

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ (ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ)

На правах рукописи

Попов Сергей Константинович

УДК 551.465.45

**Моделирование и прогноз изменений уровня и скорости течений в
морях России**

Специальность 25.00.29-Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Москва 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЧИСЛЕННАЯ ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЕТА УРОВНЯ МОРЯ И СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ.....	13
1.1. Уравнения движения	13
1.2. Коэффициенты турбулентного перемешивания.....	14
1.3. Граничные условия	14
1.4. Параметризация коэффициента сопротивления морской поверхности C_d ..	15
1.5. Балк-формулы для расчета потоков тепла и соли	18
1.6. Аппроксимация	21
1.6.1. Неявная аппроксимация вертикальной вязкости и диффузии	26
1.7. Алгоритм осушения и затопления прибрежных территорий.....	27
ГЛАВА 2. МОДЕЛИРОВАНИЕ УРОВНЯ МОРЯ И ЦИРКУЛЯЦИИ ВОДЫ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ.....	28
2.1. Моделирование среднемесячной климатической термохалинной циркуляции воды в Каспийском море.....	28
2.1.1. Особенности постановки численных расчетов	28
2.1.2. Граничные условия.....	29
2.1.3. Параметры модели.....	29
2.1.4. Данные наблюдений	30
2.1.5. Результаты расчетов	30
2.2. Моделирование сезонного хода уровня и течений Каспийского моря.....	36
2.2.1. Граничные условия.....	37
2.2.2. Учет осушения и затопления прибрежных территорий.....	37
2.2.3. Параметры модели и входные данные.....	37
2.2.4. Методы оптимизации и распараллеливания алгоритма расчета.....	38
2.2.5. Моделирование климатических полей скорости течений и уровня моря.....	40
2.2.6. Сезонные изменения климатического среднего уровня Каспийского моря.....	50
2.2.7. Сезонные изменения уровня моря в пунктах наблюдений.....	53
2.2.8. Сезонные изменения уровня моря относительно среднегодовых значений в пунктах наблюдений	57
2.3. Моделирование межгодовых изменений уровня Каспийского моря	60

2.3.1. Межгодовые изменения уровня моря	61
2.3.2. Сезонные изменения СУМ и уровня моря в пунктах наблюдений относительно среднегодовых значений.....	67
2.4. Экстремальные характеристики уровня моря.....	72
2.4.1. Расчет осушения и затопления прибрежных территорий.....	72
2.4.2. Вероятностный метод расчета характеристик редкой повторяемости суммарных скоростей течений и уровня моря	74
2.4.3. Результаты расчетов экстремальных характеристик уровня моря по методу экстремальных штормов.	79
2.4.4. Результаты расчетов экстремальных характеристик уровня моря за период моделирования 60 лет по данным атмосферного реанализа.	82
2.4.5. Результаты расчетов экстремальных характеристик течений, полученных за период моделирования 60 лет по данным атмосферного реанализа	88
2.4.6. Экстремальные характеристики скорости течения в Северном Каспии для ледового периода	94
2.5. Годовой ход уровня моря на береговых станциях Каспия в течение 2012 года по расчетам и наблюдениям	98
2.6. Расчет водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря.....	106
2.7. Диагноз и прогноз уровня Каспийского моря по оперативной гидродинамической модели.....	121
2.7.1. Оперативная гидродинамическая модель Каспийского моря	123
2.7.2. Диагностические расчеты уровня моря на станции о. Тюлений.....	125
2.7.3. Прогностические расчеты уровня моря на станции о. Тюлений	128
2.7.4. Моделирование штормовых нагонов на станции о. Тюлений	131
2.8. Выводы.....	134
ГЛАВА 3. МОДЕЛИРОВАНИЕ УРОВНЯ МОРЯ И СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ	139
3.1. Технология расчета суммарных характеристик уровня моря и скорости течений.....	139
3.2. Расчет приливных характеристик уровня моря и скорости течений	144
3.3. Влияние льда на приливные характеристики уровня моря и скорости течений	157

3.4. Сравнение модельных расчетов с натурными наблюдениями за уровнем моря	166
3.4.1. Суммарный уровень моря и его сравнение с наблюдениями.....	171
3.5. Расчет экстремальных характеристик уровня моря и скорости течений...	173
3.6. Среднемесячные характеристики уровня моря и скорости течений.....	181
3.7. Краткосрочный прогноз уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях	184
3.8. Выводы.....	195
ГЛАВА 4. МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЙ И УРОВНЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ И ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ	197
4.1. Моделирование наводнений в Санкт-Петербурге.....	197
4.2. Трехмерная гидродинамическая модель BALT-P для расчета уровня и течений в Балтийском море	200
4.3. Расчет уровня моря в трех исторических наводнениях по модели BALT-P204	
4.4. Моделирование наводнений с учетом работающей дамбы.....	212
4.5. Прогноз уровня моря на 60 часов по атмосферному прогнозу HIRLAM..	225
4.6. Выводы.....	237
ГЛАВА 5. МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ ТЕЧЕНИЙ И УРОВНЯ В АЗОВСКОМ МОРЕ	238
5.1. Параметры трехмерной гидродинамической модели	239
5.2. Диагностический расчет наводнения в Таганроге в сентябре 2014 г.....	242
5.3. Диагностический расчет уровня Азовского моря в 2015-2016 годах.....	244
5.4. Прогнозы уровня моря в Таганроге в течение сентября 2014 года	251
5.5. Описание наводнения в Таганроге 24 сентября 2014 года.....	256
5.6 Наблюдения и прогнозы уровня Азовского моря в течение 9 месяцев 2017 года.	260
5.7. Выводы.....	268
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	270
ЛИТЕРАТУРА	287

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы

Для гидрометеорологического обеспечения морских отраслей экономики страны необходимы сведения о гидрометеорологическом режиме на обширных акваториях морей России. Организация непрерывных многолетних наблюдений в открытом море практически не реальна. Объем информации, поступающей с береговых наблюдательных постов Гидрометслужбы РФ, в последнее время сокращается. До сравнительно недавнего прошлого исследования морей ограничивалось статистическим обобщением материалов судовых наблюдений и наблюдений на сети прибрежных станций. Суммарным итогом многолетних исследований морей стали режимные обобщения по характеристикам основных гидрометеорологических элементов, которые легли в основу выпусков серий справочных пособий и монографий по морям России [Гидрометеорология.....том 1 Баренцево море, 1990].

Проблема освоения природных ресурсов морей и в первую очередь их шельфовой зоны потребовала иного качественного и количественного уровня гидрометеорологической информации. Работы на открытых пространствах шельфовой зоны по освоению нефтегазоносных ресурсов потребовали создания новых технологий и методов определения характеристик редкой повторяемости основных элементов гидрометеорологического режима (ветра, уровня моря, скорости течений) в районах, где отсутствуют данные наблюдений или их недостаточно. Эти новые технологии расчета основаны на совместном использовании гидродинамических и вероятностных моделей гидрометеорологических явлений [Зильберштейн и др., 1999, 2001], [Вербицкая и др., 2003, 2005], [Кашунин и др., 2005]. Такая технология соответствует современному мировому уровню развития науки и аналогична подобным разработкам в Германии, Великобритании и США.

Для верификации и интерпретации гидродинамических расчетов служат данные наблюдений над уровнем и течениями в открытом море на АБС. Полученные данные, обычно, малой продолжительности, обрабатываются стандартными методами статистического анализа с целью получения статистических характеристик повторяемостей по направлениям и градациям скорости. Результаты анализа данных наблюдений необходимы для настройки параметров гидродинамической модели.

Временные ряды срочных наблюдений над уровнем моря достаточной продолжительности (несколько десятков лет) на береговых станциях являются основным натурным материалом для исследования колебаний уровня моря и расчета характеристик редкой повторяемости. Простая интерполяция данных береговых наблюдений в области открытого моря не дает положительного эффекта. Поэтому для расчета уровня и течений в открытом море

используется гидродинамическую модель, а данные береговых наблюдений используются для настройки ее параметров.

Для проектирования и строительства морских сооружений необходимо создание базы специализированной гидрометеорологической информации [Мирзоев и др., 1999, 2003] и технологий комплексного моделирования ветра, волнения, скоростей течений и уровня моря [Лопатухин и др., 2007].

Гидродинамическая модель течений необходима для расчета переноса нефтепродуктов [Орадовский и др., 1999], [Сафронов и др., 2000] и прогнозов распространения аварийных разливов нефти в море [Овсиенко и др., 2007]. Для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями моря также необходима гидродинамическая модель [Попов и др., 2015], [Монахова и др., 2014]. Скорости течений необходимы для моделирования распространения взвеси при проведении дноуглубительных работ [Шапочкин и др., 2003].

В настоящее время гидродинамическое моделирование широко применяется в мировой практике для исследования циркуляции на континентальном шельфе, в эстуариях, заливах, озерах. Первые работы хорошо известны, например, работы Хипса, Оуэна, Бэкхауса, Бламберга, Меллора, Ойи, Хариса и т.д. [Heaps, 1973; Owen, 1980; Backhaus, 1985; Blumberg, Mellor, 1985; Oey, Mellor, Hires, 1985; Backhaus, Hainbucher, 1987]. В этих работах гидродинамическое моделирование используется для исследования ветровой и приливной циркуляции в различных регионах: в Ирландском и Северном морях, Бристольском и Мексиканском заливах, в эстуарии Гудзон-Раритан, на Европейском шельфе.

Гидродинамическое моделирование с успехом используется для расчета экстремальных характеристик основных динамических элементов (уровня моря, приливов, штормовых нагонов, суммарных течений) для целей гидротехнического строительства [Flather, 1987; Davies and Flather, 1987].

В сочетании с вероятностными моделями гидродинамическое моделирование позволяет получать характеристики динамического режима редкой повторяемости, возможные 1 раз в N лет ($N=1, 5, 10, 25, 50$ и 100 лет). Эти характеристики необходимы для гидрометеорологического обеспечения работ по разведке и добыче минеральных ресурсов [Pugh, 1982; Pugh and Vassie, 1979].

Первоначально характеристики редкой повторяемости были получены с использованием двумерной модели приливов и штормовых нагонов [Ryabinin, Zilberstein, 1996; Safronov, Zilberstein, 1996; Zilberstein et al. 1997]. Однако, двумерные модели, несмотря на их преимущество в быстродействии расчетов, не могли дать распределение скорости течения по горизонтам и в придонном слое. Трехмерные модели могут решить многие океанологические задачи, включая расчет уровня моря, плотности воды, скорости течения на различных

горизонтах, возбуждаемых ветром, стоком рек и неравномерностью полей плотности [Архипов, Попов, 1996; Зильберштейн и др., 2000].

Численные схемы ряда современных трехмерных моделей морей [Ибраев, 2008; Дианский, 2016] развивались на основе численных схем для моделей глобальной циркуляции океана. Океанские модели использовали приближение твердой крышки на поверхности океана, которое исключало поверхностные гравитационные волны. Отсутствие внешних гравитационных волн позволяло проводить расчеты с увеличенным шагом по времени и сокращало время вычислений. Поскольку приливы и нагоны в морях не могут быть адекватно рассчитаны с использованием приближения твердой крышки, то при применении океанической модели для Каспийского моря [Ибраев, 2010], ее автору пришлось отказаться от условия жесткой крышки и перейти к решению уравнения для свободной поверхности моря.

Численная схема трехмерной морской модели, применяемая в данной диссертации для расчетов уровня и течений в морях России, ведет свое начало от моделей динамики морей, озер и эстуариев, для построения численной схемы исходные уравнения интегрируются по слоям, аналогично модели [Backhaus, 1985]. В модели используется кинематическое условие на поверхности моря, позволяющее в явном виде описывать распространение поверхностных длинных гравитационных волн.

Уровень развития вычислительной техники в настоящее время позволяет проводить расчеты течений в морях России на длительные промежутки времени (десятки лет) с заданным на поверхности моря атмосферным форсингом и использованием трехмерной бароклинной гидродинамической модели со свободной поверхностью [Попов, 2009, 2015].

Распараллеленная версия модели является составной частью высокопроизводительного программного комплекса для моделирования экстремальных явлений в атмосфере и океане [Бухановский и др., 2008].

Разработанная в диссертации морская модель BALT-P используется в качестве вспомогательной модели для расчета прогнозов уровня воды в системе предупреждения угрозы наводнений комплекса защитных сооружений г. Санкт-Петербурга. При проведении испытаний было установлено, что модель BALT-P имеет высокую точность предсказания времени наступления наводнения.

В работе [Косухин, 2013] было установлено, что использование ансамблевого прогноза с использованием двух морских моделей уровня и течений (BSM2010 и BALT-P) и двух источников атмосферных прогнозов (GFS, HIRLAM) позволяет в среднем на 25% снизить ошибку прогноза уровня воды в Санкт-Петербурге.

Дальнейшее совершенствование оперативных прогнозов по гидродинамической модели BALT-P возможно с применением методов усвоения данных наблюдений [Беляев и др., 2007; Кныш и др., 2008].

В работах, посвященных дистанционному зондированию Земли [Lebedev, 2003; Лебедев, 2005; Лебедев, 2014], использовались результаты расчетов уровня моря, полученные с помощью гидродинамической модели автора диссертации [Попов, 2004]. Было установлено, что полученный по модели уровень моря может успешно использоваться в качестве динамической топографии при обработке данных спутниковой альтиметрии.

В развитых странах для обеспечения безопасности мореплавания и предупреждения населения об опасных штормовых нагонах используются оперативные гидродинамические модели. Первая двумерная модель, пригодная для прогноза колебаний уровня моря [Вольцингер, Пясковский, 1977], появилась давно, но модель не была доведена до использования в оперативных прогнозах.

Начиная с 2000 г. в ААНИИ появляются первые оперативные двумерные модели расчета и прогноза колебаний уровня моря в Финском заливе [Ашик, 2002], а затем в Юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского моря [Ашик, 2006]. В ДВНИГМИ первой оперативной моделью стала двумерная модель для прогноза штормовых нагонов в Охотском море [Любицкий, 2010].

На основе модели, разработанной автором диссертации, в Гидрометцентре России внедрен в 2001 г метод краткосрочного прогноза уровня и течений Каспийского моря [Вербицкая и др., 2003, 2006]. Позднее, в 2013 г. метод краткосрочного прогноза уровня и течений был внедрен в оперативную практику для Белого и Баренцева морей [Попов и др., 2014]. Для Каспийского, Белого и Баренцева морей методы краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений внедрены в качестве основных в оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» по решению Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета (ЦМКП).

В настоящее время, еще не прошли ЦМКП, но уже внедрены в систему АСООИ Гидрометцентра России, еще две оперативные модели прогноза уровня и течений для Балтийского и Азовского морей.

Основная цель работы

Разработать трехмерную численную гидродинамическую модель со свободной поверхностью для расчета приливов и штормовых нагонов в морях России. Применить модель к расчету уровня и трехмерных полей скоростей течений по заданным на поверхности моря полям ветра и атмосферного давления с учетом приливов, стратификации вод, сплоченности льда.

Для реализации поставленной цели решались **следующие задачи**:

- 1) Разработка численных гидродинамических моделей разных уровней пространственного разрешения для расчета скоростей течений и уровня в морях России.
- 2) Включение в модель алгоритма осушения и затопления прибрежных территорий.
- 3) Подготовка среднемесячных климатических полей температуры и солености морской воды по данным наблюдений.
- 4) Подготовка (оцифровка) информации о сплоченности льда.
- 5) В приливных морях (Баренцево и Белое) верификация гидродинамической модели по наблюдениям за главными приливным гармониками на 60 уровневых береговых постах.
- 6) Выполнение непрерывных гидродинамических расчетов суммарных течений и уровня моря по данным о ветре и давлении на поверхности моря (реанализ NCEP) продолжительностью несколько десятков лет в Каспийском и Баренцевом морях.
- 7) Применение вероятностной модели для расчета характеристик редкой повторяемости уровня моря и скорости течений по направлениям, возможных 1 раз в 5, 10 25,50 и 100 лет в Каспийском и Баренцевом морях.
- 8) Исследование внутригодовой и межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря.
- 9) Разработка метода краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течения и внедрение его в оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» для Каспийского, Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей.
- 10) Создание оперативной модели Балтийского моря и прогноз наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы.
- 11) Разработка оперативной модели Азовского моря и прогноз наводнений в Таганроге по оперативной модели.

Положения, выносимые на защиту, и их новизна

1. Трехмерная модель гидродинамики моря со свободной поверхностью, позволяющая проводить расчеты с изменяемой массой моря, учитывающая сток рек и испарение с поверхности моря. В модели учитывается осушение и затопление прибрежных территорий при расчете приливов и штормовых нагонов. Уровень моря определяется из решения системы трехмерных уравнений движения и неразрывности без выделения баротропной и бароклинной моды. Использование переменной толщины придонной ячейки позволяет точно описывать рельеф дна и скорость движения поверхностных гравитационных волн, что приводит к повышению качества моделирования приливов и нагонов.

На основе этой модели разработаны и впервые в России внедрены в оперативную практику Гидрометцентра России технологии краткосрочного прогноза изменений уровня и течений для Каспийского, Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей.

2. Модель адекватно воспроизводит сезонные и сгонно-нагонные колебания уровня Каспийского моря. Качество расчетов по модели возрастает с ростом скорости ветра. Коэффициент корреляции при сравнении с наблюдениями на о. Тюлений при величинах нагона меньше 30 см составляет 0,85 и возрастает до 0,96 при нагоне 125 см и более.

3. На основе непрерывных расчетов по модели при трех различных, но постоянных в течение 60 лет значениях среднегодового среднего уровня Каспийского моря (СУМ) получены экстремальные характеристики уровня моря. Показано, что понижение СУМ приводит к уменьшению площади поверхности моря и возрастанию экстремумов сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, при уменьшении среднего уровня моря на 3,6 м, размах экстремальных сгонно-нагонных колебаний уровня моря увеличивается на 1 м с 3,5м (СУМ=-25,9м БС) до 4,5 м (СУМ=-29,5м БС) в районе о. Тюлений.

4. В Баренцевом море рассмотрено влияние горизонтально-неподвижного льда на приливные гармоники. В предыдущих работах было обнаружено увеличение амплитуды колебаний гармоники M_2 в свободном ото льда районе Баренцева моря, перед кромкой льда в Белом море, но не под горизонтально-неподвижным льдом, где амплитуда колебаний была меньше. Сравнение гармоник M_2 и S_2 для сентября (минимум льда) и апреля (максимум льда) показало, что в Белом море, как и ожидалось, амплитуда колебаний уровня волн M_2 и S_2 меньше подо льдом в апреле, чем в сентябре. Новым результатом является то, что под горизонтально-неподвижным льдом, в районах полуострова Канин и п. Индига, амплитуда волны M_2 выше в апреле, чем в сентябре, когда льда нет. Под влиянием льда происходит перестроение картины колебаний уровня моря и смещение амфидромий, что приводит к росту амплитуды колебаний уровня в отдельных районах под горизонтально-неподвижным льдом.

5. Расчетный комплекс для Балтийского моря, состоящий из двух моделей с разрешением 2 морские мили и 90 м, впервые позволяющий рассчитывать уровень моря во время наводнений в Санкт-Петербурге с учетом постепенного закрытия и открытия ворот дамбы.

6. Исследование механизма возникновения второго максимума наводнения в Санкт-Петербурге. Впервые показано, что этот максимум вызывается возбуждением в результате штормового ветрового воздействия одноузловой сейши Балтийского моря, вершина которой находится в Финском заливе. В основном, ветер препятствует росту собственного колебания, но в отдельных случаях, воздействие ветра и давления приводит к усилению собственного колебания и возрастанию второго максимума уровня, как это произошло в наводнении 15-17 ноября 2001 г. в Санкт-Петербурге.

Достоверность

Определяется использованием верифицированной по данным наблюдений и физически полной численной модели, учитывающей поля ветра, атмосферного давления, приливные движения, стратификацию вод, сплоченность льда, батиметрию, включая топографию берегов.

Практическая значимость

Полученные с использованием гидродинамической и вероятностной моделей характеристики редкой повторяемости основных элементов гидрометеорологического режима, (ветра, уровня моря, скорости течений) необходимы для проектирования и строительства морских сооружений на шельфах морей. Распараллеленная версия модели является составной частью высокопроизводительного программного комплекса для моделирования экстремальных явлений в атмосфере и океане [Бухановский и др., 2008].

Оперативные прогнозы уровня моря служат для обеспечения безопасности мореплавания и предупреждения населения об опасных штормовых нагонах

Разработанная в диссертации морская модель BALT-P используется в качестве вспомогательной модели для расчета прогнозов уровня воды в системе предупреждения угрозы наводнений комплекса защитных сооружений г. Санкт-Петербурга.

Гидродинамическая модель течений необходима для расчета переноса нефтепродуктов [Орадовский и др., 1999], и прогнозов распространения аварийных разливов нефти в море [Овсиенко и др., 2007], для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями моря [Попов и др., 2015]. Скорости течений необходимы для моделирования распространения взвеси при проведении дноуглубительных работ [Шапочкин и др., 2003].

В работах, посвященных дистанционному зондированию Земли [Лебедев, 2005; Лебедев, 2014], в качестве динамической топографии использовались результаты расчетов уровня моря, полученные с помощью гидродинамической модели автора диссертации.

Апробация работы

Результаты работы докладывались на семинарах и конференциях.

1. На шести Международных конференциях Освоение шельфа арктических морей России (РАО-99), (РАО-01), (РАО-03), (РАО-05), (РАО-07), (РАО-09), Санкт-Петербург.

2. Международной конференции ГИС для устойчивого развития территорий InterCarto9, Новороссийск, Севастополь, 25-29 июня 2003.

3. International Workshop The Black Sea Coastal Air-Sea Interaction/Phenomena and related impacts and applications, 13-15 May, 2004, Constanta, Romania.

4. The Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, Medcoast 05, E. Ozhan (Editor), 25-29 October, 2005, Kusadasi, Turkey.

5. Международная научная конференция «Изменения климата и водного баланса Каспийского региона». 19-21 октября 2010 г., Астрахань.

6. Международная конференция, посвященная первой официальной встрече делегаций Росгидромета и Норвежского метеорологического института Санкт-Петербург, ААНИИ 30-31.03.2011 по подписанию двустороннего соглашения о сотрудничестве Росгидромета и Норвежского метеорологического института.

7. Вторая Всероссийская конференция по прикладной океанографии 22-24 октября 2013 г. ГОИН, Москва.

8. Конференция "Современные проблемы моделирования и анализа процессов в морях и океанах в интересах гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности.", 28-29 октября, 2014, ГОИН, Москва.

9. Международная научно-практическая конференция "Обеспечение гидрометеорологической и экологической безопасности морской деятельности", 16-17 октября, 2015 г., Астрахань.

Личный вклад автора

Автором разработана численная гидродинамическая морская модель для расчетов приливов и штормовых нагонов с учетом осушения и затопления прибрежных территорий. Вычислительные программы модели написаны автором. Все расчеты по модели и сравнение с данными наблюдений выполнены автором. Модели Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей внедрены автором в оперативную практику Гидрометцентра России.

Имеются 4 авторских свидетельства о государственной регистрации программ и 4 акта внедрения.

Публикации

Результаты диссертационной работы изложены в 53 публикациях, из них 19 - в журналах, включенных в список ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы из 167 наименований (из них 48 на зарубежные источники). В ней содержится 304 страницы, 32 таблицы и 150 рисунков.

ГЛАВА 1. Гидродинамическая численная трехмерная модель расчета уровня моря и скорости течения

1.1. Уравнения движения

Исходная система уравнений модели со свободной поверхностью в декартовой системе координат в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uu) + \frac{\partial}{\partial y}(vu) + \frac{\partial}{\partial z}(wu) - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + N_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uv) + \frac{\partial}{\partial y}(vv) + \frac{\partial}{\partial z}(wv) + f u = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + N_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) + \frac{\partial}{\partial y}(vT) + \frac{\partial}{\partial z}(wT) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (1.5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uS) + \frac{\partial}{\partial y}(vS) + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (1.6)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (1.7)$$

Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря, ось z направлена вниз, ось y направлена на север, ось x - на восток. Используются следующие обозначения: f - параметр Кориолиса; p - давление; ρ - плотность; ρ_0 - отсчетное значение плотности, T - температура, S - соленость, u, v, w - составляющие поля скорости по осям x, y, z соответственно; g - гравитационное ускорение.

Давление представлено с использованием уравнения гидростатики:

$$p = \int_{\zeta}^z \rho g dz = p_s + p_a - \rho_{\zeta} g \zeta, \quad (1.8)$$

где ζ - отклонение свободной поверхности от невозмущенного положения определяет внешнюю баротропную составляющую давления; ρ_{ζ} - плотность в поверхностном слое. N_z, N_h - коэффициенты вертикальной и горизонтальной вязкости; K_z - коэффициент вертикальной диффузии. $p_s = \int_0^z \rho g dz$ - внутренняя бароклинная компонента давления; p_a - атмосферное давление.

1.2. Коэффициенты турбулентного перемешивания

Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости N_z задается переменным по глубине и примерно до 2000 года рассчитывался в соответствии с работами [Bowden, Hamilton, 1975], [Fang, Ichiye, 1983].

В работе [Марчук и др., 1978] предложен подход, который позднее был развит Кочергиным [Kochergin, 1987] и Полманном [Pohlmann, 1996], основанный на использовании k - ε уравнений (переноса и диссипации турбулентной кинетической энергии). Была предложена параметризация для коэффициента вертикальной турбулентной вязкости N_z следующего вида:

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 - \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}, \quad (1.9)$$

где c_{ML} - коэффициент пропорциональности, h_{ML} - толщина перемешанного слоя, м; S_M - число Шмидта, которое определяется по Меллору и Дурбину [Mellor, Durbin, 1975] через число Ричардсона

$$Ri = \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right], \quad (1.10)$$

$$S_M = Ri / [0,725(Ri + 0,186 - \sqrt{Ri^2 - 0,316 Ri + 0,0346})] /$$

С помощью частных решений k - ε -уравнений Кочергин [Kochergin, 1987] определил коэффициент c_{ML} , который для случая устойчивой стратификации оказался равным 0,05. В формуле (1.9) толщины верхнего и придонного перемешанных слоев h_{ML} зависят от критического числа Ri равного 0,22 [Pohlmann, 1996].

В перемешанном слое число Ri меньше критического. Таким образом, интенсивность турбулентного перемешивания зависит как от скорости течения, ее вертикальных сдвигов, так и от стратификации. При устойчивой стратификации коэффициент вертикальной вязкости уменьшается.

1.3. Граничные условия

На твердых боковых границах задается условие прилипания, т.е. равенства нулю нормальной и тангенциальной компонент скорости.

На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие, потоки тепла и соли:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\tau_{sx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\tau_{sy}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w, c_w \rho_w K_z \frac{\partial T}{\partial z} = -Q_{ow}, K_z \frac{\partial S}{\partial z} = -Q_s \quad (1.11)$$

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\vec{U}_a|, C_d U_{ay} |\vec{U}_a|) \quad (1.12)$$

где \vec{U}_a – вектор скорости ветра, C_d - коэффициент сопротивления морской поверхности.

Кинематическое условие на поверхности моря выписано без учета потока массы (осадки, испарение, образование и таяние льда). В работе [Ибраев, 2008] используется кинематическое условие на поверхности моря, которое учитывает поток массы. В этой работе показано, что на самом деле никакого притока соли через границу воздух-вода нет. Тем не менее соленость в верхнем слое моря изменяется за счет притока пресной воды на поверхности моря. Изменение солености происходит исключительно за счет изменения объема верхнего слоя моря.

На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна $H(x, y)$ и отсутствие потоков тепла и соли:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\tau_{bx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\tau_{by}, u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = w, \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad (1.13)$$

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = (\alpha u_b |\vec{U}_b|, \alpha v_b |\vec{U}_b|) \quad (1.14)$$

где \vec{U}_b – вектор придонного течения, $\alpha = 2,5 \cdot 10^{-3}$ - коэффициент придонного трения.

1.4. Параметризация коэффициента сопротивления морской поверхности C_d

В предыдущих версиях модели при поиске наилучшего совпадения с натурными данными использовались различные выражения для коэффициента сопротивления $C_d \cdot 10^{-3}$:

1) Постоянный коэффициент 3,2;

2) Коэффициент из Garrat [1977]:

$$C_d \cdot 10^{-3} = 0,75 + 0,067 \cdot U_{10} \quad (1.15)$$

3) Коэффициент из Smith [1988]:

$$C_d \cdot 10^{-3} = 0,5 + 0,091 \cdot U_{10} \quad (1.16)$$

В настоящее время для определения коэффициента сопротивления используется выражение из [Holthuijsen et al., 2012]:

$$C_d \cdot 10^{-3} = \min\{[a + b(U_{10}/U_{ref,1})^c], d[1 - (U_{10}/U_{ref,2})^e]\} \quad (1.17)$$

Коэффициенты для выражения [Holthuijsen et al., 2012]:

Отсутствие зыби, встречная зыбь, попутная зыбь (Holthuijsen-1 на рис. 1)	Поперечная зыбь (Holthuijsen-2 на рис. 1)
$U_{ref,1} = 27,5 \text{ м/с}$	
$a = 1,05$ $b = 1,25$ $c = 1,40$	$a = 0,7$ $b = 1,1$ $c = 6,0$
$\sigma_\theta \leq 30^\circ$ или $\sigma_\theta \geq 80^\circ$	$\sigma_\theta = 50^\circ$
$U_{ref,2} = 54,0 \text{ м/с}$	
$d = 2,3$ $e = 10,0$	$d = 8,2$ $e = 2,5$
$\sigma_\theta \leq 45^\circ$ или $\sigma_\theta \geq 55^\circ$	$\sigma_\theta = 50^\circ$

Примечание: Нижний предел $C_D = 0,7 * 10^{-3}$.

На рисунке 1.1 представлена зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра для всех вышеупомянутых выражений.

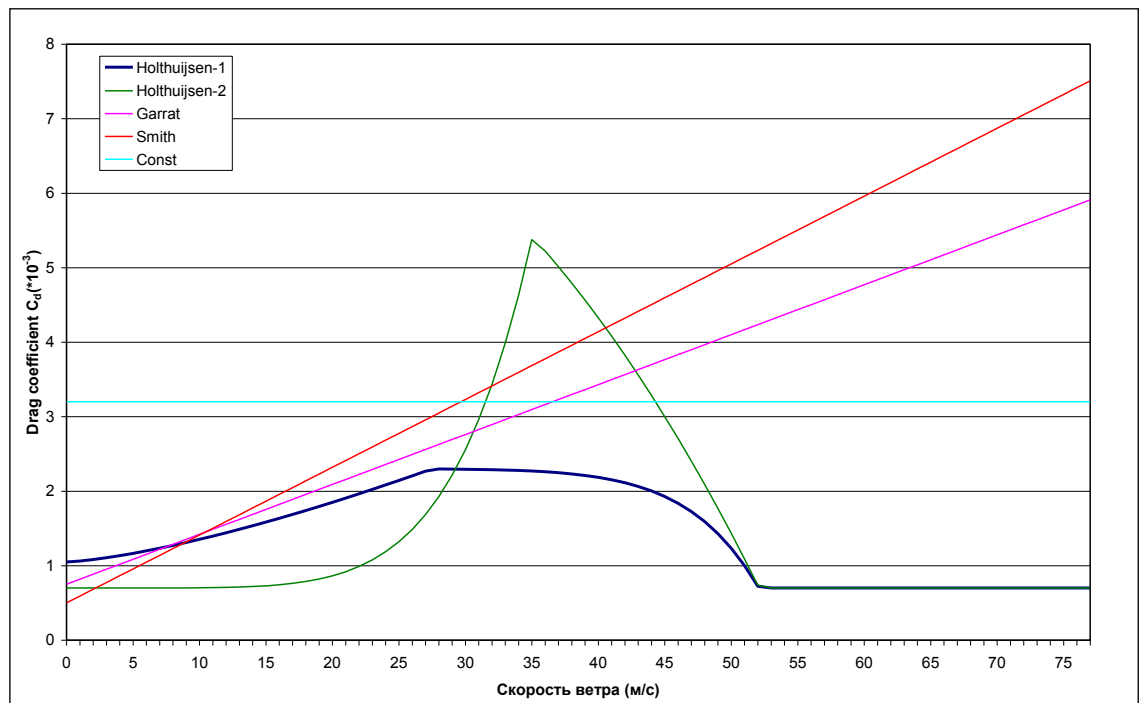


Рис. 1.1. Зависимость коэффициента сопротивления $c_d * 10^{-3}$ от скорости ветра на высоте 10 метров.

В настоящее время в модели используется выражение (Holthuijsen-1):

$$C_d \cdot 10^{-3} = \min\{[1,05 + 1,25(U_{10}/27,5)^{1,40}], 2,3[1 - (U_{10}/54,0)^{10,0}]\} \quad (1.18)$$

При моделировании циркуляции в Финском заливе было проведено сравнение модельных расчетов с данными наблюдений. Наилучшие результаты получены при использовании выражения из [Holthuijsen et al., 2012].

Первая часть выражения (Holthuijsen-1) новейшее обобщение всех предыдущих исследований для скоростей ветра менее 27,5 м/с, вторая часть (Holthuijsen-1) получена для интервала скоростей ветра 27,5 – 54 м/с. (Holthuijsen-2) случай тропического циклона (в радиусе 30 км от центра) где ветер направлен поперек волн зыби (сектор циклона слева от направления движения циклона). При моделировании Финского залива использовалось выражение (Holthuijsen-1).

1.5. Балк-формулы для расчета потоков тепла и соли

На пространстве, не занятом льдом (открытой воде), поток тепла рассчитывается аналогично работе [Дианский, 2013]:

$$Q_{OW} = Q_{SH} + Q_{LH} + 0.6Q_{SW} + Q_{LW}, \quad (1.19)$$

где:

$$Q_{SH} = \rho_A c_A C_D (E_0 + |\vec{W}|)(T_A - T) \quad - \text{поток явного тепла};$$

$$Q_{LH} = \rho_A q_E C_D (E_0 + |\vec{W}|)(Q_A - Q_{\max}) \quad - \text{поток скрытого тепла};$$

$$Q_{SW} = SW_{DW}(1 - \alpha_w) \quad - \text{баланс коротковолновой радиации};$$

$$Q_{LW} = LW_{DW}E_w - E_w \sigma_{SB} T^4 \quad - \text{баланс длинноволновой радиации}.$$

Здесь ρ_A – плотность воздуха, c_A – теплоемкость воздуха, q_E – удельная теплота парообразования, Q_{\max} – влажность насыщенного пара как функция температуры и давления, W – скорость ветра относительно поверхности океана, C_D – безразмерный коэффициент, зависящий от свойств поверхности, E_0 – параметр, характеризующий поток тепла для безветренной погоды и считающийся эквивалентным ветру в 1 м/с, α_w – альбедо (коэффициент отражения) воды, E_w – коэффициент, характеризующий способность к излучению (серость) воды, σ_{SB} – постоянная Стефана-Больцмана, Q_{\max} – влажность насыщенного пара как функция температуры и давления, рассчитываемая следующим образом. Сначала по уравнению Антуана рассчитывается давление насыщенного пара e над поверхностью океана (в Паскалях):

$$e = 10^{\frac{0.7859 + 0.03477T}{1.0 + 0.00412T} + 2} \quad (1.20)$$

где T – температура поверхности океана в градусах Цельсия. Затем рассчитывается сама влажность насыщенного пара:

$$Q_{\max} = \frac{0.622e}{P_A - 0.378e}. \quad (1.21)$$

При потоке коротковолновой радиации стоит коэффициент 0.6, поскольку в потоке тепла на поверхности присутствует только эта часть, а остальная проникает в глубинные слои океана с масштабом затухания по глубине 20 м.

Поток тепла подо льдом рассчитывается по формуле:

$$Q_{Ol} = -\rho_0 c_w C_b(h_i)(T - T_F) + Q_{SWI}, \quad (1.22)$$

где h_i – толщина льда, c_w – теплоемкость воды, T_F – температура замерзания воды при данной солености, Q_{swl} – часть коротковолновой радиации, проникающей под лед при отсутствии на нем снежного покрова. Безразмерный коэффициент C_b зависит от толщины льда:

$$C_b = \begin{cases} 1.26 \cdot 10^{-2} W_* \sqrt{h_i}, & h_i < 3, \\ 7.27 \cdot 10^{-3} W_*, & h_i \geq 3, \end{cases} \quad (1.23)$$

где толщина льда берется в метрах, а коэффициент $W_* \approx 1 \div 3$ (скорость в ед. см/с). Таким образом, вводится сильная зависимость потока тепла от толщины льда для тонкого однолетнего льда. В модели полагалось, что $W_* \equiv 2$.

Таким образом, полный нормированный поток тепла рассчитывается по формуле:

$$q_\theta = \frac{1}{c_w \rho_0} (A_0 \cdot Q_{ow} + (1 - A_0) \cdot Q_{ol}) + \gamma_\theta (\theta_{obs} - \theta), \quad (1.24)$$

где A_0 – доля площади поверхности моря, не занятая льдом.

Для расчета потока соли [Дианский, 2013] испарение рассчитывается из потока скрытого тепла:

$$E = \frac{Q_{LH}}{\rho_0 q_E}.$$

Граничное условие для потока солености в океан с учетом изменения массы льда и снега будет иметь вид:

$$Q_s = (S - S_i) \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial m_i}{\partial t} + S \cdot \min(0, \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial m_s}{\partial t}) - S \cdot PR_A \cdot \Phi(T_A, A_0) + S \cdot E \cdot A_0 + \gamma_s (S_{obs} - S) \quad (1.25)$$

где S_i – средняя соленость льда ($\approx 4\%$), m_i, m_s – масса льда и снега (на единицу площади). PR_A – осадки, E – испарение. Второе слагаемое означает, что поток солености, связанный с изменением массы снега, возникает только при уменьшении его массы – таянии, либо попадании в воду за счет таяния лежащего под ним льда. Эмпирическая функция Φ определяет зависимость от температуры воздуха и от относительной доли открытой, не занятой льдом, воды:

$$\Phi(T_A, A_0) = \begin{cases} 1, & T_A \geq 5^\circ C, \\ A_0 + (1 - A_0)(T_A + 5)/10, & -5^\circ C < T_A < 5^\circ C, \\ A_0, & T_A \leq -5^\circ C. \end{cases} \quad (1.26)$$

Таким образом, характер осадков в модели определяется по температуре воздуха – если последняя больше $5^\circ C$, то осадки считаются дождем, который не меняет свойств поверхности и целиком попадает в океан. При температуре меньше $-5^\circ C$, осадки считаются снегом и при наличии льда приводят к увеличению массы снежного покрова. Попадание осадков на открытую воду вызывает соответствующий поток солености.

Слагаемые с коэффициентами γ_θ и γ_S в уравнениях (1.24) и (1.25) моделируют отрицательные обратные связи, имеющиеся при реальном взаимодействии атмосферы и океана. Они "привязывают" модельные значения температуры θ и солёности S к значениям температуры и солёности на поверхности, полученным из наблюдений θ_{obs} и S_{obs} , с некоторым временем релаксации.

Результирующее напряжение трения, действующее на воду, рассчитывалось по формуле:

$$\vec{\tau} = A_0 \cdot \vec{\tau}_a + (1 - A_0) \cdot \vec{\tau}_{wi}, \quad (1.27)$$

$\vec{\tau}_{iw}$ – напряжение трения, передаваемое океану льдом:

$$\tau_{iw} = \rho_0 C_{wi} |\vec{u}_i - \vec{u}_w| (\vec{u}_i - \vec{u}_w), \quad (1.28)$$

где C_{wi} – коэффициент трения между водой и льдом, $C_{wi} = 5,5 \cdot 10^{-3}$.

1.6. Аппроксимация

Пусть L_x, L_y - максимальные размеры области в направлении осей x, y . Введем сетку Ω , в которой границы области проходят по ее узлам:

$$\Omega = \begin{cases} x_i = i\Delta x; i = 0, 1, 2, \dots, M; \Delta x = L_x / M; \\ y_j = j\Delta y; j = 0, 1, 2, \dots, N; \Delta y = L_y / N. \end{cases}$$

Введем также сетки $\Omega_u, \Omega_v, \Omega_\zeta$. Узлы сетки Ω_u смещены на полшага по пространству $\Delta x/2 = \Delta y/2$ относительно узлов сетки Ω в направлении оси y . Узлы сетки Ω_v смещены на полшага в направлении оси x . Узлы сетки Ω_ζ получаются сдвигом узлов сетки Ω на полшага по пространству в направлении оси y и на полшага по пространству в направлении оси x . Пространственная ориентация узлов показана на рис. 1.2б. Кроме того, узлы U и V смещены относительно узлов ζ на половину временного шага (рис. 1.2а). Такая сетка, известная под названием сетки Ричардсона, оптимальна для расчета инерционно-гравитационных волн, к которым принадлежат приливы и штормовые нагоны [Wajsowicz, 1986]. Пространственный шаблон, носящий название сетки С по классификации Аракавы [Mesinger, Arakawa, 1976], [Мезингер, Аракава, 1979], обладает наилучшими дисперсионными свойствами и позволяет проводить расчеты с наименьшими затратами времени и памяти компьютера.

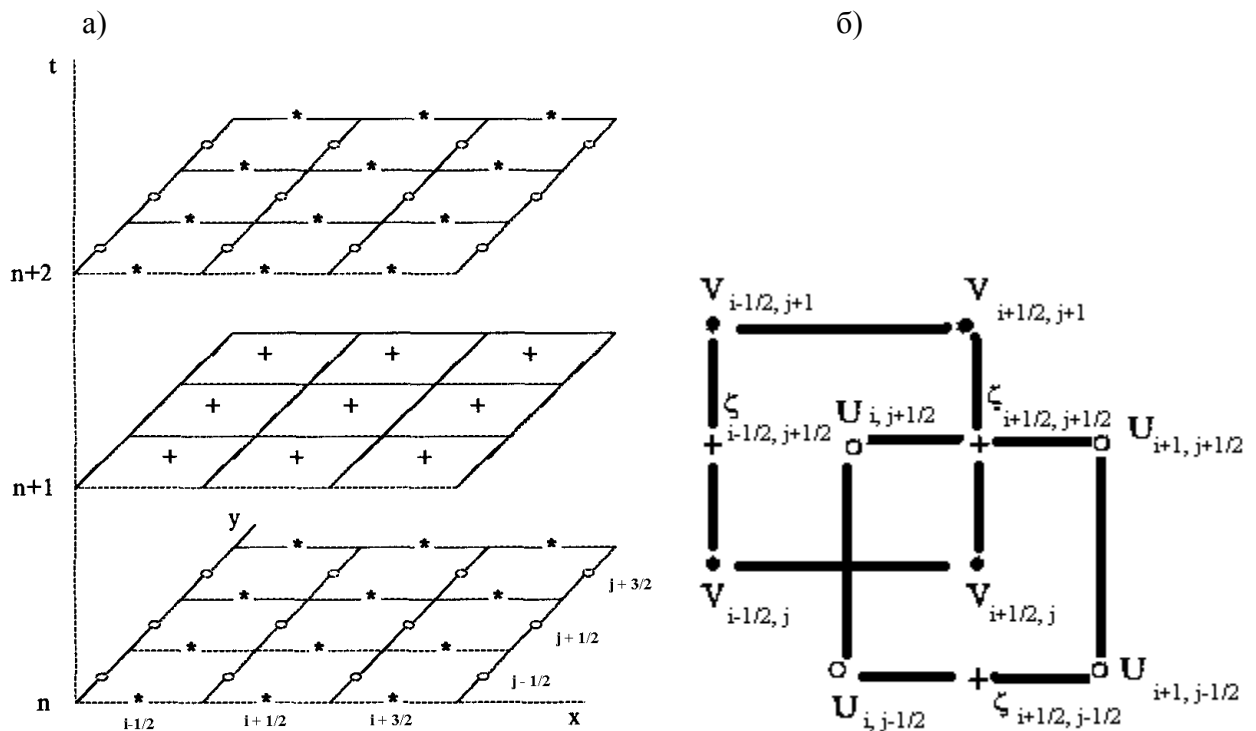


Рис. 1.2. Расчетная сетка: а) расположение узлов U, V и ζ на временных слоях; б) пространственное расположение узлов расчетной сетки: (+) указывает положение ζ -узлов, (*) - V -узлов и (o) - U -узлов расчетной сетки.

Боковые границы аппроксимируются вертикальными плоскостями, проходящими по узлам сетки. Верхняя граница поверхностных ячеек изменяется по времени, а нижняя граница придонных ячеек определяется рельефом дна. Число расчетных слоев определяется глубиной места и изменяется по пространству от 1 (верхний и нижний слои совпадают) до максимального числа расчетных слоев. Глубина моря и уровень моря в точках u и v компонент скорости определяются как средние значения по двум соседним точкам температуры и солёности. Когда число расчетных слоев для температуры в двух соседних точках одинаковое, то все в порядке. Может случиться, что число расчетных слоев в двух соседних точках температуры разное. В этом случае в точке скорости задается минимальное из двух соседних точек температуры число расчетных слоев. При определении среднего по двум соседним вместо максимальной глубины в точке температуры берется невозмущенная глубина предыдущего расчетного слоя. (рис. 1.3).

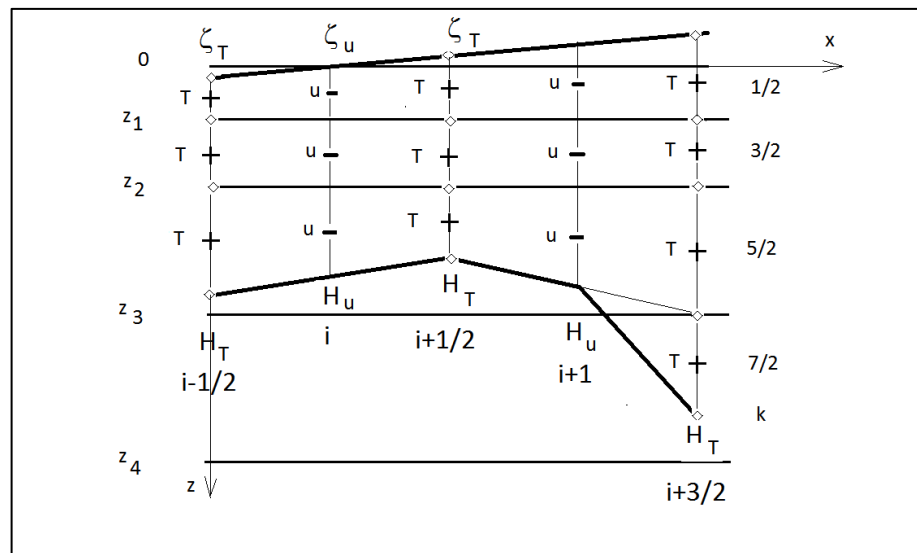


Рис. 1.3. Вертикальное сечение расчетной сетки в плоскости x - z .

В модели предусмотрена ситуация осушения акватории или затопления участков суши в тех случаях, когда уровень свободной поверхности понижается или повышается соответственно.

Для аппроксимации уравнений по времени используется полуневная схема с перешагиванием. Компоненты скорости определены на четных шагах, а температура, солёность и уровень на нечетных шагах по времени. Вертикальная турбулентная вязкость и диффузия описываются невязным образом, что позволяет избежать ограничения на шаг по времени, присущего явной схеме:

$$\Delta t \leq \Delta z^2 / 2N_z, \quad (1.29)$$

Наиболее сильное ограничение на шаг по времени возникает из-за явной аппроксимации внешних гравитационных волн:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta S}{\sqrt{2gH}}, \quad (1.30)$$

где $\Delta S = \Delta x = \Delta y$ шаг по пространству, H - максимальная глубина расчетной области.

Для аппроксимации по пространству применяется интегро-дифференциальный метод [Самарский, 1989]. Исходные уравнения интегрируются по ячейкам, непрерывные функции заменяются их дискретными аналогами, а потоки через грани - соответствующими аппроксимациями. В результате получается следующая система конечно-разностных уравнений [Архипов, Попов, 1996].

Уравнение движения для u – компоненты скорости течения:

$$\begin{aligned} & \frac{(\sigma^{n+1} u^{n+2} - \sigma^{n+1} u^n)_{i,j+1/2,k+1/2}}{\Delta t} + \frac{(\sigma_{i+1/2}^{n+1} \bar{u}_{i+1/2}^x u_{a,i}^n - \sigma_{i-1/2}^{n+1} \bar{u}_{i-1/2}^x u_{b,i}^n)_{j+1/2,k+1/2}}{\Delta x} + \\ & + \frac{(\sigma_{j+1/2}^{n+1} \bar{v}_{j+1/2}^x u_{c,j+1/2}^n - \sigma_j^{n+1} \bar{v}_j^x u_{d,j+1/2}^n)_{i,k+1/2}}{\Delta y} + (\bar{\omega}_{k+1}^x u_{e,k+1/2}^n - \bar{\omega}_k^x u_{f,k+1/2}^n)_{i,j+1/2} = \\ & = \sigma_{i,j+1/2,k+1/2}^{n+1} \left[g \frac{(\zeta_{i+1/2}^{n+1} - \zeta_{i-1/2}^{n+1})_{j+1/2}}{\Delta x} - \frac{(p_{a,i+1/2}^{n+1} - p_{a,i-1/2}^{n+1})_{j+1/2}}{\Delta x} - \frac{(p_{s,i+1/2}^{n+1} - p_{s,i-1/2}^{n+1})_{j+1/2}}{\Delta x} + \hat{f} \bar{v}_{i,j+1/2} + \right. \\ & \left. + N_h \frac{(u_{i+1} - 2u_i + u_{i-1})_{j+1/2}^n}{\Delta x^2} + N_h \frac{(u_{i,j+3/2} - 2u_{i,j+1/2} + u_{i,j-1/2})^n}{\Delta y^2} \right]_{k+1/2} + (\tau_{x,k+1}^{n+2} - \tau_{x,k}^{n+2})_{i,j+1/2} \end{aligned} \quad (1.31)$$

Уравнение движения для v – компоненты скорости течения:

$$\begin{aligned} & \frac{(\sigma^{n+1} v^{n+2} - \sigma^{n+1} v^n)_{i+1/2,j,k+1/2}}{\Delta t} + \frac{(\sigma_{i+1}^{n+1} \bar{u}_{i+1}^y v_{a,i+1/2}^n - \sigma_i^{n+1} \bar{u}_i^y v_{b,i+1/2}^n)_{j,k+1/2}}{\Delta x} + \\ & + \frac{(\sigma_{j+1/2}^{n+1} \bar{v}_{j+1/2}^y v_{c,j}^n - \sigma_{j-1/2}^{n+1} \bar{v}_{j-1/2}^y v_{d,j}^n)_{i+1/2,k+1/2}}{\Delta y} + (\bar{\omega}_{k+1}^y v_{e,k+1/2}^n - \bar{\omega}_k^y v_{f,k+1/2}^n)_{i+1/2,j} = \\ & = \sigma_{i+1/2,j,k+1/2}^{n+1} \left[g \frac{(\zeta_{j+1/2}^{n+1} - \zeta_{j-1/2}^{n+1})_{i+1/2}}{\Delta y} - \frac{(p_{a,j+1/2}^{n+1} - p_{a,j-1/2}^{n+1})_{i+1/2}}{\Delta y} - \frac{(p_{s,j+1/2}^{n+1} - p_{s,j-1/2}^{n+1})_{i+1/2}}{\Delta y} - \hat{f} \bar{u}_{i+1/2,j} + \right. \\ & \left. + N_h \frac{(v_{i+3/2} - 2v_{i+1/2} + v_{i-1/2})_j^n}{\Delta x^2} + N_h \frac{(v_{i+1/2,j+1} - 2v_{i+1/2,j} + v_{i+1/2,j-1})^n}{\Delta y^2} \right]_{k+1/2} + (\tau_{y,k+1}^{n+2} - \tau_{y,k}^{n+2})_{i+1/2,j} \end{aligned} \quad (1.32)$$

Уравнение неразрывности:

$$\begin{aligned} & \frac{\delta_k (\zeta^{n+3} - \zeta^{n+1})_{i+1/2,j+1/2}}{\Delta t} + \frac{(\sigma_{i+1}^{n+1} u_{i+1}^{n+2} - \sigma_i^{n+1} u_i^{n+2})_{j+1/2,k+1/2}}{\Delta x} + \\ & + \frac{(\sigma_{j+1}^{n+1} v_{j+1}^{n+2} - \sigma_j^{n+1} v_j^{n+2})_{i+1/2,k+1/2}}{\Delta y} + (\omega_{k+1}^{n+2} - \omega_k^{n+2})_{i+1/2,j+1/2} = 0 \end{aligned} \quad (1.33)$$

Уравнение переноса-диффузии для температуры:

$$\begin{aligned}
 & \frac{(\sigma^{n+3}T^{n+3} - \sigma^{n+1}T^{n+1})_{i+1/2, j+1/2, k+1/2}}{\Delta t} + \frac{(\sigma_{i+1}^{n+1}u_{i+1}^{n+2}T_{a, i+1/2}^{n+1} - \sigma_i^{n+1}u_i^{n+2}T_{b, i+1/2}^{n+1})_{j+1/2, k+1/2}}{\Delta x} + \\
 & + \frac{(\sigma_{j+1}^{n+1}v_{j+1}^{n+2}T_{c, j+1/2}^{n+1} - \sigma_j^{n+1}v_j^{n+2}T_{d, j+1/2}^{n+1})_{i+1/2, k+1/2}}{\Delta y} + (\omega_{k+1}^{n+2}T_{e, k+1/2}^{n+1} - \omega_k^{n+2}T_{f, k+1/2}^{n+1})_{i+1/2, j+1/2} = (1.34) \\
 & = \frac{K_{z, k+1}(T_{k+3/2}^{n+3} - T_{k+1/2}^{n+3})_{i+1/2, j+1/2}}{\sigma_{i+1/2, j+1/2, k+1}^{n+1}} - \frac{K_{z, k}(T_{k+1/2}^{n+3} - T_{k-1/2}^{n+3})_{i+1/2, j+1/2}}{\sigma_{i+1/2, j+1/2, k}^{n+1}}.
 \end{aligned}$$

Введены следующие обозначения:

$$\delta_k = 1, k = 0; \delta_k = 0, k = 1, \dots, B-1;$$

$$\omega_k = w_k, k = 1, \dots, B-1; \omega_0 = 0, \omega_B = 0;$$

По заданным горизонтам z_k в точках $(i+1/2, j+1/2)$ рассчитывается вертикальная толщина расчетных слоев для температуры $\sigma_{k+1/2}$.

$$\begin{aligned}
 \sigma_{k+1/2} &= z_{k+1} - z_k, k = 1, \dots, B-2; \\
 \sigma_{1/2} &= z_1 - \zeta; \sigma_{B-1/2} = H - z_{B-1};
 \end{aligned} \tag{1.35}$$

Вертикальный размер поверхностного слоя зависит от уровня моря и изменяется по времени и по пространству. Толщина придонной ячейки зависит от рельефа дна и изменяется по пространству. Толщина по вертикали внутренних расчетных слоев постоянна и не изменяется по пространству и времени.

По исходным толщинам ячеек для температуры определяются расстояния σ_k между центрами двух соседних по вертикали ячеек сетки.

$$\sigma_k = (\sigma_{k+1/2} + \sigma_{k-1/2})/2, k = 1, \dots, B-1; \tag{1.36}$$

Толщины поверхностного и придонного слоев в точках u и v компонент скорости определяются как средние по двум соседним точкам температуры и солёности.

$$\begin{aligned}
 \sigma_{i, j+1/2, k+1/2} &= (\sigma_{i+1/2, j+1/2} + \sigma_{i-1/2, j+1/2})_{k+1/2}/2 \\
 \sigma_{i+1/2, j, k+1/2} &= (\sigma_{i+1/2, j+1/2} + \sigma_{i+1/2, j-1/2})_{k+1/2}/2
 \end{aligned} \tag{1.37}$$

Напряжения трения определяются на верхней и нижней границах расчетной ячейки для u , v компонент скорости течения.

$$(\tau_{x, k}, \tau_{y, k}) = \left(N_{i, j+1/2, k} \frac{u_{i, j+1/2, k+1/2} - u_{i, j+1/2, k-1/2}}{\sigma_{i, j+1/2, k}}, N_{i+1/2, j, k} \frac{v_{i+1/2, j, k+1/2} - v_{i+1/2, j, k-1/2}}{\sigma_{i+1/2, j, k}} \right); \tag{1.38}$$

где $\sigma_{i,j+1/2,k} = (\sigma_{i,j+1/2,k+1/2} + \sigma_{i,j+1/2,k-1/2})/2$, $\sigma_{i+1/2,j,k} = (\sigma_{i+1/2,j,k+1/2} + \sigma_{i+1/2,j,k-1/2})/2$ - расстояния между центрами двух соседних по вертикали ячеек сетки для скорости течения.

Коэффициент вертикальной вязкости определен в точках температуры и солёности, а в точках u , v рассчитывается как среднее значение по двум соседним точкам температуры.

$$N_{i,j+1/2,k} = \frac{(N_{i+1/2,j+1/2,k} + N_{i-1/2,j+1/2,k})}{2}; N_{i+1/2,j,k} = \frac{(N_{i+1/2,j+1/2,k} + N_{i+1/2,j-1/2,k})}{2}; \quad (1.39)$$

На дне напряжение трения пропорционально квадрату скорости течения воды.

$$(\tau_{Bx}, \tau_{By}) = \alpha |\vec{U}_B|^n (u_B, v_B)^{n+2}, \quad (1.40)$$

где α - коэффициент придонного трения, \vec{U}_B - вектор придонного течения;

На поверхности моря напряжение трения пропорционально квадрату скорости ветра.

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = C_d |\vec{U}_a|^{n+2} (U_{ax}, U_{ay})^{n+2}, \quad (1.41)$$

где C_d - коэффициент сопротивления ветра, \vec{U}_a - вектор скорости ветра.

Черта сверху обозначает осреднение по двум соседним точкам, например:

$$\begin{aligned} \bar{u}_{i+1/2,j+1/2} &= (u_{i+1,j+1/2} + u_{i,j+1/2})/2, \quad \bar{v}_{i,j} = (v_{i+1/2,j} + v_{i-1/2,j})/2 \\ \bar{u}_{i,j} &= (u_{i,j+1/2} + u_{i,j-1/2})/2, \quad \bar{v}_{i+1/2,j+1/2} = (v_{i+1/2,j+1} + v_{i+1/2,j})/2 \end{aligned} \quad (1.42)$$

$$\bar{\omega}_{i,j+1/2} = (\omega_{i+1/2,j+1/2} + \omega_{i-1/2,j+1/2})/2, \quad \bar{\omega}_{i+1/2,j} = (\omega_{i+1/2,j+1/2} + \omega_{i+1/2,j-1/2})/2$$

а крышка сверху - осреднение по четырем соседним точкам:

$$\begin{aligned} \hat{v}_{i,j+1/2,k+1/2} &= (v_{i-1/2,j,k+1/2} + v_{i+1/2,j,k+1/2} + v_{i-1/2,j+1,k+1/2} + v_{i+1/2,j+1,k+1/2})/4 \\ \hat{u}_{i+1/2,j,k+1/2} &= (u_{i,j+1/2,k+1/2} + u_{i+1,j+1/2,k+1/2} + u_{i,j-1/2,k+1/2} + u_{i+1,j-1/2,k+1/2})/4 \end{aligned} \quad (1.43)$$

При аппроксимации силы Кориолиса на сетке “С” используется полунявное представление. При этом две компоненты скорости берутся с неявного шага по времени, а две - с явного.

В адвективных нелинейных членах уравнений для скорости и плотности переменные с индексами a, b, c, d, e, f зависят от знака скорости на границе ячейки и определяются по консервативной схеме с направленными разностями [Роуч, 1980], например:

$$\begin{aligned} u_{a,i} &= u_i, \quad \bar{u}_{i+1/2}^x \geq 0; \quad u_{a,i} = u_{i+1}, \quad \bar{u}_{i+1/2}^x \leq 0; \\ u_{b,i} &= u_i, \quad \bar{u}_{i-1/2}^x \leq 0; \quad u_{b,i} = u_{i-1}, \quad \bar{u}_{i-1/2}^x \geq 0; \\ T_{a,i+1/2} &= T_{i+1/2}, \quad u_{i+1} \geq 0; \quad T_{a,i+1/2} = T_{i+3/2}, \quad u_{i+1} \leq 0; \\ T_{b,i+1/2} &= T_{i+1/2}, \quad u_i \leq 0; \quad T_{b,i+1/2} = T_{i-1/2}, \quad u_i \geq 0. \end{aligned} \quad (1.44)$$

1.6.1. Неявная аппроксимация вертикальной вязкости и диффузии

Уравнение движения для u -компоненты скорости перепишем в виде:

$$\frac{(\sigma^{n+1} u^{n+2})_{i,j+1/2,k+1/2}}{\Delta t} = (\tau_{x,k+1}^{n+2} - \tau_{x,k}^{n+2})_{i,j+1/2} + R_{i,j+1/2,k+1/2}^n; \quad (1.45)$$

$R_{i,j+1/2,k+1/2}^n$ включает все члены уравнения на предыдущем временном шаге.

Подставляя напряжения трения на верхней и нижней границах ячейки сетки, получим для u компоненты скорости в точке $(i, j + 1/2)$.

$$\frac{(\sigma^{n+1} u^{n+2})_{k+1/2}}{\Delta t} = N_{k+1} \frac{(u_{k+3/2}^{n+2} - u_{k+1/2}^{n+2})}{\sigma_{k+1}} - N_k \frac{(u_{k+1/2}^{n+2} - u_{k-1/2}^{n+2})}{\sigma_k} + R_{k+1/2}^n; \quad (1.46)$$

Это уравнение может быть переписано в виде:

$$A_l u_{l-1}^{n+2} + B_l u_l^{n+2} + C_l u_{l+1}^{n+2} = D_l; \quad (1.47)$$

$$\text{где } A_l = -\frac{\Delta t N_k}{\sigma_{k+1/2} \sigma_k}; \quad C_l = -\frac{\Delta t N_{k+1}}{\sigma_{k+1/2} \sigma_{k+1}}; \quad B_l = 1 + \frac{\Delta t N_k}{\sigma_{k+1/2} \sigma_k} + \frac{\Delta t N_{k+1}}{\sigma_{k+1/2} \sigma_{k+1}}; \quad (1.48)$$

$$B_l = 1 - A_l - C_l; \quad D_l = R_{k+1/2}^n;$$

Получившееся трехточечное уравнение решается методом прогонки [Роуч, 1980].

На поверхности и на дне ставятся граничные условия для скорости течения. В уравнении (1.47) на поверхности моря коэффициенты равны:

$$A_1 = 0; \quad C_1 = -\frac{\Delta t N_2}{\sigma_{3/2} \sigma_2}; \quad B_1 = 1 - A_1 - C_1; \quad D_1 = R_{3/2}^n + \tau_{sx}; \quad (1.49)$$

где τ_{sx} - напряжение трения ветра.

На дне, при неявной аппроксимации придонного трения, коэффициенты в уравнении следующие:

$$C_B = 0, \quad A_B = -\frac{\Delta t N_{B-1}}{\sigma_{B-1/2} \sigma_B}; \quad B_B = 1 + \frac{\Delta t \alpha |\vec{U}_B|^n}{\sigma_{B-1/2}} - A_B - C_B; \quad D_B = R_{B-1/2}^n; \quad (1.50)$$

1.7. Алгоритм осушения и затопления прибрежных территорий

При моделировании штормовых нагонов возможно затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе штормового нагона. Таким образом, в этом случае предполагается задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, разработанной на основе процедуры, изложенной в работах [Flather, Heaps, 1975].

Точка $U_{i,j+1/2}$, в которой рассчитывается u -компонента вектора скорости течения (u -узел), сдвинута влево на половину пространственного шага относительно ζ -узла, где заданы значения уровня моря $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$ и глубины $H_{i+1/2,j+1/2}$, а точка $V_{i+1/2,j}$ сдвинута на половину пространственного шага вниз относительно ζ -узла. Решение разностных уравнений баланса импульса и неразрывности осуществляется после проверки в каждой точке расчетной области следующих условий:

- точка уровня $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$ считается «сухой», если полная глубина места становится равной 0, т.е. $(\zeta+H)_{i+1/2,j+1/2}=0$;
- точка $U_{i,j+1/2}$ считается «сухой» и полный поток в слое полагается равным нулю, если выполняется хотя бы одно из трех условий;
- толщина слоя в этой точке становится меньше некой «постулированной» величины ε , обычно принимаемой равной 10 см, т.е. $(\zeta+H)_{i,j+1/2} < \varepsilon$,

$$\text{где } H_{i,j+1/2} = (H_{i-1/2,j+1/2} + H_{i+1/2,j+1/2})/2, \quad \zeta_{i,j+1/2} = (\zeta_{i-1/2,j+1/2} + \zeta_{i+1/2,j+1/2})/2;$$

- справа от точки $U_{i,j+1/2}$ находится «сухая» точка уровня $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$ и разница уровней в точках слева и справа от $U_{i,j+1/2}$ меньше ε , что означает

$$(\zeta+H)_{i+1/2,j+1/2} = 0 \text{ и } \zeta_{i-1/2,j+1/2} - \zeta_{i+1/2,j+1/2} < \varepsilon,$$

- слева от точки $U_{i,j+1/2}$ находится «сухая» точка уровня $\zeta_{i-1/2,j+1/2}$ и разница уровней в точках справа и слева от $U_{i,j+1/2}$ меньше ε , что означает

$$(\zeta+H)_{i-1/2,j+1/2} = 0 \text{ и } \zeta_{i+1/2,j+1/2} - \zeta_{i-1/2,j+1/2} < \varepsilon.$$

Для v -компоненты вектора скорости течения алгоритм осушения и затопления строится аналогично. Важно отметить, что в алгоритме учитываются не только полная глубина, но и разность уровней моря в окружающих точках.

ГЛАВА 2. Моделирование уровня моря и циркуляции воды в Каспийском море

2.1. Моделирование среднемесячной климатической термохалинной циркуляции воды в Каспийском море

Термохалинные и стоковые течения как наиболее медленные течения в море создают фон, на котором под действием ветра формируются относительно короткопериодные, но интенсивные сгонно-нагонные течения. Под действием ветра возникают дрейфовые течения на поверхности моря, которые вызывают изменения уровня моря и приводят к возникновению градиентов уровня моря и градиентных течений. Когда ветер стихает, то уровень моря и течения через непродолжительное время устанавливаются в соответствии с градиентами температуры и солености и в отсутствие ветра картина течений отражает термохалинную циркуляцию.

Для получения термохалинных течений применяется метод гидродинамического диагноза и адаптации, то есть расчеты проведены аналогично работам [Ибраев, 2001; Тужилкин, 1997]. Отличие состоит в том, что среднемесячный климатический ветер на поверхности моря при расчетах термохалинных течений не задается, так как в данной работе планируется получить течения, вызванные только градиентами температуры и солености. Расчет ветровых течений на фоне полученных в данной работе термохалинных течений следует проводить по метеорологическим полям с 6-часовой дискретностью по времени [Зильберштейн, 2001]. Эффект действия 6-часового ветра на течения не совпадает с эффектом действия осредненного по времени климатического ветра, как было продемонстрировано для Северного моря в работе [Backhaus, 1985].

В данной работе при проведении адаптационных расчетов на поверхности моря потоки тепла и соли, а также поля ветра и градиенты атмосферного давления полагались равными нулю. Такие граничные условия вместе с коротким временем адаптационного расчета позволяют рассчитывать на то, что заданные из наблюдений термохалинные поля не изменятся в течение адаптации слишком сильно и в неверном направлении. В результате адаптации происходит быстрое взаимное согласование температуры, солености и скорости течений, причем поля температуры и солености остаются близкими к заданным из наблюдений полям, а скорости течений характеризуют термохалинную циркуляцию.

2.1.1. Особенности постановки численных расчетов

Горизонтальная турбулентная диффузия не учитывается. Уравнение состояния (1.7), устанавливающее зависимость плотности от температуры, солености и давления записывается

аналогично работе [Шкала практической солености, 1978], но величины коэффициентов берутся из работы [Скорород, 1996] с учетом специфики Каспийского моря.

2.1.2. Граничные условия

На поверхности моря задаются равные нулю касательные напряжения ветра и градиенты атмосферного давления, кинематическое условие и отсутствие потоков тепла и соли.

На дне принимается квадратичный закон трения, вертикальная компонента скорости равная нулю и отсутствие потоков тепла и соли.

На твердых боковых границах задавалось условие прилипания и отсутствие потоков тепла и соли. В местах впадения рек задавалась температура и соленость втекающей речной воды и нормальная составляющая скорости течения реки, тангенциальная составляющая при этом равнялась нулю.

