

УДК 551.248.2,551.89

ВКЛАД ГИДРОИЗОСТАЗИИ В ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ УДАЛЕННЫХ ОТ ЦЕНТРОВ ГЛОБАЛЬНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА

© 2022 г. Р. Ф. Булгаков¹¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Строение и функционирование геосистем прибрежных районов складываются из взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов, в своей эволюции способных драматически влиять как на экологическую ситуацию, так и хозяйственную деятельность. Явление гидроизостазии, как следствие изменений уровня моря при смене ледниковых периодов межледниковыми и вызванного этим последующего изменения напряженно-деформированного состояния недр, до недавних пор для российских прибрежных регионов не было в достаточной степени вовлечено в исследовательскую активность. В данной работе по результатам анализа данных палеогеографических исследований и численного моделирования, выполненного автором, делается попытка проанализировать полученные результаты для прибрежных районов российских морских акваторий, расположенных на удалении от центров четвертичных покровных оледенений (*far-field*) для оценки вклада явления гидроизостазии в неотектонические вертикальные движения. Показано, что нарушение изостатического баланса в результате изменения нагрузки на дно морских акваторий водным столбом в 120 метров на протяжении нескольких тысячелетий может приводить к изменениям в доминирующем неотектоническом тренде; деформации могут достигать слоев нижней мантии, время релаксации деформированного рельефа прибрежных участков после нагружения-разгружения изменениями уровня моря в ледниковые и послеледниковые периоды может занимать более длительное время, чем время необходимое для таяния покровных ледников, подтверждено влияние геометрии прибрежной зоны на положение уровня моря. Рассмотрены особенности проявления гидроизостазии в зависимости от ширины шельфа и в зависимости от глубины до границы Мохо. Для зоны тектонически активных материковых окраин делается вывод о преобладании в неотектонических трендах механизма субдукции над вкладом гидроизостазии. Исследовано влияние гидроизостазии на напряженно-деформированное состояние земной коры при наличии разломной зоны регионального масштаба.

Ключевые слова: гидроизостазия, изменения уровня моря, мантия, вертикальные движения, граница Мохо.

Для цитирования: Булгаков Р.Ф. Вклад гидроизостазии в вертикальные движения и напряженно-деформированное состояние земной коры в зонах удаленных от центров глобальных ледниковых щитов плейстоцена // Динамические процессы в геосферах, 2022, т. 14, № 2. С. 25–39. http://doi.org/10.26006/29490995_2022_14_2_25

Введение

Значительным планетарным явлением, повлиявшим на характер и интенсивность тектонических движений в новейшее время, были изменения уровня Мирового океана на 100–120 метров, вызванные глобальными оледенениями в плейстоцене [Yokoyama, Purcell, 2021; Roy et al., 2015].

В середине прошлого века Е. В. Артюшковым было показано, что величины нагрузки, которые начинают деформировать литосферу, начинаются от 10 кг/см² [Артюшков, 1967]. Деформации удобнее описывать как вязко-упругие, так как они распространяются в мантийные слои, если рассматривать воздействие нагрузки на интервалах времени в сотни–десятки тысяч лет (следует помнить, что на интервалах времени <4 часов, мантийное вещество ведет себя, как упругий материал, пропускающий

поперечные сейсмические волны) [Peltier, 1974]. А на площади приложения нагрузки в $10\,000\text{ км}^2$ достаточно первых килограммов на 1 см^2 , чтобы начались процессы изостатической компенсации нагрузки [Асеев и др., 1974]. Это предполагает, что изменения уровня Мирового океана при смене ледниковых периодов межледниковыми приводили к нагрузкам на морское дно достаточным, чтобы деформировать твердую поверхность Земли.

В XX веке было установлено, что послеледниковая трансгрессия, особенно на завершающем этапе, начиная с 6 тыс л.н. имела неодинаковый сценарий и неравномерную скорость наступления моря в различных районах Мирового океана. Базовыми считались сценарии Ф. Шепарда и Р. Фейрбриджа. Шепард [Шепард, 1969] предполагал плавное повышение уровня моря, которое асимптотически достигло современного уровня, но никогда не превышало его. Его оппонент Фейрбридж [Fairbridge, 1961] 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 обсуждаемого противоречия было предложено коллективом исследователей [Farrel, Clark, 1976; Clark et al., 1978]. Они при численном моделировании учли изменения гравитационного поля в результате перераспределения масс льда и воды на поверхности Земли и реологические свойства литосферы и мантийных слоев. В результате, действительно, сценарии послеледниковой трансгрессии получились различающимися на разных участках Мирового океана. Полученные различия в ходе трансгрессии объяснялись различающимися реологическими свойствами земной коры и мантийных слоев, определяющими неравномерную релаксацию чаши дна моря под изменяющейся нагрузкой водной толщи. Явление получило название – гидроизостазия.

В данной работе приведен обзор результатов, полученных автором при изучении влияния эффекта гидроизостазия на вертикальные движения в земной коре и мантии в восточных регионах России, расположенных вдали от центров четвертичных, глобальных ледниковых покровов (рис. 1).

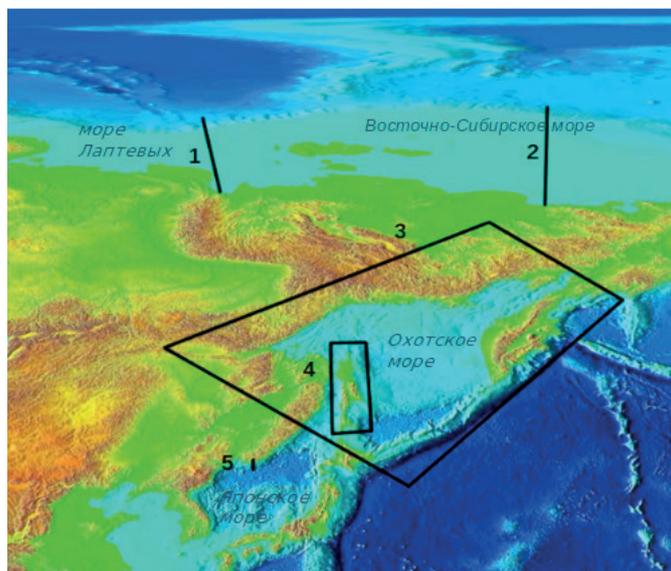


Рис. 1. Схема расположения участков, для которых были выполнены численные моделирования: 1 – профиль моря Лаптевых, 2 – профиль Восточно-Сибирского моря, 3 – акватория Охотского моря, 4 – о. Сахалин, 5 – профиль в Приморском крае

Полученные результаты и обсуждение

Изменения нагрузки на морское дно в результате плейстоценовых колебаний уровня Мирового океана достаточны для нарушения изостатического равновесия земной коры.

Вывод получен в результате расчета изостатического равновесия для участка, включающего о. Сахалин с окружающим шельфом в охотоморском регионе (рис. 2а,б,в,г).

