–Надаи.

В настоящее время продолжают исследования по уточнению объема поступления воды в Мировой океан за время послеледниковой трансгрессии. Например, последняя эвстатическая кривая *ICE-7G_NA (VM7)*, совместно с параметрами вязкостной модели мантии, уточнена и предложена в работе [8]. Эта детализированная кривая хода трансгрессии характеризует нагружение поверхности дна Мирового океана, но для оценки реагирования на это земной коры и мантийного слоя необходимо проанализировать полный цикл нагружения–разгружения. Чтобы получить полный цикл, нами моделировалось сначала нагружение прилегающих акваторий слоем воды с увеличением глубины до 120 м на протяжении 20 тыс. лет, затем на протяжении следующих 20 тыс. лет разгружение до глубины 0 м. Так как детальный ход изменений уровня Мирового океана для предыдущих эпох в такой же степени детальности, как для эвстатической кривой *ICE-7G_NA (VM7)*, не установлен, то нагружение и разгружение выполняли по линейному закону. Т.е. моделировалась ситуация, близкая к межледниковой трансгрессии, переходящей в регрессию моря – забор воды из океана в покровные ледники. «Уравнение моря» при этом не решалось.

Остров Сахалин, располагаясь на стыке Амурской и Охотоморской тектонических плит, в субмеридиональном направлении пересекается разломной зоной [9–15], которая генерирует основную сейсмическую активность.

На всем протяжении разломной зоны обнаружены активные разломы [9, 11, 16].

Построение модели

На основе данных батиметрии Topeх (https://topeх.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) и границы Мохо из базы данных Crust 2.0 (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>), адаптированных для Охотоморского региона [17], была построена 3D-сетка (mesh) для расчета методом конечных элементов (МКЭ). Для моделирования был выбран участок Охотоморского региона в пределах координат 139–147° в.д. и 45–55° с.ш. (рис. 1). Построение сетки (рис. 2) выполнялось в программных пакетах с открытым кодом и открытым доступом Salome (<https://salome-platform.org/>) и FreeCad (<https://www.freecadweb.org/>). Батиметрия и граница Мохо были взяты в проекции UTM-54 на WGS-84. Сетка представляет собой параллелепипед со сторонами 5 000 и 10 500 км, глубиной 430 км. В центральной части сетки – поверхности, построенные на основе данных о батиметрии и поверхности границы Мохо. Верхний слой в этой части, мощностью от 10 до 40 км, – земная кора, нижний слой до глубины 430 км – слой верхней мантии. Разрешение грида цифровой модели поверхностей, по которой строилась сетка-меш, взято 50 км. Избыточный объем построен по сторонам параллелепипеда центральной части для устранения влияния взаимодействия с боковыми границами модели. Центральная часть параллелепипеда представляет собой прямоугольный участок со сторонами 500×1050 км (рис. 2). Моделирование в данном случае имеет некоторую аналогию с работами [18, 19], в которых моделировались поля напряжений в земной коре Австралийского континента, создаваемые давлением со стороны окружающих литосферных плит.

При моделировании изменений уровня моря в эпохи смены ледниковий межледниковьями обычно рассчитывается изменение нагрузки в результате перераспределения ледовых

покровов и воды Мирового океана на земную кору и мантию до ядра. Учет всей мантийной толщи необходим в случае описания мантийных слоев в виде вязко-упругого материала, тогда в деформации вовлекается мантия на всю глубину до нижнего мантийного слоя.

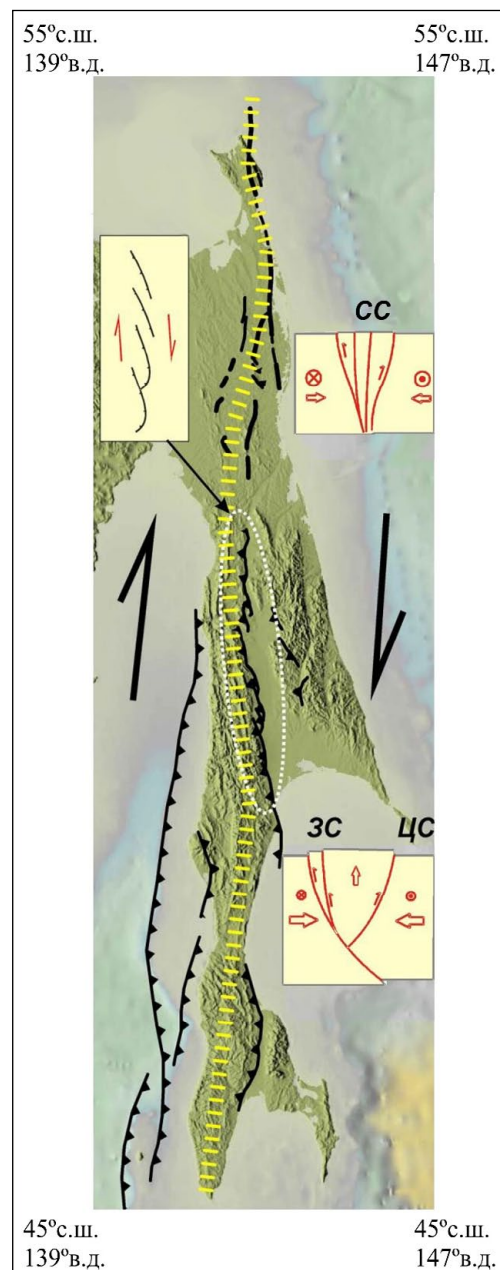


Рис. 1. Система разломов Сахалина в интерпретации А.И. Кожурина [11]. Горизонтальными штрихами показано положение региональной правосдвиговой зоны. На врезках справа – принципиальные модели поперечного сечения зоны в разных частях поднятия острова: СС – Северо-Сахалинский, ЗС – Западно-Сахалинский, ЦС – Центрально-Сахалинский сегменты зоны. На врезке слева сверху – схема кулисного расположения сегментов взбросовой Центрально-Сахалинской зоны. Рисунок заимствован из автореферата диссертации А.И. Кожурина [11].

В нашем случае, когда целью моделирования является влияние разлома на эволюцию упругой земной коры, мантия тоже описывается как упругий материал, так что нет необходимости учитывать деформации на всю глубину и удорожать численный расчет. Поэтому модель для расчета построена только на глубину верхней мантии, которая, по данным [20], находится на глубине около 400 км. Так что была принята глубина 430 км.

В Salome для генерирования сетки использовался алгоритм NETGEN 1D-2D-3D генератора сеток-меш NETGEN (<https://github.com/NGSolve/netgen>). Элементы для сетки были составлены из квадратичных тетраэдров (quadratic tetrahedrals). Сетка со-

держит 2504 узла и 13 743 элемента. Для сокращения машинного времени счета размеры элементов сетки увеличены от центра к краям и в глубину.

Модель сетки включает 2 слоя (см. таблицу).

Слой «Земная кора» составлен из двух отдельных тел, которые разделяются плоскостями «разломной зоны». Конфигурация разломной зоны, представленная на рис. 1, взята из работы [11, рис. 17]. Угол наклона плоскости «разлома» 80° с падением на запад. Угол наклона в 80° был выбран согласно оценкам, сделанным А.И. Суворовым для углов наклона глубинных разломов [23]. Он выделяет два типа глубинных разломов, первые – это

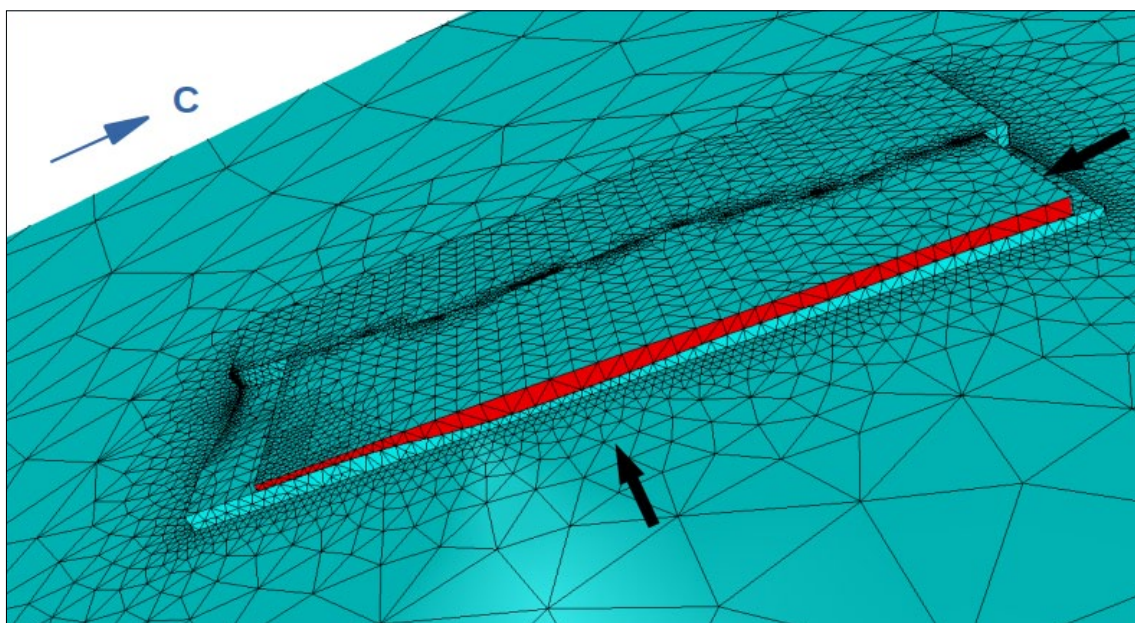


Рис. 2. Сетка-меш, построенная для расчета напряженно-деформированного состояния при наличии разломной зоны на о. Сахалин под воздействием движения земной коры Охотоморской плиты. Стрелками черного цвета указаны направления движения поверхностей (с восточной стороны красного цвета, с северной стороны скрыта). По условиям моделирования движения вдоль стрелок продолжались 40 тыс. лет с амплитудой 80 м с востока и севера. Для имитации влияния эффекта гидроизостазии на поверхности крыльев разлома на участках ниже 0 м моделировались смещения по вертикали вниз 20 тыс. лет с амплитудой 10 м и затем вверх 20 тыс. лет с амплитудой 10 м.

Таблица. Характеристики земной коры и мантии, принятые в работе для построения модели

Слой	Мощность слоя, км	Плотность, кг/м ³	Коэффициент Пуассона	Модуль сдвига, $\times 10^{11}$ Па	Гравитация (ускорение свободного падения), м/с ²
Земная кора	30–38	3233.6	0.49	0.45	9.987630567
Верхняя мантия	430	3367.12	0.49	1.9941	9.939356456

Примечание. Значения взяты осредненно из работ [21, 22].

дугообразные, характерные, например, для мезокайнозойских разломов крупных структур, таких как Памир и Гималаи, имеющие углы наклона $40\text{--}60^\circ$, и вторые – это разломы меньшего масштаба и более прямолинейные, с углом наклона $80\text{--}90^\circ$, например глубинный разлом соседствующего с Охотоморской плитой Сихотэ-Алиня. В более поздних работах [24] нет конкретной оценки угла наклона Хоккайдо-Сахалинской системы нарушений, но и нет указаний на более пологий угол наклона системы. Оценка наклона в $75\text{--}85^\circ$ Апреловского разлома, в южной части Центрально-Сахалинской разломной зоны, использована также при построении геомеханической модели активного разлома южного Сахалина [25].

Следует оговориться, что модель построена как упругое тело, без учета вязкостных характеристик мантийного слоя.

Расчет

Расчет проведен в программном пакете с открытым кодом и в свободном доступе Elmer (<https://www.csc.fi/web/elmer>). Моделирование выполнялось в режиме течения времени (transient), временной шаг – 1000 лет. Плоскость, ограничивающая правое, восточное крыло слоя «земной коры» с восточной стороны, обозначенная на рис. 2 красным цветом, смещалась на расстояние 80 м за промежуток времени 40 тыс. лет в направлении, указанном стрелкой, на запад. Синхронно с движением плоскости в направлении с востока на запад плоскость, ограничивающая восточное крыло разлома с северной стороны, двигалась на юг с такой же скоростью (рис. 2). Так как объект модели представляет собой не абсолютно жесткое тело, а имеет реологические свойства, сходные с земной корой, а также деформируется не на гладкой поверхности, а на поверхности, повторяющей границу Мохо, то нет возможности описывать процесс как смещение жесткого, недеформируемого восточного крыла и приходится говорить о некотором суммарном векторе перемещений в восточном крыле. Суммарный вектор перемещений получился под углом 45° и скоростью около 2.8 мм/год, что совпадает с оценкой современных скоростей горизонтальных

смещений земной поверхности на Сахалине по результатам геодезических измерений [26, 27].