2.1.3. Параметры модели

Задаются глубины, соответствующие современному положению среднего уровня Каспийского моря -27м БС. Расчет осуществляется для всей акватории Каспийского моря с равномерными по пространству шагами сетки 3*3 мили всего 126*216 узлов, по вертикали 30 уровней. Шаг по времени составляет 40 секунд, что вызвано явным описанием поверхностных гравитационных волн.

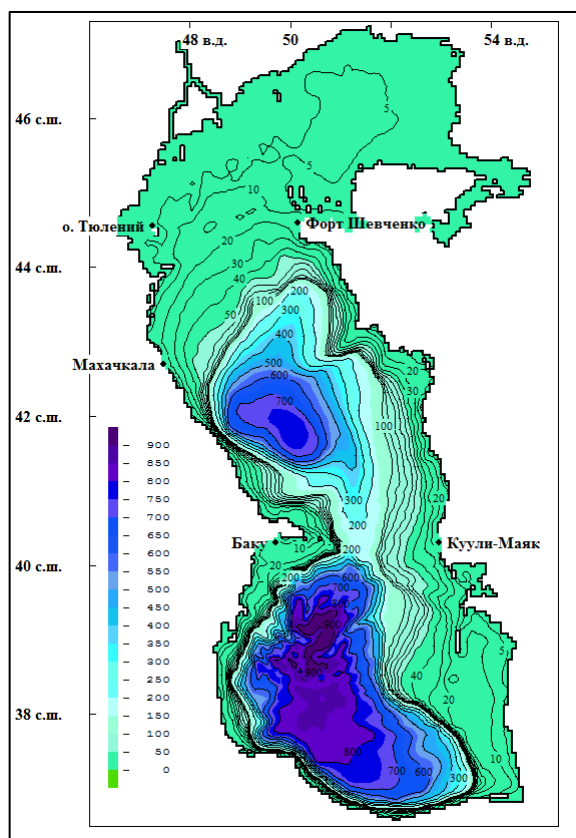


Рис. 2.1. Расчетная 3 мильная сетка с изолиниями рельефа дна относительно -27 м БС.

Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости $N_h=500 \text{ м}^2/\text{с}$. В отсутствие ветра принимается минимальный коэффициент вертикальной вязкости $N_z=0.0001 \text{ м}^2/\text{с}$, коэффициент вертикальной диффузии $K_z=0$. Адаптация температуры и солености происходит по уравнениям переноса только под действием скоростей течений и искусственной численной схемной вязкости.

Учитывается сток реки Волги, так как она оказывает решающее влияние на режим Северного Каспия. На поверхности моря задается испарение, компенсирующее поступление речной воды, чем обеспечивается закон сохранения массы. Испарение задается равномерно по площади Каспия в каждой расчетной ячейке и на каждом шаге по времени (40 с) и является очень малой величиной, поэтому расчеты приходится проводить с использованием двойной точности.

Диагностические расчеты проводились на 30 суток, кинетическая энергия на всех горизонтах модели за это время выходит на установление. Адаптационные расчеты аналогично работе [Ибраев, 2001] проводились на 5 суток.

2.1.4. Данные наблюдений

Среднемесячные поля температуры и солености на 30 стандартных горизонтах подготовлены Лобовым А. Л. с использованием данных судовых наблюдений, описанных в работе [Косарев, Тужилкин, 1995].

Поля температуры для августа на модельной сетке на горизонтах 0 м и 20 м представлены на рис. 2.2. Эти поля температуры можно сравнить с полями из работы [Косарев, Тужилкин, 1995] и увидеть, что основные особенности полей температуры совпадают. Наблюдается зона холодных вод у восточного берега Среднего Каспия, вызванная, как было отмечено в работе [Косарев, Тужилкин, 1995], апвеллингом вследствие действия устойчивого северо-западного ветра над восточной половиной Среднего Каспия. В средней части Южного Каспия также заметна зона пониженных температур, связанная с выносом холодных вод из района апвеллинга в Среднем Каспии.

Температура в феврале (рис. 2.3) аналогично [Косарев, Тужилкин, 1995] характеризуется увеличением с севера на юг и с запада на восток, а в центре Южного Каспия выделяется ядро наименее охлажденных вод. Температура служит трассером [Ибраев, 2001] направленного на север течения, переносящего вдоль восточного берега теплую воду из Южного Каспия.

2.1.5. Результаты расчетов

В результате адаптации исчезают мелкие пространственные особенности, затрудняющие восприятие общей картины и не характерные для климатических полей. Адаптация способствует уничтожению мелких возмущений и выделению крупномасштабных особенностей климатических полей.

Уровень моря отражает распределение температуры и солёности. Над областями с повышенной температурой и, как следствие, пониженной плотностью образуются возвышения уровня моря, над областями с пониженной температурой и повышенной плотностью образуются понижения уровня моря. Центры повышений уровня моря образуют центры антициклонических вихрей, а вокруг областей понижений уровня моря образуются циклонические вихри.

В восточной части Среднего Каспия и в центре Южного Каспия в августе (рис. 2.4а.) расположены области пониженных значений уровня моря. В юго-западной части Среднего Каспия, в западной и восточной частях Южного Каспия образуются области повышенных значений уровня моря.

Скорости течений на поверхности в августе (рис. 2.4б) соответствуют уровню моря и образуют циклоническую циркуляцию в Среднем Каспии за исключением юго-западной его части, где расположен антициклонический вихрь. Восточная периферия этого вихря представляет собой направленное на юг течение из Среднего в Южный Каспий, ограничивающее с запада зону холодных вод. Благодаря этому течению осуществляется вынос холодных вод из района апвеллинга в Среднем Каспии и формируется область пониженных значений температуры и интенсивный циклонический вихрь в Южном Каспии. В западной части Южного Каспия в августе циркуляция антициклоническая, что совпадает с результатами работ [Ибраев, 2001; Тужилкин, 1997].

Поверхностные скорости течений в феврале (рис. 2.5б) соответствуют уровню моря (рис. 2.5а) и обладают сходством с течениями в августе. Прослеживается направленное на север течение из центральной части Южного Каспия и продолжающееся вдоль всего восточного берега Среднего Каспия, ограничивающее большие циклонические круговороты в Среднем и Южном Каспии. В Среднем Каспии циркуляция циклоническая за исключением маленького антициклонического вихря в юго-западной части, намного менее интенсивного, чем в августе. В Южном Каспии доминирует циклоническая циркуляция, представленная тремя циклоническими вихрями в северо-западной, центральной и южной части. Антициклонические вихри расположены в юго-западной и юго-восточной частях Южного Каспия. Наиболее сильное изменение в характере циркуляции по сравнению с августом произошло в северо-западной части Южного Каспия, где на смену антициклону пришел циклонический вихрь.

На карте уровня моря в апреле (рис. 2.6а) наблюдаются повышенные по сравнению с другими сезонами значения уровня в устьевой области реки Волги, обусловленные весенним паводком. В северной части Среднего Каспия по сравнению с февралем уровень моря в апреле понижается с –5 см до –10 см, что отражается в увеличении скоростей течений в циклоническом круговороте (рис. 2.6б). В целом, картины циркуляции в апреле и феврале похожи. В Южном Каспии по-прежнему интенсивные циклонические вихри в северо-западной и центральной

частях, а в юго-восточной и юго-западной частях расположены антициклонические вихри. В юго-западной части Среднего Каспия восточнее Апшеронского полуострова в том же самом месте, что и в феврале расположен маленький антициклонический вихрь.

Уровень моря в ноябре (рис. 2.7а) в Среднем Каспии похож на апрельский и в северной части понижается до -11 см, образуя интенсивный циклонический круговорот (рис. 2.7б). В Южном Каспии уровень моря в ноябре похож на уровень моря в августе и понижается в центральной части, образуя циклонический круговорот. В западной части Южного Каспия в ноябре циркуляция антициклоническая, как и в августе.

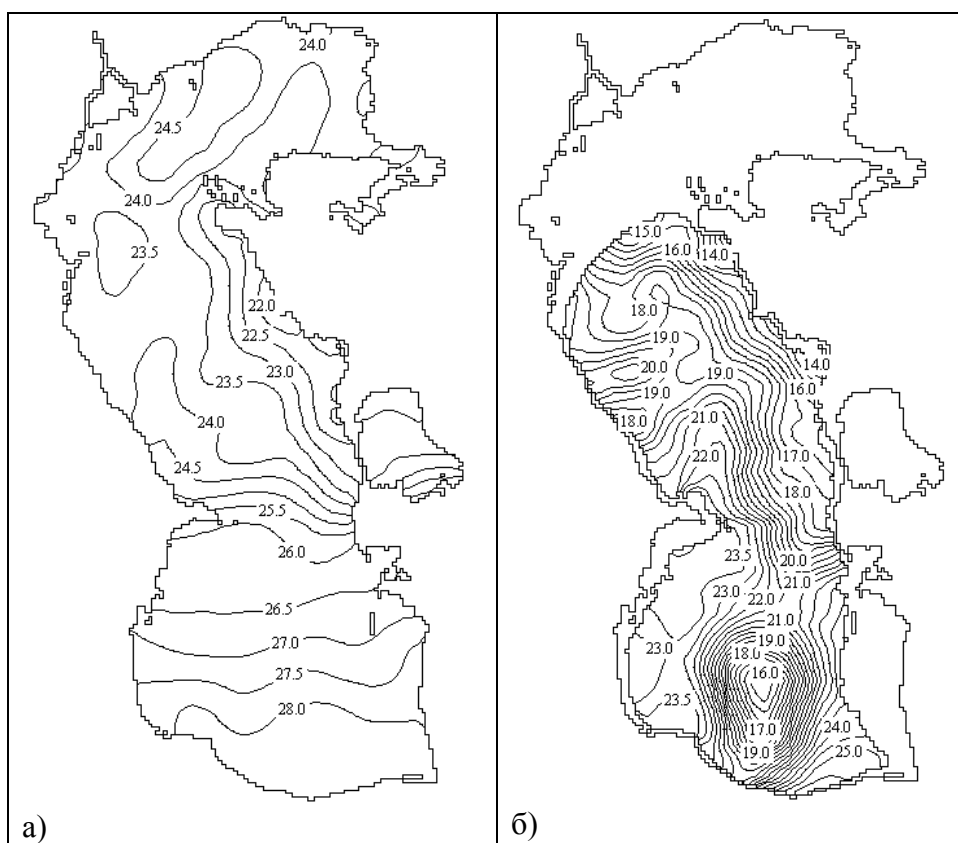


Рис. 2.2. Температура в августе: а) на поверхности, б) на горизонте 20 м.

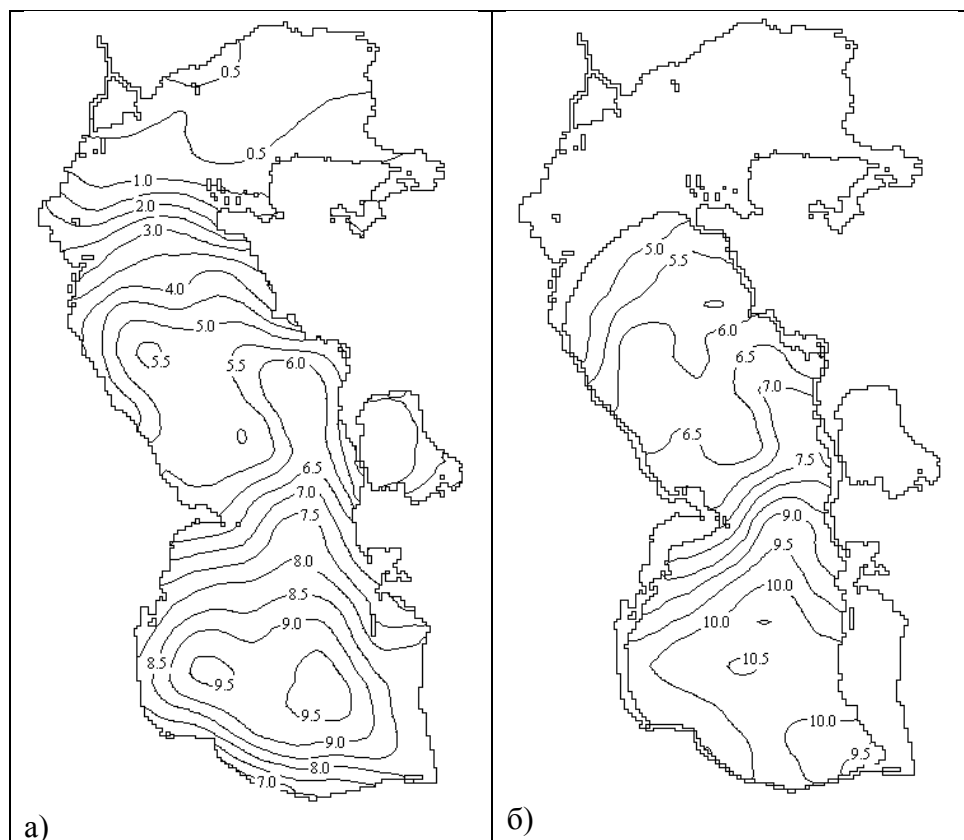


Рис. 2.3. Температура в феврале: а) на поверхности, б) на горизонте 20 м.

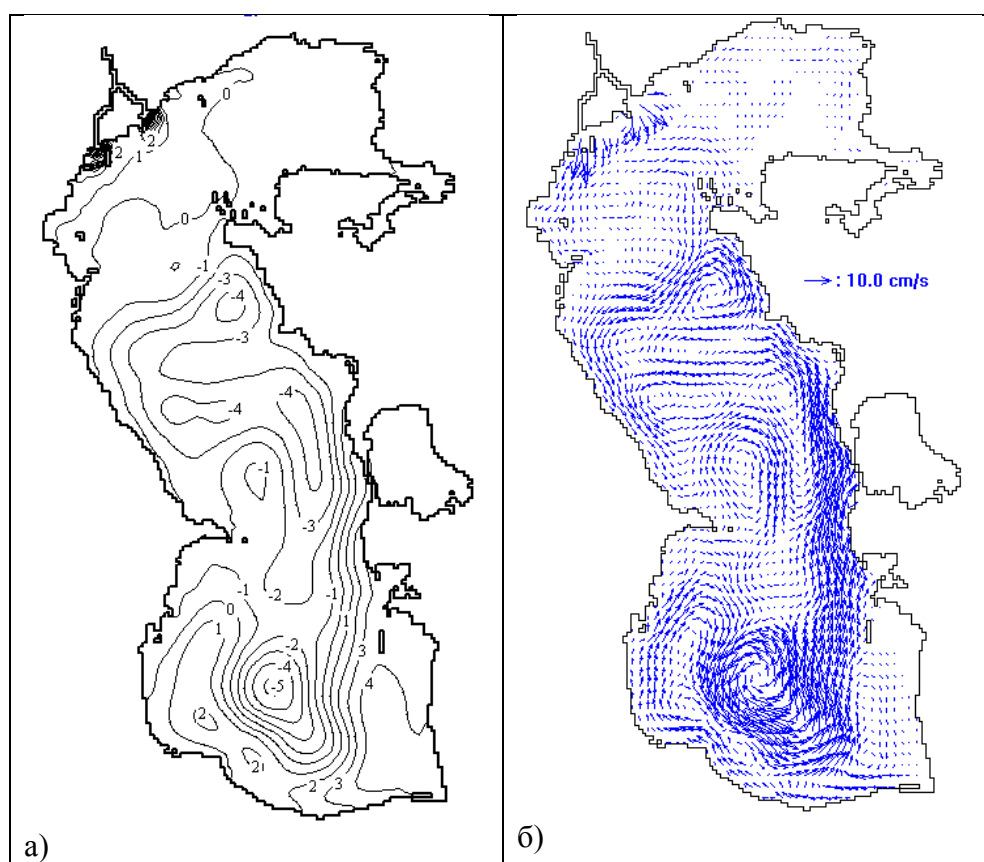


Рис. 2.4. Август: а) уровень моря, б) скорости течений на поверхности.

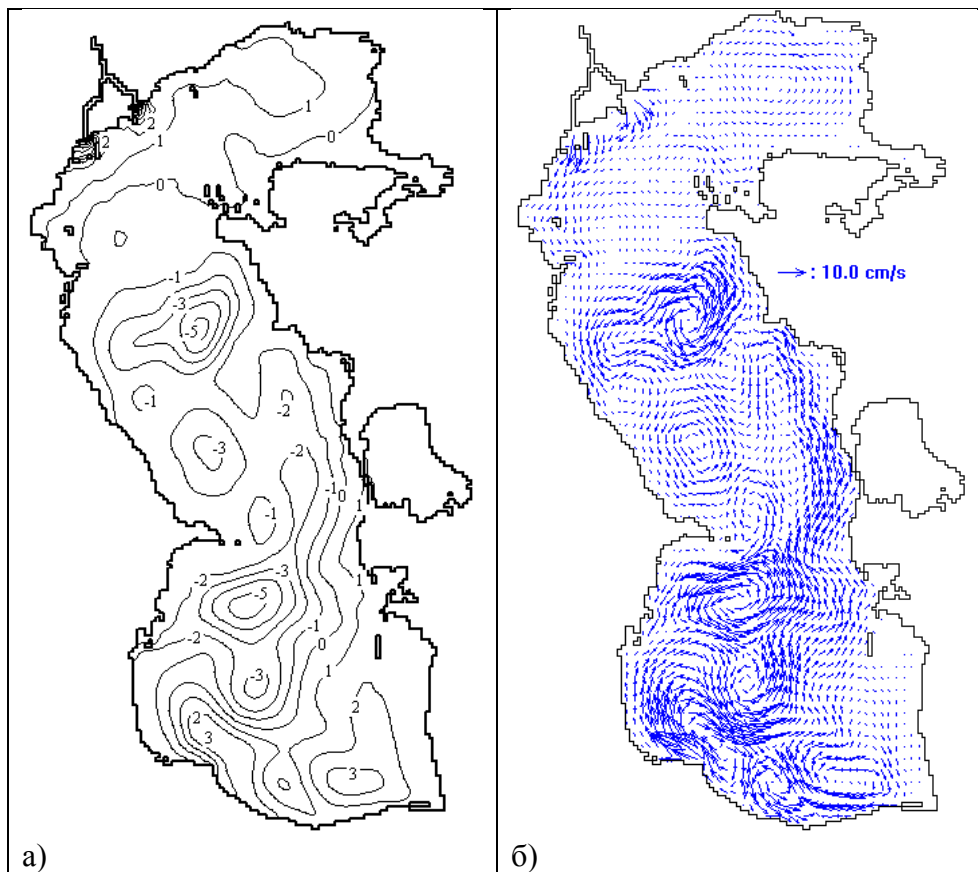


Рис. 2.5. Февраль: а) уровень моря, б) скорости течений на поверхности.

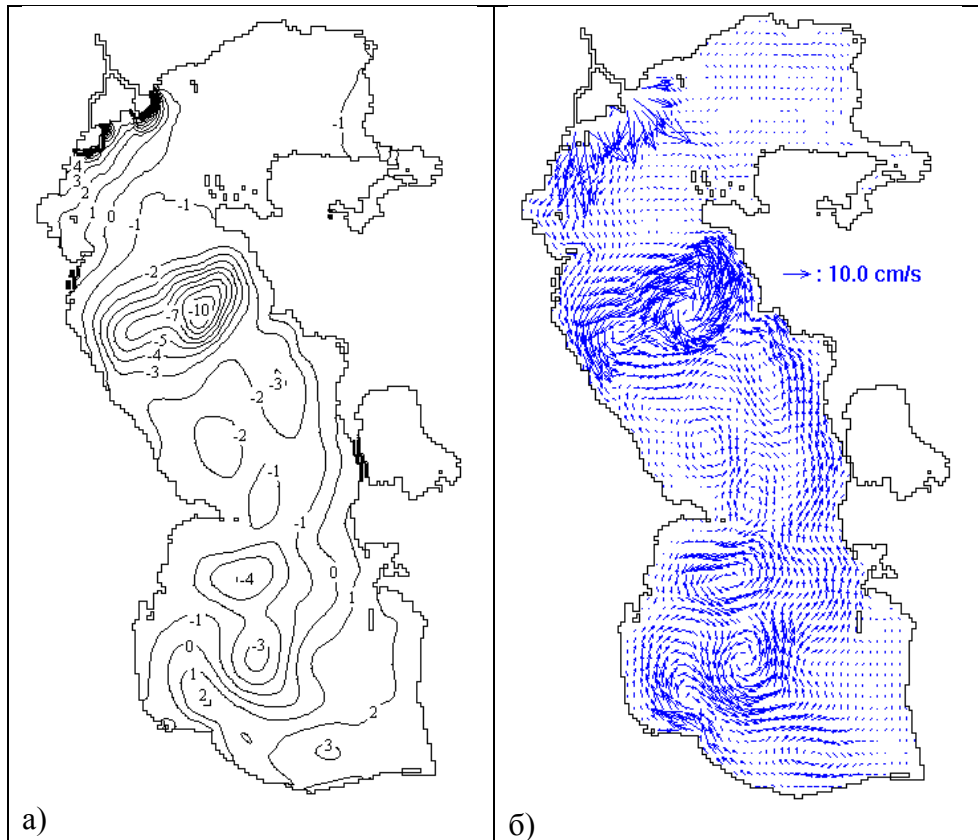


Рис. 2.6. Апрель: а) уровень моря, б) скорости течений на поверхности.

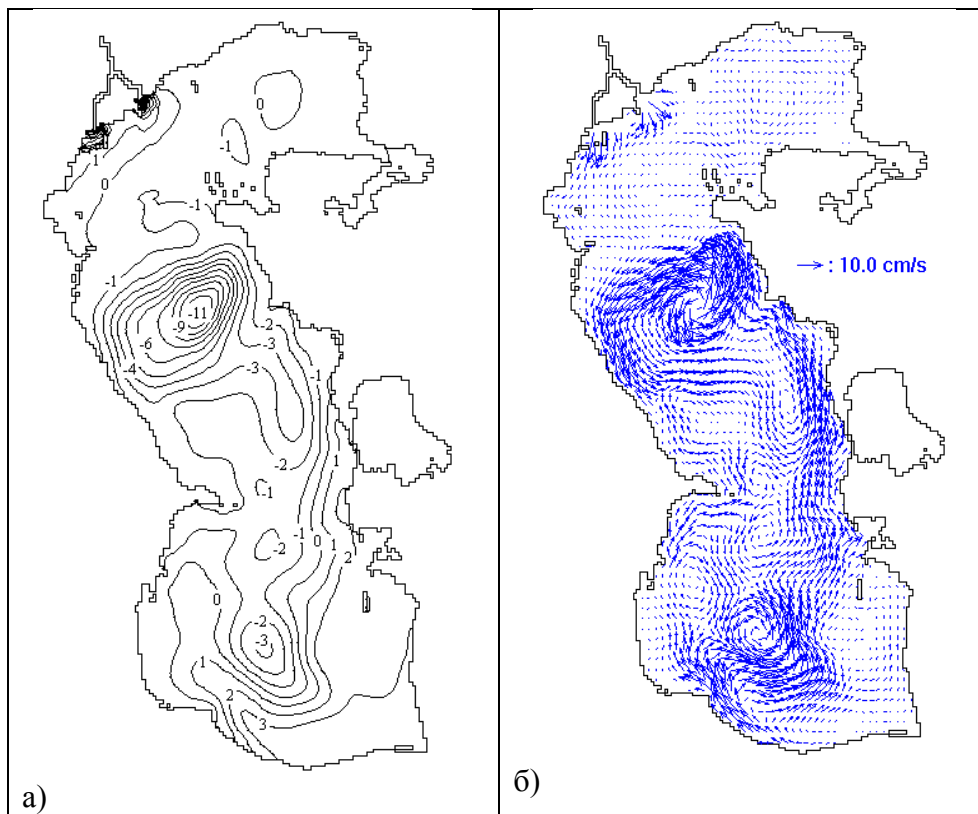


Рис. 2.7. Ноябрь: а) уровень моря, б) скорости течений на поверхности.

В Среднем Каспии для четырех характерных месяцев сезонов наблюдается похожая циклоническая картина циркуляции, вдоль всего восточного берега всегда существует направленное на север течение, а вдоль северной части западного берега течение направлено на юг. В юго-западной части Среднего Каспия расположен антициклонический вихрь, который препятствует переносу вод на юг из Среднего Каспия. В Южном Каспии общим для всех характерных месяцев сезонов является наличие циклонического круговорота в центре и направленного на север течения, начинающегося на восточной периферии этого круговорота. В западной части Южного Каспия в августе и ноябре расположен антициклонический круговорот. В феврале и апреле в северо-западной части возникает циклонический круговорот, а антициклонический круговорот в эти месяцы остается только в юго-западной части.

Изменчивость речного стока, осадков и испарения с поверхности определяет внутригодовые изменения уровня моря. Среднемноголетний размах годового хода уровня моря составляет в среднем по морю около 30 см [Гидрометеорология, 1992]. Полученные в данной работе карты уровней моря отражают только ту часть уровня моря, которая вызвана неравномерным по пространству распределением температуры и солености воды. Среднее по Каспию значение уровня моря при этом равно нулю, а сток Волги балансируется равномерным по пространству испарением с поверхности моря. Для расчета сезонных изменений уровня моря необходимо задавать реальный сток реки Волги и неравномерное по площади испарение с поверхности Каспия, которое не обязательно будет балансировать сток Волги.

2.2. Моделирование сезонного хода уровня и течений Каспийского моря

Накопление данных наблюдений по температуре и солености привело к созданию Атласа климатических термохалинных полей Каспийского моря [Косарев, Тужилкин, 1995]. С появлением данных о сезонной изменчивости температуры и солености, появились расчеты скоростей течений по этим данным [Тужилкин, 1997]. Прогресс вычислительной техники приводит к повышению качества моделей динамики моря, связанного с более полным описанием физики явления и увеличением детальности пространственного разрешения. Появляются расчеты сезонной изменчивости по полной трехмерной модели [Ибраев, 2001] методом гидродинамической адаптации с использованием массива гидрологических полей, который явился основой создания Атласа [Косарев, Тужилкин, 1995]. Модель имела разрешение по пространству около 22 км и 20 горизонтов по вертикали. При расчете учитывались среднемесячные климатические напряжения трения ветра, поскольку обращалось внимание на то, что период осреднения ветровых данных должен соответствовать периоду осреднения гидрологических данных.

Новым этапом моделирования сезонной изменчивости является появление модели с расчетом температуры и солености по прогностическим уравнениям, а наблюдения используются лишь для задания начальных полей [Ибраев, Курдюмов, 2003]. Для расчета уравнений переноса-диффузии температуры, на поверхности моря должны быть заданы потоки тепла. Эти потоки зависят от температуры воздуха и температуры поверхности моря, которая получается в расчете по уравнению переноса-диффузии в модели термодинамики моря. Расчет проводился на установление, на поверхности задавались среднемесячные атмосферные поля, соответствующие 1982 году, поскольку в этом году в среднем за год средний уровень моря не изменяется и сток рек балансируется видимым испарением. Через 3 года расчетов, осредненные по морю уровень, кинетическая энергия и температура достигли квазипериодического режима. Разрешение по пространству составляло 9,3 км, по вертикали использовалось 22 уровня.

Продолжением работы [Ибраев, Курдюмов, 2003] стало применение синоптического атмосферного воздействия с шагом 6 часов по времени [Курдюмов, Оздой, 2004]. Такие расчеты стали возможны благодаря появлению данных реанализа атмосферной циркуляции с 6 часовой дискретностью по времени. Постановка задачи в [Курдюмов, Оздой, 2004] аналогична работе [Ибраев, Курдюмов, 2003], но благодаря 6-часовым полям ветра, модель позволяет рассчитывать штормовые ситуации. Горизонтальное разрешение модельной сетки около 4 км, по вертикали 38 расчетных уровней.

Описанная в первой главе модель применялась в предыдущем разделе для расчетов среднемесячных термохалинных климатических полей уровня моря и скорости течения методом гидродинамической адаптации. В качестве начальных использовались трехмерные поля

температуры и солёности для 12 климатических месяцев, подготовленные по данным судовых и береговых наблюдений. В настоящем разделе добавлено синоптическое атмосферное воздействие на поверхности моря и на фоне климатических термохалинных полей была рассчитана сезонная изменчивость уровня моря.

2.2.1. Граничные условия

На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, градиенты атмосферного давления и кинематическое условие. Задание кинематического условия на поверхности моря позволяет явным образом рассчитывать внешние гравитационные волны на поверхности моря, что необходимо при использовании модели для расчетов приливов и штормовых нагонов.

На дне принимается квадратичный закон трения и вертикальная компонента скорости равная нулю.

На твердых боковых границах задавалось условие прилипания. В местах впадения рек задавалась нормальная составляющая скорости течения реки, тангенциальная составляющая при этом равнялась нулю.

2.2.2. Учет осушения и затопления прибрежных территорий

При моделировании штормовых нагонов возможно затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе штормового нагона. Таким образом, в этом случае предполагается задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, изложенной в работе [Зильберштейн, Попов, и др., 2001].

2.2.3. Параметры модели и входные данные

Горизонтальное разрешение сетки модели Каспия составляет 3*3 морские мили, всего (126*216) точек из которых часть точек занимает суша. Начальный уровень моря соответствует – 27 м БС. По вертикали сетка неравномерная и содержит 14 расчетных горизонтов. Шаг по времени 40 сек.

В качестве входной информации задаются поля давления на уровне моря по данным глобального реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR с дискретностью 6 часов по времени и 2.5*2.5 градуса по пространству.

Данные реанализа по ветру не используются, поскольку ветер по реанализу оказался значительно слабее реально наблюдавшегося на станциях. Специально была разработана

методика расчета приводного ветра по полям атмосферного давления. Поле скоростей приводного ветра определяется по полю атмосферного давления с учетом кривизны изобар и агеострофической составляющей. Учет поворота и уменьшения скорости ветра за счет трения в приводном слое производится с помощью эмпирической связи параметров устойчивости атмосферы от величины барической тенденции.

При моделировании учитываются климатические поля температуры и солёности для 12 месяцев, полученные адаптационным расчетом [Попов, 2004], по данным наблюдений на 30 стандартных горизонтах. При переходе от месяца к месяцу, поля температуры и солёности изменяются, и остаются постоянными в течение месяца.

В зимние месяцы задавалась ежесуточная сплоченность льда вместо климатической сплоченности льда, используемой в работе [Попов, 2009].

На поверхности моря задавались неравномерные по пространству климатические поля разности осадков и испарения [Панин, 1987] для 12 месяцев. Сток Волги также задавался климатический для 12 месяцев.

В течение года, для каждого месяца, сток Волги не балансируется видимым испарением и возникает сезонный ход уровня моря. Поля видимого климатического испарения и сток Волги в сумме за год балансируются, так что изменения среднего уровня Каспия за год равны нулю и каждый год сезонный ход среднего уровня в целом всего Каспийского моря одинаков.

Всего было рассчитано по модели 60 лет “морского реанализа” с 1948 по 2007 годы. Расчеты на такое большое время с шагом по времени 40 сек потребовало значительных вычислительных ресурсов. Применение параллельного алгоритма позволило значительно ускорить расчеты на современных многопроцессорных вычислительных системах.

2.2.4. Методы оптимизации и распараллеливания алгоритма расчета

Модель рассчитывалась на сервере с общей памятью (двухпроцессорный, восьми ядерный, на базе Intel Xeon E5440, частота 2,83 ГГц, 4Гбайт оперативной памяти). Распараллеливание программного кода модели выполнено с помощью интерфейса OpenMP, который является стандартом для программирования на масштабируемых SMP-системах в модели общей памяти. В стандарт OpenMP входят спецификации набора директив компилятора, процедур и переменных среды.

Основная идея распараллеливания состоит в том, чтобы вычисления проводились одновременно на различных процессорах. Чтобы распределить вычисления по различным процессорам нужно выделить в модели объекты, которые можно считать независимо. Скорости течений в модели представляют собой трехмерные массивы $u(MX, NY, KM)$, $v(MX, NY, KM)$. Для расчета скоростей течений используются вложенные циклы по пространству.

В силу аппроксимации по времени вертикальной вязкости по неявной схеме получается, что в каждой расчетной точке, с фиксированными координатами (i, j) на горизонтальной плоскости, осуществляется расчет скоростей течений по вертикальной координате методом трехточечной прогонки. Число расчетных точек по вертикали определяется глубиной места в данной точке пространства и заданным шагом расчетной сетки по вертикали и может изменяться от 1 до КМ. Если глубина места равна нулю, то эта точка принадлежит суше и расчет течений не производится.

Из-за полунеявной аппроксимации параметра Кориолиса на сетке “С”, независимо можно вычислять только точки скорости внутри цикла по $j=1, NY$. Сначала считается u -, а затем v -компонент скорости. При $i=1$ рассчитывается линия точек с юга на север $j=1, NY$ ($NY=216$) для u -компонента скорости течения, причем v -компонент скорости, необходимый для расчета параметра Кориолиса берется на границе с неявного шага по времени (v -компонент скорости равен нулю на твердой границе для любого момента времени). При расчете v -компонента используются значения скорости с неявного шага по времени, полученные для u -компонента на рассчитанной линии. После этого осуществляется расчет u -компонента при $i=2$, где используются результаты расчета v -компонента с неявного шага, полученные при $i=1$ и так далее, последовательно с запада на восток по $i=1, MX$ ($MX=126$).

Распараллеливание цикла по $j=1, NY$ производится с применением директивы компилятора `!$OMP DO`, использующей в качестве ключей описатель `PRIVATE` и `SCHEDULE` для указания дисциплины планирования выполнения цикла.

Ключ `SCHEDULE` должен быть использован с параметром `STATIC`. Этот параметр задает число M - количество итераций цикла (число расчетных узлов) которые будут задаваться для выполнения каждой нити статически по алгоритму `round robin` во время выполнения этого цикла, т.е. после выполнения всеми нитями M итераций, происходит загрузка следующих M итераций для каждой нити, пока не выполнится весь цикл.

Необходимость применения именно этого параметра определяется тем фактом, что при компиляции программы, генерируется наиболее компактный ассемблеровский код, что обеспечивает наилучшее быстродействие.

Особое внимание уделяется выбору числа расчетных узлов сетки M , которое будет выполнять каждая нить (легковесный процесс). Число доступных процессоров определяет число порождаемых при входе в параллельную секцию нитей.

По умолчанию предполагается, что каждой нити будет выделено для выполнения по одной итерации цикла ($M=1$). Если порождены 4 нити, максимальное количество итераций, которое можно выделить для выполнения каждой нитью равно $M=NY/4=54$. Время, затрачиваемое на выполнение нитью M итераций цикла складывается из непосредственно

времени расчета одной итерации умноженного на M и времени, затрачиваемого на загрузку M итераций (время “накладных расходов”).

Время загрузки M итераций может быть описано неким функционалом, аргументами которого являются технические параметры используемого процессора, время выполнения процедуры загрузки и размер (количество байт) загружаемого кода.

Оптимальное числовое значение для параметра M может быть найдено в результате решения задачи минимизации этого функционала, а при небольшом количестве процессоров может быть определено экспериментальным путем.

В таблице приведено изменение времени расчета модели, выполненного на 108 часов на расчетной сетке 126×216 , в зависимости от различных значений параметра M и количества порождаемых нитей. В процессе вычисления порождаются 4 нити.

Значение M	1	3	6	9	18	27	54
Время счета (с)	250,0	206,9	191,7	189,8	205,6	196,9	231,4

Анализируя данные приведенные в таблице, необходимо отметить, что наибольшее быстродействие достигается при значении M равном 9, т.е. каждому легковесному процессу выделяется по 9 итераций при циклической обработке. При оптимальном выборе значения M время выполнения сокращается на 31%.

Минимальное время расчета при вычислениях, когда порождаются 8 нитей, также достигается при $M=9$ и равно 166,2 сек. Время расчета без распараллеливания при последовательном счете равно 471,6 сек, таким образом, применение параллельных вычислений позволяет ускорить расчеты в 2,84 раза.

2.2.5. Моделирование климатических полей скорости течений и уровня моря

Средний уровень Каспия (СУМ) определяется балансом между стоком рек и видимым испарением с поверхности моря и не зависит от сгонно-нагонных колебаний уровня, которые не изменяют средний уровень всего моря. В этом разделе модель считается с заданным климатическим ходом среднего уровня моря. Для того, чтобы воспроизвести сезонный ход уровня для каждого конкретного года, нужно задать для этого года сток Волги и видимое испарение, которые не обязательно будут в среднем за год балансировать друг друга и возникнут межгодовые изменения уровня, которые в этом разделе моделью не воспроизводятся.

Расчеты по реанализу давления позволяют получать поля уровня моря и скорости течения в море, соответствующие реальным 6-часовым полям ветра. В процессе расчета записывались

поля уровня моря и скорости течения с дискретностью 1 час. По этим полям находились средние значения за каждый месяц. Среднемесячные значения уровня моря и скорости течения, полученные путем осреднения ежечасных полей, лучше соответствуют природе, чем полученные расчетом по среднемесячным полям ветра.

В результате расчетов были получены ежечасные поля уровня Каспийского моря в течение 1948-2007 годов на трехмильной расчетной сетке при заданном климатическом стоке реки Волги и климатическом видимом испарении. По этим полям были получены среднемесячные поля уровня, которые используются для расчета сезонных изменений уровня моря. Численное моделирование позволяет получить для каждого месяца с 1948 по 2007 г. карты уровня моря, которые отличаются одна от другой, вследствие действия реального ветра на поверхности моря, вызывающего сгоны и нагоны уровня. При осреднении за все годы расчета, получается среднемноголетнее среднемесячное поле уровня для каждого из 12 месяцев года. Поля среднемесячных среднемноголетних (средних за период 1948-2007 год) уровней моря для 12 месяцев, были использованы для получения среднегодового климатического уровня моря.

На рис. 2.8а приводится средний за 60 лет расчета уровень Каспийского моря по модели с заданным климатическим сезонным ходом среднего уровня всего моря в целом. Поля уровня моря показывают неравномерность распределения уровня по площади моря. Хорошо заметен наклон уровня моря с севера на юг и с запада на восток, что совпадает с наблюдениями на постах [Водный баланс, 2016]. Этот наклон объясняется тем, что реки Волга, Урал, Терек, Сулак, определяющие основную приходную часть водного баланса, впадают в северной и средней частях моря. Уровень Северного Каспия выше среднего по морю, что также подтверждается наблюдениями, например, среднегодовое значение уровня моря в пункте о. Тюлений выше, чем средний уровень моря. В Северном Каспии хорошо заметно влияние сгонно-нагонных колебаний уровня моря, приводящее в среднем к повышению уровня у западного побережья Северного Каспия и понижению у восточного. Разность уровней между западным и восточным побережьем Северного Каспия составляет 25 см. Уровень моря в Среднем и Южном Каспии отражает термохалинную циркуляцию. Понижения уровня моря происходят в центрах циклонических круговоротов, расположенных в центре Южного Каспия и на севере Среднего Каспия. У южного берега Каспия образуются повышения уровня моря, соответствующие антициклоническим вихрям.

В картине средней за период 60 лет скорости течений на поверхности (рис. 2.8б) можно выделить циклонический круговорот на севере Среднего Каспия. В южной части Среднего Каспия вдоль западного берега течения направлены на север. В работе [Курдюмов, Оздой, 2004] также обнаружен в осредненной за год картине циркуляции перенос вод в северном направлении от Апшеронского полуострова до 41,5 градуса с.ш. В Южном Каспии вдоль западного берега

течение направлено на юг, что также соответствует результатам [Курдюмов, Оздой, 2004]. Из центра Южного Каспия течение направлено на север и продолжается в Среднем Каспии до его северной части, где выделяется циклонический круговорот. Вместе с тем, у самого берега в южной части Среднего Каспия, течение направлено на юг. Вблизи южного побережья Южного Каспия выделяются два антициклонических круговорота.

Среднемесячная климатическая картина течений в декабре на поверхности моря (рис. 2.9), полученная осреднением 60 среднемесячных декабрей за период с 1948 по 2007 годы, в основных чертах похожа на среднегодовую картину течений на рис. 2.8б. Отличием является то, что в декабре, вдоль всего восточного берега Среднего Каспия, течение направлено на север, что объясняется сезонными особенностями ветра. В зимние месяцы преобладает ветер северо-западного направления, который возбуждает течения северного направления.

В летние месяцы начинают преобладать ветра южного направления. В результате, вдоль восточного берега Среднего Каспия, течения в июле направлены на юг (рис. 2.9). У восточного побережья Среднего Каспия наблюдается понижение уровня моря и течения вдоль восточного берега направлены на юг вдоль изолиний уровня моря. Течения на поверхности Среднего Каспия в июле, в открытом море, направлены на юго-запад, что соответствует направлению ветровых экмановских течений.

На шельфе западного побережья, в южной части Среднего Каспия, течения направлены на север, в противоположную сторону течениям вдоль самого берега, направленным на юг. Циклоническое понижение уровня моря до 5 см у западного побережья Среднего Каспия также соответствует картине течений, направленных у берега на юг, а восточнее на север вдоль изолиний уровня моря.

В Южном Каспии, в июле, южнее Апшеронского полуострова расположен антициклонический вихрь. Этот вихрь хорошо заметен на картине уровня моря в июле (рис. 2.9), он выделяется высокими значениями уровня моря до 21 см. У юго-западного берега Южного Каспия расположен еще один антициклонический вихрь со значением уровня моря 23 см в его центре. В июле средний уровень моря в Южном Каспии выше, чем в Среднем и Северном Каспии.

В Северном Каспии картина уровня моря определяется ветром и в силу преобладания летом ветров южного направления, у северного берега Северного Каспия в июле происходит сгон, а у юго-восточного побережья Северного Каспия нагон воды. Разность уровней между побережьями Северного Каспия достигает 50 см.

В декабре в Северном Каспии изменения уровня моря, вызванные ветром гораздо меньше, чем в июле, так как часть Северного Каспия покрыта льдом. У восточного берега Северного Каспия происходит сгон, а у западного - нагон и уровень возрастает от -7 см до 4 см. В месте

впадения Волги уровень моря в районе 20 см. В целом с севера на юг происходит падение уровня моря. Значение уровня моря в центре циклонического круговорота в Южном Каспии составляет – 20 см. У юго-западного берега Южного Каспия, как и в июле, расположен антициклонический вихрь.

У восточного побережья Среднего Каспия в декабре, в отличие от июля, уровень моря выше и течения у восточного берега направлены на север. В северной части Среднего Каспия расположен мощный циклонический вихрь со значением уровня моря в его центре – 24 см. Этот вихрь обусловлен термохалинной циркуляцией и хорошо проявляется в расчетах по заданным полям температуры и солёности [Попов, 2004].

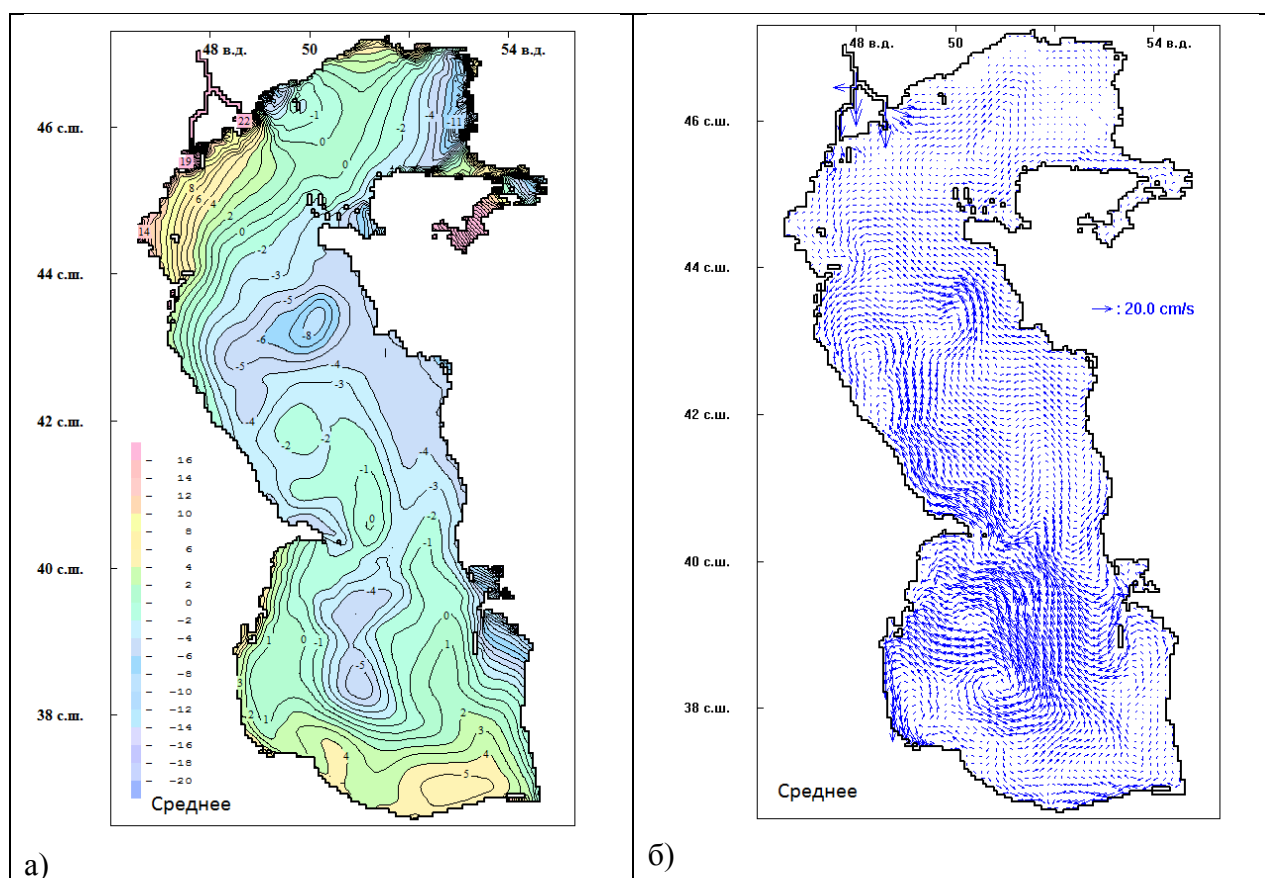


Рис. 2.8. Среднегодовые климатические уровень моря (а) и скорость течения (б).

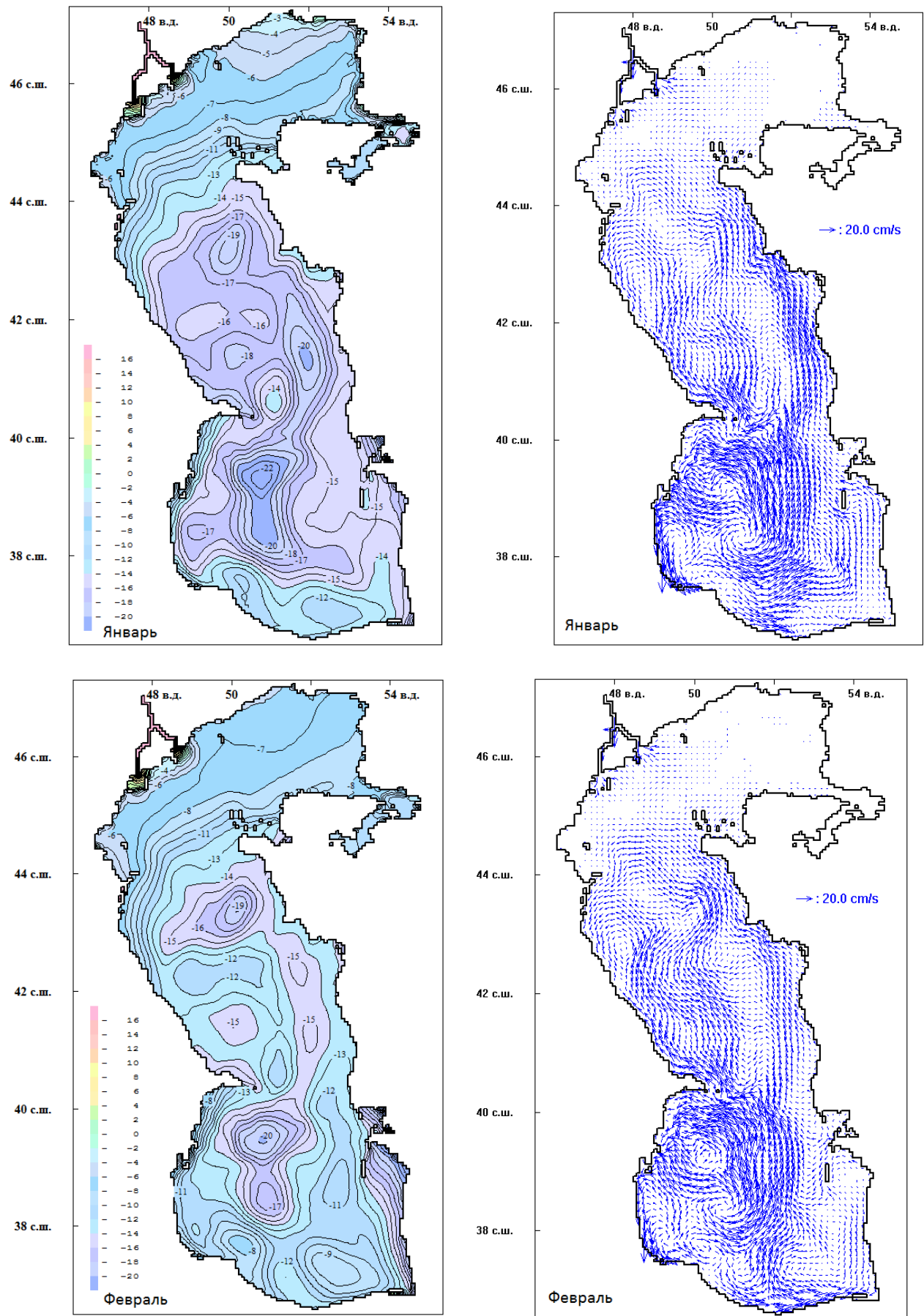


Рис. 2.9. Среднемесячные климатические уровень моря и скорость течения.

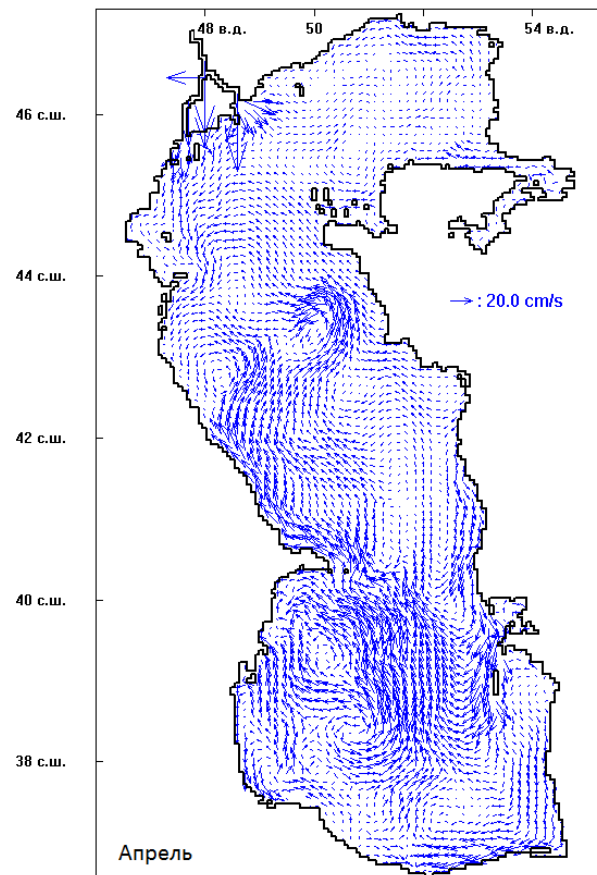
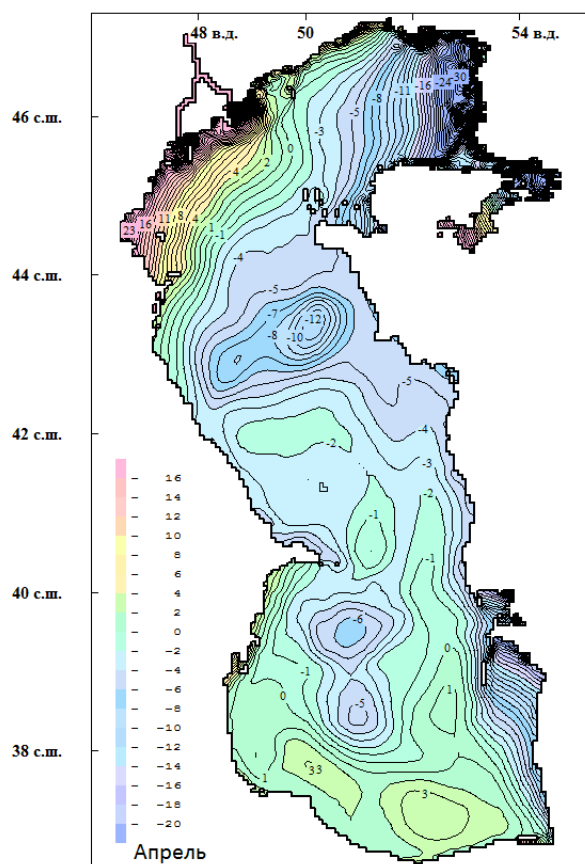
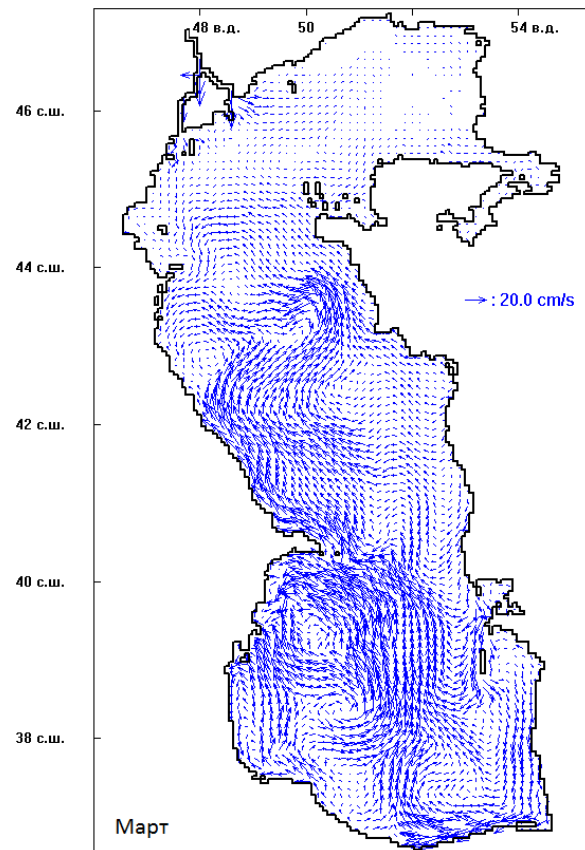
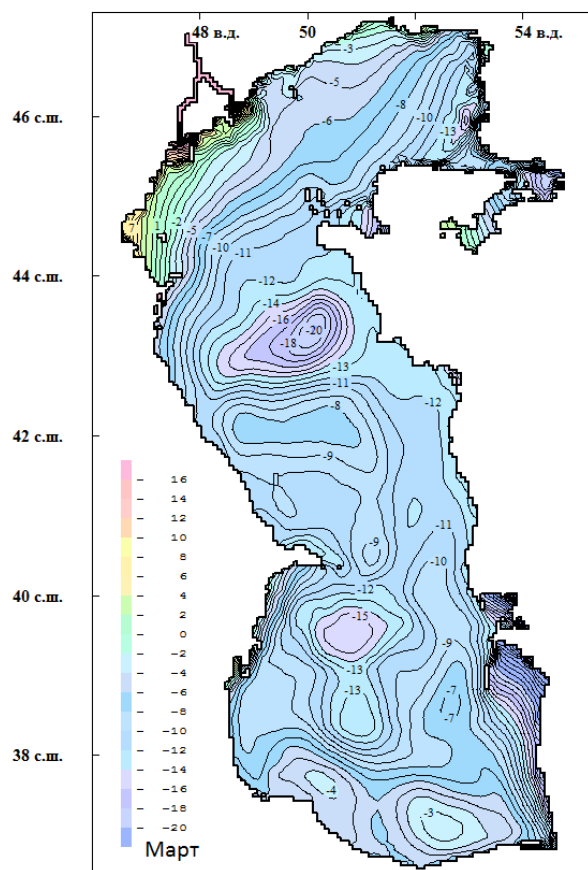


Рис. 2.9. Среднемесячные климатические уровень моря и скорость течения.

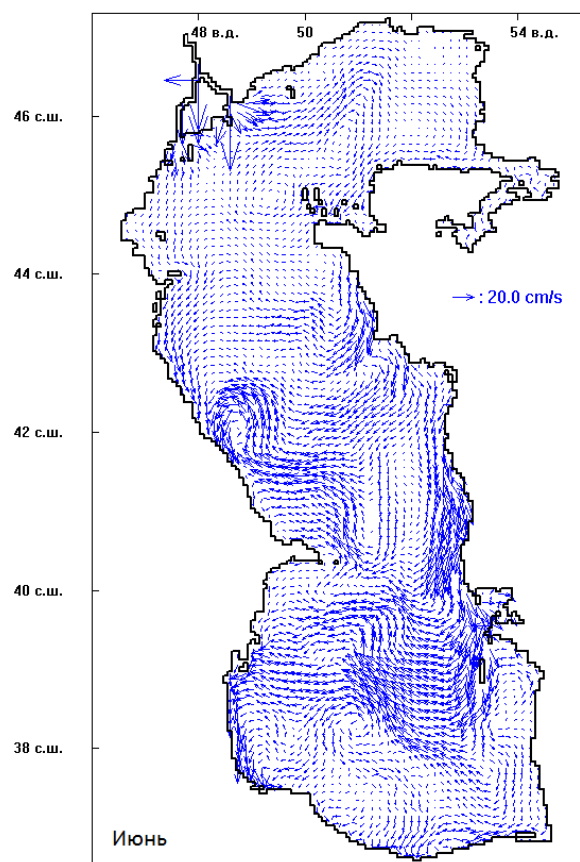
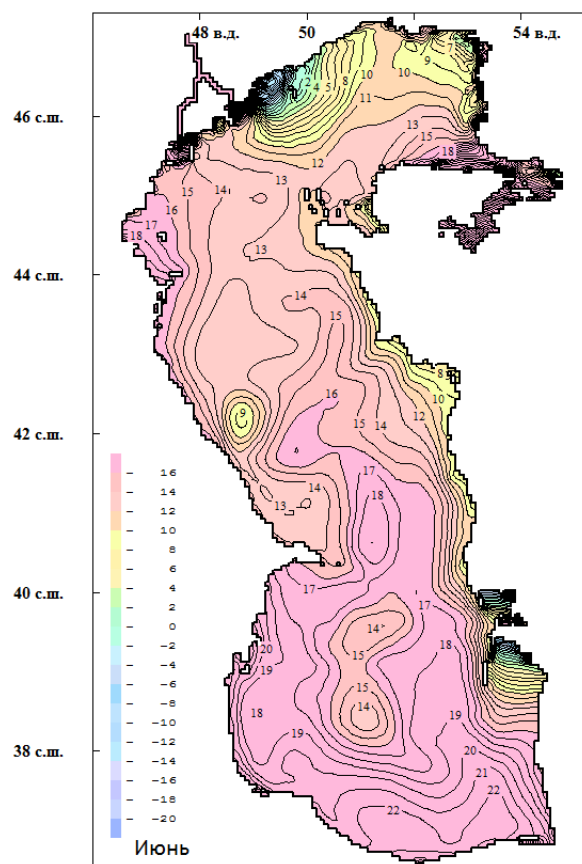
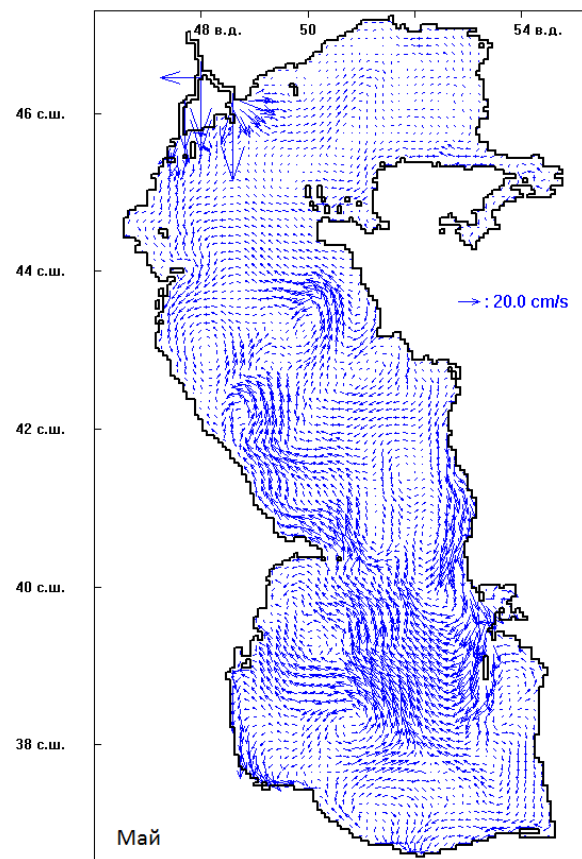
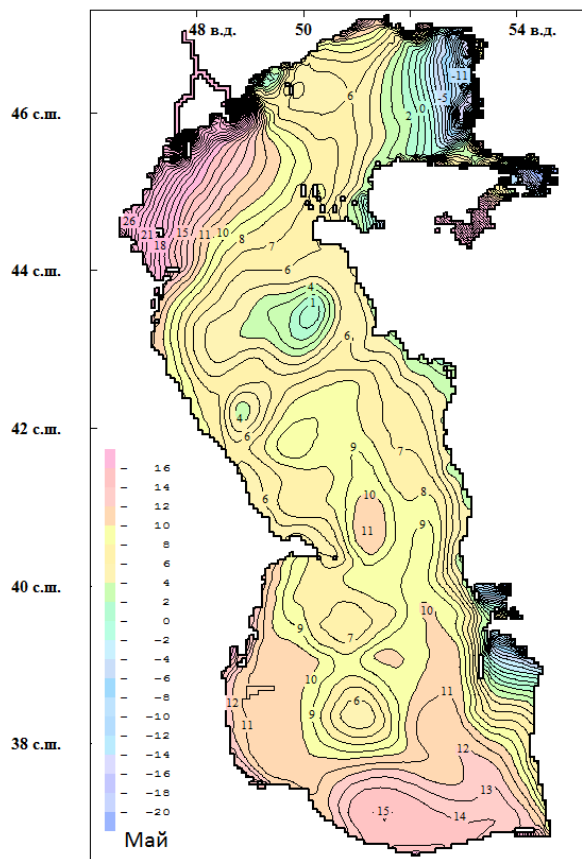


Рис. 2.9. Среднемесячные климатические уровень моря и скорость течения.

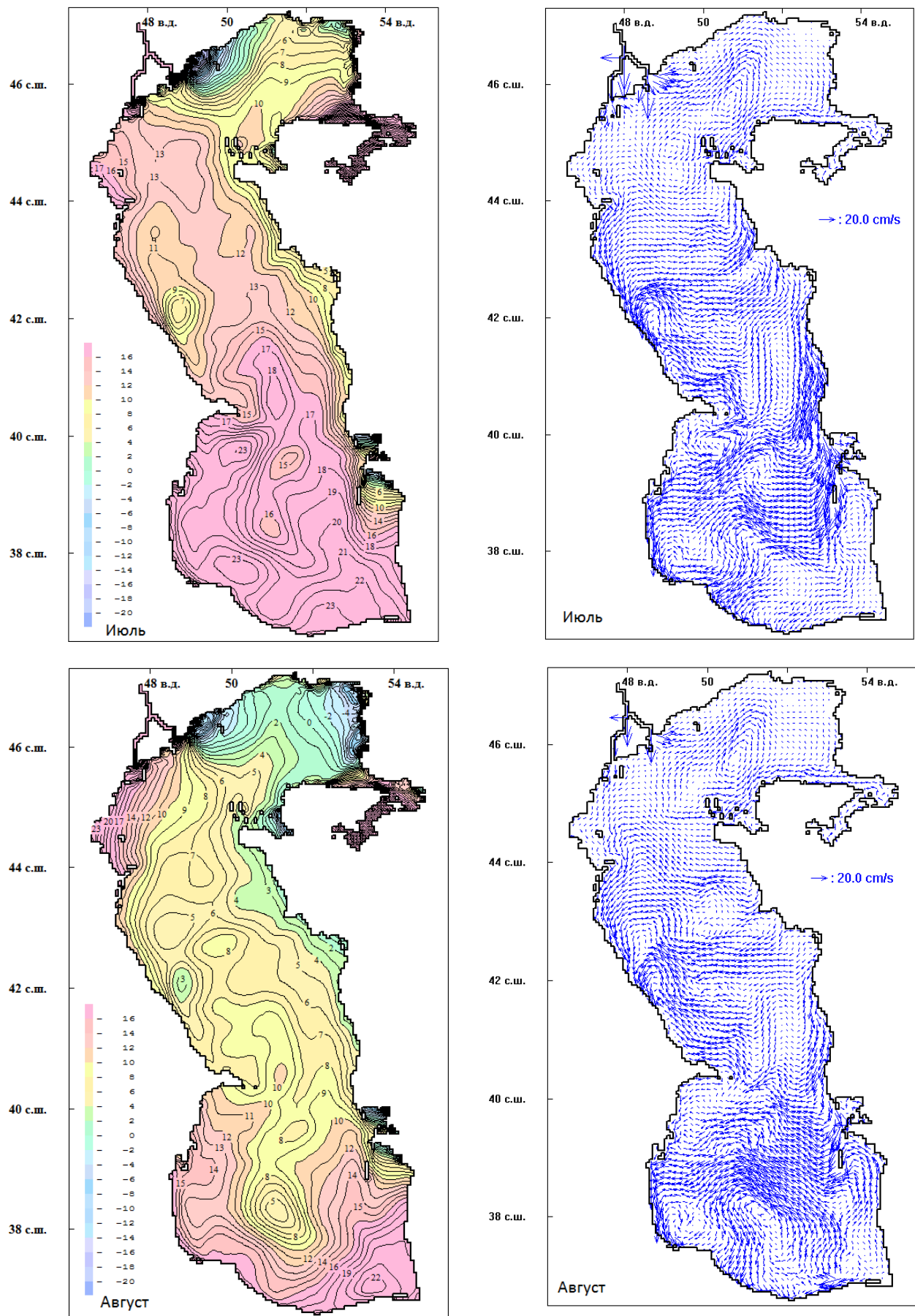


Рис. 2.9. Среднемесячные климатические уровень моря и скорость течения.