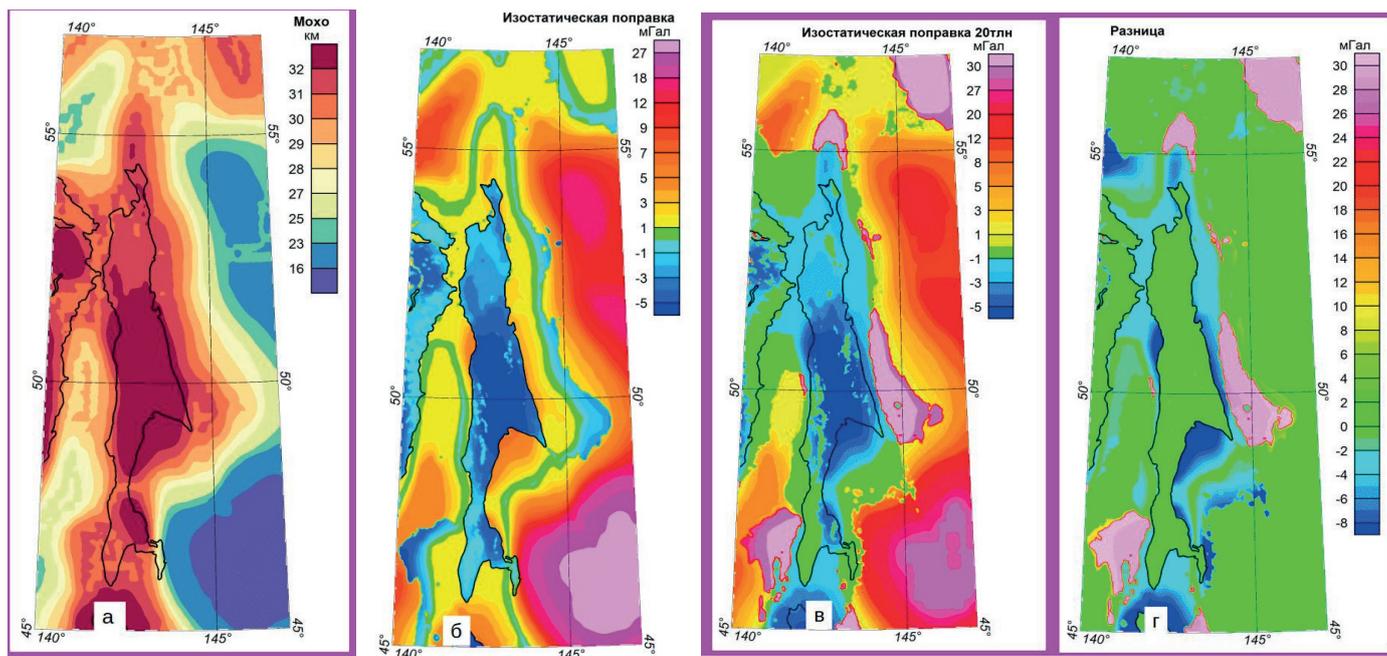


Рис. 2. Геофизические данные модели: а – граница Мохо, б – изостатическая поправка, рассчитанная при понижении уровня моря в максимум последнего оледенения, г – разница при вычитании из значений изостатической поправки в максимум оледенения (часть (в) данного рисунка) изостатических поправок при современном уровне моря (часть (б) данного рисунка).

Расчет выполнялся по модели Эри–Хейсканена [Watts, 2001] с учетом глубины границы Мохо при современном уровне Мирового океана и для сравнения, аналогичный расчет был выполнен по результатам моделирования в программном пакете «SELEN» [Spada, Stocchi, 2006; 2007; Spada et al., 2012] изостатической поправки в условиях, наступивших при максимуме последнего оледенения с понижением на 120 м уровня Мирового океана. Моделирование позволяло учесть отвечающие пониженному уровню моря деформации твердой земной поверхности [Булгаков, Сеначи, 2019].

Иллюстрация разницы в значениях изостатической коррекции, после вычитания значений поправки при уровне моря в максимум оледенения от значений при современном уровне моря приведена на рис. 2г.

В результате обозначились незначительные, в первые единицы мГал, отрицательные нарушения изостазии на некоторых участках по периферии о. Сахалина и значительные, в 30 и более мГал, свидетельствующие о заметном нарушении изостатического равновесия, положительные поправки на юго-западном, восточном и северном окончаниях внешнего шельфа о. Сахалина.

Деформации в мантии, в результате относительного изменения давления на поверхности литосферы убывающей или прибывающей водой в результате межледниковых изменений уровня океана с максимальным значением до 1200 кПа достигают глубин нижней мантии на временных интервалах в несколько тысяч лет. Тренд вертикальных движений, унаследованный от релаксации мантийных слоев, может сохраняться в настоящее время и быть продолженным в будущем на интервале времени в сотни и тысячи лет.

Вывод получен по результатам численного моделирования для идеализированного разреза земной коры при нагружении 120 метровым слоем воды и последующим разгрузением. Деформации за 20 тыс лет нагружения и последующего разгрузения на таком же интервале времени достигали нижних слоев мантии (рис. 3) [Булгаков, 2021а].

График распределения деформаций во времени для участков с максимальными отрицательными и максимальными положительными деформациями, представленный на рисунке 4, иллюстрирует взаимосвязь нагружения поверхности и амплитуду значений положительных и отрицательных деформаций.

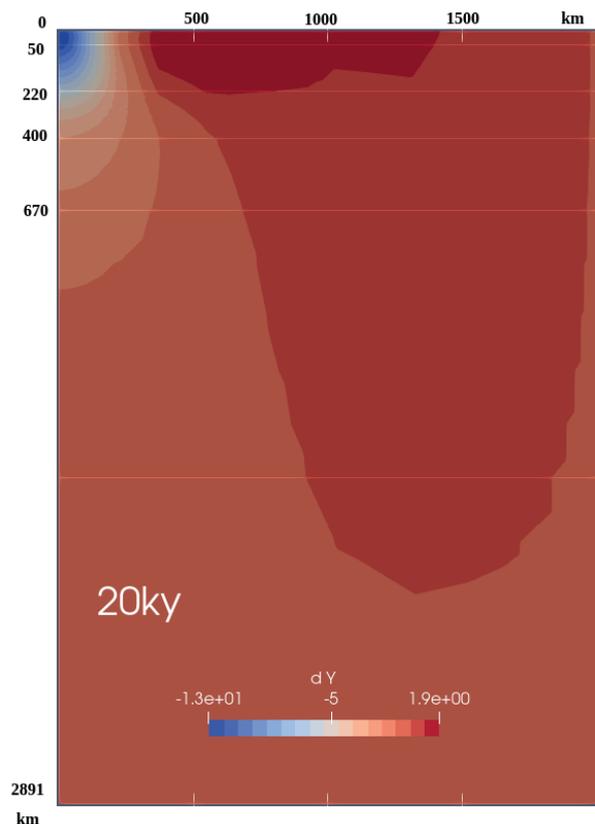


Рис. 3. Распределение деформаций по разрезу от земной поверхности до ядра в ходе подъема до 120 м уровня водного слоя в течение 20 тыс лет(20ky). Шкала деформаций (dY) дана в метрах

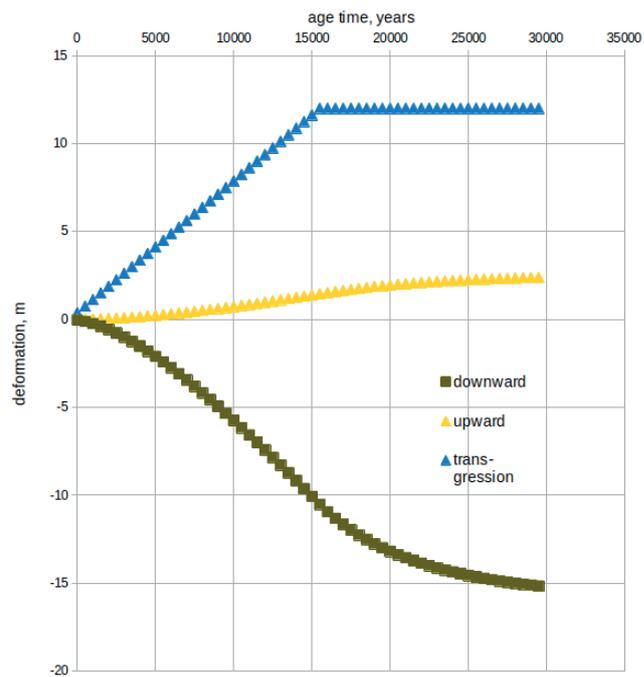


Рис. 4. Максимальные деформации, вызванные изменением уровня моря –трангрессией на протяжении 16 тыс лет и стабильного положения уровня моря на протяжении следующих 14 тыс лет. Значения «downward» – максимальные отрицательные деформации под нагружаемой площадкой. Значения «upward» – максимальные положительные деформации на смежных участках за пределами нагружаемого участка. Значения «transgression» – ход подъема уровня моря во времени (шкала – в 10-ках метров)