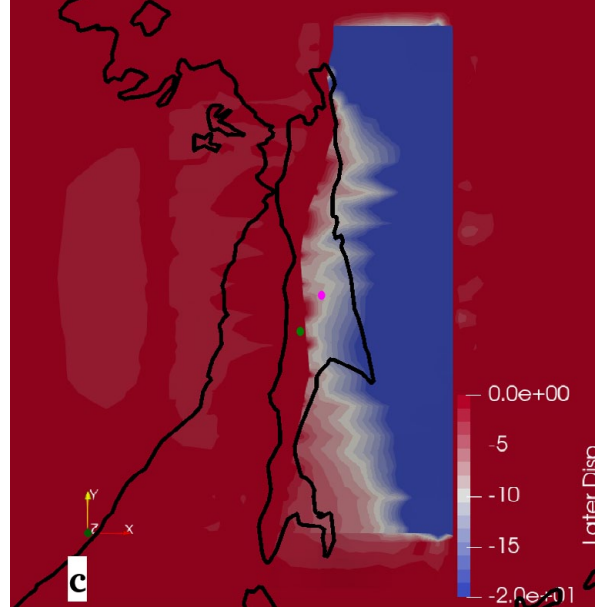
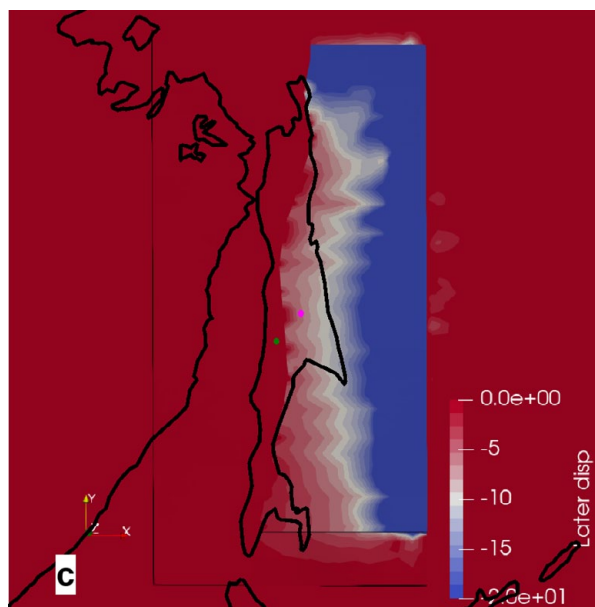
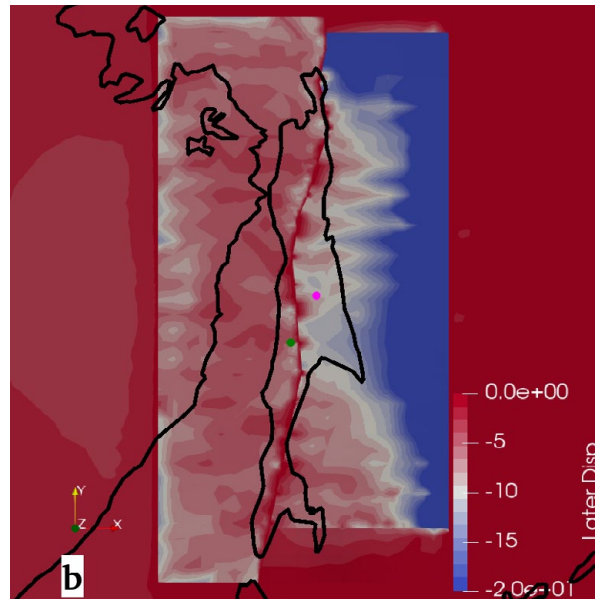
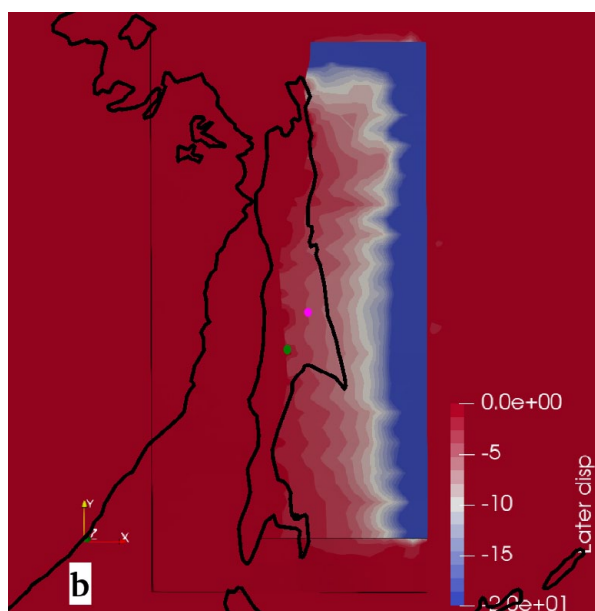
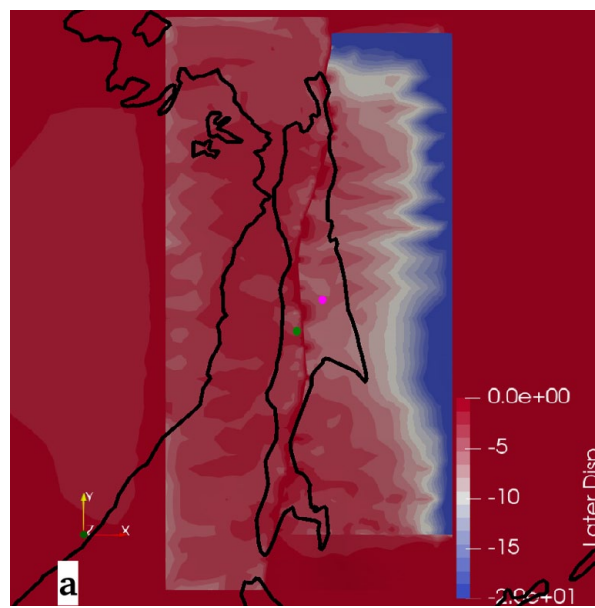
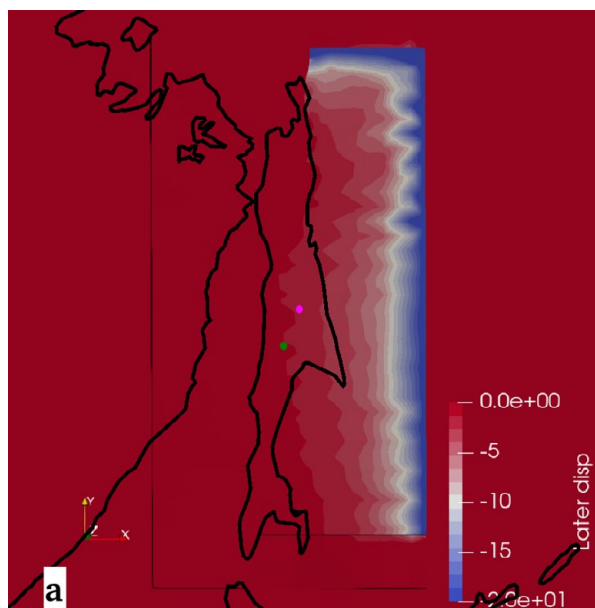
Учитывая, что амплитуды вертикальных движений, оцененные по палеогеографическим реконструкциям следов древних береговых линий на побережьях о. Сахалин в период послеледниковой трансгрессии и голоцене, не превышают 10 м [28], для имитации нагружения в результате ледниковых–межледниковых регрессивных и трансгрессивных изменений уровня Мирового океана было принято, что «земная поверхность», расположенная ниже современного уровня моря (т.е. морское дно при отсутствии воздействия на сухопутную часть острова), претерпевала максимальные смещения с амплитудой 10 м в направлении сверху вниз на протяжении 20 тыс. лет и в направлении снизу вверх в последующие 20 тыс. лет.

Амплитуда «сухопутной» поверхности о. Сахалин могла претерпевать вертикальные деформации за счет реологических свойств земной коры, которая изгибалась, следуя смещениям поверхности дна прилегающих акваторий, и воздействия за счет «перетекания» мантийного вещества из-под акваторий, испытывающих вертикальное нагружение, под сушу. При этом по амплитуде движений общая деформация суши Сахалина, по ожиданиям, не превысит 10 м.

Аналогичная оценка погружения поверхности дна в -10 м была получена при 3D-моделировании эффекта гидроизостазии с вязко-упругой реологией материала мантии для Охотского моря при нагружении 120-метровым слоем воды [29].

При моделировании использовался предусмотренный в программном пакете математический инструментарий.

Решение системы линейных уравнений деформации выполнялось итерациями обобщенного метода сопряженных невязок (GCR) после применения предобуславливателей неполной факторизации Крылова (ILU2) в модуле Finite Elasticity (конечная деформация). Для дискретизации во времени использовался метод BDF (формула обратной дифференциации) второго порядка, обобщенный метод минимальных невязок



(<http://www.nic.funet.fi/pub/sci/physics/elmer/doc/ElmerSolverManual.pdf>).

Все стороны модели в нижнем слое, включая стороны нижнего слоя, составляющие границу верхнего слоя «земной коры», были закреплены как неподвижные. Предел сходимости итераций был установлен 10^{-7} .

Контактное взаимодействие плоскостей в «разломной зоне» моделировалось с помощью mortar-метода. Mortar-метод – численный метод дискретизации непрерывных функций для решения дифференциальных уравнений с частными производными. Метод используется для дискретизации непересекающихся подчастей общего тела модели сетки-меш для стыковки несогласованных сеток, в данном случае представляющих собой крылья разлома (<https://www.nic.funet.fi/pub/sci/physics/elmer/doc/ElmerModelsManual.pdf>).

Результаты

Иллюстрации на рис. 3 наглядно демонстрируют различия в значениях деформаций при воздействии вертикальных смещений и при их отсутствии. Рисунок иллюстрирует расчетные горизонтальные смещения в интервалы времени 10, 20 и 40 тыс. лет при отсутствии воздействия вертикальных смещений «морского дна» прилегающих акваторий и горизонтальные смещения за те же временные интервалы, но в комбинации с воздействием вертикальных смещений «морского дна», с амплитудой 10 м в направлении вниз, ниже отметки 0 м, на протяжении 20 тыс. лет и затем с амплитудой 10 м в направлении вверх еще 20 тыс. лет.

Тенденции в деформировании иллюстрируются на графиках рис. 4 – изменения значений амплитуд перемещений, снятых на конкретных поверхностях о. Сахалин по обе стороны разломной зоны. Местоположения точек указаны точками розового и зеленого цвета на рис. 3 и 5. Расстояние между точ-

ками 100 км. На рис. 4 а показаны смещения точки относительно системы координат модели в результате поступательного горизонтального движения (XY) боковых поверхностей слоя «земной коры» в суммарном юго-западном направлении и неподвижного положения боковых поверхностей с западной и южной стороны слоя «земной коры». График демонстрирует смещения в месте, указанном зеленой точкой на рис. 3. Максимальные горизонтальные смещения в результате деформации за 40 тыс. лет достигли -0.43 м, максимальные вертикальные смещения составили -0.27 м.

График 4 б показывает смещения в месте, указанном розовой точкой на рис. 3. Максимальные горизонтальные смещения в результате деформации за 40 тыс. лет достигли -6.0 м, а максимальные вертикальные смещения $+1.0$ м.

Заметно отличный от описанного характер смещений того же места демонстрирует график на рис. 4 в, где к горизонтально-поступательным деформациям добавлены вертикальные деформации – половину времени в направлении вниз и вторую половину в направлении вверх (XYZ). График показывает горизонтальные смещения в результате деформации до -4 м на протяжении 20 тыс. лет и затем на протяжении еще 20 тыс. лет – возврат точки, но не до начальной отметки в 0 м, а только до отметки около -1 м. Вертикальные смещения достигают -10 м и возвращаются на нулевые отметки.

На рис. 4 д видно, что на восточном крыле разломной зоны в условиях комбинированного воздействия горизонтальных и вертикальных смещений (XYZ) в месте, указанном точкой розового цвета, горизонтальные перемещения достигают -10 м и возвращаются на -9 м амплитуды смещений. Вертикальные смещения достигают -10 м, после чего возвращаются на 0 м.

Рис. 3. Рассчитанные горизонтальные смещения: слева – без учета влияния вертикальных смещений, справа – с учетом влияния вертикальных смещений.

(а) значения горизонтального вектора смещения (шкала Later disp, в метрах) в результате движения боковых поверхностей с восточной и северной стороны за 10 тыс. лет; (б) то же, но за 20 тыс. лет; (в) то же, но за 40 тыс. лет. Шкала смещений для всех временных интервалов указана единая для удобства сравнения.

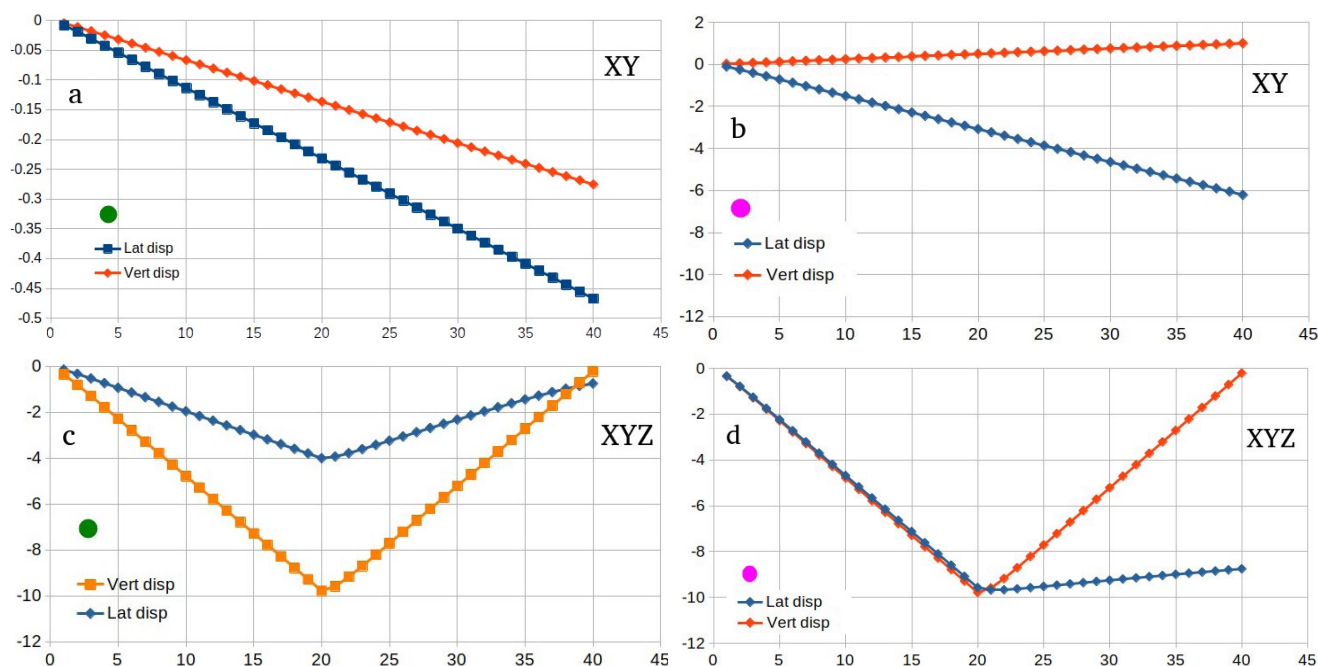


Рис. 4. Смещения горизонтальные (Lat disp) и вертикальные (Vert disp) (в метрах) на протяжении 40 тыс. лет: (а) и (б) – при воздействии горизонтальных смещений, на западном крыле разломной зоны в месте, обозначенном зеленой точкой (а), и на восточном крыле разломной зоны в месте, обозначенном розовой точкой (б). (с) и (д) – при воздействии горизонтальных смещений в комбинации с вертикальными на западном крыле разломной зоны в месте, обозначенном зеленой точкой (с), и на восточном крыле разломной зоны в месте, обозначенном розовой точкой (д). Местоположения точек, на которых сняты значения, указаны точками зеленого и розового цвета на рисунках 3 и 5.