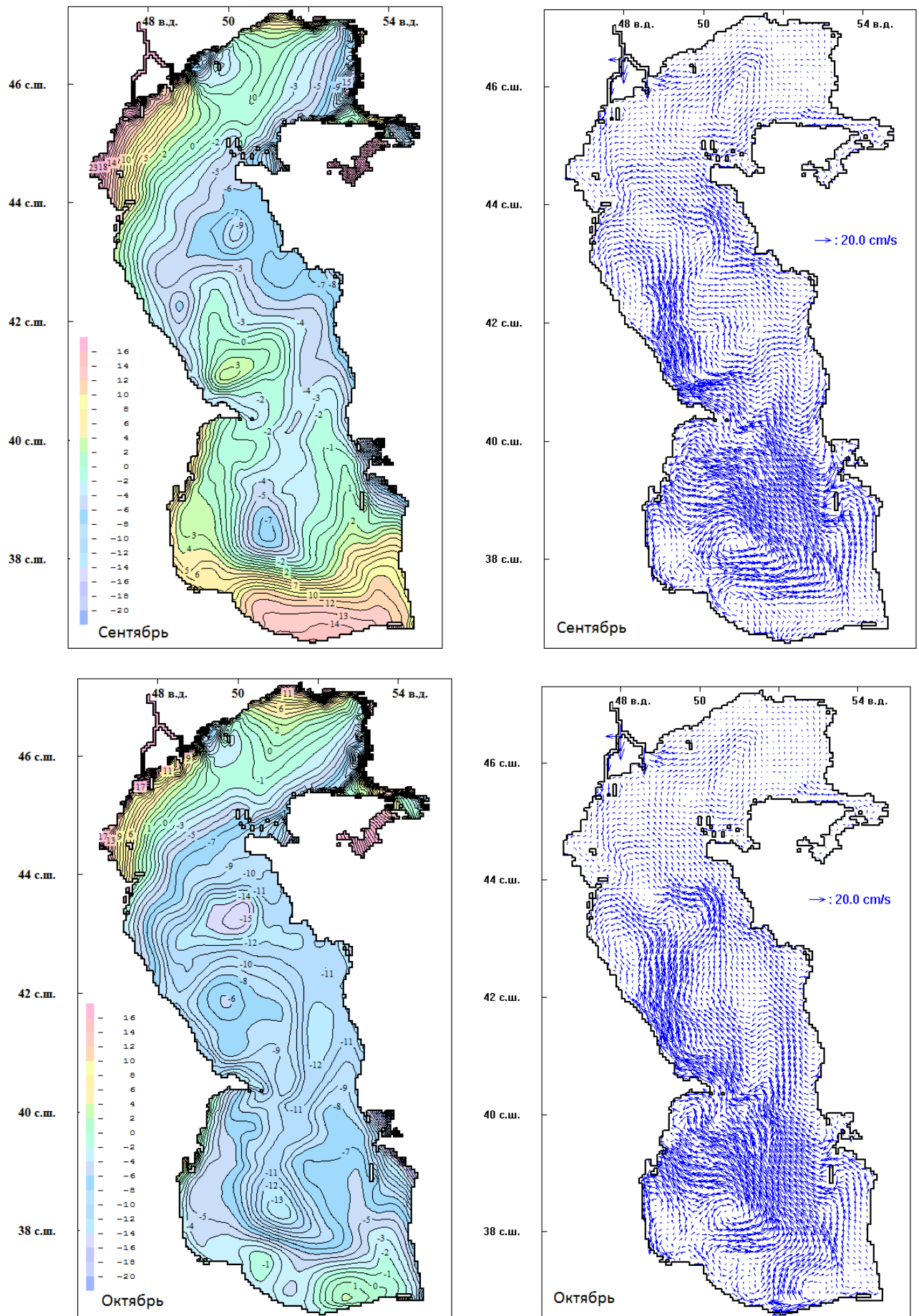


Рис. 2.9. Среднемесячные климатические уровень моря и скорость течения.

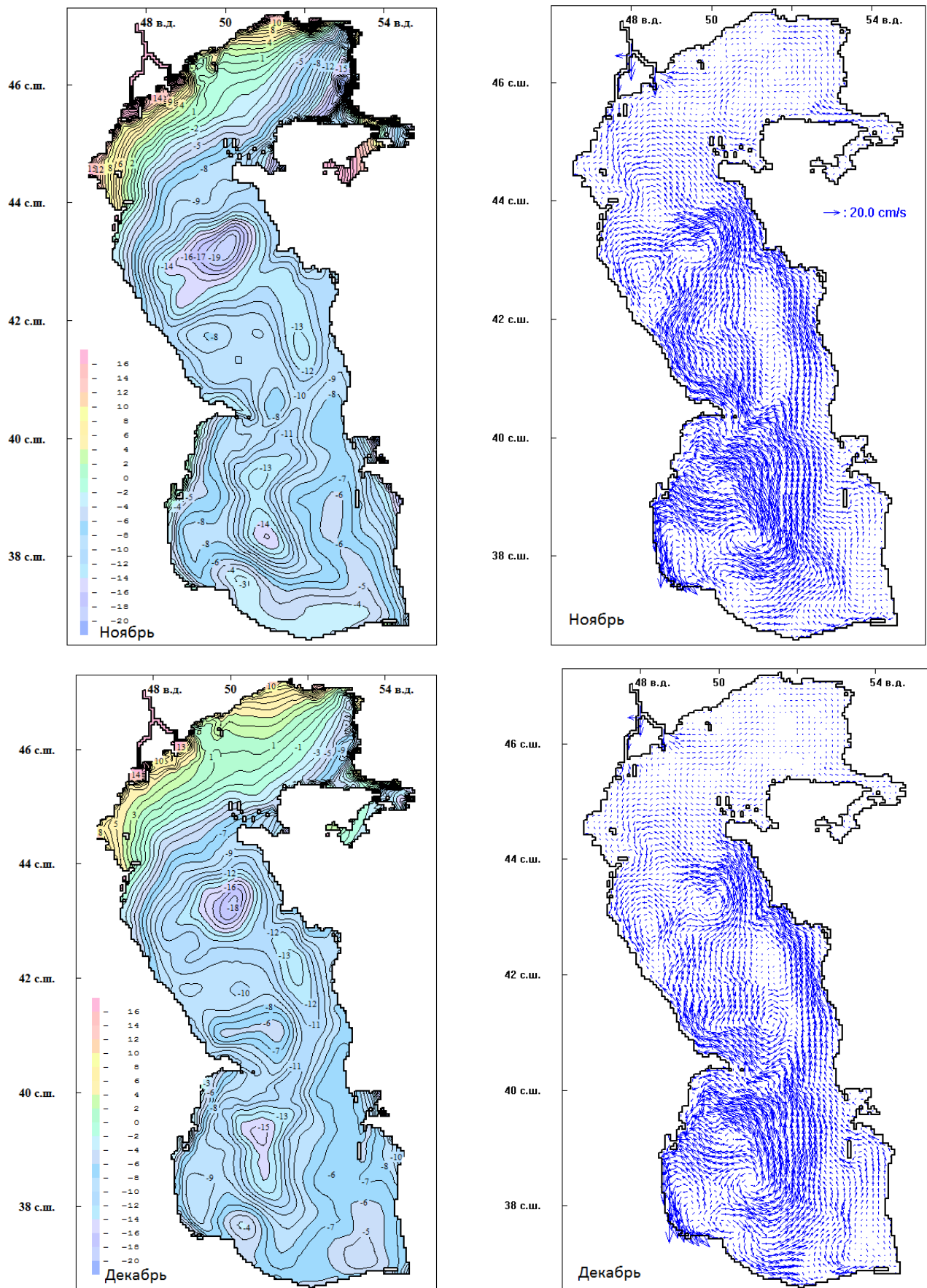


Рис. 2.9. Среднемесячные климатические уровень моря и скорость течения.

2.2.6. Сезонные изменения климатического среднего уровня Каспийского моря

Средний уровень моря определяется как средний по всей площади Каспийского моря. Средний уровень всего моря в целом не зависит от действия ветра и определяется только стоком Волги и видимым испарением с поверхности моря. Средний уровень Каспийского моря, полученный осреднением по площади среднемесячных полей уровня (рис. 2.9) составляет -12,8 см в январе, -1,5 см в апреле, 15,7 см в июле и -5,0 см в октябре, что соответствует рис. 2.10.

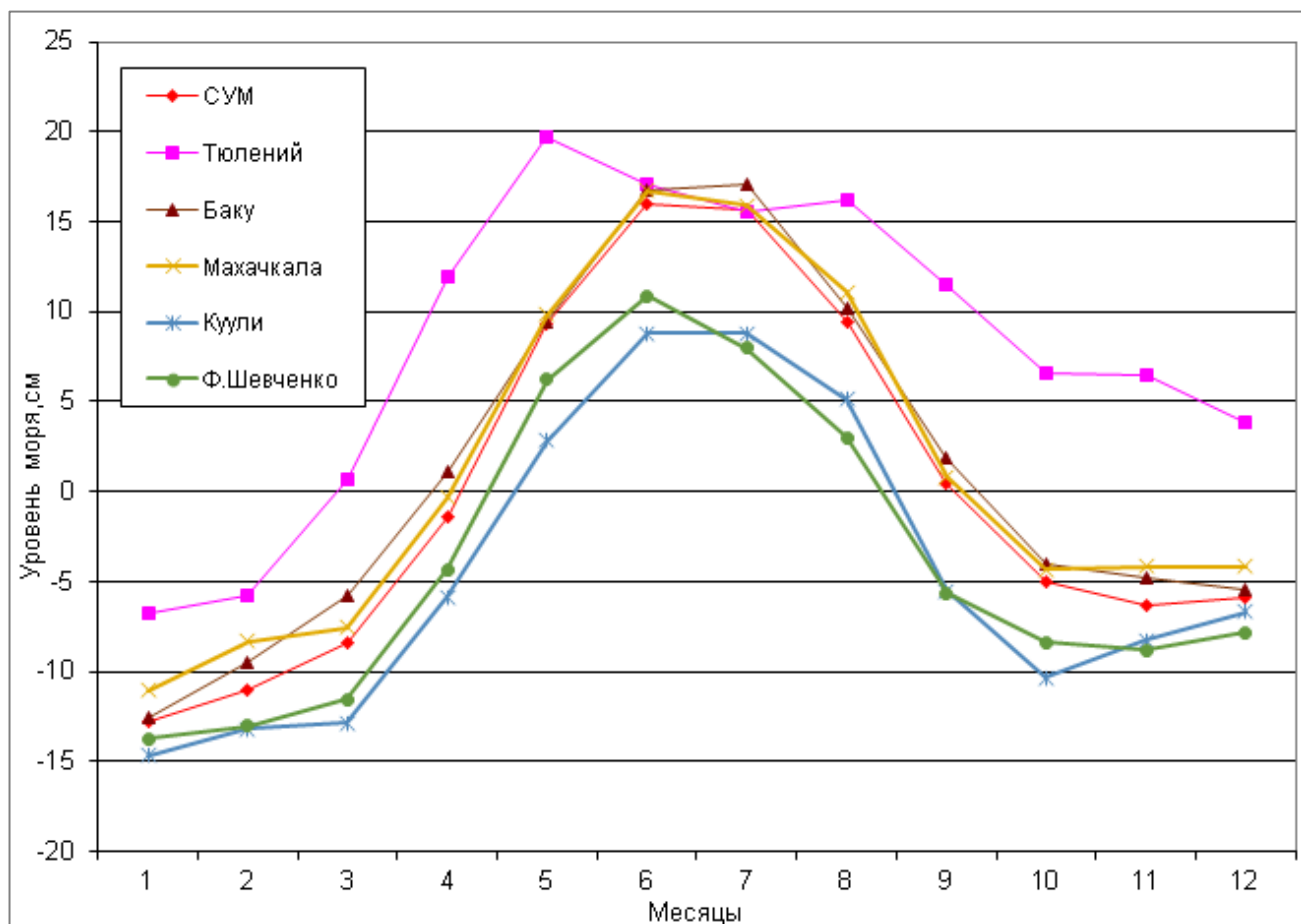


Рис. 2.10. Сезонный ход среднемесячных значений уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и среднего уровня моря (СУМ) в отклонениях от среднегодового среднего уровня моря (СУМ) по расчетам реанализа, средние за период 1948-2007 гг. (60 лет)

Средний уровень Каспия (СУМ) определяется балансом между стоком рек и видимым испарением с поверхности моря и не зависит от сгонно-нагонных колебаний уровня, которые не влияют на его изменение.

Поскольку заданы климатические значения стока Волги и испарения, которые не меняются от года к году, то каждый год с 1948 по 2007 г. средний уровень моря изменяется одинаково (имеет одинаковый сезонный ход). Суммарное изменение среднего уровня моря за год равно нулю. Среднегодовой климатический сток Волги компенсируется видимым испарением с поверхности моря в сумме за год, поэтому среднегодовой уровень моря остается постоянным (рис. 2.11).

Чтобы найти видимое испарение для расчета баланса производится осреднение по площади заданного неравномерного по поверхности видимого климатического испарения. Площадь моря при этом берется равной площади моря при отметке среднего уровня моря $-27,1$ м БС. В балансовых расчетах влияние сгонов и нагонов на площадь моря не учитывается.

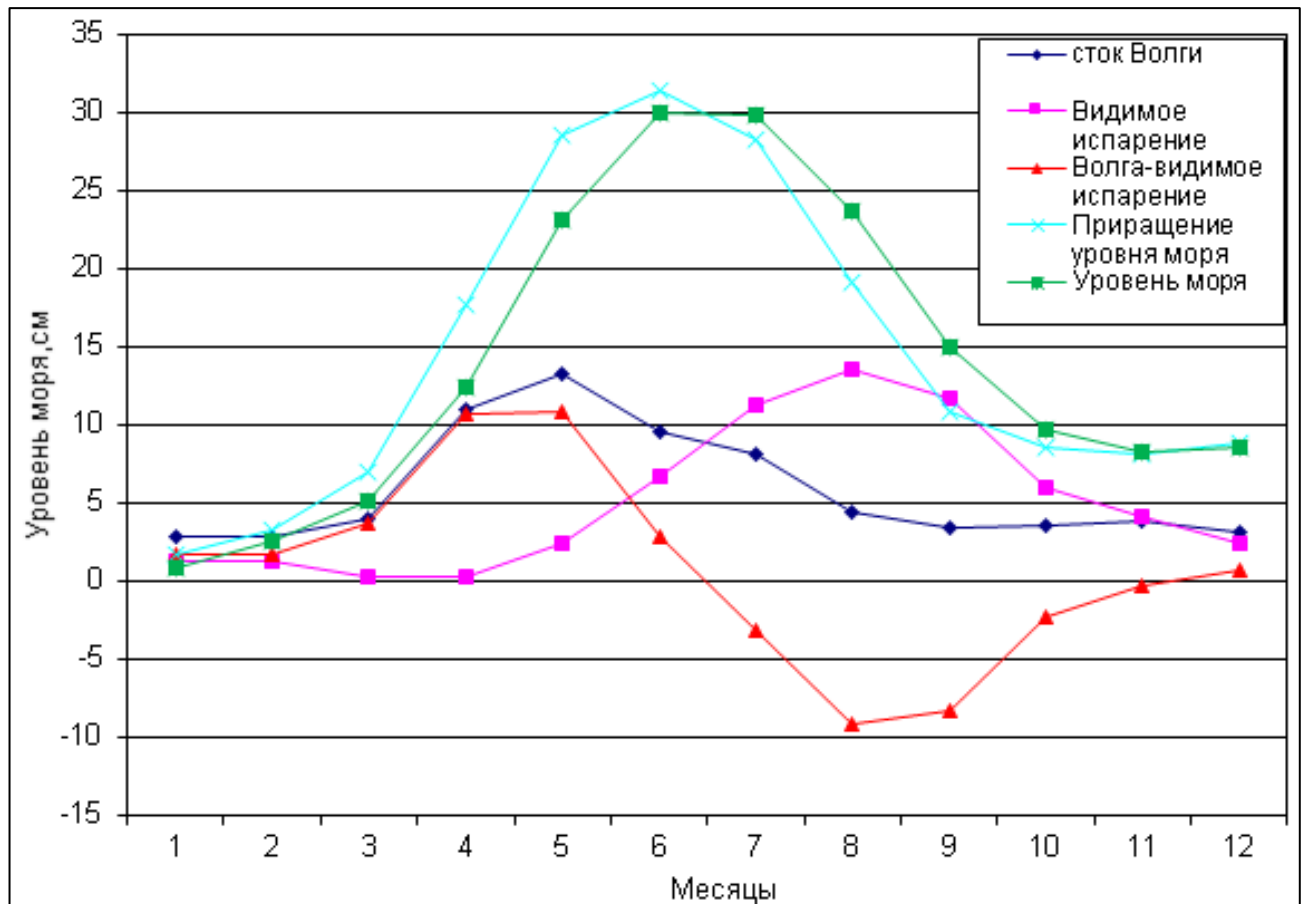


Рис. 2.11. Сезонный ход среднего уровня Каспийского моря расчет по балансу Волга – видимое испарение.

Модельные поля среднемесячного уровня Каспийского моря, полученные в разные годы, отличаются друг от друга, вследствие различия в полях ветра. Площадь поверхности моря изменяется в процессе расчетов, в зависимости от нагонов и сгонов, может происходить затопление и осушение значительных прибрежных территорий. В модели на каждом шаге по времени считается видимое испарение по реальной площади поверхности Каспия с учетом затопления и осушения значительных по площади территорий Северного Каспия. На рис. 2.12 сравнивается средний уровень моря, полученный осреднением по площади моря модельных среднемесячных полей уровня для 1948-2007 годов, и средний уровень моря по балансовым расчетам.

Расчеты сезонного хода среднего уровня моря по балансу и по модельным среднемесячным полям уровня практически совпадают. Некоторые отклонения связаны с расчетом видимого испарения, которое в модели рассчитывается по изменяющейся моделируемой площади Каспия с учетом нагонов и сгонов. Площадь моря в модели меняется со временем и немного отличается от

площади моря в балансовых расчетах.

Сезонный ход среднего уровня моря по модели хорошо совпадает со средним уровнем моря, полученным как средний уровень по наблюдениям на четырех постах: Махачкала, Баку, Форт-Шевченко, Куули-Маяк (рис. 2.1), которые приняты за опорные [Панин и др., 2005]. Это совпадение свидетельствует о том, что гидродинамическая модель с заданными климатическими полями видимого испарения на поверхности моря и стока реки Волги, хорошо воспроизводит климатический сезонный ход среднего уровня Каспийского моря. На рис. 2.12 представлены среднемесячные значения отклонений уровня от среднегодового значения среднего уровня моря, СУМ по модели совпадает с СУМ на рис. 2.10. По наблюдениям среднегодовой средний уровень моря изменяется от года к году, а в расчетах с заданием климатического испарения и стока Волги остается постоянным.

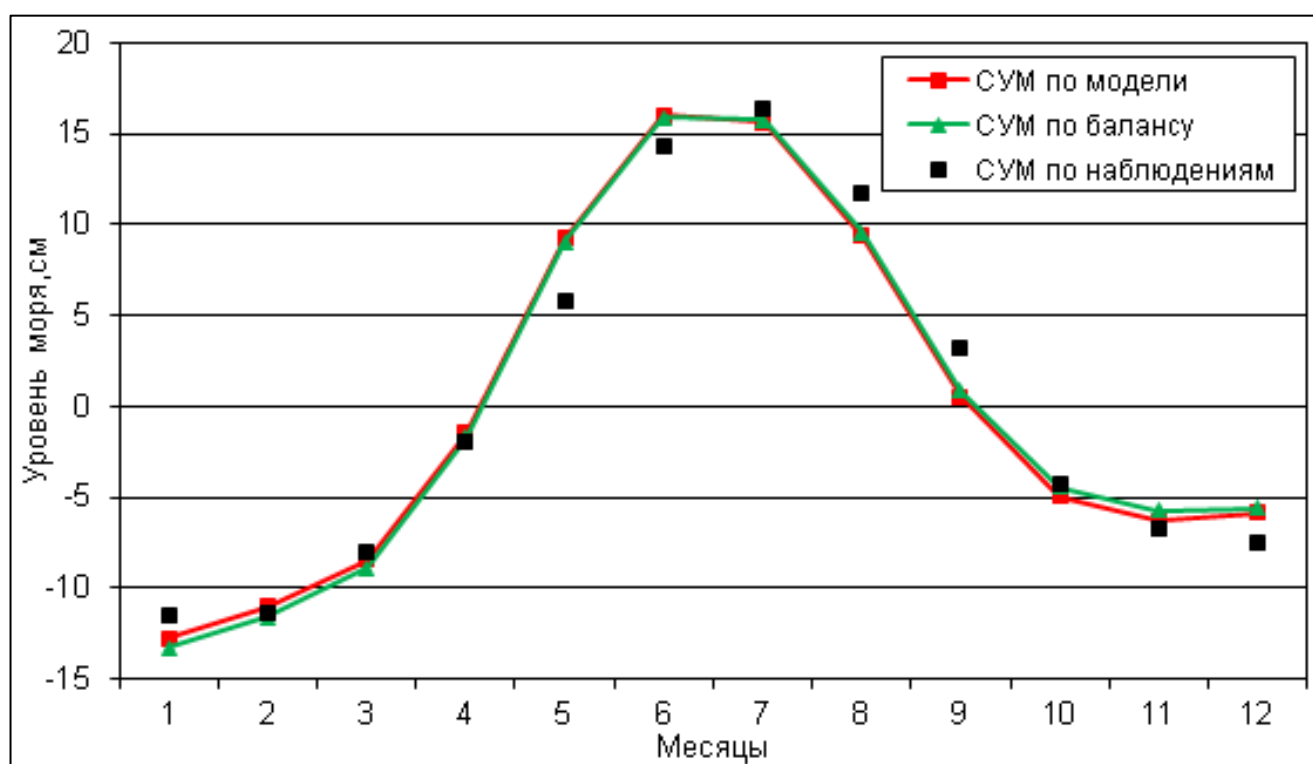


Рис. 2.12. Сезонный ход среднего уровня Каспийского моря: расчет по балансу Волга – видимое испарение; климатический по расчетам и наблюдениям за период 1948-1993 г.

При расчете с заданным на поверхности климатическим испарением и климатическим расходом Волги, к каждой точке поля уровня моря, в начале года прибавляется невязка среднего уровня моря, равная разности СУМ в начале и в конце предыдущего года. Таким образом, СУМ в начале каждого года равен СУМ в начале предыдущего года. Поэтому, заметный на рис. 2.12, рост среднего уровня моря обнуляется в начале расчета следующего года и сезонный ход СУМ каждый год одинаковый. Большая невязка получилась из-за закрытия залива Кара-Богаз-Гол, если залив открыт, то видимое испарение с поверхности моря увеличивается и невязка практически равна нулю.

Уровень моря в каждой точке поверхности Каспия зависит от ветра, видимого испарения, стока рек и распределения температуры и солености. В каждой точке поверхности моря, полученные по модели ежечасные значения уровня моря, усреднялись за месяц для получения среднемесячных значений уровня моря. По среднемесячным значениям уровня определялись среднегодовые значения. Заданные среднемесячные климатические поля температуры и солености влияют на распределение уровня внутри Каспия и вносят свой вклад в среднемесячный уровень в каждой точке поверхности Каспия. Это распределение уровня, вызванное неравномерностью полей температуры и солености, не изменяется от года к году, поскольку используются климатические значения среднемесячных полей температуры и солености. Основной вклад в изменение уровня в Северном Каспии вносит ветер. Влияние ветра проявляется в среднемесячных полях уровня, полученных осреднением ежечасных полей. Уровень в каждой точке Каспия, полученный для одного года отличается от уровня для другого года только вследствие различия в полях ветра и давления.

Сезонный ход среднего уровня всего Каспия по модели с климатическим стоком Волги и видимым испарением не меняется от года к году. Модель с заданным климатическим видимым испарением и стоком Волги позволяет в среднем за период 1948-2007 годов воспроизвести сезонные изменения среднего уровня моря.

2.2.7. Сезонные изменения уровня моря в пунктах наблюдений

На рис. 2.10 кроме СУМ приведен сезонный ход среднего уровня моря и уровня моря в пунктах наблюдений о. Тюлений, Махачкала, Баку, Куули, Ф. Шевченко в отклонениях от среднегодового среднего уровня моря. На рис. 2.9 был представлен на плоскости всего моря уровень для различных месяцев года. Для пунктов о. Тюлений, Махачкала, Баку, Куули, Ф. Шевченко значения уровня моря на рис. 2.10 и на рис. 2.9 совпадают. Уровень моря в пункте о. Тюлений выше, чем средний уровень моря, а уровень моря в Баку очень близок к среднему уровню Каспийского моря. Максимум уровня на о. Тюлений в мае, а в Баку в июле.

Сезонные изменения СУМ по расчетам и наблюдениям хорошо совпадают (рис. 2.12). Распределение уровня по площади моря, полученное в расчетах по модели также соответствует наблюдениям, описанным в [Водный баланс, 2016] и имеет наклон с севера на юг и с запада на восток.

На рис. 2.13 приведен сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и СУМ в отклонениях от среднегодового СУМ по наблюдениям за период 1948-1993 гг. По наблюдениям получают следующие значения среднегодового уровня моря (период осреднения 46 лет) в порядке убывания:

Баку 5,9 см, Ф. Шевченко 3,0 см, о. Тюлений 0,2 см, Махачкала -1,8 см, Куули-Маяк -7,1 см.

Среднегодовой климатический уровень моря по наблюдениям в пункте Баку значительно выше, чем в пункте о. Тюлений. Это противоречит представлению о наклоне моря с севера на юг и с запада на восток. На рис. 2.14 приведен сезонный ход уровня моря в тех же пунктах в отклонениях от среднегодового СУМ по наблюдениям за период 1948-1957 гг. По наблюдениям получаются следующие значения среднегодового уровня моря (период осреднения 10 лет):

Ф. Шевченко 4,9 см, о. Тюлений 3,4 см, Махачкала 2,4 см, Баку -1,6 см, Куули-Маяк -5,7 см.

При осреднении за этот период уровень моря по наблюдениям соответствует наклону уровня моря с севера на юг и с запада на восток. Противоречит только уровень моря в пункте Ф. Шевченко, который получился по наблюдениям выше, чем в пункте о. Тюлений, то есть по наблюдениям наклон уровня получается с востока на запад в Северном Каспии.

Для корректного сравнения с наблюдениями нужно данные расчета по модели осреднить за тот же период времени, что и наблюдения. На рис. 2.15 приведен сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и СУМ в отклонениях от среднегодового СУМ по модели за период 1948-1993 гг. По модели получаются следующие значения среднегодового уровня моря (период осреднения 46 лет) в порядке убывания:

о. Тюлений 8,6 см, Махачкала 2,0 см, Баку 1,8 см, Ф. Шевченко -3,1 см, Куули-Маяк -3,4 см.

На рис. 2.16 приведен сезонный ход уровня моря в тех же пунктах в отклонениях от среднегодового СУМ по модели за период 1948-1957 гг. По модели получаются следующие значения среднегодового уровня моря (период осреднения 10 лет):

о. Тюлений 12,2 см, Махачкала 0,3 см, Баку 0,1 см, Ф. Шевченко -4,2 см, Куули-Маяк -5,9 см.

По модельным расчетам наклоны уровня моря получаются разные при осреднении за различные периоды времени, но сохраняется положение постов относительно СУМ. По наблюдениям при осреднении за период 1948-1993 годы резко возросли значения уровня моря в пункте Баку по сравнению с периодом 1948-1957 г.

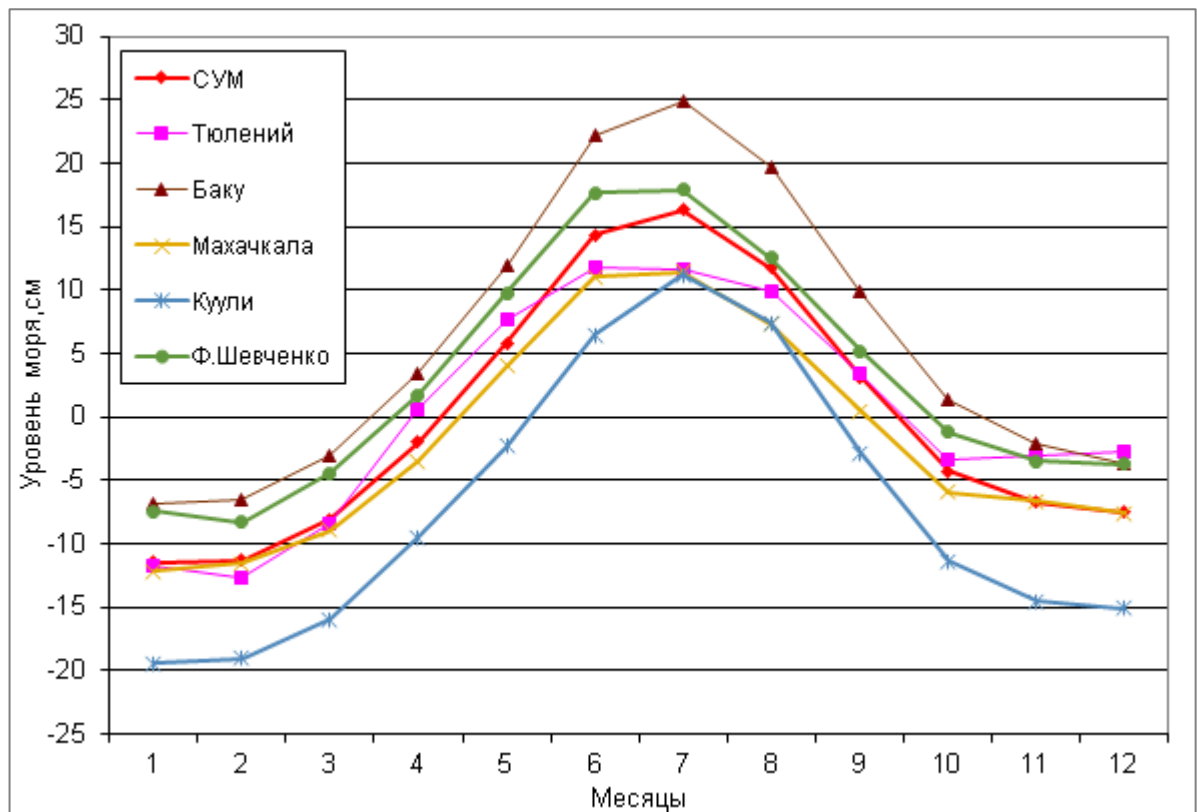


Рис. 2.13. Сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и СУМ в отклонениях от среднегодового СУМ по наблюдениям за период 1948-1993 гг.

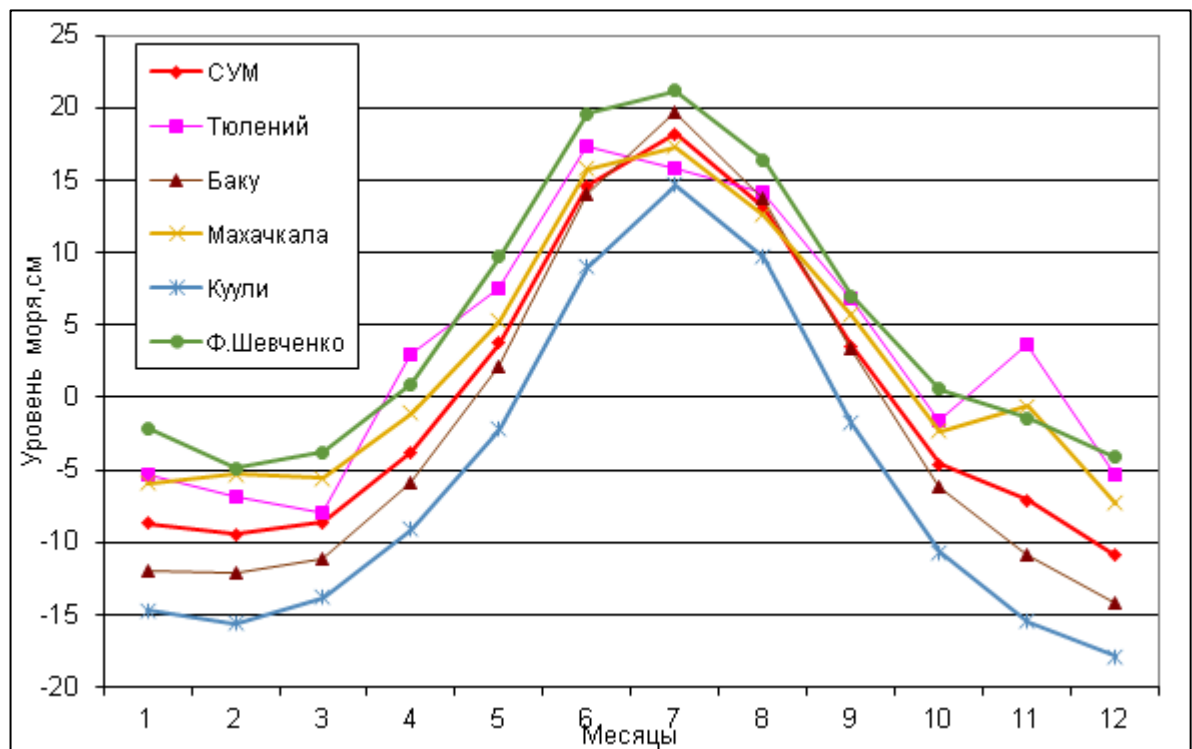


Рис. 2.14. Сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и СУМ в отклонениях от среднегодового СУМ по наблюдениям за период 1948-1957 гг.

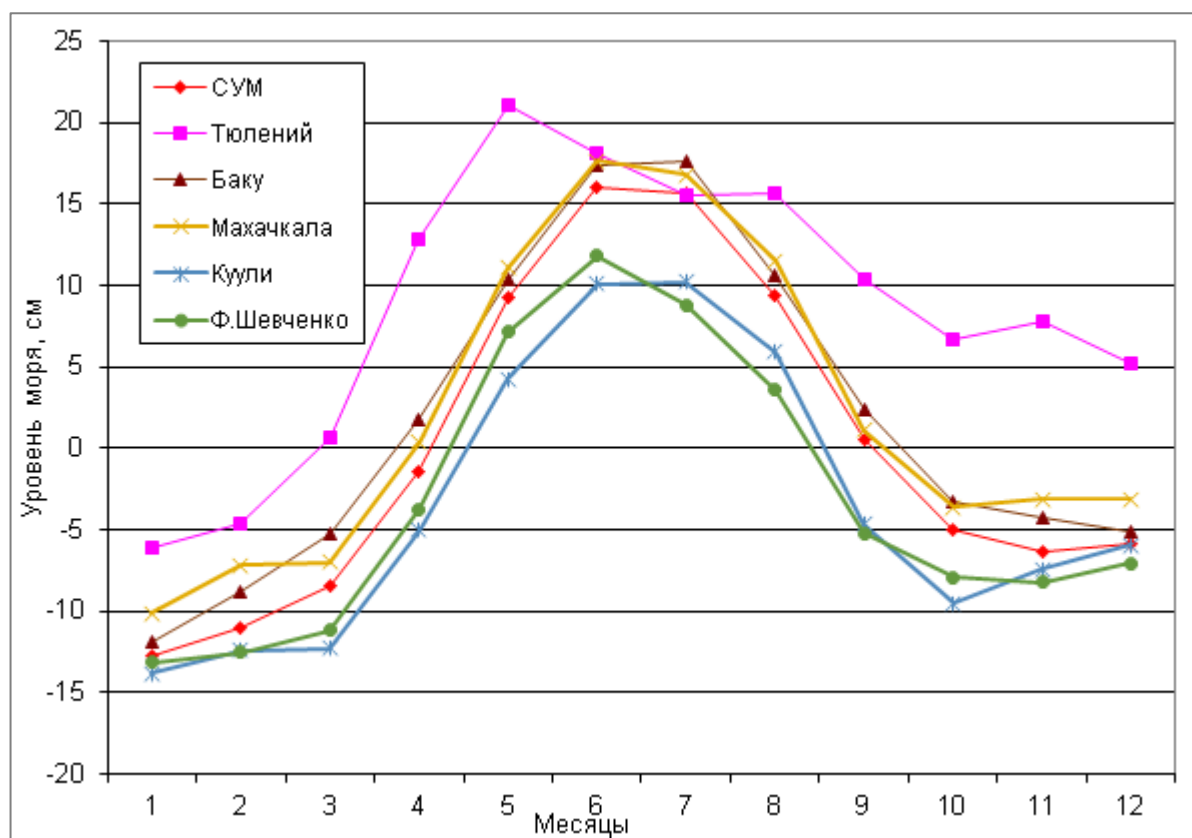


Рис. 2.15. Сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и СУМ в отклонениях от среднегодового СУМ по расчетам за период 1948-1993 гг.

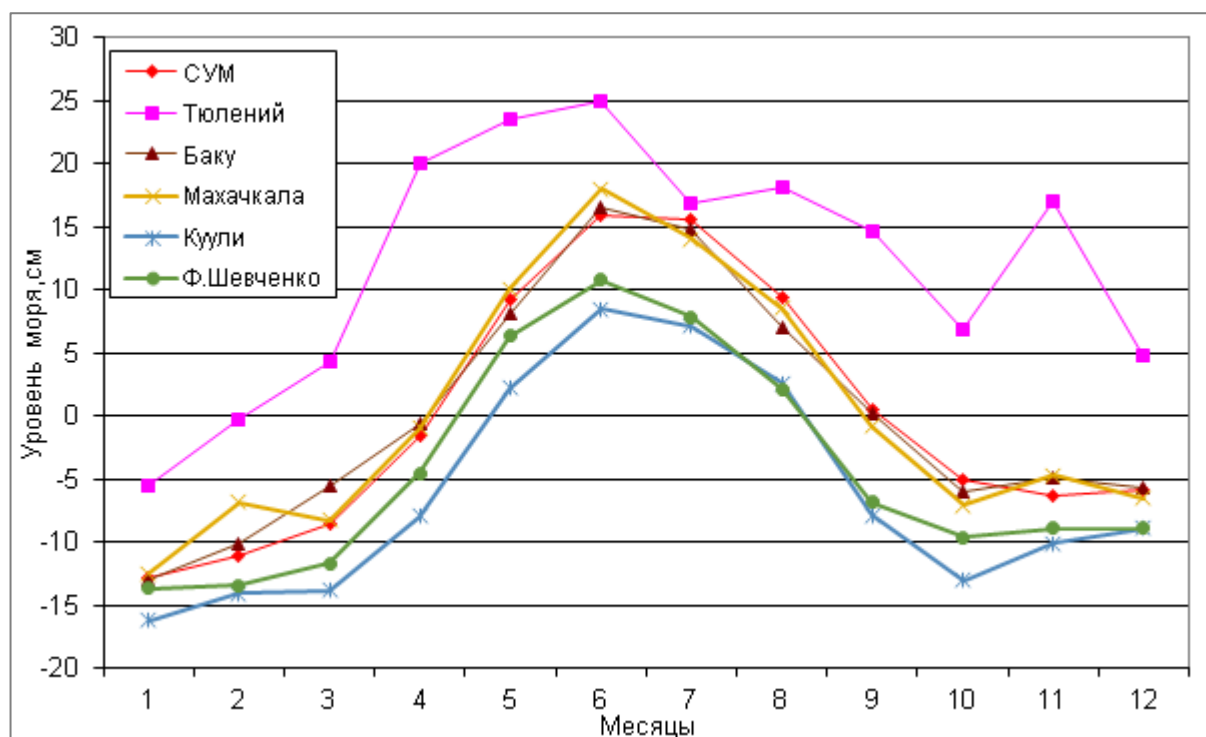


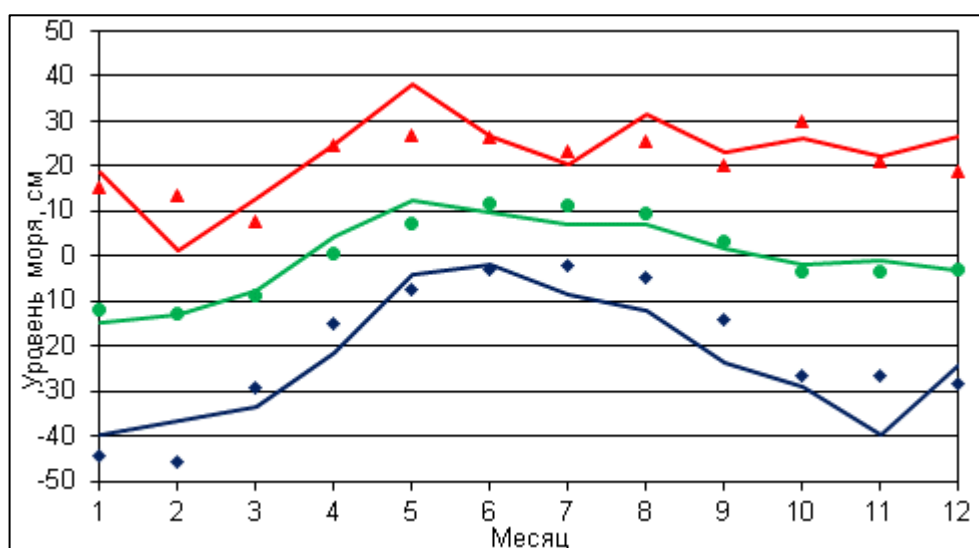
Рис. 2.16. Сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений, Баку, Махачкала, Куули, Ф. Шевченко и СУМ в отклонениях от среднегодового СУМ по расчетам за период 1948-1957 гг.

2.2.8. Сезонные изменения уровня моря относительно среднегодовых значений в пунктах наблюдений

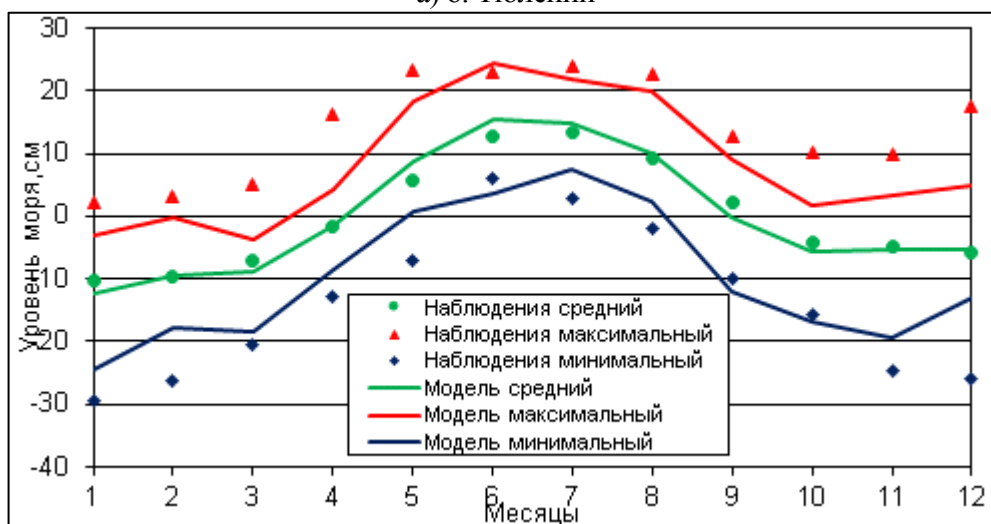
Чтобы избавиться от разницы в положении уровня моря по модели и наблюдениям, сезонный ход в каждом пункте можно получить относительно среднего значения уровня в этом пункте. Тогда из расчетов вычитается среднегодовое значение уровня моря в данном пункте и из наблюдений вычитается среднегодовое значение в данном пункте. Сравнивается сезонный ход уровня моря относительно его среднегодового значения в каждом пункте наблюдений.

Модель неплохо воспроизводит сезонный ход уровня моря на отдельных станциях, особенно на станциях Северного Каспия, где велико влияние сгонов и нагонов (рис. 2.17а). В пункте Баку (рис. 2.17в) сезонные изменения уровня моря по модели в среднем за период 1948-1994 годов совпадают с наблюдениями, но максимальные и минимальные значения среднемесячных уровней моря по модели меньше, чем по наблюдениям.

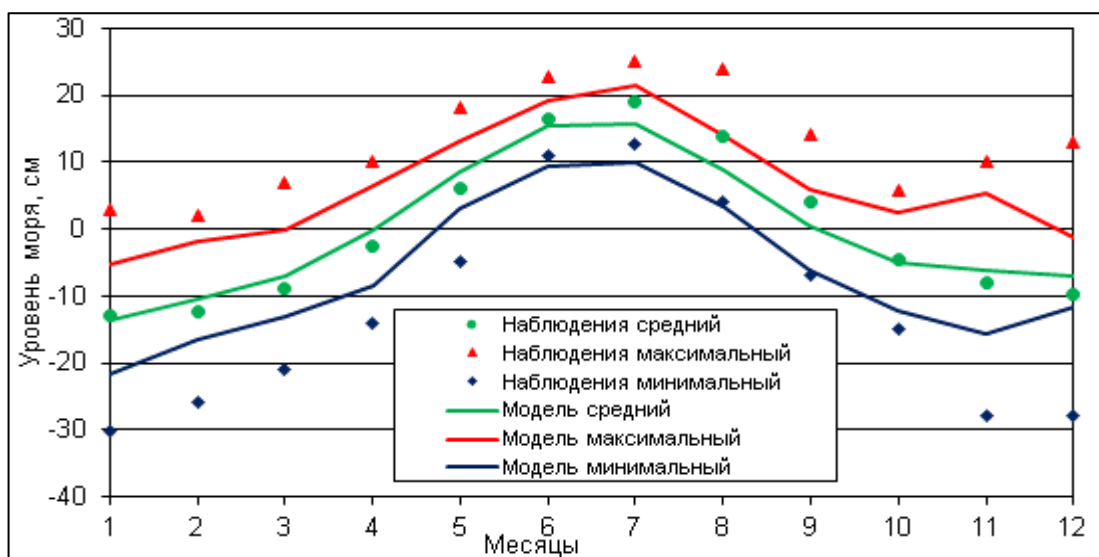
Такое различие связано с тем, что модель не может при заданном климатическом стоке Волги воспроизвести изменчивость сезонного хода среднего уровня моря от года к году.



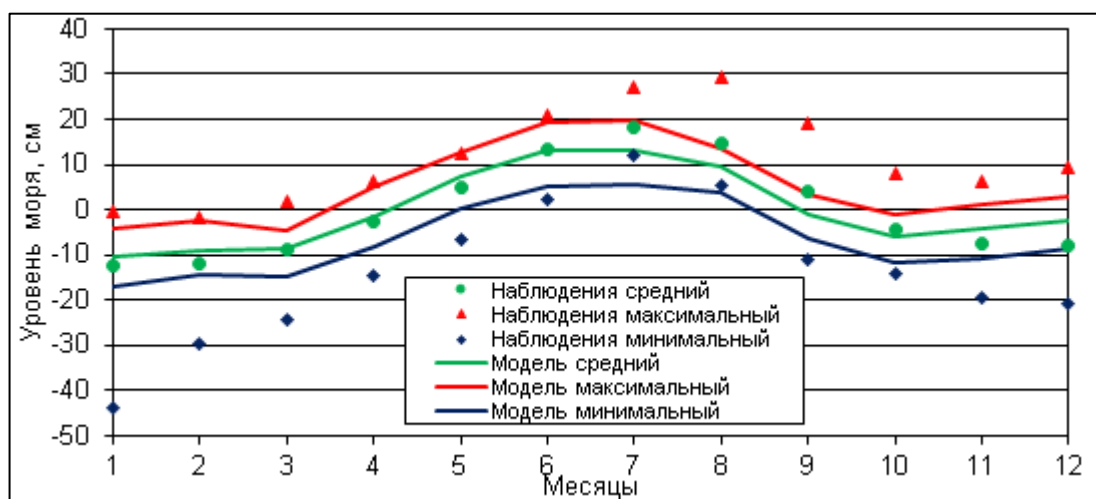
а) о. Тюлений



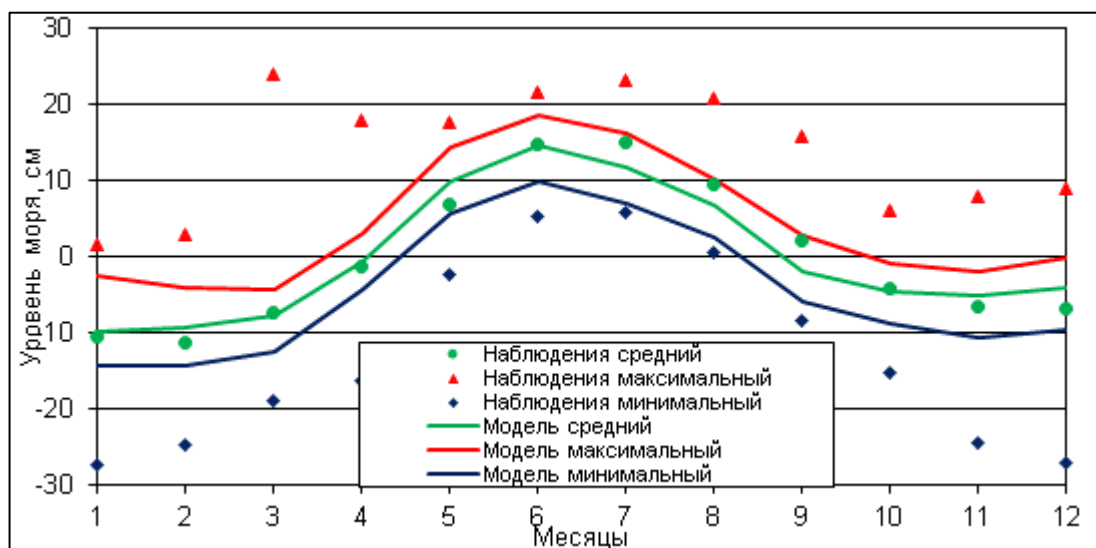
б) Махачкала



в) Баку



г) Куули-Маяк



д) Форт Шевченко

Рис. 2.17. Сезонный ход среднемесячных значений уровня моря по наблюдениям и расчетам с климатическим расходом Волги за период 1948-1994 гг.: о. Тюлений (а), Махачкала (б), Баку (в), Куули-Маяк (г), Форт Шевченко (д).

На рис. 2.18 представлен сезонный ход уровня моря на станции о. Тюлений в отклонениях от среднегодового уровня моря по расчетам и наблюдениям в течение 1959-1971 годов. Этот отрезок времени выбран потому, что среднегодовой уровень Каспийского моря находился в этот период в относительно стабильном состоянии [Гидрометеорология, 1992]. Для сравнения расчетов с наблюдениями из среднемесячных значений уровня моря по наблюдениям вычтены среднегодовые значения уровня моря, поэтому если осреднить за год все среднемесячные уровни, то получится ноль. По модели также каждый год получается, что изменение уровня равно нулю. Видно, что в сезонном ходе уровня на этой станции наблюдается значительное влияние сгонно-нагонных колебаний уровня, которые приводят к заметному отличию сезонного хода уровня для каждого конкретного года от среднего хода уровня всего Каспия. Модель хорошо воспроизвела изменения среднего уровня моря на о. Тюлений в 1959 году, которые составили 71 см по наблюдениям и 70 см по модельным расчетам.

На рис. 2.19 приводится сезонный ход уровня моря на станции Баку по модели и наблюдениям. Видно, что сгонно-нагонные колебания вносят значительно меньший вклад в сезонные изменения уровня моря на этой станции. Пик уровня достигается в июне-июле, а минимум в декабре-январе, размах колебаний составил 40 см за этот период по модели и 46 см по наблюдениям.

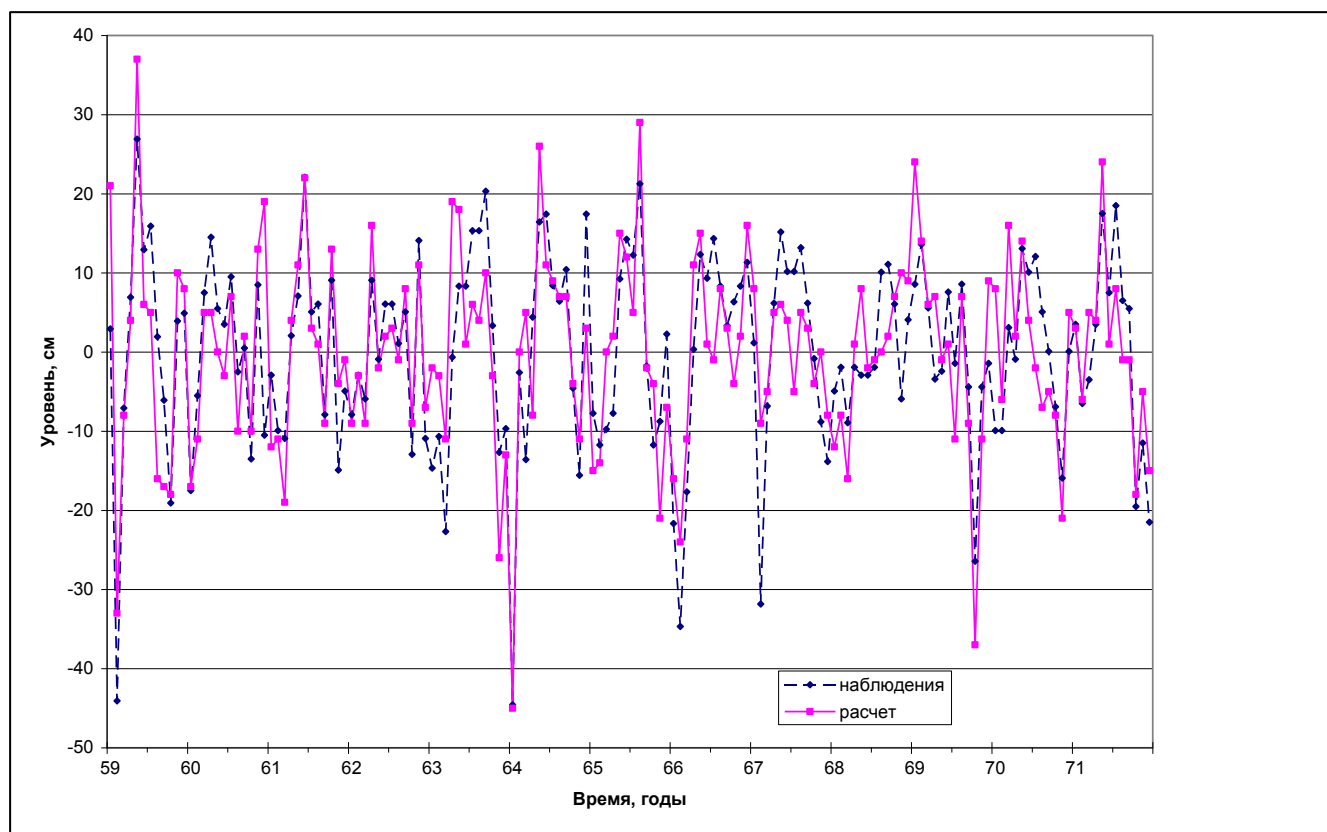


Рис. 2.18. Сезонный ход уровня моря на ст. о. Тюлений в 1959-1971 годах.

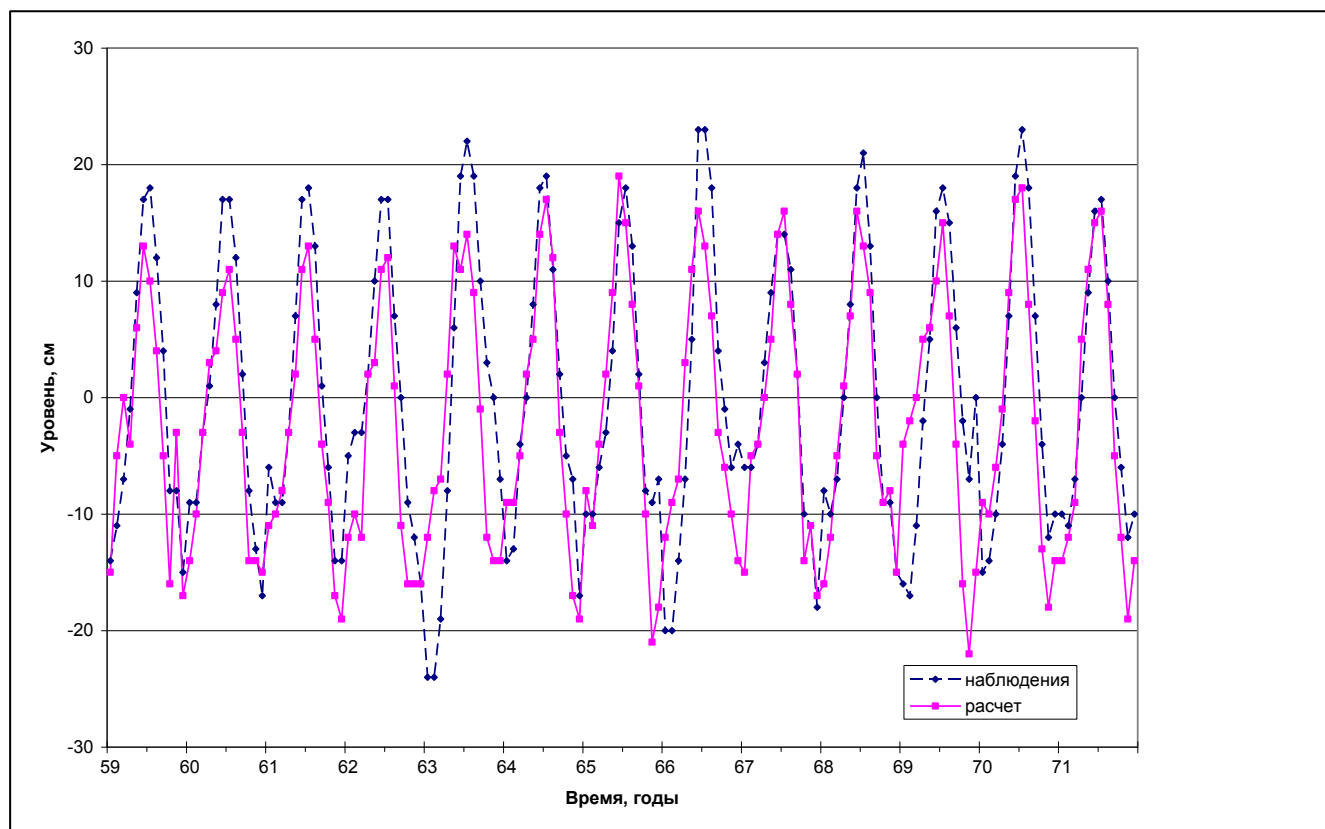


Рис. 2.19. Сезонный ход уровня моря на ст. Баку в 1959-1971 годах.

2.3. Моделирование межгодовых изменений уровня Каспийского моря

В предыдущем разделе для моделирования сезонного хода уровня моря задавался климатический сток Волги и неравномерные по пространству климатические поля разности осадков и испарения для 12 месяцев. В течение года для каждого месяца сток Волги не балансируется видимым испарением и возникает сезонный ход уровня моря. Видимое климатическое испарение и сток Волги балансируются в сумме за год, так что суммарное за год изменение среднего уровня Каспия равно нулю. По данным реанализа давления на поверхности моря NCEP с 6-часовой дискретностью были проведены расчеты “морского реанализа” уровня и течений в Каспийском море в течение 60 лет с 1948 по 2007 гг. В начале каждого года средний уровень моря был равен -27,1 м БС. В зимние месяцы задавались поля реальной ежесуточной сплоченности льда вместо среднемесячных климатических полей сплоченности льда, используемых в работе [Попов и др., 2009].

В этом разделе для моделирования межгодовых изменений уровня Каспийского моря задавался реальный среднемесячный сток Волги в течение 47 лет с 1948 по 1994 г. В зимние месяцы задавались поля реальной ежесуточной сплоченности льда, позволяющих правильно воспроизводить сгоны и нагоны в Северном Каспии. Использование климатических среднемесячных полей сплоченности льда было первым шагом на пути учета льда и улучшило результаты моделирования по сравнению с расчетом в отсутствие льда. Но реальная ледовая

обстановка сильно изменяется от года к году, поэтому использование одинаковой для каждого года сплоченности льда приводит к ошибкам моделирования. Накопление данных о сплоченности льда, начиная с 1948 года по настоящее время, позволяет использовать реальные поля сплоченности льда, что повышает качество моделирования.

Для воспроизведения сезонного хода уровня для каждого конкретного года нужно задать для этого года сток Волги и видимое испарение, которые не обязательно будут в среднем за год балансировать друг друга и возникнут межгодовые изменения уровня.

2.3.1. Межгодовые изменения уровня моря

Для расчета межгодовой изменчивости среднего уровня Каспия были проведены расчеты с заданным реальным ежемесячным стоком реки Волги и климатическим видимым испарением на поверхности моря. Реальный ежемесячный сток Волги каждый год имеет свои сезонные особенности и в среднем за год не балансируется видимым испарением, в результате возникают межгодовые изменения среднего уровня Каспийского моря.

Модель считала непрерывно в течение двух периодов времени, стартуя с реального уровня Каспийского моря с 1948 по 1968 год и с 1969 по 1994 год. На рис 2.20а представлены межгодовые и сезонные изменения на станциях Каспийского моря по наблюдениям, а на рис 2.20б по модели. Видно, что задание реального стока Волги позволяет воспроизвести не только сезонные, но и межгодовые изменения среднего уровня моря. Расхождения с наблюдениями связаны с тем, что в модели задано климатическое видимое испарение на поверхности моря.

На рис. 2.21 приводится СУМ по модели и наблюдениям. Реальное испарение по наблюдениям было выше, чем заданное для расчетов климатическое испарение в период спада уровня моря в 1948-1955 годах [Фролов, 2003]. Расчеты с климатическим испарением дали даже небольшой рост уровня. Можно утверждать, что согласно расчетам по модели с учетом реального стока Волги, причиной спада уровня моря в 1948-1955 годах было увеличенное испарение, а не уменьшение стока Волги. Наоборот, реальное испарение в период роста уровня в 1977-1994 годах было меньше климатического, но это не учитывалось, поэтому рост уровня получился меньше по модели, чем по наблюдениям (рис. 2.21). Для улучшения качества расчетов по модели необходимо климатическое видимое испарение заменить реальным.

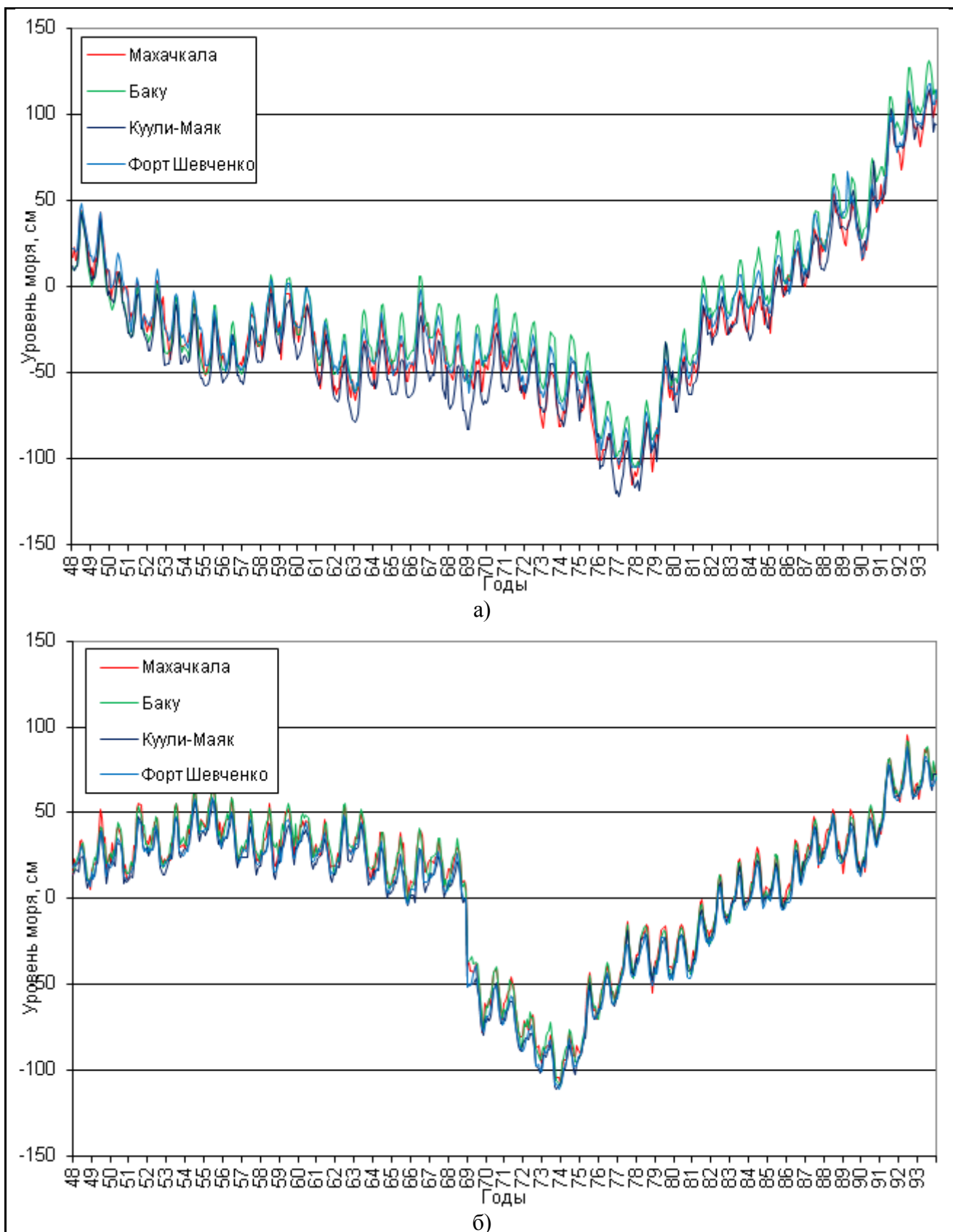


Рис. 2.20. Межгодовые и сезонные изменения уровня моря: а) по наблюдениям б) по модели с реальным ежемесячным стоком Волги в течение 1948-1994 годов относительно -28 м БС.

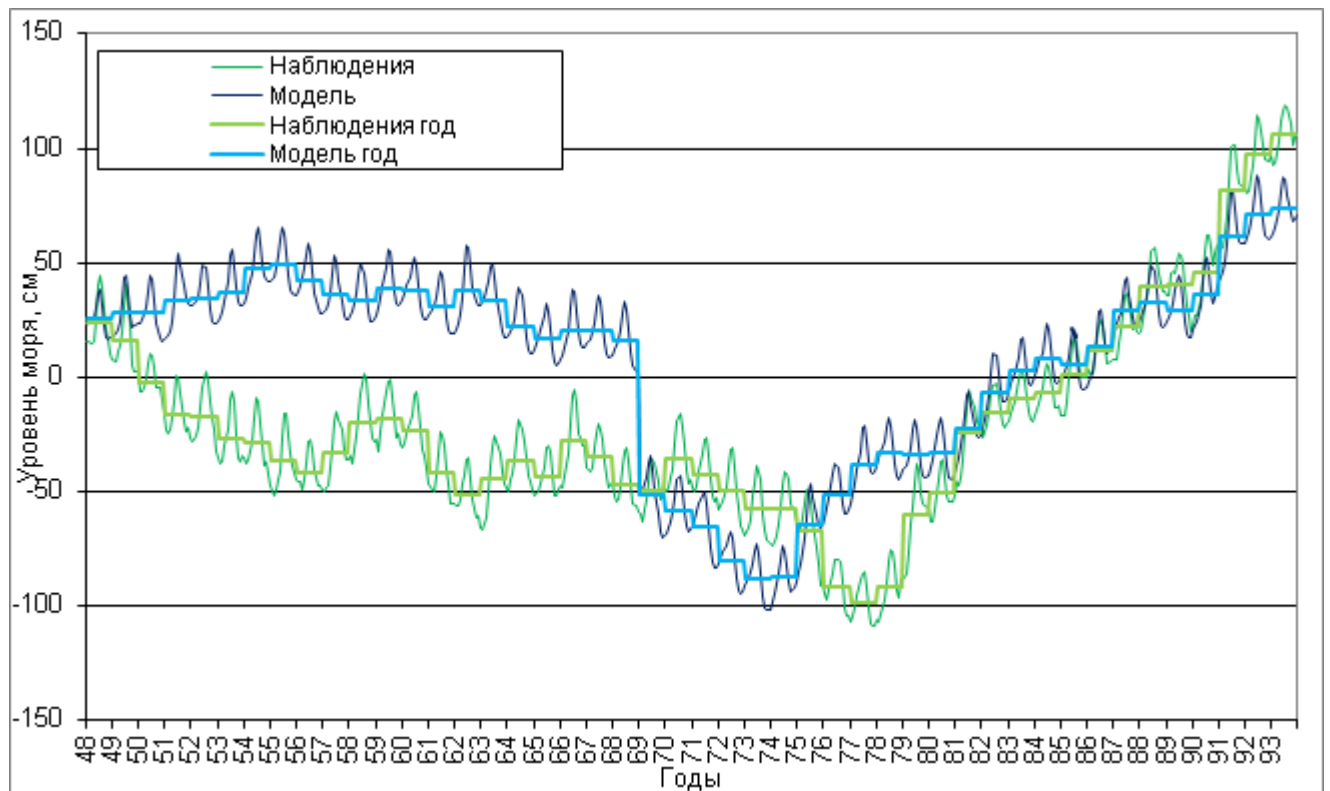


Рис. 2.21. Межгодовые и сезонные изменения среднего уровня моря (СУМ) по наблюдениям и по модели с реальным ежемесячным стоком Волги в течение 1948-1994 годов относительно -28 м БС.

На рис. 2.22 приводится разность среднемесячных уровней по модели с заданием реального расхода Волги и модели с заданием климатического расхода Волги, полученная для о. Тюлений, Баку и для среднего уровня моря. Получилось, что разность среднемесячных уровней по модели с реальной и с климатической Волгой одинакова для среднего уровня моря и для уровня моря в пунктах о. Тюлений и Баку. Это означает, что возмущения уровня, вызванные изменениями стока реки Волги, быстро распространяются по поверхности моря и вся поверхность моря поднимается или опускается практически одновременно. Модель воспроизвела баротропный отклик уровня моря на изменения расхода Волги. Возмущения уровня моря распространяются по поверхности моря очень быстро, со скоростью внешней гравитационной волны.