Нагружение, увеличивающимся столбом воды от 0 до 120 метров, происходило по линейному закону в течение 14 тыс лет, и затем, еще 16 тыс лет высота в 120 метров сохранялась неизменной (линия transgression). Видно, что деформации твердой поверхности дна (линия downward) продолжались после прекращения увеличения высоты водного столба. Это наводит на мысль, что продавленные побережья в результате гидроизостатического нагружения могут продолжить вертикальные деформации и еще не успеть вернуться в состояние равновесия после прекращения нагружения/разгрузки [Булгаков, 2021a], что повлияет на уровень моря, в том числе в суперпозиции с изменениями от продолжающегося таяния ледников в ходе современного глобального потепления.

Аналогичный результат получен в результате численного 3Д моделирования в условиях приближенных к условиям земной коры и мантийных слоев акватории и прилегающих районов Охотского моря [Булгаков, 2021б].

Изменение уровня моря на 120 метров на отрезке времени 17–20 тыс лет может заметно влиять и, даже, изменять доминирующий тренд в вертикальных тектонических движениях в регионе.

Вывод получен по результатам численного моделирования изменений уровня моря на побережье Приморского края Дальнего Востока и сравнения полученных результатов с палеогеографическими данными об изменениях уровня моря в этом регионе (рис. 5).

Для проверки вклада в изменение направления неотектонических вертикальных движений было выполнено численное моделирование при широком диапазоне значений вязкости мантийных слоев [Булгаков, 2020a]. Рисунок 5 демонстрирует особенности хода трангрессии Японского моря в результате таяния ледников последнего глобального оледенения.

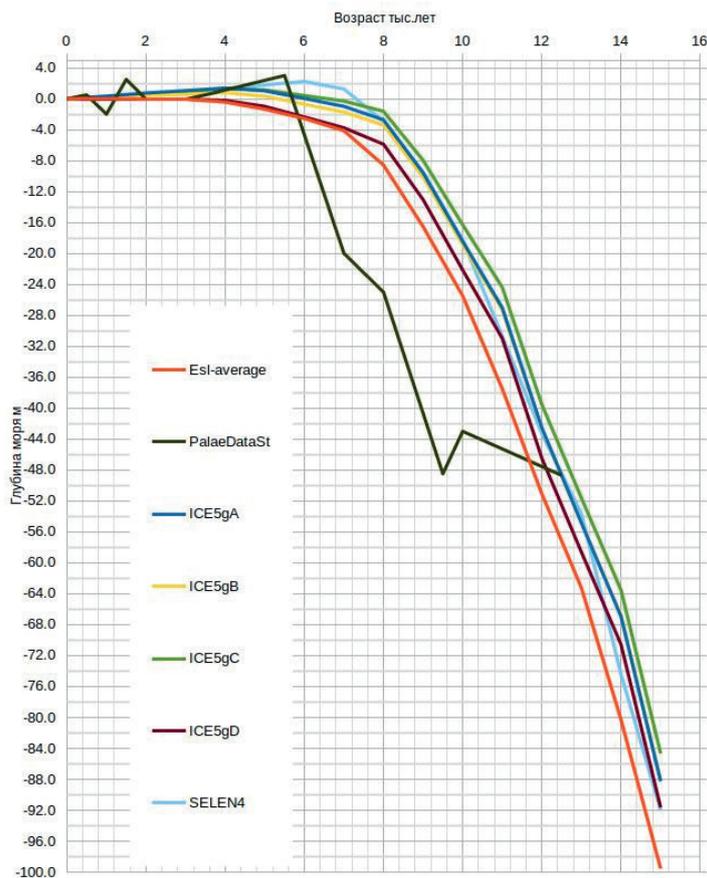


Рис. 5. Кривые послеледниковой трансгрессии в районе г. Находки. Линия «Esl-average» – усредненная эквивалентная кривая поступления воды в Мировой океан по ICE5g[Peltier, 2004]. Линия «PalaeDataSt» – ход трансгрессии, реконструированный по результатам палеогеографических исследований. Остальные условные обозначения соответствуют обозначениям моделей, данных в Таблице 1

Таблица 1.

Вязкостные характеристики мантийных слоев, Па·с

Слой	Модель				
	ICE5gA	ICE5gB	ICE5gC	ICE5gD	SELEN 4
Литосфера, вязкость и толщина, км	$\infty, 50$	$\infty, 30$	$\infty, 30$	$\infty, 55$	$\infty, 90$
Верхняя мантия 1	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{20}$	$2 \cdot 10^{19}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$
Верхняя мантия 2			$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$
Транзитный слой, 400–670 км			$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$5 \cdot 10^{20}$
Нижняя мантия 1, 670 км	10^{22}	10^{22}	10^{22}	10^{23}	$1.5 \cdot 10^{21}$
Нижняя мантия 2			10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
Нижняя мантия 3			10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
Нижняя мантия 4			10^{22}	10^{23}	$3.2 \cdot 10^{21}$
Ядро	0	0	0	0	0

На рисунке представлены кривые хода трансгрессии, рассчитанные при реологических параметрах, представленных в табл. 1 и ход трансгрессии, реконструированный по палеогеографическим данным. Рассчитанные при моделировании кривые, обозначенные как ICE5gA, ICE5gB, ICE5gC, ICE5gD, показывают ход трансгрессии при отсутствии вертикальных тектонических движений, но при различных реологических свойствах мантии и земной коры. Кривая ESL-average показывает скорость поступления талой воды из покровных ледников. Кривая PalaeDataSt реконструирована по результатам палеогеографических исследований.

Заметно, что кривая PalaeDataSt резко отличается от кривой скорости ESL-average, также рассчитанных при моделировании кривых. По ней видно, что после завершения позднего дриаса (9700 л.н.) начинается отставание хода реальной трансгрессии от расчетных. Это отставание согласуется с общим трендом нисходящих тектонических движений в этом регионе, установленный по палеогеографическим и геологическим данным для всего кайнозоя [Короткий и др., 1980]. Однако после атлантического времени (около 6 тыс л.н) ход трансгрессии уже начинает опережать расчетный ход и в результате уровень моря превышает современный уровень. Это объясняется сменой нисходящих тектонических движений на восходящие, как следствие эффекта гидроизостазии (рис. 5).

От ширины шельфа, подвергнутого разгрузке и нагрузке водным столбом в 100–120 метров, зависит скорость трансгрессии: чем шире поверхность шельфа, тем выше амплитуда и скорость трансгрессии, и ниже скорость вертикальных движений твердой поверхности шельфа.

Численное моделирование изменений уровня моря на арктических морях – Лаптевых и Восточно-Сибирском, расположенных на удалении от центров глобальных оледенений в Северном полушарии, показало превышение скорости послеледниковой трансгрессии на шельфе Восточно-Сибирского моря в сравнении с ходом трансгрессии на море Лаптевых. При этом, в период времени от 4 до 6 тыс л.н. превышение уровня моря над современным на побережье Восточно-Сибирского моря достигало 2 и более метров, тогда как на побережье моря Лаптевых уровень моря едва достигал современный (рис. 6). Ширина шельфа Восточно-Сибирского моря практически вдвое шире шельфа моря Лаптевых (рис. 1).