Анализ напряженного состояния земной коры о. Сахалин ряд авторов иллюстрируют распределением коэффициента Лодэ–Надаи [13, 14, 30].

По результатам анализа полей напряжений, развивающихся во времени при моделировании деформаций, нами также выполнен расчет коэффициента Лодэ–Надаи (рис. 5 и 6).

На рис. 5 а показано распределение коэффициента Лодэ–Надаи для случая только поступательных горизонтальных деформаций, без комбинирования с вертикальными. Результат, в общем, интуитивно ожидаем – на протяжении всего расчетного отрезка времени значения коэффициента Лодэ–Надаи сохранялись постоянными. Это видно и на графиках рис. 6 а, б, которые иллюстрируют значения коэффициента Лодэ–Надаи в точках на протяжении 40 тыс. лет.

На рис. 5 б, с, д демонстрируются изменения в распределении коэффициента Лодэ–Надаи для временных отрезков 20, 33 и 40 тыс. лет при условии воздействия вертикальных смещений.

График на рис. 6 с показывает сложное поведение поля напряжения на западном крыле разломной зоны (зеленая точка на рис. 3 и 5). При нагружении – обстановка близка к сдвигу, после запуска разгрузки в вертикальном направлении значения коэффициента варьируют от сжатия к растяжению.

График на рис. 6 д иллюстрирует неизменность коэффициента Лодэ–Надаи для отрезка времени 20 тыс. лет на восточном крыле разломной зоны (розовая точка на рис. 3 и 5), а затем, когда вертикальные деформации меняют знак на противоположный, значения коэффициента начинают меняться от сжатия к растяжению.

Следует оговориться, что графики на рис. 6 иллюстрируют эволюцию коэффициента исключительно в двух точках, тогда как на всем пространстве модели представлены все возможные геодинамические варианты: сжатия, чистого сдвига, растяжения, а на некоторых участках они даже сменяют друг друга. Поэтому графики значений на рис. 6 не характеризуют все поле напряжений по модели, но свидетельствуют о зависимости напряженного

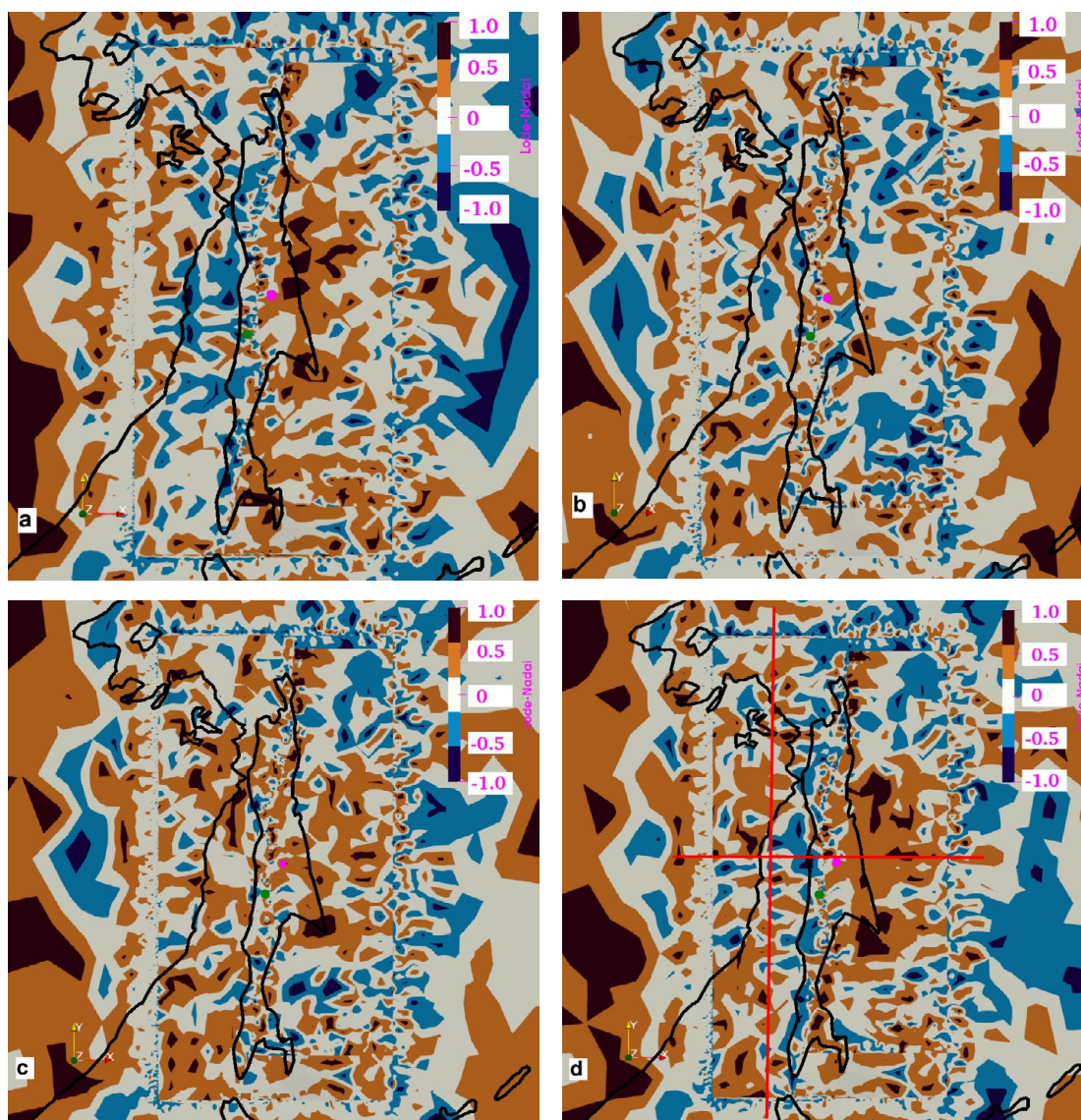


Рис. 5. Значения коэффициента Лоде–Надаи: (а) при горизонтальном смещении, без воздействия вертикальных движений; (b) то же, с учетом воздействия вертикального движения с амплитудой 10 м в течение 20 тыс. лет; (с) то же, что и на рис. b, после 33 тыс. лет вертикального движения, из них с амплитудой 10 м в направлении вниз в продолжение 20 тыс. лет и с амплитудой 10 м в направлении вверх оставшееся время; (d) то же, что и на рис. b, после 40 тыс. лет вертикального воздействия, из них с амплитудой 10 м в направлении вниз в продолжение 20 тыс. лет и с амплитудой 10 м в направлении вверх оставшееся время. Красные линии на рисунке – плоскости разрезов, показанных на рис. 7.

состояния среды от вертикальных деформаций, вызванных эффектом гидроизостазии.

Обсуждение

По оценкам, полученным в высокосейсмичных регионах, таких как Японские острова, п-ов Камчатка, интервал повторяемости сильных землетрясений может достигать 9–20 тыс. лет [31–33]. Для о. Сахалин имеются предварительные оценки возраста сильных палеосейсмических событий. На разломе Центрально-Сахалинской зоны возраст последних подвижек

оценивается в 3.7 тыс. л.н., в Северо-Сахалинской зоне – в 4–5 тыс. л.н. [9, 11, 34]. Учитывая, что наиболее изученный интервал времени, на котором происходило повышение уровня Мирового океана на 100–120 м, а следовательно, и изменение нагрузки водного столба на морское дно, – это 20 тыс. лет, можно видеть, что повторяемость землетрясений вполне соразмерна длительности послеледниковой трансгрессии.

Другим показателем сейсмической активности разломов является slip rate – средняя ско-

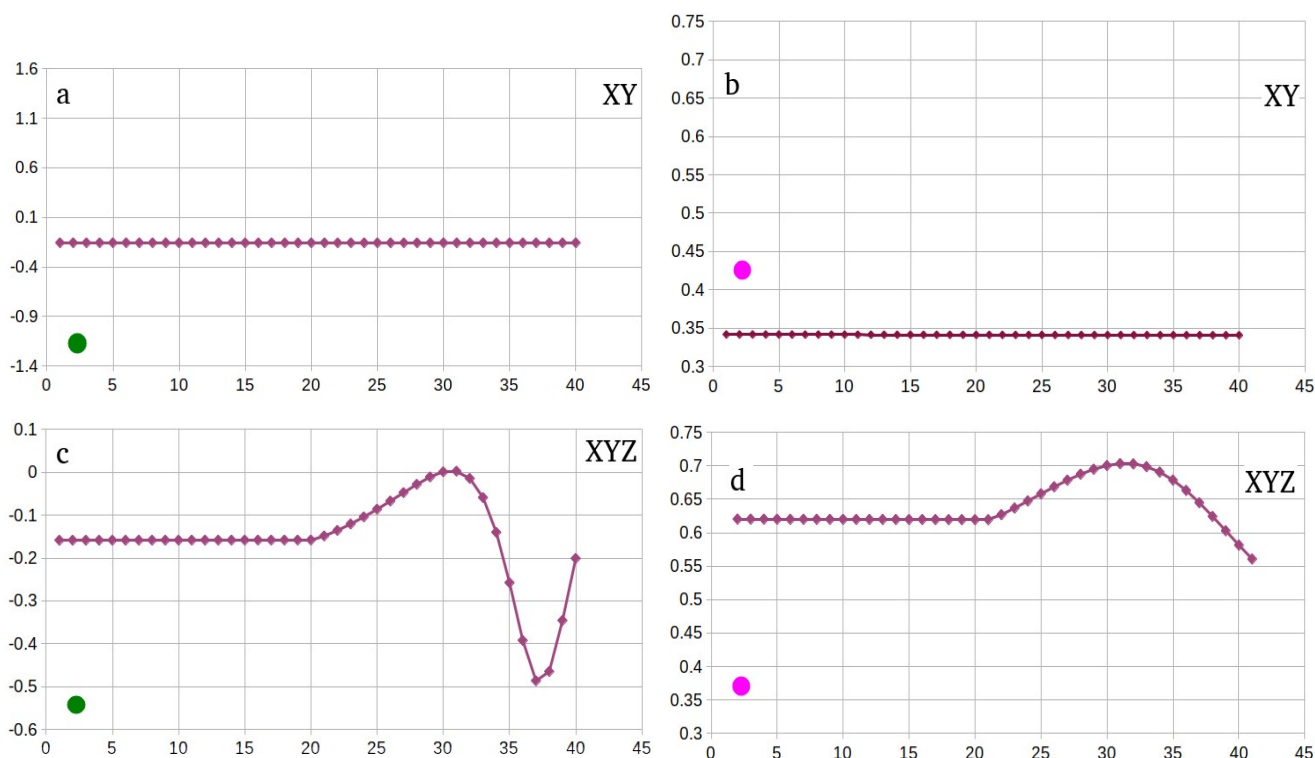


Рис. 6. Изменения коэффициента Лове–Надаи (вертикальная ось):

(а) и (б) – при горизонтальных движениях поверхности без воздействия вертикальных движений на западном крыле разломной зоны в месте, указанном точкой зеленого цвета (а), и на восточном крыле разломной зоны в месте, указанном точкой розового цвета (б).

(с) и (д) – при воздействии вертикальных движений поверхности в результате имитации гидроизостазии на западном крыле разломной зоны в месте, указанном точкой зеленого цвета (с), и на восточном крыле разломной зоны в месте, указанном точкой розового цвета (д).

Местоположения точек, на которых сняты значения, указаны точками зеленого и розового цвета на рисунках 3 и 5.

рость смещения по разлому [35, 36]. Slip rate рассчитывается как суммарная амплитуда смещений по разлому за время, в которое смещения происходили по палеосейсмологическим данным, и в результате получается средняя скорость смещения по разлому за несколько тысяч или даже десятков тысяч лет. Механика движений по разломам детально рассмотрена в монографиях [37, 38].

Очевидно, что сейсмическая активность разломов, имеющих разные средние скорости смещений, различна, что выражается в различиях магнитуд землетрясений и интервалов повторяемости. В данном случае численное моделирование для реологических и геометрических условий, схожих с земной корой и верхним слоем мантии сахалинского блока, показывает очевидную разницу в смещениях на крыльях Центрально-Сахалинской разломной зоны (рис. 3 и 4) при сравнении горизонтальных воздействий с горизонтальными в

комбинации с вертикальными, имитирующими вклад гидроизостазии.

Полученные в результате численного моделирования деформации на плоскости разлома (рис. 7 а, б), которые, по сути, являются амплитудой смещений по разлому, заметно различаются. Если смещения на разломе при горизонтальных воздействиях (рис. 7 а) в конкретном месте составляют несколько сантиметров, то в случае комбинированного воздействия (рис. 7 б) амплитуда смещений достигает нескольких метров.