В некоторых работах, встречается упоминание о волне паводка, где сказано, что волна паводка распространяется по поверхности Каспия с запозданием на 1-2 месяца. Чтобы рассчитать волну паводка, нужно рассчитать изменения полей температуры и солёности морской воды, как реакцию на изменение расхода Волги. В данной постановке заданы среднемесячные климатические поля температуры и солёности, поэтому сезонные изменения уровня моря, связанные с изменениями полей температуры и солёности, каждый год одинаковые. В данной постановке воспроизводится климатическая волна паводка, которая не изменяется от года к году.

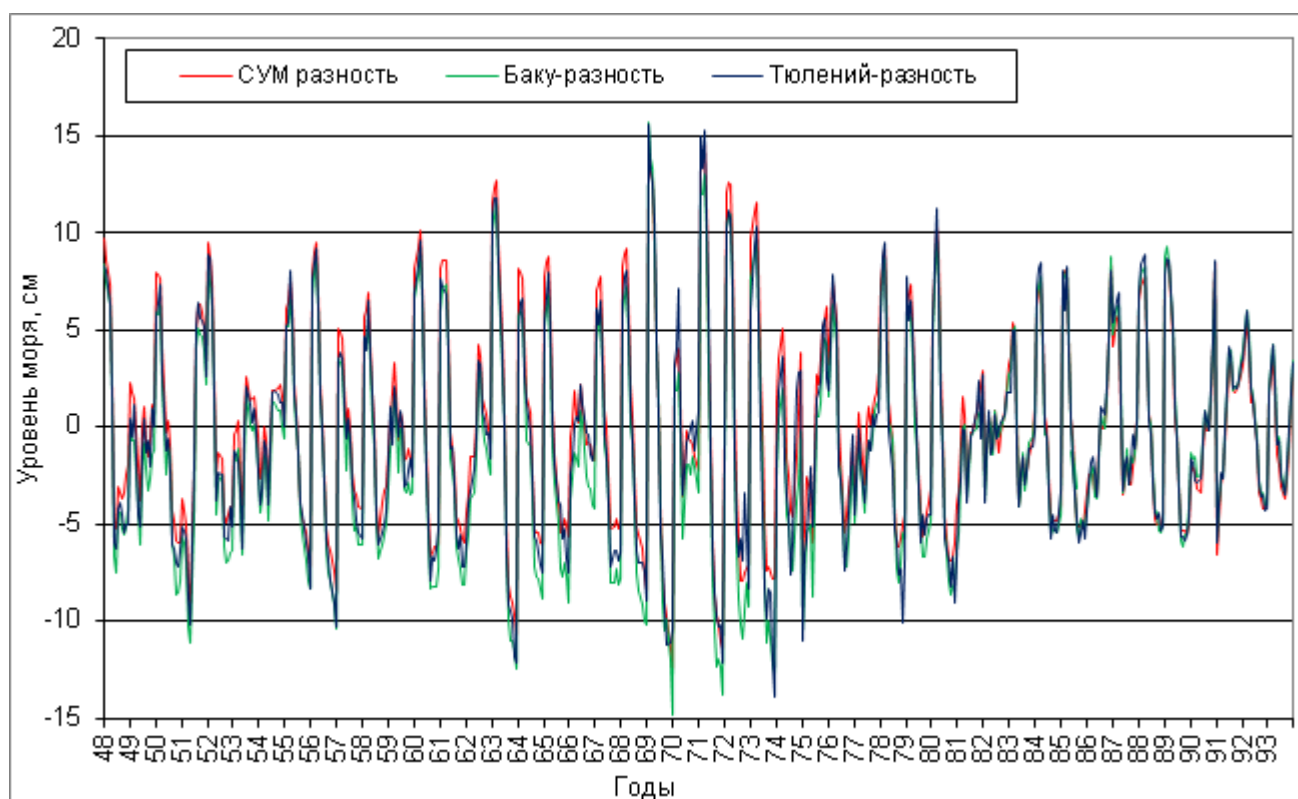


Рис. 2.22. Разность между уровнями моря, рассчитанными по модели с реальным расходом Волги и по модели с климатическим расходом Волги в пунктах Баку, о. Тюлений и для СУМ в течение 1948-1994 годов.

Сезонный ход уровня моря в каждом его пункте строится в отклонениях относительно среднегодовых значений уровня в этом пункте. Но само среднегодовое значение уровня в каждом пункте моря изменяется от года к году. На рис. 2.23а представлены межгодовые изменения уровня моря в пункте о. Тюлений. Уровень моря нарисован относительно среднегодового среднего уровня моря, который равен нулю в случае расчета по модели с климатической Волгой и изменяется от года к году в случае расчета по модели с реальной Волгой.

Уровень моря в пункте о. Тюлений (в отклонениях от среднего уровня моря), изменяется от года к году и почти не зависит от среднего уровня Каспийского моря. Сток реки Волги и видимое испарение понижают или повышают средний уровень Каспия, но распределение уровня по поверхности моря определяется ветром. Поскольку ветер был одинаковый в модели с климатическим и с реальным стоками Волги, то и распределения уровня по поверхности Каспийского моря похожи. При разных отметках среднего уровня моря получается одинаковая картина распределения уровня по поверхности моря.

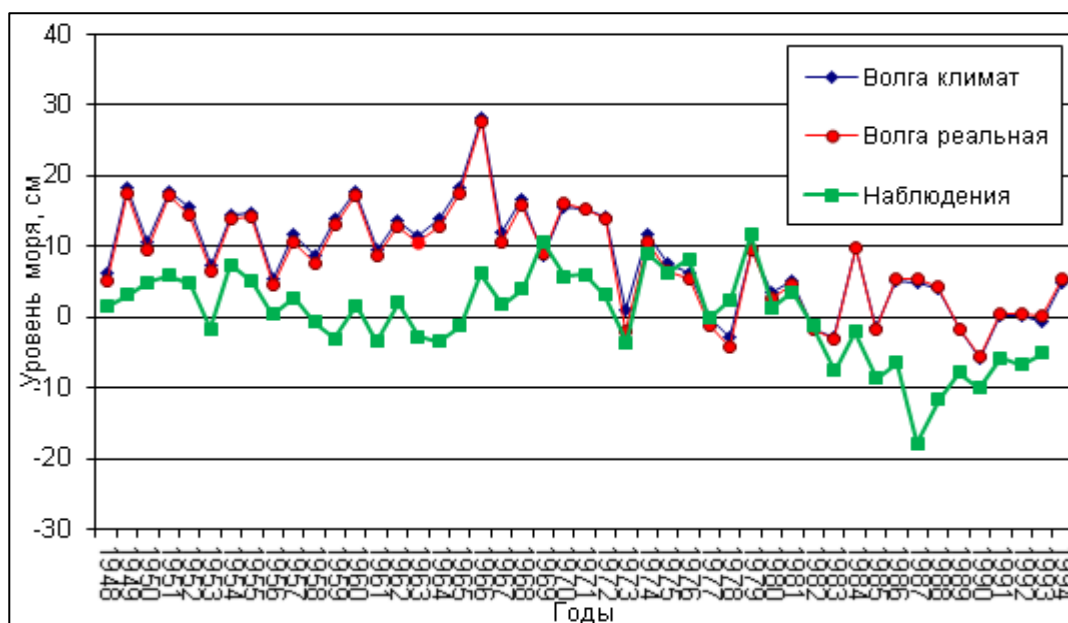
Среднее значение уровня моря за период 1948-1994 годы для о. Тюлений составляет 8,5 см по модели с климатическим стоком Волги и 8 см по модели с реальным стоком Волги, что соответствует рис. 2.8. В среднем за период 1948-1994 годы уровень моря для о. Тюлений по модели

выше, чем средний уровень моря.

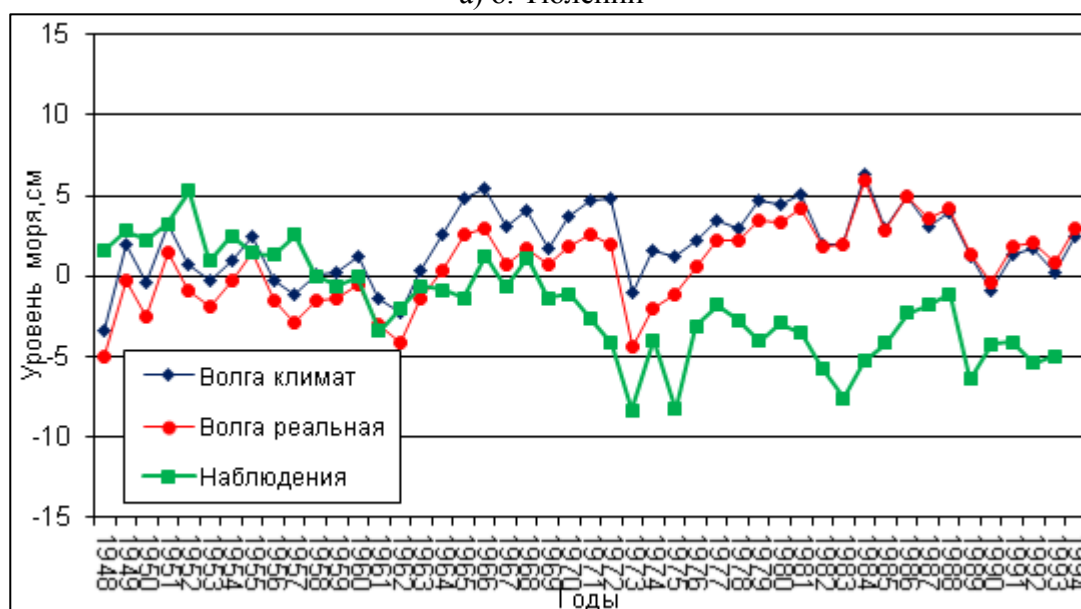
По расчетам и наблюдениям с 1974 по 1994 годы прослеживается снижение среднегодового уровня моря для о. Тюлений (рис. 2.23а). По расчетам максимальный среднегодовой уровень моря в 1966 году на о. Тюлений составил 28 см, а минимальный в 1990 году -6 см. Причина таких изменений уровня связана со спецификой полей ветра для каждого года, под действием которого происходят сгоны и нагоны уровня в Северном Каспии. Уменьшение уровня моря в период с 1974 по 1994 годы на о. Тюлений связан с преобладанием в этот период сгонного северного ветра, который приводит также к уменьшению испарения с поверхности моря. [Дианский и др. 2019]

На рис. 2.23в показаны межгодовые изменения уровня моря в Баку, они малы по сравнению с изменениями для о. Тюлений и по расчетам находятся в диапазоне от – 5 до 5 см. В Баку, как показывают модельные расчеты, уровень моря очень близок к среднему уровню Каспийского моря. Среднее значение уровня моря за период 1948-1994 годы в Баку составляет 1,8 см по модели с климатическим стоком Волги и 0,6 см по модели с реальным стоком Волги.

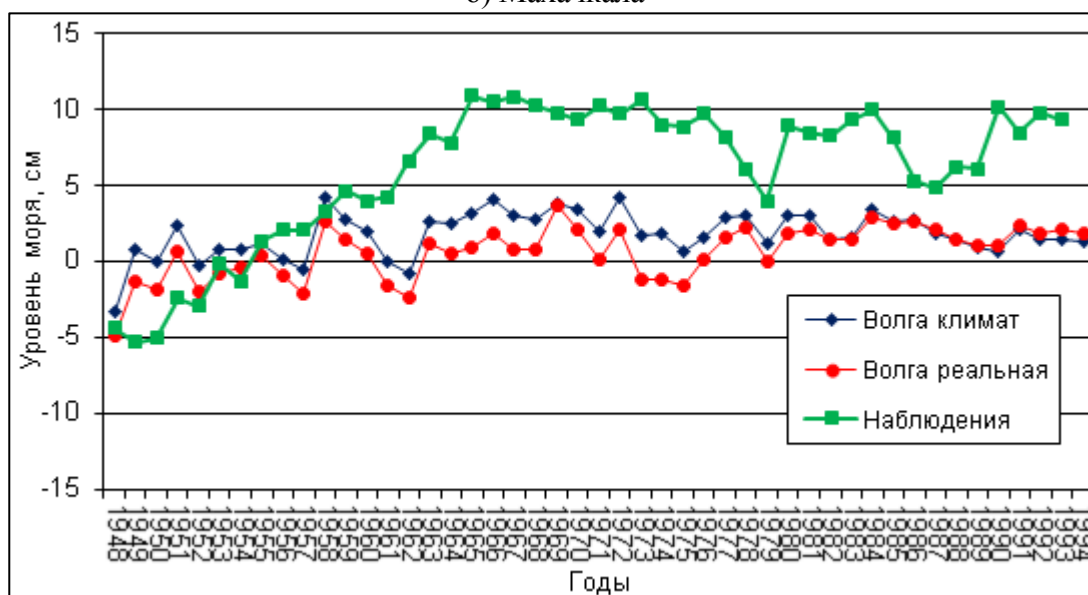
С 1950 по 1965 годы отклонение уровня моря от СУМ в пункте Баку выросло на 16 см по наблюдениям, а расчеты по модели с заданием климатического расхода Волги или реального расхода Волги показали, что относительно среднего уровня моря положение Баку не изменилось. Такой рост уровня моря в пункте Баку относительно СУМ по наблюдениям, скорее всего связан с вертикальным перемещением нуля водомерной рейки, которое получается в районе -1 см в год (16 см за 16 лет). При опускании нуля водомерной рейки, наблюдаемый относительно нуля рейки, уровень моря возрастает. В книге [Панин и др., 2005] приводятся сведения, что еще в 1964 году И. И. Лукин дал следующие величины годового вертикального перемещения нулей водомерных реек: Баку -1,1 см, Махачкала - 0,14 см, Форт Шевченко -0,09 см, Куули-Маяк -0,18 см. В Баку данные Лукина совпадают с наблюдениями, что позволяет сделать вывод о том, что уровень моря относительно СУМ в Баку не изменился, что также подтверждают расчеты по модели. Абсолютные значения показаний водомерной рейки в Баку не верны из-за опускания нуля водомерной рейки вследствие вертикальных движений земной коры. Если учесть движение земной коры в Баку, то можно получить хорошее соответствие положения уровня моря относительно СУМ по расчетам и наблюдениям. Аналогично Баку, в каждом пункте наблюдений можно учесть движения земной коры и исправить наблюденный уровень, чтобы получить лучшее соответствие с расчетами. Нужно только помнить, что разность между расчетным и наблюденным уровнями нельзя полностью списывать на движения земной коры.



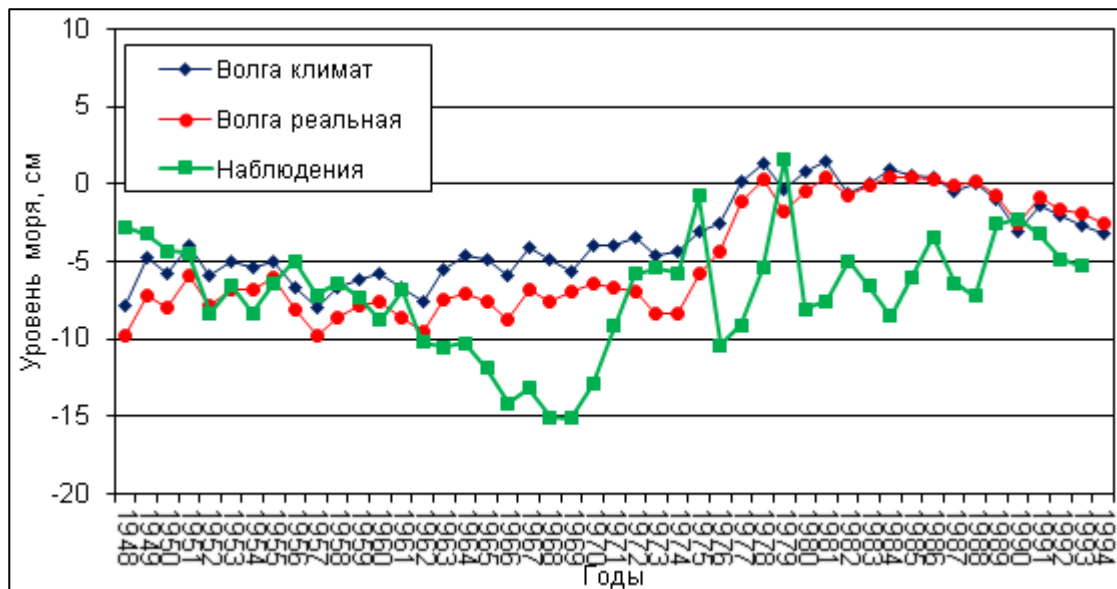
а) о. Тюлений



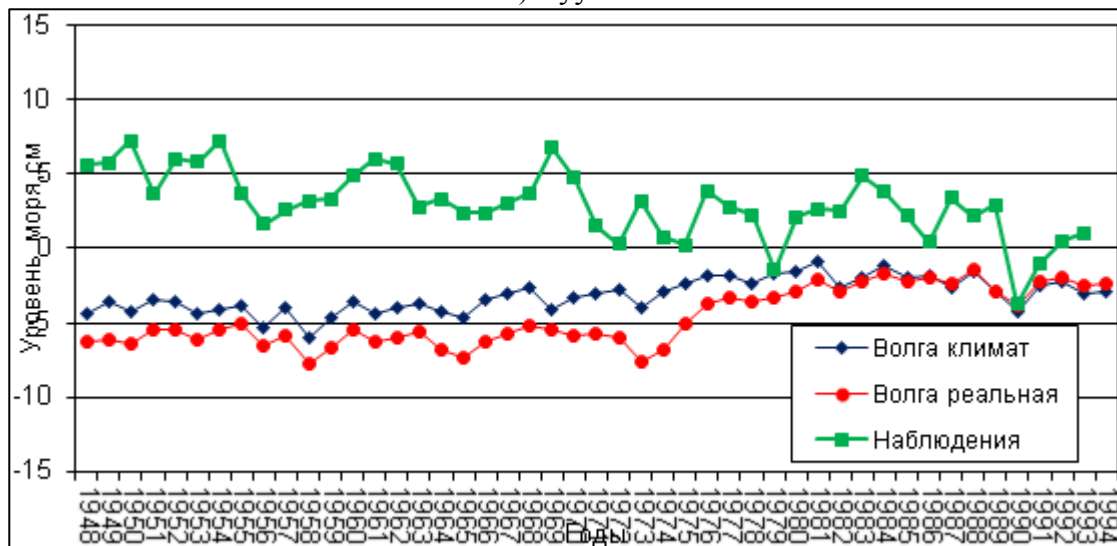
б) Махачкала



в) Баку



г) Куули



д) Форт Шевченко

Рис. 2.23. Межгодовые изменения среднегодовых значений уровня моря по модели с климатическим и реальным расходами реки Волги и наблюдениям: о. Тюлений (а), Махачкала (б), Баку (в), Куули-Маяк (г), Форт Шевченко (д).

2.3.2. Сезонные изменения СУМ и уровня моря в пунктах наблюдений относительно среднегодовых значений

Принципиальное изменение при задании реального стока Волги по сравнению с климатическим стоком состоит в том, что кроме межгодовых изменений среднегодового уровня возникают межгодовые изменения сезонного хода среднего уровня моря. Среднемесячные значения среднего уровня моря изменяются от года к году, кроме среднего сезонного хода по модели с заданным реальным стоком Волги удастся воспроизвести межгодовые изменения сезонного хода среднего уровня моря. На рис. 2.24 видно, что модель воспроизводит межгодовую изменчивость сезонного хода среднего уровня моря близко к наблюдениям.

По модели удалось воспроизвести изменчивость сезонного хода среднего уровня моря, что позволило улучшить совпадение расчетов и наблюдений на отдельных станциях Каспия. На рис. 2.25 представлен сезонный ход уровня моря на станциях о. Тюлений, Махачкала, Баку, Куули-Маяк и Форт Шевченко. На станции о. Тюлений сезонный ход уровня (по сравнению с рис. 2.17) мало изменился, поскольку основная изменчивость уровня происходит из-за нагонов и сгонов. В Баку максимальные и минимальные среднемесячные значения уровня моря стали ближе к наблюдениям, поскольку преобладает изменчивость, связанная с изменениями объема всего моря в целом.

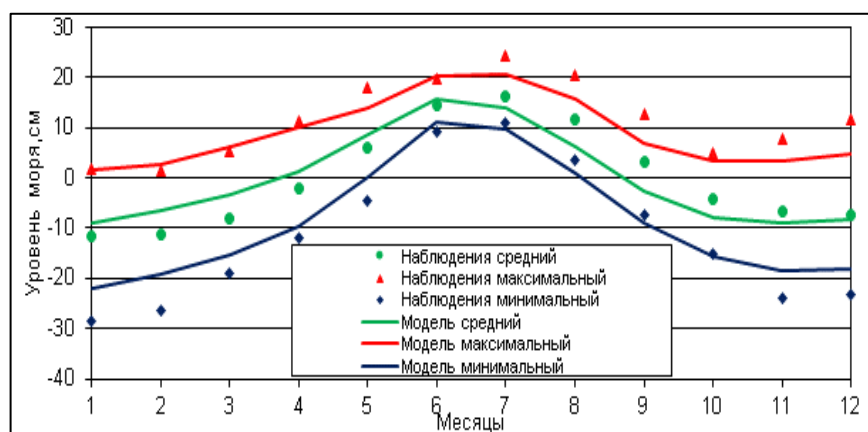
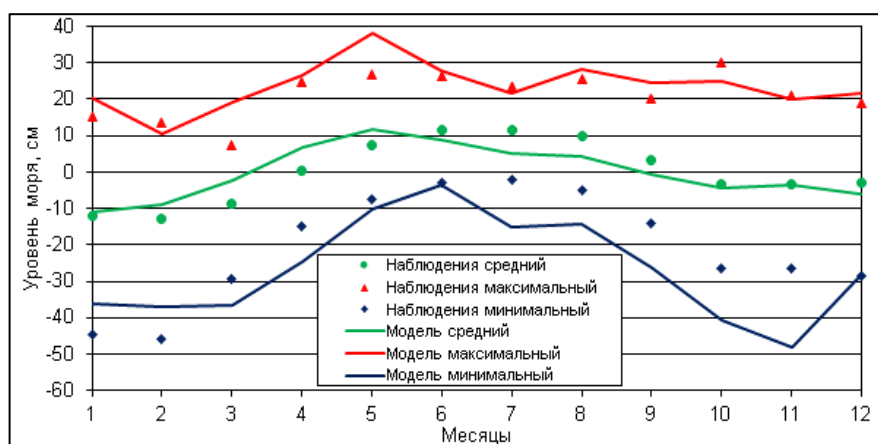
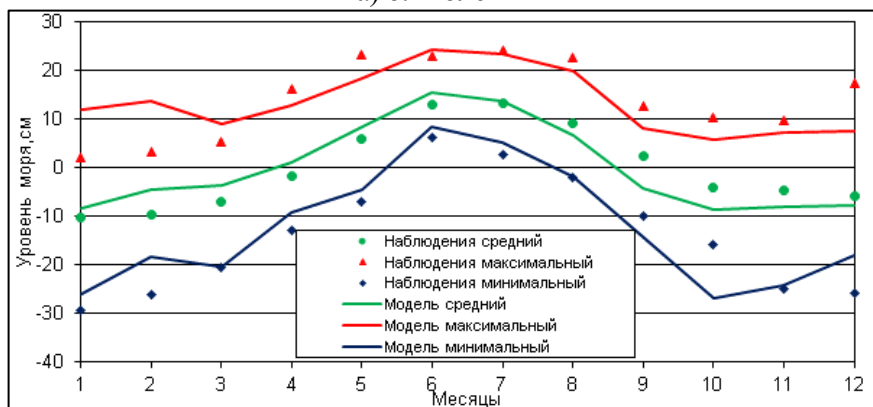


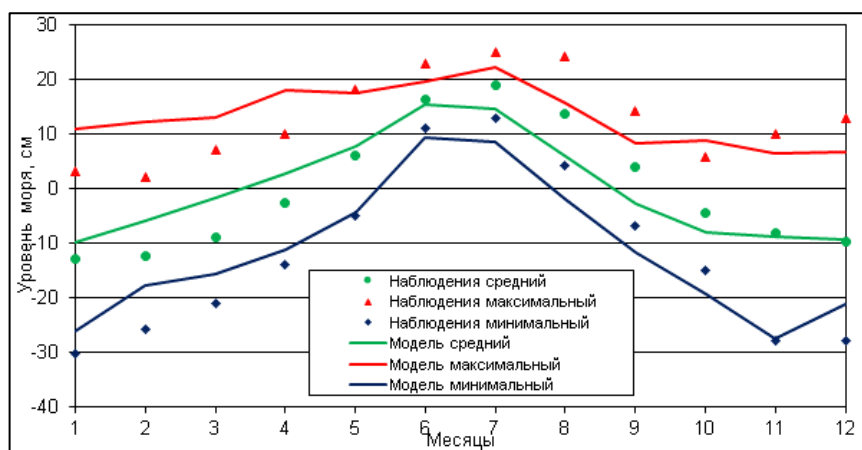
Рис. 2.24. Сезонный ход среднемесячных значений среднего уровня моря в отклонениях от среднегодового по расчетам и наблюдениям за период 1948-1994 гг.



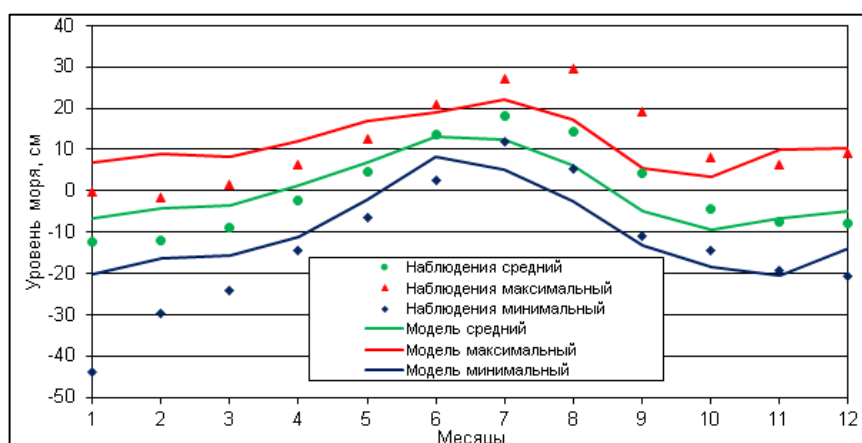
а) о. Тюлений



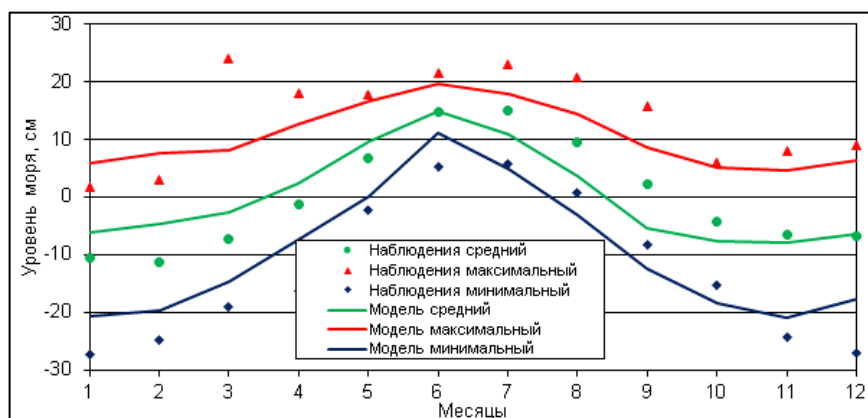
б) Махачкала



в) Баку



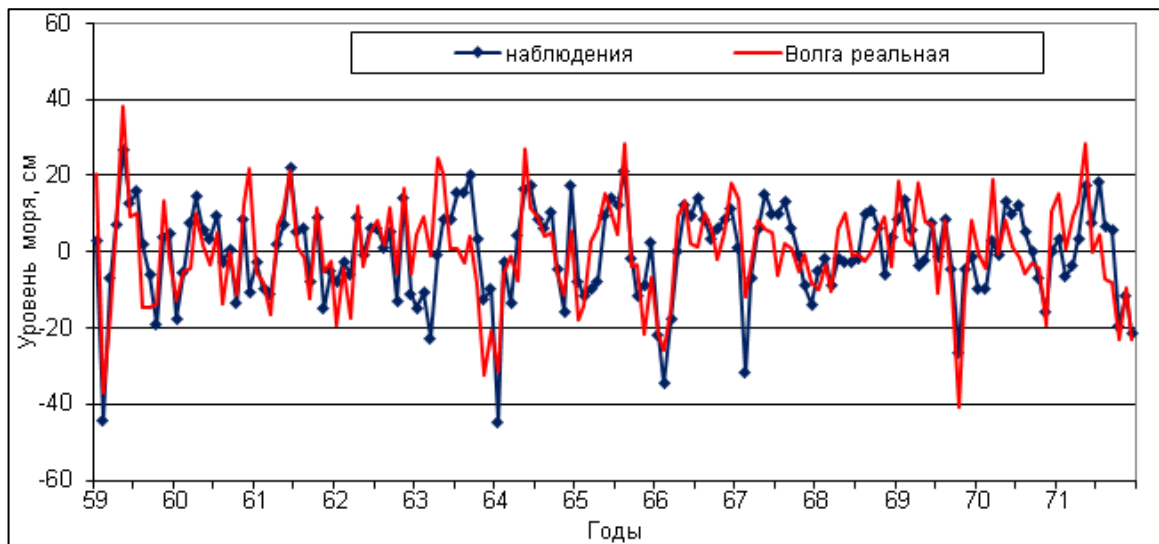
г) Куули-Маяк



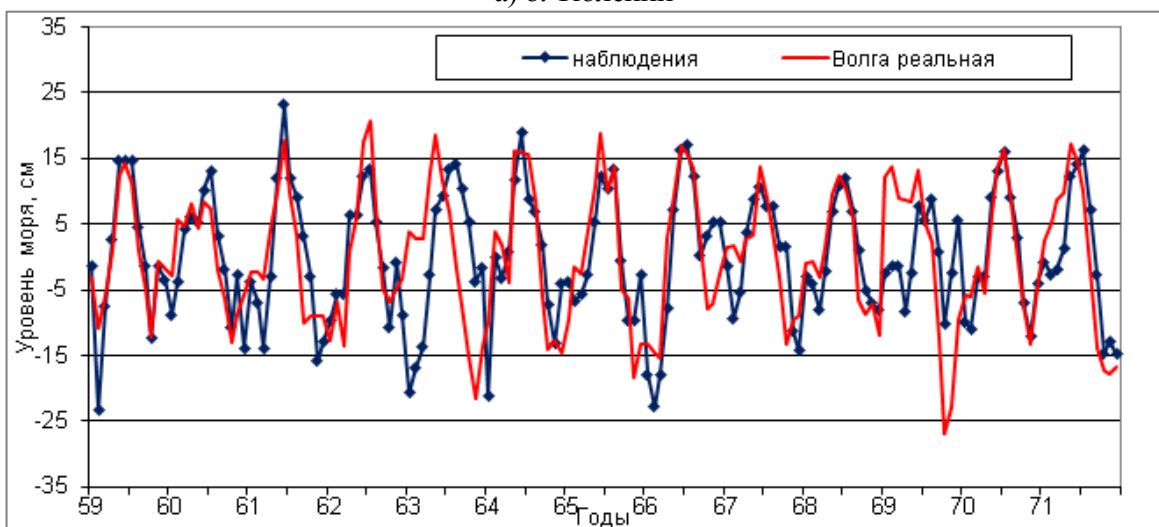
д) Форт Шевченко

Рис. 2.25. Сезонный ход среднемесячных значений уровня моря по наблюдениям и расчетам с реальным среднемесячным расходом Волги за период 1948-1993 гг.: о. Тюлений (а), Махачкала (б), Баку (в), Куули-Маяк (г), Форт Шевченко (д)

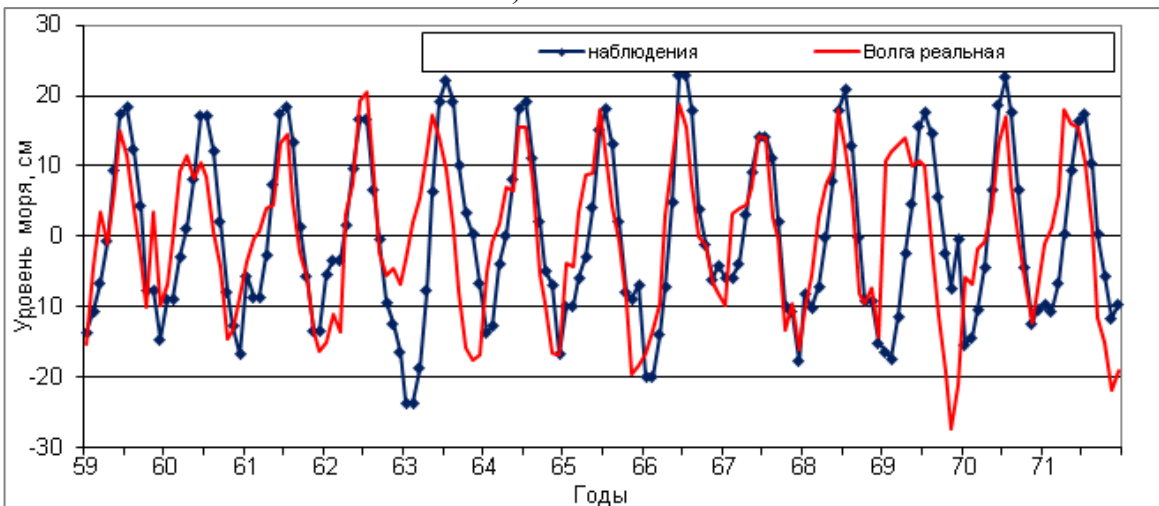
Сезонный ход уровня моря в пунктах о. Тюлений (рис. 2.18) и Баку (рис. 2.19) был представлен для периода 1959-1971 годов по наблюдениям и расчетам по модели с учетом климатического стока Волги. По расчетам с реальным стоком Волги несколько улучшилось воспроизведение сезонного хода уровня моря на различных станциях Каспия (рис. 2.26).



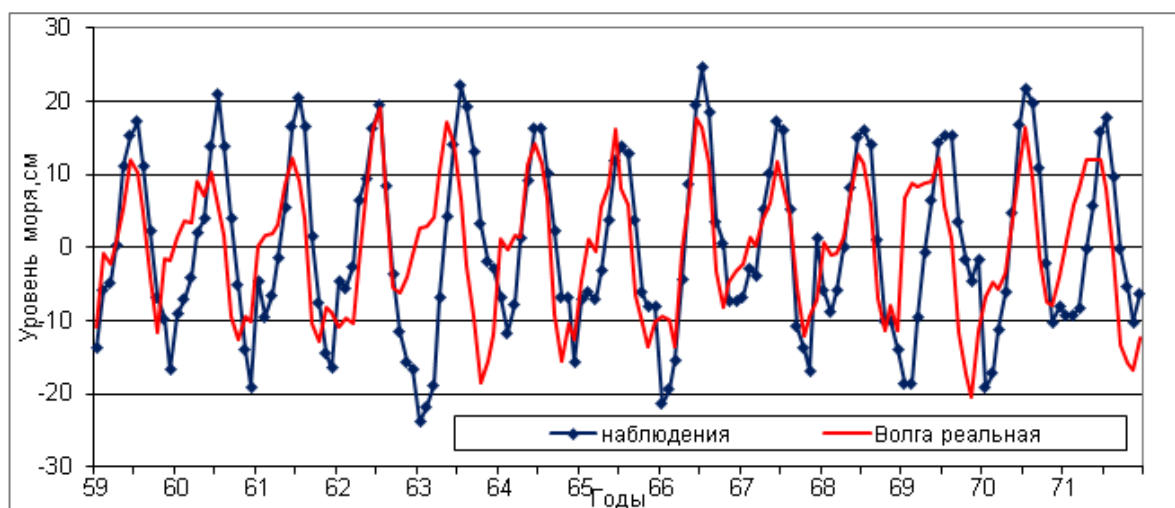
а) о. Тюлений



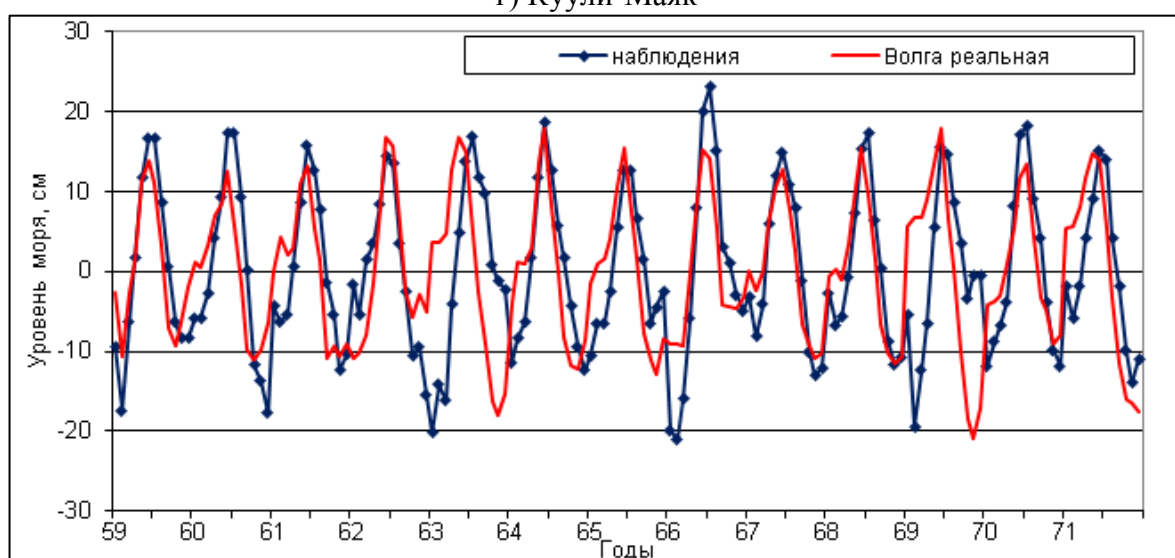
б) Махачкала



в) Баку



г) Куули-Маяк



д) Форт Шевченко

Рис. 2.26. Сезонный ход уровня моря в 1959-1971 годах о. Тюлений (а), Махачкала (б), Баку (в), Куули-Маяк (г), Форт Шевченко (д).

Появление в открытом доступе данных атмосферного реанализа обеспечило необходимой входной информацией непрерывные по времени расчеты циркуляции в морях, начиная с 1948 года и до настоящего момента времени. Для воспроизведения межгодового и сезонного хода уровня моря задавался реальный среднемесячный сток Волги за период 1948-1994 годов. Задание реального стока Волги позволило рассчитывать межгодовые изменения среднего уровня моря, что было невозможно при задании климатического стока Волги. Использование реального стока Волги по сравнению с климатическим улучшает воспроизведение межгодовой изменчивости сезонного хода уровня моря. Для того, чтобы добиться более правильного воспроизведения межгодовых изменений среднего уровня моря нужно климатические поля видимого испарения с поверхности моря заменить реальными.

2.4. Экстремальные характеристики уровня моря

Для расчетов экстремальных характеристик уровня моря была разработана технология, использующая как гидродинамическое, так и вероятностное моделирование. Гидродинамическое моделирование выполнялось в течение с 1948 по 2007 годы по данным атмосферного реанализа. Средний уровень Каспийского моря был равен -27 м БС. В реальности средний уровень Каспия изменяется и штормовые события происходят при разных отметках среднего уровня Каспия. Реакция Каспия на атмосферные воздействия отличается при разных средних уровнях моря. Для оценки влияния среднего уровня моря на экстремальные характеристики проведены расчеты для других отметок среднего уровня моря -25,9 м БС и -29,5 м БС и получены экстремумы уровня моря при этих значениях СУМ. В результате расчетов были записаны поля уровня Каспийского моря на 3 мильной расчетной сетке с дискретностью 1 час. Эти поля уровня использовались для получения максимумов и минимумов уровня моря для каждого месяца в течение 60 лет. Таким образом, был получен ряд из 720 ежемесячных максимумов и 720 ежемесячных минимумов уровня моря в каждой точке 3 мильной сетки Каспийского моря.

Вероятностная модель используется для получения характеристик уровня моря редкой повторяемости отдельно для каждой точки 3 мильной сетки Каспийского моря. Экстремальные значения уровня моря впервые были получены не для отдельных пунктов, а для всей акватории Каспийского моря. Такой подход адекватен описываемому процессу, удовлетворяет запросам практики и выгодно отличается от использованных ранее расчетов по типовым полям ветра «характерных направлений», которые не были методически обоснованы и давали ложные оценки. Ошибки в расчетах экстремальных характеристик уровня моря при проектировании сооружений на шельфе моря и планировании морских операций могут привести к большому экономическому ущербу.

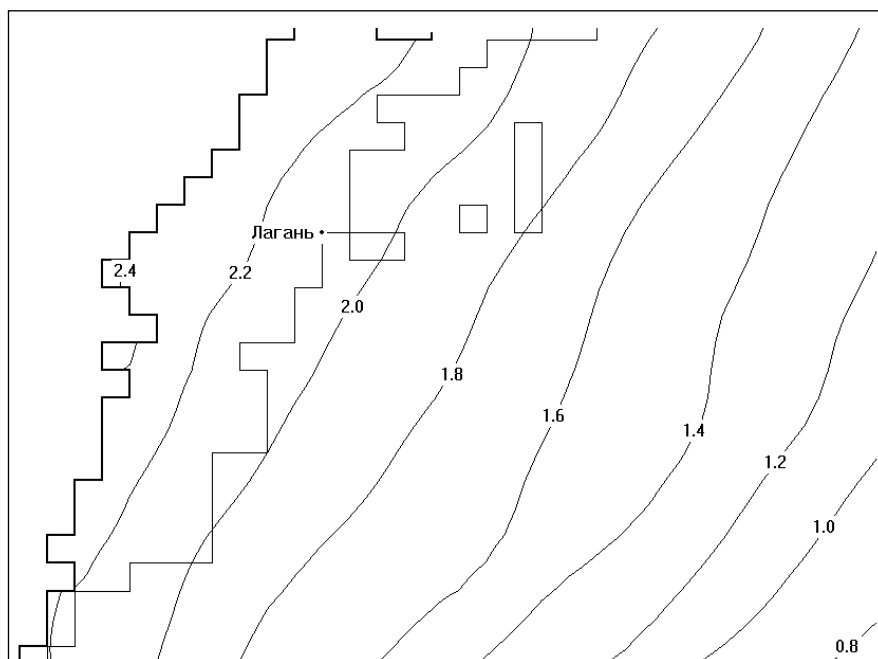
2.4.1. Расчет осушения и затопления прибрежных территорий

Очень большие ошибки возникают при расчете уровня моря в прибрежных районах Северного Каспия, связанные с заданием бесконечной вертикальной стенки на твердых боковых границах моря. В отличие от реальной ситуации затопления прибрежных районов при нагонах, условие твердой бесконечной стенки не позволяет воде проходить вглубь суши, из-за этого возникают нереально большие величины нагонов вблизи твердой границы. Для того, чтобы учесть осушение и затопление прибрежной части суши при нагонах и сгонах была применена методика расчета осушения и затопления, изложенная в разделе 1.7. В процессе расчетов по гидродинамической модели происходит затопление и осушение прибрежных областей. Для учета этих эффектов расчетная область содержит дополнительные расчетные точки, которые считаются «сухими» в начале расчета и могут затопляться в процессе штормового нагона. Таким

образом, такой подход предполагает задание в виде цифрового массива не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. В модели задан рельеф прибрежной части моря так, что 0 м глубины соответствуют – 18 м БС, поэтому, чтобы модель начала считать, например, с уровня -27 м БС, нужно задать его равным -9 м. В процессе расчета, теоретически уровень может подняться на 9 метров и затопить все дополнительные расчетные точки прибрежной части моря. Кажется, что рельеф прибрежной части задан с большим запасом, но это только при современном положении уровня Каспийского моря, а в модели предусмотрено и возможное сильное возрастание среднего уровня моря.

Учет осушки и затопления в численном алгоритме продиктован не только необходимостью получения оценок возможных затопляемых площадей. Как установлено в результате численных экспериментов, для мелководных областей Северного Каспия без этой процедуры невозможно получить достоверные величины нагонов. В качестве примера на рис. 2.27а приводится рассчитанное поле максимальных значений уровня моря в районе п. Лагань при синоптических условиях, аналогичных штормовому нагону 1952 г., вызвавшему катастрофическое наводнение и затопление обширных территорий. Величина штормового нагона нарастала с юго-востока на северо-запад. На рисунке показана береговая черта при среднем уровне моря –27 м БС (начало расчета) и максимальная граница затопления во время этого нагона (жирная линия). Полоса суши шириной до 20-30 км оказалась затоплена водой. Для сравнения на рис. 2.27б представлено поле максимальных значений уровня моря, рассчитанное без учета алгоритма затопления прибрежных областей при аналогичных синоптических условиях. Вблизи берега наблюдаются нереально высокие значения уровня моря, достигающие величины 7,2 метра. Это связано с искаженной аппроксимацией береговой границы (вертикальной стенки) и подтверждает важную роль диссипации нагонной волны на затопляемых участках суши. Особенно заметна разница экстремальных уровней моря с учетом и без учета затопления в прибрежных областях низкими берегами, поэтому очевидна необходимость учета алгоритма затопления при расчетах максимальных уровней моря для практических целей. На островах и у приглубых берегов этот эффект незначителен. Важно также отметить, что учет изменения берегового контура, связанного с затоплением, приводит не только к более достоверным оценкам. Изменяется пространственное перераспределение экстремальных уровней. Например, максимальные уровни без учета осушки и затопления в экстремальной штормовой ситуации ноября 1952 г. наблюдаются вблизи п. Лагань, а при учете описанного выше алгоритма максимумы расчетных уровней смещаются к югу. Возможно, это связано также с изменением реакции акватории Северного Каспия на атмосферные возмущения.

а)



б)

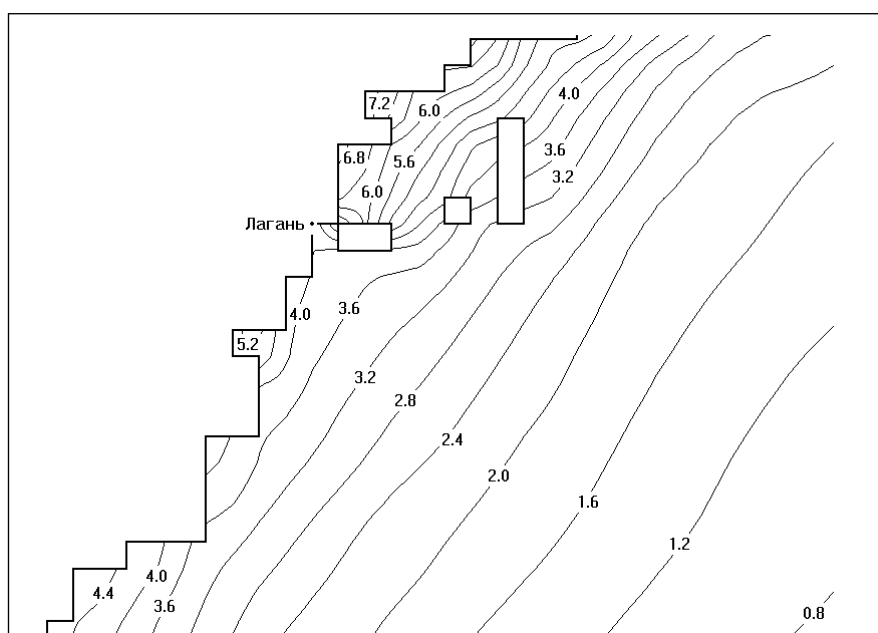


Рис. 2.27. Расчетные поля максимальных значений уровня моря в ноябре 1952 г. а) с учетом затопления б) без учета затопления (вертикальная бесконечная стенка).

2.4.2. Вероятностный метод расчета характеристик редкой повторяемости суммарных скоростей течений и уровня моря

Определение экстремальных высот уровня моря и скоростей суммарных течений редкой повторяемости имеет первостепенное значение при проектировании морских гидротехнических сооружений. От выбора проектных отметок уровня моря, базирующихся на этих данных, в значительной степени зависит объем и стоимость строительства. Положение экстремальных

отметок уровня существенно влияет на последствия динамического воздействия волн, течений и льдов на берег и морские гидротехнические сооружения. Для прикладных целей наибольший интерес представляют характеристики режима малой обеспеченности, или характеристики с повторяемостью 1 раз в 25, 50 и 100 лет.

Метод определения уровней редкой повторяемости на основе данных наблюдений над уровнем моря, теоретической основой которого является статистическая теория экстремальных значений, подробно изложен в работах [Герман, 1971; Герман, Левиков, 1988]. Ниже излагаются лишь его принципиальные положения.

Статистика экстремальных значений основана на двойном экспоненциальном законе. Двойной экспоненциальный закон можно представить в виде

$$P = \exp(-e^{-y}), \quad (2.1)$$

где y в выражении (2.1) называется приведенной переменной, которая является функцией статистической переменной x : $y=y(x)$, P – функция распределения, а x – в данном случае уровень моря.

Если (2.1) дважды прологарифмировать, получим

$$Y = -\ln(-\ln P). \quad (2.2)$$

Подставив сюда вместо P его значение, выраженное через период повторяемости

$$P = (T-1)/T, \quad (2.3)$$

полагая, что $T=1/(1-P)$, получим

$$Y = -\ln \ln [T/(T-1)]. \quad (2.4)$$

Рассмотрим теперь вопрос о характере связи между приведенной переменной y и статистической переменной x . Установлено, что предельные распределения экстремумов могут быть трех и только трех типов, которые получили название трех предельных распределений [Герман, Левиков, 1988]:

$$P_1(x) = \exp[-e^{-\alpha(x-u)}], \alpha > 0, u > 0, -\infty < x < \infty; \quad (2.5)$$

$$P_2(x) = \exp[-(v/x)^k], x > 0, v > 0, k > 0; \quad (2.6)$$

$$P_3(x) = \exp[-(x/v)^k], x < 0, v < 0, k > 0, \quad (2.7)$$

где α, u, v, k – параметры распределения.

Эти три предельных распределения (2.5) – (2.7) можно записать в общей форме в виде распределения Дженкинсона [Jenkinson, 1955]:

$$P(x) = \exp[-(1-x/\alpha)^{1/k}], \alpha k > 0. \quad (2.8)$$

Если $k > 0$, то $\alpha > 0$ и $P(x) = P_3(x)$. Если $k < 0$, то $\alpha < 0$ и $P(x) = P_2(x)$. При $k \neq 0$ преобразование

$$x = \alpha[1 - \exp(-ky)] \quad (2.9)$$

приводит к $P(x) = P_1(x)$.

Характер связи между приведенной переменной y и статистической переменной x для трех предельных распределений может быть установлен при сравнении двойного экспоненциального распределения (2.1) с (2.5) – (2.7). В результате получим следующие соотношения:

для первого предельного распределения

$$Y = \alpha(x - u); \quad (2.10)$$

для второго предельного распределения

$$Y = k(\ln x - \ln v); \quad (2.11)$$

для третьего предельного распределения

$$Y = k(\ln |v| - \ln |x|). \quad (2.12)$$

При исследовании экстремальных значений уровня моря применяются два способа составления выборок. Первый способ состоит в том, что эмпирические функции распределения строят по ряду годовых экстремумов. При втором способе выборки составляют по данным, которые выходят за пределы некоторого произвольно выбранного базисного уровня.

Лангбейн [Langbein, 1949] установил связь, которая дает возможность перехода от периода повторяемости T , рассчитанного по выборке, составленной только из годовых максимумов, к периоду повторяемости T' , рассчитанного по выборке, составленной из максимумов, которые превышают произвольно выбранный базисный уровень. Соотношения, установленные Лангбейном, получены на основе следующих соображений. Пусть имеется m' значений, превышающих статистическую переменную x . Если общее число наблюдений в исследуемой выборке n' , а число лет наблюдений N , то среднее годовое число

$$\lambda = \frac{n'}{N}, \quad (2.13)$$

а вероятность превышения величины x выразится соотношением

$$1 - p' = m' / (\lambda N). \quad (2.14)$$

Положив $\lambda = 1$, что соответствует случаю, когда в среднем имеется один максимум в году, получим

$$1 - p' = m' / N. \quad (2.15)$$

Если же рассматривать выборку годовых максимумов, то в соответствии с законом Пуассона можно записать

$$1 - P = 1 - \exp(-m' / N). \quad (2.16)$$

Периоды повторяемости соответственно равны:

$$T = 1/[1 - \exp(-m'/N)]; \quad (2.17)$$

$$T' = N/m'. \quad (2.18)$$

Из соотношений (2.17) и (2.18) следует, что при $N/m' \geq 10$ периоды T и T' незначительно отличаются друг от друга.

Поэтому вне зависимости от способа составления выборок в области малых вероятностей кривые обеспеченности максимальных высот уровня моря практически совпадают. Основная же масса точек, сосредоточенная в области малых периодов повторяемости, не представляет большого интереса для расчета максимальных значений.

Для расчета эмпирических вероятностей превышения максимума широкое применение получила формула Вейбулла

$$1-P = m/(N+1), \quad (2.19)$$

где $1-P$ – вероятность превышения наблюдаемых максимумов, m – порядковый номер членов ряда, расположенных в порядке убывания, N – общее число членов ряда максимумов.

В шельфовой зоне, где продолжительные непрерывные ряды наблюдений отсутствуют, широкое применение получил второй способ составления выборок экстремальных значений. В работе [Зильберштейн, Попов, 2001] применялся метод «экстремальных штормов», основанный на привлечении исторической метеоинформации по экстремальным штормовым ситуациям, которые имели место за последние 30 или 40 лет. Эта информация служила в качестве исходных данных при расчете штормовых нагонов и сгонов и течений редкой повторяемости. Такая концепция в то время являлась единственно возможной при отсутствии длинных рядов наблюдений. Методически близкий подход использовался в Великобритании применительно к шельфовой зоне Северного моря.

В работе [Зильберштейн, Попов, 2001] из всего архива синоптических карт за 40 лет выбирались экстремальные штормовые ситуации. Для каждой из них на основе гидродинамической модели рассчитывались максимумы уровня и затем на основе указанной выше вероятностной модели и соотношений Лангбейна строилась эмпирическая функция распределения суммарного уровня для расчетной точки по всем штормовым ситуациям. В качестве возмущающих сил в гидродинамической модели для каждой штормовой ситуации задавались градиенты атмосферного давления и касательные напряжения ветра, рассчитываемые на основе специально подготовленного регионального компьютерного банка штормов.

В настоящее время появились данные атмосферного реанализа о полях атмосферного давления и скоростей ветра, по этим полям с использованием гидродинамического моделирования «морского реанализа» проводятся непрерывные расчеты на большие промежутки времени (60 лет) и рассчитываются экстремумы как уровня моря, так и скоростей течений. На

основе полученной в расчете по гидродинамической модели функции распределения уровня моря определяются экстремальные его характеристики, возможные 1 раз в 10, 25, 50 и 100 лет.

Интерполяция и экстраполяция значений функции распределения в область малых обеспеченностей производится на компьютере автоматически, с помощью критерия “ χ -квадрат”. При этом используется следующий алгоритм.

Рассматривается функциональная зависимость F между периодом повторяемости T и экстремальной величиной уровня моря в области изменения T от 4 лет и более. Характер функции F в силу ее построения определяется предельными распределениями (2.10) – (2.12). Учитывая это, производится вычисление стандартного отклонения σ для выборки $F(T_i)$, где T_i принадлежит всей области изменения T .

Если значение σ оказывается велико, то применяется процедура разбиения области изменения T на участки, для которых должно выполняться следующие условия:

1. значение стандартного отклонения σ , вычисленного для каждого участка разбиения, достаточно мало;
2. эти значения сравнимы между собой;
3. на каждый такой участок разбиения приходится достаточное число членов выборки $F(T_i)$.

Если такое разбиение провести невозможно, то, учитывая характер функции F , данные, на основании которых она была построена, бракуются.

Выполнение условий 1 – 3 означает [Гумбель, 1965], что на выбранном участке допустимо применение модифицированного метода наименьших квадратов для построения прямой, достаточно хорошо аппроксимирующей функцию F . Причем для определения параметров этой прямой не требуется вычисления смешанного момента, что значительно повышает точность расчетов.

Учитывая теоретические методы расчета периода предсказуемости, изложенные в работах [Гумбель, 1965; Герман, Левиков 1988] и выполнение условий 1 – 3, на основании имеющихся архивных данных допустимо определение значений экстремальных характеристик, возможных 1 раз в 50 и 100 лет, методом экстраполяции прямой (2.20), построенной для крайнего участка разбиения имеющейся области значений T .

Исходя из этого, на каждом участке разбиения области изменения « n » строится прямая.

$$F=a(T-b). \quad (2.20)$$

Параметры a , b могут быть определены с помощью модифицированного метода наименьших квадратов и используются для вычисления экстремальных характеристик.

Однако, с целью уменьшения влияния погрешностей данных наблюдений, необходимо использовать робастную технику оценки параметров a и b , основанную на том факте, что медиана любой выборки является величиной, минимизирующей сумму абсолютных отклонений.

Учитывая некоторую неопределенность условий 1-3, для получения достоверных и несмещенных оценок значений $F(T_i)$ необходимо применять следующий робастный алгоритм:

1) Вся область определения функции распределения разбивается на ряд перекрывающихся участков в соответствии с их статистическими параметрами.

2) Для каждого значения T_i , в котором необходимо получить оценку функции распределения, строится ряд $\Phi = \{ f_j(T_i) \}$, каждый член которого есть значение функции распределения, полученное с помощью вышеописанной процедуры определения оценки параметров a и b , но для определенного участка разбиения.

3) Вычисляется значение медианы ряда Φ . На основании свойств медианы это значение и есть достоверная и несмещенная оценка $F(T_i)$.

Необходимо отметить, что применение данного алгоритма расчета $F(T_{10-100})$ не изменяет характера связи между статистической и приведенной переменной, которая остается в рамках первого предельного распределения (2.10).

Аналогичным образом рассчитываются характеристики редкой повторяемости суммарных скоростей течений. По данным расчетов с помощью гидродинамической модели определяются максимальные значения суммарных скоростей течений для каждого месяца рассматриваемого периода времени.

Затем строится функция распределения модуля максимальных скоростей суммарных течений в каждом из 24 секторов картушки компаса. На основе полученной функции распределения в каждом секторе определяются максимальные характеристики скоростей течений, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет. Интерполяция и экстраполяция значений функции распределения модуля максимальных скоростей течений редкой повторяемости в каждом секторе в область малых вероятностей производится с помощью критерия “ χ -квадрат”.

Их объединение по всем секторам дает функцию распределения максимальных скоростей суммарных течений редкой повторяемости по румбам для исследуемой точки.

2.4.3. Результаты расчетов экстремальных характеристик уровня моря по методу экстремальных штормов.

В работе [Зильберштейн, Попов, 2001] приводится пример расчета характеристик уровня моря редкой повторяемости (рис. 2.28) для одного из узлов расчетной сетки, полученный по экстремальным уровням моря в 63 отобранных штормах. Для каждого узла сетки использованы

63 значения экстремумов уровня в качестве входных данных статистической модели для получения экстремальных значений уровня моря, возможных 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет.

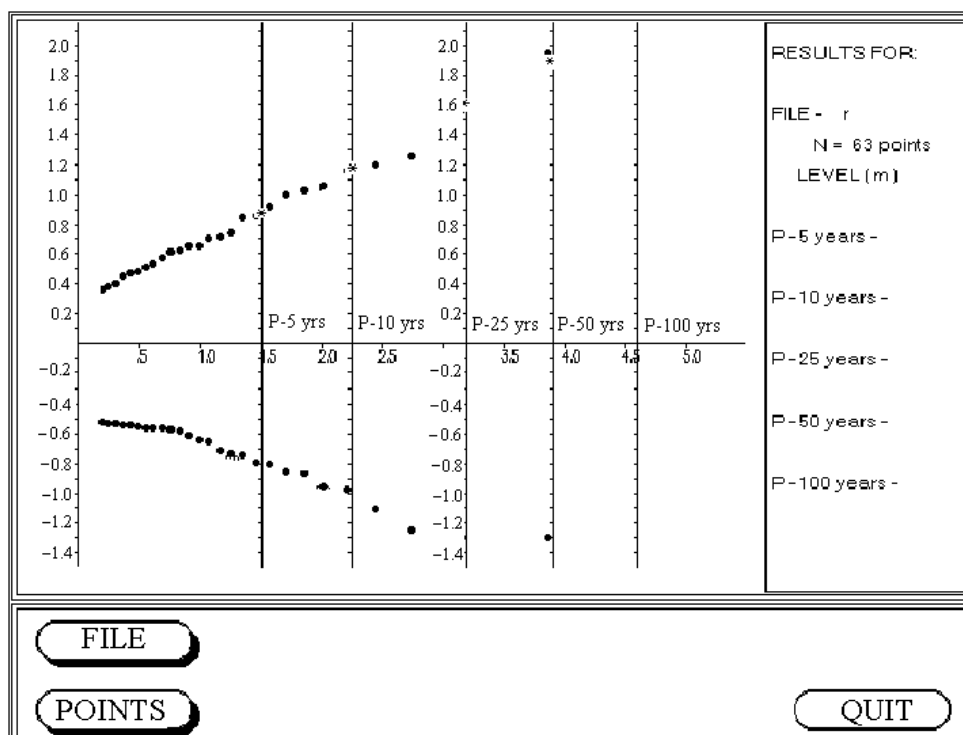


Рис. 2.28. Пример расчета экстремумов уровня моря по вероятностной модели для одного из узлов расчетной сетки. Темные точки – экстремумы уровня, полученные по гидродинамической модели в 63 отобранных штормах. Точки (*) значения нагонов соответствующих периодов повторяемости, полученные по вероятностной модели.

В этой работе представлены карты пространственного распределения максимального и минимального значений уровня моря, возможных 1 раз в 100 лет в районе пункта Лагань (рис. 2.29). На карте максимальных величин сгона также показана граница осушаемых в процессе сгонов прибрежных областей, образующихся изолированных участков водной поверхности и островов.

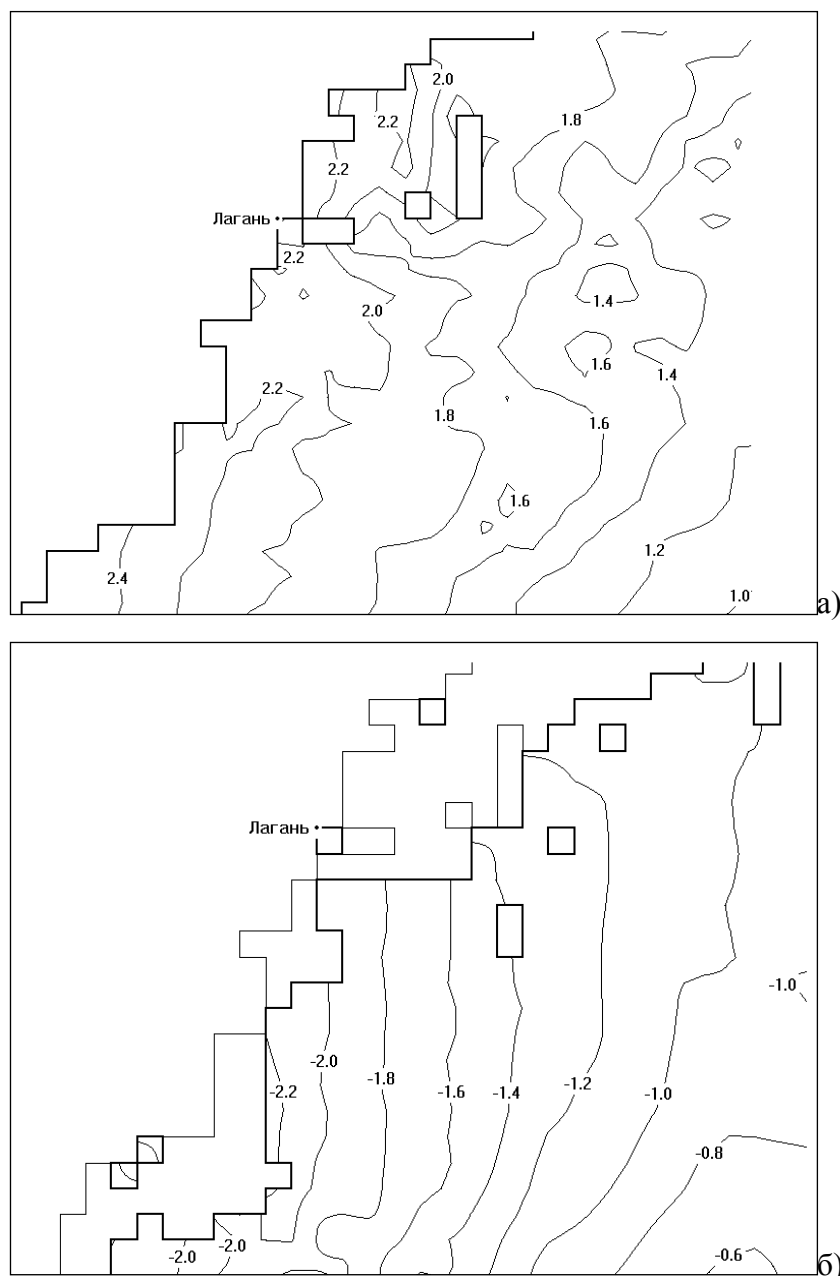


Рис. 2.29. Пространственное распределение максимальных расчетных высот, м, нагона (а) и сгона (б), возможных 1 раз в 100 лет, в районе п. Лагань. Жирные линии – границы берегового контура, соответствующие СУМ=-27 м БС (а), и границы вероятного отступления берега, появившиеся острова и изолированные участки водной поверхности (б)

В конце работы [Зильберштейн, Попов, 2001] подводятся итоги расчетов экстремальных характеристик уровня моря по 63 отобранным экстремальным штормам: «Таким образом, впервые получены на основе современных гидродинамических и вероятностной моделей цифровые поля экстремальных характеристик уровня моря, возможных 1 раз в N лет, для участка акватории, окружающего п. Лагань. Такие цифровые поля дают возможность не только оценить характеристики, необходимые для проектирования сооружений в береговой зоне, но выбрать место их оптимального расположения, оценить различные варианты строительства портовых

защитных сооружений, подводных трубопроводов. Аналогичные поля могут быть рассчитаны и для экстремальных характеристик течений с учетом их распределения по глубине и ветровых волн. Такие характеристики существенно расширяют наши знания о режиме экстремальных значений. Они могут быть также использованы при расчетах ассоциированных характеристик с учетом ветровых волн. Необходимо иметь в виду, что полученные оценки экстремальных нагонов имеют смысл только для акватории в пределах береговой границы, соответствующей отметке среднего уровня Каспийского моря (-27 м БС). Для точек на затопляемых участках суши получить соответствующие оценки не представляется возможным с методической точки зрения вследствие неопределенности функции распределения. Соответственно, существует аналогичная неопределенность в расчете сгонов редкой повторяемости на участках акватории подвергающихся осушке. Важным результатом, несомненно, является установленный факт необходимости учета осушки и затопления как с точки зрения повышения точности расчетов штормовых нагонов, так и практической значимости получения оценок затопляемых площадей. ».

2.4.4. Результаты расчетов экстремальных характеристик уровня моря за период моделирования 60 лет по данным атмосферного реанализа.

В качестве входной информации задаются поля давления на уровне моря по данным глобального реанализа метеорологических полей NCEP/NCAR с дискретностью 6 часов по времени и 2.5×2.5 градуса по пространству. Данные реанализа по ветру не используются, поскольку ветер по реанализу оказался значительно слабее реально наблюдавшегося на станциях. Расчет приводного ветра по полям атмосферного давления проводится по специальной методике [Макова, 1989]. Всего было рассчитано по морской модели 60 лет «морского реанализа» с 1948 по 2007 годы при отметке среднего уровня моря -27 м БС. В зимние месяцы на поверхности моря задавались ежесуточные поля сплоченности льда по данным наблюдений. Данные наблюдений о сплоченности льда поступают 1 раз в неделю и интерполируются для того, чтобы получить ежесуточные значения сплоченности льда. Задавался климатический ежемесячный расход Волги и поля климатического видимого испарения [Панин, 1987]. При моделировании учитываются климатические поля температуры и солености для 12 месяцев, полученные адаптационным расчетом [Попов, 2004], по данным наблюдений на 30 стандартных горизонтах.