Уровень моря – глубина, как разница высот между твердой поверхностью дна моря и поверхностью воды, в случае превышения современного уровня моря в прошлом, свидетельствует о превышении урвонной поверхности геоида в данном месте над современным уровнем, т.е. свидетельствует об избытке масс, которые гравитационно притягивают объемы воды и увеличивают глубину моря. Широкий шельф Восточно-Сибирского моря в условиях послеледниковой трансгрессии на значительной площади подвергся длительному гидростатическому давлению, в сравнении с шельфом моря

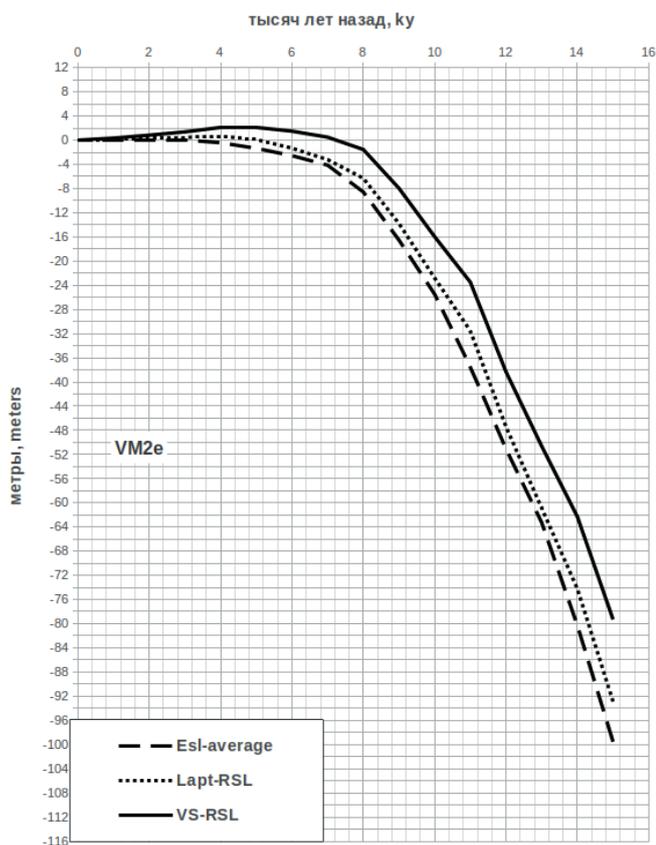


Рис. 6. Кривые хода трансгрессии морей Восточно-Сибирского и Лаптевых (модель VM2e). EsI-average – «эквивалентная кривая уровня моря» – ESL (Equivalent Sea Level) ICE5G; Lapt-RSL – усредненная кривая изменения относительного уровня моря в море Лаптевых; VS-RSL – усредненная кривая изменения относительного уровня моря в Восточно-Сибирском море. Для обоих морей береговые участки выбраны в заливах, чтобы избежать различия хода трансгрессии на мысу и в заливе

Лаптевых, это определило большой объем перетекшего мантийного вещества под континентальную часть в районе побережья Восточно-Сибирского моря, что, соответственно, вызвало большой подъем береговой линии к концу эвстатической трансгрессии.

Превышения современного уровня моря на Восточно-Сибирском побережье оказались значительно больше при низких значениях вязкости мантийного вещества, что означает большую скорость перемещения мантийного вещества под континент. Примечательно, что на удалении от берега на изобате 500 метров различий в ходе послеледниковой трансгрессии практически нет. Увеличение амплитуды вертикальных движений в прибрежных районах зависит прямо пропорционально от ширины шельфа. Подобные выводы получены также и в других работах. Например, в [Hutton et al., 2013] на основе полученного решения изгиба эластичной плиты, которой моделировалась литосфера на прибрежных шельфовых участках при изменении уровня моря при заборе и высвобождении воды в ледниковые периоды, пришли к выводу о 30% вкладе в относительное изменение уровня моря доли, полученной в результате увеличения наклона поверхности шельфа в условиях широких шельфов континентальных окраин и практического отсутствия вклада в относительное изменение уровня моря на узких шельфовых поверхностях активных окраин континентов.

На различие в ширине шельфа и влиянии этой особенности на ход послеледниковой трансгрессии обратили внимание V. Klemann et al. (2015). По результатам моделирования авторы оценили ход трансгрессии для рассматриваемых регионов в широком диапазоне реологических параметров мантийных слоев и мощности литосферы. По их данным, на шельфе Восточно-Сибирского моря, благодаря эффекту гидроизостазии, прогнозный ход уровня моря систематически опережал на 10–15 м ход трансгрессии при учете только эвстатической ее доли.

Сравнение лаптевоморского шельфа с более крутым склоном шельфа Восточно-Сибирского моря показало, что вертикальные движения земной поверхности различались в ходе послеледниковой трансгрессии. Изгиб литосферы под Восточно-Сибирским морем начался раньше, чем под морем Лаптевых.

Эффективная толщина земной коры, в зависимости от ее реологических свойств, значение модуля сдвига, ниже, чем у подлежащей мантии, влияет обратно пропорционально на величину амплитуды вертикальных движений: чем толще слой земной коры, тем больше амплитуда значений вертикальных движений. Амплитуда вертикальных движений, даже на небольших расстояниях, заметно отличаются в смежных заливах и на мысах с протяженностью 100 и более километров.

Интуитивно, это ожидаемо, т.к. реологические свойства литосферы уступают нижележащим мантийным слоям. Результаты численного трехмерного моделирования с батиметрией и топографией земной поверхности и близкой к реальной поверхности Мохо Охотского моря [Булгаков, 2021б] подтверждают увеличение амплитуды отрицательных деформаций с увеличением толщины земной коры.

В северо-западной части Охотского и Японском морях (рис. 7а), где наибольшая глубина до границы Мохо в сравнении с остальными районами акваторий, и может превышать 30 км – максимальная амплитуда и площадь отрицательных движений в результате постепенного нагружения слоем воды от 0 до 120 метров в течение 17 тыс лет.

На профиле (рис. 7б), пересекающим северо-западную часть Охотского моря, видно, что наибольшие амплитуды отрицательных движений, проникающие на большую глубину, также сосредоточены в северо-западной части Охотского моря. За счет перетока мантийного вещества положительные движения, подъем земной поверхности произошли под сухопутными территориями, п-овом Камчатка и континентальной частью, что ожидаемо. Объяснение результата складывается из двух факторов – повышенная мощность слоя земной коры и обширная площадь подверженная нагружению.