Сеймотектоническая активность, в свою очередь, влияет на вертикальные движения в береговой зоне, как это произошло, например, во время Невельского землетрясения 2007 г. [39], через изгибание деформируемой упругой земной коры при сейсмических событиях. Деформации, вызывающие смещения на разломе, не ограничиваются территорией непо-

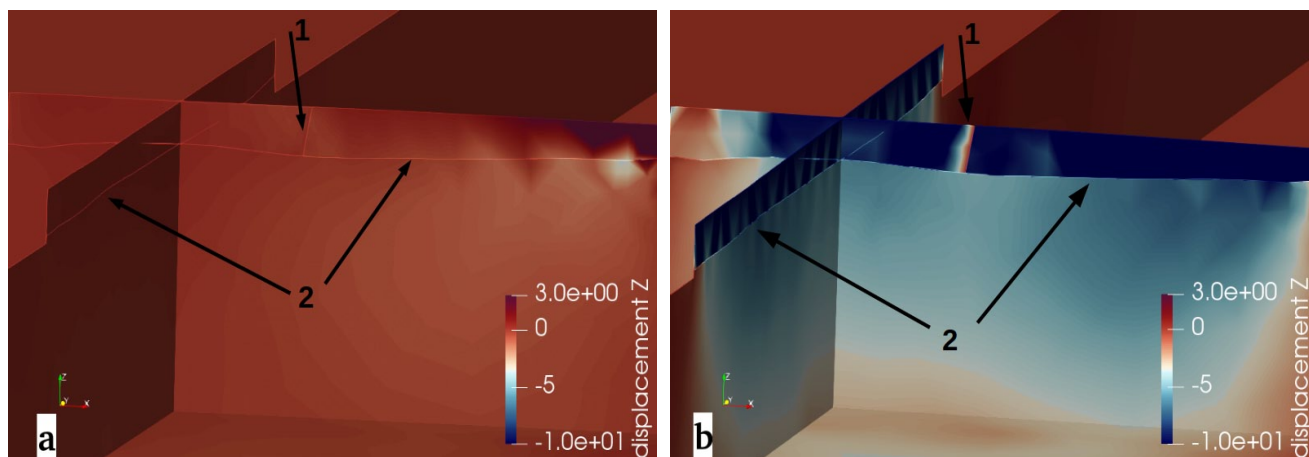


Рис. 7. Вид разрезов модели, демонстрирующих вертикальные смещения (displacement Z), в том числе на плоскости разлома, в результате 20 тыс. лет горизонтальных воздействий (а); комбинированных горизонтальных и вертикальных воздействий (b). Местоположение плоскостей разреза показано красными линиями на рис. 5 d. Стрелка 1 указывает на плоскость разлома, стрелка 2 – на границу Мохо.

средственно у разлома, а происходят на большем расстоянии, достигая береговой зоны. Подобные деформации определяют эволюцию рельефа прибрежной зоны, в пределах которой обычно расположены основные хозяйственные инфраструктуры.

Оценки поля напряжений по коэффициенту Лодэ–Надаи для о. Сахалин, выполненные по результатам анализа современных землетрясений [13, 14, 30], иллюстрируют «мгновенную», в геологическом смысле, геодинамическую обстановку в земной коре. Это позволяет оценить характер геодинамической обстановки в настоящий момент. При расчете же коэффициента по результатам моделирования имеется возможность получить целый спектр изменений поля напряжений во времени. В нашем случае получено пространственное распределение значений коэффициента через каждые 1 тыс. лет на протяжении 40 тыс. лет в различных динамических условиях – горизонтального сжатия, горизонтального сжатия в комбинации с вертикальным. Это позволяет сравнивать поля напряженного состояния в зависимости от влияния внешних факторов, например изменений уровня Мирового океана при смене ледниковых периодов межледниковьями, и оценить влияние данных факторов на распределение поля напряжений. Рисунки 5 и 6 наглядно демонстрируют различие в распределении и динамике поля напряжения в зависимости от комбинации воздействия внешних

факторов на блок земной коры и мантийного слоя изучаемой территории.

Значения наибольшего из главных напряжений, σ_1 , меняются в интервале от нескольких десятков до нескольких тысяч МПа, что не противоречит значениям, полученным на южной части Центрально-Сахалинского разлома (ЦСР) в работе [25], хотя по южной части ЦСР использовалась более детализированная модель с более низкими реологическими параметрами. Такая сходимость независимых результатов свидетельствует о хорошем подобии моделей реальным условиям.

Коэффициент Лодэ–Надаи иллюстрирует смену геодинамической обстановки при изменении направления воздействия со стороны внешних факторов. Перестройка поля напряжения происходит при смене направления вертикальных воздействий, имитирующих гидроизостазию.

Отдельного изучения требует рассмотрение метастабильного состояния разлома, когда «сам момент динамического срыва во многом случаен и может определяться внешними по отношению к очаговой зоне, порой довольно слабыми воздействиями... Источниками таких кратко- и среднесрочных локальных флуктуаций напряженного состояния могут быть деформационные процессы в соседних областях, воздействие землетрясений, приливы и океаническая нагрузка, магматические интрузии, антропогенная активность

в виде наполнения резервуаров, горных работ, инъекции и откачки флюидов, крупных взрывов, а также сезонные факторы, такие как снеговая нагрузка, изменение уровня водохранилищ и т.д.» [38, с. 260]. В этом смысле гидроизостазия в результате изменения уровня океана на 100–120 м на протяжении 20 тыс. лет является уже не «слабым», а скорее «сильным» воздействием в роли триггера сейсмических событий. Результаты расчета коэффициента Лоде–Надаи (рис. 5 и 6) наглядно демонстрируют резкое изменение геодинамической ситуации при имитации эффекта гидроизостазии, что не может не привести к динамическому срыву по разлому.

К сожалению, в данной работе не удалось применить описание мантийных слоев в виде вязко-эластичного материала, что позволило бы учесть временные задержки релаксации после съема вертикальных сжимающих деформаций. Но представление верхнего мантийного слоя как упругого материала позволило определить тенденции в распределении напряженно-деформированного состояния в земной коре.

В настоящее время нет консенсуса среди исследователей о прохождении межплитовой границы между Амурской и Охотоморской плитами в южной части Сахалина, поэтому в модели была принята компромиссная позиция разломной зоны, в конфигурации как бы между двумя положениями.

Выводы

Численное моделирование, выполненное для морфологических и реологических условий, схожих с сахалинскими, продемонстрировало следующие различия моделируемых обстановок горизонтального сжатия и комбинирования горизонтального сжатия с меняющимися во времени на противоположные вертикальными воздействиями:

- амплитуды смещений заметно различны для двух моделируемых случаев;
- поля напряжений различаются по амплитуде при горизонтальном сжатии и комбинировании горизонтального и вертикального сжатия, но сохраняются не-

изменными в период обстановки сжатия;

- изменения в направлении вертикального воздействия при сохранении горизонтального приводят к изменениям в динамической обстановке;
- различия в деформациях на крыльях разломной зоны, а также на самой плоскости разлома представляют собой аналоги принятых в палеосейсмологии средних скоростей смещений по разлому (slip rate) и предполагают различие сейсмоактивности на разломе в указанных двух условиях;
- для метастабильного состояния разлома предполагается динамический срыв при изменении поля напряжений. Поскольку в результате выполненного моделирования явным образом получено изменение напряженного состояния, то нельзя исключать для вертикальных деформаций вследствие гидроизостазии роли триггера динамических срывов на разломах.

Список литературы

1. Шепард Ф.П. 1969. *Морская геология*. Л.: Недра, 462 с.
2. Fairbridge R. 1961. Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 4: 99–185. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(61\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0079-1946(61)90004-0)
3. Clark J., Farrell W., Peltier W. 1978. Global changes in postglacial sea level: Numerical calculations. *Quaternary Research*, 9(3): 265–287 [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(78\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(78)90033-9)
4. Lambeck K., Purcell A., Johnston P., Nakada M., Yokoyama Y. 2003. Water-load definition in the glacio-hydro-isostatic sea-level equation. *Quaternary Science Reviews*, 22(2-4): 309–318. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(02\)00142-7](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(02)00142-7)
5. Булгаков Р.Ф., Сеначин В.Н. 2019. Морские террасы и влияние эффекта гидроизостазии на вертикальные движения Сахалина. *Геосистемы переходных зон*, 3(3): 277–286. doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.277-286
6. Зверев А.Т. 2020. Эвстатические колебания уровня Мирового океана. *Изв. вузов, Геодезия и аэрофотосъемка*, 64(2): 157–163. [doi:10.30533/0536-101X-2020-64-2-157-163](https://doi.org/10.30533/0536-101X-2020-64-2-157-163)
7. Yokoyama Y., Purcell A. 2021. On the geophysical processes impacting palaeo-sea-level observations. *Geoscience Letters*, 8(13). <https://doi.org/10.1186/s40562-021-00184-w>
8. Roy K., Peltier W.R. 2015. Glacial isostatic adjustment, relative sea level history and mantle viscosity: reconciling relative sea level model predictions for the U.S. East coast with geological constraints. *Geophysical J. International*, 201(2): 1156–1181. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv066>
9. Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И., Бесстрашнов В.М.,

- Стром А.Л., Suzuki Y., Tsutsumi H., Watanabe M., Ueki T., Shimamoto T., Okumura K., Goto H., Kariya Y. **2002**. Активные разломы Сахалина. *Геотектоника*, 36(3): 227–246.
10. Степашко А.А. **2010**. Глубинные основы сейсмотектоники Дальнего Востока: Сахалинская зона. *Тихоокеанская геология*, 29(3): 50–63.
11. Кожурин А.И. **2013**. *Активная геодинамика северо-западного сектора тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов)*: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Москва, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.
12. Nicholson U., VanLaningham S., Macdonald D.I.M. **2013**. Quaternary landscape evolution over a strike-slip plate boundary: Drainage network response to incipient orogenesis in Sakhalin, Russian Far East. *Geosphere*, 9(3): 588–601. <https://doi.org/10.1130/ges00883.1>
13. Татаурова А.А. **2015**. Поля напряжений и деформаций по данным механизмов коровых землетрясений о. Сахалин. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 3(27): 93–101.
14. Сим Л.А. Богомолов Л.М., Брянцева Г.В., Саввичев П.А. **2017**. Неотектоника и тектонические напряжения острова Сахалин. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(1): 181–202. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0237>
15. Heidbach O., Rajabi M., Fuchs K., Müller B. **2018**. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744(2018): 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
16. Suzuki Y., Tsutsumi H., Watanabe M., Ueki T., Okumura K., Goto H., Streltsov M.I., Kozhurin A.I., Bulgakov R.F., Terentief N., Ivashchenko A.I. **2000**. Geology and geomorphology of the Sakhalin Island: Preliminary report on active faults in Sakhalin, Russia. *J. of Geography (Chigaku Zasshi)*, 109(2): 311–317. https://doi.org/10.5026/jgeography.109.2_311
17. Сеначин В.Н., Веселов О.В., Семакин В.П., Кочергин Е.В. **2013**. Цифровая модель земной коры Охотоморского региона. *Геоинформатика*, 4: 33–44.
18. Reynolds S.D., Coblenz D.D., Hillis R.R. **2002**. Tectonic forces controlling the regional intraplate stress field in continental Australia: Results from new finite element modeling. *J. of Geophysical Research*, 107(B7). <https://doi.org/10.1029/2001jb000408>
19. Zhao S., Müller R.D. **2003**. Three-dimensional finite-element modelling of the tectonic stress field in continental Australia. In: *Evolution and Dynamics of the Australian Plate*, p. 71–89. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2372-8.71>
20. Dziewonski A.M., Anderson D.L. **1981**. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4): 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
21. Жарков В.Н. **2013**. *Внутреннее строение Земли и планет: Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику*. М.: Наука и образование, 414 с.
22. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И., Тихонова И.М., Крупнова Н.А., Пыжянова Т.М. **2011**. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ. *Разведка и охрана недр*, 10: 11–17.
23. Суворов А.И. **1968**. Глубинные разломы Земли. *Природа*, 9: 30–41.
24. Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. **2019**. Структура литосферы зоны перехода континент–океан южной части Дальнего Востока России по результатам плотностного моделирования. *Тихоокеанская геология*, 38(6): 3–20.
25. Каменев П.А., Заболотин А.Е., Дегтярев В.А., Жердева О.А. **2019**. Разработка геомеханической модели активного разлома южного Сахалина. *Геосистемы переходных зон*, 3(3): 287–295. doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.287-295
26. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. **2016**. Геодинамика Северного Сахалина после Нейтегорского землетрясения 1995 г. Mw=7.1 по данным GPS наблюдений. *Мониторинг. Наука и техника*, 3(28): 9–12.
27. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. **2018**. Деформации земной поверхности острова Сахалин по данным GPS-наблюдений. *Геодинамика и тектонофизика*, 9(2): 503–514. [doi:10.5800/GT-2018-9-2-0358](https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0358)
28. Короткий А.М., Пушкар В.С., Гребенникова Т.А. **1997**. *Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина*. Владивосток: Дальнаука, 229 с.
29. Булгаков Р.Ф. **2021**. 3D-моделирование эффекта гидроизоляции с близкой к реальной конфигурацией поверхности Мохо для Охотского моря. *Геосистемы переходных зон*, 5(4): 339–345. <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.4.339-345>
30. Polets Y. **2019**. The stress state of the Sakhalin Island and adjacent territories. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 324(1): 012010. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/324/1/012010>
31. Tsukuda T. **1985**. Long-term seismic activity and present microseismicity on active faults in Southwest Japan. In: Kisslinger C., Rikitake T. (eds) *Practical approaches to earthquake prediction and warning*. Dordrecht: Springer, ch. 3: 253–284. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2738-9_4
32. Okada A., Takemura K., Katon S. **1998**. Characteristics of the Nojima fault, a major surface rupture associated with the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake, in the northern part of Awaji Island, Western Japan. *Humans and Nature*, 9: 33–56. https://doi.org/10.24713/hitotoshizen.9.0_33
33. Кожурин А.И., Пономарева В.В., Пинегина Т.К. **2008**. Активная разломная тектоника юга Центральной Камчатки. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2: 10–27.
34. Tsutsumi H., Suzuki Y., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I., Ueki T., Goto H., Okumura K., Bulgakov R.F., Kitagawa H. **2005**. Late Quaternary faulting along the western margin of the Poronaysk Lowland in Central Sakhalin, Russia. *Tectonophysics*, 407: 257–268.
35. McCalpin J.P. (ed.) **1996**. *Paleoseismology*. 1st ed. USA, Academic Press. (International Geophysics Series; 62). 2nd ed. 2009. URL: https://www.irsrm.cas.cz/ext/ethiopia/materials/papers/tectonic_geomorphology/Paleoseismology_McCalpin.pdf
36. Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W. **1996**. Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bull. of the Seismological Society of America*, 86(3): 683–690.
37. Касахара К. **1985**. *Механика землетрясений*. М.: Мир, 264 с.
38. Кочарян Г.Г. **2016**. *Геомеханика разломов*. М.: ГЕОС, 424 с.
39. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. **2009**. Тектонические условия Невельского (02.08.2007, M ~ 6.1) землетрясения. *Тихоокеанская геология*, 28(5): 44–53.

