

Сравнение и использование наблюдений и моделирования уровня в Карском море

Е. В. Борисов¹, кандидат физико-математических наук
ФГБУ Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

Д. Н. Раевский²
ФГБУН Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН

Приведены результаты сравнения модельного уровня Карского моря, рассчитанного с помощью численной математической модели INMOM, с данными наблюдений за уровнем моря, выполненных летом 2015 г. с применением автоматических регистраторов. Наблюдения выполнялись на двух буйковых станциях в течение месяца. Регистраторы уровня были установлены на промежуточной глубине 113 м на одной станции и на дне (35 м) на другой. Для сравнения рядов наблюдений, выполненных при различных способах постановки регистраторов, использованы данные специальных наблюдений, проведенных одновременно на одной станции в 2014 г. Сравнение модельных рядов уровня с данными наблюдений осуществлялось с применением метода частотно-фазовой демодуляции и ремодуляции, позволяющего выделить контрольные периодические составляющие, соответствующие периодам действия формирующих сил. Показано, что основной вклад в расхождение сравниваемых рядов в случайные моменты времени вносят ошибки, вероятно, связанные с моделированием реакции бассейна на прогнозируемое атмосферное ветровое воздействие.

Ключевые слова: уровень Карского моря, временной ряд, метод демодуляции.

Введение

В связи со сложившейся практикой широкого использования численного математического моделирования гидродинамики природных морских бассейнов возникает проблема сравнения временных рядов, полученных путем математического моделирования, с данными наблюдений. В качестве показателей успешности моделирования принято использовать статистические характеристики типа корреляционных функций и функций спектральной плотности. Не отрицая правомерность использования таких показателей для получения общей оценки численного прогноза, обратим внимание на то, что при совпадении статистических показателей расхождение сравниваемых значений в отдельные моменты времени может оказаться существенным.

Локальная коррекция модели вообще возможна и без выяснения причины расхождения, но специалисту нужны возможности ее общего применения. Тогда полезно знать причину расхождения сравниваемых рядов. При этом важно быть уверенным, что

сравниваемые временные ряды в основе содержат одну и ту же информацию. Расхождение может быть не только следствием неточностей при задании некоторых параметров модели, но и результатом ошибок, допущенных при оценке внешних воздействий. Первая группа причин расхождений обычно связана с тем, что наблюдения дают оценки величин, которые могут быть мгновенными или осредненными в пределах масштабов, не соответствующих осреднению при моделировании. Модель, как известно, позволяет вычислить величину характеристики, осредненную по некоторому пространственно-временному масштабу, определяемому соотношением пространственных и временных шагов расчетной сетки при заданных значениях коэффициентов вязкости. Не углубляясь в существо этой проблемы, отметим, что в качестве вынуждающих сил (форсинга) в математических численных моделях используются прогнозируемые поля атмосферных характеристик — давления, ветра, температуры, влажности и т. д., которые неизбежно содержат ошибки. Это делает задаваемые граничные условия одним из наиболее вероятных источников расхождений результатов численного оперативного морского прогнозирования с данными наблюдений.

¹ e-mail: evborisov@inbox.ru.

² e-mail: nofirma2010@mail.ru.

Возникает вопрос, где искать наиболее вероятную причину расхождений. Одна из возможностей связана с тем, что различные составляющие форсинга действуют на разных масштабах пространства-времени, что позволяет использовать разделение рядов, ориентируясь на их частотные спектры. Каждый максимум спектра связан со своей действующей силой, так что несовпадение отдельных периодических составляющих сравниваемых рядов должно сразу указывать на причину несовпадения. Для выделения периодических составляющих предлагается использовать метод частотно-фазовой демодуляции и ремодуляции, подробно изложенный в [2]. Ниже приведены результаты применения этого метода для поиска возможных причин расхождений прогнозируемых значений уровня Карского моря с данными наблюдений, выполненных с помощью стационарных буйковых постановок с применением автоматических регистраторов.

Применяемая методика сравнения временных рядов

Метод частотно-фазовой демодуляции и ремодуляции (далее — метод демодуляции) является частным случаем спектрального анализа случайных временных рядов. Термин «случайный» означает, что каждый из рядов рассматривается как совокупность периодических сигналов, имеющих случайные амплитуды и фазы. При этом предполагается, что в упомянутых рядах можно выделить масштабы скользящего осреднения, в пределах которых фаза заданной периодической составляющей может быть представлена в виде некоторой средней величины. Реальность не всегда соответствует этому предположению, поэтому исследование некоего физического процесса с помощью метода демодуляции сопряжено с определенными трудностями. Однако нас интересует только сравнение выделяемых (контрольных) периодичностей в пределах двух временных рядов, поэтому предполагается, что при условии единой методики их выделения амплитуда и фаза этих периодичностей должны совпадать. Данное положение не требует строгого выполнения условий, связанных со «стационарностью» исследуемого случайного процесса, ибо здесь не исследуется сам процесс. При этом длительность рядов наблюдений не так строго ограничена по минимуму, как требует спектральный анализ. Сравнительный анализ пары рядов состоит из следующих операций.