При анализе плановой конфигурации изолиний деформаций с рельефом земной поверхности в прибрежной зоне (рис. 7а), наблюдается «спрямление» изолиний деформаций земной коры в сравнении с изломанной конфигурацией береговой линии земной поверхности, что объясняется меньшей кривизной деформаций земной коры по сравнению с контрастным рельефом земной

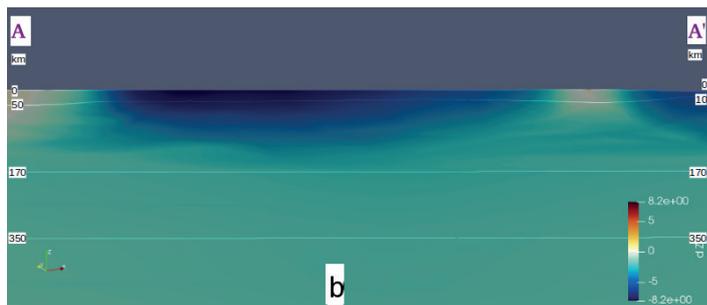
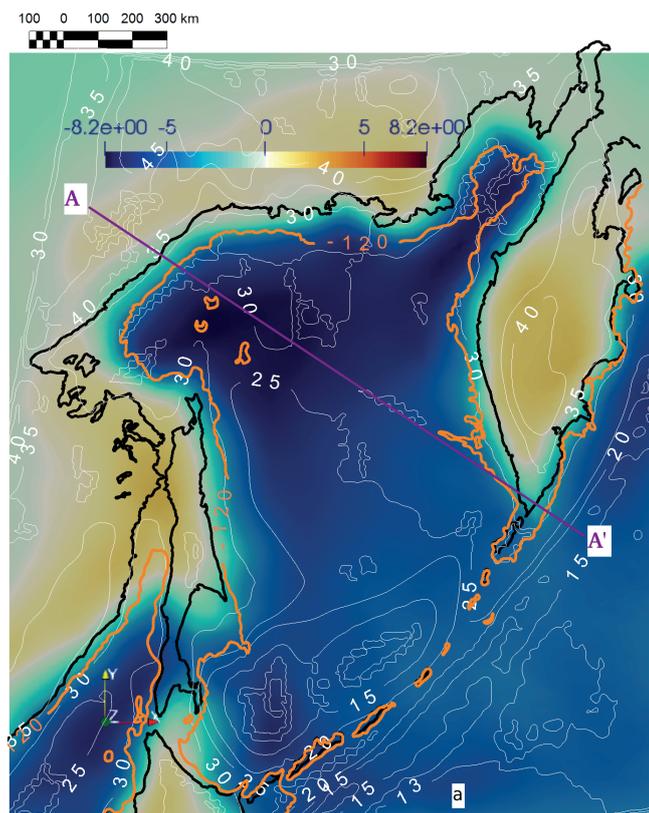


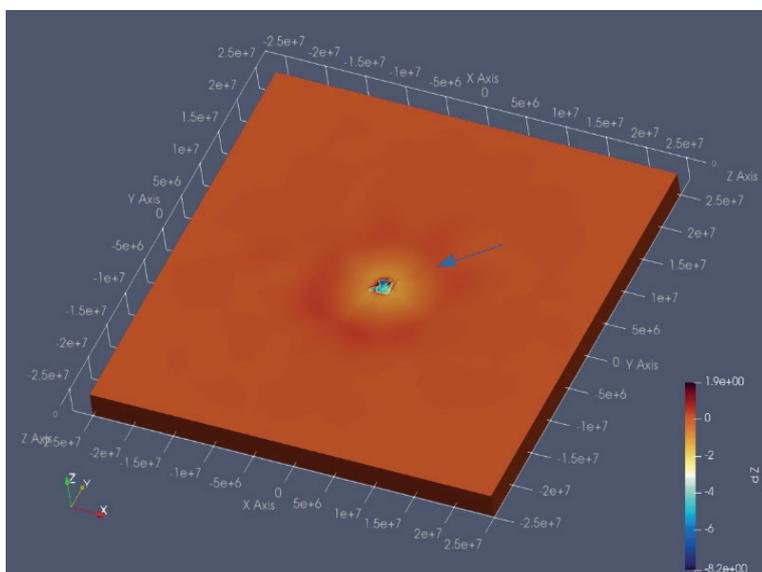
Рис. 7. Распределение положительных и отрицательных деформаций после нагружения 120-м слоем воды поверхности дна Охотского моря после 17 тыс лет: а – распределение положительных и отрицательных деформаций. Шкала деформаций показана цветовой шкалой, единицы измерения – в метрах, линия черного цвета – современная береговая линия, изолинии белого цвета – глубина границы Мохо, [км], линия оранжевого цвета – контур по глубине 120 м; б – разрез по линии А-А'. Деформации указаны цветовой шкалой, [м]; верхний слой – от дневной поверхности до границы Мохо, ниже – мантийные слои

поверхности. В результате, на мысах и заливах береговая линия эволюционирует с разной скоростью и уровень моря в заливах превышает его одновозрастные значения на мысах. Ранее, подобный вывод был получен для Японских островов [Nakada et al., 1991].

Расстояния, на которые распространяются деформации противоположного знака от места воздействия нагружением толщей воды, достигают сотен и тысяч километров. Вывод формулируется на основе результатов численного двумерного моделирования (рис. 3) после двадцатитысячелетнего последовательного нагружения слоем воды от 0 до 120 м. Были получены отрицательные смещения под поверхностью нагружения амплитудой до -13.0 м, и положительные – до 1.9 м деформации на удалении около 400–1200 км от участка нагружения [Булгаков, 2021а].

Аналогичный результат получился при трехмерном моделировании, представленный на рисунке 8. Стрелкой голубого цвета указан ареол положительных деформаций вокруг участка поверхности

Рис. 8. 3Д модель модели с батиметрией и топографией земной поверхности и близкой к реальной поверхности Мохо Охотского моря после нагружения 120-м слоем воды чаши Охотского моря. Стрелкой указан ареол положительных смещений после растекания мантийного вещества из-под Охотского моря. Значения указанных координат даны в метрах



последовательного нагружения в течение 17 тыс лет толщей воды от 0–120 метров [Булгаков, 2021б]. Положительные смещения на удалении от участка нагружения объясняются перетеканием мантийного вещества из-под участка нагружения и выдавливанием вверх поверхности. Деформации на расстояниях соразмерных 1000 км показывают влияние тектоники и сеймотектоники на эффект гидроизостазии.

Для тектонически активных районов, таких как зоны субдукции, решающее влияние на эволюцию уровня моря и вертикальные деформации имеет характер субдукции. При оценках геодинамической ситуации и напряженно-деформированного состояния земной коры необходимо учитывать мантийную конвекцию в задуговой области зон субдукции островодужного типа. Полученные результаты численного моделирования и анализ поверхности геоида в зонах субдукции дают основание резюмировать, что на разных переходных зонах активных окраин, таких как Тонга-Кермадек, Алеутская, Марианская, Курильская – форма, поверхности геоида различаются в зависимости от типа и скорости подвига плиты [Булгаков и др., 2020б].

При моделировании мантийной конвекции на разрезе Охотское море – Курильские острова (рис. 9) были продемонстрированы вертикальные деформации амплитудой до 3 метров, соизмеримые с амплитудами, полученными для острова Сахалин и шельфа в результате гидроизостазии, но следует учитывать, что давления в мантийном потоке выше, чем максимальные при гидроизостазии [Булгаков, 2022а].