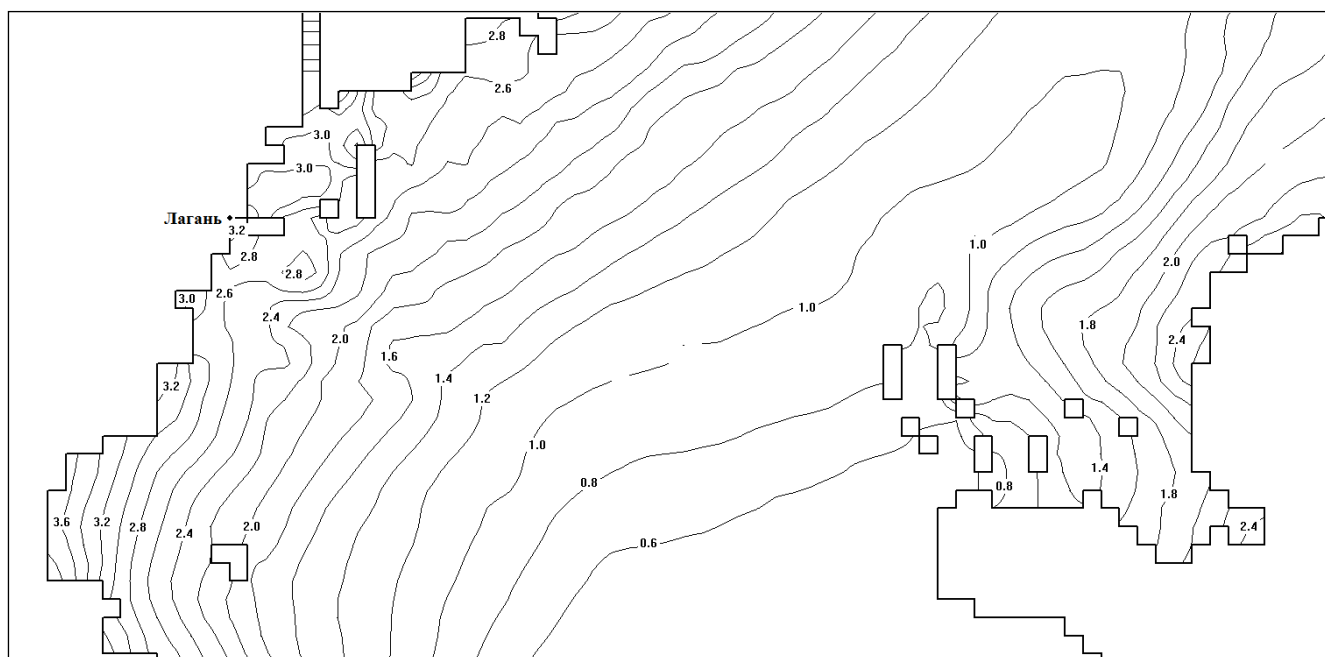
В результате расчетов были записаны поля уровня Каспийского моря на 3 мильной расчетной сетке с дискретностью 1 час. Эти поля уровня использовались для получения максимумов и минимумов уровня моря для каждого месяца в течение 60 лет. Таким образом, в качестве входной информации для вероятностной модели использовался ряд 720 ежемесячных максимумов и 720 ежемесячных минимумов уровня моря в каждой точке 3 мильной сетки Каспийского моря.

В результате расчетов по вероятностной модели были получены экстремальные характеристики уровня моря, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет. На рис. 2.30 приведены максимальные и минимальные значения уровня моря, возможные 1 раз в 100 лет. Если сравнить эти характеристики с полученными в районе Лагани (рис. 2.29) по экстремальным штормам, то заметна существенная разница. Максимум уровня моря по вероятностной модели, возможный 1 раз в 100 лет, полученный по непрерывному ряду максимумов уровня моря в течение 60 лет, составил 3,2 м в районе Лагани (рис. 2.30). Аналогичный максимум уровня моря, возможный 1 раз в 100 лет полученный по максимумам уровня моря в 63 экстремальных штормах (рис. 2.29) в районе Лагани составил 2,2 м. Минимальный уровень моря, возможный 1 раз в 100 лет в районе Лагани получился -3,2 м по 60 летнему ряду максимумов и только -2,2 м по 63 экстремальным штормам.

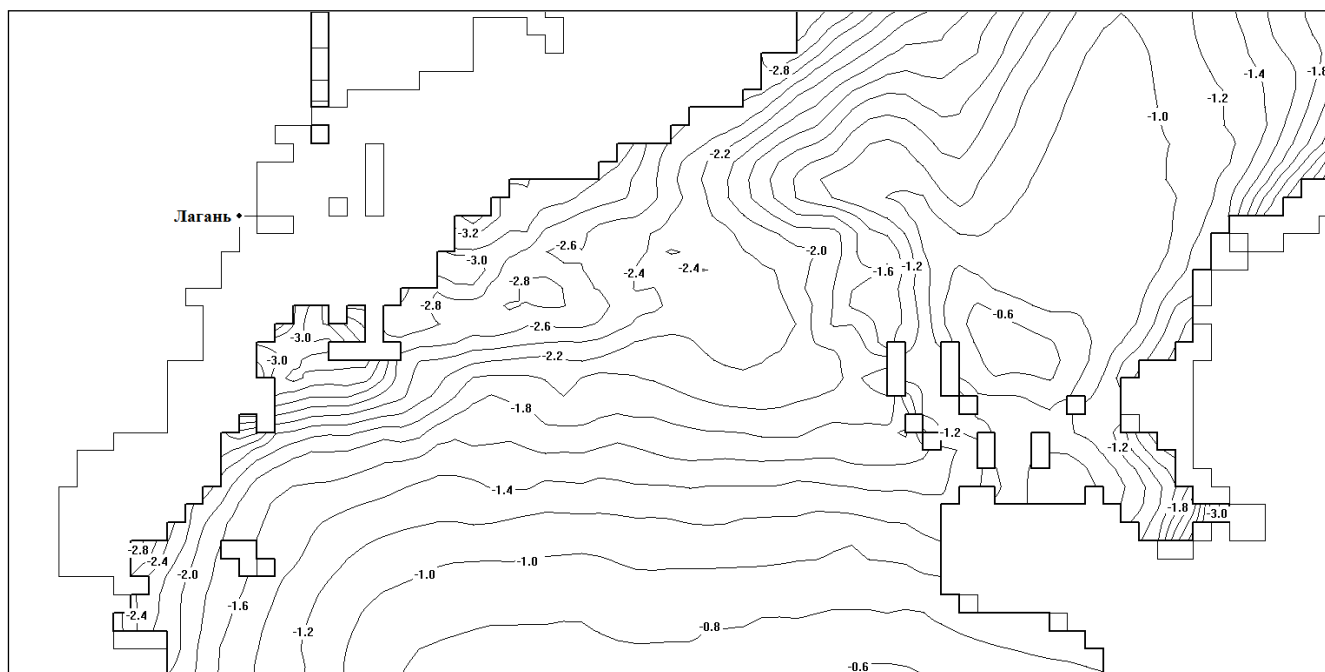
Расчеты по непрерывному ряду максимумов являются более методически обоснованными и достоверными, а результаты расчетов максимумов уровня моря по непрерывному ряду максимумов более надежными, чем по отдельным экстремальным штормам. Вполне возможны ситуации, когда экстремальные значения уровня моря случаются в промежутках между экстремальными штормами, но эти экстремумы будут потеряны при использовании метода экстремальных штормов, что, конечно, повлияет на расчет экстремальных характеристик по вероятностной модели.

Кроме характеристик редкой повторяемости, непрерывные расчеты в течение 60 лет позволяют более достоверно оценить нагоны на затопляемых прибрежных участках суши. На рис. 2.31а приведен максимальный уровень моря, полученный по гидродинамической модели в течение 60 лет при СУМ=-27 м БС. Значения уровня моря за границей береговой линии, соответствующей СУМ=-27 м БС приводится в отклонении от рельефа дна, то есть, дана реальная высота столба воды над рельефом прилегающей суши, значения которого выше -27 м БС. В основной части моря, где глубина моря больше - 27 м БС, нагоны, как обычно, даны в отклонениях от - 27 м БС.

Значение максимального уровня в районе Лагани составило 3,6 м, что даже выше, чем 1 раз в 100 лет, а это значит, что некоторые экстремумы уровня из 60 летнего ряда превысили значения, возможные 1 раз в 100 лет. Вероятностная модель выявила среди экстремумов, полученных в расчете за период 60 лет, наличие более редких событий, чем возможные 1 раз в 100 лет. На рис. 2.31б также в районе Лагани заметны сгоны -3,4 м, что также превышает сгоны, возможные 1 раз в 100 лет (2.30б). Поля экстремальных значений по гидродинамической модели за период 60 лет более гладкие, чем полученные с использованием вероятностной модели, возможные 1 раз в 100 лет.

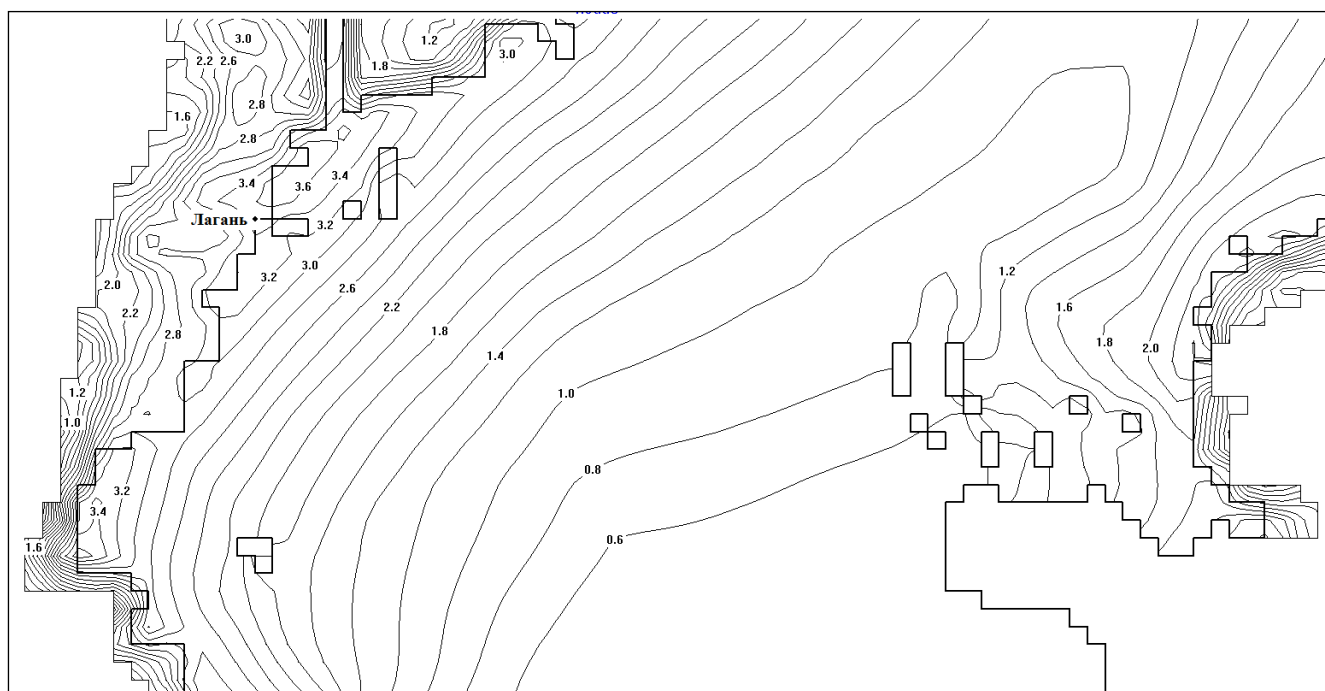


а)

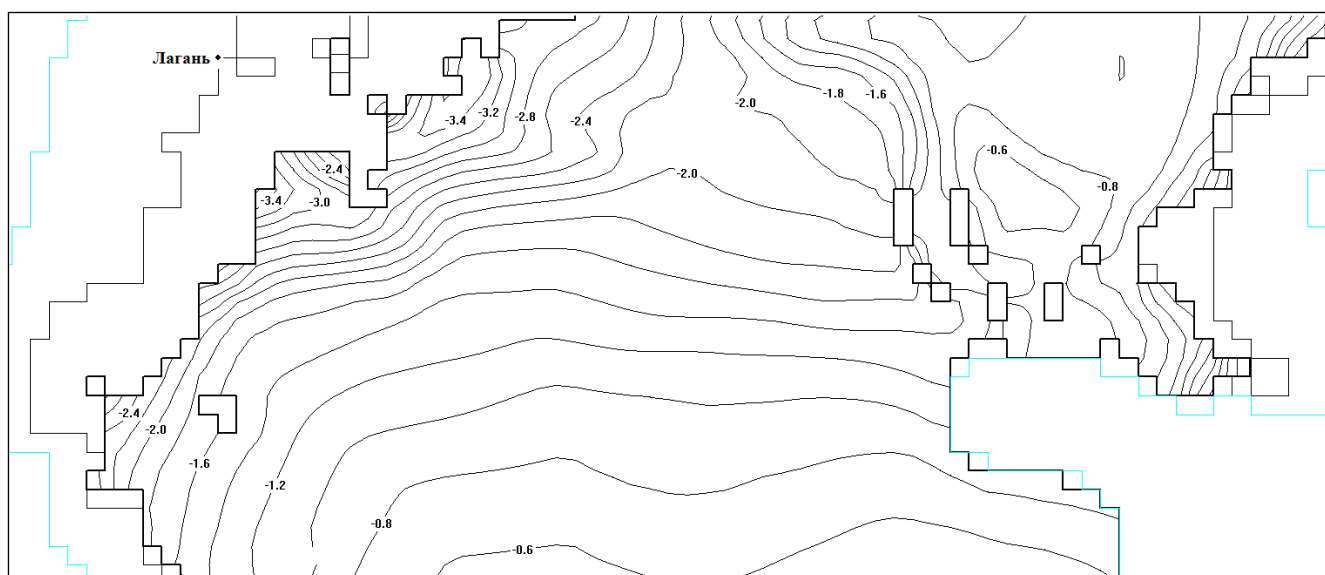


б)

Рис. 2.30. Максимальный (а) и минимальный (б) уровни моря, возможные 1 раз в 100 лет, в Северном Каспии. Жирные линии – границы берегового контура, соответствующие СУМ=-27 м БС (а), и границы вероятного отступления берега, появившиеся острова и изолированные участки водной поверхности (б)



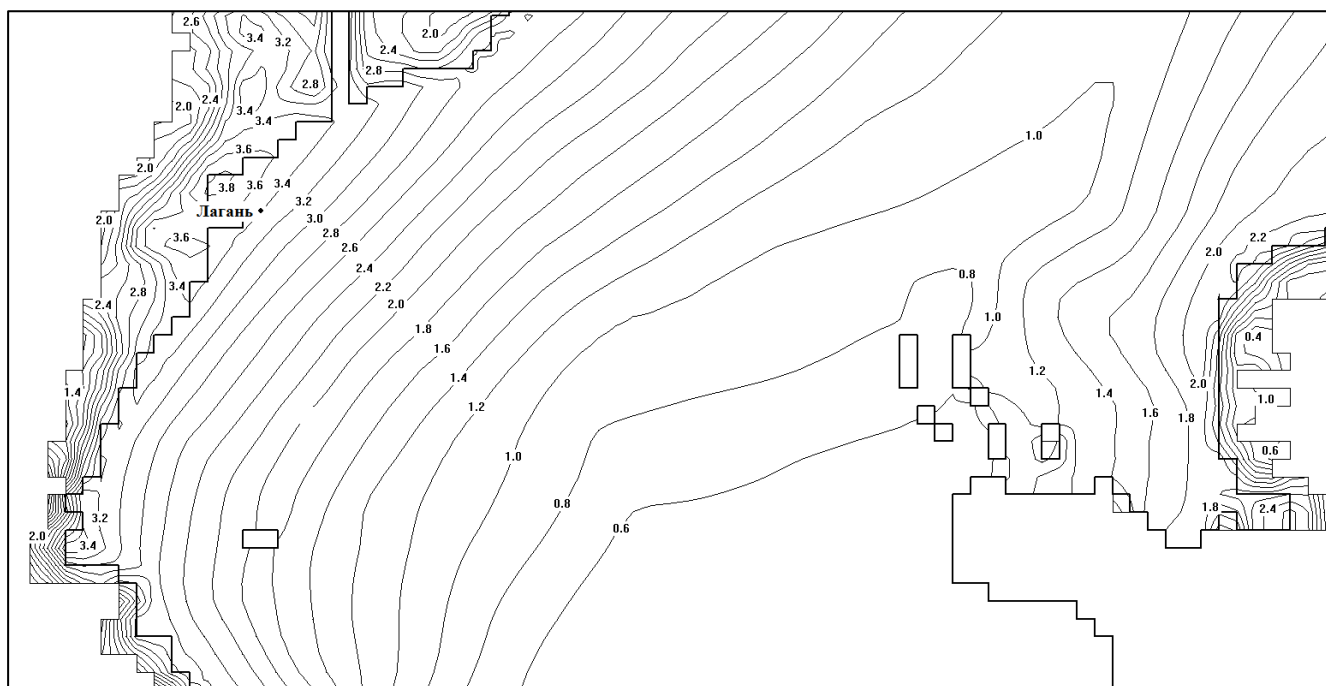
а)



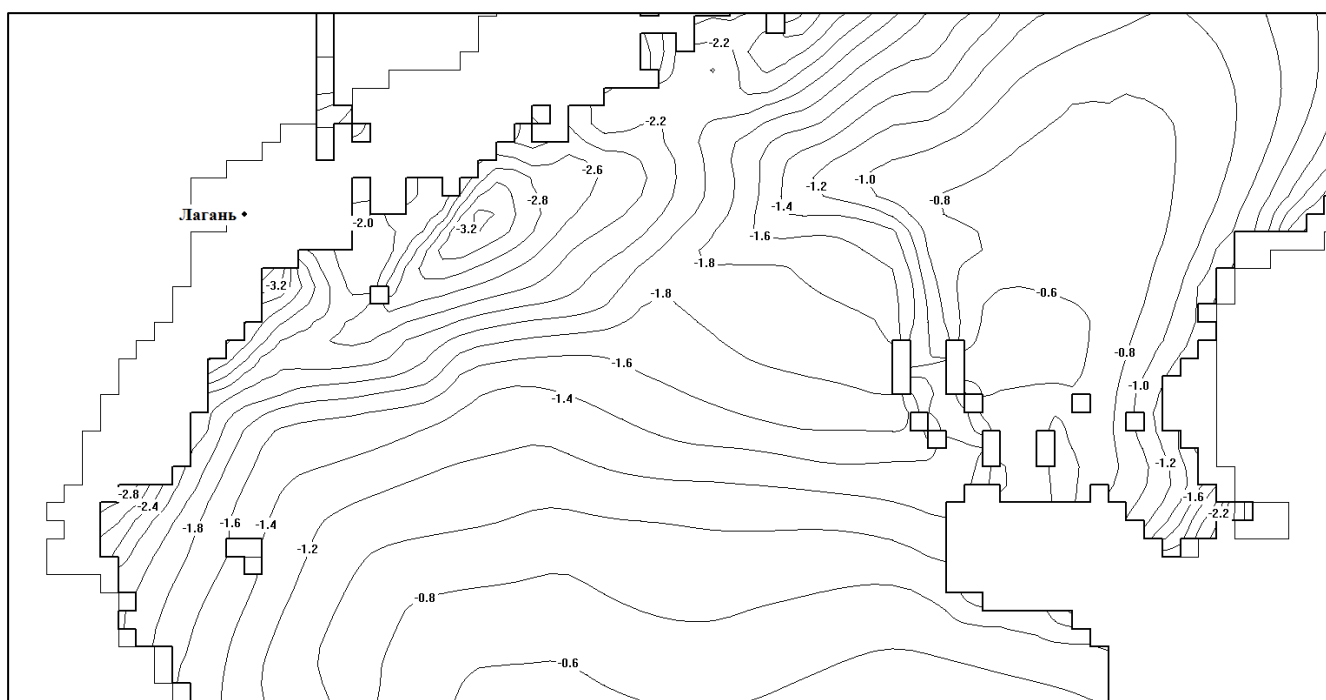
б)

Рис. 2.31. Максимальный (а) и минимальный (б) уровни моря в Северном Каспии, полученные в непрерывном расчете по гидродинамической модели за период 60 лет. Жирные линии – границы берегового контура, соответствующие СУМ=-27 м БС (а), и границы вероятного отступления берега, появившиеся острова и изолированные участки водной поверхности (б)

Величины нагонов и сгонов изменяются при уменьшении или увеличении среднего уровня моря. Для оценки этих изменений были проведены расчеты на 60 лет (1948-2007 г.) с СУМ=-25,9 м БС (рис. 2.32) и СУМ=-29,5 м БС (рис. 2.33).

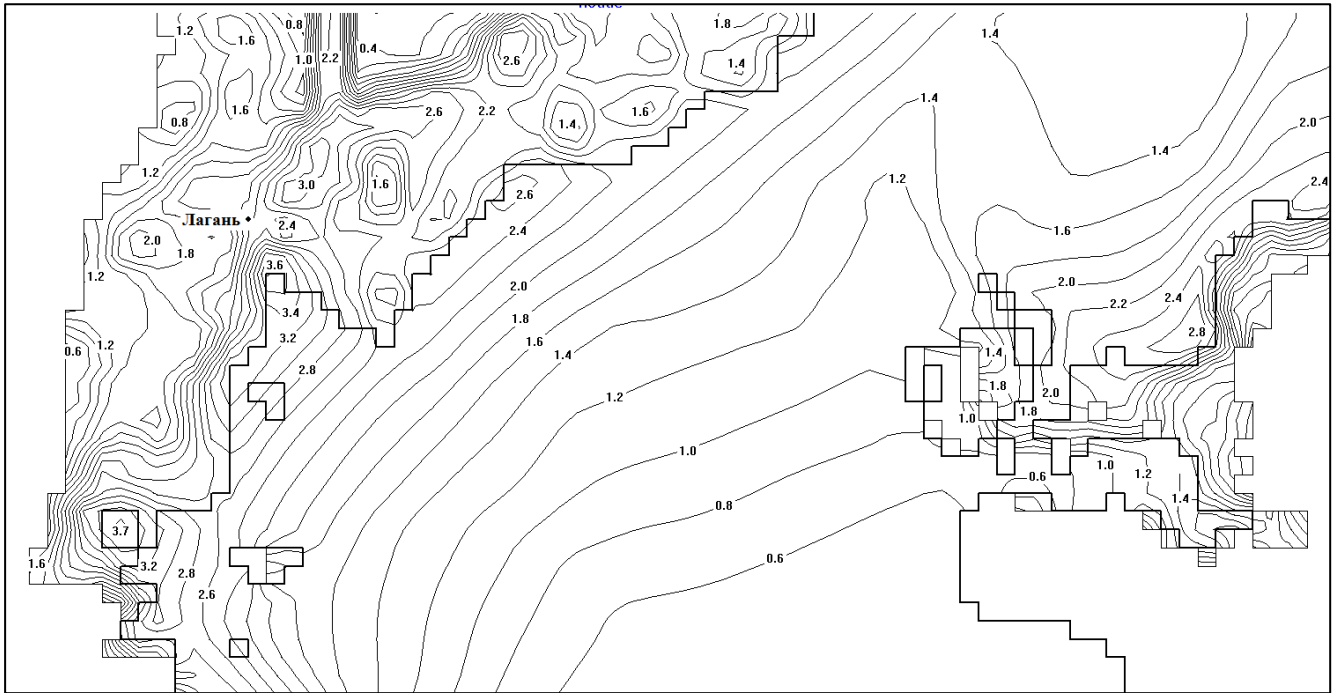


а)

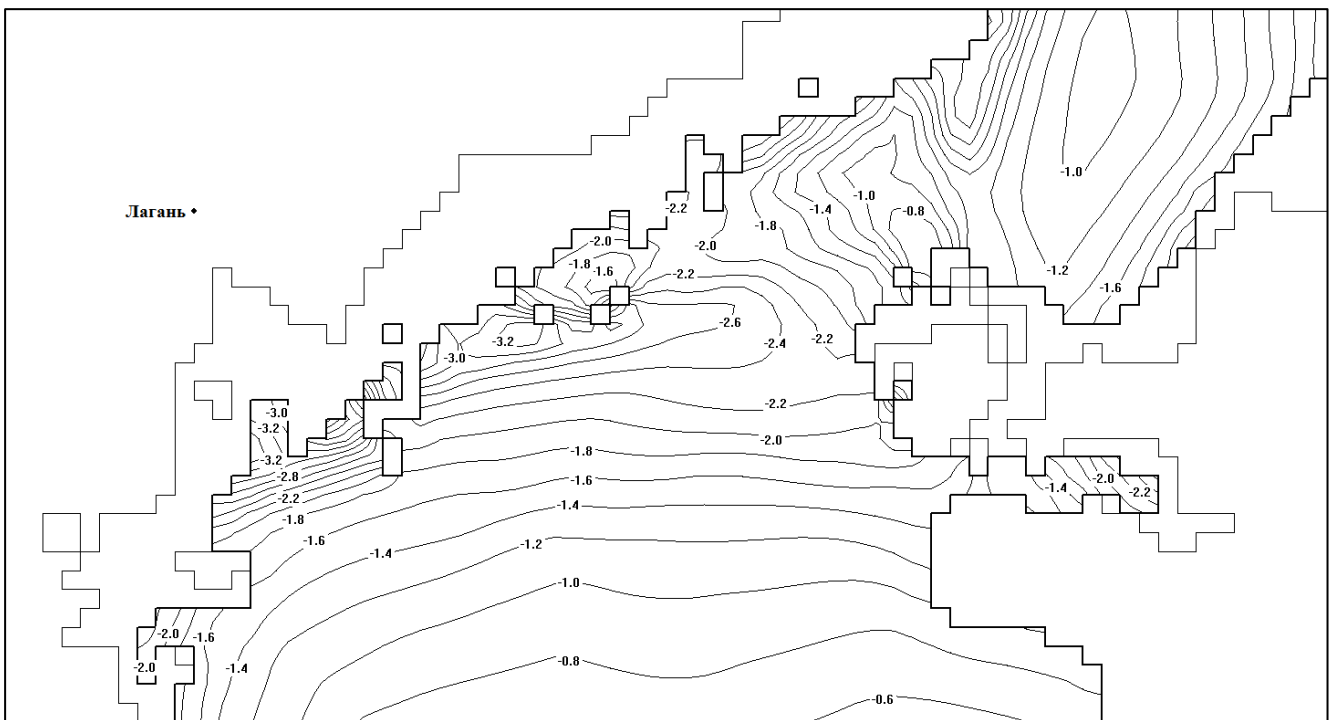


б)

Рис. 2.32. Максимальный (а) и минимальный (б) уровни моря в Северном Каспии, полученные в непрерывном расчете по гидродинамической модели за период 60 лет. Жирные линии – границы берегового контура, соответствующие СУМ=-25,9 м БС (а), и границы вероятного отступления берега, появившиеся острова и изолированные участки водной поверхности (б)



а)



б)

Рис. 2.33. Максимальный (а) и минимальный (б) уровни моря в Северном Каспии, полученные в непрерывном расчете по гидродинамической модели за период 60 лет. Жирные линии – границы берегового контура, соответствующие СУМ=-29,5 м БС (а), и границы вероятного отступления берега, появившиеся острова и изолированные участки водной поверхности (б)

Пункт Лагань, который находился на побережье при СУМ=-27,5 м БС, оказался внутри моря при СУМ=-25,9 м БС и в глубине суши при СУМ=-29,5 м БС. Очертания берегов сильно изменяются при изменении среднего уровня моря, особенно это заметно на западном побережье Северного Каспия. При низком стоянии среднего уровня моря СУМ=-29,5 м БС (рис. 2.33) в расчете по модели получаются очень большая площадь осушки в Северном Каспии, что обусловлено наложением экстремального сгона на экстремально низкий СУМ. Если рассматривать сгоны относительно СУМ, то величина сгонов уже не так сильно изменяется при изменении СУМ. Но все-таки, с уменьшением СУМ размах колебаний уровня моря увеличивается.

В районе о. Тюлений при СУМ=-25,9 м БС максимум за 60 лет в расчете по модели 2 м, а минимум -1,5 м. (рис. 2.32). При СУМ=-29,5 м БС максимум за 60 лет в расчете по модели 2,5 м, а минимум -2 м. (рис. 2.33). Размах колебаний уровня моря вырос на 1 м с 3,5 м при СУМ=-25,9 м БС до 4,5 м при СУМ=-29,5 м БС. Нагоны и сгоны увеличиваются при уменьшении СУМ и площади поверхности моря. При уменьшении СУМ глубина моря уменьшается и уровень моря сильнее реагирует на воздействие ветра.

Опасность затопления побережья выше при более высоком положении уровня моря, поэтому нагоны при высоком СУМ более опасные. Относительное уменьшение нагонов при возрастании СУМ уменьшает суммарный уровень и несколько уменьшает опасность затопления побережья. Поэтому снижение высоты нагонов при росте уровня моря имеет положительный эффект и уменьшает отрицательное воздействие штормовых нагонов.

2.4.5. Результаты расчетов экстремальных характеристик течений, полученных за период моделирования 60 лет по данным атмосферного реанализа

По данным расчетов суммарных течений, в течение 60 лет определяются максимальные значения скоростей течений по 24 направлениям на различных горизонтах за период 60 лет. Затем для каждого горизонта на основе вероятностной модели (раздел 2.4.2) строятся функции распределения модуля максимальных скоростей суммарных течений за период 60 лет в каждом из 24 пятнадцатиградусных секторов. На основе полученной функции распределения определяются в этом секторе максимальные течения, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет. Интерполяция и экстраполяция значений функции распределения модуля максимальных скоростей редкой повторяемости в каждом секторе в область малых вероятностей проводится на компьютере автоматически с помощью критерия “ χ -квадрат”. Их объединение по всем секторам дает функцию распределения максимальных скоростей суммарных течений редкой повторяемости по румбам для исследуемого горизонта в данной точке.

Методика расчетов характеристик редкой повторяемости скоростей течений применяется отдельно для каждого узла расчетной сетки, горизонта и сектора. Были получены методически обоснованные значения экстремальных характеристик скорости течения по 24 направлениям и без учета направления в каждой точке на отдельном горизонте. Если объединить все точки на данном горизонте, то можно построить поля экстремальных характеристик скорости течения без учета направления для каждого горизонта (рис. 2.34).

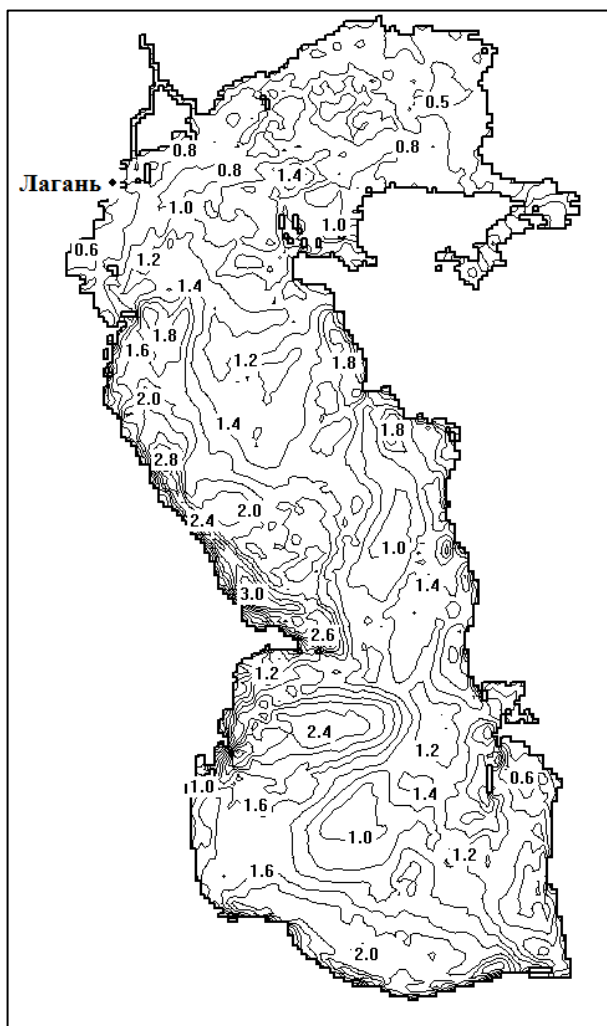


Рис. 2.34 Максимальная скорость течения на поверхности в м/с, возможная 1 раз в 100 лет, СУМ=-27 м БС, полученная в расчете по вероятностной модели

Цифровые поля экстремальных характеристик скорости течения, полученные на основе гидродинамического и вероятностного моделирования, записываются в базы данных, которые используются при планировании работ на шельфах морей, выборе оптимального участка для строительства платформы или трубопровода на стадиях проектирования морских сооружений.

Для сравнения с расчетами характеристик редкой повторяемости по вероятностной модели, приводятся максимальные скорости течения, полученные с использованием только гидродинамической модели. На рис. 2.35 показаны максимумы скорости течения за период

расчетов по модели 60 лет (1948-2007) на поверхности и горизонте 50 м. На поверхности максимальное значение скорости достигает 3,4 м/с, а на горизонте 50 м 1,8 м/с. Максимум скорости течения на поверхности, полученный в непрерывном расчете на 60 лет 3,4 м/с (рис. 2.35) превысил максимум, возможный 1 раз в 100 лет, полученный с использованием вероятностной модели 2,8 м/с (рис. 2.34). Вероятностная модель определила, что в ряду максимумов, полученных за период моделирования 60 лет, присутствуют максимумы более редкой повторяемости, чем 1 раз в 100 лет.

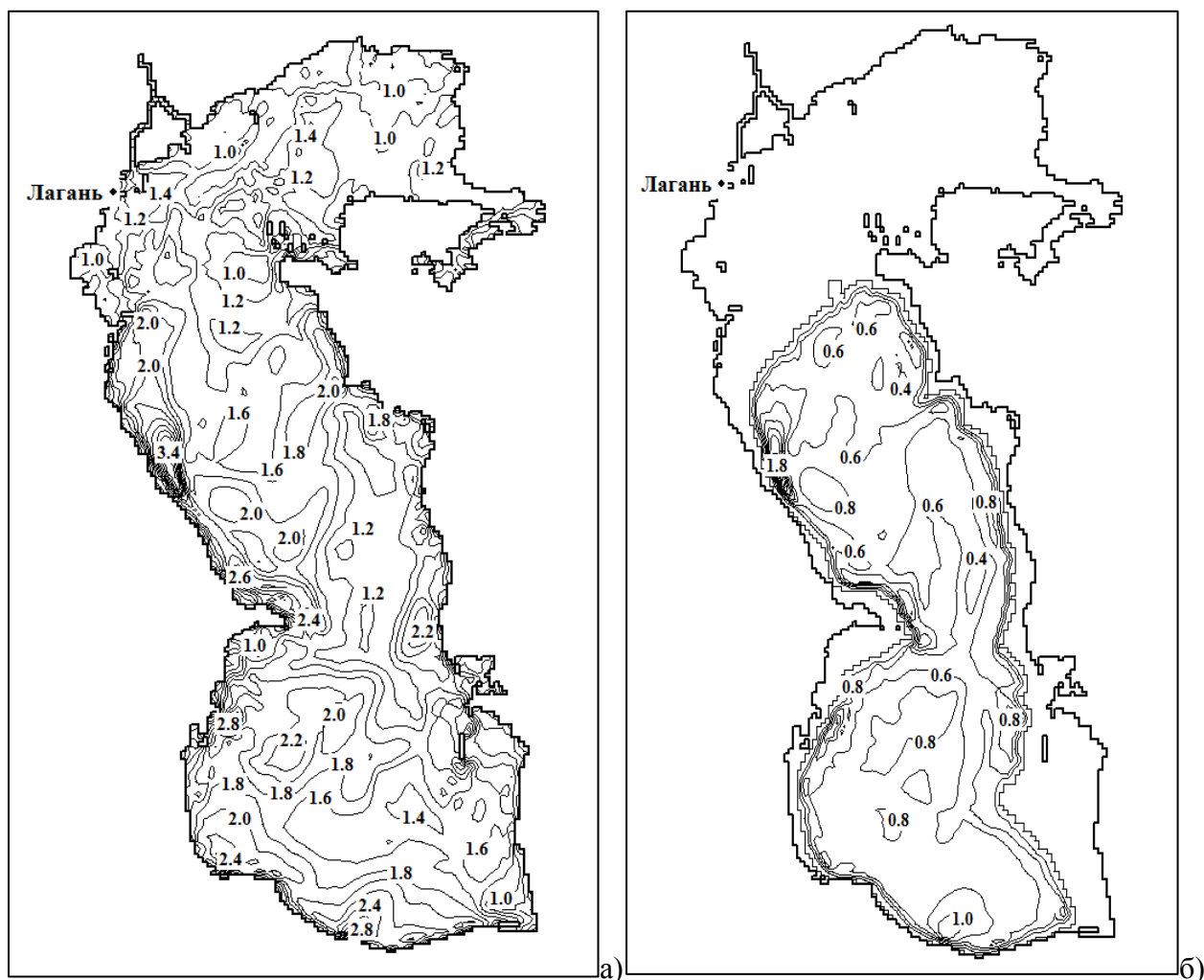


Рис. 2.35 Максимальная скорость течения в м/с а) на поверхности, б) на горизонте 50 м, СУМ=–27 м БС, полученная в расчете по гидродинамической модели за период 60 лет (1948-2007)

Интересно также было оценить влияние СУМ на экстремальные характеристики скорости течения. На рис. 2.36 приводятся максимальные скорости течения, полученные по гидродинамической модели за период времени 60 лет, при разных отметках СУМ. Влияние площади зеркала моря на экстремальные характеристики скорости течения значительно меньше, чем на экстремальные характеристики уровня моря. Размах колебаний уровня моря

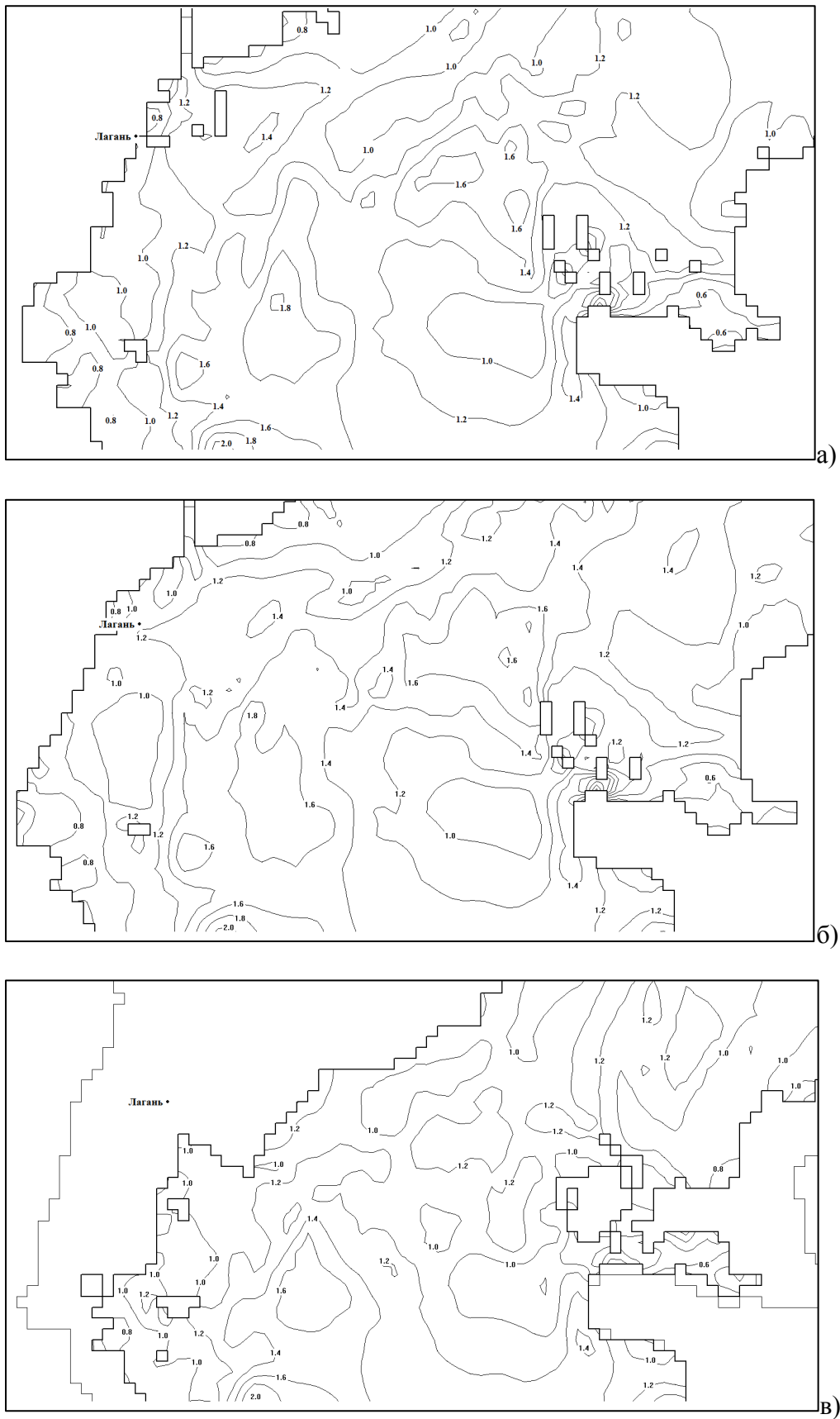


Рис. 2.36 Максимальная скорость течения в м/с на поверхности, а) СУМ=-27,0 м БС, б) СУМ=-25,9 м БС в) СУМ=-29,5 м БС полученная в расчете по гидродинамической модели за период 60 лет (1948-2007).

значительно увеличивается при уменьшении площади моря, а скорость течения несколько уменьшается, что при внимательном рассмотрении можно обнаружить на рис. 2.36.

В качестве примера расчета экстремальных скоростей течений редкой повторяемости на рис. 2.37 представлены распределения по направлениям максимальных скоростей суммарных течений, возможных 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет на горизонтах 2 м (слева) и 16 м (справа) в точке, расположенной в середине Северного Каспия с глубиной места 17 м для февраля, мая, августа и декабря, характеризующих 4 сезона года. Эти характеристики рассчитаны по 60 летним рядам ежемесячных максимумов скорости течения с учетом направления.

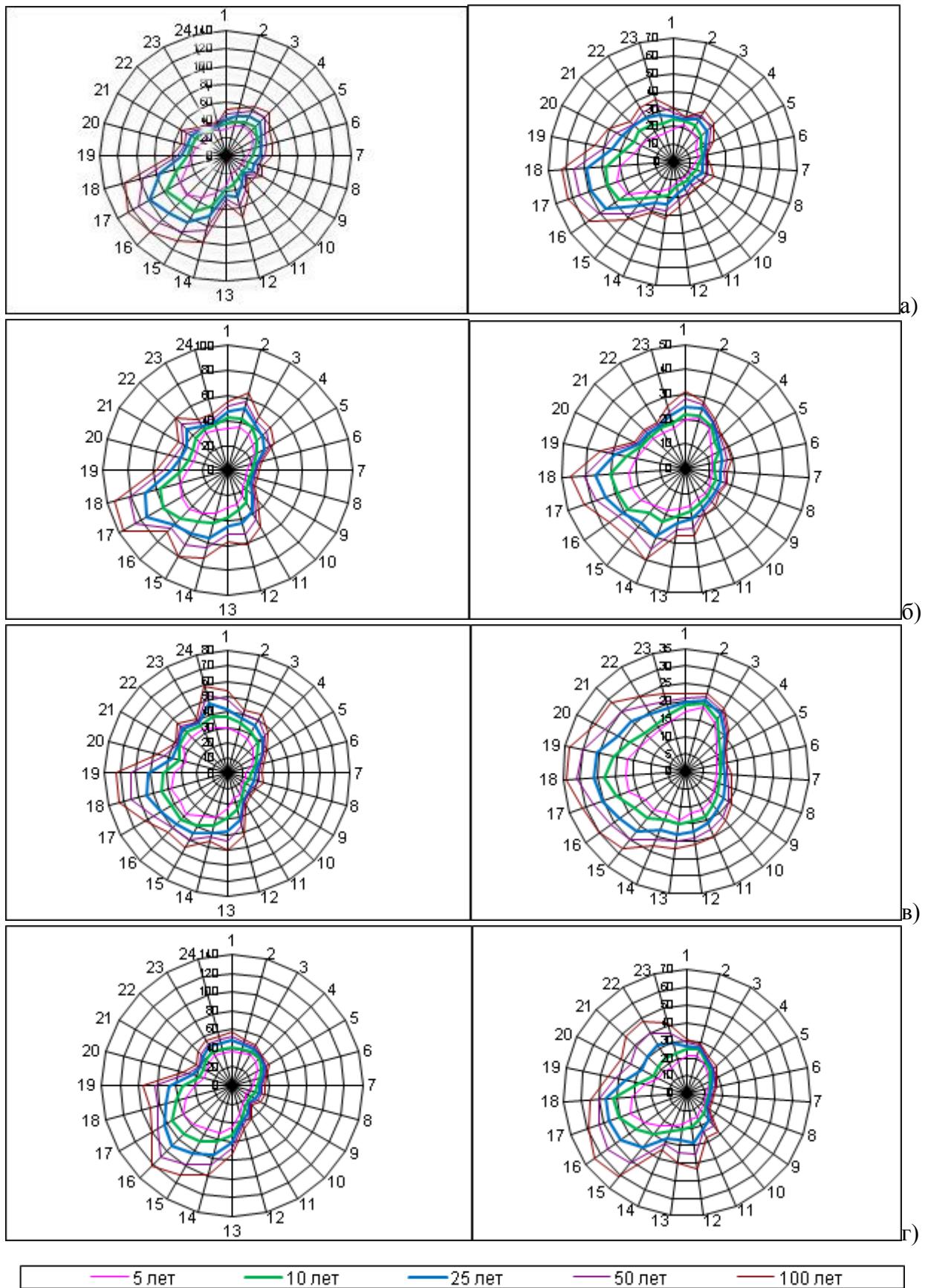


Рис. 2.37. Распределение по направлениям максимальных скоростей суммарных течений, возможных 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет на горизонтах 2 м (слева) 16 м (справа) для: а) февраля, б) мая, в) августа, г) декабря.

2.4.6. Экстремальные характеристики скорости течения в Северном Каспии для ледового периода

Реалистичность расчетов скорости течения в зимние месяцы обеспечивается учетом данных о сплоченности льда, при этом первые расчеты проводились с заданием среднемесячных полей сплоченности льда. Однако, в процессе работы выяснилось, что для адекватного воспроизведения уровня моря и прикромочного течения нельзя задавать неподвижную кромку льда в течение месяца. Вблизи неподвижной в течение месяца кромки льда образуются нереально большие сгоны воды. Для более точного расчета уровня моря и скорости течения в настоящее время учитываются ежедневные поля сплоченности льда [Чумаков и др., 2007, 2009].

Для определения ежедневных значений сплоченности льда использовался созданный специалистами ООО «Компания ИНФОМАР» электронный банк данных ледовых разведок, который позволяет решать задачи по определению возраста (толщины), сплоченности, ширины припая и положения кромки дрейфующего льда практически в любой точке акватории моря. В настоящее время для Каспийского моря обработаны и занесены на магнитные носители в графическом и цифровом виде около 1200 карт ледовых условий с 1933 по 2017 год. Такое представление этой информации позволяет непосредственно вычислять характеристики ледяного покрова на определенную дату и получать статистически значимые оценки характеристик ледового режима.

Для построения карт используется равномерная по широте и долготе сетка. Размер ячейки 1*1 морские мили. Уровень Каспийского моря соответствует отметке –27,00 м БС. Для графического представления применен BMP (BitMapPicture) -формат с 16 цветной палитрой. Каждый пиксель изображения имеет размер 1*1 морскую милю. Подготовка бланка для представления ледовой информации осуществляется с помощью фортран-программы, на выходе которой создается BMP-файл. В этом файле суша залита черным цветом, акватория моря – белым, параллели и меридианы – темно-серым. По каждой конкретной ледовой съемке создаются три графических файла: распределение припая и дрейфующего льда; возрастные формы льда (толщина); сплоченность льда. После построения карт осуществляется перевод графической информации в цифровую форму. С этой целью каждому номеру цвета в палитре ставится в соответствие соответствующая градация сплоченности или толщины (возраста) льда. Определение числовых оценок режимных характеристик льда проводится в соответствии с [Наставление, 1984] и [Руководство, 1981]. На основе полученных числовых значений строятся цифровые поля характеристик ледового покрова на каждую дату наблюдений.

Специалистами ООО «Компания ИНФОМАР» разработан программный комплекс, основанный на интерполяционных методах, учитывающих процессы ледообразования и разрушения ледового покрова в различные зимы. Используя данные электронного банка ледовых

разведок в качестве входных полей при работе вышеописанного программного комплекса, впервые были получены детализированные ежедневные поля сплоченности за период с 1933 по 2017 гг.

Это позволило для всей акватории Каспийского моря с помощью трехмерной бароклинной гидродинамической модели с разрешением по пространству 3 морские мили выполнить непрерывные расчеты течения и уровня моря на период 60 лет по синоптическим данным реанализа NCEP/NCAR с учетом ежедневных полей сплоченности льда.

По результатам гидродинамических расчетов с помощью вероятностного моделирования определены пространственные экстремальные характеристики уровня моря и скоростей суммарных течений на различных горизонтах, которые существенно уточнили представления о распределении экстремальных характеристик в Северном Каспии в ледовый период.

На рис. 2.38 – 2.41 приведены пространственное распределение модуля скорости течения на поверхностном горизонте, возможной 1 раз в 100 лет без учета направления для каждого месяца ледового периода. Также показаны розы скорости течения, возможной 1 раз в 100 лет, в некоторых характерных точках Северного Каспия. Анализ приведенных на рисунках данных позволяет сделать вывод о наличии значительной корреляции между полями экстремальных течений и распределением значений сплоченности льда. По мере роста сплоченности льда происходит уменьшение значений скорости течения, так в районах устойчивого существования припая величина экстремальной (возможной 1 раз в 100 лет) скорости течения на поверхностном горизонте не будет превосходить 60 см/с.

Однако неравномерность распределения сплоченности ледяного покрова, которая характерна для центральных районов Северного Каспия, обуславливает возможность существования в этих районах значительных скоростей экстремальных течений направленных на восток и запад – юго-запад.

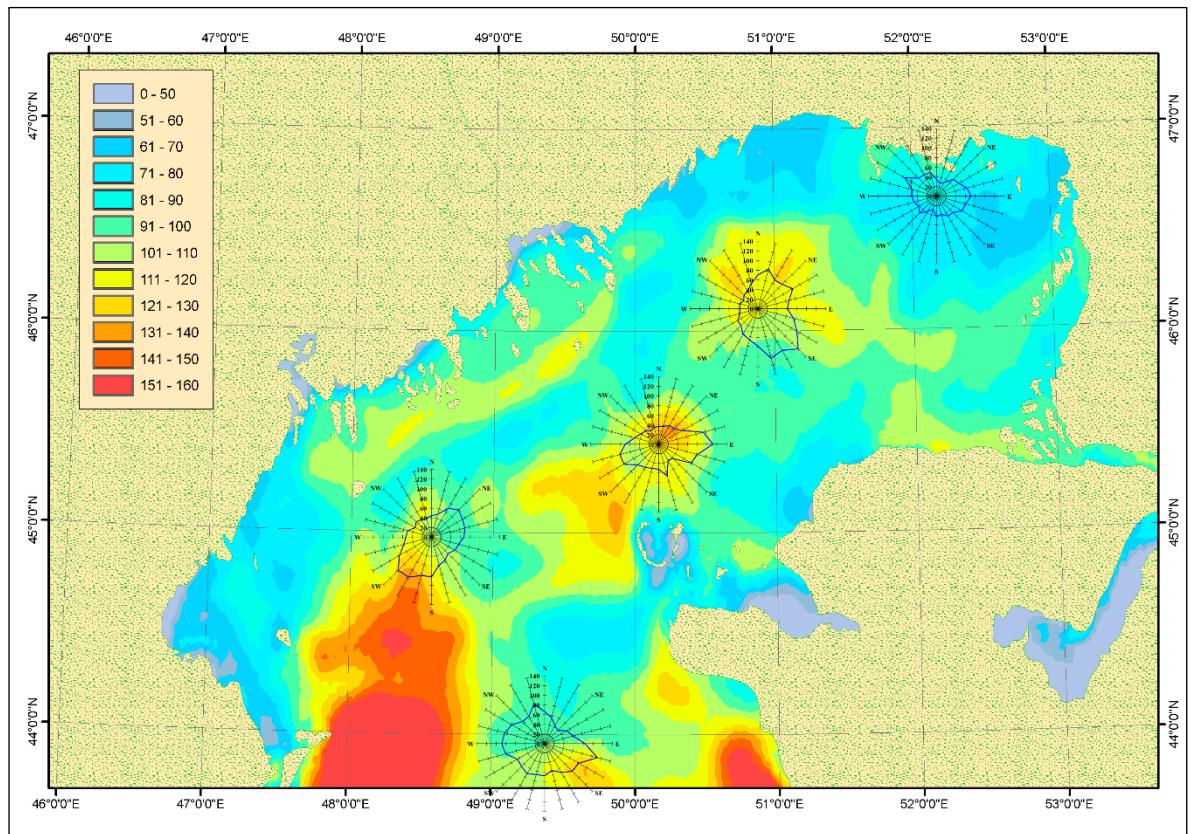


Рис. 2.38. Пространственное распределение модуля скорости течения на поверхностном горизонте, возможной 1 раз в 100 лет без учета направления для декабря.

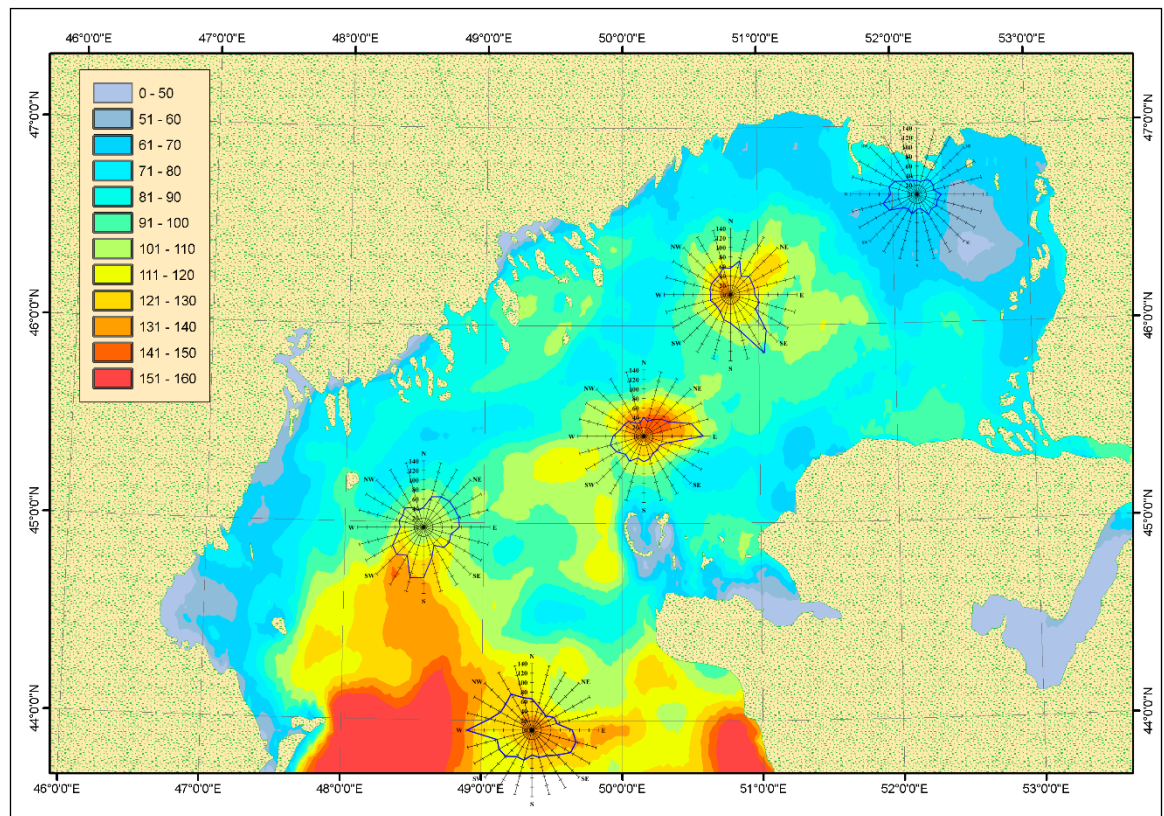


Рис. 2.39. Пространственное распределение модуля скорости течения на поверхностном горизонте, возможной 1 раз в 100 лет без учета направления для января.

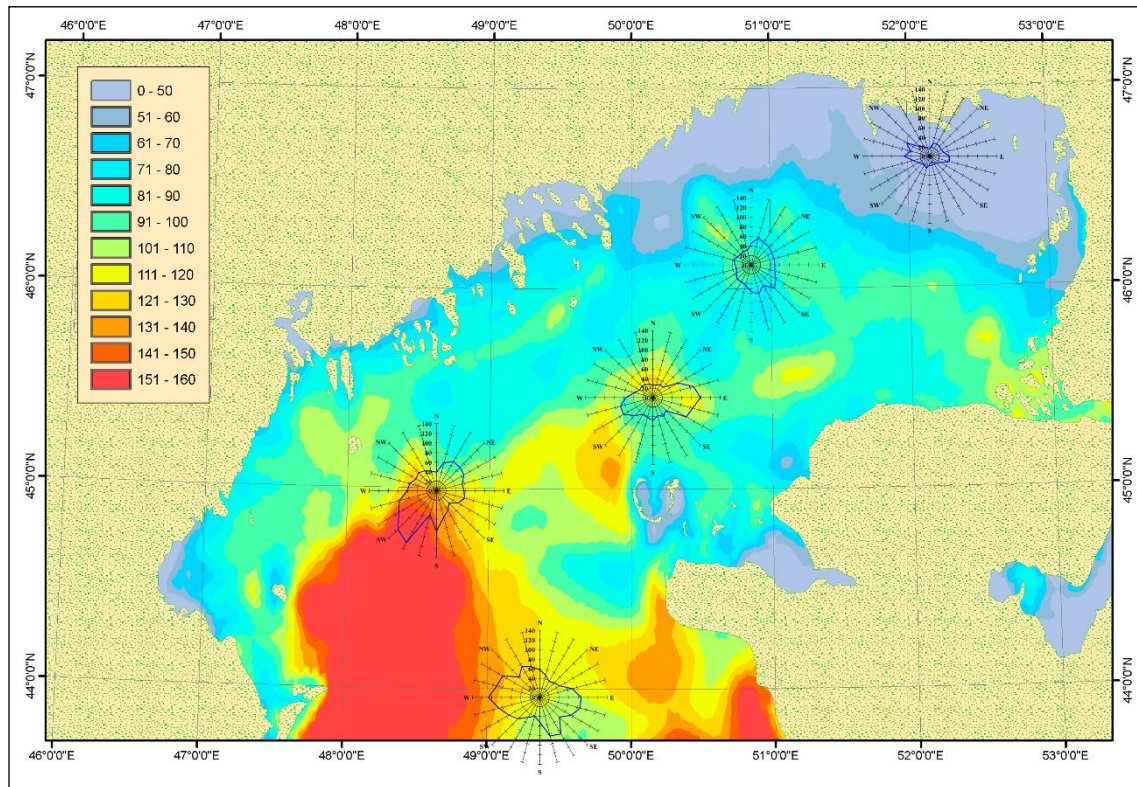


Рис. 2.40. Пространственное распределение модуля скорости течения на поверхностном горизонте, возможной 1 раз в 100 лет без учета направления для февраля.

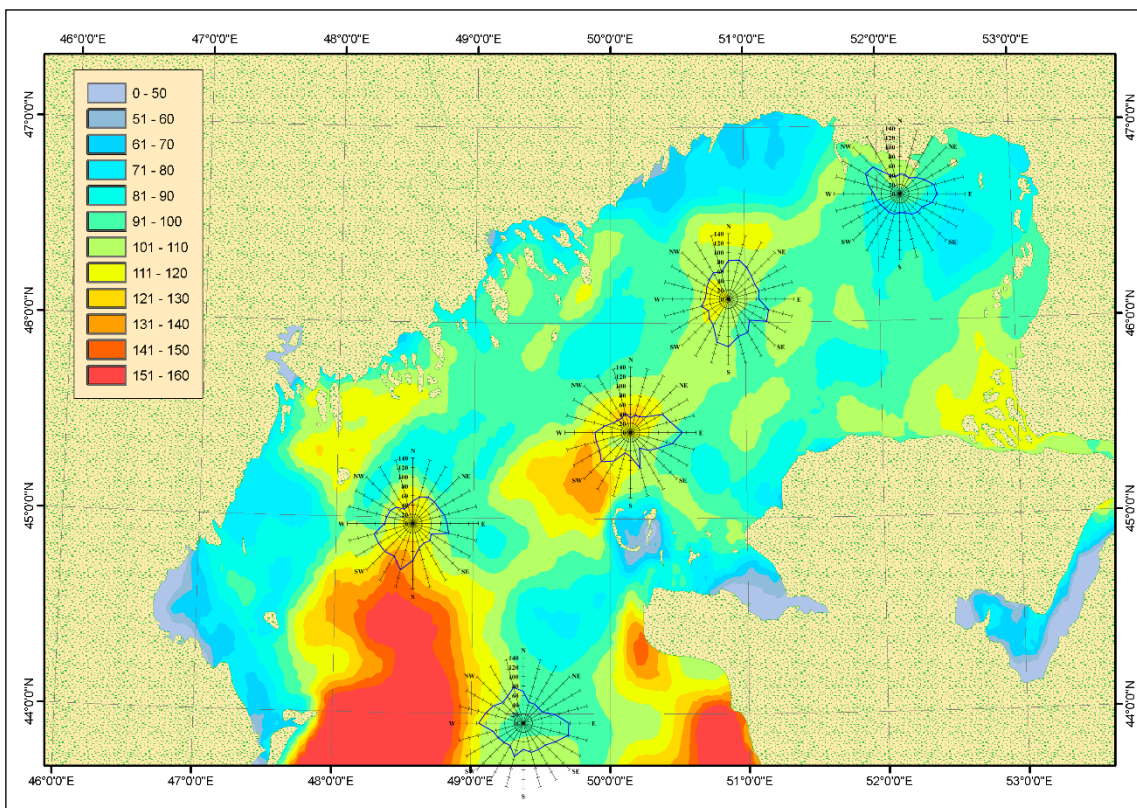


Рис. 2.41. Пространственное распределение модуля скорости течения на поверхностном горизонте, возможной 1 раз в 100 лет без учета направления для марта.

На рис. 2.39 и 2.40 хорошо прослеживается существование в январе и феврале цепочки локальных максимумов поля экстремальной скорости течения, тянущейся на юго-запад от района с координатами 46° с.ш. и 51° в.д. до района с координатами 45° с.ш. и 49° в.д. Следствием этого является дрейф ледяных полей и их обломков из восточных и северо-восточных частей Северного Каспия в его западную часть.

Принимая во внимание значение и направление экстремальной скорости течения, возможной в феврале в районе месторождения им. Филановского, приведенные на соответствующей розе (см. рис. 2.39), необходимо рассматривать событие прохождения ледяных полей, имеющих скорость дрейфа более 30 см/с, через площадку предполагаемого строительства, как весьма вероятное, и учитывать такие скорости дрейфа льда при определении ледовых нагрузок на гидротехнические сооружения [Чумаков и др., 2009].

2.5. Годовой ход уровня моря на береговых станциях Каспия в течение 2012 года по расчетам и наблюдениям

Качество работы морской модели определяется сравнением расчетов по модели с наблюдениями за уровнем моря на береговых постах Каспия. Для верификация морской модели была создана база данных, где хранятся поступающие в оперативном режиме в коде КН-02 наблюдения за уровнем моря на станциях. Сравнение с данными наблюдений за уровнем моря на станциях было выполнено в 2001 году. Модель Каспийского моря с шагом по пространству 3 морские мили на сетке 126×216 узлов, 19 расчетных горизонтов, прошла ЦМКП 17 октября 2001 г. (Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим гелиофизическим прогнозам) Росгидромета. Комиссия рекомендовала Гидрометцентру России внедрить в качестве основного метод краткосрочного прогноза штормовых нагонов на Северном Каспии [Вербицкая и др., 2002], [Verbitskaya et al., 2003]. Для усовершенствования технологии расчетов штормовых нагонов было предложено задать расходы семи рек, впадающих в Каспийское море и учесть испарение с поверхности Каспийского моря.

После 2001 года модель Каспийского моря постоянно совершенствовалась, на поверхности моря в зимние месяцы сплоченность льда сначала учитывалась путем задания среднемесячных климатических полей, а затем реальных полей, полученных на основе еженедельных данных. Информация о ледовых условиях важна для моделирования динамики течений и уровня моря, поскольку положение кромки льда и его сплоченность определяют характер взаимодействия атмосферы и поверхности моря. В расчетах годового хода уровня использовались еженедельные данные о ледовой обстановке, а именно карты, составляемые в Гидрометцентре России. Для увеличения вычислительной эффективности расчетов на многопроцессорных компьютерах алгоритм модели был распараллелен [Попов и др., 2009].

Во исполнение рекомендаций ЦМКП были учтены расходы семи рек, в местах впадения рек задавалась нормальная составляющая скорости течения реки, тангенциальная составляющая скорости течения реки равнялась нулю. Скорость течения реки Волга с шагом по времени сутки пересчитывалась по данным о сбросах воды Волгоградского водохранилища. Скорость остальных шести рек Терек, Сулак, Самур, Кура, Урал, Сефидруд рассчитывалась по известным среднемесячным климатическим расходам воды.

Для расчета испарения с поверхности моря задавались неравномерные по пространству климатические поля разности осадков и испарения для 12 климатических месяцев [Панин, 1987]. Учет испарения с поверхности моря и стока рек необходим для численных экспериментов по воспроизведению годового хода уровня Каспийского моря [Попов, Лобов, 2013].

Были проведены расчеты по модели с включением расчетов полей температуры и солёности. На поверхности моря задавались среднемесячные климатические поля температуры и солёности. Плотность морской воды рассчитывалась по уравнению состояния морской воды [Скорород, 1996]. Температура и солёность рассчитываются по уравнениям переноса-диффузии. В качестве начальных трехмерных полей задаются климатические поля температуры и солёности. Были выполнены тестовые расчеты полей температуры и солёности на установление, когда в течение шести лет на поверхности моря задавались среднемесячные климатические поля температуры и солёности, повторяющиеся в течение шести лет давление и ветер для 2012 года с шагом по времени 6 часов. В результате численных экспериментов выяснилось, что происходит установление по времени годового хода температуры и солёности. Средняя температура на придонном горизонте увеличивается в течение пяти лет, после этого стабилизируется годовой ход температуры на придонном горизонте. По сравнению с климатическими полями температуры и солёности, полученными по данным наблюдений, в расчетах получается более высокая температура воды на придонных горизонтах. Профиль изменения температуры с глубиной в расчетах более гладкий, чем в наблюдениях. Размывание термоклина происходит за счет искусственной схемной вязкости, поскольку используется транспортная и консервативная схема направленных разностей. Сейчас используется 30 расчетных слоев по вертикали, для уменьшения схемной вязкости планируется использовать не менее 100 расчетных слоев по вертикали.

В настоящее время в систему АСООИ Гидрометцентра России внедрена 1-мильная оперативная модель Каспийского моря и работают одновременно 3-мильная и 1-мильная модели. Уровни моря на станциях по обеим моделям хорошо соответствуют друг другу, а скорости течений на 1-мильной сетке значительно выше, чем на 3-мильной. В новой модели на 1-мильной сетке предусмотрена возможность задания начального положения среднего уровня Каспийского моря и соответствующих этому уровню моря значений глубин (рис. 2.42).

