

УДК 551.465.557

© Б.А.Каган¹, Е.В.Софьина^{1,2}, Э.Х.А.Рашиди², 2012

¹Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН

²ФГБОУ ВПО «Российский государственный гидрометеорологический университет»

sofjina_k@mail.ru

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ ПРИЛИВНОЙ ДИНАМИКИ К ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ШЕРОХОВАТОСТИ ДНА НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Приводятся результаты исследования чувствительности приливной динамики Печорского моря к вариациям внешних определяющих параметров, полученные в рамках трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4. Показано, что приливные характеристики слабо чувствительны к вариациям критической глубины, разделяющей подповерхности с шероховатым и неполомностью шероховатым дном, и сильно чувствительны к вариациям гидродинамической шероховатости морского дна.

Ключевые слова: гидродинамически шероховатое и неполомностью шероховатое морское дно, законы сопротивления, пространственная неоднородность гидродинамической шероховатости дна, моделирование, Печорское море.

Мотивом для исследования чувствительности приливной динамики к пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна послужили следующие три момента.

Во-первых, ставшая уже канонической оценка коэффициента сопротивления c_D , предложенная Дж.Тейлором [1]. Найденный им коэффициент сопротивления, равный $2.6 \cdot 10^{-3}$ (округленно $3 \cdot 10^{-3}$), нашел применение практически во всех двухмерных и даже в некоторых трехмерных приливных моделях. Тем самым неявно предполагалось, что c_D есть не что иное, как числовая константа. Последующие многочисленные измерения, выполненные в различных частях Мирового океана (их данные были систематизированы в [2]), а также оценки, полученные путем ассимиляции данных наземных и спутниковых измерений уровня [3–9] и из решения сопряженных уравнений приливной динамики [10–12], противоречили этому заключению. Они свидетельствовали о том, что c_D варьирует от одного района к другому, каждый из которых характеризуется своими высотой, формой и взаимным расположением элементов шероховатости, примерно в пределах двух порядков величины (от $6 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-2}$), а однозначно связанная с ним гидродинамическая шероховатость морского дна – примерно в пределах пяти порядков величины (от 10^{-4} до 7 см).

Во-вторых, согласно Хизершоу [13], использовавшему собственные измерения в прол. Миней и данные измерений Стернберга [14] в прол. Пюже, значения коэффициента сопротивления в открытых частях проливов и в прибрежных водах при прочих равных условиях (т.е. при сопоставленном составе грунта, одинаковой форме элементов шероховатости и близких значениях скорости) разнятся между собой (в первых они меньше, чем во вторых), а корреляция между гидродинамической шероховатостью морского дна и средней высотой элементов шероховатости в открытых частях проливов на площади с линейным масштабом порядка толщины придонного логарифмического слоя

отсутствует. Последнее обстоятельство указывает на то, что дно здесь не является гидродинамически шероховатым. Иная ситуация с корреляцией складывалась бы в противном случае. Другими словами, даже в приливных каналах морское дно вдали от прибрежных районов, скорее всего, является гидродинамически неполностью шероховатым (гладко-шероховатым), нежели шероховатым.

В-третьих, судя по нашим результатам моделирования, полученным с помощью законов сопротивления для осциллирующего вращающегося турбулентного пограничного слоя над различными гидродинамическими типами подстилающей поверхности, учет пространственной неоднородности гидродинамической шероховатости дна, в общем, не приводит к кардинальной перестройке приливной динамики в системе окраинных морей Северо-Европейского бассейна без Белого моря (измерения приливных характеристик оказываются меньшими ошибок вычислений). Вместе с тем ее учет сопровождается весьма ощутимыми изменениями приливной энергетики (изменения энергетических характеристик получаются величиной одного порядка с самими энергетическими характеристиками).