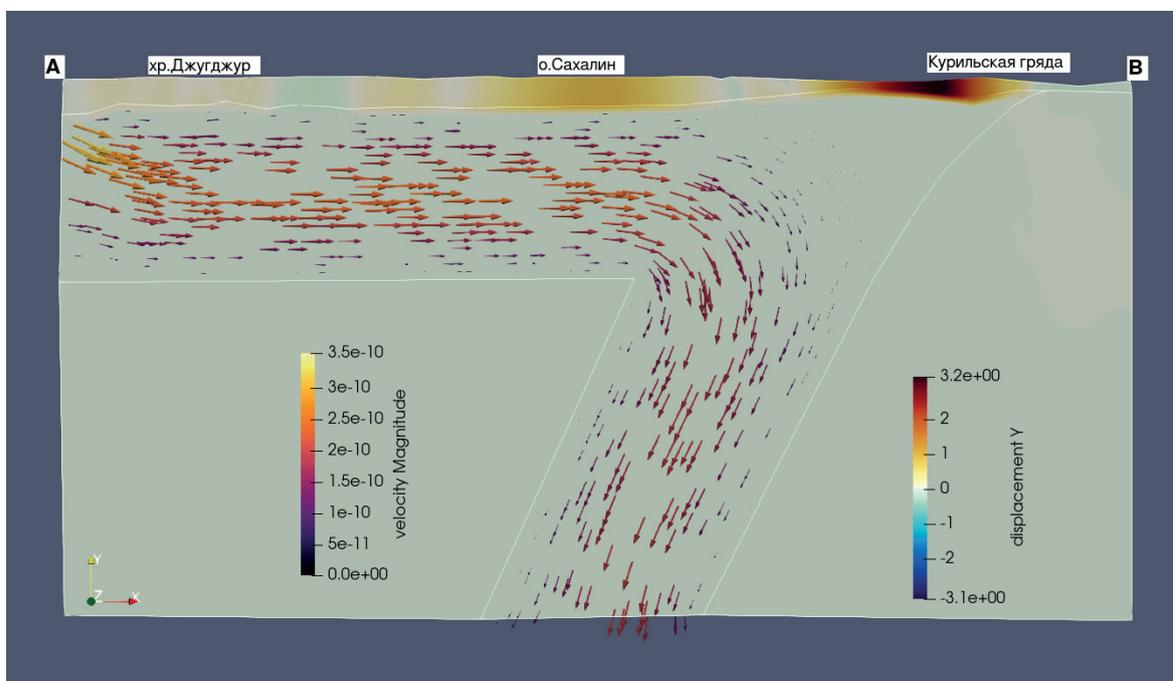


Рис. 9. Результаты моделирования мантийной конвекции по профилю А–В с иллюстрацией смещений по горизонтали: шкала displacement Y – амплитуда вертикальных смещений, [м]; шкала velocity Magnitude – значения скоростей мантийной конвекции, [м/с] (данная шкала относится к стрелкам)

Вертикальные деформации в результате гидроизостазии существенно влияют на напряженно-деформированное состояние земной коры и, соответственно, на частоту и интенсивность землетрясений.

Вывод был получен по результатам численного трехмерного моделирования с учетом разломной зоны на острове Сахалин [Булгаков, 2022б]. Моделирование выполнялось для участка земной коры и слоя верхней мантии до глубины 430 км в пределах координат: 139°–147° в.д. и 55° с.ш в форме параллелепипеда. Для имитации давления на разломную зону с северо-восточной стороны было задано смещение северной и восточной поверхностей параллелепипеда, соответственно, на юг и запад амплитудой 80 м за 40 тыс лет. Суммарный вектор перемещений в восточном крыле «земной коры» под углом 45° со скоростью около 2.8 мм/год, что похоже на современные скорости латеральных смещений

земной поверхности на о. Сахалине по результатам геодезических измерений. Для имитации воздействия гидроизостазии, дополнительно к горизонтальным смещениям, было добавлено вертикальное смещение поверхности модели амплитудой 10 метров в течение 20 тыс лет в направлении вниз, и затем 20 тыс лет – вверх для поверхности модели, имеющей высотные отметки ниже современного уровня моря.

Результаты моделирования показали заметное влияние гидроизостазии на напряженно-деформированное состояние земной коры на выбранном участке. Рисунок 10а демонстрирует распределение коэффициента Лоде-Надаи в случае только горизонтальных деформаций, а рисунок 10с – комбинацию горизонтальных и вертикальных воздействий.

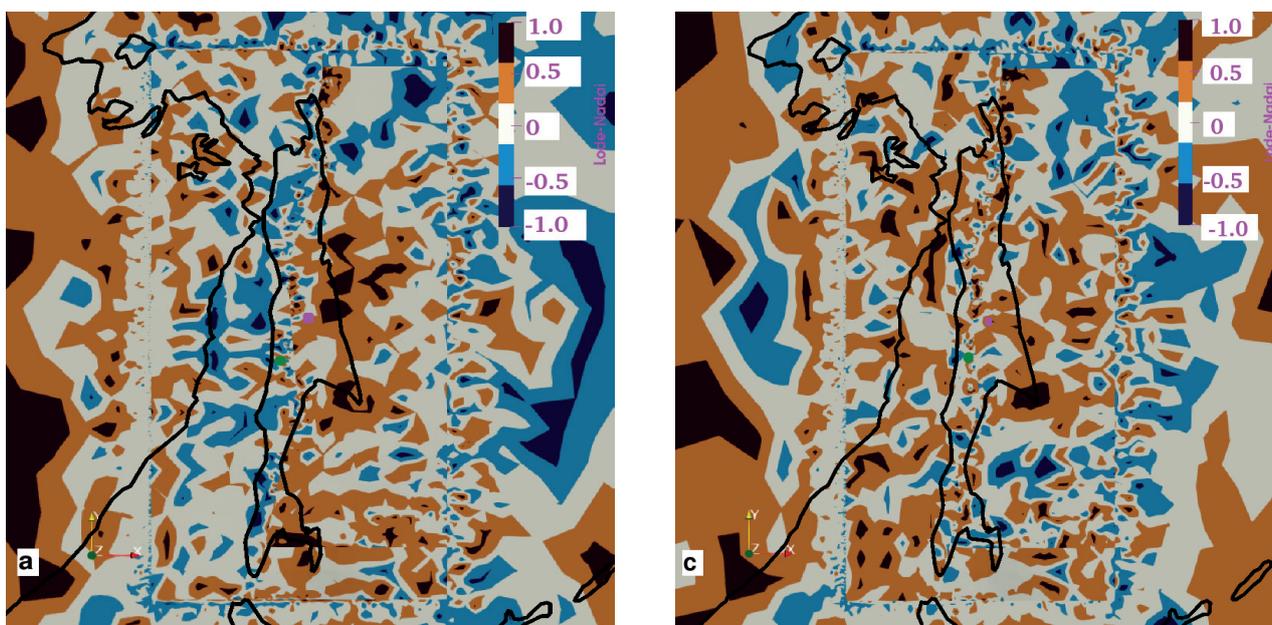


Рис. 10. а – значения коэффициента Лоде-Надаи при горизонтальном смещении, без воздействия вертикальных движений, с – после 33 тыс лет вертикального воздействия в комбинации с горизонтальным, из них с амплитудой 10 м в направлении вниз на протяжении 20 тыс лет и с амплитудой 10 м в направлении вверх – оставшееся время

На графике рис. 11а 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 сторон слоя «земной коры». График демонстрирует деформации в месте, указанном зеленой точкой на рис. 10а и рис. 10с. Максимальные горизонтальные смещения в результате деформации за 40 тыс лет достигли -0.43 м, максимальные вертикальные смещения составили -0.27 м.

График 11b демонстрирует смещения в месте, указанном розовой точкой на рис. 10а и рис. 10с. 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. 11с, 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 графике рис. 11d видно, что на восточном крыле разломной зоны в условиях комбинированного воздействия горизонтальных и вертикальных смещений (XYZ) в месте, указанном точкой розового цвета, горизонтальные деформации достигают -10 м и возвращаются на -9 м амплитуды смещений. Вертикальные смещения достигают -10 м, после чего возвращаются на 0 м.