REVIEW

TRANSLATION

<https://doi.org/10.30730/gtrz.2022.6.4.303-315.316-327>
<https://www.elibrary.ru/pylmpf>

Modeling of the stress-strain condition of the Earth's crust of Sakhalin Island: impact of hydroisostasy

Rustam F. Bulgakov

E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The paper attempts to answer the question about the role of contribution of the hydroisostasy to the stress-strain state of the Earth's crust on the Island of Sakhalin. The hydroisostasy contribution was estimated by simulation by means of finite element method. The mesh grid for the calculation was constructed using the real values of the depth of the Moho discontinuity surface and the topography of Sakhalin Island with adjacent shelf areas. The calculation took into account the Central Sakhalin fault zone. Lateral displacements as a result of strain and lateral displacements combined with vertical ones were simulated separately. Comparison of the results of the stress-strain state simulation, taking lateral displacements and their combination with vertical ones into account, clearly demonstrates the significance of the hydroisostasy contribution to the stress-strain state of the Earth's crust in the Sakhalin region.

Keywords: hydroisostasy, stress, strains, vertical movements, fault, Elmer, finite element method

For citation: Bulgakov R.F. Modeling of the stress-strain condition of the Earth's crust of Sakhalin Island: impact of hydroisostasy. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2022, vol. 6, no. 4, pp. 303–327. (In Russ. & Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2022.6.4.303-315.316-327>; <https://www.elibrary.ru/pylmpf>

Acknowledgements and Funding

Author thanks the Reviewers for the constructive suggestions and comments on the substance of the manuscript.

Introduction

In the middle of the XX century, it was founded, that the postglacial transgression, especially at the ending stage, later than 6 ka ago, had different scenarios and uneven rate of sea advance in various areas of the World Ocean. F. Shepard and R. Fairbridge scenarios were considered as basic. Shepard [1] assumed a gradual rise of sea level to reach the present meaning by the asymptote, but never exceeded it. His opponent, Fairbridge [2] proposed an alternative conception of oscillations presence in the transgression course. According to Fairbridge, the World Ocean level has exceeded the present one by 3–4 m 5.0 and 3.7 ka ago, and then returned to the meaning close to the present after a series of small oscillations with an amplitude of +1.5 m 2.3 and 1.2 ka ago.

The solution for the discussed contradiction was offered by the J. Clark et al. [3]. They developed a model taking into account the changes in gravity

field resulting from redistribution of ice and water masses on the Earth's surface at elastic and viscous-elastic rheological properties of the Earth's crust and mantle layers. The model calculated the difference between the sea surface and solid seabed for a given time moment. Later, this calculation was called “solution of the sea level equation”.

These authors also identified six zones with similar scenarios of the postglacial transgression on the Earth's surface, i.e. the zones where the sea level had exceeded the present one, the zones, in which it had decreased, etc. Six zones were identified in total. Further, the numerical simulation of the postglacial transgression was improved on the base of this work. The term hydroisostasy was introduced, such phenomena as ocean siphoning (“transfer” of the ocean), continental levering (rise of the continent) [4] were discovered.

Sakhalin, which is an island and situates outside the zones of gravity impact of ice sheet masses (far

Translation of the article published in the present issue of the Journal: Р.Ф. Булгаков. Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры о. Сахалин: влияние гидронизостазии. Translation by G.S. Kachesova.

field zone), was not affected by the glacioisostasy, but could not avoid the hydroisostasy impacts.

The most studied time interval, at which the change in the level of the World Ocean with an amplitude of 120 m occurred, is the last 20 ka. Melting of ice sheet and the World Ocean recharge with water along increase of sea and ocean level up to the present began during this period after the last maximum of glaciation (the Valdai Glaciation on the Russian Platform, the Würm in the West European region, the Wisconsin in the North America, the Sartan in Siberia), when the volume of water, equivalent to a decrease in sea level by 100–120 m, was frozen in glaciers.

The phenomenon of hydroisostasy is studied by the numerical simulation methods [4–7].

This work attempts to study the influence of hydroisostasy effect on modern crustal strains and stress fields in the territory of Sakhalin and adjacent waters in the presence of a deep fault. Stress fields are illustrated by the Lode–Nadai coefficient.

At present, studies are underway to clarify the volume of water contribution to the World Ocean during the postglacial transgression. For example, the last eustatic curve ICE-7G_NA (VM7) together with the parameters of the model of mantle viscosity, was clarified and proposed in the work [8]. This detailed transgression curve characterizes loading of the surface of the World Ocean floor, but the full cycle of loading and unloading should to be analyzed for assessing the response of the Earth's crust and mantle layer. We first simulated loading of adjacent waters with a layer of water with increase in a depth to 120 m for 20 ka, then unloading to a depth of 0 m over the next 20 ka. Since the detailed course of the changes in the World Ocean level for the previous epochs was not identified in the same degree of detail as for the eustatic curve ICE-7G_NA (VM7), loading and unloading were performed according to linear law. I.e. the situation similar to the interglacial transgression turning into the sea regression (water intake from ocean to ice sheets) was simulated. “Sea level equation” was not solved in this case.

Sakhalin Island located at the junction of the Amur and Okhotsk Sea tectonic plates is divided in a submeridional direction by a fault zone [9–15], which generates the main seismic activity.

Active faults were found throughout the fault zone [9, 11, 16].

Model construction

Based on the data of Topex bathymetry (https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) and Moho discontinuity from the Crust 2.0 database (<https://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>), adapted for the Sea of Okhotsk region [17], the 3D mesh was constructed for finite element calculation (FEM).

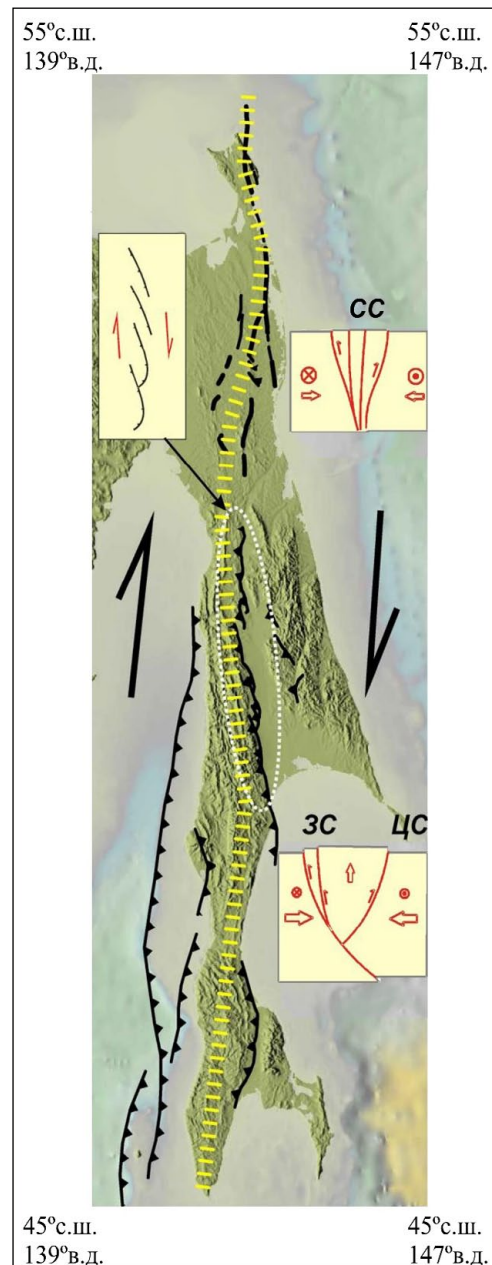


Fig. 1. The Sakhalin fault system in interpretation by A. Kozhurin [11]. The horizontal dashes show the position of the regional dextral strike-slip zone. On the right insets there are the principal models of the cross-section of the zone in different parts of the island uplift: CC – North Sakhalin, 3C – West Sakhalin, 4C – Central Sakhalin segments of the zone. The left inset shows a diagram of the echelon arrangement of the segments of the Central Sakhalin reverse fault zone. Figure is borrowed from A.I. Kozhurin's dissertation abstract [11].

An area of the Sea of Okhotsk region within the coordinates of 139–147° E and 45–55° N was chosen for simulation (Fig. 1). Mesh grid construction (Fig. 2) was performed in an open-source and open-access Salome (<https://salome-platform.org/>) and FreeCad (<https://www.freecadweb.org/>) software packages. Bathymetry and Moho discontinuity were taken in a projection of UTM-54 on WFS-84. The mesh grid is a parallelepiped with sides of 5 000 and 10 500 km, and a depth of 430 km. In the central part of the grid, there are surfaces built on the basis of the data of bathymetry and Moho discontinuity surface. The upper layer in this part with a thickness from 10 to 40 km is the Earth's crust, and the lower one down to a depth of 430 km is a layer of the upper mantle. The grid resolution for the surface digital model, on which the mesh grid was constructed was taken 50 km. The excess volume was built on the sides of the parallelepiped of the central part in order to eliminate the influence of interaction with the model's side boundaries. The central part of the parallelepiped is a rectangular area with sides 500×1050 km (Fig. 2). The simulation here is somewhat analogous to the works [18, 19],

in which the stress fields, created by pressure from the surrounding lithospheric plates, were simulated in the Earth's crust of the Australian continent.

The change in loading on the Earth's crust and mantle down to the core resulting from redistribution of ice sheets and waters of the World Ocean is usually calculated when simulating the sea level changes during the epochs of changeover of the glacial periods by the interglacial ones. It is necessary to take into account the entire mantle thickness in the case of describing the mantle layers in the form of viscoelastic material. In our case, when the simulation aims to influence of the fault on the evolution of the elastic Earth's crust, the mantle is also described in the form of elastic material, so there is no need to take into account the strains over the entire depth and increase the cost of calculation. Therefore, the model for calculation was built only for a depth of the upper mantle, which, according to the data [20], is at a depth about of 400 km. Due to this the depth of 430 km was taken.

Salome used the NETGEN 1D-2D-3D algorithm of the NETGEN mesh grid generator (<https://github.com/NGSolve/netgen>) to gene-

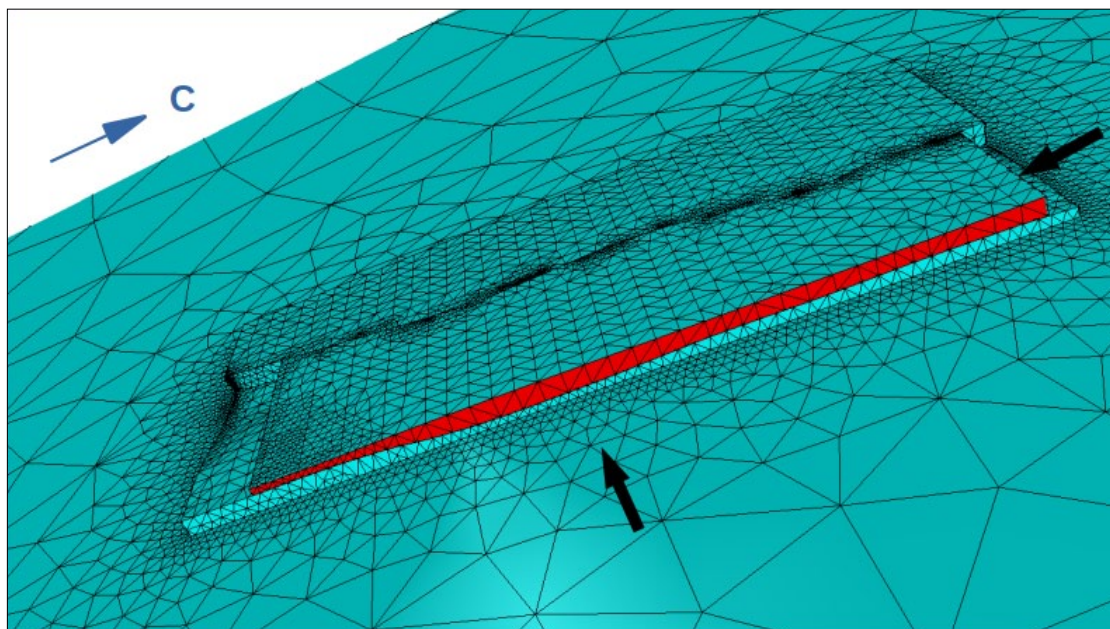


Fig. 2. Mesh grid built to calculate the stress-strain state with the fault zone on Sakhalin Island under the impact of the movement of the Earth's crust of the Sea of Okhotsk plate. Black arrows indicate the direction of movement of the surfaces (red on the east side, hidden on the north side). According to the simulation conditions, the movements along the arrows have continued for 40 ka with an amplitude of 80 meters from the east and north. Vertical displacements, which occurred with an amplitude of 10 meters in the downward direction for 20 ka and then, 10 meters in the upward direction for 20 ka, were simulated on the surface of the fault wings in the areas below 0 meters in altitude in order to simulate the influence of the hydroisostasy effect.

rate the mesh grid. The mesh grid elements were composed of quadratic tetrahedrals. The mesh grid contains 2504 nodes and 13 743 elements. The dimensions of the mesh grid elements were

increased from the center to the edges and in depth in order to reduce the computation time.

The mesh grid model includes two layers (see the table).

Table. Earth's crust and mantle characteristics taken in the work to build a model

Layer	Layer thickness, km	Density, kg/m ³	Poisson's ratio	Shear modulus, $\times 10^{11}$ Pa	Gravity (gravitational acceleration), m/s ²
Earth's crust	30–38	3233.6	0.49	0.45	9.987630567
Upper mantle	430	3367.12	0.49	1.9941	9.939356456

Note. The values were taken on average from the works [21, 22].

The “Earth's crust” layer is composed of two separate bodies, which are separated by the planes of the “fault zone”. Fault zone configuration represented in Fig. 1 is borrowed from the work [11, Fig. 17]. The angle of inclination of the “fault” plane is 80° with a dip towards the west. The angle of inclination of 80° was chosen according to the estimates made by A.I. Suvorov for the angles of inclination of deep faults [23]. He identifies two types of deep faults, the first ones are arcuate, that are typical, for example, for the Meso-Ceinozoic faults of large structures, such as Pamir and Himalayas with the angles of inclination of 40–60°, and the second ones are the faults of a lesser scale and more rectilinear with the angle of inclination of 80–90°, for example, a deep fault of the Sikhote-Alin adjacent to the Okhotsk Sea plate. There is no any certain estimate of the angle of inclination of the Hokkaido-Sakhalin fault system in later works [24], but there is no indication of the flatter inclination angle of the system either. An estimate of the inclination of 75–85° of the Aprelovka fault in the southern part of the Central Sakhalin fault zone was also used in building a geomechanical model of the active fault in southern Sakhalin [25].

