

УДК 551.24.02:550.8.014

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГИДРОДИНАМИКИ НА ПРИЛИВНЫЕ ВАРИАЦИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ КОНТИНЕНТА К ЯПОНСКОМУ МОРЮ

© 2021 г. З. Н. Прошкина^{1,*}, М. Г. Валитов¹, Т. Н. Колпащикова¹, С. Б. Наумов²

¹Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева,
г. Владивосток, Россия

²Региональный информационно-обработывающий центр сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами
Геофизической службы РАН, г. Владивосток, Россия

*E-mail: pro-zo@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.12.2019 г.

После доработки 13.03.2020 г.

Принята к публикации 23.04.2020 г.

В статье представлено сравнение остаточного вектора \mathbf{B} (B, β), рассчитанного на основе разности наблюдаемых значений приливных вариаций силы тяжести $A_{\text{набл}}$ (A, α) и приливной реакции Земли \mathbf{R} ($R, 0$) по трем вариантам моделей (DDW99, [Спирidonов, 2017] расчеты по PREM и IASP91) с вектором суммарной океанической нагрузки \mathbf{L} (L, λ) для теоретических и синтезированных моделей океана. Суммарная теоретическая океаническая нагрузка была получена для пяти моделей океана (SCW80, FES95, FES2012, CSR40, NAO99) в программе ATLANTIDA3.1_2014. Синтезированная океаническая нагрузка также рассчитывалась в этой же программе, но в качестве составляющей гравитационного эффекта от водных масс были применены данные по измерениям уровня моря в двух пунктах наблюдений, один из которых был расположен северо-западнее стационарного гравиметрического пункта, другой в непосредственной близости от него. Полученные экспериментальным путем данные равномерных наблюдений проверялись на пригодность путем сравнения с расчетным гравитационным эффектом от водных масс, полученного в программе ATLANTIDA3.1_2014.

Ключевые слова: приливные вариации силы тяжести, приливные океанические модели, приливная реакция твердой Земли, измерения уровня моря, Японское море, порт Посыет, бухта Витязь.

DOI: 10.31857/S0002333721010063

ВВЕДЕНИЕ

Приливные гравиметрические исследования являются наиболее эффективным средством проверки и уточнения приливных моделей океана и приливной деформации Земли. Влияние гидродинамики, особенно когда пункт измерения приливных вариаций силы тяжести находится в непосредственной близости от морского побережья, вносит существенный вклад в суммарный приливный эффект [Тимофеев и др., 2008; Ducarme et al., 2008]. Разделение наблюдаемых вариаций силы тяжести на приливную реакцию твердой Земли и добавочную океаническую нагрузку является сложной задачей. Качественное разделение двух составляющих позволит рассчитать приливную реакцию твердой Земли с максимальной точностью, что в свою очередь даст возможность изучать реологические свойства коры и мантии в условиях активного геодинамического режима в зоне перехода от континента к океану.

Сложность разделения суммарного приливного эффекта заключается в том, что большинство известных на сегодняшний день моделей приливной океанической нагрузки рассчитаны для условий открытого моря, а это значит, что граничные условия (сложная береговая линия, глубина моря, прибрежные волновые процессы и др.) в них не учтены. Расчет океанической нагрузки с учетом граничных условий – это сложная эмпирическая задача. В своем исследовании мы пошли по экспериментальному пути, рассчитав океаническую нагрузку с учетом данных равномерных наблюдений, выполненных вблизи стационарного гравиметрического пункта (СГП). Это позволило скорректировать модельные значения океанической нагрузки и оценить вклад гидродинамики в реальных условиях наблюдения. При решении данного вопроса были привлечены данные мареографа, расположенного в пункте предупреждения цунами в порту Посыет Приморского края, северо-западнее СГП “мыс Шульца” (рис. 1). Измерения проводились с помощью гидростатического ма-



Рис. 1. Обзорная карта района исследования.

реографа, принцип действия которого основан на регистрации чувствительным датчиком колебаний гидростатического давления, которые происходят при изменениях уровня моря. Разрешение прибора — 1 см. Длина записи данных по измерению уровня моря в порту Посьет составила 1449 дней за период 2012–2016 гг. (рис. 2б). Кроме того, для вычисления гравитационного эффекта вблизи СГП были задействованы данные по наблюдениям за изменением уровня моря в бухте Витязь (рис. 1), проводимые с июля по ноябрь 2001 г. лабораторией акустического зондирования океана Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН [Рутенко, 2005]. В этом случае в качестве уровнемера был использован поплавковый мареограф, собранный сотрудниками данной лаборатории. Принцип его работы основан на преобразовании вертикальных перемещений поплавка в пропорциональные перемещения пера, записывающего их на самописец. В качестве фиксирующего устройства в данном приборе использован резистивный магнито-герконовый датчик с ценой деления линейки герконов 5 мм. Длина записи составила 106 суток (рис. 2в). Данные уровнемерных наблюдений позволили рассчитать гравитационный эффект от водных масс для порта Посьет и бухты Витязь.

Наблюдения приливных вариаций силы тяжести в непрерывном режиме проводятся силами лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН с 2012 г. [Ардюков и др., 2015; Прошкина и др., 2015]. СГП располагается на территории МЭС ТОИ ДВО РАН «мыс Шульца» <https://www.poi.dvo.ru/scinfra/shultz> (Приморский край, п-в Гамова, бухта Витязь) в 200 м от береговой линии (рис. 1). Для работы применяется высокоточный гравиметр gPhone (Micro-g LaCoste Inc., USA), обладающий малым, и что очень важно, близким к линейному смещением нуля-пункта, что может быть использовано для регистрации суммарных периодических (приливных) сигналов в течение многих лет. Этот гравиметр имеет также высокую чувствительность к высокочастотным неперiodическим событиям (землетрясениям). Точность измерений ± 0.001 мГал, смещение нуля-пункта прибора 1.5 мГал/мес., чаще всего < 500 мкГал/мес.

В результате проведенных исследований были получены приливные параметры главных и второстепенных приливных волн суммарного гравитационного эффекта. Уровнемерные наблюдения позволили вычислить нагрузочный эффект океана с учетом граничных условий и сравнить их с модельными значениями.