1. На первом этапе определяются максимумы частотных спектров, соответствующие действию вынуждающих сил. Частоты выделяемых (контрольных) периодичностей определяются с помощью любого известного метода расчета функции спектральной плотности и соответствуют частотам ее максимумов. В нашем случае параллельно использовались два различных метода расчета спектральной плотности. Выбирались различные комбинации известных методов. Метод демодуляции тоже позволяет

вычислить спектральную плотность с осреднением по всей длине ряда. Так как он основной в процессе дальнейшего анализа, было решено использовать его в сочетании с другим методом. Сравнение функций спектральной плотности двух рядов дает возможность удостовериться, что их спектры не расходятся по частоте и не различаются по амплитуде в пределах доверительного интервала. Опасения вызывал факт совпадения частоты максимума спектральной плотности (полусуточного) с частотой Найквиста, что в классическом варианте спектрального анализа не рекомендуется. Но опасения не оправдались, что подтверждается расположением максимумов в спектрах, рассчитанных по ежечасным рядам наблюдений (см. ниже, рис. 2). Дело, по видимому, в том, что периодичность, формируемая полусуточным приливом, не имеет в пределах ряда других источников энергии, кроме строго периодической силы приливного происхождения. Поэтому можно ожидать, что какая-то часть амплитуды этой составляющей при таком соотношении дискретности измерений и регистрируемого периода, естественно, срезается, но фаза колебаний уровня моря на этой частоте остается практически постоянной, что в данном случае не приводит к формированию паразитных эффектов. В процессе сравнения результатов расчета с наблюдениями мы вернемся к этому вопросу.

2. На следующем этапе производится выделение контрольных периодичностей с помощью метода демодуляции. Его применение связано с выбором двух величин. Первая определяет ширину выделяемого диапазона контрольных частот. При этом возможно выделение одной определенной частоты (например связанной с приливыми колебаниями) или диапазона частот, соответствующего ширине максимума спектральной плотности. Вторая величина — длина интервала осреднения, в пределах которого определяется фаза контрольной периодичности. Далее производится линейная фильтрация ряда с применением узкополосного фильтра, выделяющего соответствующий периодический сигнал. Трудность этого этапа состоит в том, что четких рекомендаций для определения размеров ширины диапазона контрольных частот и длины интервала осреднения не существует. Ширину частотного диапазона можно грубо определить по спектру — она должна быть близка к ширине соответствующего максимума спектральной плотности. В нашем случае удобно выбрать в качестве контрольной одну частоту, соответствующую максимуму спектральной плотности. Выбор длины интервала осреднения вообще произволен, но опыт показывает, что его лучше выбирать приблизительно равным полутора контрольным периодам. Выбор большей длины интервала чреват неоправданным накоплением эффекта сдвига фазы, а при выборе меньшей его длины оценка фазы теряет устойчивость. В конечном счете все зависит от периодической структуры ряда, поэтому в практике применения данной методики при исследовании

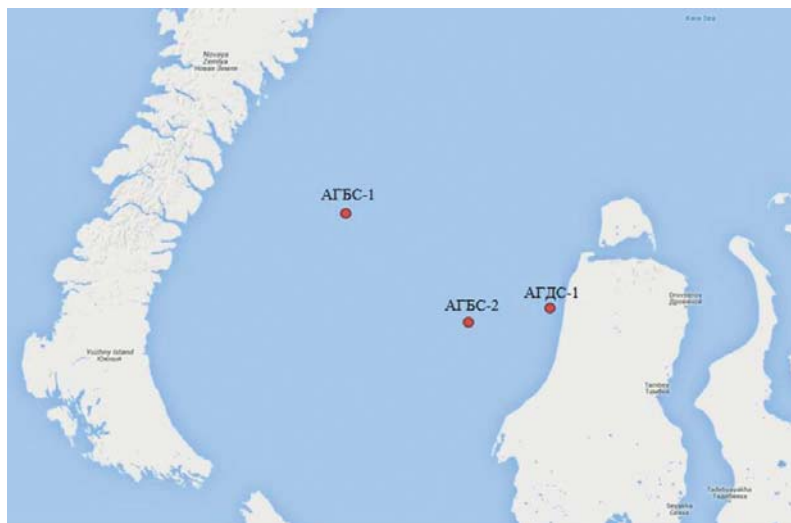


Рис. 1. Географическое положение станций наблюдения за уровнем Карского моря

различных процессов принято несколько раз менять длину интервала осреднения в обе стороны, добиваясь относительной устойчивости сдвига фазы. Но при сравнении рядов это не столь важно. Следует еще раз подчеркнуть, что в нашем случае не производится исследование гидродинамики процесса, речь идет только о сравнении двух временных рядов, подвергаемых абсолютно одинаковой обработке. При этом несовпадение периодических составляющих этих рядов указывает на ошибку расчета.