Все это, вместе взятое, стимулировало выполнение настоящей работы, цель которой авторы видели в том, чтобы количественно оценить чувствительность приливной динамики мелководного Печорского моря (юго-восточная часть Баренцева моря) к наблюдаемым вариациям внешних определяющих параметров. За основу была принята модифицированная версия трехмерной конечно-элементной гидростатической модели QUODDY-4. Модификация оригинальной модели сводилась к добавлению модуля, обеспечивающего определение горизонтальной изменчивости коэффициента сопротивления, и учету эффектов статического прилива. В остальном обе версии модели не отличались друг от друга. Модельные уравнения, включающие в случае однородного моря так называемое обобщенное волновое уравнение неразрывности для колебаний уровня, трехмерные нелинейные уравнения движения, записанные в гидростатическом и Буссинесковом приближениях, а также трехмерное уравнение неразрывности, служащее для определения вертикальной скорости, интегрировались до установления квазипериодического режима. Последний определялся как состояние, при котором относительные измерения усредненной (за приливный цикл) плотности баротропной приливной энергии становилось меньше 5%. Для поверхностного M_2 прилива в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях это условие выполнялось за 15 приливных циклов. Затем проводился гармонический анализ полученных временных рядов приливных колебаний уровня и баротропной (средней по вертикали) скорости приливного течения.

Следуя Хизершоу [13], предполагалось, что дно в мелководной прибрежной зоне этих морей является гидродинамически шероховатым, а в глубоководных открытых частях морей – неполностью шероховатым. При этом под гидродинамически шероховатым дном традиционно понималось дно, все элементы шероховатости которого выступают за пределы вязкого подслоя, а под гидродинамически неполностью шероховатым дном – дно, элементы шероховатости которого частично выступают за пределы вязкого подслоя и частично погружены в нем. В последнем случае шероховатость дна определялась из условия, чтобы шероховатость гидродинамически шероховатой и неполностью шероховатой подстилающей поверхностей была соизмеримой. Если дно считалось гидродинамически шероховатым, шероховатость дна определялась минимизацией средней квадратической абсолютной векторной ошибки предсказаний амплитуд и фаз приливных колебаний уровня в пунктах мареографных измерений. Конкретнее, – в случае гидродинамически шероховатого дна она получилась равной 0.1 см, в случае гидродинамически неполностью шероховатого дна – 10^{-3} см. Граница между подобластями с шероховатым и неполностью шероховатым дном полагалась совпадающей с заданной изобатой. В итоге к числу внешних определяющих параметров, подлежащих варьированию, относятся гид-

гидродинамическая шероховатость дна в мелководной прибрежной зоне и критическая глубина на границе между подобластями с шероховатым и неполностью шероховатым дном. Мы уже писали, что, по данным измерений, гидродинамическая шероховатость дна варьирует в пределах $10^{-4} \dots 7$ см или с точностью до порядка величины $10^{-3} \dots 10$ см. Будем полагать также, что диапазон изменчивости критической глубины составляет 25...100 м. Требуется оценить чувствительность приливной динамики Печорского моря, рассматриваемого в качестве составной части системы окраинных морей Северо-Европейского бассейна, к вариациям гидродинамической шероховатости и критической глубины в пределах, скажем, от 10^{-3} до 10 см и от 25 до 100 м соответственно.

Как обычно (см., напр., [15]), под исследованием чувствительности будем понимать выполнение контрольного эксперимента, воспроизводящего невозмущенное состояние исследуемой системы, и одного или нескольких численных экспериментов с измененными внешними условиями. Нас будут интересовать разности (изменения) решений, отвечающие этим условиям. Контрольные значения гидродинамической шероховатости дна в мелководной прибрежной зоне моря и критической глубины, разделяющей подобласти с шероховатым и неполностью шероховатым дном, положим равными 10^{-1} см и 50 м соответственно, т.е. такими, при которых, как это следует из сравнения предсказываемых и наблюдаемых (на береговых станциях мареографных измерений) амплитуд и фаз приливных колебаний уровня, средняя квадратическая абсолютная векторная ошибка расчета будет минимальна. Помимо всего прочего, принятая критическая глубина приближенно совпадает со средним из приведенного выше диапазона ее значений. Результаты исследования чувствительности представлены на рис.1–4 в виде гистограмм и полей изменений усредненной (за приливный цикл) скорости диссипации баротропной приливной энергии, максимальной баротропной скорости приливного течения амплитуд и фаз приливных колебаний уровня, полученных при вариациях гидродинамической шероховатости дна и критической глубины в указанных выше пределах.