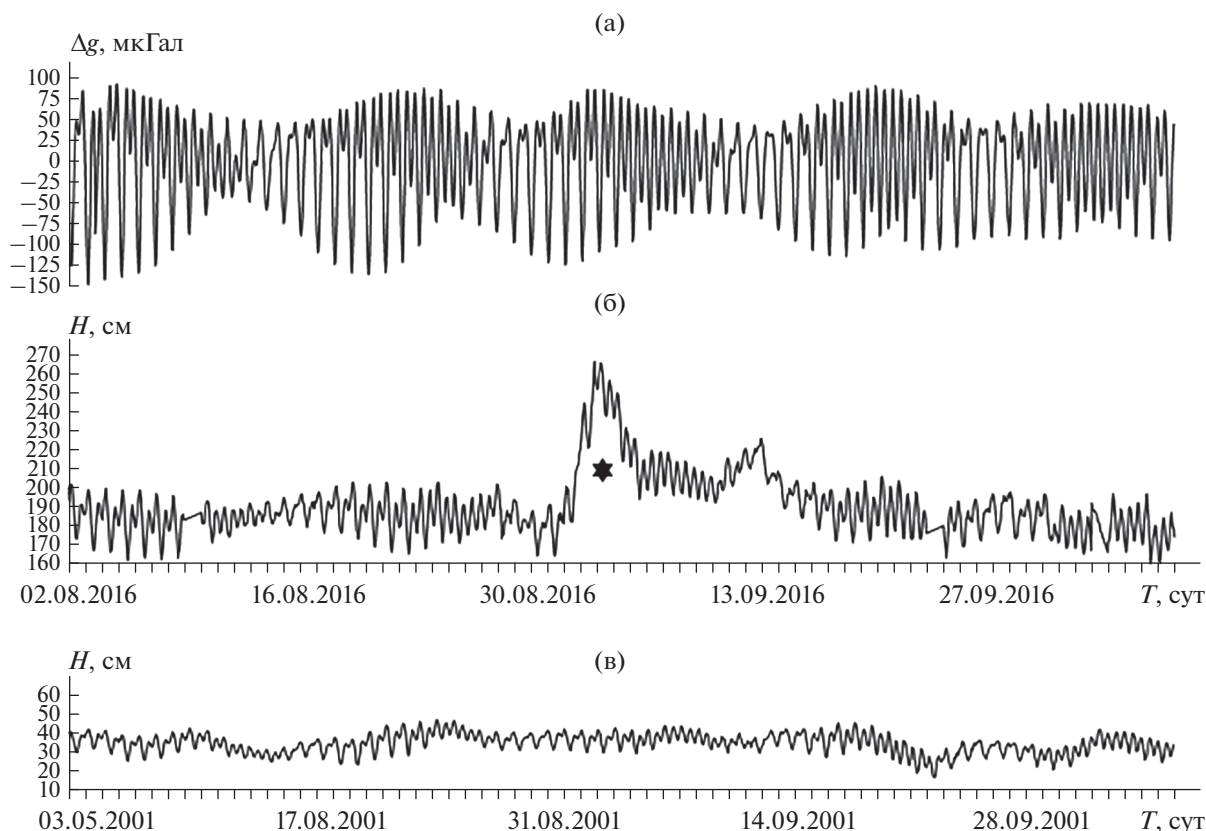


Рис. 2. Фрагменты записи приливных вариаций силы тяжести (а), уровневых наблюдений в порту Посыет (б) и в бухте Витязь (в). Звездочкой отмечен эффект прохождения тайфуна Лайнрок.

МЕТОДИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Как известно, земные приливы вызваны теми же источниками, которые влияют и на образование приливов в океане. Упрощенная модель суммарного прилива будет состоять из прилива в теле Земли и океанической нагрузки, которые можно рассчитать математически, используя координаты местоположения точки наблюдения и соответствующий период наблюдения:

$$\mathbf{A} = \mathbf{R} + \mathbf{L},$$

где: \mathbf{A} – наблюдаемый прилив (A, α); \mathbf{R} – приливная реакция Земли ($R, 0$); \mathbf{L} – океаническая нагрузка (L, λ).

В реальных условиях все намного сложнее. Наблюдаемый эффект осложняется многими факторами, при которых амплитуды и фазы приливных волн будут отличаться от модельных значений. Самой сложной задачей является учет океанической нагрузки жидкого океана, инертные свойства которого вносят некоторые отклонения в расчетные значения, а граничные условия влияют на приливную энергию океана, часть которой теряется из-за эффекта диссипации. Подбор корректной океанической нагрузки для заданной

точки наблюдения дает возможность правильно оценить приливной отклик Земли. Эта задача решается посредством экспериментальных данных, полученных с помощью высокоточной гравиметрической аппаратуры, установленной на многих приливных станциях по всему миру. Подбор корректной приливной модели сводится к вычислению остаточного вектора:

$$\mathbf{B} = \mathbf{A}_{\text{набл}} - \mathbf{R},$$

где: \mathbf{B} – остаточный вектор (B, β); $\mathbf{A}_{\text{набл}}$ – наблюдаемые вариации силы тяжести (A, α); \mathbf{R} – приливная реакция Земли ($R, 0$).

Затем вектор \mathbf{B} (B, β) сравнивается с вектором суммарного океанического прилива \mathbf{L} (L, λ), который рассчитывается на основе общеизвестных приливных моделей океана:

$$\mathbf{B} - \mathbf{L} = \mathbf{X},$$

где \mathbf{X} – остаточный вектор неучтенной приливной нагрузки (X, χ).

Таким образом, чем меньше расхождения между расчетными и наблюдаемыми значениями, тем точнее подобрана модель океанической нагрузки для заданной точки наблюдения.

Что касается выбора приливных параметров вектора \mathbf{R} ($R, 0$), то для его расчетов обычно применяют модельные значения из работ [Молоденский, 1953; 1967; Wahr, 1981] либо более поздних работ, в которых более полно учтены упруго-вязкие свойства мантии, свободная нутация ядра планеты и др. [Dehant et al., 1999].

В данной работе авторы применили результаты приливной теории [Спиридонов 2017], полученные для двух моделей строения Земли: модель IASP91 [Kennett et al., 1995] и PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Полученные в указанной работе приливные параметры были использованы в применяемой нами программе ATLANTIDA3.1_2014 [Spiridonov, Vinogradova et al., 2015; Спиридонов, Юшкин и др., 2017]. Еще одна приливная модель твердой Земли DDW99 применяется в программе Tsoft [Van Camp, 2005]. Приливные параметры модели DDW99 рассчитаны на основе теории земных приливов [Dehant et al., 1999], построенной для модели строения Земли PREM. Таким образом, авторы получили возможность сравнить результаты, полученные по двум приливным теориям и двум моделям строения Земли, и подобрать наиболее подходящий для данного пункта наблюдения вариант.

Высокоточные гравиметрические измерения проводятся с помощью гравиметра gPhone (Micro-g LaCoste Inc., USA), имеющего 18 каналов с частотой 1 Гц. Непосредственно прибор регистрирует: значения гравитационного поля (канал № 1), продольный (№ 4) и поперечный (№ 5) наклоны гравиметра, температуру (№ 6) и давление (№ 8) окружающей среды, температуру (№ 7) и давление (№ 9) внутри прибора, позицию маятника (№ 10), значение акселерометра (№ 17). На основании измеренных значений и используя собственный математический аппарат, прибор рассчитывает: учитывая данные каналов 3, 11–16, 18, суммарную поправку (№ 2), земной прилив (№ 3), поправку за наклоны (№ 11), поправку за “смещения нуля” (№ 12), поправку за изменения давления внутри прибора (№ 13), барометрическую поправку (№ 14), поправку за движение полюса (№ 15), океаническую нагрузку (№ 16) и перемещение прибора в результате сейсмического воздействия (№ 18). Программное обеспечение гравиметра позволяет учитывать каналы, значения которых входят в суммарную поправку. Для вычислений использовалась запись канала 1 (Gravity), т.е. запись показаний гравиметра без каких-либо корректировок. На сегодняшний день продолжительность записи приливных вариаций силы тяжести составила более 2600 сут, что позволило с высокой точностью рассчитать основные приливные параметры главных, а также второстепенных волн и смоделировать приливную кривую для СГП “мыс Шульца”.

Обработка наблюдений выполнялась по стандартной методике в программе Tsoft [Van Camp, 2005]. На первом этапе исходные наблюдения очищались от помех, вызванных, в основном, землетрясениями. На следующем этапе обработки данные приводились к единому уровню путем вычитания из наблюдаемого поля линейного тренда, затем данные интерполировались с интервалом 1 ч.

По сглаженным значениям рассчитывался спектр (рис. 3), где благодаря достаточной длине записи нам удалось выделить, в том числе, длиннопериодные волны. На представленном спектре уверенно выделяются главные суточные и полусуточные волны ($O1, P1, K1, S1, M2, K2, S2$). Наибольшую амплитуду имеет полусуточная волна $M2$. Суточные волны $P1, S1, K1$ и полусуточные $S2, K2$ имеют, соответственно, очень близкие частоты, поэтому в спектре они практически неразличимы. Второстепенные волны ($2Q1, Q1, M1, J1, 2N2, N2, L2$) также выделены в спектре, но имеют гораздо меньшие амплитуды. Из группы третьесуточных волн нам удалось идентифицировать только волну $M3$. В длиннопериодной части спектра были выделены волны Mm, Mf, Mtm . В спектральной области более низкочастотной области определяются трудно идентифицируемые пики, среди которых, возможно, солнечная деклинационная волна (Ssa) с периодом половины тропического года (182.621095 сут или 0.0054758 цикл/сут), остальные пики в низкочастотной области идентифицировать пока не удалось.