3. На следующем этапе производится сравнительный анализ периодичностей, формирующих ряды, который в нашем случае ограничивается сравнением временной изменчивости амплитуды и фазы контрольных периодичностей, соответствующих частоте генерирующих сил. Вообще возможен более глубокий анализ структуры периодических составляющих, но его применение оправданно при сложении нескольких генерирующих сил в одном частотном диапазоне. В данном случае необходимость такого анализа, по нашему мнению, отсутствует. Для анализа удобно использовать временные ряды уровня моря. Причина такого выбора состоит в том, что сравнение рядов скалярных величин проще, поскольку они измеряются более надежно и их обработка требует меньше времени. С другой стороны, использовать для целей сравнения ряды температуры менее надежно, поскольку уровень есть интегральная характеристика, определяемая по горизонтальному распределению полных потоков, в то время как анализ изменений температуры требует учета вертикального распределения плотности и скорости течения. То же относится к солености. Иными словами, «мерность» уровня ниже, следовательно, его определение надежнее.

Используемые данные

Сравнительный анализ модельных рядов уровня Карского моря с рядами данных наблюдений построен с использованием месячных серий ежечасных

наблюдений за уровнем, выполненных с применением автономных автоматических регистраторов, установленных в точках, представленных на рис. 1. Наблюдения на первой буйковой станции, расположенной на севере района вдали от побережья, выполнены в 2014 г. с целью одновременной регистрации уровня двумя приборами, один из которых установлен на промежуточной глубине, а второй — на дне. Это давало возможность сравнить полученные

ряды и в случае положительных результатов в дальнейшем пользоваться приборами раздельно. Кроме того, сравнение периодической структуры рядов наблюдений, выполненных в различное время, позволяет выяснить, насколько устойчив процесс формирования уровня моря в доступной полосе частот. Сравнение частотных спектров дало положительные результаты (рис. 2 и 3).

На рис. 2 приведены функции спектральной плотности, рассчитанные по данным ежечасных наблюдений на станции АГБС-1 с помощью двух регистраторов уровня моря, расположенных на глубине (135 м) и на дне. Видно, что геометрическая форма спектров практически не зависит от глубины расположения регистратора. Функции спектральной плотности имеют три максимума, соответствующие периодическим полусуточным и суточным приливным составляющим, и максимум с периодом около 160 ч, находящийся в диапазоне синоптической изменчивости поля ветра. Различия едва заметны в области высоких частот.

На рис. 3 приведена функция спектральной плотности разности одновременных ежечасных значений высоты уровня, измеренных двумя регистраторами на станции АГБС-1 в 2014 г., имеющая в диапазоне высоких частот характер «белого шума».

Амплитуда шума составляет в среднем около 2 см и не оказывает заметного влияния на данные наблюдений. Кроме того, спектр разности уровней имеет максимум в области низких частот, близких к нулевому, но его амплитуда в среднем едва превышает 4 см и тоже слабо влияет на результаты измерений. Поскольку датчики давления, используемые в измерителях, фиксируют сигнал, осредненный за 15 мин, влияние ветрового волнения практически исключено, но возможны собственные колебания буйковой установки. Кроме того, при умеренном и сильном волнении возможно возникновение колебаний с периодами в минутном диапазоне, которые сглаживаются при осреднении.

Рис. 2. Функции спектральной плотности уровня по данным станции АГБС-1, 2014 г. (АГБС-1-1 – регистратор на дне (324 м), АГБС-1-2 – регистратор на глубине 135 м)

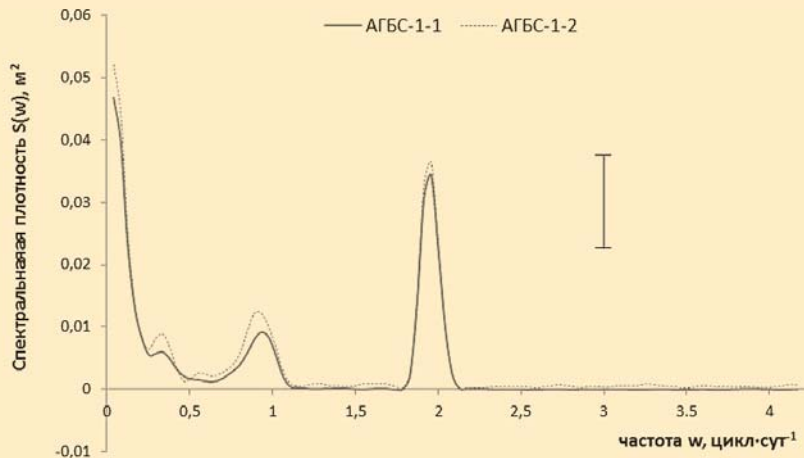
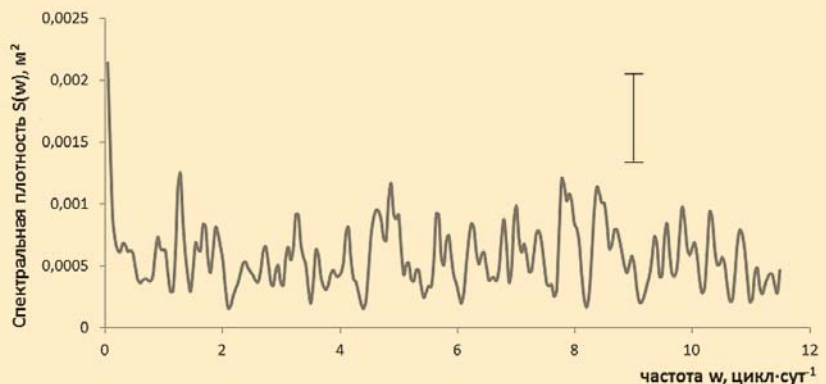