Из рисунков видно, что увеличение гидродинамической шероховатости морского дна с 10^{-1} до 10 см вызывает усиление скорости диссипации баротропной приливной энергии (рис.1, *а*), а оно, в свою очередь, – общее ослабление максимальной баротропной скорости приливного течения (рис.1, *б*), а также уменьшение амплитуд (рис.1, *в*) и увеличение фаз (рис.1, *г*) приливных колебаний уровня. Особенно заметно они проявляются в Чешской губе. Подобного рода изменения, однако, встречаются не везде. В ограниченном числе узлов сеточной области (рис.2) или на части акватории Печорского моря имеют место обратные изменения того же порядка. Обратные изменения скорости диссипации баротропной приливной энергии при указанных выше (закономерных) изменениях других приливных характеристик обнаруживаются в Печорской и Хайпудырской губах.

Напротив, уменьшение гидродинамической шероховатости морского дна с 10^{-1} до 10^{-3} см приводит к ослаблению скорости диссипации баротропной приливной энергии (рис.3, *а*), а оно – к усилению максимальной баротропной скорости приливного течения (рис.3, *б*), увеличению амплитуд (рис.3, *в*) и уменьшению фаз (рис.3, *г*) приливных колебаний уровня. Вновь такие изменения выявляются только в Чешской губе (и то не всюду, а только в ее внутренней части), тогда как в Печорской и Хайпудырской губах вместо ослабления скорости диссипации приливной энергии происходят обратные изменения, сопровождаемые закономерными изменениями других приливных характеристик. Допустимо считать, что, как и при увеличении гидродинамической шероховатости дна, ее уменьшение здесь действительно может обуславливать как положительные (усиление), так и отрицательные (ослабление) изменения скорости диссипации баротропной приливной энергии в зависимости от величины относительного изменения баротропной скорости приливного течения. Не ясно, однако, является ли это объяснение единственным.