Для оценки количественных показателей амплитудных и фазовых характеристик были рассчитаны приливные параметры (δ -фактор — отношение амплитуд наблюдаемой волны к ее значению в твердой Земле и фазовый сдвиг α — разность фаз прихода наблюдаемой и теоретической волн) [Мельхиор, 1986], табл. 1.

Расчеты показывают, что основные параметры главных волн суточного и полусуточного цикла ($K1, O1, P1, M2, S2$ — показаны в таблице полужирным шрифтом) определены, учитывая отношение сигнал/шум, достаточно надежно. Среднеквадратическая ошибка (СКО) δ -фактора всех волн суточного и полусуточного цикла не превышает тысячных долей, СКО задержки фаз α не более 0.2° , что говорит об уверенном их выделении. Второстепенные приливные волны ($Q1, M1, J1, 2N2, N2, L2, M3$) более зашумлены. Зашумленность второстепенных волн суточного и полусуточного цикла, скорее всего, связана с внешними факторами, влияющими на показания гравиметра (сейсмический шум, морской накат, атмосферные явления и др.).

В низкочастотном диапазоне отношение сигнал/шум не превышает 6.5, СКО δ -фактора изме-

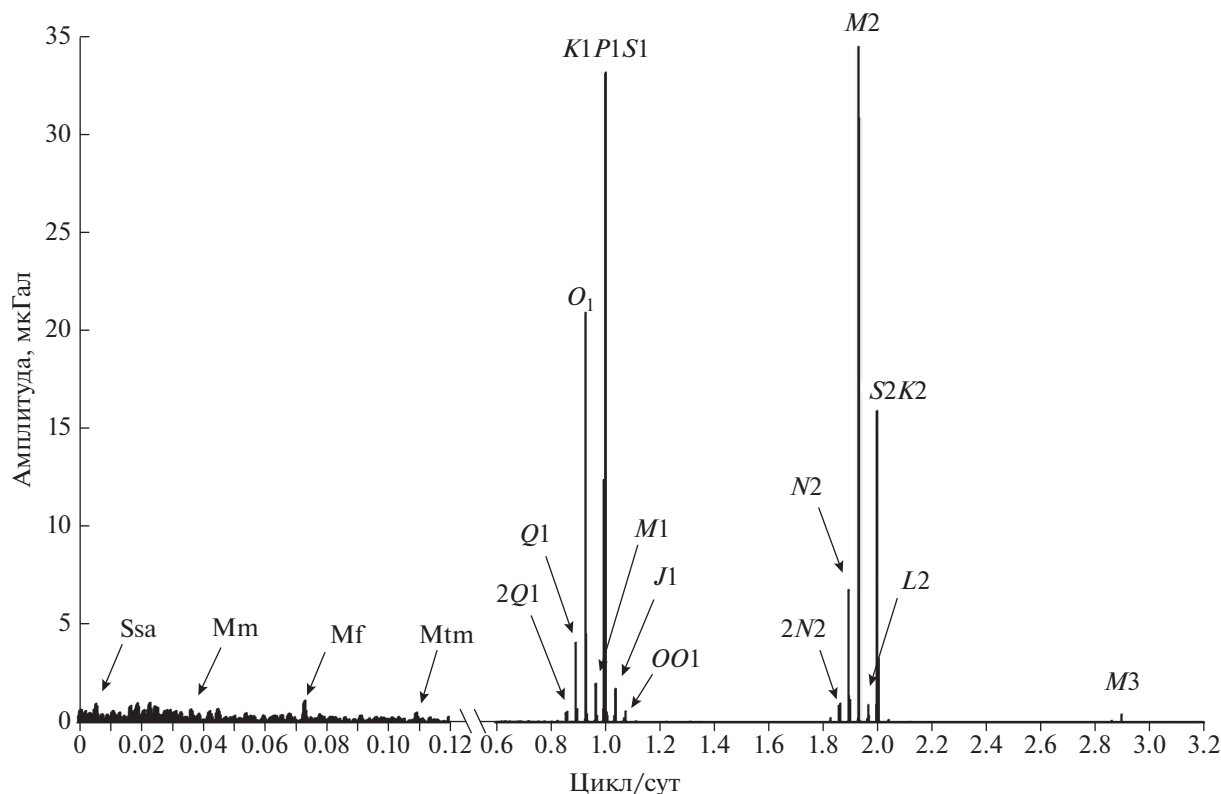


Рис. 3. Спектр приливных вариаций гравитационного поля для СГП «мыс Шульца». Период наблюдений 2012–2018 гг.

няется от 0.14–0.74. Наиболее стабильной длиннопериодной волной оказалась недельная волна *Mf*.

МЕТОДИКА ВЫЧИСЛЕНИЯ НАБЛЮДЕННОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ЭФФЕКТА ОТ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРИЛИВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ УРОВНЕМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ПОЛУЧЕННЫЙ РЕЗУЛЬТАТ

Гравитационный эффект от водных масс или прямое ньютоновское притяжение является составной частью суммарного океанического прилива, куда помимо этого входит собственно океаническая нагрузка, которую можно рассчитать эмпирически, зная координаты точки наблюдения и период времени. На сегодняшний день для этого существуют различные приливные океанические модели, полученные с помощью современных спутниковых методов. К ним прежде всего относятся: SCW80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40 и др. [Egbert et al., 1994; Egbert, Erofeeva, 2002; Lyard, Lefevre et al., 2000; Matsumoto et al., 2000; Schwiderski, 1980; Carrère et al., 2016]. Кроме того, Институтом физики Земли РАН (ИФЗ РАН) была создана программа ATLANTIDA3.1_2014 (<http://www.ifz.ru/applied/prognoz-parametrov-zemnykh-prilivov/>), с помощью кото-

рой можно рассчитать модельную океаническую нагрузку с необходимой географической привязкой и периодом наблюдений. Главным достоинством программы ATLANTIDA3.1_2014 явилась возможность разделения суммарной океанической нагрузки на составляющие, что позволило сравнить гравитационный эффект от водных масс, полученный нами по данным уровнемерных наблюдений с расчетным эффектом для нашего пункта наблюдения. Кроме того в программе ATLANTIDA3.1_2014 есть возможность рассчитать приливные параметры согласно приливной теории [Спиридонов, 2017] для двух моделей строения Земли (PREM и IASP91) [Виноградова, Спиридонов, 2012] без учета океана. Ранее для этих целей мы использовали модель твердой Земли DDW99, основанную на приливной теории [Dehant et al., 1999]. Приливные параметры данной модели вычисляются по заданным координатам пункта наблюдения в программе Tsoft. Таким образом, у нас появилась возможность сравнить модельную приливную реакцию Земли для трех вариантов моделей (DDW99 (PREM), [Спиридонов, 2017] (PREM и IASP91) в реальных условиях наблюдения, используя для расчетов океанической нагрузки данные уровнемерных наблюдений.

С помощью программы ATLANTIDA3.1_2014 были получены амплитуды и фазы основных при-

Таблица 1. Приливные параметры наблюдаемых вариаций силы тяжести

Волны	Амплитуда, мкГал	Сигнал/шум	δ-фактор		Задержка фаз	
			δ	СКО	α, °	СКО
Суточные и полусуточные волны (длина записи 2306 дней)						
<i>Q1</i>	68.442	178.9	1.15517	0.00646	-0.0636	0.3202
<i>O1</i>	359.616	940.1	1.1621	0.00124	0.1405	0.0609
<i>M1</i>	28.418	74.3	1.16769	0.01572	0.9047	0.7712
<i>P1</i>	166.681	435.7	1.15761	0.00266	-0.0251	0.1315
<i>S1</i>	4.674	12.2	1.37332	0.11239	-33.2389	4.6892
<i>K1</i>	497.263	1300	1.14257	0.00088	-0.0141	0.0441
<i>J1</i>	28.549	74.6	1.17308	0.01572	0.8057	0.7677
<i>OO1</i>	15.342	40.1	1.15227	0.02873	-0.3228	1.4286
<i>2N2</i>	14.266	56.6	1.14578	0.02026	-0.0743	1.013
<i>N2</i>	90.567	359.1	1.16159	0.00324	0.72	0.1596
<i>M2</i>	475.748	1886.1	1.16826	0.00062	0.9836	0.0304
<i>L2</i>	13.499	53.5	1.17274	0.02191	0.4618	1.0706
<i>S2</i>	224.078	888.4	1.1827	0.00133	0.9756	0.0645
<i>K2</i>	61.069	242.1	1.18587	0.0049	0.5997	0.2366
Третьсуточная волна (длина записи 2306 дней)						
<i>M3</i>	6.325	24.7	1.07207	0.04345	0.6116	2.322
Длиннопериодные волны (длина записи 2306 дней)						
<i>Ssa</i>	6.494	1.9	0.58766	0.30482	6.481	29.7188
<i>MM</i>	4.568	1.4	0.36409	0.26846	-6.5405	42.2475
<i>MF</i>	22.007	6.5	0.92664	0.14184	4.6739	8.7701
<i>MTM</i>	7.153	2.1	1.57302	0.74082	-13.657	26.9837

ливных волн гравитационного эффекта от водных масс для пяти океанических моделей (SCW80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40).