Рис. 3. Спектральная плотность разности одновременных значений уровня моря по данным измерителей, установленных на промежуточной глубине и на дне (АГБС-1)



Две другие станции были установлены в июле-августе 2015 г. ближе к берегу, где можно было ожидать более сложной периодической структуры колебаний уровня моря. Длительность наблюдений — 31 сут. Ближе всех к берегу находилась буйковая станция с донным регистратором уровня (станция АГДС-1, глубина 35 м). Для сравнения с рядами модельных данных использовались наблюдения на двух последних станциях.

Ряды модельных данных представляют результаты численной имитации динамики Карского моря в течение периода указанных наблюдений с помощью модели INMOM, выполненной под руководством Н. А. Дианского. Детальное описание INMOM приведено в [8]. В качестве форсинга в процессе реализации численной модели применялись результаты прогностических расчетов поля скорости ветра с использованием модели WRF [7]. Дискретность вывода результатов численного расчета динамики моря, предусмотренная режимом оперативной эксплуатации модели, составляет 6 ч.

Поэтому ряды данных наблюдений были совмещены по времени с модельными рядами и соответственно осреднены. Это не гарантировало полной адекватности сравниваемых рядов, но по возможности исключало их информационную несовместимость.

Для сравнения выбирались результаты расчетов прогнозируемого уровня Карского моря за период наблюдений в точках сеточной области, ближайших к точкам постановки буйковых станций. Следует обратить внимание на то, что на рис. 4 и 5 на оси ординат указана не спектральная плотность, а средняя амплитуда периодичностей как функция частоты.

Результаты сравнения временных рядов

Результаты различных вариантов сравнения рядов представлены на рис. 4–12. На рис. 6 приведены совмещенные ряды результатов наблюдений и модельных расчетов на станции АГДС-1.

Видно, что в отдельные моменты они не соответствуют друг другу. При этом геометрия функций их спектральной плотности практически всюду одна и та же (см. рис. 4 и 5). Спектры содержат три максимума, соответствующие периодам полусуточного прилива, суточного прилива и около 160 ч. Факт сохранения периодической структуры колебаний уровня с разрывом во времени около года, разделяющего периоды наблюдений в разных районах, свидетельствует об устойчивости периодической структуры колебаний уровня Карского моря в доступном диапазоне частот. Период первого (полусуточного приливного) максимума соответствует удвоенной дискретности