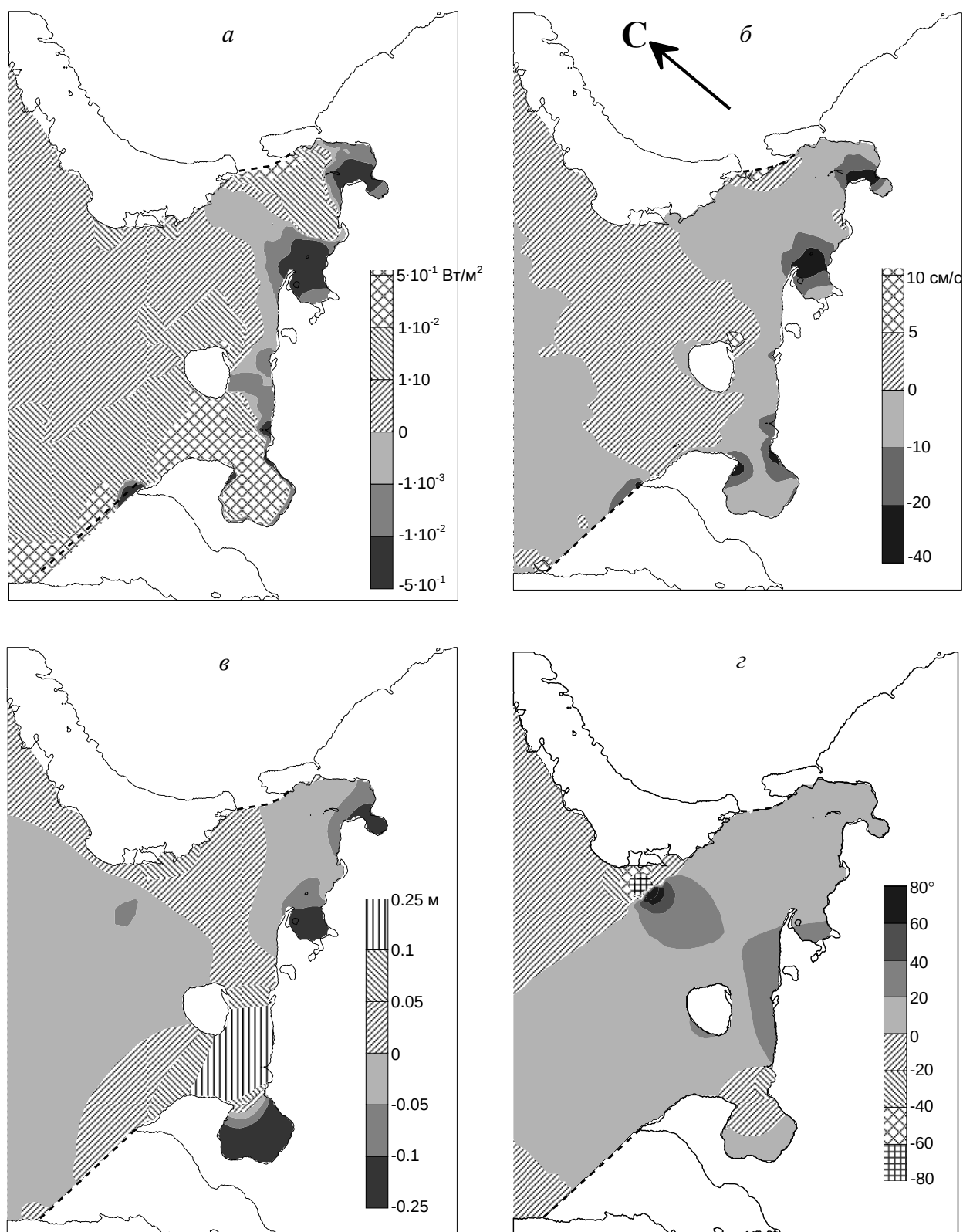


Рис.1. Поле изменений усредненной (за приливный цикл) скорости диссипации баротропной приливной энергии (*a*), максимальной баротропной скорости приливного течения (*б*), амплитуд (*в*) и фаз (*г*) приливных колебаний уровня в Печорском море при критической глубине, равной 50 м, и увеличении гидродинамической шероховатости от 10^{-1} до 10 см.