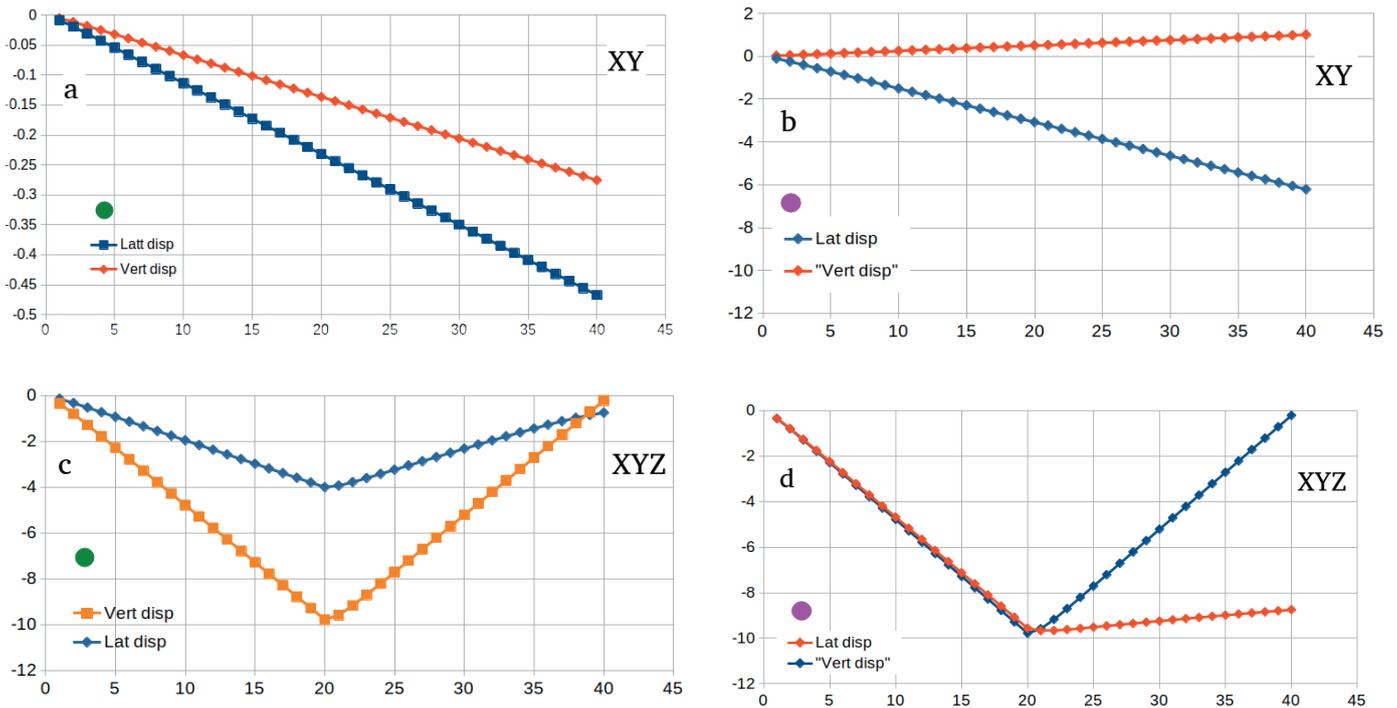


Рис. 11. Смещения горизонтальные (Lat disp) и вертикальные (Vert disp), [м] на протяжении 40 тыс лет: (а) и (b) – при воздействии горизонтальных смещений, на западном крыле разломной зоны в месте, обозначенном зеленой точкой (а), и на восточном крыле разломной зоны в месте, обозначенном розовой точкой (b); (с) и (d) – 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 (d). Местоположение точек, на которых сняты значения, указаны точками зеленого и розового цветов на рис. 10а и рис. 10с

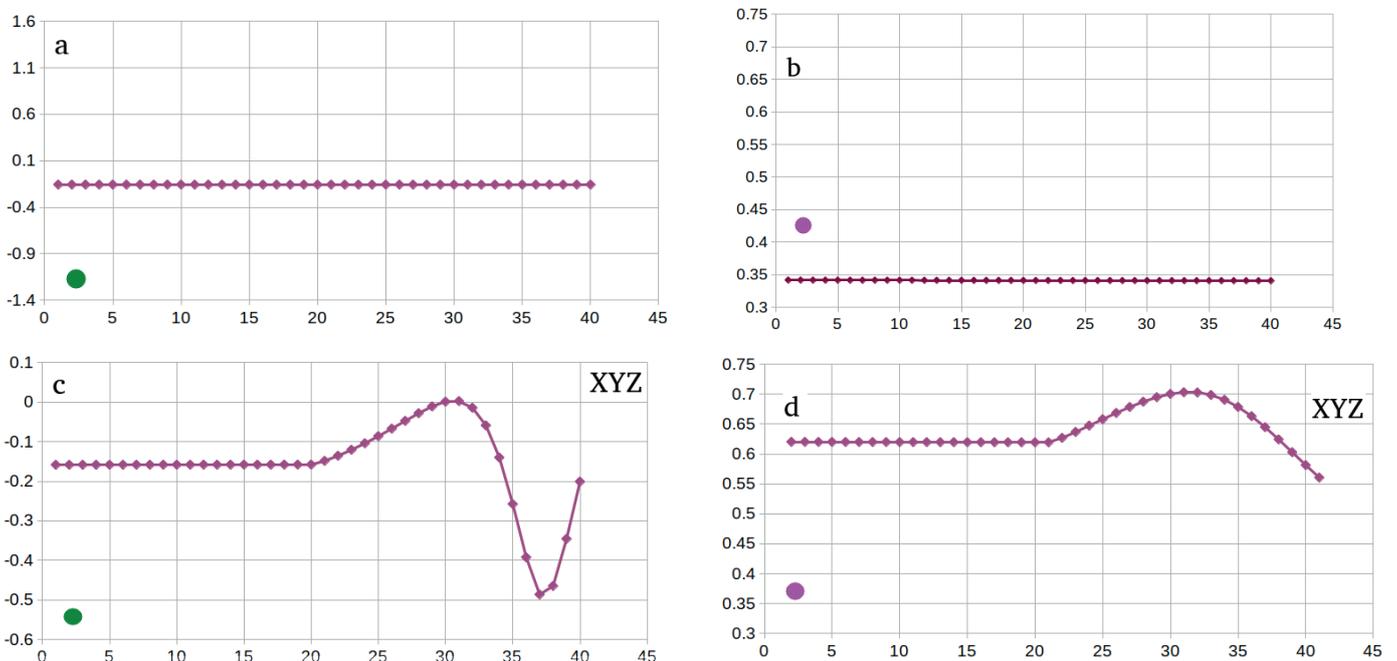


Рис. 12. Изменения коэффициента Лоде–Надаи (вертикальная ось): (а) и (b) – при горизонтальных движениях поверхности без воздействия вертикальных движений на западном крыле разломной зоны в месте, указанном точкой зеленого цвета (а), и на восточном крыле разломной зоны в месте, указанном точкой розового цвета (b); (с) и (d) – 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 (d). Местоположение точек, на которых сняты значения, указаны точками зеленого и розового цветов на рис. 10а и рис. 10с

График на рис. 12с показывает сложное поведение поля напряжения на западном крыле разломной зоны (зеленая точка на рис. 10). При нагружении – обстановка близка к сдвигу, после запуска разгрузки в вертикальном направлении значения коэффициента варьируют от сжатия к растяжению.

График на рис. 12d иллюстрирует неизменность коэффициента Лоде–Надаи для отрезка времени 20 тыс лет на восточном крыле разломной зоны (розовая точка на рис. 10), а затем, когда вертикальные деформации меняют знак на противоположный, значения коэффициента начинают меняться от сжатия к растяжению.

Следует оговориться, что графики на рис. 12 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. 12 не характеризуют все поле напряжений по модели, но свидетельствуют о зависимости напряженного состояния среды от вертикальных деформаций, вызванных эффектом гидроизостазии.