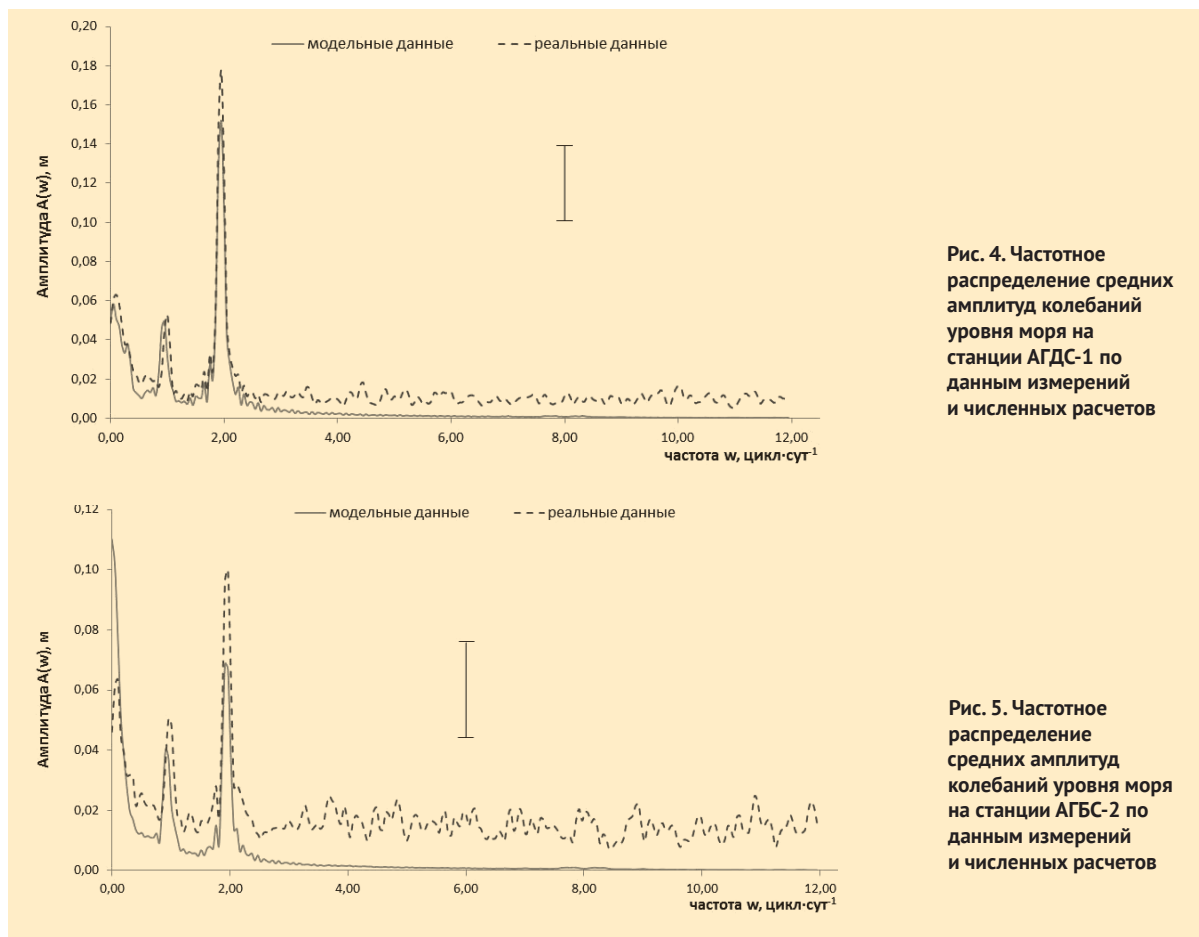


Рис. 4. Частотное распределение средних амплитуд колебаний уровня моря на станции АГДС-1 по данным измерений и численных расчетов

Рис. 5. Частотное распределение средних амплитуд колебаний уровня моря на станции АГБС-2 по данным измерений и численных расчетов

сравнимых рядов (частоте Найквиста). При произвольной нечетной величине соотношения периода, соответствующего частоте Найквиста, и дискретности временного ряда и/или при непостоянной фазе колебаний с этим периодом в спектре возникают паразитные максимумы, а максимум на частоте Найквиста (если он изначально существует) расширяется с одновременным уменьшением амплитуды. В нашем случае этого не происходит (см. рис. 4 и 5) в связи с постоянством фазы колебаний, имеющих приливное происхождение. Последний максимум явно относится к диапазону синоптических возмущений. Дальнейший анализ основан на сложившихся представлениях о периодичности действия внешних сил, под влиянием которых формируется периодическая структура колебаний уровня моря [5; 6]. Метод демодуляции позволяет представить временной ход периодических составляющих колебаний уровня моря, который иллюстрируется на рис. 7—12. Ясно, что на частоте полусуточного прилива действие иной внешней силы помимо силы приливного происхождения маловероятно. На частоте суточного прилива возможно влияние не только приливных сил, но и суточной составляющей изменчивости скорости ветра, которая обычно отмечается летом в прибрежных районах морей. Следует отметить, что амплитуда возмущений уровня с суточным периодом

в среднем в два раза меньше амплитуд колебаний, соответствующих двум другим спектральным максимумам. Поэтому влияние этой составляющей на изменчивость уровня моря относительно мала. Одна из особенностей представления частотных спектров состоит в том, что диапазон низких частот сжат, поэтому синоптический максимум внешне не всегда четко выражен. Однако цифровые данные указывают на его существование во всех временных рядах.

В условиях приглубого шельфа со сложной геометрией береговой линии возможны максимумы спектральной плотности резонансного или комбинационного происхождения.

Однако в зоне наблюдений 2015 г. условия не способствуют образованию резонансных колебаний уровня. Функции частотного распределения амплитуд колебаний уровня моря, приведенные на рис. 4 и 5, подтверждают хорошее соответствие спектров уровня, построенных по данным наблюдений и расчетов. Это часто отмечается при сравнении статистических характеристик временных рядов, построенных по данным наблюдений и расчетов, но не всегда дает основание для положительного заключения о результатах сравнения самих рядов (см. рис. 6).

Обратим внимание на то, что ход полусуточных колебаний уровня по данным расчетов и наблюдений совпадает практически идеально (рис. 11 и 12).