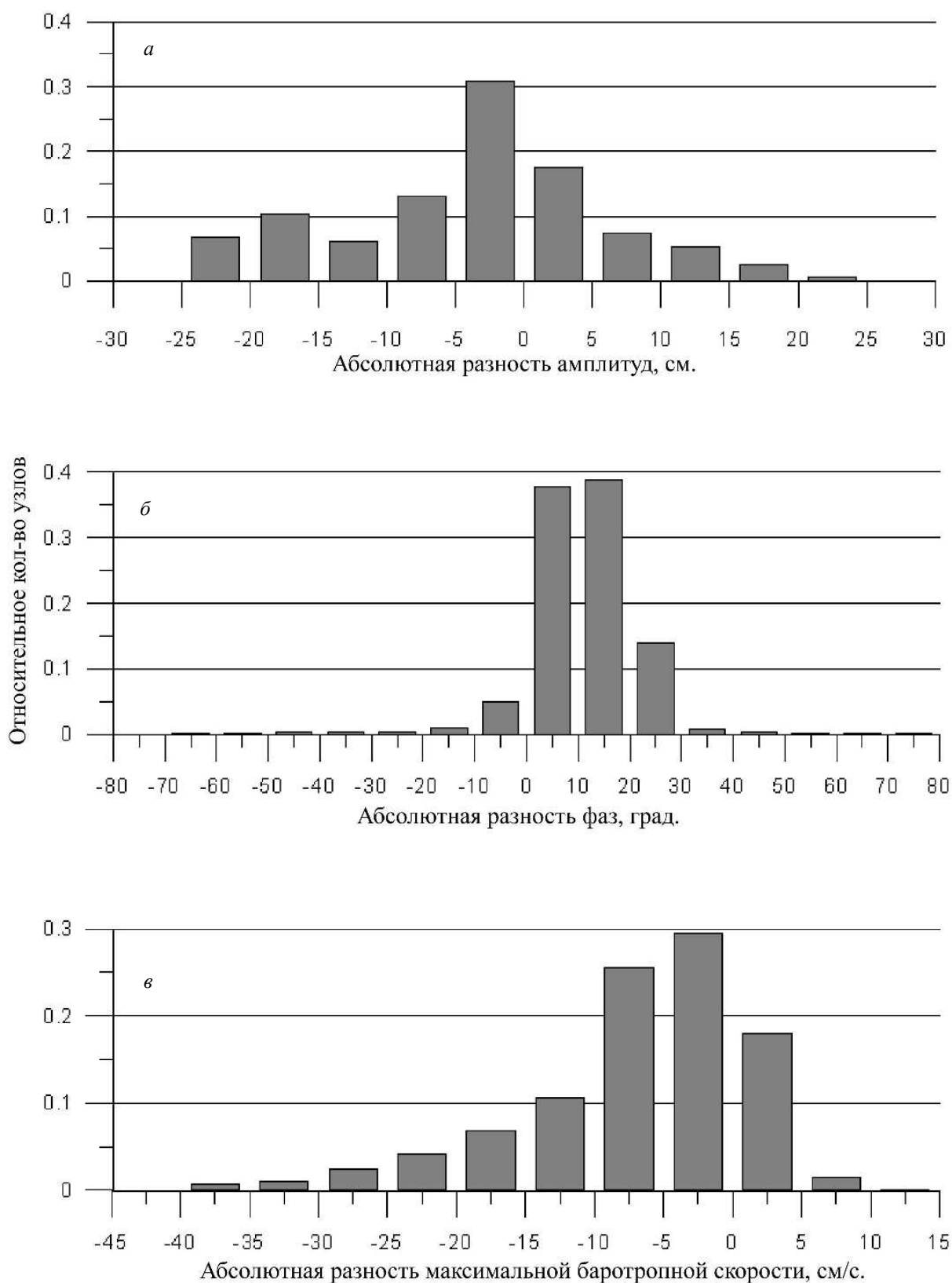


Рис.2. Гистограмма изменений амплитуд (а) и фаз (б) приливных колебаний уровня и максимальной баротропной скорости приливного течения (в) в Печорском море при критической глубине, равной 50 м, и увеличении гидродинамической шероховатости от 10^{-1} до 10 см.