Выводы

Полученные результаты указывают на существенный вклад явления гидроизостазии на тектонические тенденции в смежных с акваториями регионах, и даже, на значительных расстояниях в десятки тысяч километров. Вклад нарушений изостатического равновесия в результате изменений уровня моря в периоды ледниковых регрессий и последующих трансгрессий различается знаком движений и скоростью и амплитудой в зависимости от конфигурации побережья, батиметрических особенностей морского дна, конфигурации поверхности границы Мохо. Амплитуды деформации и напряжений в коре и мантийных слоях в результате гидроизостазии могут выступать триггерами для землетрясений. Растянутая во времени реакция земных недр на нагружения по причине изменений уровня моря в результате потепления климата, может влиять на повышение уровня моря, а также служить триггером для землетрясений.

Несомненно, изучение явления гидроизостазии для российских территорий, смежных с морскими акваториями, должно быть продолжено с дальнейшим палеогеографическим изучением высотного положения древних следов уровня моря и развитием вычислительных методик.

Благодарности

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

Список литературы

Артюшков Е.В. Об установлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР: Сер. Физика Земли. 1967. № 1. С. 3–16.

Асеев А.А., Бронгулеев В.В., Муратов В.М., Пшенин Г.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры // Геоморфология. 1974. № 1. С. 3–14.

Булгаков Р.Ф., Сеначин В.Н. Морские террасы и влияние эффекта гидроизостазии на вертикальные движения Сахалина // Геосистемы переходных зон, 2019, т. 3, № 3, с. 277–286.

<http://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.277-286>

Булгаков Р.Ф., Афанасьев В.В., Игнатов Е.И. Гидроизостазия как фактор, повлиявший на ход послеледниковой трансгрессии на шельфе и побережье Приморья, по результатам численного моделирования // Геосистемы переходных зон, 2020а, Т. 4, № 2. С. 210–219.

<https://doi.org/10.30730/gtrz.2020.4.2.210-219.220-229>

Булгаков Р.Ф., Сеначин В.Н., Сеначин М.В. Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного

желоба // Геосистемы переходных зон. 2020б. Т. 4, № 1. С. 116–130.

<https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.116-130>

Булгаков Р.Ф., Афанасьев В.В. Эффект гидроизостатической компенсации в зависимости от ширины шельфа на примере моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Геосистемы переходных зон, 2020, т. 4, № 3, с. 305–320.

<https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.3.305-312.313-320>

Булгаков Р.Ф. 3D-моделирование эффекта гидроизостазии с близкой к реальной конфигурацией поверхности Мохо для Охотского моря // Геосистемы переходных зон, 2021а, т. 5, № 4, с. 339–345.

<https://doi.org/10.30730/gtr.2021.5.4.339-345>

Булгаков Р.Ф. Опыт численного моделирования гидроизостазии методом конечных элементов // Геоинформатика. 2021б. № 2. С. 26–32.

DOI: 10.47148/1609-364X-2021-2-26-32.

Булгаков Р.Ф. Ход послеледниковой трансгрессии на побережье морей Восточно-Сибирского и Лаптевых // Океанология, 2022, том 62, № 1, с. 117–124. DOI: 10.31857/S0030157422010038.

Булгаков Р.Ф. Моделирование вертикальных смещений в результате мантийной конвекции на профиле через Охотское море // Геосистемы переходных зон, 2022а, т. 6, № 2, с. 124–129.

<https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.2.124-129>; <https://www.elibrary.ru/pdeywh>

Булгаков Р.Ф. Моделирование напряженно-деформированного состояния земной коры о. Сахалин: влияние гидроизостазии // Геосистемы переходных зон, 2022б, т. 6, № 4.

<https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.4.000-000>; <https://www.elibrary.ru/njhetv>

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.

Шенард Ф.П. Морская геология. Л. : Недра, 1969. 462 с.

Clark J., Farrell W., Peltier W. Global changes in postglacial sea level: Numerical calculations // Quaternary Research, 1978. 9(3): 265–287.

[https://doi.org/10.1016/0033-5894\(78\)90033-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(78)90033-9)

Fairbridge R. Eustatic changes in sea level // Physics and Chemistry of the Earth, 1961. 4: 99–185.

[https://doi.org/10.1016/0079-1946\(61\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0079-1946(61)90004-0)

Farrel W.E., Clark J.A. On postglacial sea level // Geophysical J. of the Royal Astronomical Society. 1976. Vol. 46(3). P. 647–667.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1976.tb01252.x>

Hutton E.W., Syvitski J.P.M., Watts A.B. Isostatic flexure of a finite slope due to sea-level rise and fall // Computers&Geosciences. 2013. 53, p. 58–68.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2012.03.020>

Klemann V., Heim B., Bauch H.A., Wetterich S., Opel T. Sea-level evolution of Laptev Sea and East Siberian Sea since the last glacial maximum // Arktos, 2015. 1: 1.

<https://doi.org/10.1007/s41063-015-0004-x>

Nakada M., Yonekura N. and Lambeck K. Late Pleistocene and Holocene sea-level changes in Japan: implications for tectonic histories and mantle rheology // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1991. 85, p. 107–122.

Peltier W.R. The impulse response of a Maxwell Earth // Reviews of Geophysics and Space Physics, 1974. Vol. 12, No. 4.

Roy K., Peltier W.R. 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 // Geophys. J. Int. 2015. 201, p. 1156–1181.

Spada G., Stocchi P. The sea level equation: Theory and numerical examples. Roma: Aracne, 2006. 96 p.

Spada G., Stocchi P. SELEN: A Fortran 90 program for solving the «sea-level equation» // Computers and Geosciences, 2007. 33(4): 538–562.

<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006>

Spada G., Melini D., Galassi G., Colleoni F. (2012). Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code.

<http://arxiv.org/abs/1212.5061>

Watts A.B. (2001) *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

Yokoyama Y., Purcell A. On the geophysical processes impacting palaeo-sea-level observations // *Geoscience Letters*, 2021. 8:13.

<https://doi.org/10.1186/s40562-021-00184-w>

A HYDROISOSTASY IMPACT TO VERTICAL MOTION AND STRESS-STRAIN CONDITIONS OF THE EARTH CRUST AT THE FAR-FIELD ZONES FROM GLOBAL GLACIATION CENTERS OF PLEISTOCENE

R. F. Bulgakov^{1*}

*¹Institute Marine Geology and Geophysics of Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

**E-mail: r.bulgakov@imgg.ru*

Structure and function of the coastal area geosystems summed up from interaction exogenous and endogenous factors during they evolution which able dramatically influence as on environmental situation and economical activity. Hydroisostasy phenomena, as one of an agent at the connection of sea level changes under Glaciation – Postglacial Ice melting and called by this subsequent changes of stress-strain condition of deep Earth was not involved in sufficient degree at the Russian coastal areas for science investigation activity. In this study made an attempt of analysis of results of palaeogeographic researches and digital simulations for observation of coastal areas of Russians marine areas located in far-field zones to estimate hydroisostasy contribution to vertical neotectonic motions. There are demonstrated, that disturbance of isostatic balance as results of load change to the sea bottom by 120 meters water's column during several thousands years able change dominated tectonic trend; the deformations could achieve to lower mantle's layer; the rebound time of deformed coastal lines after load-unload by sea level changes during Glaciation-Postglacial periods may require more time than time required for melting cover Glaciers; confirmed influence of costal line's geometry to sea level altitudes. Considered the piculiarities of hydroisostasy manifestations depend on shelves width and depend of depth of Moho boundary. In the zone of tectonically active continental margins, a conclusion is made about the predominance of the subduction mechanism in neotectonic trends over the contribution of hydroisostasis. Investigated hydroisostasy influence on stress-strain condition of Earth crust complicated by regional scale fault zone.

Keywords: hydroisostasia, sea level changes, mantle, vertical movements, Moho border.