Рис. 6. Временные ряды уровня моря по данным наблюдений и расчетов на станции АГДС-1

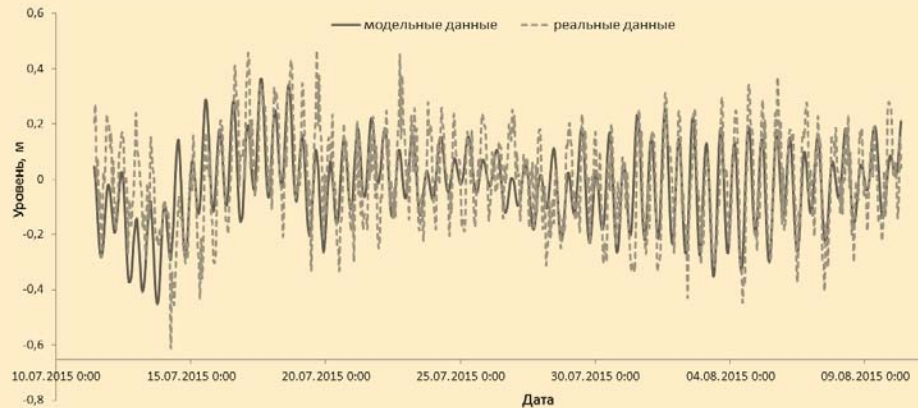


Рис. 7. Временной ход составляющей колебаний уровня моря с периодом 160 ч на станции АГДС-1 по данным наблюдений и расчетов

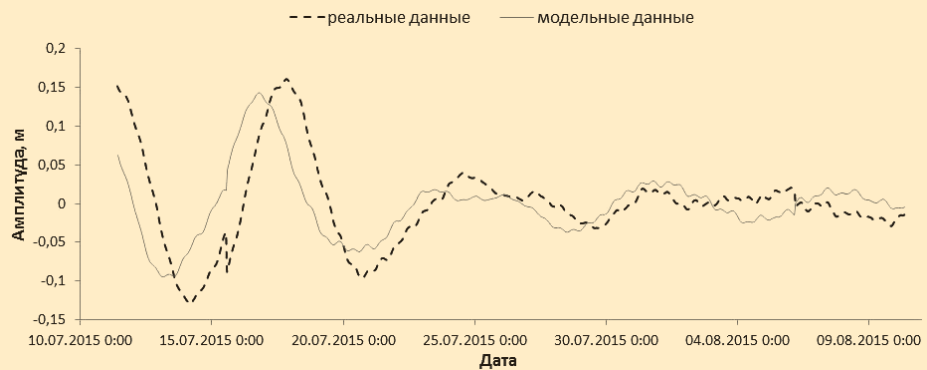
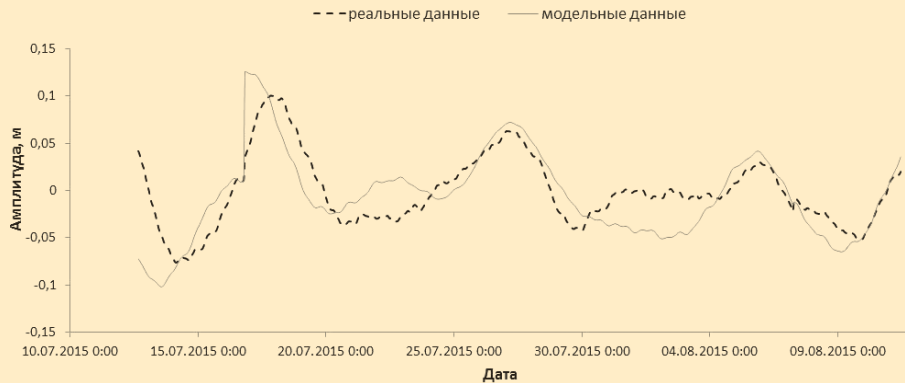


Рис. 8. Временной ход составляющей колебаний уровня моря с периодом 160 ч на станции АГДС-2 по данным наблюдений и расчетов



Однако на частотах синоптического диапазона и суточного прилива расхождения сравниваемых периодических составляющих заметны (см. рис. 7—10).

Следовательно, вероятность ошибок, связанных с влиянием ветрового форсинга, сравнительно выше, что дает основание для более тщательного анализа данных по ветру. Ранее отмечалось, что в качестве модельных данных использовались результаты прогностических расчетов уровня Карского моря, для которых в качестве форсинга использовано прогнозируемое поле ветра, рассчитанное, в свою очередь, по прогнозируемому полю давления [7]. Однако если бы учет ветрового воздействия в диапазоне синоптических частот содержал явные ошибки, они

неизбежно отразились бы в виде нарушений геометрической формы временного хода соответствующей периодичности включая ее амплитуду и фазу. Но рис. 7 свидетельствует о том, что расхождение сравниваемых рядов в синоптическом диапазоне сформировано в основном практически постоянным отрицательным фазовым сдвигом модельного ряда относительно ряда данных наблюдений приблизительно на сутки при вполне приемлемом сходстве геометрии обеих кривых временного хода. За вычетом влияния постоянной составляющей фазового сдвига величина расхождения сравниваемых синоптических колебаний уровня моря не превышала 8 см, что на данном этапе можно считать вполне