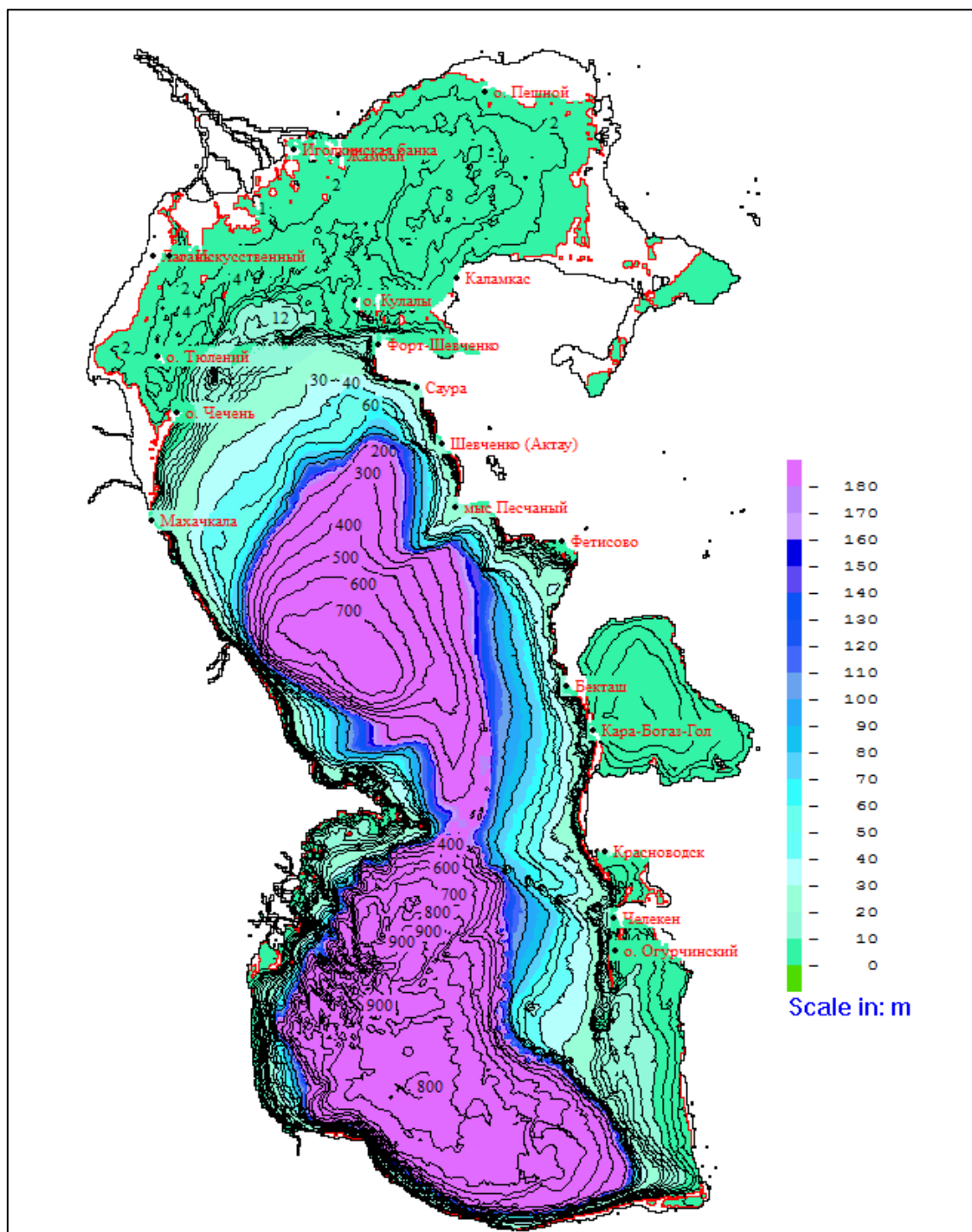


Рис. 2.42 Батиметрическая карта Каспийского моря на сетке с разрешением 1 морская миля. Береговая черта выделена красным цветом. 0 м соответствует - 28 м БС. Черный контур соответствует - 18 м БС.

Повышенное разрешение модели позволяет более реалистично описать рельеф дна и прибрежных участков суши для учета осушения и затопления прибрежных территорий, что позволяет получить достоверные величины нагонов в прибрежной зоне Северного Каспия. На рис. 2.43 показаны очертания берегов Каспия при положении СУМ - 27 м БС, на 1 метр выше, чем на рис. 2.42, что привело к значительным изменениям очертаний береговой линии в Северном Каспии.

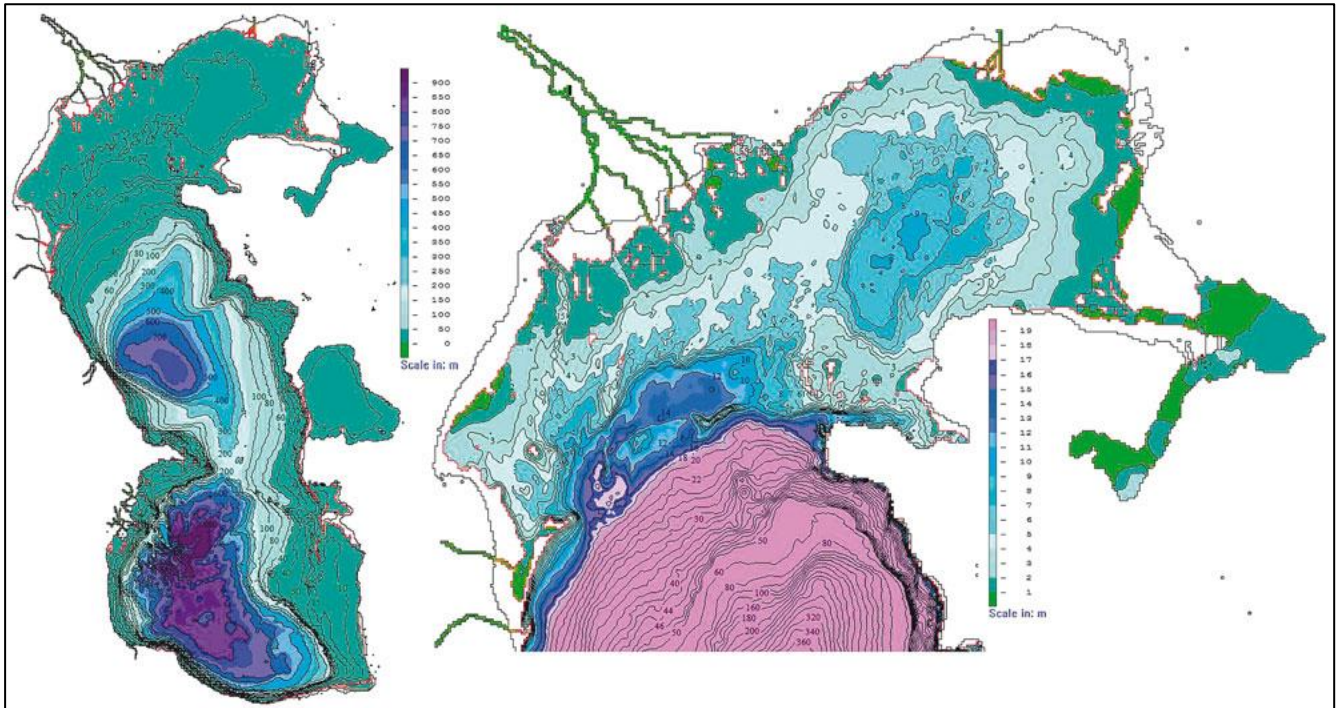


Рис. 2.43. Батиметрические карты Каспийского моря (слева) и его северной части (справа) с разрешением 1 морская миля. Береговая черта выделена красным цветом. 0 м соответствует - 27 м БС.

Данные расхода Волги – это реальные ежесуточные данные за 2012 год, расходы остальных рек климатические, испарение с поверхности климатическое. Давление и ветер с шагом 6 часов – реальные для 2012 года, для этого из каждого прогноза по модели Лосева [Лосев, 2010] два раза в сутки в 00 и 12 часов накапливались поля давления на 0 часов и 6 часов, чтобы создать непрерывный ряд полей давления в течение 2012 года. На рис. 2.44-2.49 представлено сравнение расчетов и наблюдений за уровнем моря на станциях Каспийского моря в течение 2012 года.

На рисунках временного хода уровня моря на станциях зеленая линия представляет расчеты уровня моря без учета воздействия ветра и атмосферного давления, когда действует только сток рек, испарение с поверхности моря и неравномерное распределение температуры и солености. В мелководном Северном Каспии преобладает ветровое воздействие (Лагань, о. Тюлений), с глубиной роль ветрового воздействия уменьшается и на станциях Форт Шевченко, о. Огурчинский уровень моря колеблется относительно зеленой линии, представляющей изменения уровня моря только за счет стока рек и испарения с поверхности.

Уровень моря, полученный с включением расчета температуры и солености, представлен на рисунках линией фиолетового цвета, можно сравнить с расчетом уровня моря по замороженным и заданным из наблюдений полям температуры и солености (линия красного цвета).

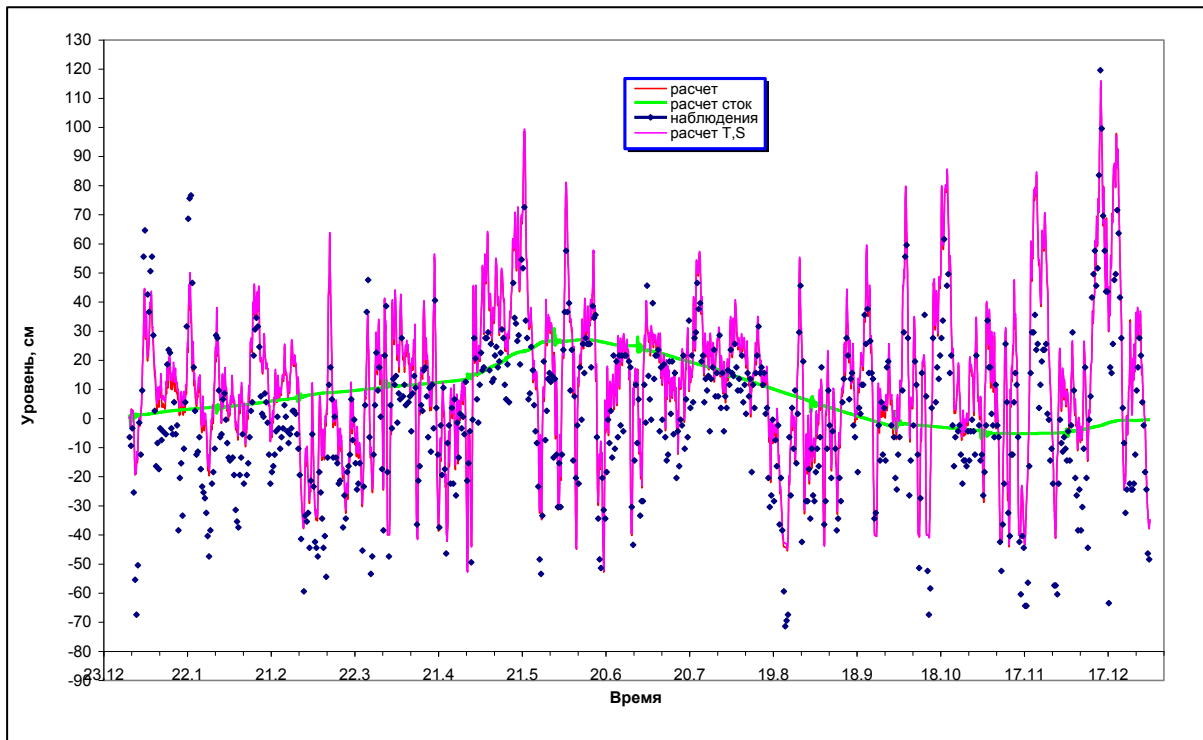


Рис. 2.44. Временной ход уровня моря на станции Лагань в 2012 году.

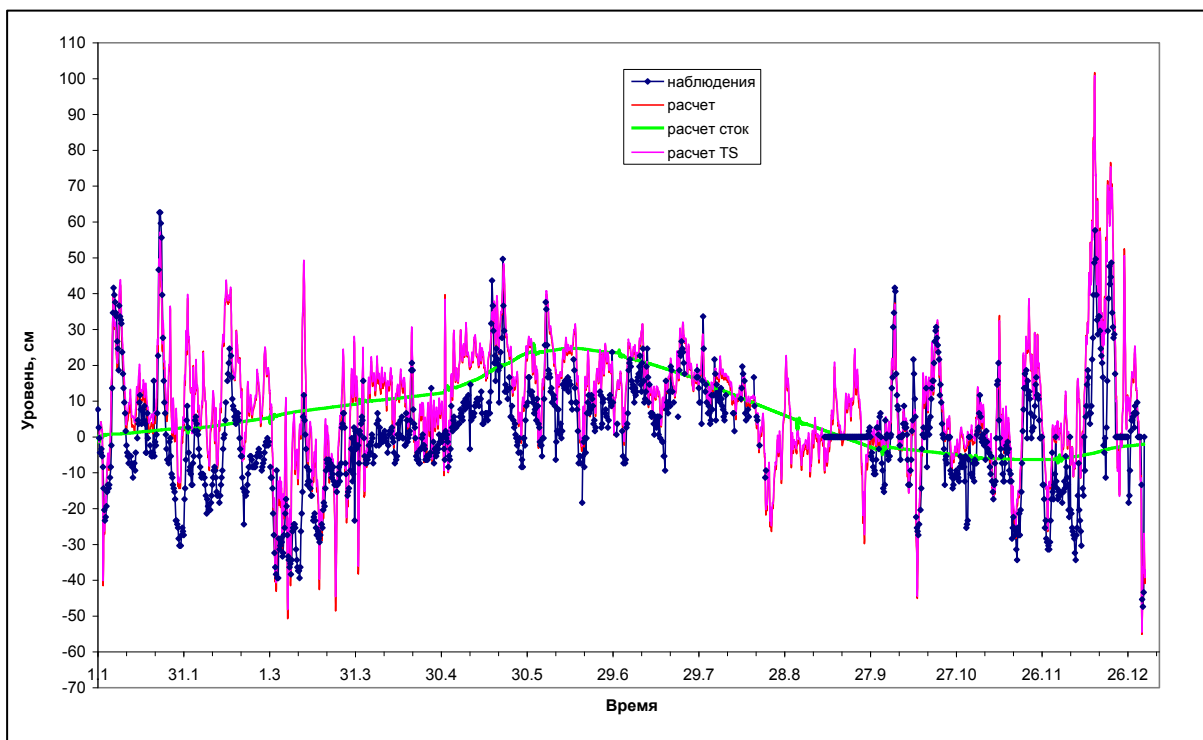


Рис. 2.45. Временной ход уровня моря на станции о. Тюлений в 2012 году.

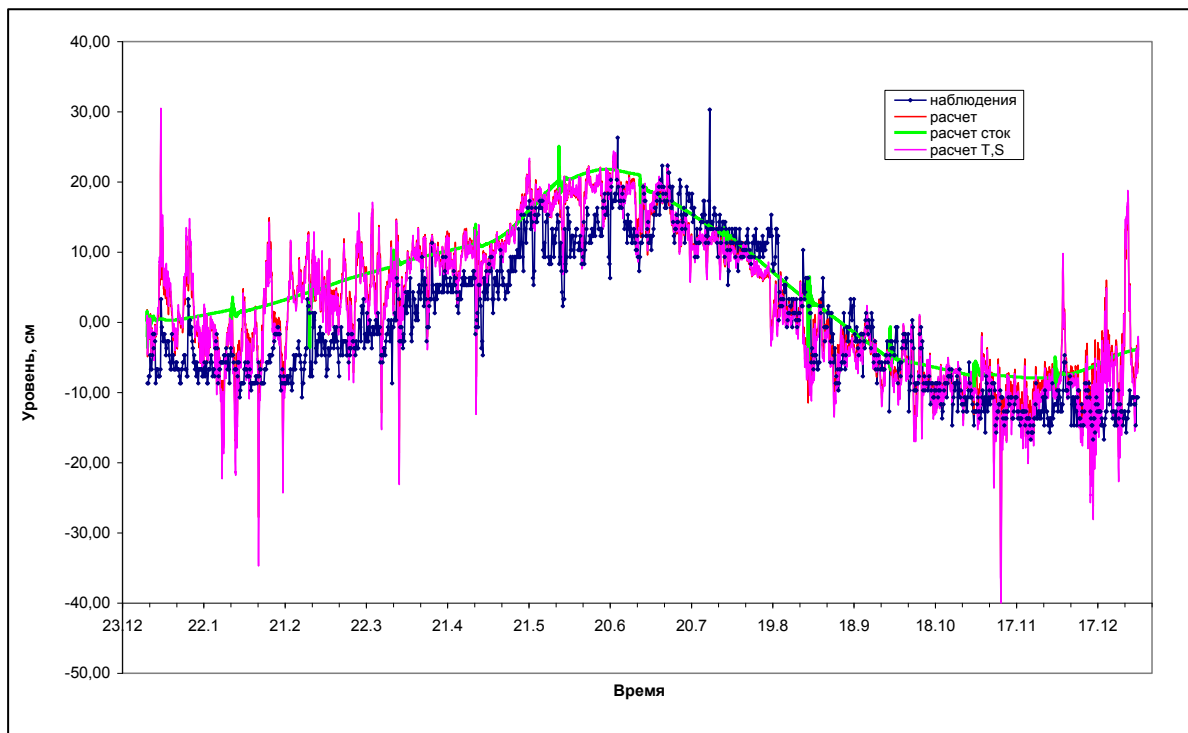


Рис. 2.46. Временной ход уровня моря на станции Форт Шевченко в 2012 году.

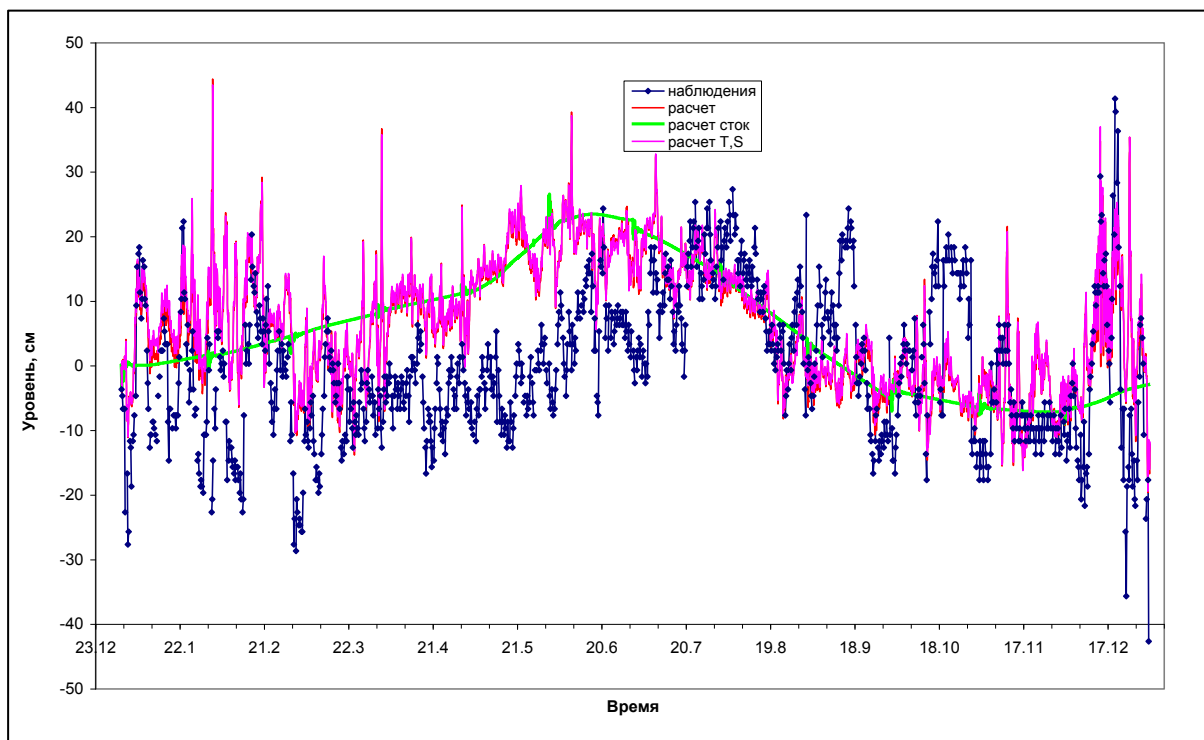


Рис. 2.47. Временной ход уровня моря на станции Махачкала в 2012 году.

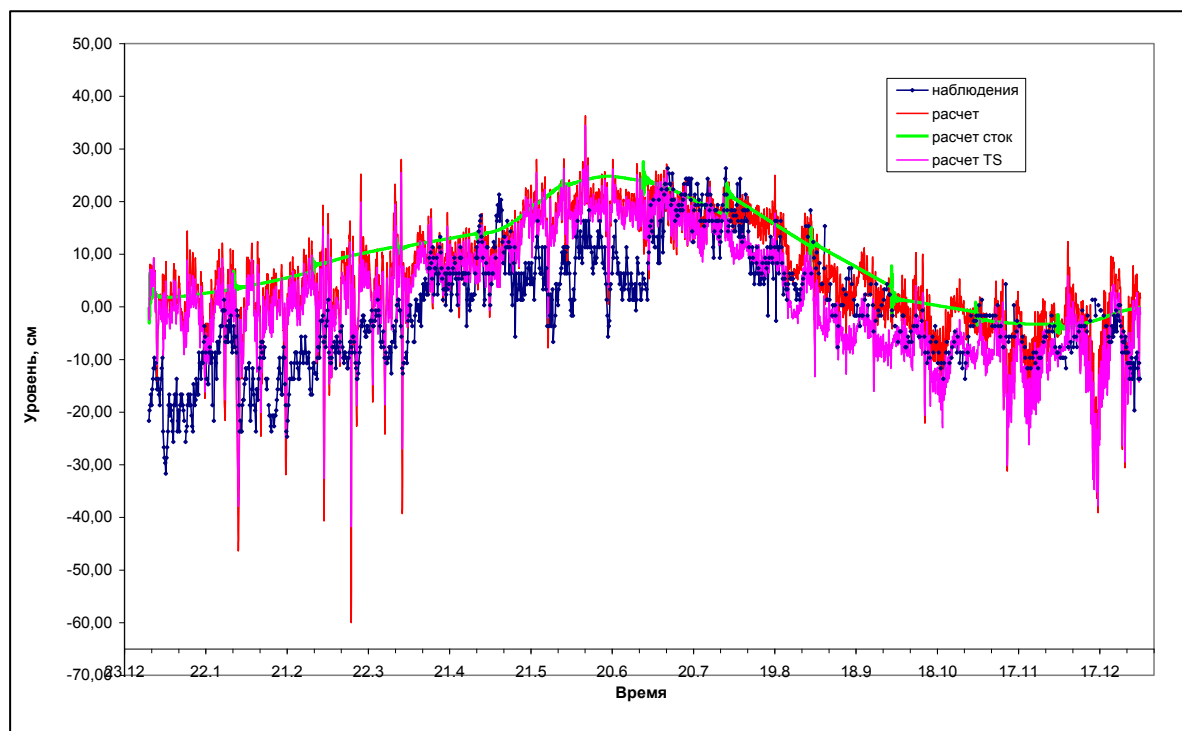


Рис. 2.48. Временной ход уровня моря на станции о. Огурчинский в 2012 году.

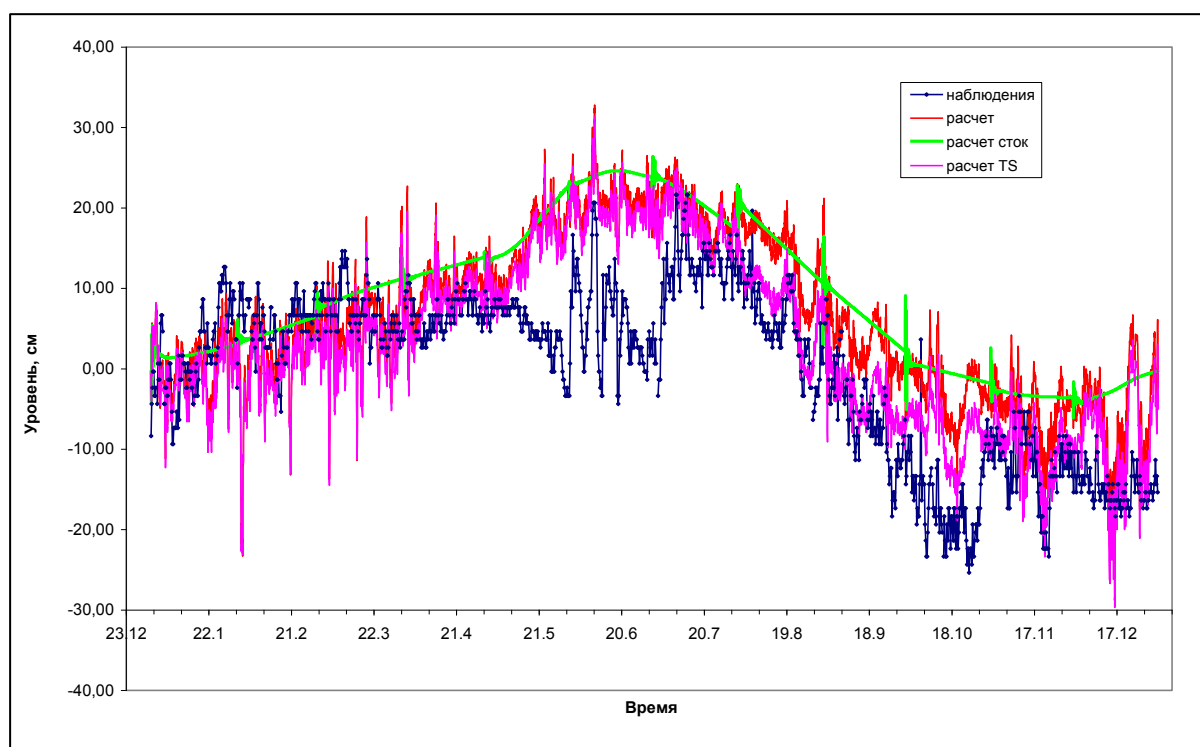


Рис. 2.49. Временной ход уровня моря на станции Челекен в 2012 году.

Заметное отличие по уровню моря для этих двух расчетов наблюдается на станции о. Огурчинский и Челекен (рис. 2.48-2.49). На станциях о. Тюлений, Лагань, Форт Шевченко и Махачкала (рис. 2.44-2.47) расчет температуры и солёности слабо повлиял на расчет уровня моря (красная и фиолетовая линии практически совпадают).

Среднегодовое поле уровня моря (рис. 2.50) показывает неравномерность распределения уровня моря по его площади. Среднегодовое значение уровня моря, например, в пункте о. Тюлений выше, чем средний уровень моря. Уровень моря на рис. 2.50 приводится в отклонениях от среднего по площади уровня Каспийского моря, равного нулю, что соответствует -27,6 м БС. В Северном и Среднем Каспии уровень моря имеет наклон с севера на юг и с запада на восток, что соответствует данным наблюдений. В Южном Каспии уровень у западного и восточного берегов, а особенно у южного берега выше, чем уровень в центре Южного Каспия. В заливе Кара-Богаз-Гол по расчетам получился уровень ниже, чем средний уровень моря.

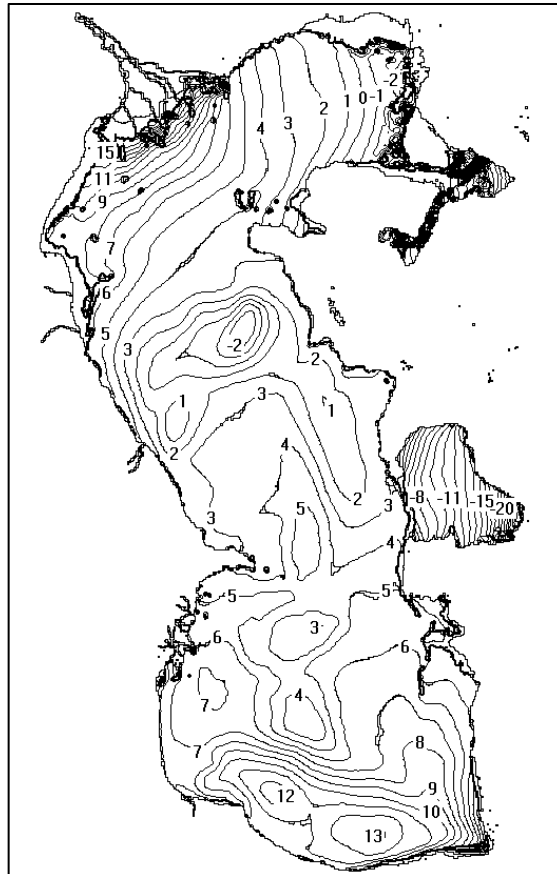


Рис. 2.50. Среднегодовой уровень моря в 2012 году.

Для улучшения качества расчетов необходимо заменить среднемесячные климатические поля видимого испарения с поверхности моря на реальные поля испарения для 2012 года. Климатическую температуру воды, заданную на поверхности моря заменить реальной температурой воды для 2012 года, которую можно получить, например, по данным спутниковых наблюдений. В перспективе, на поверхности моря должны быть заданы потоки тепла, которые зависят как от характеристик атмосферы, так и от температуры поверхности моря, которая рассчитывается из системы уравнений модели.

2.6. Расчет водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря

Расчеты переноса загрязняющих веществ в водных бассейнах играют важную роль в охране природных вод от загрязнения. Для расчета переноса необходима скорость течения, которую можно получить в результате моделирования с применением различных гидродинамических моделей. В этом разделе для расчета скорости течения воды в Каспийском море применяется 1 мильная оперативная гидродинамическая модель, используемая в Гидрометцентре России.

Оперативные модели используются ежедневно для расчетов (прогнозов) гидрологических параметров в зависимости от меняющихся метеорологических условий, данные о которых с установленной дискретностью поступают в гидрологический блок. В свою очередь для решения экологических задач к гидрологическому блоку должен быть подключен экологический блок на постоянной основе или в разовом порядке в зависимости от характера задачи.

В настоящее время оперативные гидродинамические модели морей используются в качестве основы для разработки прогнозов биогеохимических процессов [Operational Oceanography, 2011], мониторинга состояния рыбных запасов, морских и прибрежных экосистем [Berx ..., 2011, Sustainable Operational..., 2013], но наиболее широко они применяются для прогноза распространения нефтяных разливов (см., например, [Oil Spill Response..., 2008]).

Начиная с 2001 года, в Гидрометцентре России для составления прогнозов штормовых нагонов, полей уровня моря и скорости течений, используется гидродинамическая модель Каспийского моря [Попов, 2009]. Входными данными для нее служили данные региональной метеорологической модели, также разработанной в Гидрометцентре России [Лосев, 2010]. В настоящее время используются данные метеорологической модели COSMO. При этом Каспий в течение длительного времени был единственным из российских морей, модель которого использовалась в оперативном режиме для подготовки морских гидрометеорологических прогнозов, затем к нему присоединились Баренцево, Азовское и Балтийское моря.

Для Каспия (также впервые из всех российских морей) была разработана по заказу компании «ЛУКОЙЛ» оперативная технология прогноза параметров аварийных нефти, состоящая из двух блоков, одним из которых является упомянутая выше оперативная гидродинамическая модель Каспийского моря, а вторым – программный комплекс моделирования аварийных разливов нефти SPILLMOD [Овсиенко и др., 2005].

В настоящее время в автоматизированной системе оперативной обработки информации Гидрометцентра России находятся две оперативные гидродинамические модели Каспийского моря с разрешением 3х3 морские мили и с разрешением 1х1 морская миля. Повышенное

разрешение позволило более реалистично описать береговой и донный рельеф. Кроме того, в методику расчетов включены расходы в вершине дельты Волги [Попов, Батов и др., 2013].

Усовершенствование модели позволяет получать более адекватные расчетные характеристики уровня и течений, расширяет возможности ее применения, в т.ч. для решения задач мониторинга и охраны морской среды. В этом разделе модель на 1 мильной сетке использована для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ на границах лицензионных участков, расположенных в российском секторе недропользования Каспийского моря.

Для первого экспериментального расчета был выбран лицензионный участок «Северо-Каспийская площадь», недропользователем которого является ООО «Каспийская нефтяная компания». При выборе учитывалось два обстоятельства. Во-первых, восточная и юго-восточная граница участка, для которой проводился расчет, совпадает с границей российского сектора недропользования и, таким образом, является не только хозяйственной, но международной границей. Во-вторых, начиная с 2001 года, на лицензионном участке «Северо-Каспийская площадь» проводится производственный экологический мониторинг, данные которого необходимы для расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ.

Граница лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь», лежащая между 44 град 20 мин и 45 град 30 мин северной широты, была разбита на 11 секторов путем проведения параллелей через каждые 10 минут (морских миль). В расчетах использовались модельные данные о скорости течения в каждой из 110 ячеек модели (10 ячеек на один сектор), расположенных на разграничительной линии с установленной временной дискретностью 1 час (рис. 2.51).

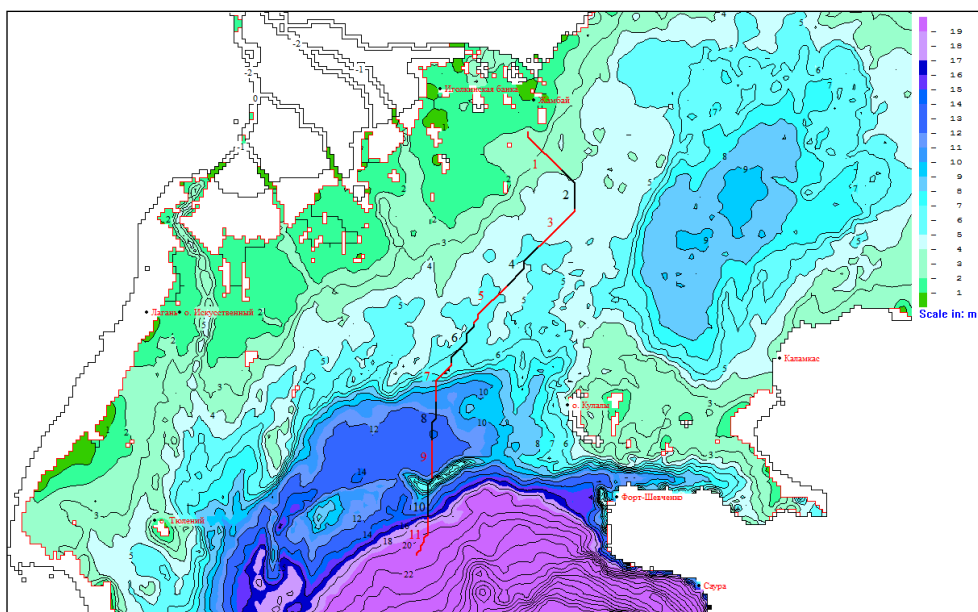


Рис. 2.51. Схема расположения 11 секторов, использовавшихся для расчета водообмена и переноса ЗВ.

По результатам выполненных расчетов за октябрь 2013 года на разрезе «Восточный» в слоях воды 0-5 м и 5-10 м преобладали течения вдоль оси, направленной с юго-запада на северо-восток (рис. 2.52). Ветер за октябрь 2013 года имел преобладающее направление на северо-запад. Получается, что скорости течений в поверхностных слоях отклонялись от направления ветра вправо на 90 градусов. В слоях моря, глубже 10 метров, повторяемости скоростей течений и ветра сильно отличаются друг от друга из-за изменяющейся по вертикали структуры потока и наличия противотечений под поверхностными течениями.

Скорости течений изменяются также по секторам разреза «Восточный» (рис. 2.53), в секторах основной части сильно выделяется направление с юго-запада на северо-восток, эти сектора и формируют основной поток воды в целом через разрез «Восточный». Сильно отличаются от остальных секторов скорости в самом южном и самом глубоком 11 секторе разреза, где максимальная повторяемость скоростей течений больше похожа на повторяемость скоростей ветра, максимум скоростей течений сдвинут вправо на 15 градусов от максимума повторяемости ветра. Такое поведение скорости течения и скорости ветра близко к их поведению в открытом море большой глубины.

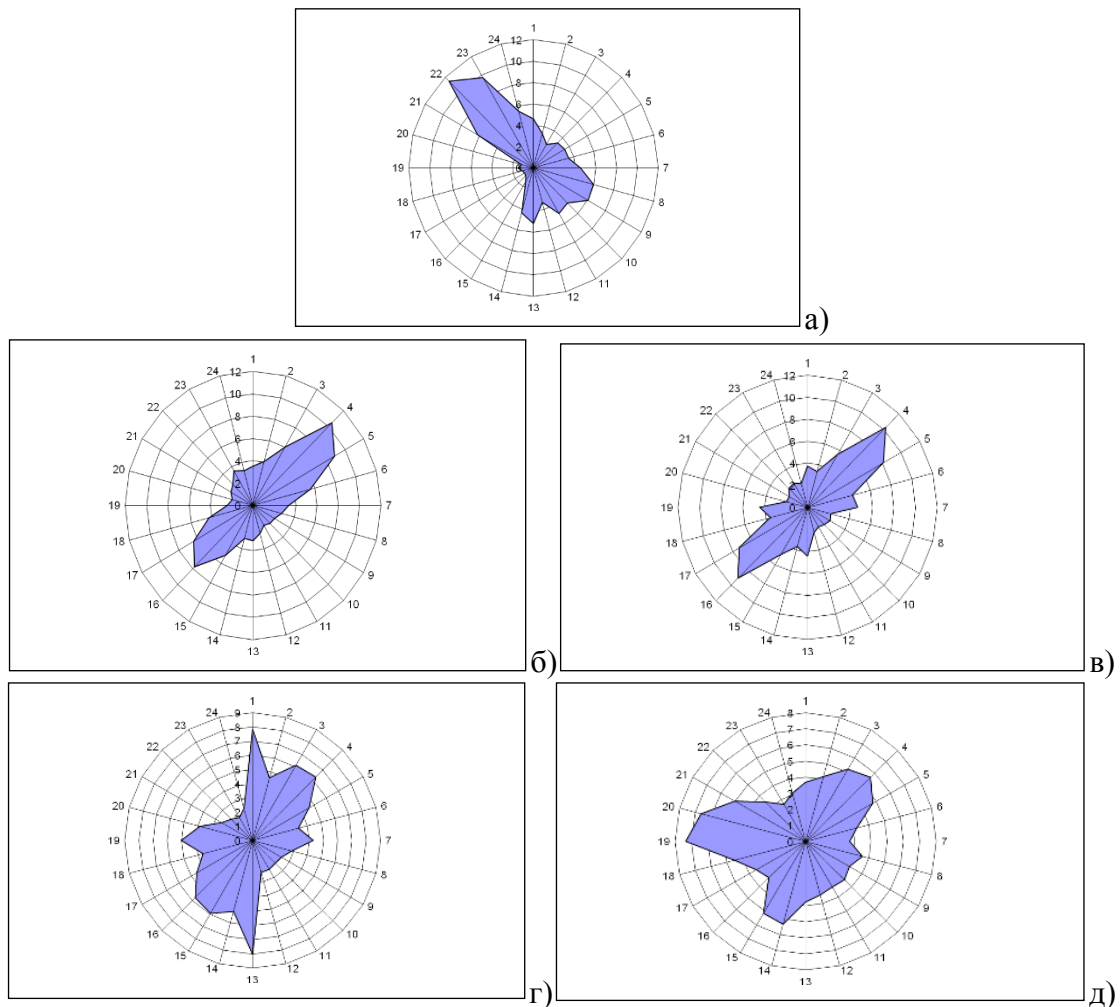


Рис. 2.52. Повторяемость по 24 направлениям в %: а) скорости ветра, б) скорости течений в слое 0-5 м, в) 5-10 м, г) 10-15 м, д) 15-20 м на разрезе «Восточный», октябрь 2013 г.

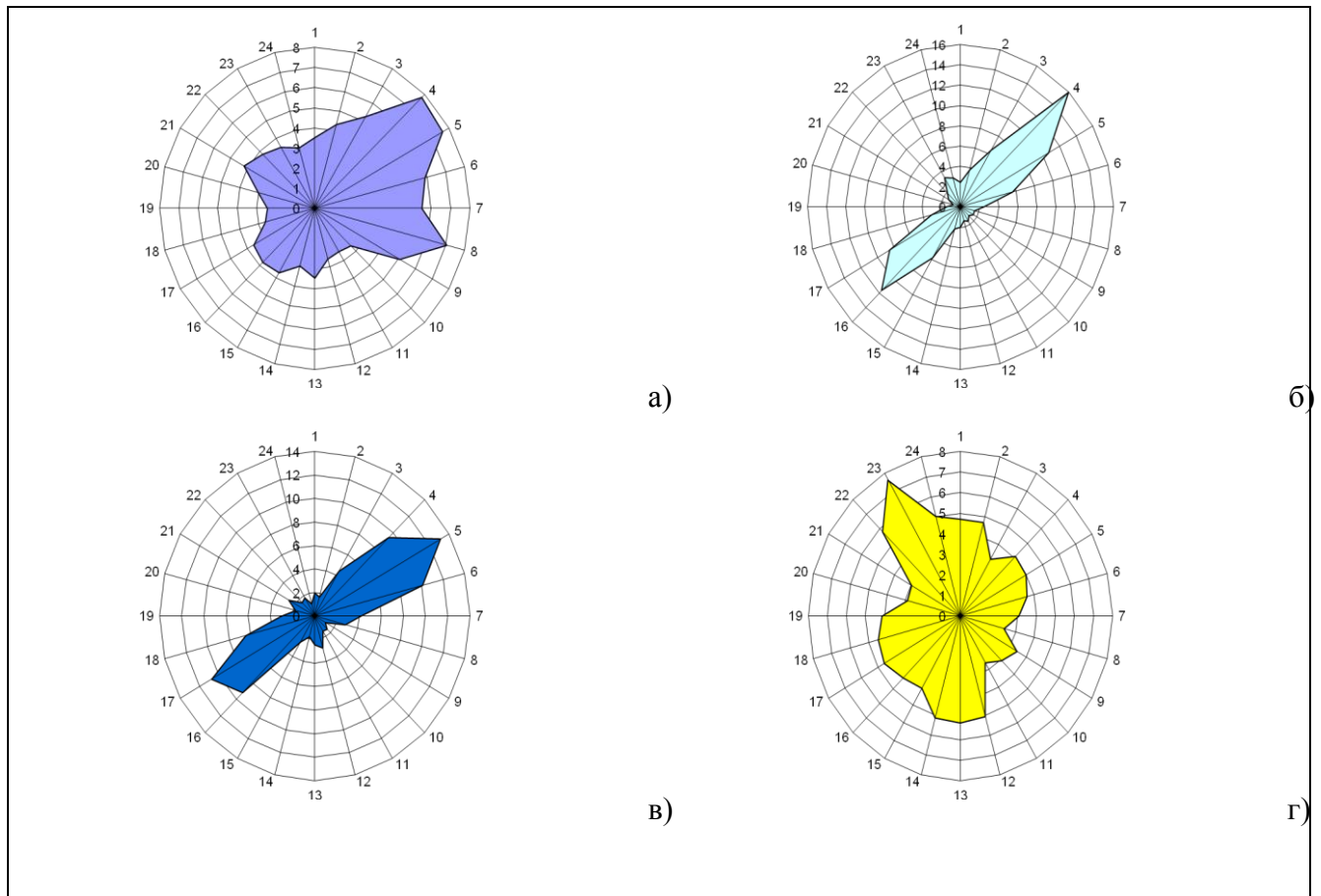


Рис. 2.53. Повторяемость скорости течений в слое 0-5 м а) в 1 секторе б) в 4 секторе в) 7 секторе г) в 11 секторе на разрезе «Восточный» за октябрь 2013 года.

Суммарный по всему сечению разреза «Восточный» водообмен представлен на рис. 2.54 в течение октября 2013 года по ежесуточным данным. Экспорт воды (вытекание за пределы РФ) принят положительным, а импорт (втекание воды в РФ) отрицательным. Результирующий водообмен пять раз в течение месяца изменял свое направление от положительного (вытекание) до отрицательного (втекание). Водообмен изменялся не только по времени, но и по секторам разреза «Восточный». На рис. 2.55 приведены суммарные расходы за периоды 5-20 октября и 1-31 октября 2013 года для 11 секторов разреза. Наиболее интенсивный водообмен был в седьмом секторе разреза «Восточный», положение этого сектора совпадает со свалом глубин и течения здесь более интенсивные.

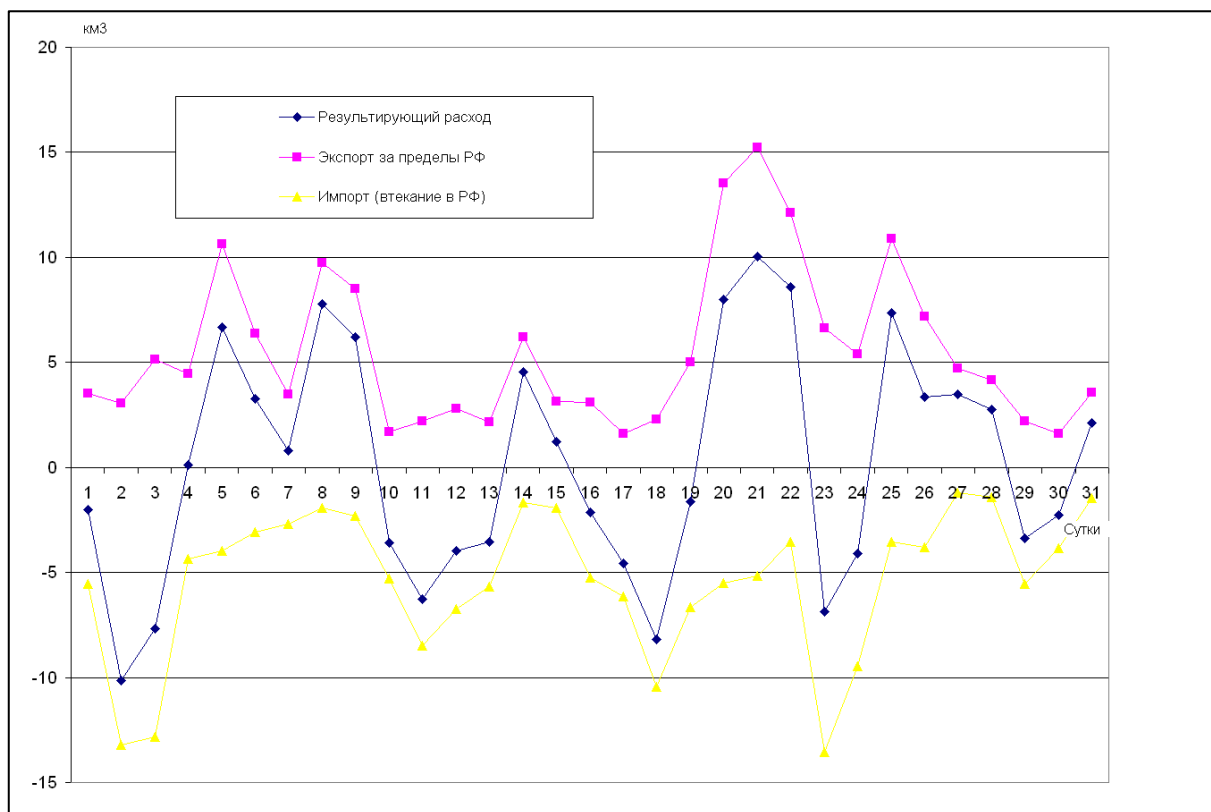


Рис. 2.54. Ежесуточные расходы воды на разрезе «Восточный» 1-31 октября 2013 года.

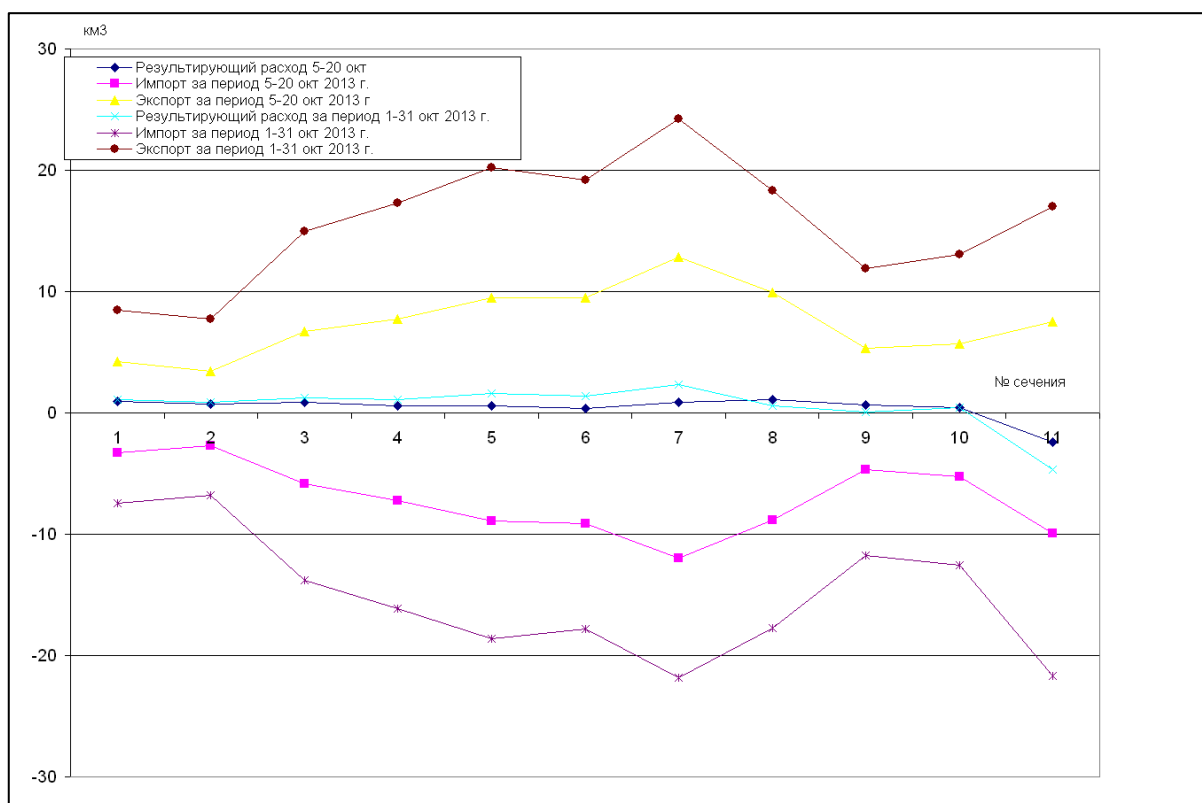


Рис. 2.55. Суммарный расход воды в различных секторах разреза «Восточный» за периоды 1-31 октября и 5-20 октября 2013 года.

Суммарный водообмен в период с 1 по 31 октября 2013 года составил 338,6 км³. Отток воды за пределы РСНП был выше притока - на 6,0 км³ (за пределы российского сектора было вынесено 172,3 км³ воды, привнесено 166,3 км³). Результирующий расход воды через разрез «Восточный» представляет собой малую разность больших величин. Расход воды 6,0 км³ за месяц с 1 по 31 октября соответствует 2255 м³/с, для сравнения расход Волги составлял от 4500 до 4900 м³/с в течение октября 2013 года. Получается, что примерно половина расхода Волги в среднем за месяц выносится через разрез «Восточный» (рис. 2.64).

Чтобы разобраться в механизмах формирования суммарного за месяц расхода воды необходимо проанализировать отдельно ежесуточные расходы воды. Расходы воды 5 октября (экспорт) и 18 октября (импорт) имеют ярко-выраженные максимумы в 7 секторе (рис. 2.56), что совпадает с поведением экспорта и импорта за период 1-31 октября (рис. 2.55).

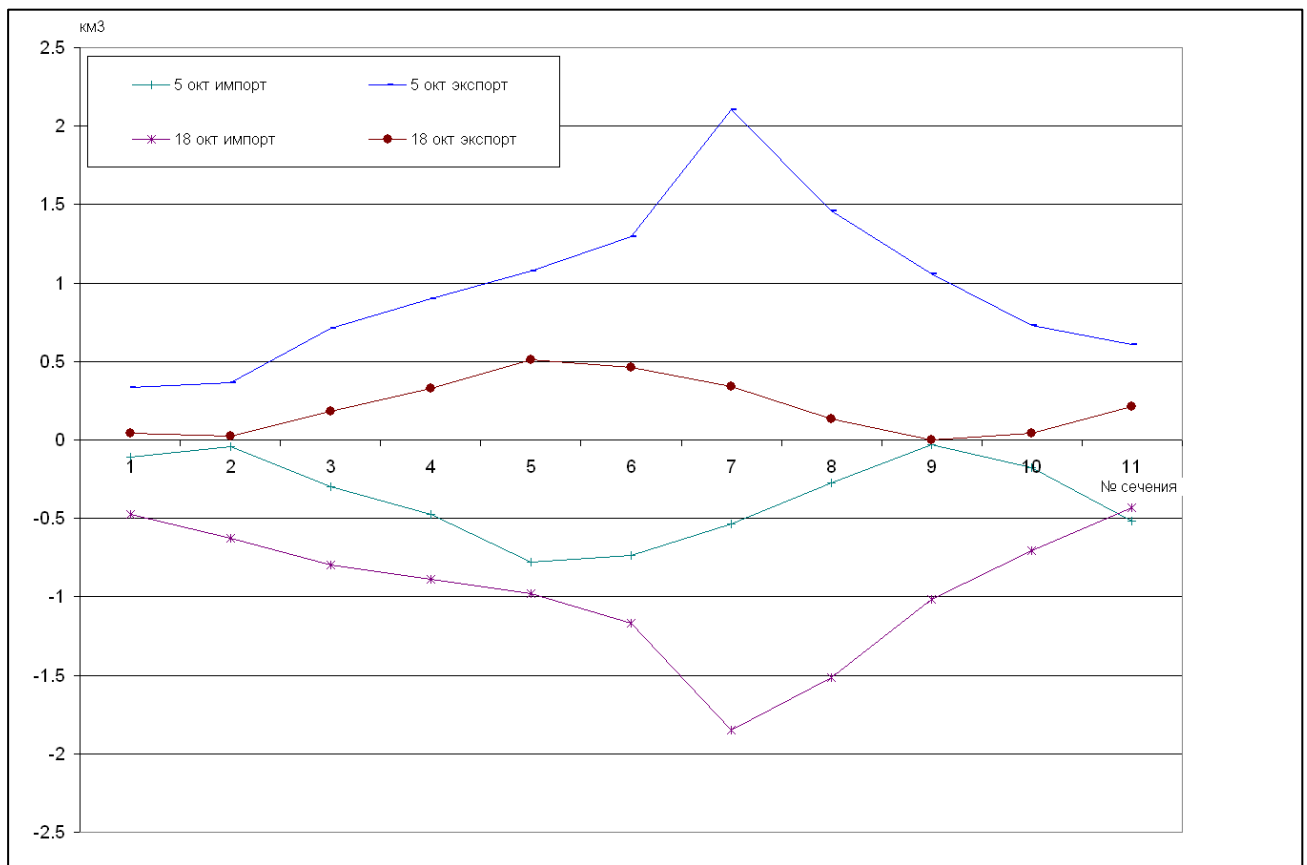


Рис. 2.56. Ежесуточный расход воды в различных секторах разреза «Восточный» 5 и 18 октября 2013 года.

Скорости течения в основной части разреза «Восточный» 5 октября 2013 года (рис. 2.57) отклоняются от скорости ветра (направлена на юго-восток) влево на 90 градусов и направлены на северо-восток. Скорости течения в основной части разреза «Восточный» 18 октября 2013 года (рис. 2.58) отклоняются от скорости ветра (направлена на северо-запад) влево на 90 градусов и направлены на юго-запад.

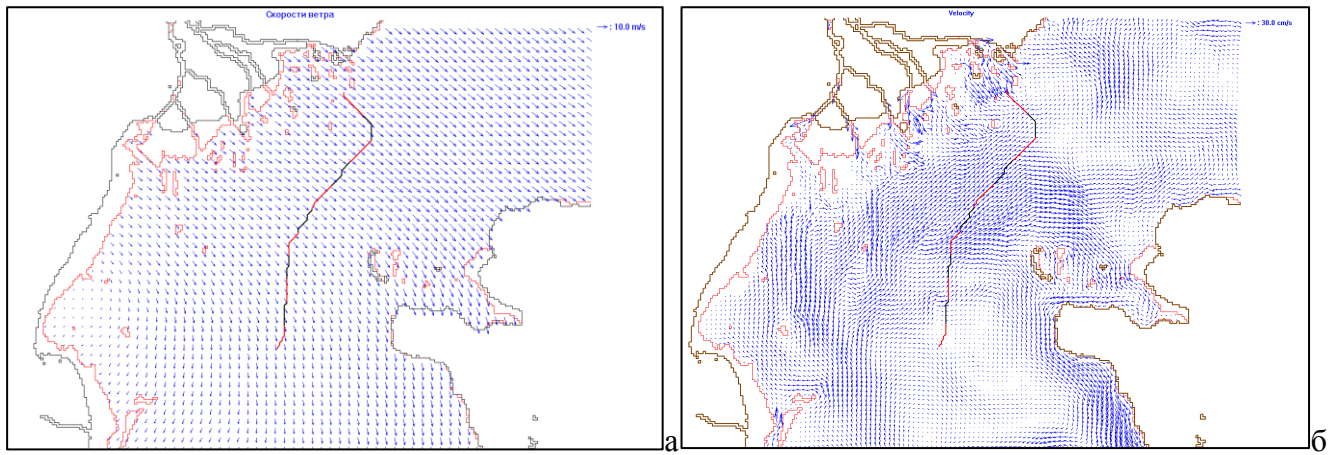


Рис. 2.57. Скорость ветра (а) и скорость течения в слое 0-5 м (б) 5 октября 2013 года.

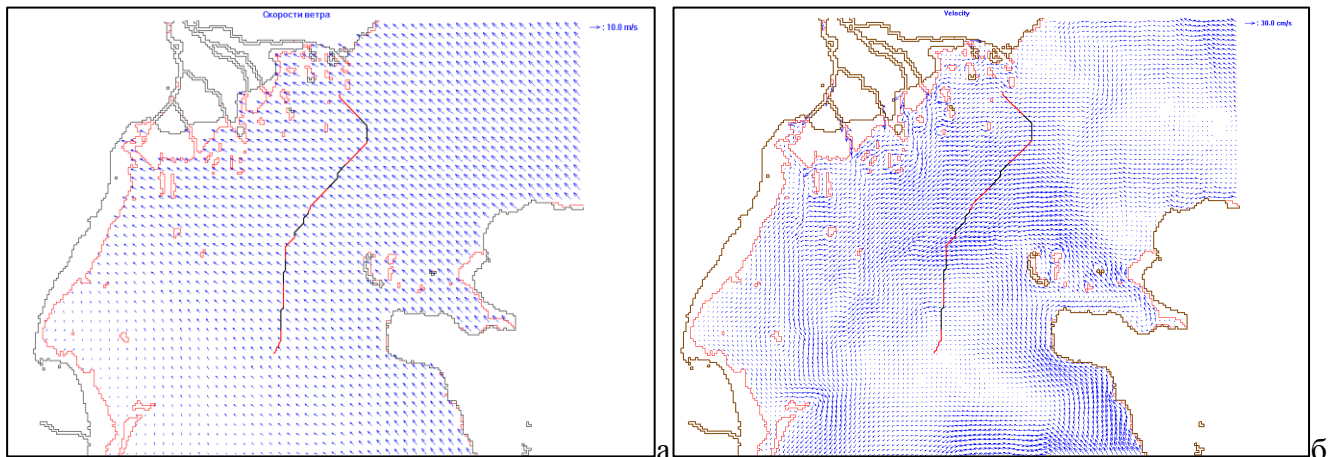


Рис. 2.58. Скорость ветра (а) и скорость течения в слое 0-5 м (б) 18 октября 2013 года.

Для того, чтобы выяснить причину такого поведения скорости течения необходимо проанализировать картину ветра и течений за предыдущие сутки 4 октября 2013 года (рис. 2.59), где направление ветра и скорости течения вполне соответствуют классическим представлениям, когда на мелководье скорости ветра и течений совпадают, а на глубине скорости течений отклоняются вправо от направления ветра примерно на 45 градусов. Но 5 октября (рис. 2.60) течения в основной части разреза становятся направлены под углом 90 градусов к направлению ветра. Такое поведение скорости течения объясняется возникновением градиентного течения, направленного под углом 90 градусов вправо от градиента уровня моря. Направленный на юго-восток ветер в течение 4 октября и соответствующие течения приводят к сгону на северо-западном побережье Каспия (рис. 2.61). В течение 5 октября ветер по-прежнему направлен на юго-восток, градиенты уровня моря возрастают и возникают градиентные течения, которые направлены на северо-восток.

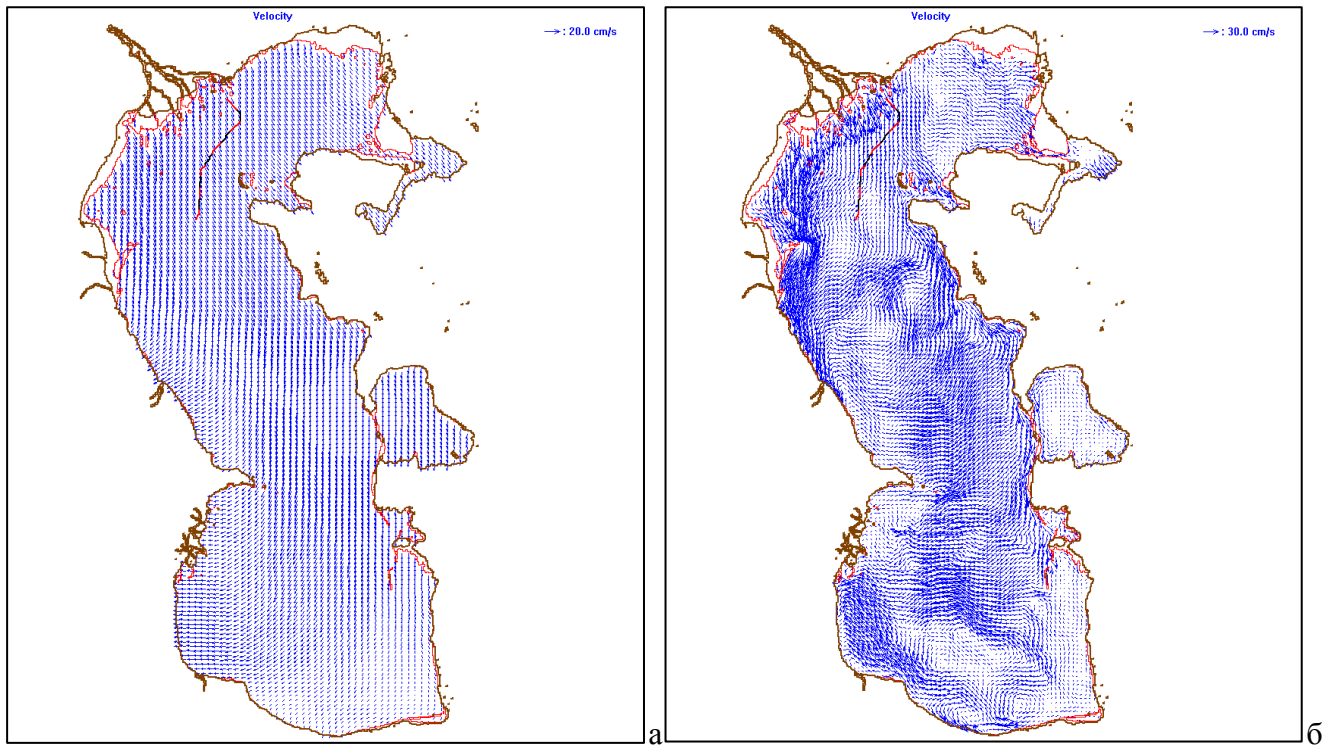


Рис. 2.59. Скорость ветра (а) и скорость течения в слое 0-5 м (б) 4 октября 2013 года.

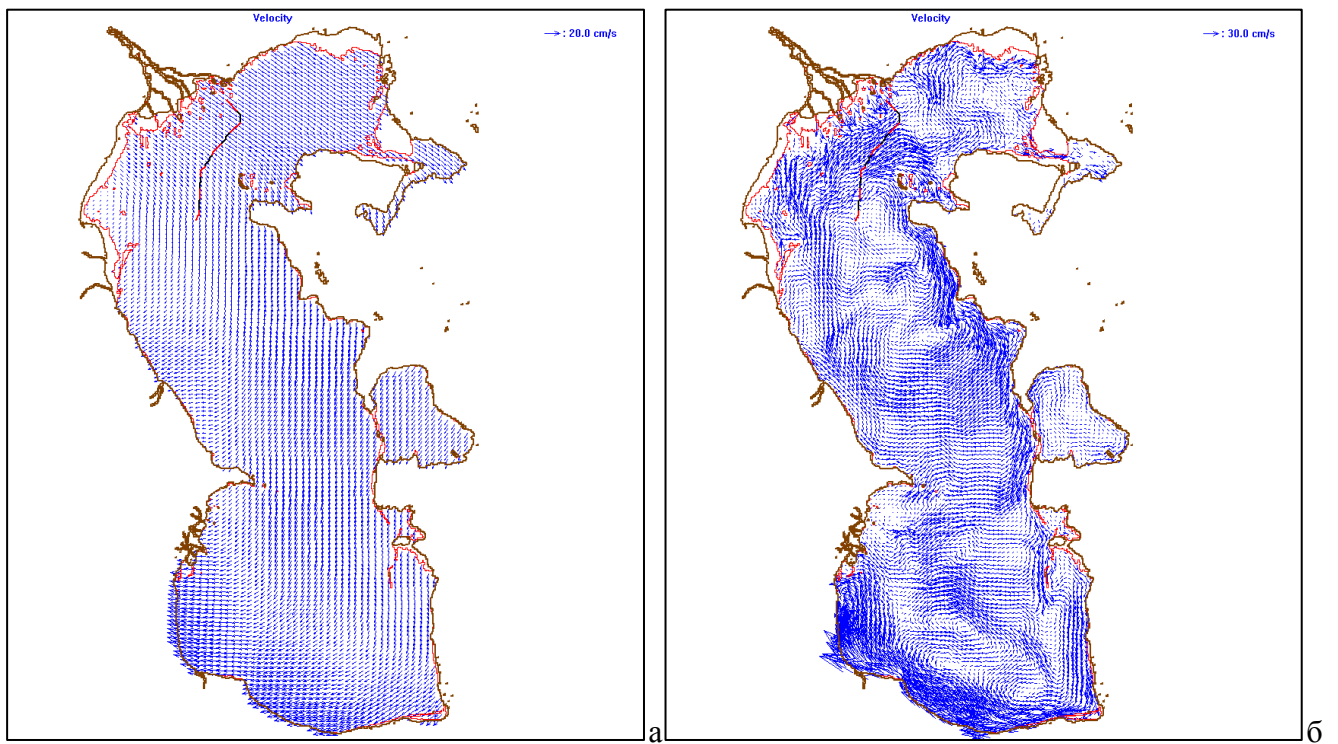


Рис. 2.60. Скорость ветра (а) и скорость течения в слое 0-5 м (б) 5 октября 2013 года.

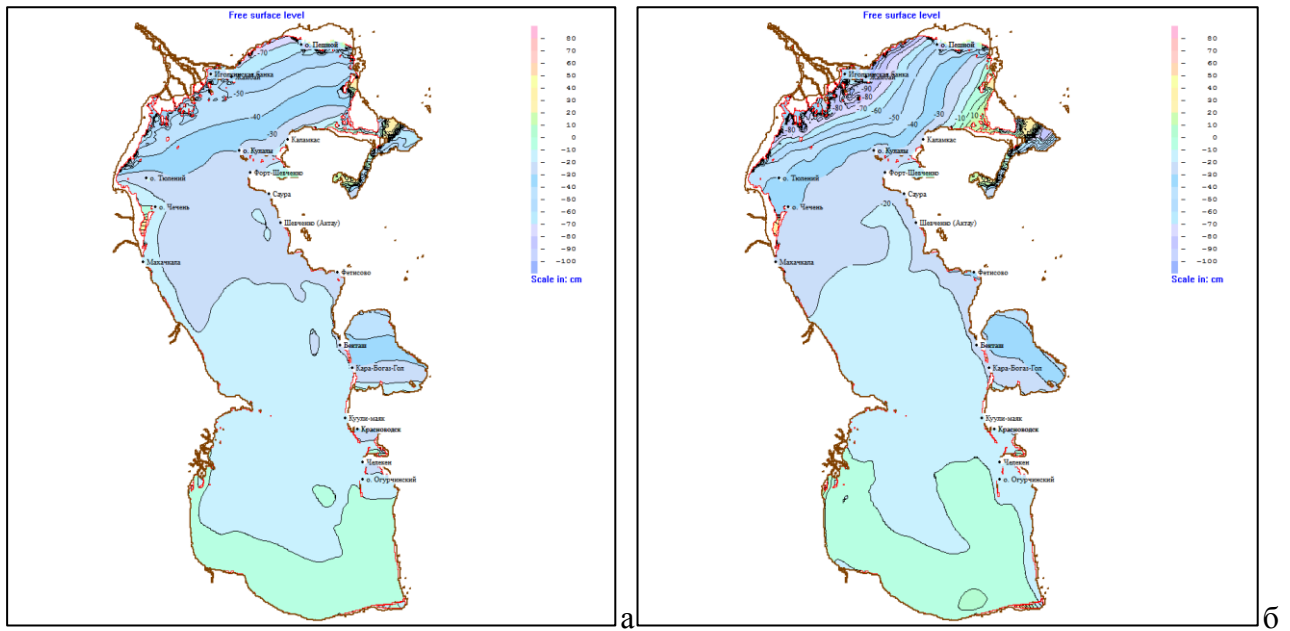


Рис. 2.61. Уровень моря (а) 4 октября 2013 года (б) 5 октября 2013 года.