Данные мареографа были избавлены от сезонного температурного тренда, который вносил значительную погрешность в низкочастотный волновой диапазон. Что касается записи измерения уровня моря в бухте Витязь, то ввиду того, что запись метеорологических параметров не велась, то было решено рассчитать регрессию в скользящем окне по методу наименьших квадратов. В результате чего приливная кривая была избавлена от резких ступеней и скачков в записи. Для получения гравитационного эффекта от водных масс данные по уровню моря пересчитывались с использованием формулы расчета поправки за промежуточный слой:

$$\Delta g_{\text{пр.сл.}} = 1/2 \times 0.0419\sigma H,$$

где: σ – плотность морской воды 1.03 г/см³; H – изменение уровня воды по данным уровнемерных наблюдений (в м), $\Delta g_{\text{пр.сл.}}$ – гравитационный эффект от водных масс в мГал. Все расчеты производились в программе Tsoft.

Необходимо отметить, что данная формула вычисляет эффект плоскопараллельного слоя бесконечного простираения с мощностью H . Учитывая, что пункт наблюдений находится на берегу континента, мы ввели поправочный коэффициент $1/2$, тем самым учли максимальный эффект от водных масс Японского моря.

Преобразованные в гравитационный эффект данные по измерению уровня моря обрабатывались в программе ETERNA 3.0 [Wenzel, 1996], в результате чего были получены приливные параметры главных волн (амплитуда и разность фаз α) по наблюдаемому гравитационному эффекту от водных масс для порта Посыет и бухты Витязь. Ниже представлена табл. 2 приливных параметров для наблюдаемого гравитационного эффекта от водных масс, рассчитанных по данным измерения уровня моря в двух пунктах наблюдения, и расчетные параметры для СГП “мыс Шульца” по модели SCW80 [Schwidorski, 1980; 1983].

Чтобы визуализировать полученные данные были построены графики сравнения разности наблюдаемого гравитационного эффекта по данным измерения уровня моря в двух пунктах и расчетного для пяти моделей океанической нагрузки

Таблица 2. Сравнение наблюдаемого и расчетного гравитационного эффекта от водных масс

Модельный гравитационный эффект (модель SCW80) для СГП “мыс Шульца” (ATLANTIDA3.1_2014)			Наблюденный гравитационный эффект для пункта равномерных наблюдений в бухте Витязь в 2001 г.		Наблюденный гравитационный эффект для порта Посъет по данным равномерных измерений 2012–2016 гг.	
волны	амплитуда, нм/с ²	фаза, α°	амплитуда, нм/с ²	фаза, α°	амплитуда, нм/с ²	фаза, α°
<i>O1</i>	3.734	32.4606	2.083	19.8038	9.404	32.4258
<i>P1</i>	1.63	9.0152	7.849	–48.4764	3.937	4.1633
<i>K1</i>	4.512	12.2694	5.5	136.074	11.223	1.7719
<i>M2</i>	3.213	18.2097	0.6	–64.1589	14.968	–95.931
<i>S2</i>	1.904	13.3362	1.578	–144.6069	5.265	–122.3907
<i>K2</i>	0.728	–17.3379	2.792	58.2806	1.678	–101.5689

(SCW80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40) для СГП “мыс Шульца” (рис. 4).

Примечательно, что амплитудные показатели для главных лунных волн суточного и полусуточного цикла (*O1* и *M2*) по данным равномерных наблюдений в бухте Витязь оказались меньше, чем их расчетные значения, тогда как по данным измерения уровня моря в порту Посъет амплитуды волн *O1*, *K1* и *M2* оказались несколько завышены относительно расчетных. У солнечной волны *P1*, напротив, амплитудные показатели по данным измерения уровня моря вблизи мыса Шульца оказались выше по сравнению с данными мареографа.

В целом картина показала, что гравитационный эффект, рассчитанный по данным равномерной записи вблизи мыса Шульца, по амплитуде лучше совпадает с модельным эффектом, чем рассчитанный для порта Посъет. Что касается разности фаз, то в порту Посъет они ближе к модельным значениям, по крайней мере, для волн суточного цикла. Значительный разброс фаз для равномерной записи в бухте Витязь может быть обусловлен недостаточной длиной и сильной зашумленностью записи.

Кроме того, отклонения по фазовым и амплитудным показателям для двух равномерных пунктов могут быть связаны с недоучетом граничных условий (глубина акватории, сложная береговая линия, система подводных течений и т.д.) при создании моделей приливной нагрузки океана. В условиях мелководья и сложной береговой линии модельные значения сильно отклоняются от реальной приливной картины, что мы можем наблюдать в данном случае. Поскольку пункт наблюдения за уровнем моря в 2001 г. находился в непосредственной близости от гравиметрического пункта, то эта проблема частично была решена, но небольшая длина записи и помехи не позволи-

ли качественно рассчитать приливные параметры главных волн. Несмотря на это замечание, проведенное исследование показало, что данные изменения уровня моря вблизи СГП могут быть использованы для вычисления суммарной приливной океанической нагрузки с учетом граничных условий. Данные мареографа для этих целей подходят немного хуже, но для более грубых расчетов также могут быть использованы.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ОСТАТОЧНОГО ВЕКТОРА \mathbf{V} (B, β) И СРАВНЕНИЕ ЕГО С СУММАРНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ НАГРУЗКОЙ \mathbf{L} (L, λ)

Для вычисления остаточного вектора \mathbf{V} (B, β) из наблюдаемых значений приливных вариаций силы тяжести \mathbf{A} (A, α) отнималась приливная реакция Земли \mathbf{R} ($R, 0$). Как уже было сказано выше, для вычисления этой реакции были применены три различных варианта приливных моделей для Земли без океана: DDW99 (PREM) и [Спиридонов, 2017] (PREM и IASP91). Затем полученная разность для всех трех моделей обрабатывалась в программе ETERNA 3.0, в результате чего были получены приливные параметры волн суточного и полусуточного цикла для остаточного вектора \mathbf{V} (B, β) (табл. 3), в котором скрыта суммарная океаническая нагрузка \mathbf{L} (L, λ) и незначительная доля неучтенного эффекта \mathbf{X} (X, χ).

Суммарная океаническая нагрузка \mathbf{L} (L, λ) рассчитывалась двумя способами. Первый способ заключался в получении модельных значений приливных параметров в программе ATLANTIDA3.1_2014 по заданным координатам СГП “мыс Шульца” для пяти океанических моделей (SCW80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40).