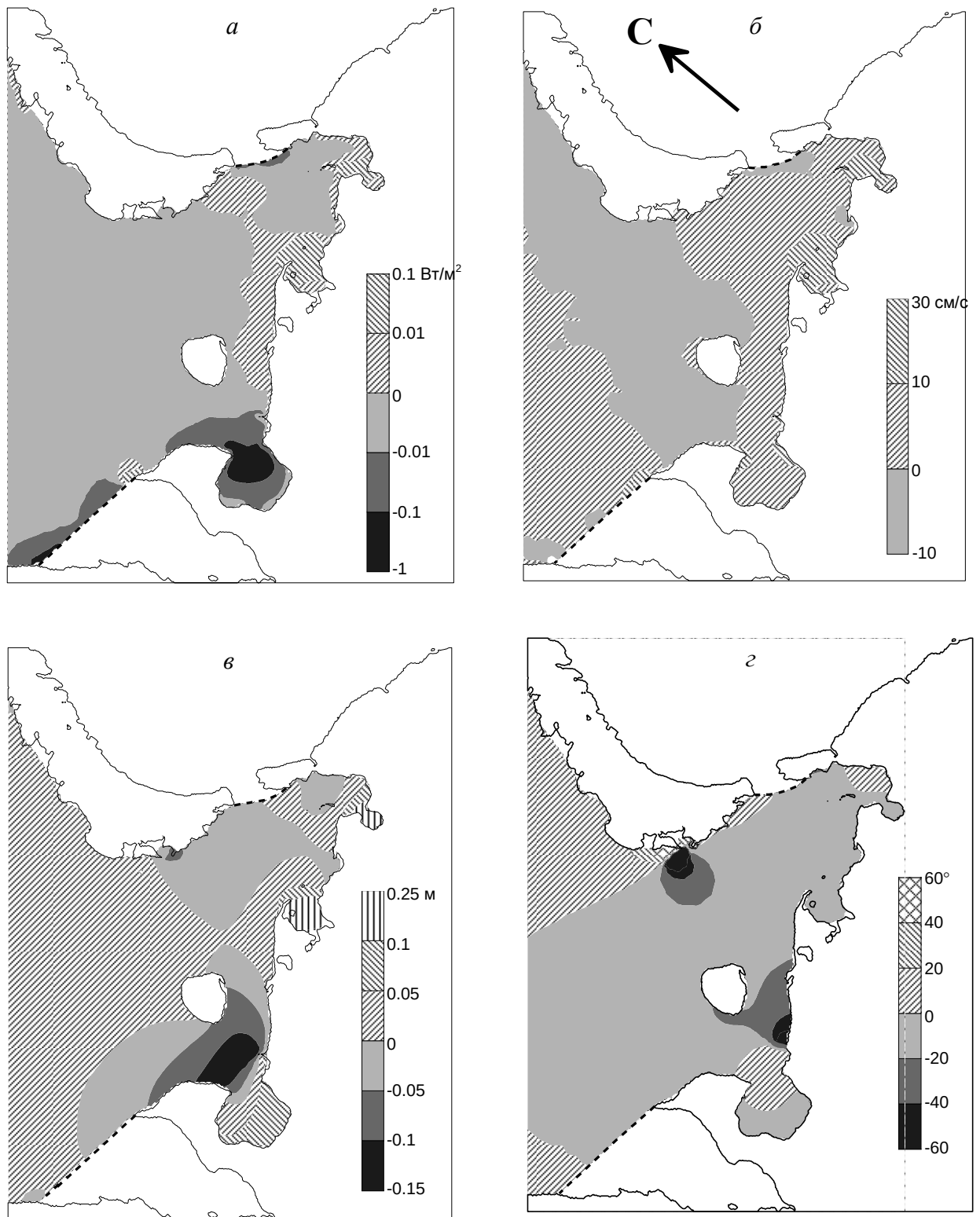


Рис.3. То же, что на рис.1, но при уменьшении гидродинамической шероховатости от 10^{-1} до 10^{-3} см.