It should be noted that the model was built as an elastic solid, without taking into account the viscous characteristics of the mantle layer.

Calculation

The calculation was performed in open-source and open-access software package Elmer (<https://www.csc.fi/web/elmer>). Simulation was carried out in the transient mode with a timestep size of 1 000 years. The plane bounding the right, eastern wing of the “Earth's crust” layer

from the east side, highlighted in red in Fig. 2, was being shifted westward to a distance of 80 km for a time period of 40 ka in the direction indicated with the arrow. Synchronously with the plane movement from east to west, the plane bounding the eastern wing of the fault on the north side moved south at the same rate (Fig. 2). Since the object of the model is not a rigid body, but has rheological properties similar to the Earth's crust, and also is deformed not on a smooth surface, but on a surface, that repeats the Moho discontinuity, it is not possible to describe the process as a displacement of the rigid, nondeformable eastern wing, and we have to talk about some sum displacement vector in the eastern wing. Sum displacement vector was obtained at an angle of 45° and with a rate of 2.8 mm/year, which coincides with the estimate of the current rates of horizontal displacements of the Earth's surface in Sakhalin according to the results of geodetic measurements [26, 27].

Taking into account that the amplitudes of vertical movements estimated from palaeogeographic reconstructions of traces of the ancient coastlines on the coasts of Sakhalin Island during the period of the postglacial transgression and the Holocene do not exceed 10 m [28], it was assumed that the “Earth's surface” located below modern sea level (i.e. the seabed without impact on the onshore of the island) has undergone maximum displacements with an amplitude of 10 m in a top-down direction for 20 ka and in a bottom-up direction for the next 20 ka in order to simulate the loading resulting from glacial-interglacial regressive and transgressive changes in the level of the World Ocean.

Amplitude of the “onshore” surface of Sakhalin Island could undergo vertical deformations due to rheological properties of the Earth’s crust, which bent following the displacements of the seabed surface of adjacent waters, and impact due to the “flow” of the mantle substance from beneath the water areas subject to the vertical loading under the land. At the same time, the general strain of the land of Sakhalin Island is expected to not exceed 10 m in amplitude of movement.

A similar estimate of the seabed surface downwarping of –10 m was obtained from 3D simulation of the hydroisostasy effect with viscous-elastic rheology of the mantle material for the Sea of Okhotsk at loading of 120 m layer of water [29].

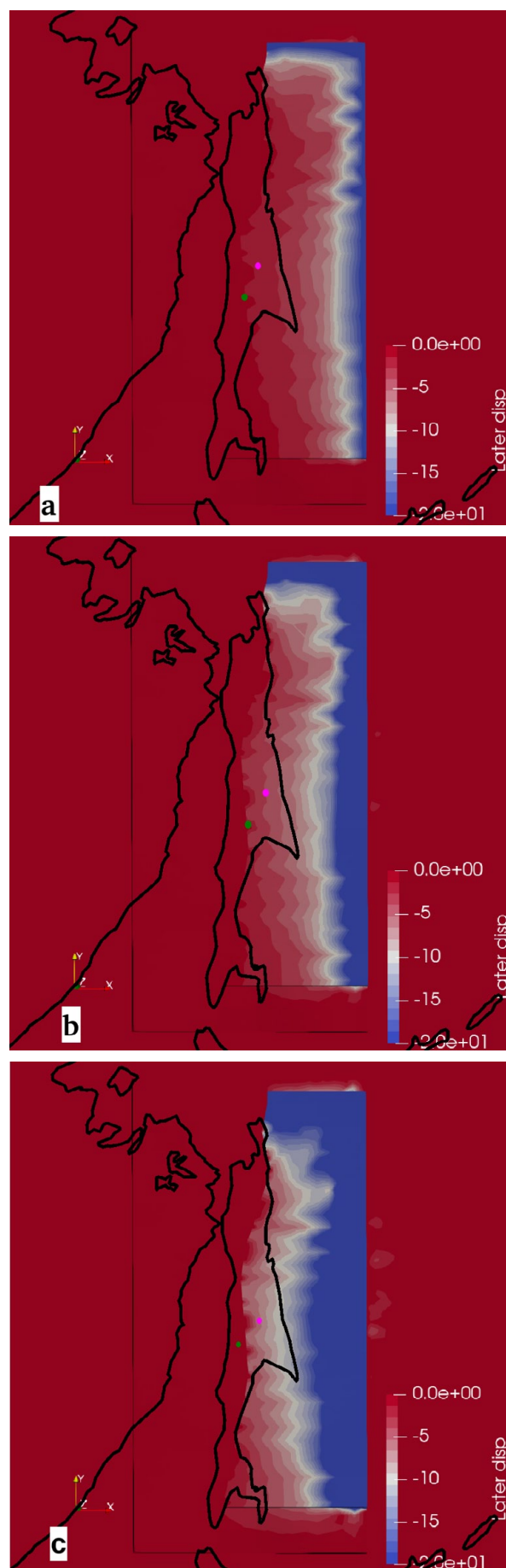
Mathematical tools provided in the software package was used in the simulation.

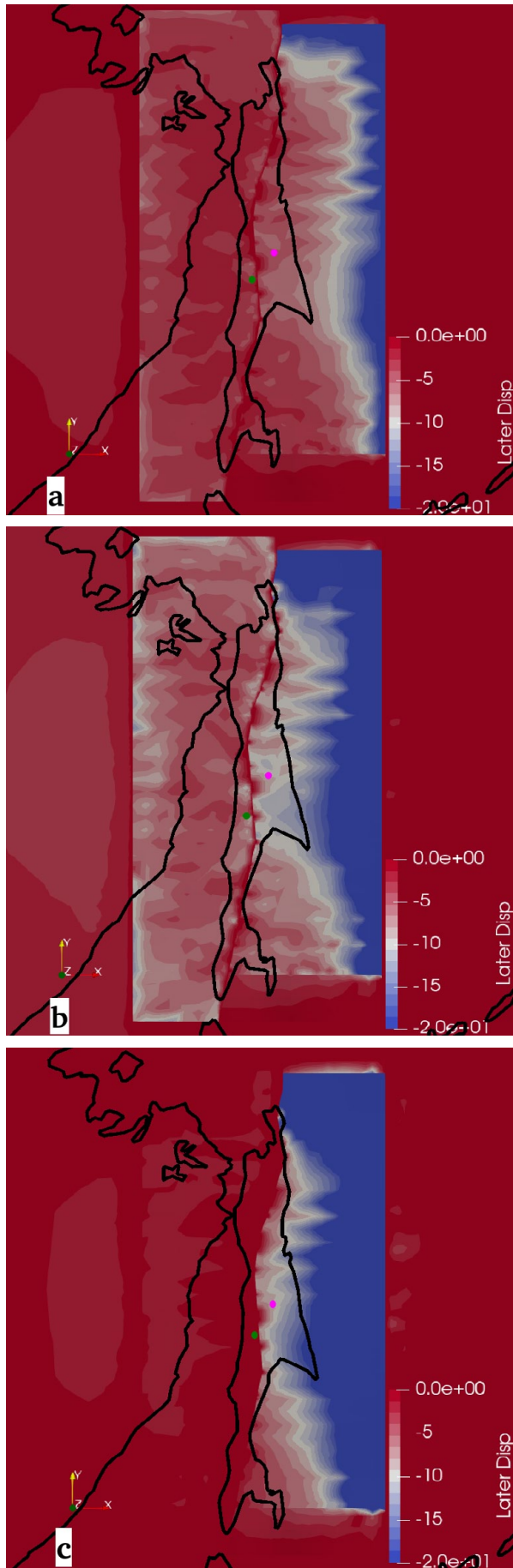
The system of linear equations of strain was solved by iterations of the generalized conjugate residuals method (GCR) after applying the preconditioners for Krylov’s incomplete factorization (ILU2) in the Finite Elasticity module (finite deformation). For discretization in time, the second-order BDF (backward differentiation formula) method, the generalized minimal residuals method were used. (<http://www.nic.funet.fi/pub/sci/physics/elmer/doc/ElmerSolverManual.pdf>).

All sides of the model in the bottom layer including the sides of the bottom layer, that make up the boundary of the top layer of the “Earth’s crust”, were fixed. Iteration convergence limit was set 10^{-7} .

The contact interaction of the planes in the “fault zone” was simulated by means of the mortar method. Mortar method is a numerical method for discretization of continuous functions to solve partial differential equations. The method is used to discretize the disjoint subparts of common body of the model mesh grid in order to join inconsistent grids, which are the fault wings in this case (<https://www.nic.funet.fi/pub/sci/physics/elmer/doc/ElmerModelsManual.pdf>).

Fig. 3. Calculated lateral displacements without taking into account the influence of vertical displacements: (a) values of the lateral displacement vector (Later disp. scale, in meters) as a result of the movement of the lateral surfaces from the east and north sides for 10 ka; (b) the same, but for 20 ka; (c) the same, but for 40 ka. The displacement scale for all time intervals is the same for ease of comparison.





Results

Illustrations in Figures 3 and 4 clearly demonstrate the differences in the values of displacements under the impact of vertical displacements and without them. Fig. 3 illustrates the calculated lateral strains in the time intervals of 10, 20 and 40 ka without the impact of vertical displacements of the “seabed” of the adjacent water areas. Fig. 4 shows the lateral displacements over the same time intervals, but in combination with the impact of vertical displacements of the “seabed” with an amplitude of 10 m downwards, below the mark of 0 m, for 20 ka and then with an amplitude of 10 m upwards for another 20 ka.

Trends in strain are illustrated in the graphs of Fig. 5 – changes in the values of the displacement amplitudes taken on certain surfaces of Sakhalin Island on both sides of the fault zone. Point locations are indicated with pink and green dots in Fig. 3, 4 and 6. The distance between the points is 100 km.

Fig. 5a shows the displacements of the point relative to the coordinate system of the model resulting from the forward horizontal movement (XY) of the lateral surfaces of the “Earth’s crust” layer in the total southwest direction and the stationary position of the lateral surfaces on the western and southern sides of the “Earth’s crust” layer. The graph shows displacements at the location indicated with the green dot in Figures 3 and 4. The maximum lateral displacements as a result of strain over 40 ka reached -0.43 m, the maximum vertical displacements were -0.27 m.

The graph in Fig. 5 b shows displacements at the location indicated with the pink dot in Figures 3 and 4. The maximum lateral displacements as a result of strain over 40 ka reached -6.0 m, while the maximum vertical displacements reached $+1.0$ m.

The graph in Fig. 5 c, where the vertical displacements are added to the lateral translational strains for half the time in the downward direction and the second half in the upward direction (XYZ), demonstrates the markedly different displacement character from the described above.

Fig. 4. Calculated lateral displacements taking into account the impact of vertical displacements: (a) values of the lateral displacement vector (Later disp. scale, in meters) as a result of the movement of the lateral surfaces from the east and north sides for 10 ka; (b) the same, but for 20 ka; c) the same, but for 40 ka. The displacement scale for all time intervals is the same for ease of comparison.

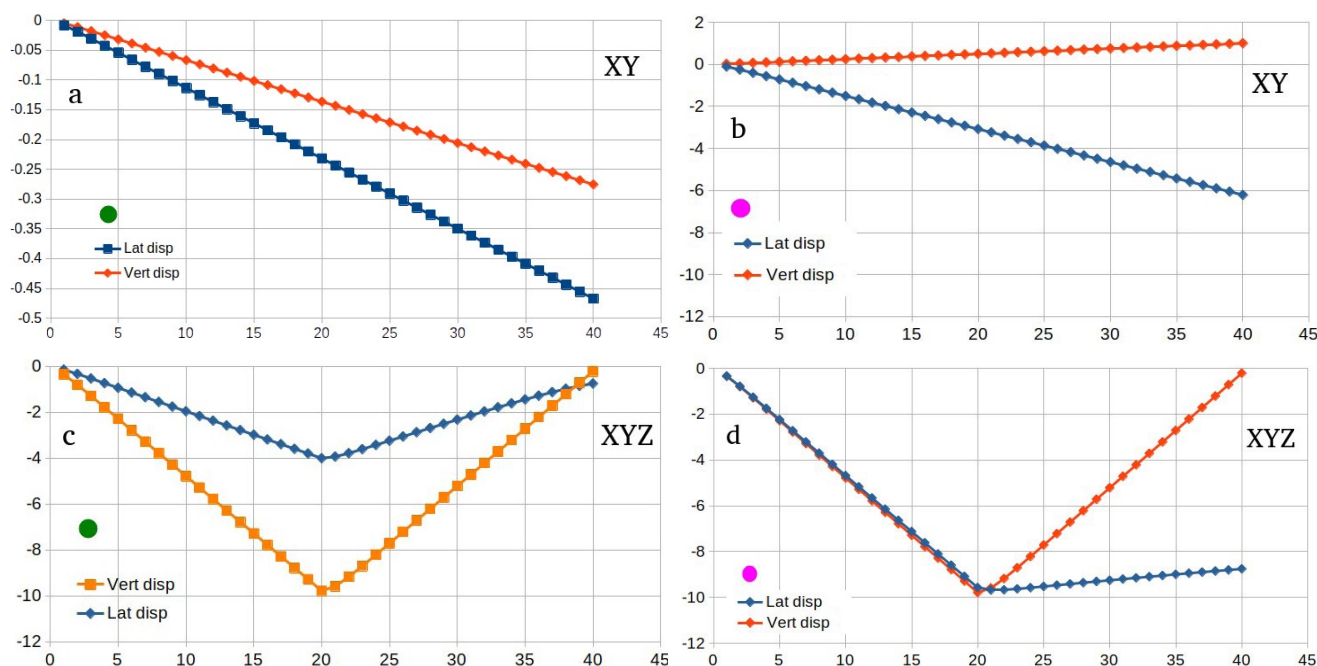


Fig. 5. Horizontal (Lat disp) and vertical (Vert disp) displacements (in meters) over 40 ka:

(a) and (b) – under the impact of lateral displacements, on the western wing of the fault zone at the point indicated with the green dot (a); and on the eastern wing of the fault zone at the point indicated with the pink dot (b).