Второй способ заключался в расчете синтезированной суммарной океанической нагрузки, где в качестве составляющей гравитационного эф-

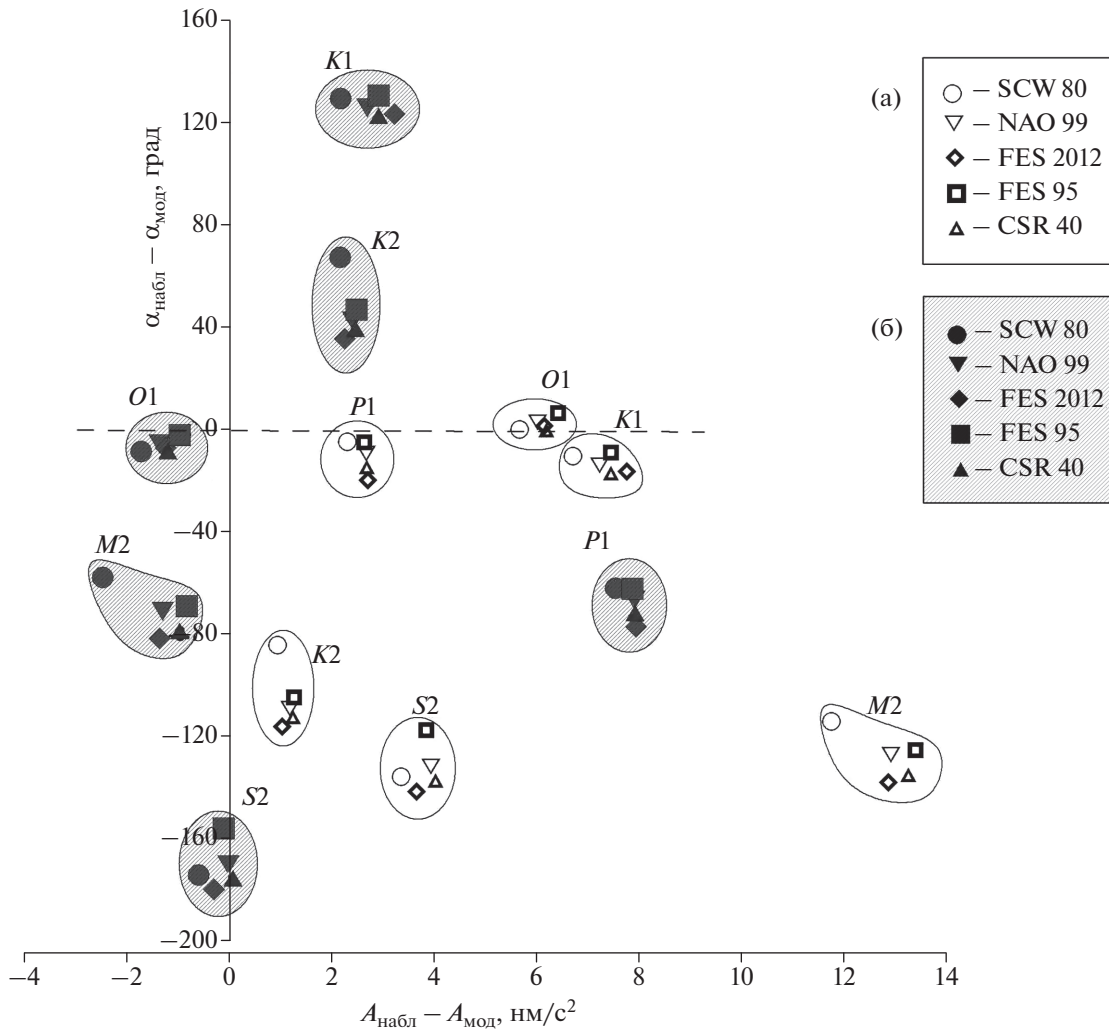


Рис. 4. Разность наблюдаемого и расчетного гравитационного эффекта от водных масс для СГП “мыс Шульца”: (а) в порту Посыет; (б) в бухте Витязь.

фекта от водных масс использовались данные равномерных наблюдений, пересчитанные в гравитационный эффект от водной толщи (см. выше). Суммарная океаническая нагрузка рассчитывалась в программе Tsoft для тех же пяти моделей и далее обрабатывалась в программе ETERNA 3.0. Полученные таким образом амплитудные и фазовые показатели суммарной модельной и синтезированной океанической нагрузки для пяти моделей сравнивались с остаточным вектором \mathbf{B} (B, β).

В целом вклад суммарной океанической нагрузки в наблюдаемые значения вариаций силы тяжести можно оценить по спектральному анализу, представленному на рис. 5.

Как видно из рисунка вклад модельной океанической составляющей не более 0.5 мкГал, что составляет менее 1.25% от суммарного наблюдаемого прилива. В спектре синтезированного при-

лива для бухты Витязь вклад суммарной океанической нагрузки возрастает до 0.8 мкГал, что составляет почти 2% от наблюдаемых значений (рис. 6). При этом в суточном цикле у солнечных волн на частоте волны $P1$ наблюдается максимальная амплитуда океанической нагрузки, тогда как в модельном спектре она сдвинута на частоту волны $K1$.

В полусуточном солнечном цикле также есть некоторые отличия синтезированной нагрузки от модельных значений. В спектре синтезированной нагрузки максимальная амплитуда также сдвинута с частоты волны $S2$ на частоту волны $K2$.

В результате вычисления разности между нагрузочным вектором \mathbf{L} (L, λ) как модельным, так и синтезированным по двум пунктам измерения уровня моря, и остаточным вектором \mathbf{B} (B, β) был рассчитан вектор \mathbf{X} (X, χ) для пяти моделей океа-

Таблица 3. Приливные параметры остаточного вектора \mathbf{V} (B, β), рассчитанного по трем моделям Земли для СГП “мыс Шульца”

Волны	\mathbf{V} (B, β)					
	$A_{\text{набл}} - R_{\text{PREM}}$		$A_{\text{набл}} - R_{\text{WDD(PREM)}}$		$A_{\text{набл}} - R_{\text{Iasp91}}$	
	амплитуда, нм/с ²	задержка фаз, α°	амплитуда, нм/с ²	задержка фаз, α°	амплитуда, нм/с ²	задержка фаз, α°
<i>O1</i>	2.547	13.1612	2.11	15.8525	2.346	14.3125
<i>P1</i>	3.837	-107.4476	3.645	-115.7593	3.867	-108.7824
<i>K1</i>	4.953	52.2218	5.059	51.0363	4.785	54.9092
<i>M2</i>	8.112	75.2309	8.017	78.077	8.046	77.1386
<i>S2</i>	5.92	36.2633	5.766	37.4009	5.816	37.0164
<i>K2</i>	1.492	33.719	1.451	34.8613	1.463	34.4668

нической нагрузки и построены соответствующие графики (рис. 7).

Надо отметить, что все пять моделей показали схожий результат. Было выявлено, что амплитудные и фазовые показатели вектора \mathbf{X} (X, χ) волн суточного цикла *O1* и *K1* для синтезированной океанической нагрузки, где за составляющую гравитационного эффекта от водных масс были

приняты измерения уровня моря в бухте Витязь, т.е. в непосредственной близости от СГП, оказались ближе к наблюдаемым значениям. Максимальное значение разности по всем представленным волнам, кроме волны *P1*, находится в пределах от 2...5 нм/с². Разность амплитудных показателей волны *P1* между наблюдаемым вектором \mathbf{V} (B, β) и \mathbf{L} (L, λ) составляет более 9 нм/с². К тому же эта