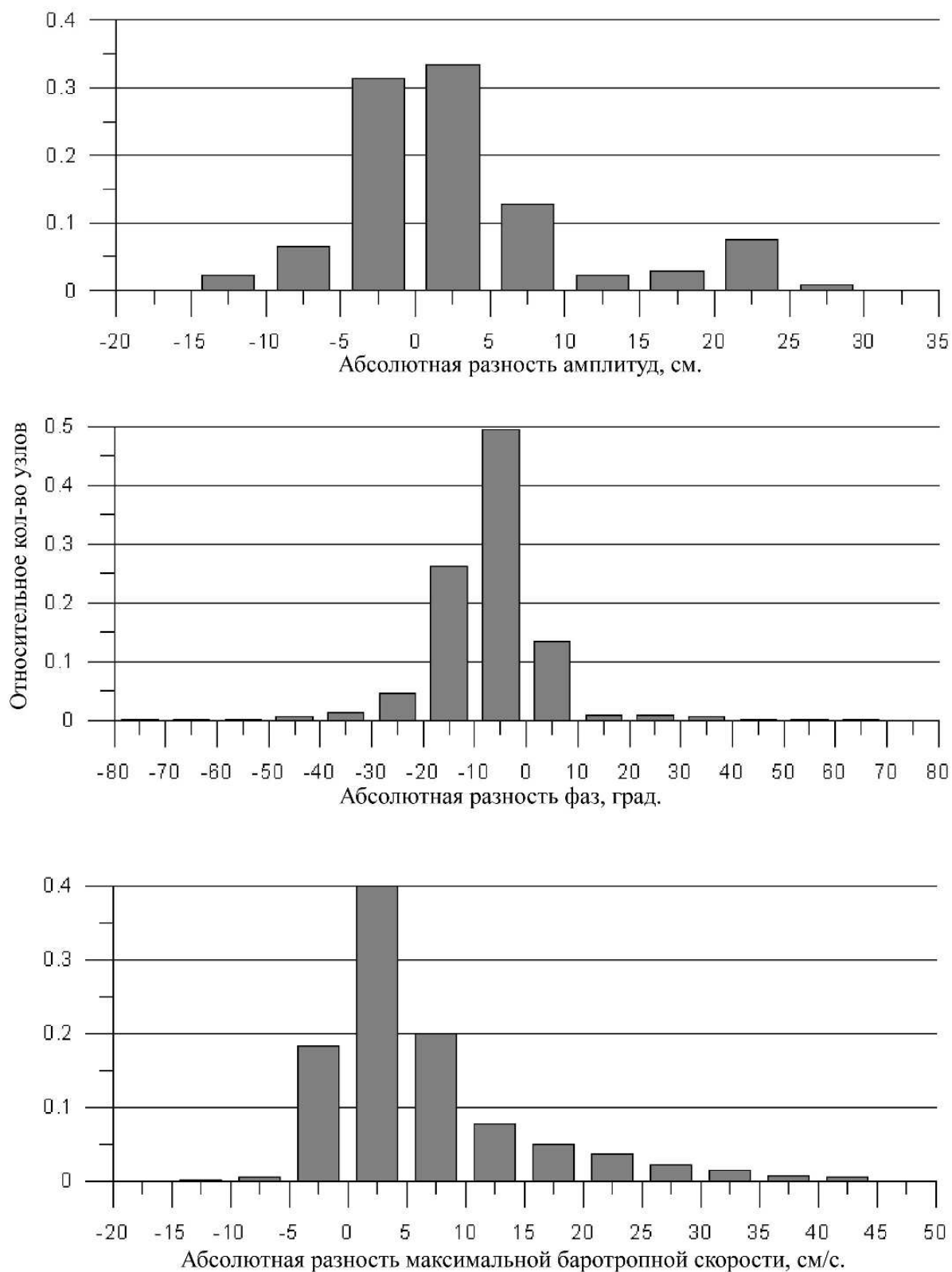


Рис.4. То же, что на рис.2, но при уменьшении гидродинамической шероховатости от 10^{-1} до 10^{-3} см.

Изменения приливных характеристик, о которых идет речь, отнюдь не малы: они могут достигать $\pm 5 \cdot 10^{-1}$ Вт/м² для скорости диссипации баротропной приливной энергии, от -40 до 10 см/с для максимальной баротропной скорости течения, ± 25 см для амплитуд и $\pm 80^\circ$ для фаз приливных колебаний уровня при увеличении; соответственно –

от 0.1 до -1.0 Вт/м^2 , -10 до 30 см/с , -15 до 25 см и $\pm 60^\circ$ при уменьшении гидродинамической шероховатости морского дна.