(c) and (d) – under the impact of lateral displacements combined with the vertical ones on the western wing of the fault zone at the point indicated with a green dot (c); and on the eastern wing of the fault zone at the point indicated with a pink dot (d).

Locations of the points, where the values have been taken are indicated with pink and green dots in Figures 3, 4 and 6.

The graph shows the lateral displacements as a result of strain up to -4 m over 20 ka and then the return of the point over another 20 ka, however not to the initial mark of 0 m, but only to a mark of about -1 m. Vertical displacements reach -10 m and return to zero marks.

Fig. 5 d shows that the lateral displacements reach -10 m and return to -9 m of the displacement amplitude on the eastern wing of the fault zone, under conditions of the combined action of the lateral and vertical displacements (XYZ), in the place indicated with the pink dot. Vertical displacements reach -10 m, after which they return to 0 m.

Analysis of the stress state of the Earth's crust of Sakhalin Island is illustrated by a number of authors with the distribution of the Lode–Nadai coefficient [13, 14, 30].

We also calculated the Lode–Nadai coefficient (Fig. 6 and 7) based on the results of the analysis of the stress fields developing in time during the simulation of strains.

Fig. 6 a shows the distribution of the Lode–Nadai coefficient for the case of only translational lateral strains, without combination with the vertical ones. The result, in general, is intuitively

expected – the values of the Lode–Nadai coefficient remained constant throughout the entire period of calculation. One can also see this in the graphs in Fig. 7 a, b, which illustrate the values of the Lode–Nadai coefficient at points over 40 ka.

Fig. 6 b, c, d show changes in the distribution of the Lode–Nadai coefficient for the time intervals of 20, 33, and 40 ka under the influence of vertical displacements.

The graph in Fig. 7 c shows the complicated behavior of the stress field on the western wing of the fault zone (green dot in Figures 3, 4, 6). The setting is close to shear under loading; and the values of the coefficient vary from compression to extension after the start of unloading in the vertical direction.

The graph in Fig. 7 d illustrates the invariance of the Lode–Nadai coefficient for a time interval of 20 ka on the eastern wing of the fault zone (pink dot in Figures 3, 4, 6), and then, when vertical strains change sign to the opposite, the values of the coefficient begin to change from compression to extension.

It should be noted that the graphs in Fig. 7 illustrate the evolution of the coefficient exclusi-

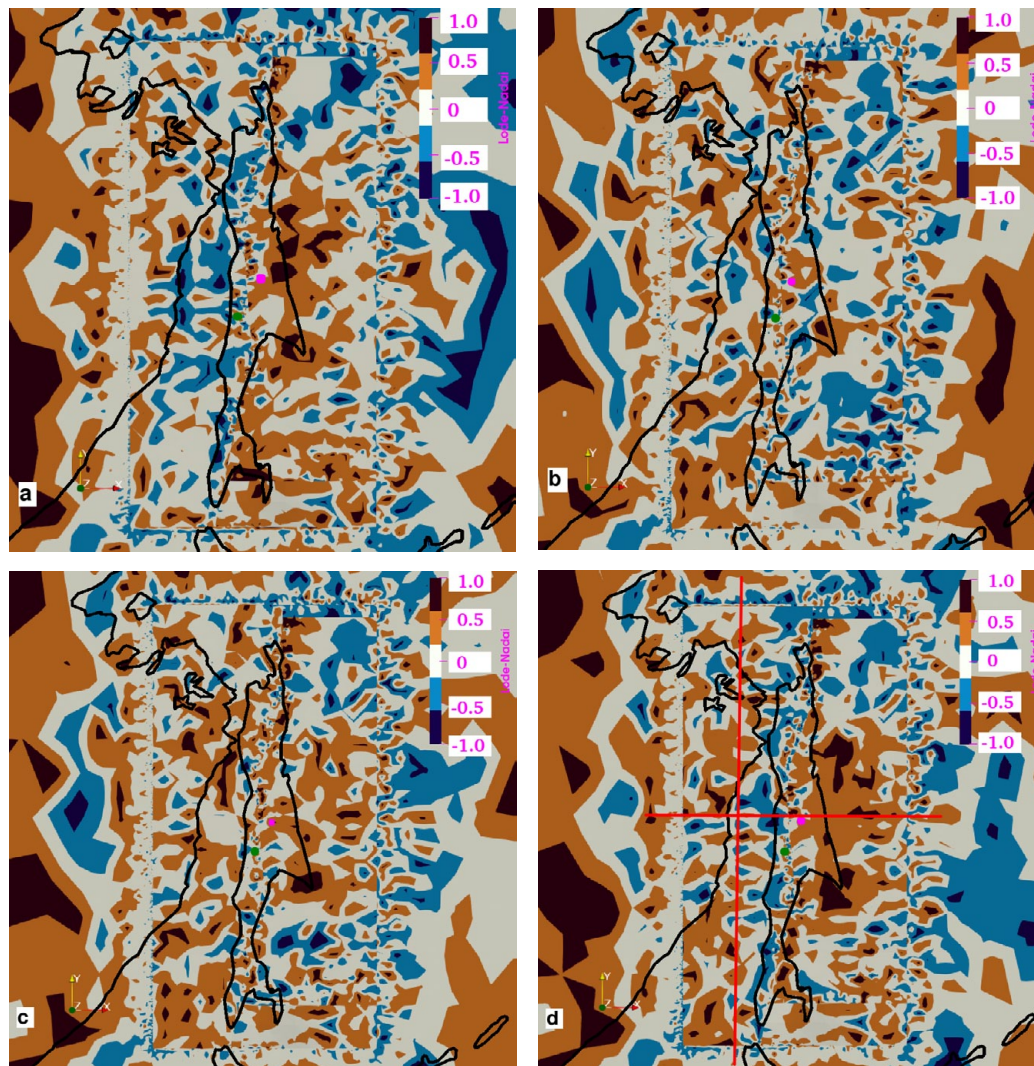


Fig. 6. Values of the Lode–Nadai coefficient: (a) for lateral displacement over 40 ka, without the impact of vertical movements; (b) the same, taking into account the impact of vertical movement with an amplitude of 10 meters over a period of 20 ka; (c) the same as in (b), after 33 ka of vertical movement, of which with an amplitude of 10 m in the downward direction for 20 ka and with an amplitude of 10 m in the upward direction for the time remaining; (d) the same as in (b), after 40 ka of vertical movement, of which with an amplitude of 10 m in the downward direction for 20 ka and with an amplitude of 10 m in the upward direction for the time remaining. Red lines are the planes of the cross-sections shown in Fig. 8.

vely at two points, while all possible geodynamic options are presented throughout the model space: compression, pure shear, extension, and they even replace each other in some areas. Therefore, the graphs of values in Fig. 7 do not characterize the entire stress field according to the model, but testify to the dependence of the stress state of the medium on vertical strains caused by the hydroisostasy effect.

Discussion

According to the estimates obtained in highly seismic regions, such as the Japanese archipelago and the Kamchatka Peninsula, the recurrence in-

terval of strong earthquakes can reach 9–20 ka [31–33]. In the case of Sakhalin Island, there are preliminary estimates of the age of strong palaeoseismic events. The age of the last slips on the fault of the Central Sakhalin zone is estimated at 3.7 ka, and at 4–5 ka in the North Sakhalin zone [9, 11, 34]. Taking into account that the most studied time interval during which the World Ocean level increase by 100–120 m and, consequently, loading of the water column on the seabed changed, is 20 ka, it can be seen that the earthquake recurrence is quite commensurate with the duration of the postglacial transgression.

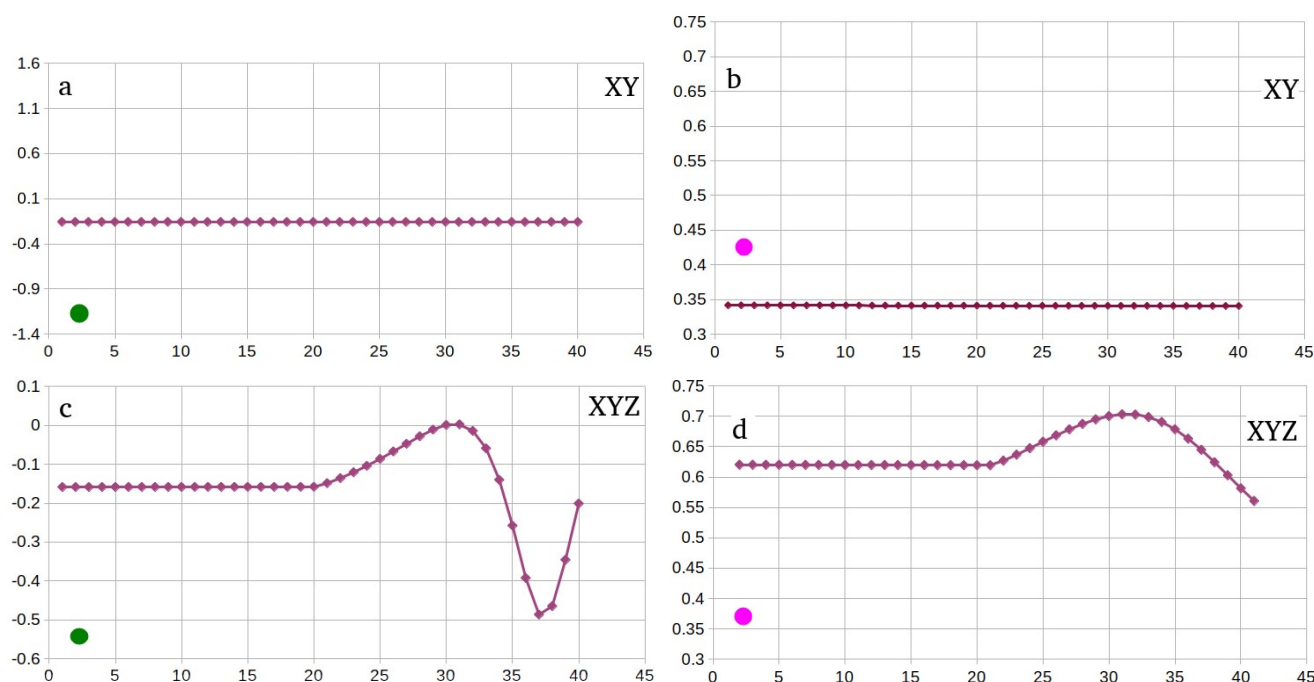


Fig. 7. Ranges in the Lode-Nadai coefficient (vertical axis):

(a) and (b) – for horizontal movements of the surface without the impact of vertical movements on the western wing of the fault zone at the point indicated with the green dot (a), and on the eastern wing of the fault zone at the point indicated with the pink dot (b).

(c) and (d) – under the impact of vertical movements of the surface as a result of hydroisostasy simulation on the western wing of the fault zone at the point indicated with the green dot (c), and on the eastern wing of the fault zone at the point indicated with the pink dot (d).

Locations of the points, where the values have been taken are indicated with pink and green dots in Figures 3, 4 and 6.

Another indicator of the seismic activity of faults is the slip rate, that is the average displacement rate along the fault [35, 36]. The slip rate is calculated as the total amplitude of displacements along the fault during the time in which the displacements occurred according to the palaeoseismological data, and as a result, the average displacement rate along the fault over several thousand or even tens of thousands of years is obtained. The mechanics of fracture movements are discussed in detail in monographs [37, 38].

It is obvious, that the seismic activity of the faults with different mean displacement rates is different, which is expressed in differences in earthquake magnitudes and recurrence intervals. In this case, numerical simulation for rheological and geometric conditions similar to the Earth's crust and upper mantle layer of the Sakhalin block shows an obvious difference in displacements on the wings of the Central Sakhalin fault zone (Figures 3, 4 and 5) when comparing horizontal impacts with horizontal in combinations with vertical ones simulating the hydroisostasy contribution.

The strains on the fault plane obtained resulting from the numerical simulation (Fig. 8 a, b), which, in fact, are the amplitude of displacements along the fault, differ markedly. If the displacements on the fault under horizontal impacts (Fig. 8 a) in a certain place are several centimeters, then in the case of a combined impact (Fig. 8 b) the displacement amplitude reaches several meters.

Seismotectonic activity, in turn, affects the vertical movements in the coastal zone, as it has happened, for example, during the 2007 Nevelsk earthquake [39], through bending of the deformable elastic Earth's crust during seismic events. The strains that cause displacements on the fault are not limited to the area immediately near the fault, but occur at a great distance, reaching the coastal zone. Such strains determine the evolution of the coastal zone relief, within which the main economic infrastructures are usually located.