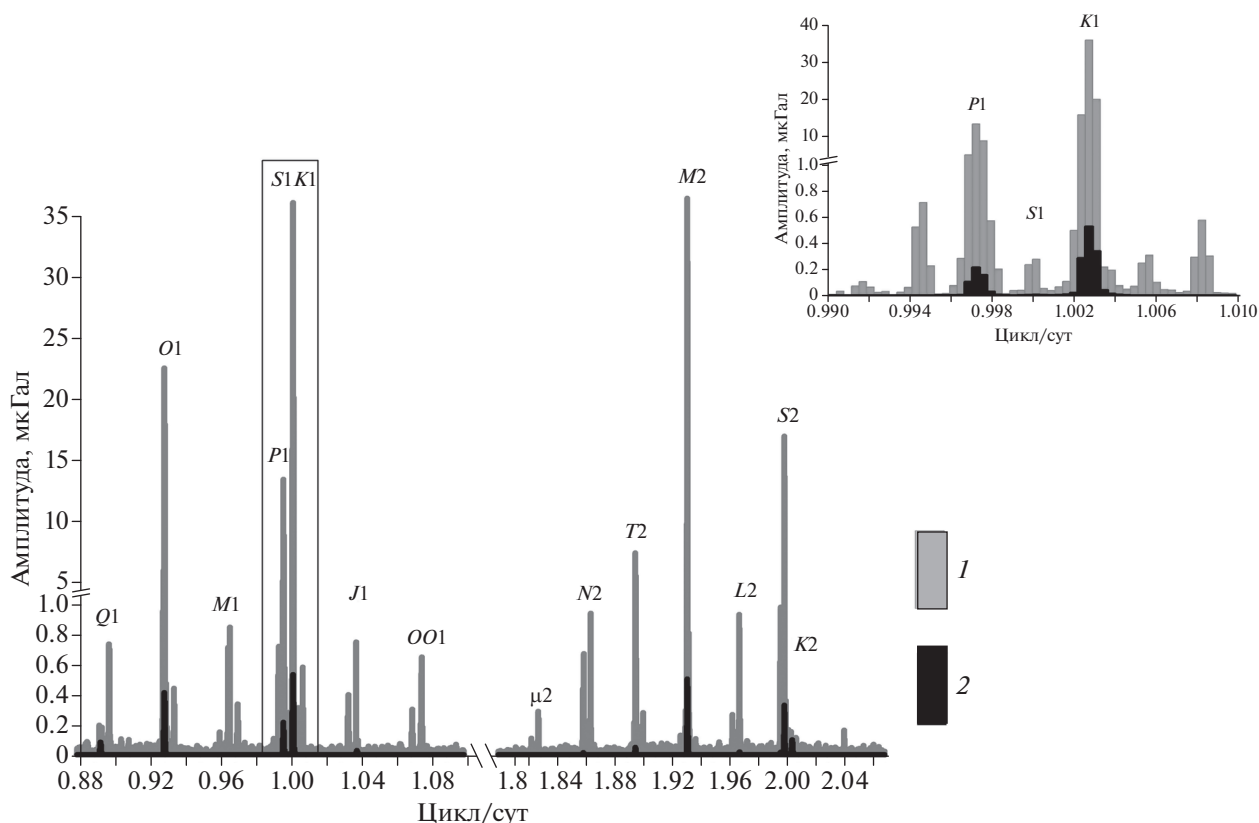


Рис. 5. Спектральный анализ наблюдаемых вариаций силы тяжести с наложенным спектром модельной суммарной океанической нагрузки (FES2012). На врезке показано распределение солнечных волн суточного цикла: 1 – спектр наблюдаемых вариаций силы тяжести; 2 – спектр модельной океанической нагрузки по модели FES2012.

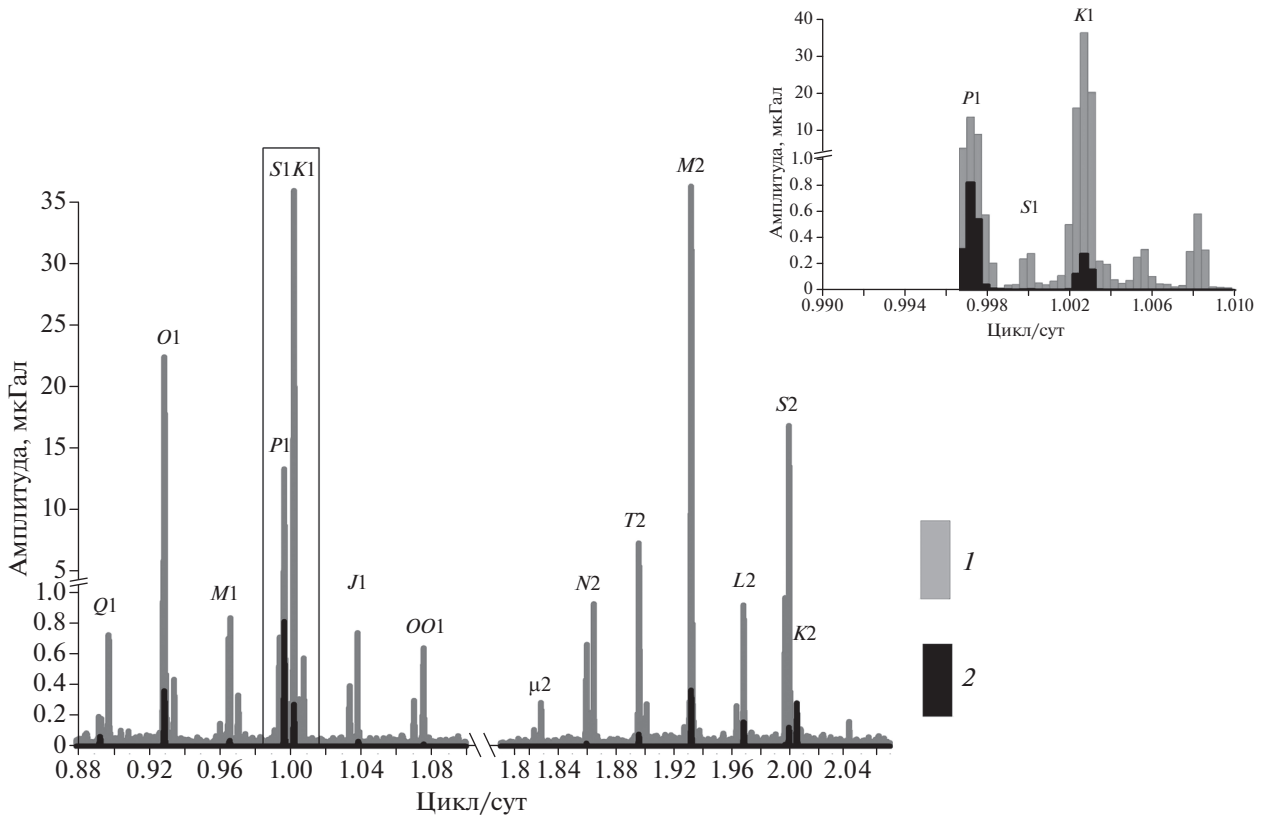


Рис. 6. Спектральный анализ наблюдаемых вариаций силы тяжести с наложенным спектром синтезированной суммарной океанической нагрузки по данным измерения уровня моря в бухте Витязь. На врезке показано распределение солнечных волн суточного цикла: 1 – спектр наблюдаемых вариаций силы тяжести; 2 – спектр синтезированного прилива, рассчитанного по модели FES2012 и данным равномерных наблюдений в бухте Витязь.

волна находится еще и в противофазе относительно модельных значений. В полусуточном цикле фазовые показатели главной лунной волны $M2$ также немного лучше у синтезированного прилива с равномерными наблюдениями вблизи мыса Шульца. Две солнечные волны полусуточного цикла $S2$ и $K2$ ведут себя неоднозначно. Волна $K2$ модельного прилива показала наилучший результат, приблизившись к наблюдаемой волне и по амплитуде, и по фазе. Волна $S2$ модельного прилива по амплитуде лучше совпадает с наблюдаемыми значениями, тогда как по фазе ближе к наблюдаемым оказались значения синтезированного прилива с равномерными измерениями в бухте Витязь. Вероятно, на частотах волн солнечного суточного ($P1$) и полусуточного ($S2$ и $K2$) циклов присутствует неучтенный эффект, возможно, аппаратного характера, который требует дальнейшего изучения.

Разность для синтезированного прилива с гравитационным эффектом воды в порту Посыет между наблюдаемыми и расчетными значениями амплитуд составляет 2...20 нм/с², при этом фазовые показатели близки к модельным. Наиболь-

шее отклонение наблюдается у главной лунной волны $M2$, около 20 нм/с².