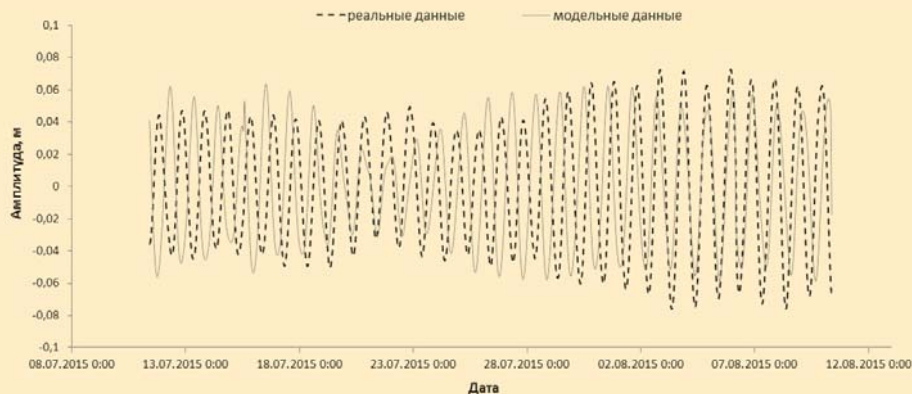


Рис. 9. Временной ход составляющей колебаний уровня моря с суточным периодом на станции АГДС-1 по данным наблюдений и расчетов

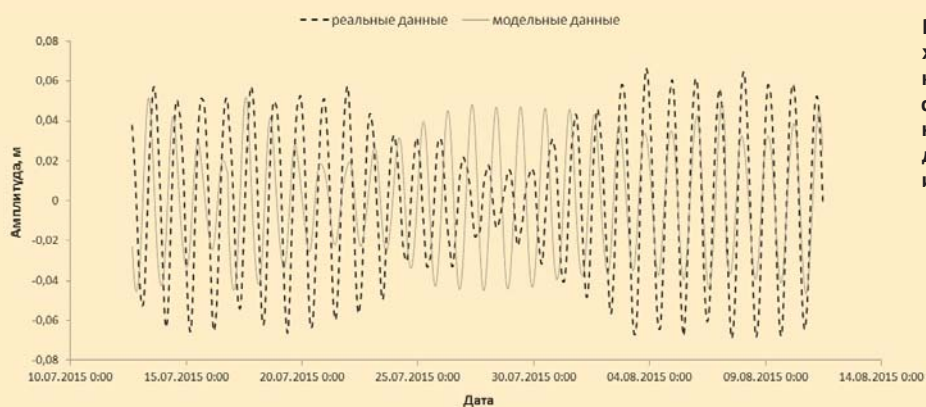


Рис. 10. Временной ход составляющей колебаний уровня моря с суточным периодом на станции АГДС-2 по данным наблюдений и расчетов

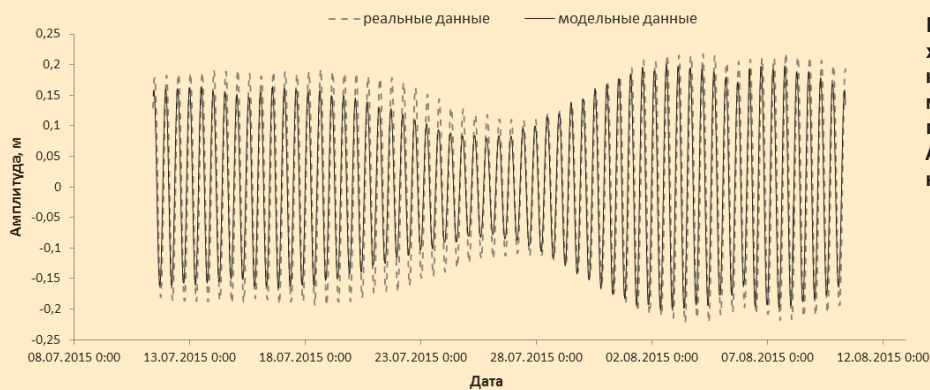


Рис. 11. Временной ход составляющей колебаний уровня моря с полусуточным периодом на станции АГДС-1 по данным наблюдений и расчетов

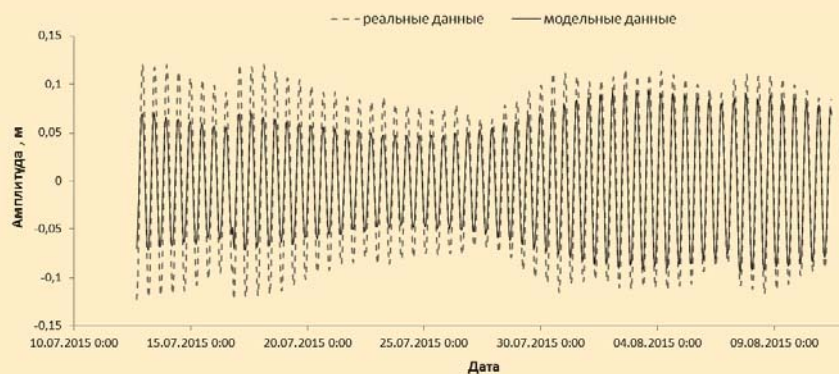


Рис. 12. Временной ход составляющей колебаний уровня моря с полусуточным периодом на станции АГДС-2 по данным наблюдений и расчетов