Аналогичный эффект возникновения градиентных течений происходит 18 октября (рис. 2.62), только вместо сгона у северо-западного побережья Каспия происходит нагон и возникают градиентные течения, направленные вправо под углом 90 градусов к градиенту уровня моря, то есть на юго-запад.

Наиболее типичная картина скорости ветра и скорости течений с точки зрения повторяемости за период 1-31 октября (рис. 2.52) наблюдается 10 октября 2013 года, когда скорость ветра направлена на северо-запад, а скорости течения направлены в основном по ветру, а в северной части разреза отклоняются вправо от ветра и направлены на север – северо-восток (рис. 2.63).

Картина средних за месяц течений (рис. 2.64) очень близка к картине стоковых течений, такие скорости течений не получаются ни в какой момент времени в течение месяца. Ветровые скорости намного больше, но в среднем за месяц большие скорости ветровых течений компенсируют друг друга. В среднем за месяц получаются практически стоковые скорости течения, обеспечивающие перенос половины расхода Волги через разрез Восточный.

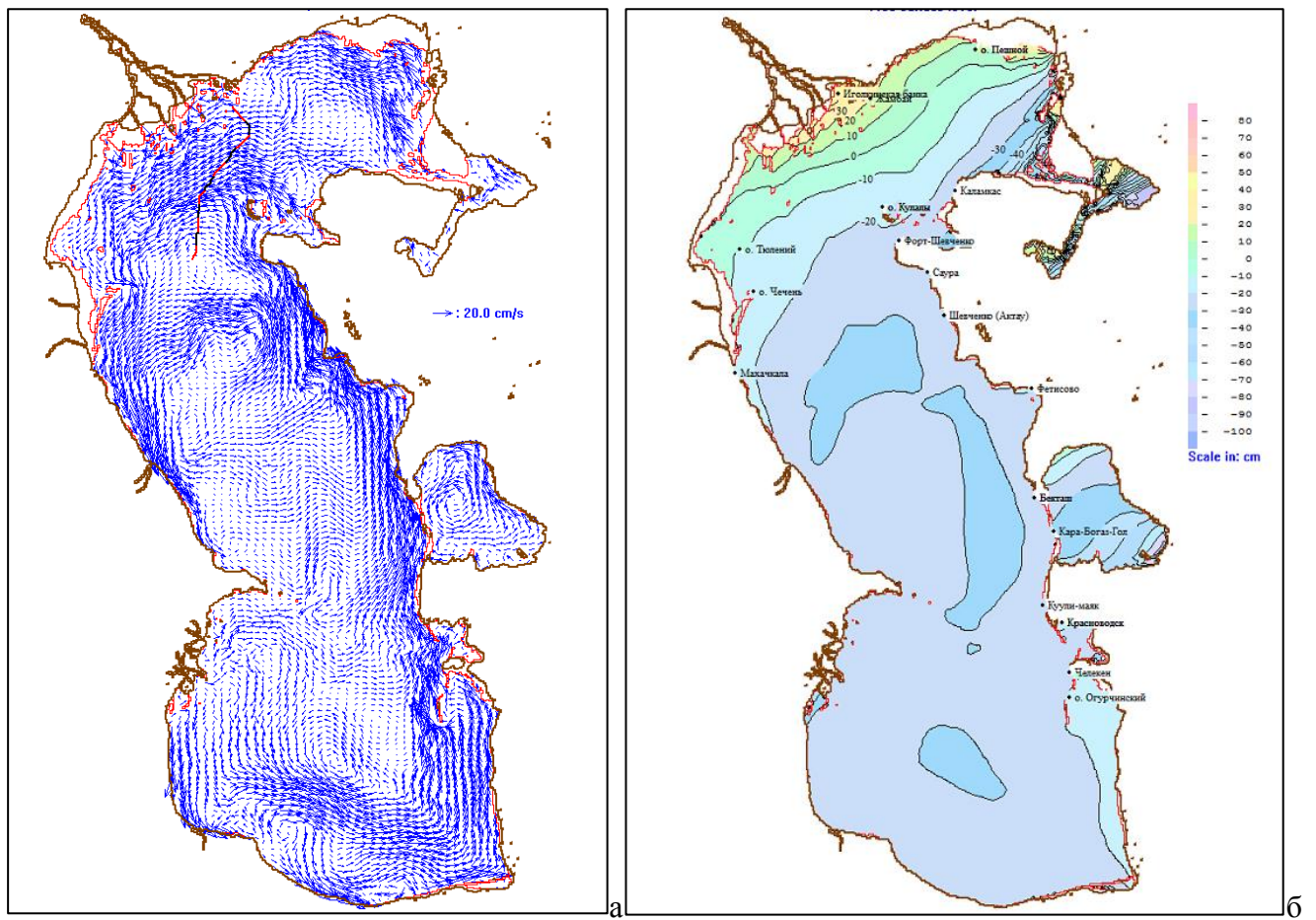


Рис. 2.62. Скорость течения в слое 0-5 м (а) и уровень моря (б) 18 октября 2013 года.

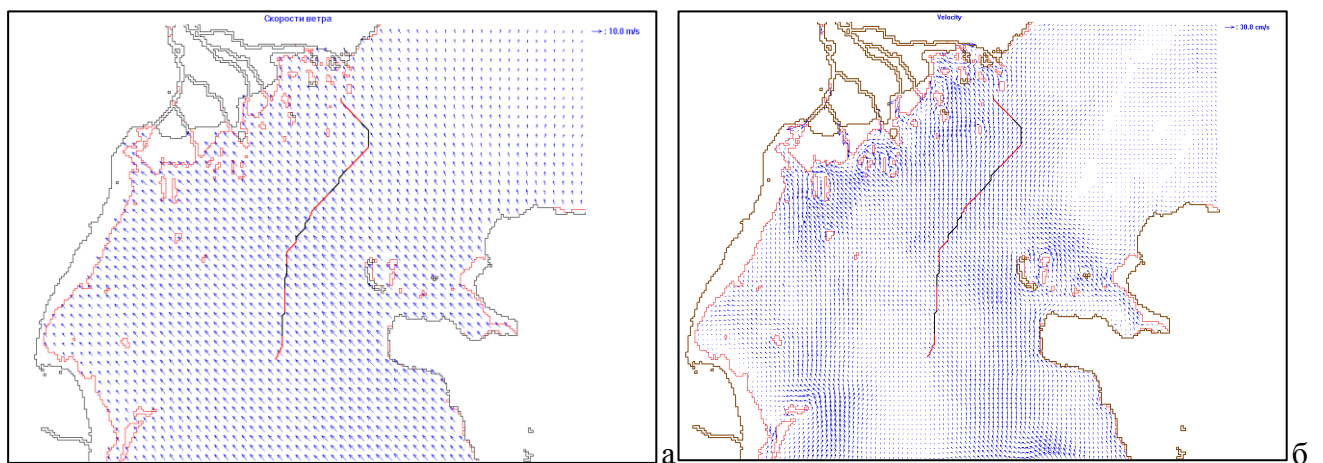


Рис. 2.63. Скорость ветра (а) и скорость течения в слое 0-5 м (б) 10 октября 2013 года.

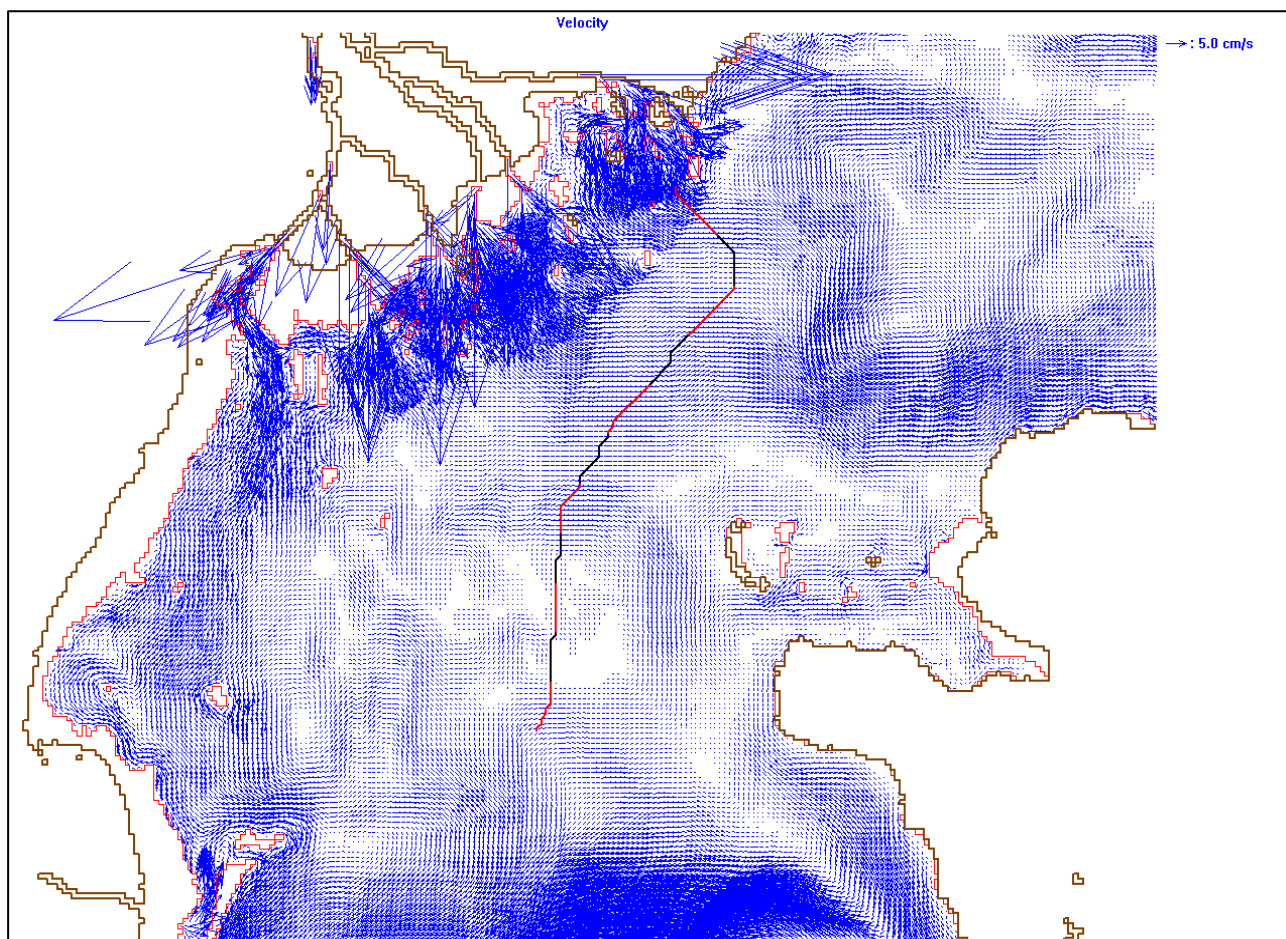


Рис. 2.64. Среднемесячные скорости течения (1-31 октября 2013 года) в слое 0-5 метров.

По результатам расчетов в 7 секторах разреза «Восточный» 10 октября 2013 года суммарный водообмен составил $4,84 \text{ км}^3$. Приток воды был выше оттока на 2 км^3 (за пределы участка было вынесено $1,42 \text{ км}^3$ воды, привнесено $3,42 \text{ км}^3$). Интенсивность водообмена возрастала в направлении с севера на юг. В северных секторах разграничительной линии результирующий водообмен был отрицательным, а в центральных и южных – положительным (рис. 2.65).

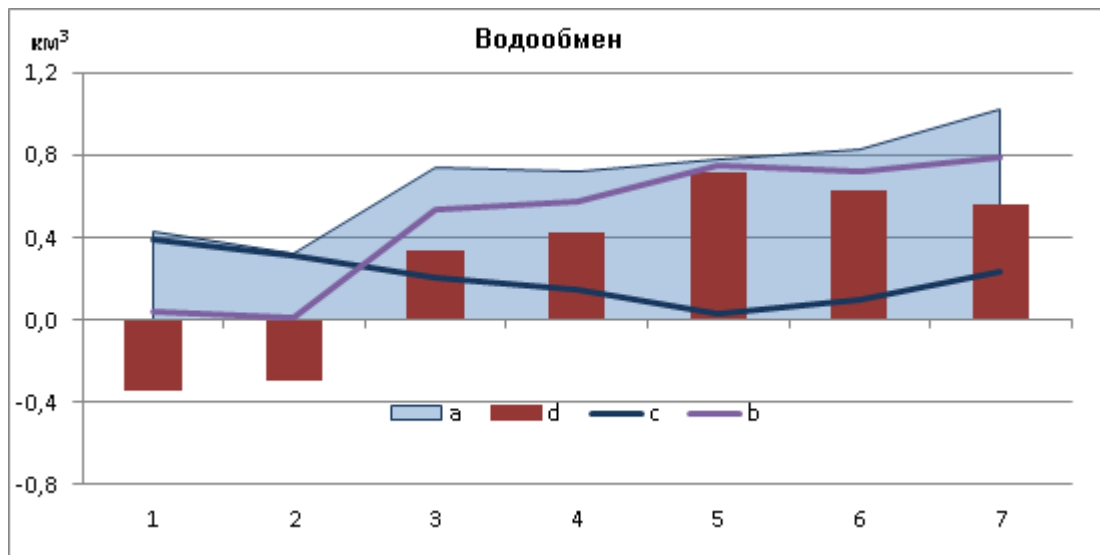


Рис. 2.65 Водообмен в различных секторах на восточной границе лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» 10 октября 2013 года в слое 0-10 метров. На оси абсцисс – номера секторов с севера на юг; а – суммарный водообмен; б – приток; с – отток; d – результирующий водообмен

Данные о расходах воды внутрь и за пределы лицензионного участка можно использовать для расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ (ЗВ) при наличии данных об их концентрации в воде. Для этого в оптимальном варианте пункты наблюдений за загрязнением морских вод должны располагаться на границе лицензионного участка, а сами расчеты трансграничного переноса выполняться для даты проведения наблюдений. Еще лучше, если эти наблюдения будут проводиться с помощью автоматических буйковых станций, а данные наблюдений будут в оперативном режиме передавать в центр приема и обработки информации для проведения расчетов трансграничного переноса с использованием гидродинамической модели.

Все, о чем говорилось в предыдущем абзаце, – дело недалекого будущего, цель работы состояла в демонстрации того, что оно вполне возможно. С учетом данного обстоятельства для проведения первых экспериментальных расчетов за среднесуточную концентрацию ЗВ на восточной границе лицензионного участка 10 октября 2013 года была принята средняя концентрация ЗВ за период 2006-2012 гг. Значения этой концентрации были сняты с карт пространственного распределения ЗВ в поверхностном и придонном слоях воды, примеры которых приведены на рис. 2.66, для каждого из семи секторов разграничительной линии в отдельности.

Расчет трансграничного переноса осуществлялся в отношении 12 загрязняющих веществ: нефтепродуктов (НП), низкомолекулярных и высокомолекулярных полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), суммы ПАУ, суммы ДДТ, суммы ГХЦГ, суммы

полихлорированных бифенилов (ПХБ), цинка, никеля, меди, свинца и кадмия. Его величина определялась путем умножения суммарного за сутки расхода воды ($\text{км}^3/\text{сут}$) на среднюю концентрацию загрязняющего вещества ($\text{тонн}/\text{км}^3$ или $\text{кг}/\text{км}^3$). Трансграничный перенос так же, как водообмен, характеризовался четырьмя параметрами: суммарным переносом, притоком, оттоком ЗВ и результирующим переносом (приток минус отток). Результаты расчета данных параметров для некоторых их перечисленных выше ЗВ приведены в табл. 2.1.

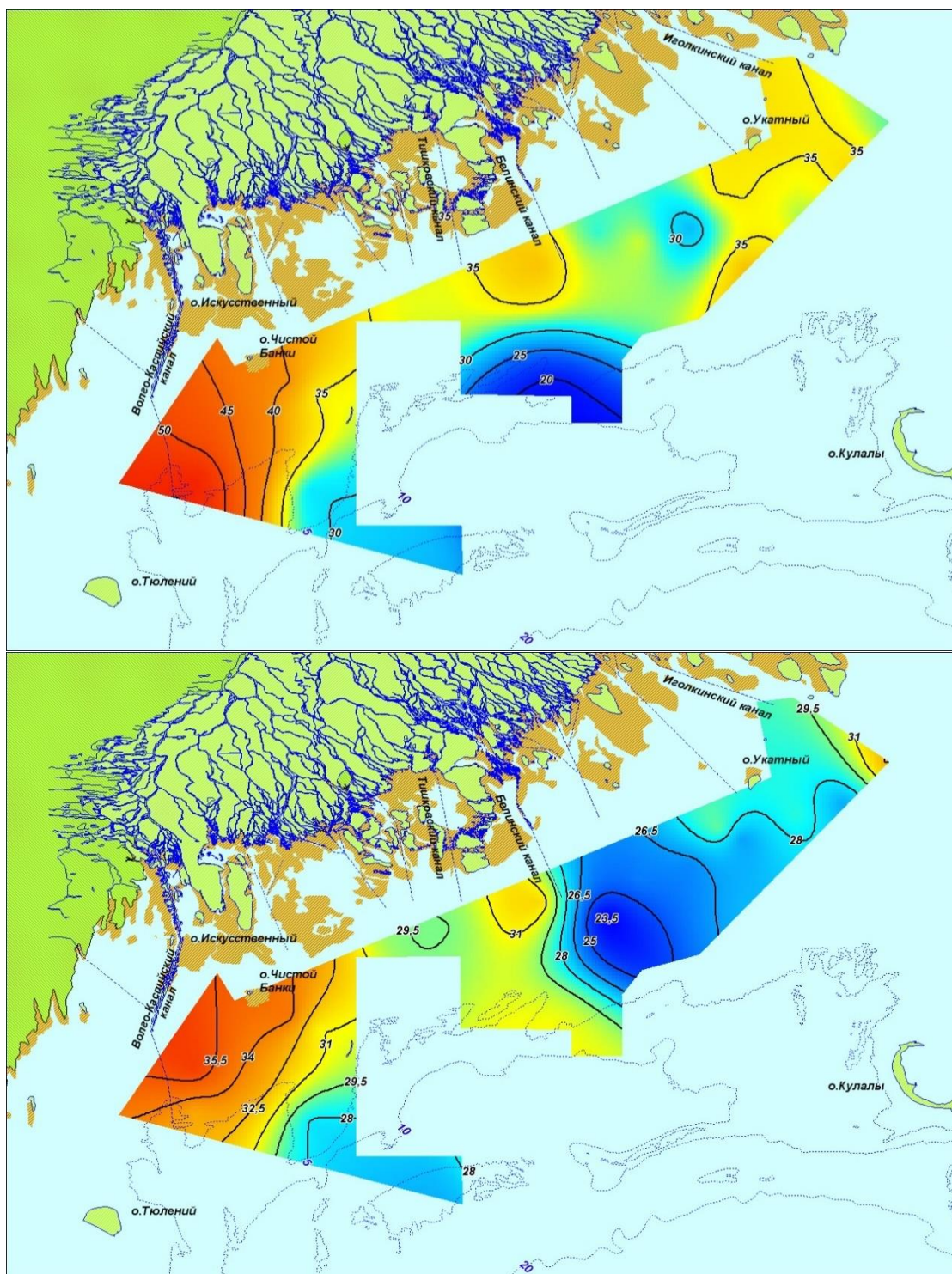


Рис. 2.66. Пространственное распределение нефтепродуктов в поверхностном и придонном слое воды ($\text{тонн}/\text{км}^3$) на участке «Северо-Каспийская площадь» в 2006-2012 гг.

Таблица 2.1.

Трансграничный перенос загрязняющих веществ в различных секторах восточной границы лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» 10 октября 2013 года. Показатели переноса (а – суммарный перенос, b – приток, с – отток, d - результирующий перенос)

Показатели переноса	Сектор							Итого
	1	2	3	4	5	6	7	
НП, тонн/сут								
a	14,17	10,44	22,93	22,38	23,93	23,23	28,04	145,11
b	1,35	0,41	16,62	17,72	22,89	20,42	21,68	101,10
c	12,82	10,03	6,31	4,66	1,04	2,80	6,35	44,01
d	-11,46	-9,62	10,32	13,06	21,84	17,62	15,33	57,09
Сумма ПАУ, кг/сут								
a	5,58	3,97	8,69	8,84	9,53	8,22	9,94	54,78
b	0,53	0,16	6,30	7,00	9,12	7,23	7,69	38,03
c	5,05	3,81	2,39	1,84	0,42	0,99	2,25	16,75
d	-4,52	-3,65	3,91	5,16	8,70	6,24	5,44	21,28
Сумма ДДТ, кг/сут								
a	0,16	0,11	0,26	0,25	0,27	0,25	0,23	1,53
b	0,02	0,00	0,19	0,20	0,26	0,22	0,18	1,06
c	0,15	0,11	0,07	0,05	0,01	0,03	0,05	0,47
d	-0,13	-0,10	0,12	0,15	0,25	0,19	0,13	0,59
Сумма ГХЦГ, кг/сут								
a	0,07	0,05	0,12	0,11	0,12	0,14	0,16	0,76
b	0,01	0,00	0,09	0,09	0,11	0,12	0,12	0,54
c	0,06	0,05	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,22
d	-0,05	-0,05	0,05	0,06	0,11	0,10	0,09	0,31
Сумма ПХБ, кг/сут								
a	0,53	0,40	0,91	0,94	1,01	1,01	1,22	6,01
b	0,05	0,02	0,66	0,74	0,97	0,89	0,95	4,27
c	0,48	0,38	0,25	0,20	0,04	0,12	0,28	1,74
d	-0,43	-0,37	0,41	0,55	0,92	0,76	0,67	2,52
Цинк, тонн/сут								
a	1,75	1,34	3,18	2,98	3,21	3,47	3,77	19,70
b	0,17	0,05	2,31	2,36	3,07	3,05	2,92	13,93
c	1,58	1,28	0,87	0,62	0,14	0,42	0,85	5,77
d	-1,42	-1,23	1,43	1,74	2,93	2,64	2,06	8,15
Никель, тонн/сут								
a	0,69	0,51	1,16	1,16	1,28	1,27	1,48	7,55
b	0,07	0,02	0,84	0,91	1,23	1,12	1,14	5,34
c	0,62	0,49	0,32	0,24	0,06	0,15	0,34	2,22
d	-0,56	-0,47	0,52	0,67	1,17	0,97	0,81	3,12

Продолжение таблицы 2.1

Показатели переноса	Сектор							Итого
	1	2	3	4	5	6	7	
Медь, тонн/сут								
a	1,57	1,18	2,66	2,64	2,88	3,08	3,67	17,68
b	0,15	0,05	1,93	2,09	2,75	2,71	2,84	12,52
c	1,42	1,14	0,73	0,55	0,13	0,37	0,83	5,16
d	-1,27	-1,09	1,20	1,54	2,63	2,34	2,01	7,35
Свинец, тонн/сут								
a	0,60	0,45	0,98	0,96	1,05	1,09	1,35	6,48
b	0,06	0,02	0,71	0,76	1,00	0,96	1,04	4,55
c	0,54	0,44	0,27	0,20	0,05	0,13	0,31	1,93
d	-0,49	-0,42	0,44	0,56	0,96	0,83	0,74	2,62
Кадмий, тонн/сут								
a	0,04	0,03	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,40
b	0,00	0,00	0,04	0,05	0,06	0,06	0,06	0,28
c	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,12
d	-0,03	-0,03	0,03	0,03	0,06	0,05	0,04	0,15

С учетом того, что разовая и средняя концентрация ЗВ в воде на границе лицензионного участка представляют собой цифры одного порядка, результаты расчетов, приведенные в таблице 1, позволяют судить о порядке значений трансграничного переноса ЗВ. Как это хорошо видно, в зависимости от концентрации ЗВ в воде этот перенос может исчисляться как килограммами, так и тоннами в сутки.

В нашем экспериментальном случае концентрация загрязняющих веществ вдоль восточной границы лицензионного участка, как правило, варьировала слабо. Поэтому показатели трансграничного переноса в основном определялись характеристиками водообмена. В частности результирующий перенос для всей разграничительной линии был положительным (приток превышал отток). Однако его значения изменялись вдоль границы лицензионного участка, принимая в первых двух секторах отрицательные значения (отток превышал приток). На рис. 2.67 в качестве примера приведен график трансграничного переноса нефтепродуктов (видно что его своему характеру он схож с графиком водообмена, приведенном на рис. 2.65).

По результатам экспериментальных расчетов суммарный перенос нефтепродуктов (НП) на восточной границе лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» составил 145,1 тонн, результирующий – 57,1 тонн (за пределы российского сектора было вынесено 44,0 тонн НП, а привнесено в него 101,1 тонн). Максимальный суммарный перенос отмечался в седьмом секторе, минимальный – во втором.

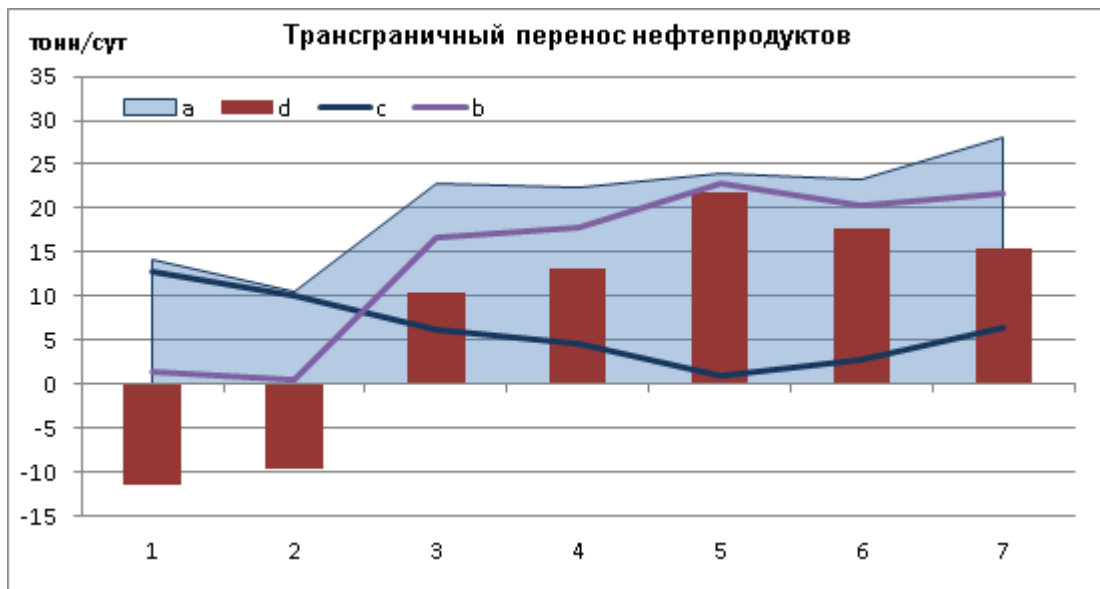


Рис. 2.67 Трансграничный перенос нефтепродуктов в различных секторах восточной границы лицензионного участка «Северо-Каспийская площадь» 10 октября 2013 года. На оси абсцисс – номера секторов с севера на юг; а – суммарный перенос; b – приток; c – отток; d – результирующий перенос

Таким образом, в этом разделе продемонстрирована принципиальная возможность использования оперативной гидродинамической модели Каспийского моря в ее усовершенствованном виде для оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка (а также на границе российского сектора недропользования Каспийского моря).

Разработанная технология расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ с использованием данных мониторинга и моделирования представляет собой яркий пример расширяющегося использования методов и технологий оперативной метеорологии и океанографии для охраны окружающей среды. Ожидается, что на Каспийском море она будет востребована для разработки совместных мер по защите морской среды от загрязнения в рамках Тегеранской конвенции.

2.7. Диагноз и прогноз уровня Каспийского моря по оперативной гидродинамической модели

Задача расчета циркуляции в Каспийском море в наиболее полной физической постановке с расчетом температуры и солености изложена в работе [Ибраев, 2008]. Разрешение сетки модели Каспийского моря составляло около 9,3 км (1/12 градуса по широте и 1/9 градуса по долготе) по вертикали использовалось 22 горизонтальных уровня. В этой работе выполнено моделирование только для одного года (1982 год) и получена сезонная изменчивость термогидродинамических

характеристик Каспийского моря в течение этого года, причем на поверхности были заданы среднемесячные граничные условия.

Расчет термогидродинамических полей Каспийского моря в полной постановке, выполнен в работе [Дианский и др., 2016], отличительной особенностью этой модели является использование сигма системы координат. Разрешение расчетной сетки по горизонтали равно примерно 1,5 км (использовалась сферическая система координат), по вертикали задано 20 уровней. По модели были рассчитаны только три месяца август, сентябрь, октябрь с 2003 по 2013 годы. Для расчета параметров атмосферы использовалась региональная негидростатическая модель WRF. Карты скорости течений в Среднем и Северном Каспии похожи на карты течений в оперативной модели Гидрометцентра [Попов и др., 2013]. В Южном Каспии была обнаружена существенная разница в картинах течений при сравнении с расчетом по оперативной модели Гидрометцентра, использующей в качестве форсинга результаты региональной модели Лосева [Лосев, 2010]. Основным вывод работы состоял в том, что для расчета ветра необходимо использовать негидростатические модели типа WRF или COSMO. До июля 2015 года в оперативной модели Каспийского моря Гидрометцентра России использовались атмосферные данные модели Лосева, а начиная с августа 2015 года стали использоваться результаты расчетов негидростатической атмосферной модели COSMO.

Несомненно, что расчет полной прогностической задачи, включающей расчет температуры и солености, является наиболее физически обоснованным, однако требует больших вычислительных ресурсов. Целью оперативной гидродинамической модели является расчет термогидродинамических характеристик Каспийского моря на короткий промежуток времени от 2 до 7 суток. Планировалось использовать модель в полной физической постановке с расчетом температуры и солености. В настоящее время для краткосрочного прогноза используется упрощенный вариант модели, когда используются климатические поля температуры и солености, для 12 месяцев, полученные адаптационным расчетом [Попов, 2004]. В течение срока прогноза (2-7 суток) эти поля не изменяются, а значения температуры и солености, которые используются при расчете прогноза, зависят от месяца. При переходе от месяца к месяцу поля температуры и солености изменяются, но остаются постоянными в течение месяца. Климатическая термохалинная циркуляция в такой постановке является фоном, на котором возникает циркуляция, вызванная воздействием ветра и давления. Таким образом, в настоящее время реализован первый этап, когда расчеты выполняются с замороженными и заданными из наблюдений полями температуры и солености [Попов, 2017]. Результаты расчетов уровня моря на этом первом этапе, когда поля температуры и солености не изменяются в течение прогноза, планируется в будущем сравнить с расчетами полной задачи с изменяющимися полями температуры и солености.

2.7.1. Оперативная гидродинамическая модель Каспийского моря

Краткосрочные прогнозы уровня Каспийского моря с заблаговременностью до 48 часов по трехмерной гидродинамической модели с разрешением 3 мили были внедрены в оперативную практику Гидрометцентра России в 2001 году. Прогресс вычислительной техники позволил повысить разрешение расчетной сетки по горизонтальным координатам и в настоящее время модель Каспийского моря с разрешением 1 морская миля внедрена в автоматизированную систему обработки оперативной информации (АСОИ) Гидрометцентра России.

Модель реализована в локальной прямоугольной системе координат. Погрешность применения локальной декартовой системы координат равна $L/R \cdot \operatorname{tg} \varphi$, где L – характерный масштаб по горизонтали; R – радиус Земли; φ – широта [Кибель, 1957]. Локальную декартову систему координат обычно используют для моделирования морских движений при характерных масштабах процессов до 1000 км. Дальнейшее упрощение путем разложения $\sin \varphi$ в ряд Тэйлора около отсчетной широты не используется. Использование локальной декартовой системы для Каспийского моря влечет значительные погрешности, поэтому в будущем планируется перейти на сферическую систему координат.

Движение в море вызывается заданным на поверхности моря касательным напряжением трения ветра и градиентами атмосферного давления на уровне моря, которые заданы в правой части уравнений движения модели. Внутри моря учитывается неравномерное распределение температуры и солености, вызывающее термохалинные течения. Напряжение трения ветра пропорционально квадрату разности скорости ветра и воды с коэффициентом сопротивления, который в настоящее время рассчитывается по специальным формулам [Holthuijsen., 2012]. В ранних работах [Архипов, Попов, 1996] применялся постоянный коэффициент сопротивления, но в процессе сравнения с наблюдениями, для улучшения качества расчетов параметризация коэффициента сопротивления все более усложнялась и в настоящее время используется коэффициент сопротивления [Holthuijsen., 2012], который успешно применялся при моделировании уровня Балтийского моря [Попов и др., 2015].

Исходные ежечасные поля ветра и давления интерполируются по пространству с сетки атмосферной модели COSMO на модельные 3-мильную и 1-мильную сетки. Сферические координаты точек модели COSMO по формулам пересчитываются в координаты сетки модели моря. Используется равномерная модельная сетка с одинаковым шагом по пространству в милях, получается, что в градусах шаг модельной сетки по долготе увеличивается при удалении от экватора, шаг сетки по широте не изменяется. Для каждой компоненты скорости ветра применяется интерполяция по пространству, взятая из работы [Akima, 1978]. Ежечасные поля ветра и давления на модельной сетке, полученные интерполяцией по пространству,

интерполируются линейно по времени, чтобы получить поля на каждом модельном шаге по времени.

Для перехода к конечно-разностному представлению задана прямоугольная сетка и вся область разбита на ячейки. Боковая граница совпадает с вертикальной плоскостью, проходящей через ячейку сетки. Верхняя граница ячеек сетки изменяется во времени, а нижняя зафиксирована и определяется рельефом дна. Шаг сетки по вертикали переменный. Число горизонтов определяется глубиной и изменяется по акватории от единицы (в этом случае верхняя и нижняя ячейки совпадают) до 30 - максимального числа горизонтов модели.

В модели аналогично работе [Backhaus, 1985] используется переменная по пространству толщина придонной ячейки. В отличие от многих глобальных моделей циркуляции, где рельеф дна задан с точностью до глубины расчетного горизонта, в данной модели толщина придонного слоя изменяется по пространству и зависит от глубины места. В придонных ячейках толщина постоянна по времени, но различна по пространству, что позволяет правильно описывать рельеф дна, от которого, в свою очередь зависит скорость движения нагонной волны и время наступления пика нагона. Придонное трение зависит от величины придонной скорости течения по квадратичному закону трения с коэффициентом сопротивления $\alpha = 2.5 \cdot 10^{-3}$, что является преимуществом трехмерной модели по сравнению с двухмерными моделями, где придонное трение зависит от средней по толщине воды скорости течения. Сочетание подробного описания рельефа дна с более точной, чем в двумерных моделях, аппроксимацией придонного трения приводит к более точному воспроизведению скорости движения поверхностной гравитационной волны, что дает хорошее совпадение по времени с наблюдаемыми пиками уровня моря.

Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, изложенной в работе [Зильберштейн и др., 2001].

В местах впадения рек задавалась нормальная составляющая скорости течения реки, тангенциальная составляющая скорости течения реки равнялась нулю. Скорость течения реки Волга с шагом по времени сутки пересчитывалась по данным о сбросах воды Волгоградского водохранилища. Скорость остальных шести рек Терек, Сулак, Самур, Кура, Урал, Сефидруд рассчитывалась по известным среднемесячным климатическим расходам воды. Сток реки Волги задается по реальным данным, поступающим в систему АСООИ Гидрометцентра России. Используется последнее ежесуточное значение стока реки Волга, которое остается постоянным в течение прогноза на 2 суток

Информация о ледовых условиях важна для моделирования динамики течений и уровня моря, т.к. положение кромки льда и его сплоченность определяют характер взаимодействия атмосферы и поверхности моря. В оперативной модели Каспийского моря используются еженедельные данные о ледовой обстановке, а именно карты, составляемые в Гидрометцентре

России, которые проходят оцифровку в сетку модели и задаются в виде полей сплоченности льда. Расчет напряжения ветра при наличии льда происходит по формулам 1.27 и 1.28.

Входными данными для модели являются поля давления и ветра по данным метеорологического прогноза COSMO с разрешением примерно 7 км по горизонтали. Выходными данными являются трехмерное поле скоростей течений и уровень Каспийского моря на 3 мильной шаг по пространству 5568 метров, 126*216 расчетных точек по горизонтали, шаг по времени 40 сек. и 1 мильной сетках, шаг по пространству 1856 метров, 376*646 расчетных точек по горизонтали, шаг по времени 10 сек. Записываются в базу данных системы АСООИ Гидрометцентра России поля скорости течения и уровня моря с шагом 1 час по времени.

2.7.2. Диагностические расчеты уровня моря на станции о. Тюлений

Расчеты уровня Каспийского моря по 1-мильной и 3 мильной гидродинамическим моделям сравниваются с наблюдениями в Каспийском море на станции о. Тюлений. Для проведения диагностического расчета необходимо было создать непрерывный ряд атмосферных полей давления и скорости ветра на сетке Каспийского моря в течение 2014 года. Этот непрерывный ряд был собран из прогнозов атмосферы по модели COSMO, поступающих два раза в сутки в сроки 00 и 12 часов с заблаговременностью 6, 9 12, 15 часов. Таким образом, даже диагностический атмосферный форсинг составлен из прогностических полей 0 часового и 12 часового прогнозов по модели COSMO, причем первые поля с заблаговременностью 0 и 3 часа не используются, поскольку менее надежны, так как атмосферной модели необходимо некоторое время для адаптации.

Были проведены непрерывные (без коррекции) расчеты уровня моря по заданному на поверхности моря атмосферному воздействию (ветер и давление) в течение 5 месяцев на сетках с горизонтальным разрешением 3 мили и 1 миля. Начальное поле уровня Каспийского моря было задано постоянным по всей площади моря и равным - 27,6 м БС, начальные скорости течений равны нулю. Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями представлены на рис. 2.68. Уровень моря при расчетах на различных сетках очень хорошо совпадает, ожидалось, что увеличение пространственного разрешения заметно повысит качество расчета уровня моря.

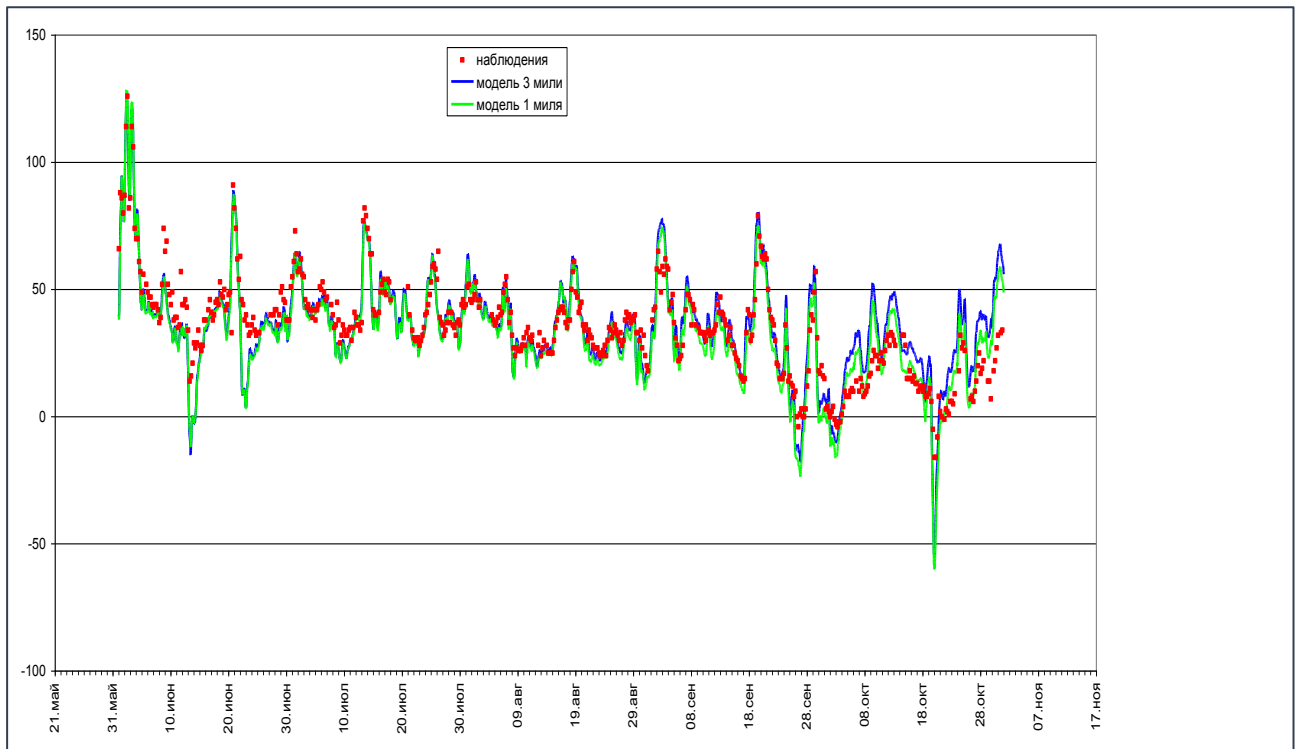


Рис. 2.68а. Уровень моря на станции о. Тюлений в течение июня- октября 2014 года.

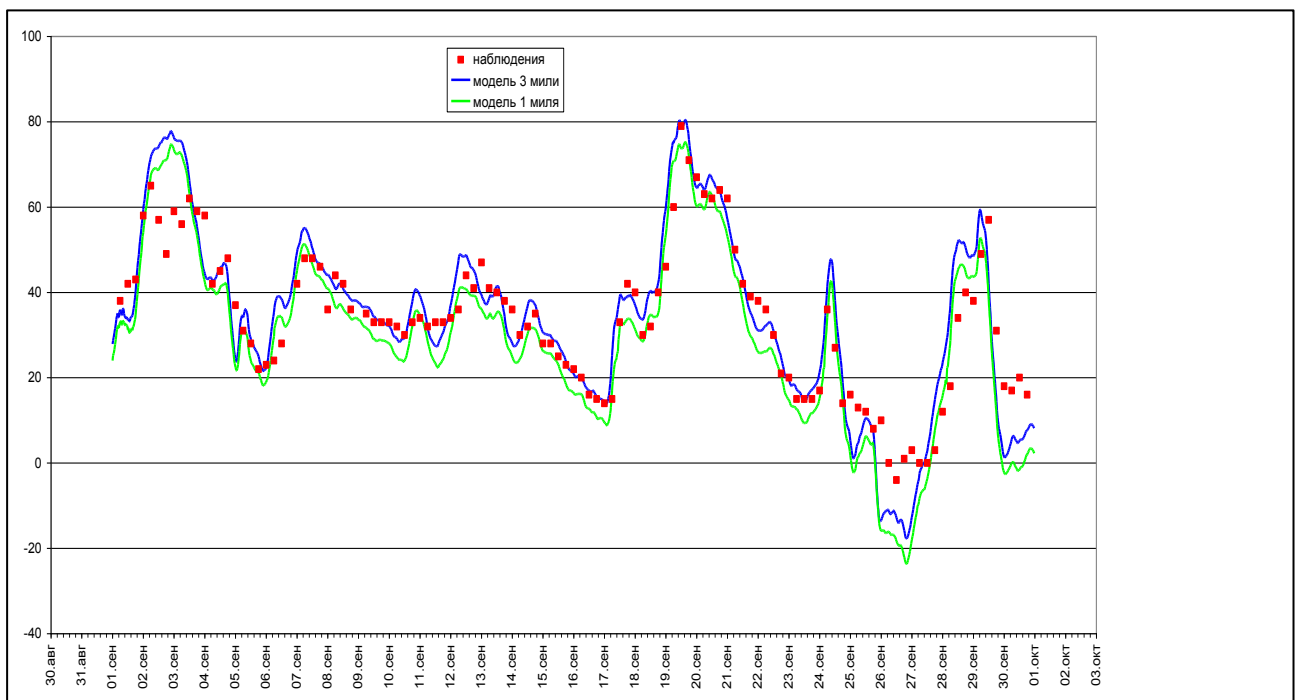


Рис. 2.68б. Уровень моря на станции о. Тюлений в сентябре 2014 года.

Наблюдения за уровнем моря на о. Тюлений поступают 4 раза в сутки в 0, 6, 12, 18 часов. Сравнение с наблюдениями было выполнено в течение 5 месяцев с июня по октябрь 2014 года. Представление о количественных характеристиках точности расчетов дано в таблице 2.2, где приведены критерии точности прогнозов, принятые в Росгидромете [РД Наставление, 2011]. К

ним относятся: A_0 – абсолютная ошибка расчетов, или MAE – Mean Average Error (см), $O_t\%$ – относительная ошибка расчетов, $CKOd$ – среднеквадратическое отклонение наблюдений от среднего, $CKOm$ – среднеквадратическое отклонение расчетов от среднего, $CKO(d-m)$ – среднеквадратическая ошибка расчетов, $CKO(d-m)\%$ – отношение в % $CKO(d-m)$ к $CKOd$ наблюдений, R_{cor} – коэффициент корреляции между данными наблюдений и моделирования. Кроме того, в таблице приводится колонка с обозначением $<0,674\sigma\%$ – процент расчетов, не выходящих за определенный предел, т.е. оправдываемость расчета (прогноза) в процентах. Согласно требованиям [РД Наставление, 2011], для краткосрочных и среднесрочных прогнозов в качестве предельного значения допустимой ошибки принимается величина, не превышающая $\pm 0,674\sigma$, где $\sigma = CKOd$ среднеквадратическое отклонение данных наблюдений. По данным наблюдений в июне $\sigma=19,5$ см, допустимая ошибка расчета равна 13,1 см. Эта величина принята за допустимую ошибку при вычислении оправдываемости расчета для всех месяцев с июня по октябрь.

Таблица 2.2. Оценка точности диагностического расчета уровня моря в пункте о. Тюлений в июне-октябре 2014 г.

Разрешение модели, месяц	Max-d	Min-d	CKOd (σ)	Max-m	Min-m	CKOm	A_0	$O_t\%$	CKO(d-m)	CKO(d-m)%	$<0,674\sigma\%$	R_{cor}
3мили_июнь	126	14	19,5	121,5	-12	24,3	8,9	7,9	12,2	62,9	77,5	0,913
1миля_июнь	126	14	19,5	126,2	-10,1	24,5	9,5	8,5	12,6	64,5	73,3	0,919
3мили_июль	82	28	11,2	77,1	22,5	11,6	5,1	9,5	6,7	60,3	91,9	0,848
1миля_июль	82	28	11,2	75,5	22,4	11,4	5,5	10,2	7	63	91,1	0,855
3мили_август	61	18	8,4	62,8	14,6	10,6	3,9	9	5,1	60,9	97,6	0,887
1миля_август	61	18	8,4	60,8	11	10,8	4,9	11,4	6,1	72,4	96	0,888
3мили_сентябрь	79	-4	16,9	79,3	-15,8	20,4	6,1	7,3	8,3	49,4	85	0,918
1миля_сентябрь	79	-4	16,9	73,8	-22,1	20,5	6,9	8,3	8,8	52,4	83,3	0,928
3мили_октябрь	34	-16	11	66,3	-55,2	19,5	13,4	26,7	15,7	143,1	50,8	0,852
1миля_октябрь	34	-16	11	57,6	-59,9	19,1	8,9	17,8	11,7	106,1	75	0,86
3мили_июнь-октябрь	126	-16	18,5	121,5	-55,2	19,2	7,5	5,3	10,4	56,2	80,6	0,849
1миля_июнь-октябрь	126	-16	18,5	126,2	-59,9	20,1	7,1	5	9,5	51,7	83,8	0,893

Оправдываемость диагностического расчета изменяется по месяцам (таблица 2.2), наивысшая оправдываемость составила 97,6% в августе на 3 мильной сетке, а самая низкая 50,8% в октябре на 3 мильной сетке. Результаты расчетов на 1 мильной сетке более стабильные и изменяются от 96% в августе до 75% в октябре. По критериям [РД Наставление, 2011] июнь и октябрь получают оценку неудовлетворительно (менее 80%), сентябрь удовлетворительно (от

80% до 87%), июль хорошо (87%-93%), а август отлично (свыше 93%). В среднем за 5 месяцев оправдываемость на 1 мильной сетке 83,8% превысила оправдываемость на 3 мильной сетке 80,6% и расчеты на обеих сетках получают оценку удовлетворительно. Оправдываемость улучшается при увеличении допустимой ошибки расчета, в данном случае применен слишком строгий критерий оправдываемости, так как допустимая ошибка в нашем случае не превышает 13,1 см, обычно при сравнении с наблюдениями допустимая ошибка составляет 15-20 см и выше.

Абсолютная ошибка расчета на 3 мильной сетке изменяется от 3,9 см в августе до 13,4 см в октябре, на 1 мильной сетке диапазон изменения абсолютной ошибки сокращается от 4,9 см в августе до 9,5 см в июне. В среднем за 5 месяцев модель на 1 мильной сетке показывает более стабильные результаты по качеству расчетов, средняя абсолютная ошибка равна 7,1 см против 7,5 см на 3 мильной сетке, а коэффициент корреляции 0,893 на 1 мильной сетке против 0,849 на 3-мильной.

2.7.3. Прогностические расчеты уровня моря на станции о. Тюлений

Непрерывный без всякой коррекции данными наблюдений расчет по модели на 5 месяцев (диагностический расчет) по заданным на поверхности полям ветра и атмосферного давления можно рассматривать как прогноз на 5 месяцев, если бы скорость ветра и давление были известны заранее на 5 месяцев вперед. В реальности прогноз по атмосферным моделям известен на 2-7 суток, причем содержит ошибки расчета атмосферной модели. В настоящее время оперативная модель расчета уровня и скорости течения Каспийского моря на 3 мильной и 1 мильной сетках использует прогнозы атмосферной модели COSMO с разрешением примерно 7 км по горизонтали. Прогноз уровня моря на 48 часов считается два раза в сутки в 0 и 12 часов по морской модели, после окончания расчета атмосферной модели.

Начальное модельное поле уровня для каждого прогноза на 48 часов не корректируется наблюдениями за уровнем моря и представляет собой, полученное в предыдущем прогнозе и сохраненное на 12 часов расчетное поле уровня моря. На рис. 2.69 представлены 60 прогнозов (30 суток по 2 прогноза в сутки) и наблюдения за уровнем моря в пункте о. Тюлений для сентября 2014 года. Начальное значение уровня моря для первого прогноза в срок 00 часов 1 сентября 2014 года было задано из диагностического расчета. После расчета первого прогноза полученное на 12 ч поле уровня моря использовалось в качестве начального условия для второго прогноза и так далее в течение 30 суток. Начальное поле уровня моря не корректируется данными наблюдений и содержит ошибку диагностического расчета. Кроме этого, прогнозы по морской модели отражают ошибки прогноза атмосферной модели. Если прогноз атмосферной модели плохой, то его нельзя исправить расчетом даже по самой идеальной морской модели.

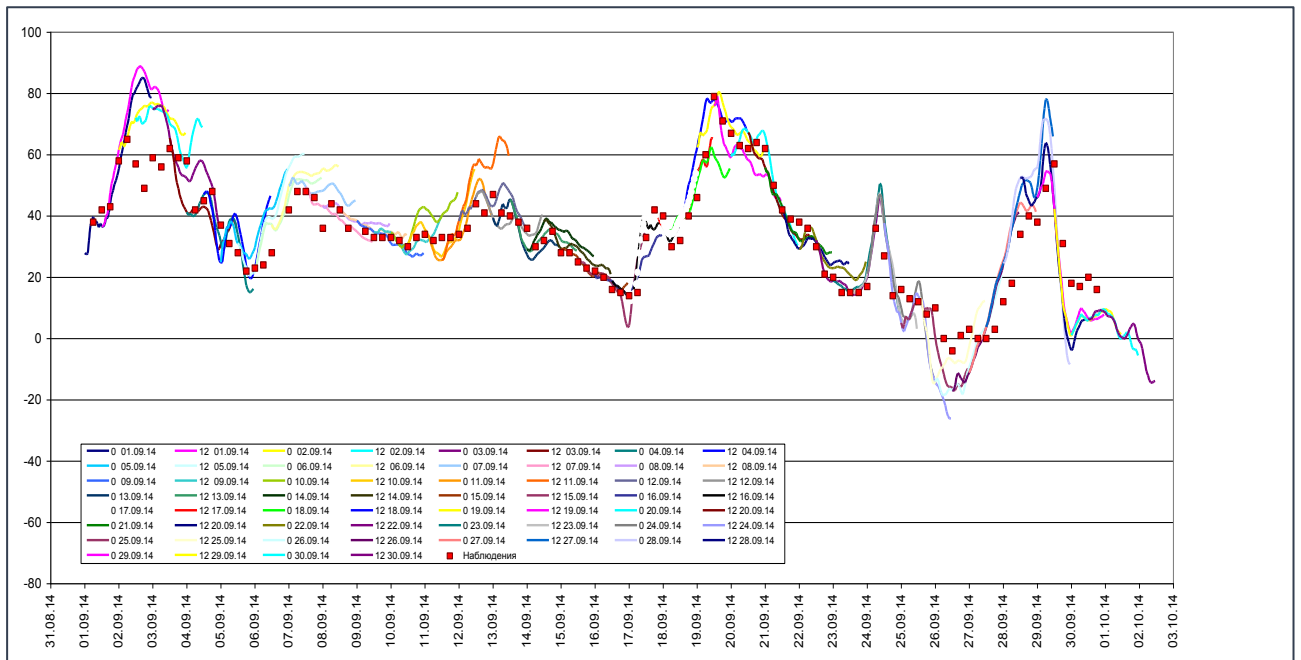


Рис. 2.69а. Прогнозы уровня моря на станции о. Тюлений в сентябре 2014 года на 3 мильной сетке.

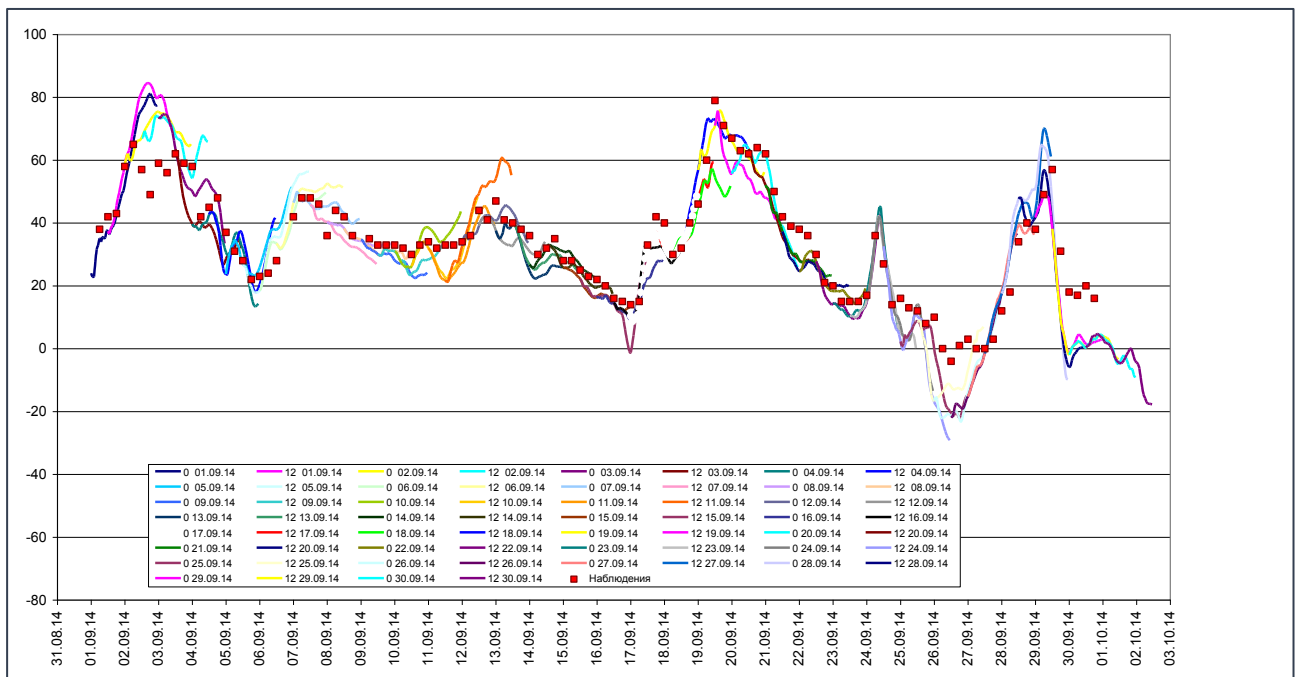


Рис. 2.69б. Прогнозы уровня моря на станции о. Тюлений в сентябре 2014 года на 1 мильной сетке.

В таблице 2.3 представлены оценки точности прогностической морской модели, полученные в результате сравнения с наблюдениями за уровнем моря в пункте о. Тюлений. Абсолютная ошибка увеличивается с 5,4 см при заблаговременности прогноза 6 ч до 9,8 см при заблаговременности 48 ч на 3 мильной сетке, на 1 мильной сетке с 5,8 см при 6 ч до 8,8 см при 48 ч заблаговременности. Оправдываемость прогноза уменьшается с 88,3% до 66,7% при заблаговременности 6 и 48 ч на 3 мильной сетке, с 86,7% (6ч) до 70% (48ч) на 1 мильной сетке.

Прогнозы на 1 мильной сетке имеют более стабильные показатели по сравнению с прогнозами на 3 мильной.

Таблица 2.3. Оценка точности прогнозов уровня моря (см) в пункте о. Тюлений в сентябре 2014 г.

Заблаговременность, ч	Max-d	Min-d	CKOd (σ)	Max-m	Min-m	CKOm	Ao	Ot %	CKO(d-m)	CKO(d-m)%	<0,67 σ %	Rcor
Сетка 3 мили по горизонтали												
0	79	-4	17	76	-16,8	20,3	6,8	8,2	8,8	51,7	78,3	0,904
6	71	0	16,7	76,1	-18,3	19,4	5,4	7,6	7,7	46,5	88,3	0,921
12	79	-4	17,2	76	-16,8	20,6	6,7	8,1	8,7	50,8	78,3	0,908
18	71	0	17,1	77,2	-16,9	20,6	6,1	8,6	8,4	49	81,7	0,927
24	79	-4	17,2	86,7	-9,3	20,9	7	8,4	9,6	55,7	80	0,893
30	71	0	17,5	87,2	-11,6	21,2	7,1	9,9	9,9	56,5	83,3	0,902
36	79	-4	17,4	81,7	-16,2	22	8,1	9,8	10,6	60,9	76,7	0,883
42	71	0	17,4	84,7	-20,1	23	9,2	13	12	69,4	76,7	0,875
48	79	-4	17,5	78,9	-26	23,8	9,8	11,8	11,9	68,1	66,7	0,881
Среднее	75,4	-2,2	17,2	80,5	-16,9	21,3	7,4	9,5	9,7	56,5	78,9	0,899
Сетка 1 миля по горизонтали												
0	79	-4	17	73,7	-21,4	20,4	7	8,5	9,4	55	78,3	0,915
6	71	0	16,7	74,3	-22,1	19,5	5,8	8,2	7,9	47,7	86,7	0,93
12	79	-4	17,2	73,7	-21,4	20,7	7	8,4	9,3	54,1	78,3	0,919
18	71	0	17,1	73,3	-22,4	20,9	6	8,4	8	46,9	85	0,934
24	79	-4	17,2	81,7	-13,8	21	7,2	8,7	9,8	57,1	86,7	0,899
30	71	0	17,5	84,2	-13,6	21,3	6,8	9,6	9,2	52,6	80	0,907
36	79	-4	17,4	80,2	-20,7	22,1	7,8	9,3	10,9	62,7	81,7	0,886
42	71	0	17,4	81,1	-23,3	23	8,2	11,5	11,2	64,4	75	0,884
48	79	-4	17,5	77,5	-29,1	23,6	8,8	10,6	11,8	67,4	70	0,883
Среднее	75,4	-2,2	17,2	77,7	-20,9	21,4	7,2	9,2	9,7	56,4	80,2	0,906

Средняя по 60 прогнозам абсолютная ошибка составила 7,4 см на 3 мильной и 7,2 см на 1 мильной, коэффициент корреляции 0,899 на 3 мильной и 0,906 на 1 мильной, оправдываемость 78,9% на 3 мильной (на 1,1% меньше удовлетворительно) и 80,2% на 1 мильной сетке (удовлетворительно). Объяснение таких невысоких оценок по заблаговременности следует искать в начальных полях, которые в идеале должны совпадать с данными наблюдений и иметь оправдываемость 100%. В данных прогнозах начальные поля уровня моря никак не корректировались наблюдениями и оправдываемость начального поля составила всего 78,3% вместо 100%. Модель стартует с начальных полей уровня моря оценка оправдываемости которых ниже, чем удовлетворительно, поэтому даже при идеальной модели оценки оправдываемости не могут быть высокими. В результате сравнения с наблюдениями выяснилось, что модель на 1 мильной сетке дает лучшие по сравнению с 3 мильной средние по всем заблаговременностям, полученные на основе 60 прогнозов, показатели качества работы модели.

2.7.4. Моделирование штормовых нагонов на станции о. Тюлений

Моделирование нагонов проводилось на основе оперативной гидродинамической модели уровня и течений Каспийского моря с разрешением 3 мили. Моделировались три значительных нагона на о.Тюлений (24-26.02.2014 г., 25-27.01.2015 г., 29-31.03.2015 г.). В первом случае высота нагона составила 71 см, во втором 80 см и в третьем 125 см. Атмосферное воздействие задавалось на основе полей давления и ветра из модели COSMO с разрешением 7 км.

Анализ синоптических ситуаций, вызвавших нагоны, показал, что все три ситуации возникли при ярко выраженном барическом градиенте между блокирующими антициклонами, смещающимися с севера и северо-востока, и барической ложбиной, вытянутой со Средиземного моря или Аравийского полуострова через Малую Азию на северо-восток (рис. 2.70). На севере барической ложбины формировались быстро окклюдирующиеся циклоны. Взаимодействие этих атмосферных образований в северной части Каспийского моря и явилось основной причиной сильных ветров восточного направления, скорость которых по данным измерений на о.Тюлений доходила до 18 м/с.

Были проведены непрерывные расчеты уровня моря в течение каждого из трех месяцев с нагонами (февраль 2014 г., январь и март 2015 г.) (рис. 2.71). Результаты расчетов сравнивались с данными наблюдений за уровнем моря на о. Тюлений, выполняющимися с дискретностью 6 ч четыре раза в сутки (00, 06, 12, 18 ч) (табл.2.4).

Как видно из рис.2.71 и следует из табл. 2.4, наиболее удачно смоделирован нагон в марте 2015 г., который имел наибольшую из трех случаев высоту (рис. 2.72). Расчеты уровня в марте 2015 г. имели наименьшую абсолютную и относительную ошибки и наибольший коэффициент корреляции с наблюдениями. Процент расчетных значений уровня, не выходящих за предел $0,674 \sigma$, также наибольший из трех случаев (95,4%).

В разделе 2.7.2 приведены результаты непрерывных расчетов уровня моря по заданному на поверхности моря атмосферному воздействию из модели COSMO (ветер и давление) в течение 5 месяцев 2014 года с июня по октябрь. Начальное поле уровня Каспийского моря было задано постоянным по всей площади моря и равным - 27,6 м БС, начальные скорости течений равны нулю. Были получены высокие коэффициенты корреляции при сравнении с наблюдениями за уровнем на станции о. Тюлений для июня 0,913 и сентября 0,918. По данным наблюдений за уровнем моря на станции о. Тюлений в июне 2014 года высота нагона составила 77 см, а в сентябре 45 см. В июле величина нагона 37 см, а в августе и октябре нагонов выше 30 см по наблюдениям на о. Тюлений не зафиксировано. Коэффициенты корреляции в июле 0,85, в августе 0,89 и октябре 0,85.

Основной внешней силой, вызывающей движение воды, является ветер и модель хорошо воспроизводит влияние ветра на уровень моря, отсюда получаются большие коэффициенты

корреляции при высоких скоростях ветра, вызывающих нагоны на о. Тюлений. При слабом ветре, когда ветровое воздействие на уровень моря уменьшается, уровень моря на о. Тюлений меньше зависит от ветра и его поведение определяется другими факторами. Поэтому расчет уровня моря по модели, где основной фактор ветер, дает меньшие коэффициенты корреляции при сравнении с наблюдениями за уровнем моря на о. Тюлений.

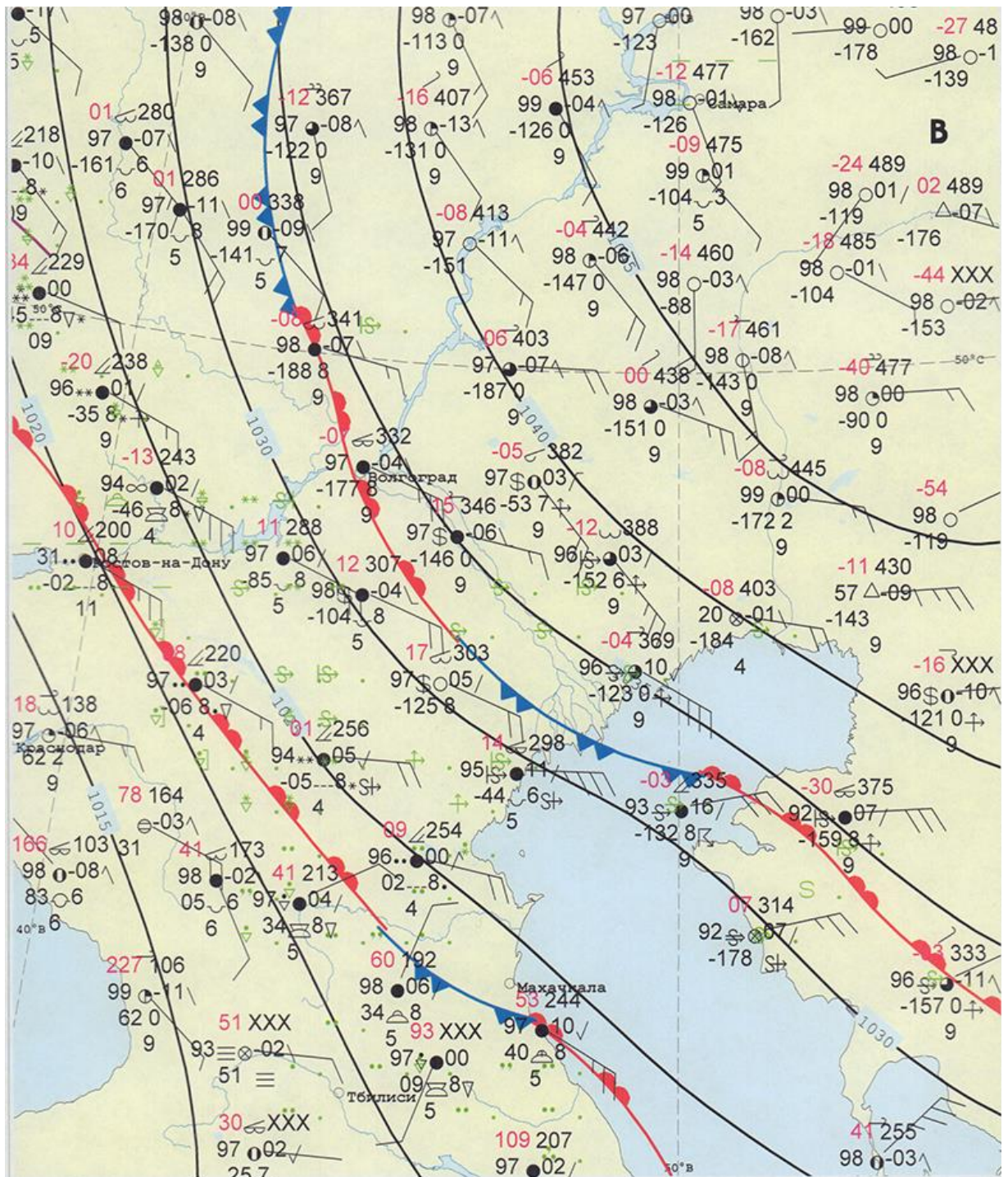


Рис. 2.70 Фрагмент приземного барического поля 29.03.2015 г.