Что касается выбора варианта расчета, примененного для вычисления остаточного вектора \mathbf{B} (B, β), то здесь все три модели показали практически одинаковый результат, и любая из них может быть использована для подобных расчетов. И все же с учетом выбранного масштаба модель [Спиридонов, 2017] для PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] показала результат немного лучше остальных. Из представленных океанических приливных моделей лучше всего для нашего района наблюдений подходит модель FES2012 [Carrère et al., 2016] и, соответственно, рассчитанная на ее основе модель синтезированного прилива, где в качестве гравитационного эффекта от водных масс использованы измерения уровня моря в бухте Витязь. Ниже представлена таблица приливных параметров остаточного вектора \mathbf{B} (B, β)_{ПреМ}, рассчитанного на основе модели [Спиридонов, 2017] для PREM, вектора \mathbf{L} (L, λ)_{Shultz} для синтезированной модели океанической нагрузки FES2012 с гравитационным эффектом воды в бухте Витязь и вектора их разности \mathbf{X} (X, χ) (табл. 4).

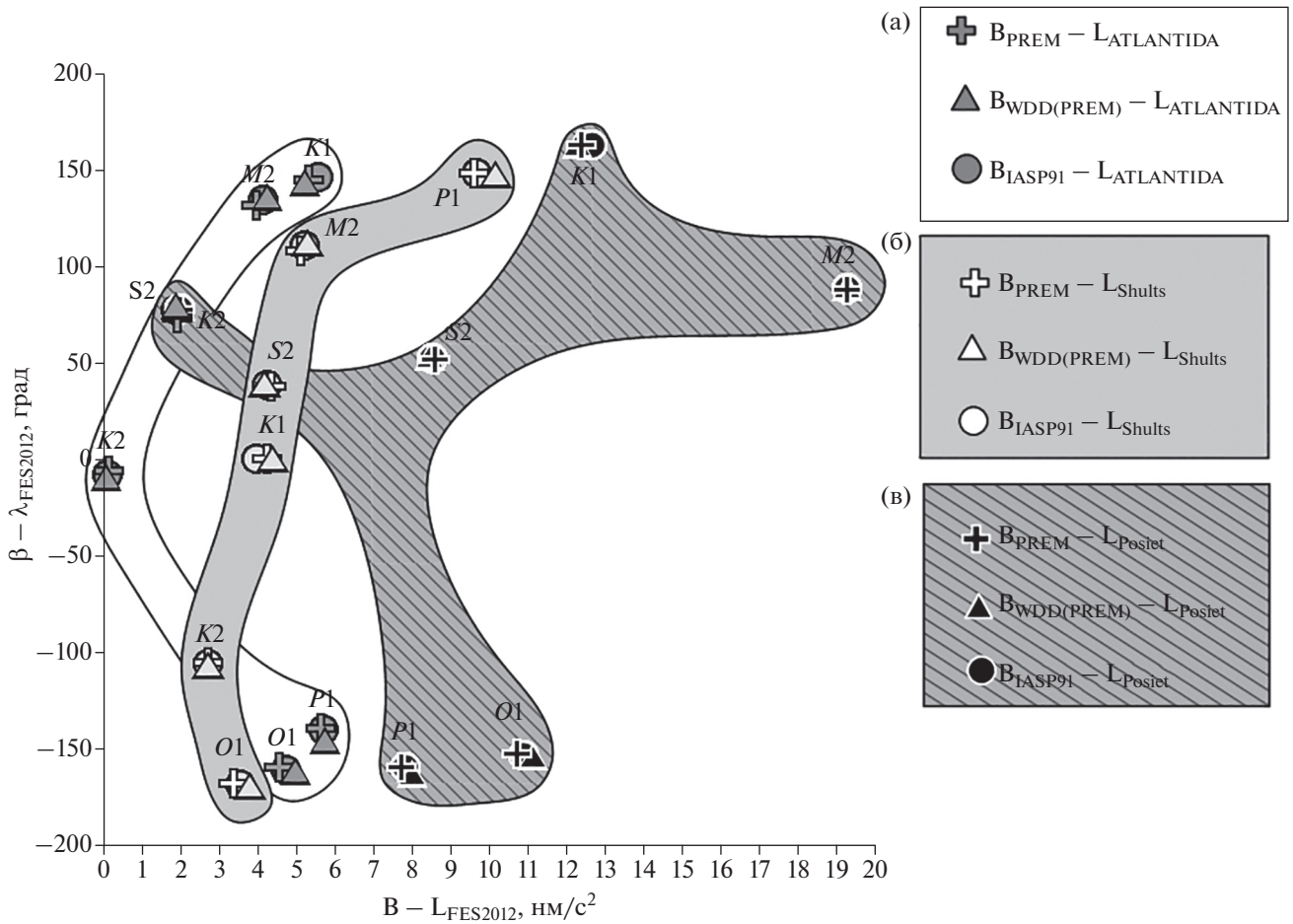


Рис. 7. Вычисление разности между вектором \mathbf{V} (B, β) для трех моделей твердой Земли (PREM, WDD (PREM), LASP) и \mathbf{L} (L, λ) (FES2012): (а) – модельного; (б) – синтезированного по данным измерениям уровня моря в бухте Витязь; (в) – синтезированного по данным измерения уровня моря в порту Посьет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В целом проведенное исследование дало возможность оценить влияние гидродинамики на приливные вариации силы тяжести с учетом особенностей расположения СГП “мыс Шульца”, что может быть полезно при расчете приливной реакции твердой Земли в условиях активной гео-

динамики в зоне перехода от континента к Японскому морю. Непродолжительная длина записи уровневых наблюдений в бухте Витязь в 2001 г. не позволила качественно выделить наблюдаемый гравитационный эффект от водной толщи, что в какой-то мере повлияло на расчет амплитудных и фазовых показателей главных прилив-

Таблица 4 Значения приливных параметров вектора \mathbf{V} (B, β), \mathbf{L} (L, λ), \mathbf{X} (X, χ) для СГП “мыс Шульца”

Волна	Вектор \mathbf{V} (B, β) _{PREM}		Вектор \mathbf{L} (L, λ) _{SHULTS}		Вектор \mathbf{X} (X, χ)	
	$B, \text{nm}/\text{c}^2$	$\beta, ^\circ$	$L, \text{nm}/\text{c}^2$	$\lambda, ^\circ$	$X, \text{nm}/\text{c}^2$	$\chi, ^\circ$
O1	2.547	13.1612	5.893	12.9851	3.346	-167.1453
P1	3.837	-107.4476	11.121	-50.6902	9.571	148.8974
K1	4.953	52.2218	4.037	107.3567	4.238	0.8341
M2	8.112	75.2309	4.775	39.0641	5.105	108.7399
S2	5.92	36.2633	1.613	30.6418	4.317	38.3618
K2	1.492	33.719	4.549	43.6468	2.683	-104.6886

ных волн. Но даже с учетом данного фактора исследование показало, что вклад приливной океанической нагрузки в наблюдаемые вариации силы тяжести отличается от модельных значений, при этом приливные показатели синтезированной волны прилива с равномерными измерениями вблизи мыса Шульца для главных волн $O1$, $K1$ и $M2$ оказались ближе к наблюдаемому приливу (вектору $\mathbf{V}(B, \beta)$), а в диапазоне солнечных волн наблюдается некоторое перераспределение океанической нагрузки между солнечными волнами суточного цикла $P1$ и $K1$ и полусуточного — $S2$ и $K2$. Поскольку пункт наблюдения находится в средних широтах (вблизи 45° с.ш.), где основной вклад в приливные вариации силы тяжести вносят волны суточного цикла, то можно считать, что полученная синтезированная модель океанической нагрузки, где в качестве гравитационного эффекта воды использованы данные равномерных наблюдений в бухте Витязь, более выигрывает, чем расчетные модели (SCW80, FES95, FES2012, NAO99, CSR40). Кроме того, зафиксирована значительная разница в распределении приливной океанической нагрузки между двумя пунктами равномерных наблюдений, расположенных на небольшой удаленности друг от друга. Природа расхождений может быть связана с особенностями собственных колебаний моря в бухте Витязь и в порту Посыет. Кроме того, наблюдения за уровнем моря в двух пунктах проводились различными методами и в разные временные отрезки, что также могло повлиять на полученный результат. Более продолжительные измерения за уровнем моря вблизи СГП “мыс Шульца” с использованием соответствующей аппаратуры позволили бы в дальнейшем улучшить представленные результаты.