приемлемым. Отмеченный фазовый сдвиг периодичностей синоптического диапазона на станции АГДС-1 увеличивает это расхождение до 10—14 см, что, если считать расхождение рядов на 10 см предельным, меняет качество прогноза в худшую сторону. На станции АГБС-2, расположенной дальше от берега, эти расхождения меньше, что указывает на выраженное влияние побережья. Поэтому сдвиг фаз сравниваемых рядов на станции АГДС-1 возможен по следующей причине. Согласно [3] влияние ветра на изменения уровня Карского моря выражается в основном как влекущее. Отмечается эффект отставания влекущего воздействия ветра на уровень моря от изменений атмосферного давления, а следовательно, и ветра. Поэтому фазовый сдвиг колебаний синоптического диапазона на станции АГДС-1, возможно, связан с граничными условиями, используемыми в процессе численного моделирования. Ветер в Карском море в основном имеет северо-западное направление. Влекущее влияние ветра вызывает нагонные явления в прибрежной зоне, которые сопровождаются заливанием низменных берегов. Эта особенность побережья не учитывается при условии обращения в нуль нормальной составляющей скорости течения на твердой боковой границе. Поступление воды на низкий берег обычно сопровождается задержкой роста уровня в прибрежной зоне. Эффект ускорения модельных изменений уровня относительно наблюдаемых может проявиться и при условии «скольжения» на дне, которое в реальных условиях прибрежной зоны может и не выполняться. Вообще исследование реальной причины сдвига максимумов модельного ряда относительно данных наблюдений выходит за рамки данной статьи. Однако вывод о возможном влиянии граничных условий имеет подтверждение при сравнении изменения во времени составляющих уровня на станциях АГБС-2 и АГДС-1 в синоптическом диапазоне (см. рис. 7 и 8). Здесь явно заметно их различие, связанное с появлением вторичного максимума на станции АГБС-2. Модельный вторичный максимум опережает максимум ряда наблюдений на целый период, причем на станции АГДС-1 вторичный максимум отсутствует. При малых значениях высоты уровня моря заливание низменного берега растянуто во времени, так что вторичный максимум вблизи берега фильтруется, а на удалении от него сдвигается по фазе. На самом деле это лишь предположения, которые можно уверенно подтвердить или опровергнуть лишь путем проведения численных экспериментов.

Выводы

1. Опыт оперативного прогнозирования уровня моря с применением современных гидродинамических численных моделей показывает, что при совпадении статистических характеристик реального и модельного уровней в отдельные моменты возможны существенные расхождения между ними. Применение метода частотно-фазовой демодуляции

для сравнения временных модельных рядов уровня моря с данными наблюдений дает возможность выявления причин, отрицательно влияющих на результаты оперативного прогноза уровня моря.

2. Для применения указанного метода следует выбрать контрольные периодичности, соответствующие действию определенных внешних сил. В рассмотренном случае они соответствуют полусуточным и суточным составляющим приливного происхождения и колебаниям скорости ветра в синоптическом диапазоне частот.

3. Наибольшие расхождения модельных и реальных значений уровня моря, возможно, связаны с учетом влекущего действия ветра в синоптическом диапазоне частот и имеют характер почти постоянного отрицательного фазового сдвига прогнозируемого уровня относительно наблюдаемого. Такое расхождение сравниваемых периодических сигналов может быть результатом принятого при моделировании граничного условия обращения в нуль нормальной составляющей скорости течения на линии берега, имеющего мелководные участки. На этих участках вода при подъеме уровня поступает на сушу, что задерживает подъем уровня у берега. Кроме того, это условие может служить причиной ранней генерации вторичного максимума, который явно присутствует на модельной кривой (см. рис. 8). На кривой, полученной по данным наблюдений, такая волна появляется на целый период позже. Оба эти максимума имеют уединенный характер, и с ними связаны заметные различия сравниваемых периодичностей.

Литература

1. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 231 с.
2. Грэнджер К., Хатанак М. Спектральный анализ экономических временных рядов. — М.: Статистика, 1972. — 312 с.
3. Дмитриев Н. Е., Прошутинский А. Ю. Об исследовании колебаний уровня Карского моря // Тр. ААНИИ. — 1989. — Т. 414. — С. 53—62.
4. Жуков Ю. Н. Кинематический анализ приливов для обеспечения прикладных задач морской деятельности России // Тр. ГОИН. — 2011. — Вып. 213.
5. Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 262 с.
6. Рабинович А. Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. — СПб.: Гидрометеиздат, 1993. — 325 с.
7. Skamarock A. Description of the Advanced Research WRF, Version 3 / NCAR Technical Notes. — [S. l.], 2008.
8. Zalesny V. B., Diansky N. A., Fomin V. V. et al. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // Russian J. Numer. Anal. Modeling. — 2012. — Vol. 27, № 1. — P. 95—111.