Estimates of the stress field by the Lode–Nadai coefficient for Sakhalin, performed by the results of the analysis of modern earthquakes [13, 14, 30], illustrate the «instant», in

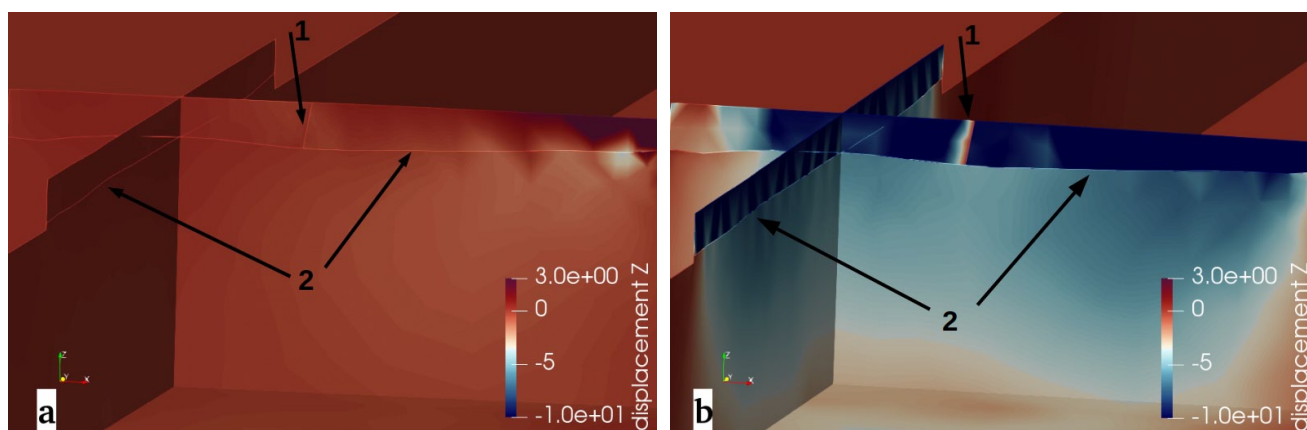


Fig. 8. View of the model sections showing vertical displacements (displacement Z) including on the fault plane, as a result of 20 ka of horizontal impacts (a); combined horizontal and vertical impacts (b). The location of the cross-section planes is shown with the red lines in Fig. 6 d. Arrow 1 points to the fault plane, arrow 2 points to the Moho discontinuity.

the geological sense, geodynamic setting in the Earth's crust. This allows us to assess the nature of the geodynamic setting at the moment. It is possible to obtain a whole range of changes in the stress field over time, when calculating the coefficient according to the simulation results. In our case, we obtained the spatial distribution of the coefficient values every 1 ka over 40 ka under various dynamic conditions – horizontal compression, horizontal compression in combination with vertical one. This makes it possible to compare the stress state fields depending on the influence of external factors, for example, changes in the level of the World Ocean when the change of glacial periods with interglacial ones, and to evaluate the influence of these factors on the stress field distribution. Figures 6 and 7 clearly demonstrate the difference in the distribution and dynamics of the stress field depending on the combination of the impact of external factors on the block of the Earth's crust and the mantle layer of the study area.

The values of σ_1 , the largest of the principal stresses vary in the range from several tens to several thousand MPa, which does not contradict the values obtained in the southern part of the Central Sakhalin fault (CSF) in [25], although a more detailed model with lower rheological parameters was used for the southern part of the CSF. Such convergence of independent results testifies to a good similarity of the models to real conditions.

The Lode–Nadai coefficient illustrates the change in the geodynamic setting when the di-

rection of impact from external factors changes. The rearrangement of the stress field occurs when changing the direction of vertical impacts simulating the hydroisostasy.

The metastable state of the fault, when “the very moment of the dynamic disruption is largely random and can be determined by external relative to the focal zone, sometimes quite weak impacts... The sources of such short- and medium-term local fluctuations of the stress state can be strain processes in neighboring areas, earthquake impacts, tides and ocean loading, magmatic intrusions, anthropogenic activity in the form of reservoir filling, mining, injection and pumping of fluids, large explosions, as well as seasonal factors such as snow loading, changing reservoir levels, etc.” [38, p. 260]. In this sense, the hydroisostasy resulting from a change in the ocean level by 100–120 m over 20 ka is no longer a “weak”, but rather a “strong” impact in the role of trigger seismic events. The results of calculation of the Lode–Nadai coefficient (Figures 6 and 7) clearly demonstrate a sharp change in the geodynamic setting when simulating the hydroisostasy effect, which can lead to the dynamic disruption along the fault.

Unfortunately, it has not been possible to apply in this work the description of the mantle layers in the form of viscoelastic material, which would allow taking into account the time delays in relaxation after the removal of vertical compressive strains. But the representation of the upper mantle layer as elastic material made it pos-

sible to determine the trends in the distribution of the stress-strain state in the Earth's crust.

At present, there is no consensus among researchers on the location of the interplate boundary between the Amur and Sea of Okhotsk plates in the southern part of Sakhalin, hence, a compromise position of the fault zone was taken in the model, in a configuration, as it were, between two positions.

Conclusion

Numerical simulation carried out for morphological and rheological settings similar to those of Sakhalin showed the following differences between the simulated settings of horizontal compression and the combination of horizontal compression with time-varying vertical impacts:

- displacement amplitudes are noticeably different for two simulated cases;
- stress fields differ in amplitude under horizontal compression and combination of horizontal and vertical compression, but remain invariant during the period of setting of compression;
- changes in the direction of the vertical impact on retention of the horizontal one lead to changes in the dynamic setting;
- differences in deformations on the wings of the fault zone, as well as on the fault plane itself, are analogues of the average displacement rates along the fault (slip rate) accepted in palaeoseismology and expect a difference in seismic activity on the fault under these two conditions;
- The dynamic disruption is assumed for the metastable state of the fault when the stress field changes. Since, a change in the stress state was clearly obtained as a result of the performed simulation, the role of the trigger of the dynamic disruptions on the faults cannot be excluded for vertical displacements due to the hydroisostasy.

References

1. Shepard F.P. **1969**. *Marine geology*. Leningrad: Nedra, 462 p.
2. Fairbridge R. **1961**. Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 4: 99–185. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(61\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0079-1946(61)90004-0)
3. Clark J., Farrell W., Peltier W. **1978**. Global changes in postglacial sea level: Numerical calculations. *Quaternary Research*, 9(3): 265–287 [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(78\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(78)90033-9)
4. Lambeck K., Purcell A., Johnston P., Nakada M., Yokoyama Y. **2003**. Water-load definition in the glacio-hydro-isostatic sea-level equation. *Quaternary Science Reviews*, 22(2–4): 309–318. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(02\)00142-7](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(02)00142-7)
5. Bulgakov R.F., Senachin V.N. **2019**. Marine terraces and hydroisostasy influence on the vertical movements of the Sakhalin. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 3(3): 277–286. (In Russ.). doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.277-286
6. Zverev A.T. **2020**. Eustatic fluctuations in World Ocean level. *Geodesy and Aerophotosurveying*, 64(2): 157–163. (In Russ.). <https://doi.org/10.30533/0536-101x-2020-64-2-157-163>
7. Yokoyama Y., Purcell A. **2021**. On the geophysical processes impacting palaeo-sea-level observations. *Geoscience Letters*, 8(13). <https://doi.org/10.1186/s40562-021-00184-w>
8. Roy K., Peltier W.R. **2015**. Glacial isostatic adjustment, relative sea level history and mantle viscosity: reconciling relative sea level model predictions for the U.S. East coast with geological constraints. *Geophysical J. International*, 201(2): 1156–1181. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv066>
9. Bulgakov R.F., Ivashchenko A.I., Kim Ch.U., Sergeev K.F., Strel'tsov M.I., Kozhurin A.I., Besstrashnov V.M., Strom A.L., Suzuki Y., Tsutsumi H., Watanabe M., Ueki T., Shimamoto T., Okumura K., Goto H., Kariya Y. **2002**. [Active faults of Sakhalin]. *Geotektonika*, 36(3): 227–246. (In Russ.).
10. Stepashko A.A. **2010**. Deep roots of seismotectonics in the Far East: the Sakhalin zone. *Russian J. of Pacific Geology*, 4(3): 228–241. (In Russ.).
11. Kozhurin A.I. **2013**. [Active geodynamics of the northwest sector of the Pacific tectonic belt (according to the active fault studies)]: [extended abstract of dissertation ... Dr. Sci. (Geol. and Miner.)]. Moscow, Institut fiziki Zemli im. O.Yu. Shmidta RAN. (In Russ.).
12. Nicholson U., VanLaningham S., Macdonald D.I.M. **2013**. Quaternary landscape evolution over a strike-slip plate boundary: Drainage network response to incipient orogenesis in Sakhalin, Russian Far East. *Geosphere*, 9(3): 588–601. <https://doi.org/10.1130/ges00883.1>
13. Tataurova A.A. **2015**. Stress and strain fields based on data on crustal earthquake mechanisms in Sakhalin Island. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of KRAESC. Earth Sciences*, 3(27): 93–101. (In Russ.).
14. Sim L.A., Bogomolov L.M., Bryantseva G.V., Savvichev P.A. **2017**. Neotectonics and tectonic stresses of the Sakhalin Island. *Geodynamics & Tectonophysics*, 8(1): 181–202. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0237>
15. Heidbach O., Rajabi M., Fuchs K., Müller B. **2018**. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744: 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
16. Suzuki Y., Tsutsumi H., Watanabe M., Ueki T., Okumura K., Goto H., Strel'tsov M.I., Kozhurin A.I., Bulgakov R.F., Terent'ev N., Ivashchenko A.I. **2000**. Geology and geomorphology of the Sakhalin Island: Preliminary report on active faults in Sakhalin, Russia. *J. of Geography (Chigaku Zasshi)*, 109(2): 311–317. https://doi.org/10.5026/jgeography.109.2_311
17. Senachin V.N., Veselov O.V., Semakin V.P., Kochergin E.V. **2013**. [Digital model of the Earth's crust of the Sea of Okhotsk region]. *Geoinformatika*, 4: 33–44. (In Russ.).
18. Reynolds S.D., Coblenz D.D., Hillis R.R. **2002**. Tectonic forces controlling the regional intraplate stress field in continental Australia: Results from new finite element mode-

- ling. *J. of Geophysical Research*, 107(B7). <https://doi.org/10.1029/2001jb000408>
19. Zhao S., Müller R.D. **2003**. Three-dimensional finite-element modelling of the tectonic stress field in continental Australia. In: *Evolution and Dynamics of the Australian Plate*, p. 71–89. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2372-8.71>
 20. Dziewonski A.M., Anderson D.L. **1981**. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4): 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
 21. Zharkov V.N. **2013**. [Interior structure of the Earth and planets: elementary introduction to planetary and satellite geophysics]. Moscow: Nauka i obrazovanie, 414 p. (In Russ.).
 22. Sakulina T.S., Kalenich A.P., Atakov A.I., Tikhonova I.M., Krupnova N.A., Pyzh'yanova T.M. **2011**. [Geological model of the Sea of Okhotsk region according to the data of 1-OM and 2-DV profiles]. *Razvedka i okhrana nedr*, 10: 11–17. (In Russ.).
 23. Suvorov A.I. **1968**. Deep faults of the Earth. *Priroda = Nature*, 9: 30–41.
 24. Ivolga E.G., Manilov Yu.F. **2019**. Structure of the lithosphere in the zone of the continent–ocean transition in the southern part of the Russian Far East: Evidence from the density modeling. *Russian J. of Pacific Geology*, 13(6): 493–509. <https://doi.org/10.1134/s1819714019060034>
 25. Kamenev P.A., Zabolotin A.E., Degtyarev V.A., Zherdeva O.A. **2019**. Geomechanical model of South Sakhalin active fault. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 3(3): 287–295. (In Russ.). doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.287-295
 26. Prytkov A.S., Vasilenko N.F. **2016**. Geodinamika Severnogo Sakhalina posle Neftegorskogo zemletryaseniya 1995 g. Mw=7.1 po dannym GPS nablyudeniya [Geodynamics of the North Sakhalin after the 1995 Mw=7.1 Neftegorsk earthquake according to the GPS observation data]. *Monitoring. Nauka i tekhnika*, 3(28): 9–12. (In Russ.).
 27. Prytkov A.S., Vasilenko N.F. **2018**. Earth surface deformation of the Sakhalin Island from GPS data. *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(2): 503–514. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0358>
 28. Korotkiy A.M., Pushkar V.S., Grebennikova T.A. **1997**. [Marine terraces and quaternary history of the Sakhalin shelf]. Vladivostok: Dal'nauka, 229 p. (In Russ.).
 29. Bulgakov R.F. **2021**. 3D modeling of the hydroisostasy effect with a configuration of Moho surface of the Sea of Okhotsk close to real. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 5(4): 339–345. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.4.339-345>
 30. Polets Y. **2019**. The stress state of the Sakhalin Island and adjacent territories. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 324(1): 012010. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/324/1/012010>
 31. Tsukuda T. **1985**. Long-term seismic activity and present microseismicity on active faults in Southwest Japan. In: Kisslinger C., Rikitake T. (eds) *Practical approaches to earthquake prediction and warning*. Dordrecht: Springer, ch. 3: 253–284. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2738-9_4
 32. Okada A., Takemura K., Katon S. **1998**. Characteristics of the Nojima fault, a major surface rupture associated with the 1995 Hyogoken-Nanbu earthquake, in the northern part of Awaji Island, Western Japan. *Humans and Nature*, 9: 33–56. https://doi.org/10.24713/hitotoshizen.9.0_33
 33. Kozhurin A.I., Ponomareva V.V., Pinegina T.K. **2008**. Active fault tectonics of the south of Central Kamchatka. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle = Bull. of KRAESC. Earth Sciences*, 2: 10–27. (In Russ.).
 34. Tsutsumi H., Suzuki Y., Kozhurin A.I., Strel'tsov M.I., Ueki T., Goto H., Okumura K., Bulgakov R.F., Kitagawa H. **2005**. Late Quaternary faulting along the western margin of the Poronaysk Lowland in Central Sakhalin, Russia. *Tectonophysics*, 407: 257–268.
 35. McCalpin J.P. (ed.) **1996**. *Paleoseismology*. 1st ed. USA, Academic Press. (International Geophysics Series; 62). 2nd ed. **2009**. URL: https://www.irms.cas.cz/ext/ethiopia/materials/papers/tectonic_geomorphology/Paleoseismology_McCalpin.pdf
 36. Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W. **1996**. Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bull. of the Seismological Society of America*, 86(3): 683–690.
 37. Kasahara K. **1985**. *Earthquake mechanics*. Moscow: Mir, 264 p.
 38. Kocharyan G.G. **2016**. *Geomechanics of faults*. Moscow: GEOS, 424 p. (In Russ.).
 39. Lomtev V.L., Gurinov M.G. **2009**. The tectonic conditions of the August 2, 2007, M ~6.1 Nevelsk earthquake. *Russian J. of Pacific Geology*, 3(5): 450–459.

Об авторе

Булгаков Рустам Фаридович (<https://orcid.org/0000-0001-9095-3785>), кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатории береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, r.bulgakov@imgg.ru

About Author

Bulgakov, Rustam F. (<https://orcid.org/0000-0001-9095-3785>), Cand. of Sci. (Geography), Senior Researcher of Laboratory of coastal geosystems, Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, r.bulgakov@imgg.ru

Поступила в редакцию 22.08.2022
После рецензирования 18.10.2022
Принята к публикации 28.10.2022

Received 22 August 2022
Revised 18 October 2022
Accepted 28 October 2022