С другой стороны, СГП “мыс Шульца” находится в зоне перехода от континента к Японскому морю, где реологические свойства коры и мантии определяются наличием жидкой астеносферы на границе континента [Vladimirova, 2012]. Кроме того, есть мнение, что существует вторая слабо-выраженная субдукционная зона, простирающаяся от Японского моря и уходящая на запад под Приморье [Gognov, 2015]. Наблюдаемая разница между синтезированным и модельным океаническим приливом, возможно, связана с влиянием жидкой астеносферы на границе литосферных плит в зоне перехода, что, в свою очередь, требует создания локальной модели твердой Земли с учетом данного фактора [Тимофеев и др., 2020].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы 2017–2019 “Пространственно-временные изменения геофизических полей, их связь со структурой, геодинамикой и сейсотектоническими процессами в лито-

сфере дальневосточных морей России и их обрамлении”, № гос. рег. АААА-А17-117030110032-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ардюков Д.Г., Калиш Е.Н., Носов Д.А., Сизиков И.С., Смирнов М.Г., Стусь Ю.Ф., Тимофеев В.Ю., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Результаты абсолютных измерений ускорения силы тяжести на мысе Шульца // Гироскопия и навигация. 2015. № 3(90). С. 13–18. <https://doi.org/10.17285/0869-7035.2015.23.3.013-018>
- Виноградова О.Ю., Спиридонов Е.А. Сравнительный анализ океанических поправок в ускорение силы тяжести, рассчитанных по моделям PREM и IASP91 // Физика Земли. 2012. № 1–2. С. 74–83.
- Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир. 1968. 483 с.
- Молоденский М.С. Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли. Тр. Геоф. инст. АН СССР. 1953. № 19. С. 3–52.
- Молоденский М.С. Приливы в упругой вращающейся Земле с жидким ядром. Земные приливы и внутреннее строение Земли. М.: изд-во АН СССР. 1967. С. 3–9.
- Прошкина З.Н., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н. Изучение приливных вариаций силы тяжести в зоне перехода от континента к Японскому морю // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2015. Вып. 27. № 3. С. 71–79.
- Рутенко А.Н. Влияние внутренних волн на распространение звука в шельфовой зоне Японского моря в разные сезоны года // Акустический журнал. 2005. Т. 51. № 4. С. 527–535.
- Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2015619567 от 08 сентября 2015 г.
- Спиридонов Е.А. Амплитудные дельта-факторы второго порядка и их зависимость от широты // Геология и геофизика. 2016. № 4. С. 796–807.
- Спиридонов Е.А. Амплитудные дельта-факторы и сдвиги фаз приливных волн для Земли с океаном // Геофизические процессы и биосфера. 2017. Т. 16. № 2. С. 5–54
- Спиридонов Е.А., Юшкин В.Д., Виноградова О.Ю., Афанасьева Л.В. Программа прогноза земных приливов ATLANTIDA3.1_2014: Новая версия // Наука и технологические разработки. 2017. Т. 96. № 4. С. 19–36. [Темат. вып. “Прикладная геофизика: Новые разработки и результаты. Ч. 2. Навигация и космические исследования”].
- Тимофеев В.Ю., Валитов М.Г., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Дюкарм Б., Кулинич Р.Г., Колпащикова Т.Н., Прошкина З.Н., Бойко Е.В., Наумов С.Б. Океанические приливные модели и гравиметрические приливные наблюдения // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. С. 1–12.
- Тимофеев В.Ю., Дюкарм Б., Ван Раумбеке М., Горнов П.Ю., Эвераерт М., Грибанова Е.И., Паровышний В.А., Сембаламут В.М., Вонельман Г., Ардюков Д.Г. Трансконтинентальный приливный профиль // Физика Земли. 2008. № 5. С. 42–54.
- Baker T.F., Bos M.S. Validating Earth and ocean models using tidal gravity measurements // Geophys. J. Int. 2003. № 152. P. 468–485.
- Carrère L., Lyard F., Cancet M., Guillot A., Picot N. Finite Element Solution FES2014, a new tidal model – Validation

results and perspectives for improvements, presentation to ESA Living Planet Conference, Prague. 2016.

Dehant V. Tidal parameters for an inelastic Earth // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1987. V. 49. I. 1–2. P. 97–116.

Dehant V., Defraigne P., Wahr J.M. Tides for a convective Earth // *J. Geophys. Res.* V. 104. № B1. 1999. P. 1035–1058.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 25. 1981. P. 297–356.

Egbert G.D., Bennett A.F., Foreman M.G.G. TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99(C12). P. 24,821–24,852.

Egbert G.D., Erofeeva L. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.* V. 19. 2002.

Gornov P.Yu. Relationship of the thermal conductivity of rocks in the Komsomol'sk ore district (Khabarovsk Territory) with minerageny and metasomatism // *Russian Geology and Geophysics.* 2015. V. 56. № 3. P. 493–499.

Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the earth from travel times // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 122. P. 108–124.

Matsumoto K., Takanezawa T., Ooe M. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data // *J. Oceanography.* 2000. № 56. P. 567–581.

Spiridonov E., Vinogradova O., Boyarskiy E., Afanasyeva L. ATLANTIDA3.1_2014 FOR WINDOWS: A SOFTWARE FOR TIDAL PREDICTION // *Bull. Inf. Marées Terrestres*, Feb. 2015. №149. P. 12063–12082.

Schiwiderski E.W. Ocean Tides, Part I: Global Ocean Tidal Equations., Part II: A Hydrodynamical Interpolation Model // *Marine Geodesy.* 1980. V. 3. P. 161–255.

Schiwiderski E.W. Atlas of Ocean Tidal Charts and Maps // *Marine Geodesy.* 1983. V. 6. № 3–4. P. 219–265.

Van Camp M. TSoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides / M. Van Camp, P. Vauterin // *Computers & Geosciences.* 2005. V. 31. № 5. P. 631–640.

Vladimirova I.S. Modelling of postseismic processes in subduction regions // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2012. V. 3. № 2. P. 167–178.

Wahr J.M. Effect of the fluid core. A normal mode expansion for the forced response of rotating Earth, Body tides // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1981. V. 64. № 3. P. 635–728. P. 747–765.

Wenzel H.G. The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30 / Wenzel H.G. // *Bull. Inf. Marées Terrestres.* 1996. V. 124. P. 9425–9439.

Estimating the Hydrodynamic Effect on Tidal Variations in Gravity in the Transition Zone from the Continent to the Sea of Japan

Z. N. Proshkina^{a,*}, M. G. Valitov^a, T. N. Kolpashchikova^a, S. B. Naumov^b

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia*

^b*Regional Information Processing Center of the Seismic Subsystem of the Tsunami Warning System, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690990 Russia*

*e-mail: pro-zo@yandex.ru

In the paper, the residual vector \mathbf{B} (B, β) calculated from the difference of the observed tidal variations in gravity \mathbf{A}_{obs} (A, α) and tidal response of the Earth \mathbf{R} ($R, 0$) for three variants of the models (DDW99, calculations in (Spiridonov, 2017) with PREM and IASP91) is compared with the total oceanic load vector \mathbf{L} (L, λ) for the theoretical and synthesized ocean models. The total theoretical oceanic load is obtained for five ocean tide models (SCW80, FES95, FES2012, CSR40, NAO99) in the ATLANTIDA3.1_2014 program. The synthesized oceanic load is also calculated in this program but the component of the gravitational effect describing the contribution from water masses is specified by sea-level measurements at two observation points, one northwest of the stationary gravimetric point and the other in the immediate vicinity of it. The adequacy of the empirical sea level observation data was checked by the comparison with the calculated gravitational effect from water masses obtained in the ATLANTIDA3.1_2014 program.

Keywords: tidal variations in gravity, ocean tide models, tidal response of solid Earth, sea level measurements, Sea of Japan, Possiet harbor, Vityaz Bay