Иначе обстоит дело при вариациях критической глубины (на рисунках не показано). Когда критическая глубина изменяется от 25 до 100 м, изменения скорости диссипации не превышают $\pm 1 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$, а изменения максимальной баротропной скорости приливного течения, амплитуд и фаз приливных колебаний уровня (в порядке очередности) – $\pm 0.25 \text{ см/с}$, $\pm 0.1 \text{ см}$ и $\pm 10^\circ$. По-видимому, приливная динамика Печорского моря слабо чувствительна к вариациям критической глубины, но сильно чувствительна к вариациям гидродинамической шероховатости морского дна. Этот вывод носит предварительный характер. Дело в том, что перемещение критической глубины неизбежно сопровождается изменением эффективной шероховатости дна, определяемой как средне-взвешенное (по площади моря) значение локальной шероховатости. О величине ее изменений можно судить по следующим оценкам: при изменении критической глубины от 25 до 100 м эффективная шероховатость дна Печорского моря варьирует от 0.04 до 0.09 см соответственно.

Работа выполнена в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг., мероприятие 1.2.2 – Поддержка научных исследований, проводимых группами под руководством кандидатов наук по научному направлению «Науки о Земле» в области «Океанология», а также при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-00110).

Литература

1. Taylor G.I. Tidal friction in the Irish Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society. London, 1919, A220: 1–33.
2. Марчук Г.И., Казан Б.А. Динамика океанских приливов. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 472 с.
3. Carrera J., Neuman S.P. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. Water Resource Research, 1986, 22: 199–210.
4. Thacker W.C., Long R.B. Fitting dynamics to data. // J. of Geophys. Res. 1988, 93: 1227–1240.
5. Das S.K., Lardner R.W. On the estimation of parameters of hydraulic models by assimilation of periodic tidal data // J. Geophys. Res. 1991. 96: 15187–15196.
6. Das S.K., Lardner R.W. Variational parameter estimation for a two-dimensional numerical tidal model // Intern. J. for Numerical Methods in Fluids. 1992, 15: 313–327.
7. Smedstad O.M., O'Brien J.J. Variational data assimilation and parameter estimation in an equatorial Pacific Ocean model // Progress in Oceanography. 1991. 26: 179–241.
8. Lardner R.W. Optimal control of open boundary conditions for a numerical tidal model // Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering. 1993. 102: 367–387.
9. Ullman D.S., Wilson R.E. Model parameter estimation from data assimilation modeling: Temporal and spatial variability of bottom drag coefficient in the Hudson estuary // J. of Geophys. Res. 1998. 103: 5531–5549.
10. Heemink A.W., Mouthaan E.E.A., Roest M.R.T., Vollebregt E.A.H., Robaczewska K.B., Verlaan M. Inverse 3D shallow water flow modelling of the continental shelf // Continental Shelf Res. 2002, 22: 465–484.
11. He Y., Lu X., Qiu Z., Zhao J. Shallow water tidal constituents in the Bohai Sea and the Yellow Sea from a numerical adjoint model with TOPEX/Poseidon altimeter data // Continental Shelf Res. 2004. 24: 1521–1529.
12. Lu X., Zhang J. Numerical study on spatially varying bottom friction coefficient of a 2D tidal model with adjoint method // Continental Shelf Res. 2006. 26: 1905–1923.
13. Heathershaw A.D. Measurements of turbulence in the Irish Sea benthic boundary layer / Ed. Mc Cave I.N. The Benthic Boundary Layer. Plenum Press, N.Y. and L., 1976. P.11–31.
14. Sternberg R.W. Predicting initial motion and bedload transport of sediment particles in the shallow marine environment. / Eds.: Swift J.P. et al. Shelf Sediment Transport. Dowden, Hutchison and Ross Inc., Strasburg, Pa., 1972. P.61–82.
15. Дикинсон Р.Е. Чувствительность климата / Под ред. Д.В.Чаликова. Динамика климата. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С.114–146 (пер. с англ.).

Статья поступила в редакцию 28.11.2011 г.