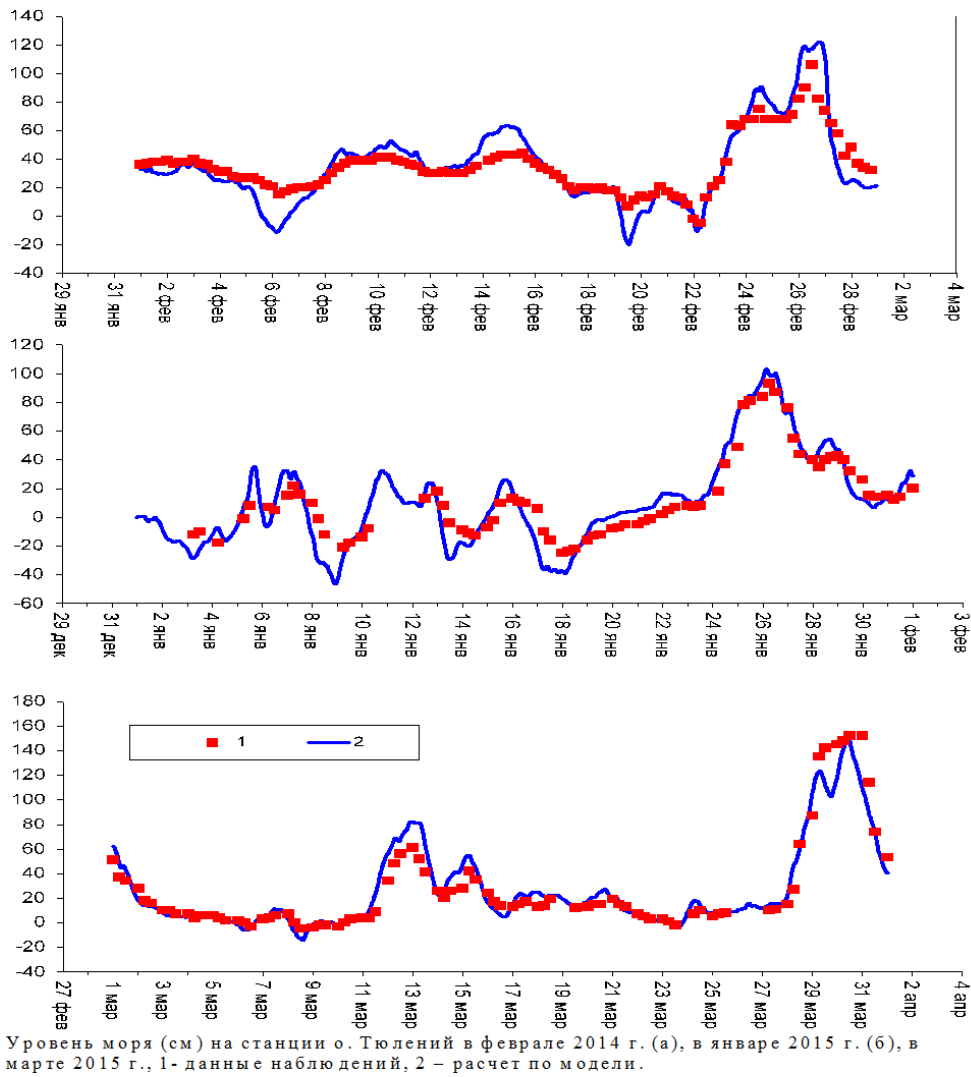


Рис. 2.71 Уровень моря (см) на станции о.Тюлений в феврале 2014 г. (а), в январе 2015 г. (б), в марте 2015 г.(в). 1 - данные наблюдений; 2 - расчет по модели.

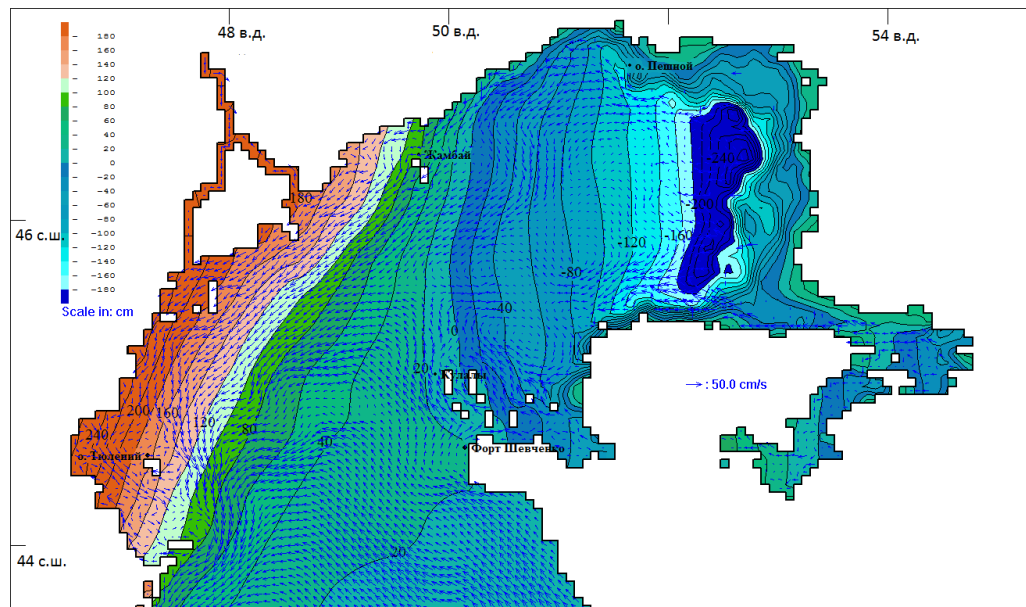


Рис. 2.72. Уровень моря и скорость течений в Северном Каспии в момент пика нагона в 12 часов 30 марта 2015 года.

Таблица 2.4. Оценки точности расчета уровня моря в пункте о. Тюлений

	Наблюдения (см)			Расчет (см)			Ao (см)	Ot (%)	CKO(d-m) (см)	<0.674σ (%)	Rcor
	Max-d	Min-d	CKOd(σ)	Max-m	Min-m	CKOm					
Февраль 2014	106	-5	19,2	121,7	-18,7	27,5	9	8,1	12,1	83,0	0,926
Январь 2015	93	-25	27,8	100,2	-37,4	33,2	10	8,5	12	93,4	0,938
Март 2015	152	-5	38,5	148,2	-12,9	35,9	7,5	4,8	10,9	95,4	0,961

При нагоне 71 см в феврале 2014 года коэффициент корреляции составил 0,926, при нагоне 80 см в январе 2015 г. 0,938, при нагоне 125 см в марте 2015 г. 0,961. Прослеживается тенденция роста коэффициента корреляции с ростом величины нагона, что является подтверждением адекватного воспроизведения морской моделью ветрового воздействия на поверхности моря. Чем сильнее ветер и его воздействие на уровень моря, тем лучше получается воспроизведение уровня моря по модели.

В работе [Кислов и др., 2016] на основе технологии климатического прогнозирования опасных явлений получено, что к концу XXI века число штормовых ситуаций в Каспийском море возрастет, что скажется на динамике штормовых нагонов.

2.8. Выводы

1. Выполнено моделирование климатической термохалинной циркуляции Каспийского моря. Движения в море вызывались только неравномерным распределением температуры и солености, ветер и давление не учитывались. Во время штиля циркуляция в море близка к термохалинной циркуляции. Отдельный расчет термохалинных течений позволяет отделить термохалинные течения от ветровых, вызванных прямым воздействием ветра на поверхности моря.

В работе [Ибраев, 2008] были проведены расчеты с использованием аналогичных данных наблюдений по полям температуры и солености. В этой работе указано, что важно задавать такой ветер, чтобы его период осреднения совпадал с периодом осреднения температуры и солености. В этой работе также было отмечено, что использование одинаковых полей температуры и солености, но других полей ветра в работах [Тужилкин и др., 1997; Trukhchev et al., 1995] привело к расхождениям в полученных результатах. Поэтому, важно было отделить влияние полей ветра на результаты расчетов от влияний полей температуры и солености.

В результате расчетов термохалинной циркуляции была получена для четырех характерных месяцев сезонов похожая циклоническая картина циркуляции в Среднем Каспии, вдоль всего восточного берега всегда существует направленное на север течение, а вдоль северной части западного берега течение направлено на юг. В Южном Каспии общим для термохалинной циркуляции для всех характерных месяцев сезонов является наличие циклонического круговорота в центре и направленного на север течения, начинающегося на восточной периферии этого круговорота.

2. После появления данных реанализа метеорологических величин с 6-часовой дискретностью появилась возможность расчета синоптического воздействия ветра и давления на циркуляцию воды в Каспийском море. Были выполнены непрерывные расчеты течения и уровня моря на период 60 лет с 1948 по 2007 годы по синоптическим данным реанализа NCEP/NCAR с учетом ежедневных полей сплоченности льда, климатического расхода Волги, климатического видимого испарения, климатических полей температуры и солености. На основе полученных и записанных с 1-часовой дискретностью полей уровня моря и скорости течения определялись не только среднемесячные климатические, но и экстремальные характеристики, необходимые для проектирования сооружений на шельфе.

Расчет средних за период 60 лет (климатических) среднемесячных полей скорости течения показал влияние воздействия ветра на климатические течения на поверхности моря. В летние месяцы, когда преобладают ветры северного направления, течения вдоль восточного берега Среднего Каспия направлены на юг, а течения в открытом море направлены на юго-запад, что соответствует направлению ветровых экмановских течений.

В Среднем и Южном Каспии результаты расчета климатических течений неплохо соответствуют результатам работы [Ибраев и др., 2001]. В средних за год течениях наблюдается перенос вод вдоль западного берега Среднего Каспия от Апшеронского п-ова до 41,5 с.ш., а в Южном Каспии вдоль западного берега течение направлено на юг, что соответствует результатам работы [Курдюмов, Оздой, 2004].

Наибольшие отличия пространственного распределения уровня моря от результатов расчетов с использованием среднемесячного ветра наблюдается в Северном Каспии. В Северном Каспии картина уровня моря определяется ветром и в силу преобладания летом ветров северного направления у северного берега Северного Каспия в июле происходит сгон, а у юго-восточного побережья Северного Каспия нагон воды. Разность уровней между побережьями Северного Каспия достигает 50 см. В декабре в Северном Каспии изменения уровня моря, вызванные ветром гораздо меньше, чем в июле, так как часть Северного Каспия покрыта льдом. У восточного берега Северного Каспия происходит сгон, а у западного - нагон, и уровень возрастает от -7 см до 4 см, а в устье Волги уровень моря около 20 см. При использовании среднемесячных полей ветра в

работе [Ибраев, 2008], диапазон пространственной изменчивости уровня Каспийского моря минимален в июле и составил 7 см, а максимален в декабре 15 см.

Среднегодовое среднее за 60 лет поле уровня моря имеет наклон уровня моря с севера на юг и с запада на восток, что совпадает с наблюдениями на уловенных постах [Водный баланс, 2016]. Модель с заданным климатическим видимым испарением и стоком Волги воспроизводит в среднем за период 1948-2007 годов сезонные изменения среднего уровня моря.

3. Для воспроизведения межгодового и сезонного хода уровня моря задавался реальный среднемесячный сток Волги за период 1948-1994 годов, климатическое видимое испарение, климатические поля температуры и солености. Задание реального стока Волги позволило рассчитывать межгодовые изменения среднего уровня моря, что было невозможно при задании климатического стока Волги. Использование реального стока Волги по сравнению с климатическим улучшает воспроизведение межгодовой изменчивости сезонного хода уровня моря. Для того, чтобы добиться более правильного воспроизведения межгодовых изменений среднего уровня моря нужно среднемесячные климатические поля видимого испарения с поверхности моря заменить реальными.

4. С 1950 по 1965 годы отклонение уровня моря от СУМ в пункте Баку выросло на 16 см по наблюдениям, а расчеты по модели с заданием климатического расхода Волги или реального расхода Волги показали, что относительно среднего уровня моря положение Баку не изменилось. Такой рост уровня моря в пункте Баку относительно СУМ по наблюдениям, скорее всего связан с вертикальным перемещением нуля водомерной рейки, которое получается в районе -1 см в год (16 см за 16 лет). При опускании нуля водомерной рейки, наблюдаемый относительно нуля рейки уровень моря возрастает.

5. Для расчетов экстремальных характеристик уровня моря была разработана технология, использующая как гидродинамическое, так и вероятностное моделирование. Вероятностная модель используется для получения характеристик уровня моря и скорости течения редкой повторяемости отдельно для каждой точки 3 мильной сетки Каспийского моря. Экстремальные значения уровня моря и скорости течения впервые были получены не для отдельных пунктов, а для всей акватории Каспийского моря. Определение экстремальных высот уровня моря и скорости суммарных течений редкой повторяемости имеет первостепенное значение при проектировании морских гидротехнических сооружений. От выбора проектных отметок уровня моря, базирующихся на этих данных, в значительной степени зависит объем и стоимость строительства. В результате расчетов по вероятностной модели были получены экстремальные характеристики уровня моря и скорости течения, возможные 1 раз в 5, 10, 25, 50 и 100 лет.

Величины нагонов и сгонов изменяются при уменьшении или увеличении среднего уровня моря. Для оценки влияния среднего уровня Каспийского моря на экстремумы уровня и течений были проведены непрерывные расчеты на 60 лет (1948-2007) с СУМ=-25,9 м БС и СУМ=-29,5 м БС. Размах колебаний уровня моря в районе о. Тюлений вырос с 3,5 м при СУМ=-

25,9 м БС до 4,5 м при СУМ=-29,5 м БС. При одинаковых атмосферных воздействиях на поверхность моря, колебания уровня моря увеличиваются при уменьшении площади зеркала моря, при этом скорость течения несколько уменьшается.

По результатам гидродинамических расчетов на период 60 лет с помощью вероятностного моделирования получены пространственные экстремальные характеристики уровня моря и скоростей суммарных течений на различных горизонтах не только среднегодовые, но и отдельно для каждого месяца. Экстремальная скорость течения для зимних месяцев существенно отличаются от среднегодовой экстремальной скорости течения. Влияние льда на течения проявляется в значительной корреляции между распределением экстремальных течений и распределением значений сплоченности льда в Северном Каспии.

6. Были проведены расчеты уровня моря для 2012 года с включением расчета температуры и солености, которые сравнивались с расчетом уровня моря с использованием неизменных и заданных из наблюдений полей температуры и солености. Заметное отличие по уровню моря для этих двух расчетов наблюдается на станции о. Огурчинский и Челекен (рис. 2.48-2.49). На станциях о. Тюлений, Лагань, Форт Шевченко и Махачкала (рис. 2.44-2.47) расчет температуры и солености слабо повлиял на расчет уровня моря.

7. Продемонстрирована принципиальная возможность использования оперативной гидродинамической модели Каспийского моря в ее усовершенствованном виде для оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка (а также на границе российского сектора недропользования Каспийского моря).

Разработанная технология расчета трансграничного переноса загрязняющих веществ с использованием данных мониторинга и моделирования представляет собой яркий пример расширяющегося использования методов и технологий оперативной метеорологии и океанографии для охраны окружающей среды. Ожидается, что на Каспийском море она будет востребована для разработки совместных мер по защите морской среды от загрязнения в рамках Тегеранской конвенции.

8. Краткосрочные прогнозы уровня Каспийского моря с заблаговременностью до 48 часов по трехмерной гидродинамической модели с разрешением 3 мили были внедрены в оперативную практику Гидрометцентра России в 2001 году. В настоящее время внедрена модель с шагом 1 мили по пространству и значительно улучшилось качество атмосферных данных. Входными данными для 3 и 1 мильной моделей являются поля давления и ветра по данным метеорологического прогноза COSMO с разрешением примерно 7 км по горизонтали.

Расчеты сравнивались с наблюдениями за уровнем моря на станции о. Тюлений в течение июня-октября 2014 г. В среднем за 5 месяцев модель на 1 мильной сетке показывает более стабильные результаты по качеству расчетов, средняя абсолютная ошибка равна 7,1 см против

7,5 см на 3 мильной сетке, а коэффициент корреляции 0,89 на 1 мильной сетке против 0,85 на 3-мильной.

Дополнительные расчеты нагонов в 2014 и 2015 году показали, что модель адекватно воспроизводит штормовые нагоны на станции о. Тюлений и качество расчетов уровня моря по модели возрастает при увеличении скорости ветра. Коэффициент корреляции при сравнении с наблюдениями на о. Тюлений при отсутствии нагонов (нагоны меньше 30 см) составляет 0,85 и возрастает до 0,96 при нагоне 125 см.

Глава 3. Моделирование уровня моря и скорости течений в Баренцевом море

Впервые в России в работе [Safronov, Zilberstein, 1996] были получены характеристики редкой повторяемости с использованием двумерной модели приливов и штормовых нагонов. Двумерные модели, несмотря на их преимущество в быстродействии расчетов, не могут дать распределение скорости течения по горизонтам и в придонном слое. Трехмерные модели могут решить многие океанологические задачи, включая расчет уровня моря, плотности воды, скорости течения на различных горизонтах, возбуждаемых ветром, стоком рек и неравномерностью полей плотности [Архипов, Попов, 1996].

При расчетах динамики вод в гидродинамической модели Баренцева и Белого морей учитываются поля скорости ветра, атмосферного давления, приливные движения, стратификация вод, батиметрия, включая топографию берегов, ледовые условия. Успех моделирования суммарных движений в значительной степени определяется качеством приливного блока общей технологии.

3.1. Технология расчета суммарных характеристик уровня моря и скорости течений

На большей части Баренцева моря приливы генерируются атлантической приливной волной, приходящей из Гренландского и Норвежского морей и распространяющейся вдоль Кольского берега на юго-восток. На северные окраины Баренцева моря оказывает влияние приливная волна из Полярного бассейна. Взаимодействие атлантической и полярной волн приводит к их интерференции у берегов Шпицбергена и в районе Земли Франца-Иосифа.

Приливы Баренцева моря имеют характер, близкий к правильному полусуточному и вызывают значительные колебания уровня моря. Размах колебаний на побережье Мурман (большая часть Кольского полуострова от норвежской границы до мыса Святой Нос) достигает 3-4 м. На севере и северо-востоке амплитуда приливов меньше и у берегов Шпицбергена составляет 1-2 м, а у южного побережья Земли Франца-Иосифа –0,4-0,5 м.

Наиболее яркими особенностями отличаются области резонанса полусуточных приливов в области Воронки Белого моря, Мезенского залива (амплитуда колебаний уровня 4 м) и Чешской губы (3 м). Максимальная амплитуда штормовых нагонов в целом меньше, чем приливных колебаний уровня, и составляет 1-2 м. Баренцево море принадлежит к морям приливного типа, поскольку приливы играют главную роль в колебаниях уровня моря.

Скорость приливных течений в Баренцевом море значительно больше скорости постоянных непериодических течений. Наиболее интенсивны приливные течения вдоль Мурманского и Терского берегов Кольского полуострова, при входе в Воронку Белого моря, в

Канинско-Колгуевском районе и на мелководье Южного Шпицбергена. Это связано с особенностями распространения приливной волны, которые определяются рельефом дна, конфигурацией берегов, интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического океана и Полярного бассейна. Вдоль берега Кольского полуострова, в Чешской губе и в западной части Печорского моря приливные течения близки к реверсивным. В открытых частях моря направление течений в большинстве случаев изменяется по часовой стрелке, а вблизи дна и на некоторых банках – против нее.

Для расчета уровня моря и скорости течений в Баренцевом море использована трехмерная бароклинная гидродинамическая модель со свободной поверхностью [Архипов, Попов, 1996]. Система уравнений модели выписана в приближении гидростатики в декартовой системе координат, которую можно применять только для ограниченных акваторий. Модель основана на системе уравнений, аналогичной модели Бэкхауза для Северного моря [Pohlmann, 1996]. Использование локальной декартовой системы для Баренцева моря влечет значительные погрешности, поэтому в будущем планируется перейти на сферическую систему координат. Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости принят переменным по вертикали [Попов, 2009].

На твердых боковых границах задается условие прилипания, т. е. равенства нулю нормального и тангенциального компонентов скорости течения.

На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра τ , кинематическое условие, температура T и соленость S по климатическим данным.

На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением топографии дна $H(x, y)$ и отсутствие потоков тепла и солей.

Влияние льда учитывается через касательное напряжение ветра, уменьшающееся пропорционально сплоченности льда так, что при сплоченности льда 100% напряжение трения ветра равно нулю; и путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению) с коэффициентом трения $\alpha = 5,5 \cdot 10^{-3}$, аналогично работе [Яковлев, 2003], где моделируется движущийся лед. В работе [McPhee, 1980] для погранслоя, образующегося под припаем, McFee приводит еще бóльшие значения коэффициента – 0.0078, что обусловлено увеличением «шероховатости» нижней поверхности ледового покрытия.

На жидких границах задаются колебания уровня моря в виде суммы приливной и непериодической составляющих уровня моря.

Приливная составляющая задавалась в виде суммы 8 гармоник прилива, Непериодическая составляющая уровня моря задается в виде суммы двух компонентов – нестационарного (синоптического), рассчитываемого по закону обратного барометра, и квазистационарного (долгопериодного), формируемого системой плотностных течений, полученных по

среднемесячным климатическим полям температуры и солёности.

Для каждого месяца поля уровня моря и скорости течений были рассчитаны диагностическим методом (расчет на установление по времени 30 суток) по заданным среднемесячным климатическим полям температуры и солёности. При расчетах суммарных движений эти значения уровня, полученные для каждого из 12 месяцев, задаются на жидкой границе Баренцева моря в качестве квазистационарного компонента непериодической составляющей уровня моря.

На рис. 3.1а, б приводится распределение температуры в апреле и сентябре и положение климатической кромки льда. Апрель – это месяц максимального распространения льда, а сентябрь – минимального распространения льда в Баренцевом море. На рис. 3.1в, г приведены поля солёности для поверхностного горизонта для апреля и сентября. На рис. 3.1д, е изображен уровень моря, полученный в диагностическом расчете по заданным полям температуры и солёности для апреля и сентября. При расчетах суммарных движений эти значения уровня, полученные для каждого из 12 месяцев, задаются на жидкой границе Баренцева моря в качестве квазистационарной компоненты непериодической составляющей уровня моря.

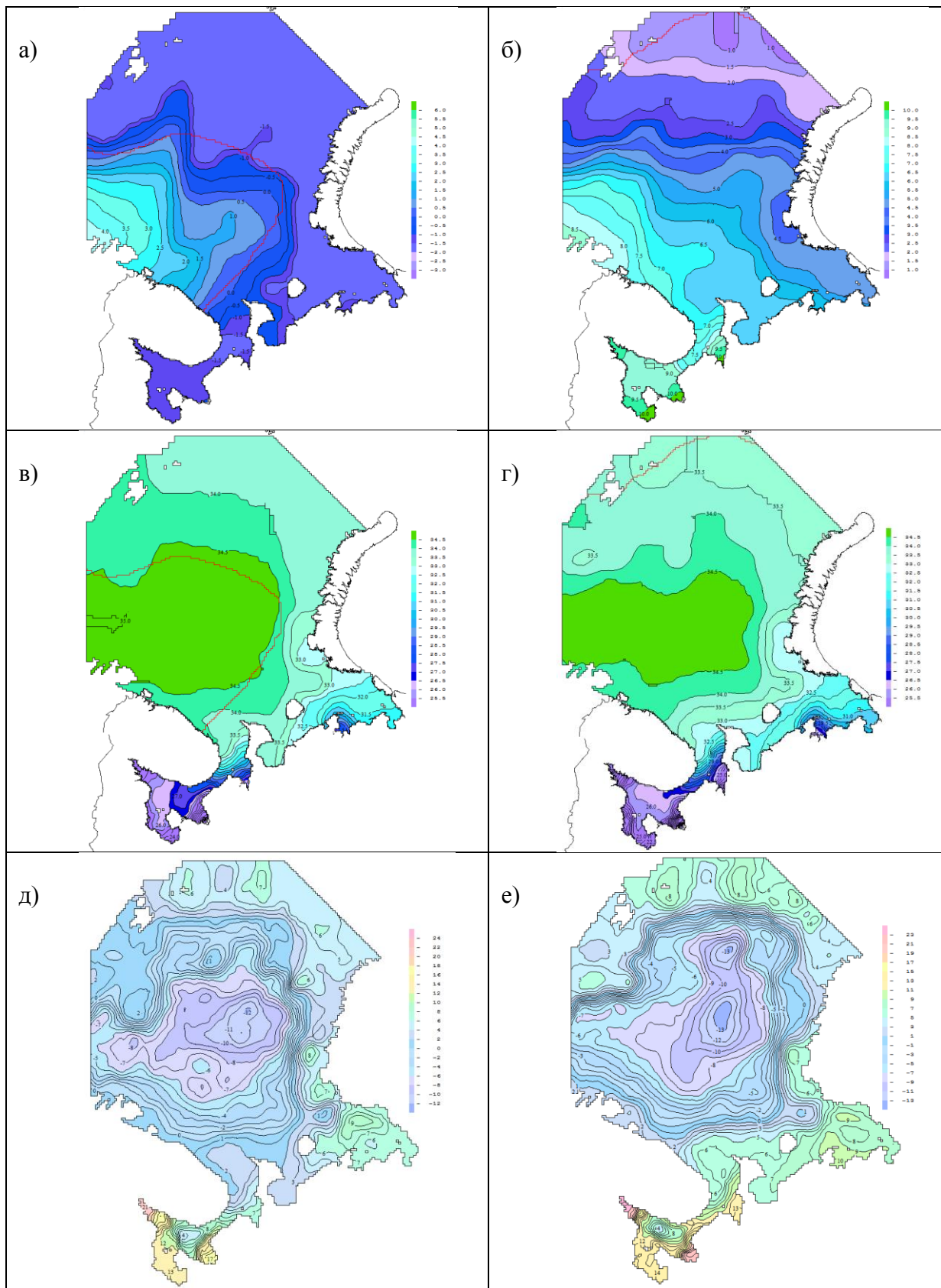


Рис. 3.1. Среднемесячные величины: температуры воды (°C) – а) в апреле, б) в сентябре; солёности воды (‰) – в) в апреле, г) в сентябре; уровня моря (см), обусловленного неравномерным распределением плотности: - д) в апреле, е) в сентябре

Примечание: красная линия – климатическая кромка льда.

Приливная составляющая представляет собой предвычисленный по гармоническим постоянным временной ход приливного уровня в виде суммы определенного числа составляющих

$$\zeta(x, y, t)|_{\Gamma_2} = \sum_{i=1}^n R_i A_i(x, y) \cos[\sigma_i t + \psi_{oi} - g_i(x, y)], \quad (3)$$

где $A_i(x, y)$, $g_i(x, y)$ и σ_i - амплитуда, фаза и угловая скорость i -ой составляющей прилива в каждой точке жидкой границы; ψ_{oi} и R_i - начальная фаза и редуцированный множитель, определяемый по астрономическим данным, соответственно на начало и середину расчета [Зильберштейн и др., 2000].

Учет осушения и затопления осуществлялся с помощью специальной технологии, изложенной в работе [Зильберштейн, Попов и др., 2001].

Параметры модели. Модель численно реализована на равномерной горизонтальной сетке с шагом 5 морских миль, всего 156×201 узлов, часть которых находится на суше (рис. 1). Шаг по вертикали неравномерный и содержит 20 расчетных горизонтов, шаг по времени 90 сек, коэффициент горизонтальной вязкости $N_h = 1500 \text{ м}^2/\text{с}$.

Входные данные. В качестве исходной информации использованы поля приземного давления с дискретностью 6 ч, полученные по расчетам региональной модели атмосферы Гидрометцентра России [Лосев, 2000], которые хорошо согласуются с полями давления в конкретных штормах [Гидрометеорология, 1990].

Значения скорости ветра над морем в штормовых условиях по данным модели оказались несколько меньше реально наблюдавшихся, поэтому была разработана методика расчета приводного ветра по полям атмосферного давления. Поле скорости приводного ветра определяется по полю атмосферного давления (геострофический ветер) с учетом кривизны изобар и агеострофической составляющей. Учет поворота и уменьшения скорости ветра из-за трения в приводном слое производится с помощью эмпирической связи параметров устойчивости атмосферы от барической тенденции. Полученные таким образом поля ветра используются для расчета касательного напряжения ветра.

Для учета бароклинности при гидродинамическом моделировании необходимо знание о распределении плотности морской воды по времени, пространству и глубине. Вследствие недостаточной изученности рассматриваемой акватории возникла необходимость использования данных о среднемесячных климатических полях температуры и солености на стандартных горизонтах. Среднемесячные поля плотности морской воды на стандартных горизонтах получены путем расчета по уравнению состояния морской воды [Шкала практической солености, 1981].

Информация о ледовых условиях важна для моделирования динамики течений и уровня моря, поскольку положение кромки льда и его сплоченность определяют характер взаимодействия атмосферы и поверхности моря. Даже при отсутствии ветра наличие льда влияет на характер течений и уровня моря, изменяя их режим. Для учета льда использовали официальные данные режимных обобщений [Гидрометеорология, 1990], в которых приведены сведения о подекадном (климатическом) положении кромки льда с 50%-ной обеспеченностью вероятности встречи со льдом. В численных расчетах учет льда при отсутствии оперативных данных о наличии ледяного покрова и его характеристиках (возрасте, сплоченности и т. д.) может проводиться по климатическим данным.

Оцифровка карт характеристик подекадного распределения льда непосредственно в узлы 5-мильной сетки позволила получить пространственно-временные ряды сплоченности ледового покрова. При наличии еженедельных данных о ледовой обстановке используют карты, составляемые в Гидрометцентре России, которые проходят оцифровку в сетку модели и задаются в виде полей сплоченности льда.

3.2. Расчет приливных характеристик уровня моря и скорости течений

Качество работы оперативной модели моря во многом определяется точностью воспроизведения приливов. При расчете по оперативной модели в качестве периодического компонента на жидкой границе задается уровень моря в виде суммы восьми приливных волн (к этому уровню добавляется компонент, обусловленный среднемесячными полями температуры и солености и уровень по закону обратного барометра).

Чтобы убедиться в правильном воспроизведении прилива моделью, были сделаны предварительные расчеты, в которых восемь приливных волн рассчитывались по модели отдельно друг от друга, при этом для каждой волны на жидкой границе задавался уровень моря [Роров..., 2013]. Уровень моря в точках жидкой границы рассчитывался по гармоническим постоянным, полученным в модели Арктического бассейна на сферической сетке с разрешением 10×10 мин ($1/6^\circ$) [Kowalik, 1993].

Верификация модели проводилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 береговых постах Баренцева и Белого морей. Сравнение расчетов и наблюдений было выполнено по расчетам гармоник M2, S2, K1, O1 для сентября – месяца наименьшей ледовитости Баренцева моря и наблюдениям для безледного периода [Таблицы приливов, 1958]. В статье [Роров..., 2013] не рассматривались сезонные изменения гармонических постоянных, связанные с влиянием льда на приливы.

В работе [Каган, Романенков, 2007] рассматривалось влияние льда на приливную гармонику M2, причем Баренцево море задавалось свободным ото льда, а Белое море было покрыто

неподвижным льдом. В работе [Попов, 2018] задавался лед в апреле (максимум льда) и в сентябре (минимум льда) по климатическим данным и рассматривалось влияние неподвижного льда на характеристики приливных гармоник. Воздействие неподвижного ледяного покрова на прилив больше, чем в случае движущегося под действием прилива льда, поэтому, оценивалось максимально возможное влияние льда на прилив.

Для расчета скорости движения льда необходимо использовать модель льда, как это сделано, например, в работе [Яковлев, 2009], где по совместной модели динамики вод и морского льда получены среднемесячные и среднегодовые скорости дрейфа льда в Северном Ледовитом Океане без учета прилива. Скорости движения льда с учетом прилива по другой гидродинамической модели воды с использованием аналогичной модели льда [Hunke, Dukowicz, 1997], получены в работах [Дианский и др., 2018, Марченко и др. 2016], где результаты расчета скорости приливного движения льда представлены для района наблюдений в северо-западной части Баренцева моря вблизи кромки льда.

В Баренцевом и Белом морях существует как неподвижный лед (припай), так и дрейфующий лед. В данной диссертации, районы моря со сплоченностью льда меньше 1 считаются свободными ото льда, а в районах со сплоченностью 1 лед считается неподвижным (припай), что, является грубым приближением и максимизирует воздействие льда на прилив.

Сезонные изменения приливных гармоник в данной диссертации происходят только под влиянием льда. В работах, посвященных гармоническому анализу данных наблюдений в отдельных пунктах Баренцева моря [Ривкин, Войнов, 2017], приведены и другие механизмы сезонной изменчивости приливных гармоник, такие, как сезонная изменчивость генерации баротропным приливом бароклинных приливных колебаний, стерические эффекты, нелинейные потоки энергии. Определить по данным наблюдений за уровнем моря в отдельной точке, каким именно механизмом вызвана сезонная изменчивость гармонической постоянной невозможно, поскольку наблюдения содержат совокупный эффект всех механизмов. Моделирование позволяет воспроизвести и изучить отдельные механизмы сезонной изменчивости прилива.

В работе [Войнов, 2016] по данным наблюдений в Обской губе Карского моря построены карты приливных волн M_2 и K_1 для летнего и зимнего периодов и получено, что запаздывание прилива K_1 в зимний период (в апреле) по сравнению с летним периодом (август) происходит намного в меньшей степени, чем для прилива волны M_2 . По наблюдениям, волны с большим периодом гасятся в меньшей степени, чем волны с меньшим периодом, что подтверждает выводы теоретических работ о движении волны под ледяным покровом [Крылов, 1948, Максимов, 1953].

В данной диссертации представлены расчеты восьми приливных гармоник для апреля (наибольшее количество льда) и для сентября (наименьшее количество льда). По результатам расчетов построены котидальные карты и карты эллипсов приливных течений на 20 расчетных

горизонтах для каждой из восьми главных волн прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , Q_1 , P_1 для сентября и апреля.

Пространственную изменчивость приливов характеризуют котидальные карты главных полусуточных волн M_2 , S_2 и суточных K_1 , O_1 . Результаты подтверждают правильный полусуточный характер приливов в Баренцевом море: амплитуды волн K_1 и O_1 малы по сравнению с амплитудами волн M_2 и S_2 .

На рис. 3.2в приведена котидальная карта доминирующей гармоникой - волны M_2 для сентября. Амплитуда волны M_2 увеличивается от архипелага Земля Франца-Иосифа до границы Белого и Баренцева морей. Максимальные ее значения отмечаются вдоль Кольского берега и на входе в Белое море, в Мезенском заливе и в Чешской губе (табл. 3.1). Амфидромии волны M_2 находятся к северо-востоку от о. Медвежий и в Горле Белого моря, в районе м. Вепревский. Центр вырожденной амфидромии M_2 в сентябре расположен в юго-западной части архипелага Новая Земля, в апреле (рис. 3.2а) центр амфидромии смещается на юго-запад, и вырожденная амфидромия сменяется на истинную. Максимальные значения амплитуды волны M_2 на входе в Белое море в апреле, при максимальном распространении льда, незначительно снижаются, однако в Мезенском заливе и в Чешской губе наличие льда существенно снижает амплитуду волны M_2 .

Результаты расчетов для апреля и сентября с учетом климатических полей льда не противоречат результатам [Каган, 2007], полученным в свободном ото льда Баренцевом море и в покрытом льдом Белом море. В Белом море, как и ожидалось, в апреле амплитуда колебаний уровня волны M_2 меньше, чем в сентябре. Удивительно то, что в апреле подо льдом появляются области, где амплитуда волны M_2 больше, чем в сентябре (районы п-ова Канин и п. Индига).

Таблица 3.1. Амплитуда приливных колебаний уровня моря, см.

Районы моря	M_2	S_2	N_2	K_1
	апрель-сентябрь	апрель-сентябрь	апрель-сентябрь	апрель-сентябрь
Кольское побережье на входе в Белое море	180 - 200	65 - 65	50 - 50	16 - 16
Мезенский залив	90 - 190	50 - 90	45 - 80	24 - 26
Чешская губа	100 - 170	50 - 75	50 - 75	18 - 23

На рис. 3.2г представлены эллипсы приливных течений волны M_2 на горизонте 2 м в сентябре. Характерная скорость приливных течений волны M_2 в открытой части моря составляет 10 см/с и увеличивается вдоль Кольского побережья до 30 - 50 см/с. Наибольшие значения

скорости течений отмечаются в районе амфидромии севернее о. Медвежий, в Мезенском заливе, в Горле Белого моря и в Чешской губе (табл. 3.2). В центральной части Баренцева моря вращение вектора приливного течения происходит по часовой стрелке. В районе Шпицбергена, между о. Новая Земля и Кольским п-овом, а также в юго-восточной части Баренцева моря и в Белом море расположены области с вращением вектора против часовой стрелки (затемненные области на рис. 3.2г).

Направление вращения скорости приливного течения на горизонте 2 м в сентябре в Баренцевом море (рис. 3.2г) происходит в основном по часовой стрелке и заметно отличается от направления вращения средней по глубине скорости приливного течения (рис. 3.12а).

В апреле (рис. 3.2б) площадь районов с вращением вектора скорости приливного течения волны M_2 против часовой стрелки значительно увеличивается. В районе амфидромии севернее о. Медвежий максимальная скорость течения в апреле уменьшается в два раза по сравнению с сентябрем, а в Чешской губе уменьшение скорости течения, вызванное трением воды о лед, еще более значительно.

Таблица 3.2. Характерные скорости приливных течений в см/с.

Районы моря	M_2	S_2	N_2	K_1
	апрель-сентябрь	апрель-сентябрь	апрель-сентябрь	апрель-сентябрь
Амфидромия район о. Медвежий.	50 - 100	15 - 25	10 - 20	20 - 50
Горло Белого моря	90 - 170	40 - 70	30 - 60	10 - 18
Чешская губа	60 - 150	30 - 60	25 - 60	8 - 12
Печорский залив	40 - 70	20 - 50	15 - 35	10 - 25

Амплитуда волны S_2 в сентябре (рис. 3.3в) в центральной части Баренцева моря невелика и возрастает по направлению к Кольскому берегу, достигая максимума на входе в Белое море, очень значительное увеличение амплитуды волны (больше чем максимум на входе в Белое море) происходит в Мезенском заливе и в Чешской губе. По своему типу и месторасположению амфидромические системы волны S_2 достаточно близки к амфидромиям волны M_2 . Амплитуда волны S_2 не превышает половину амплитуды волны M_2 . На котидальной карте волны S_2 в сентябре по сравнению с волной M_2 появляется амфидромия в юго-восточной части Баренцева моря в районе м. Святой (Тиманский) Нос. В апреле (рис. 3.3а) эта амфидромия пропадает, вырожденная амфидромия на юго-западном побережье о. Новая Земля сменяется на истинную амфидромию и котидальные карты волн M_2 и S_2 становятся похожи друг на друга. На амплитуду колебаний волны S_2 в апреле на входе в Белое море наличие льда практически не повлияло,

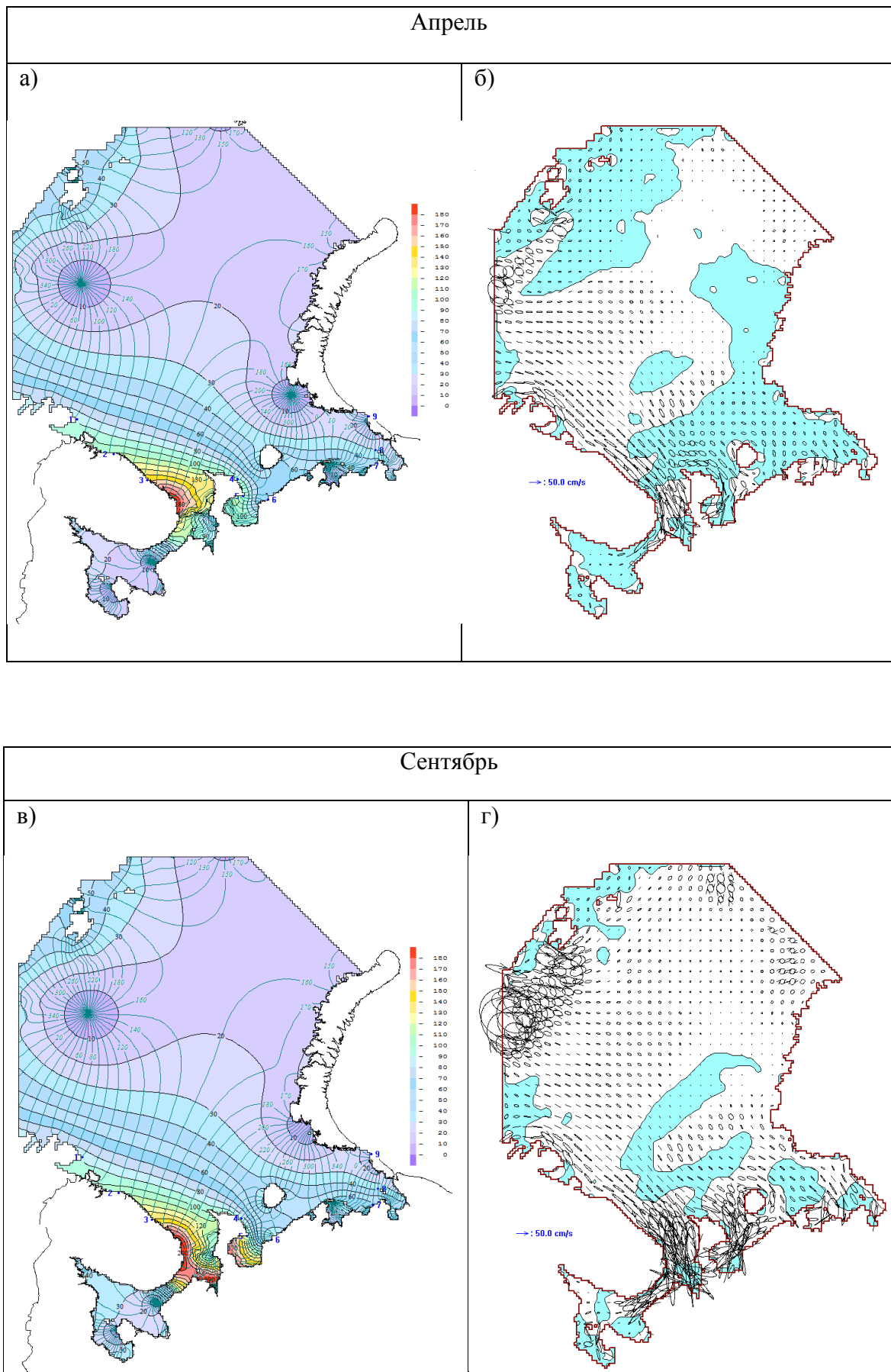


Рис. 3.2. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна M_2 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

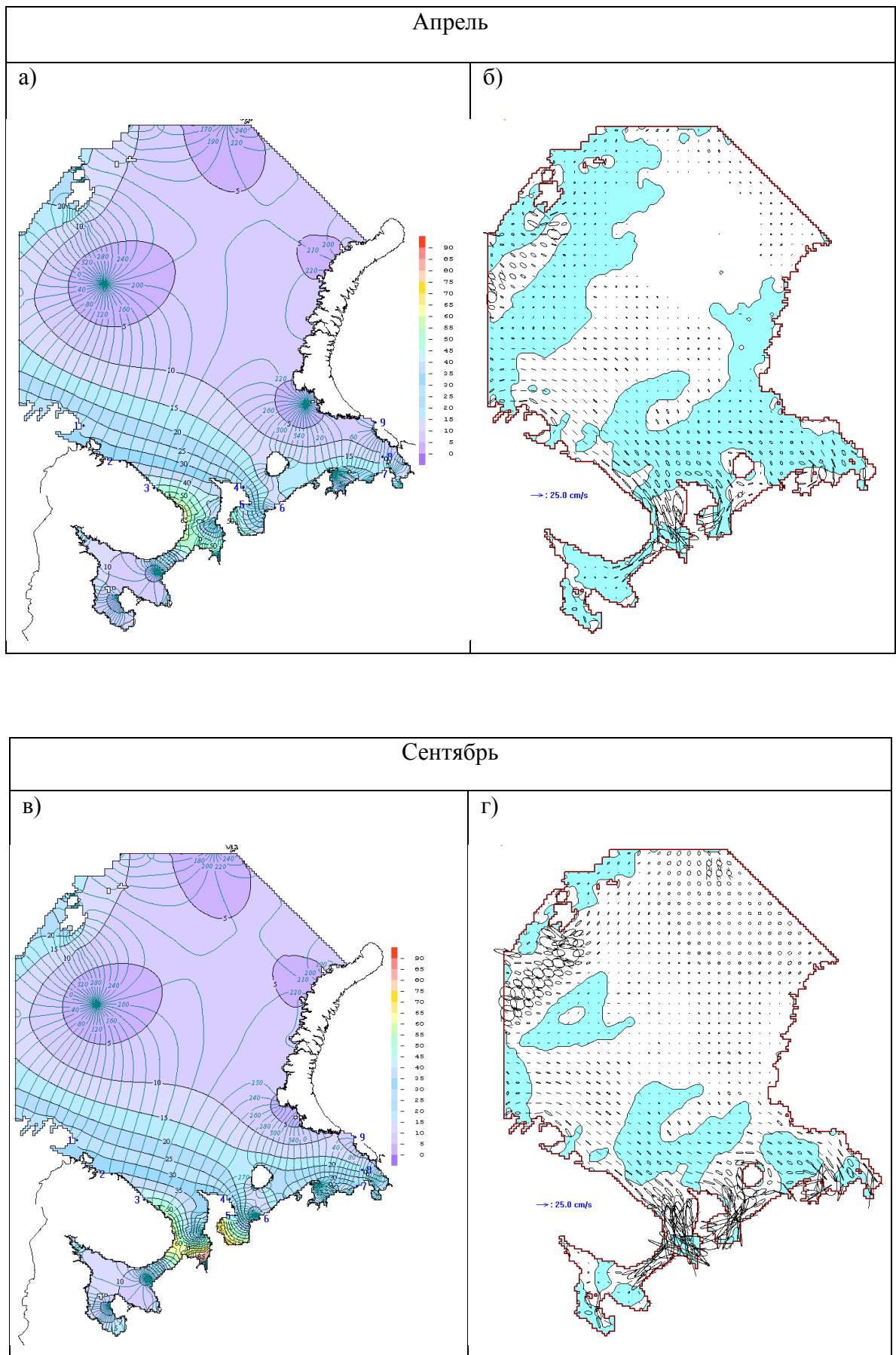


Рис. 3.3. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна S_2 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

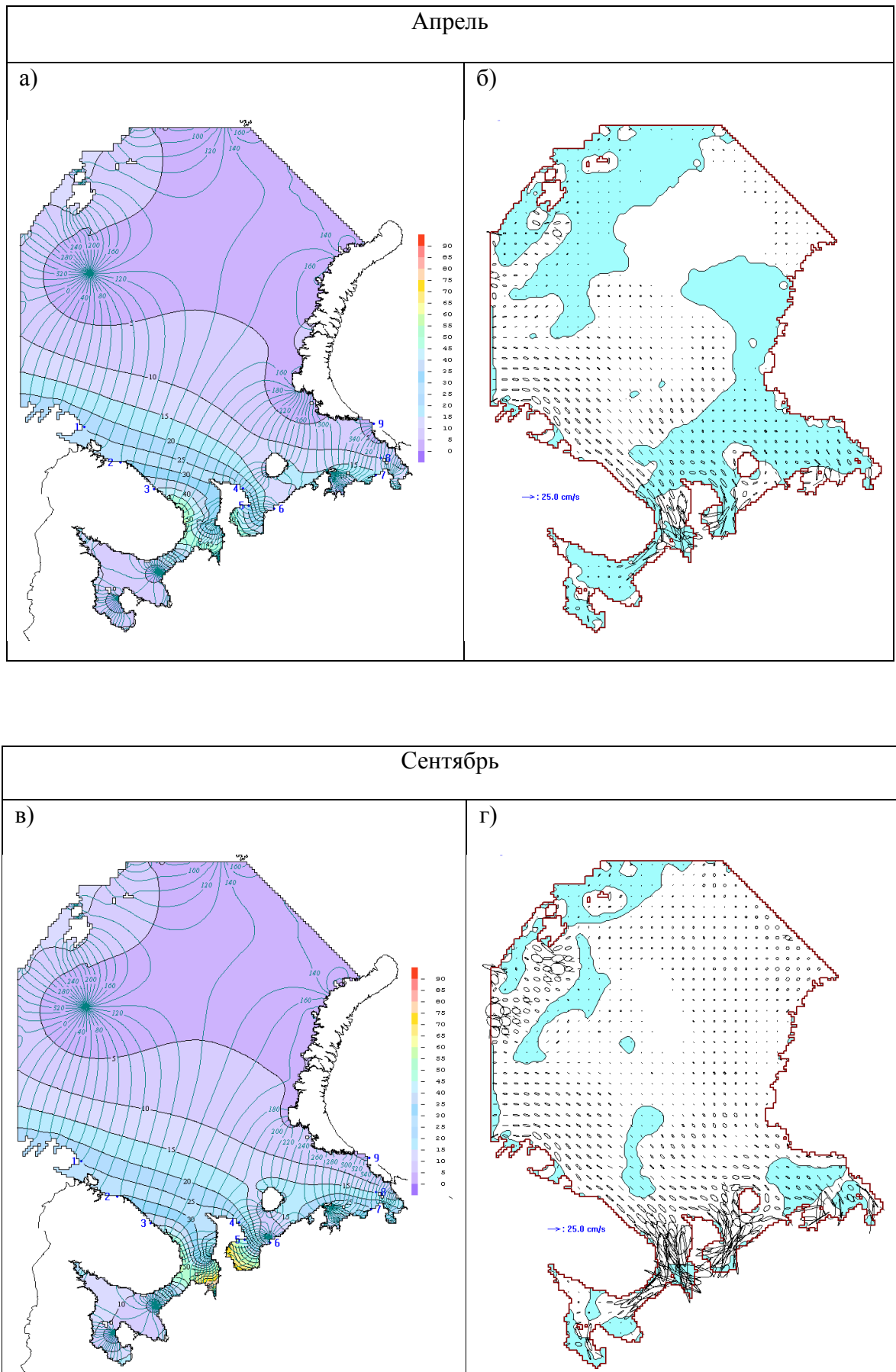


Рис. 3.4. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна N_2 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

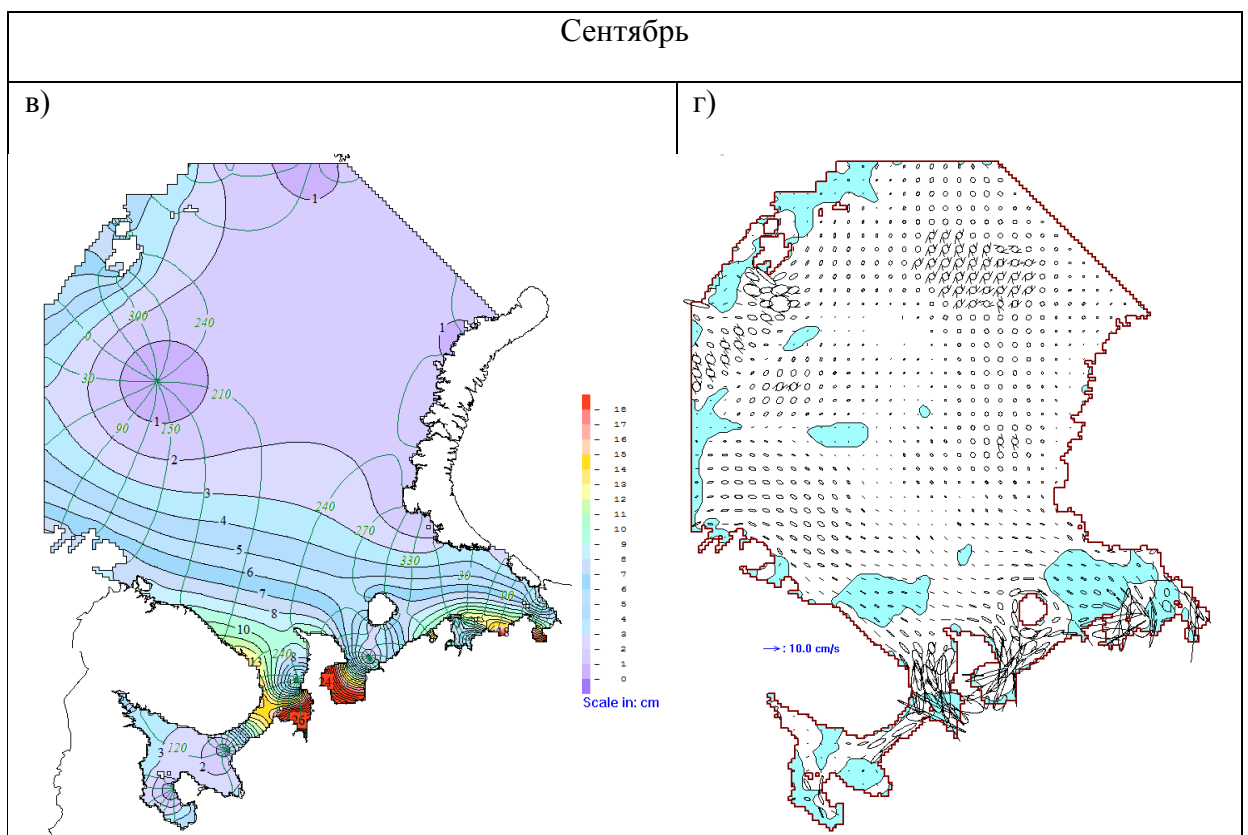
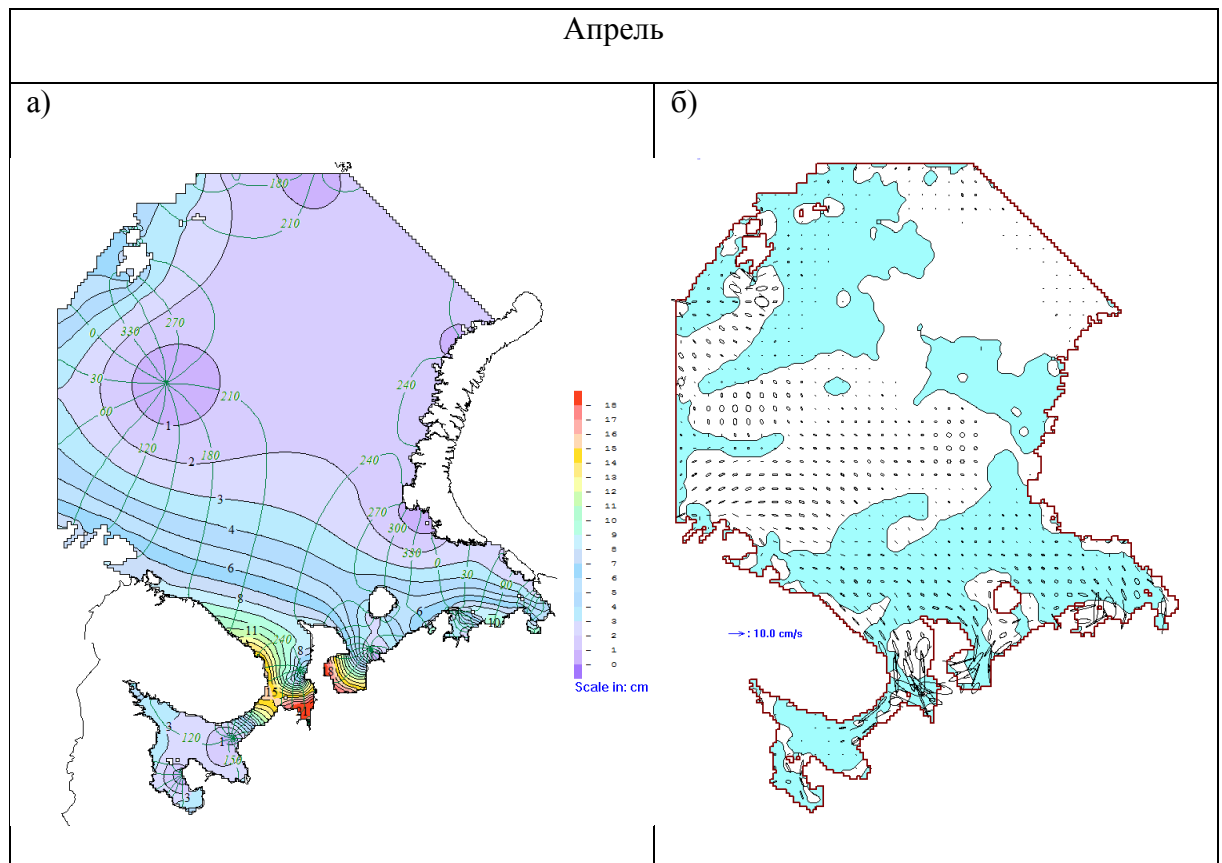


Рис. 3.5. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна K_2 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

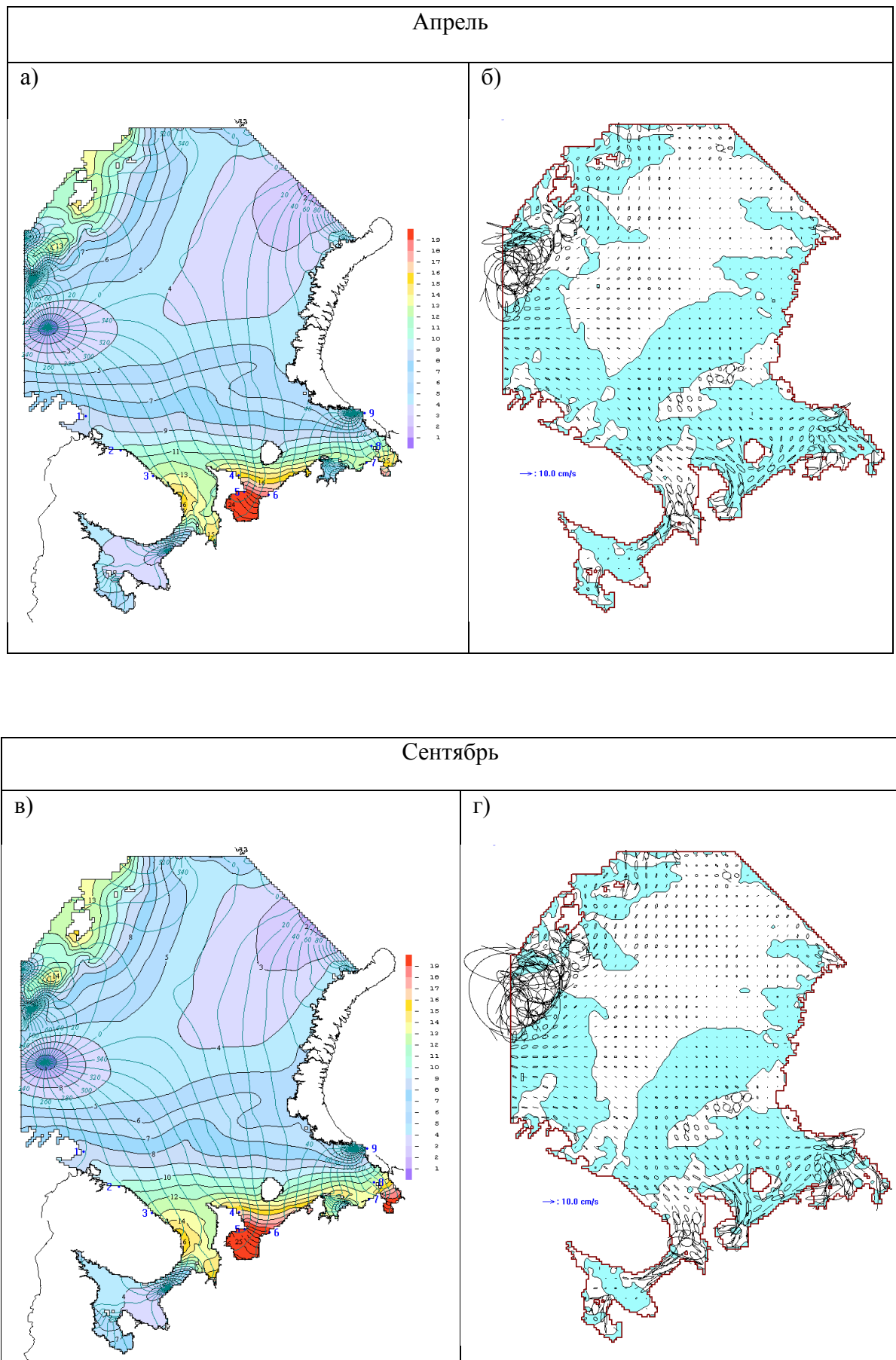


Рис. 3.6. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна K_1 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

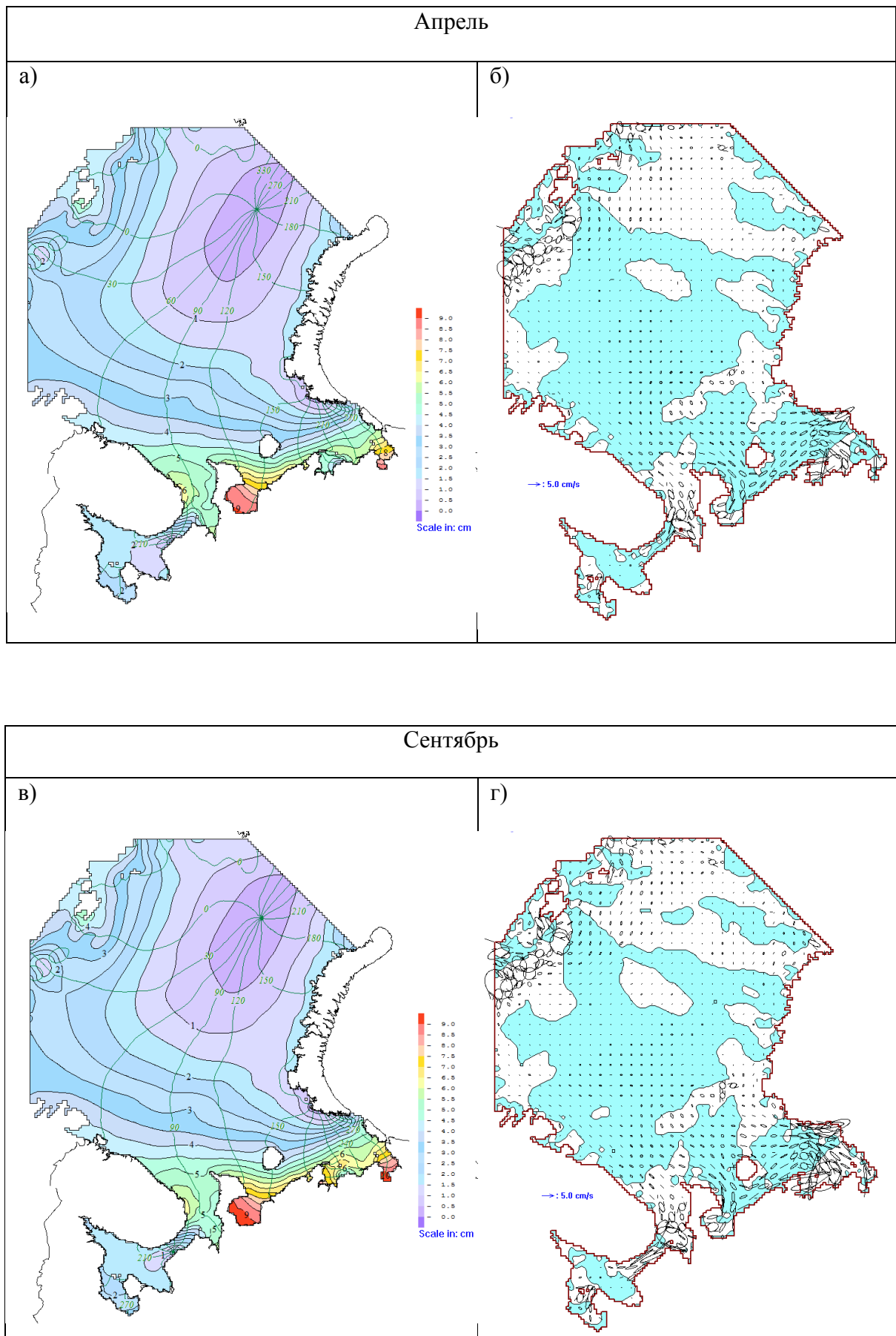


Рис. 3.7. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна O_1 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

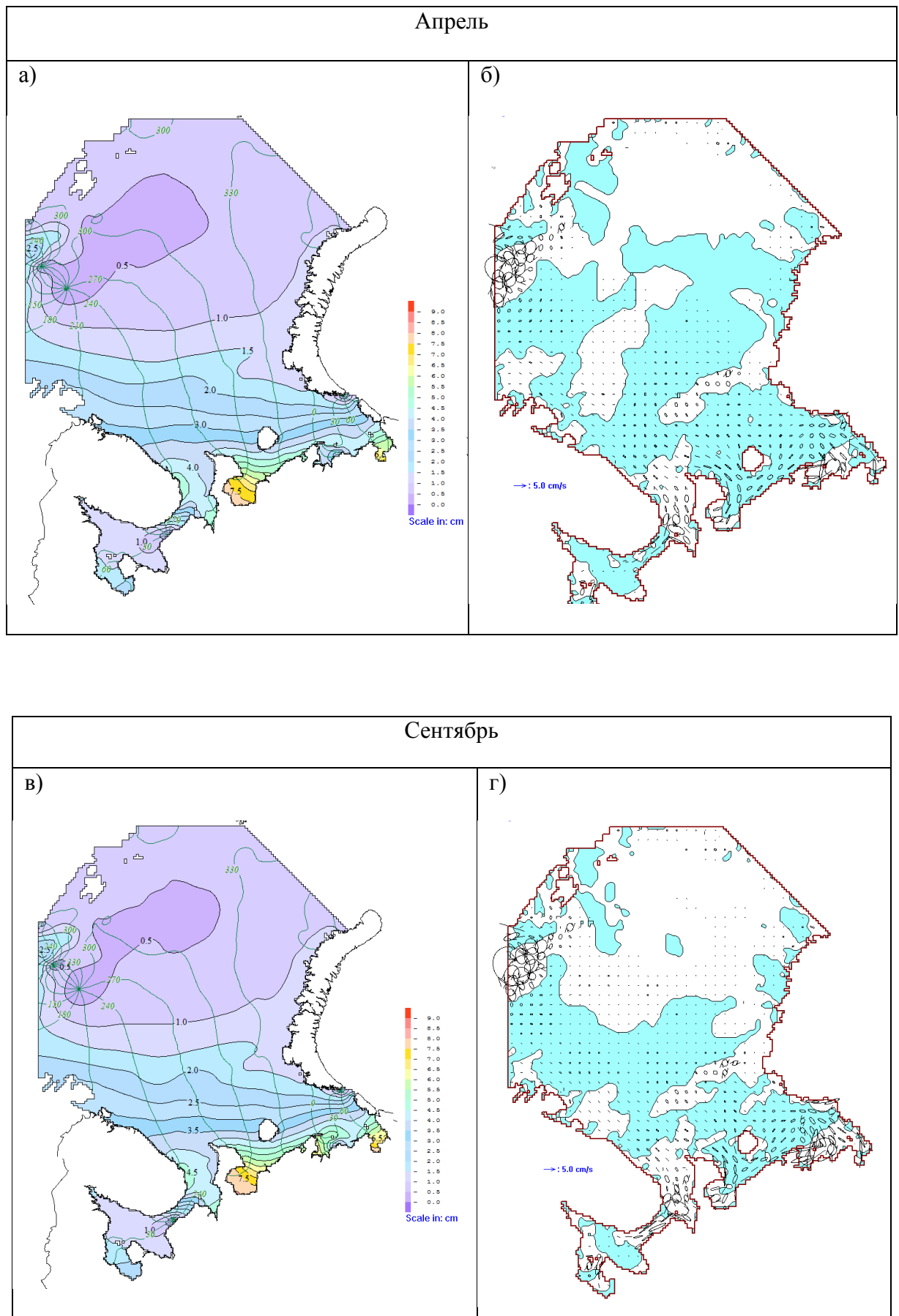
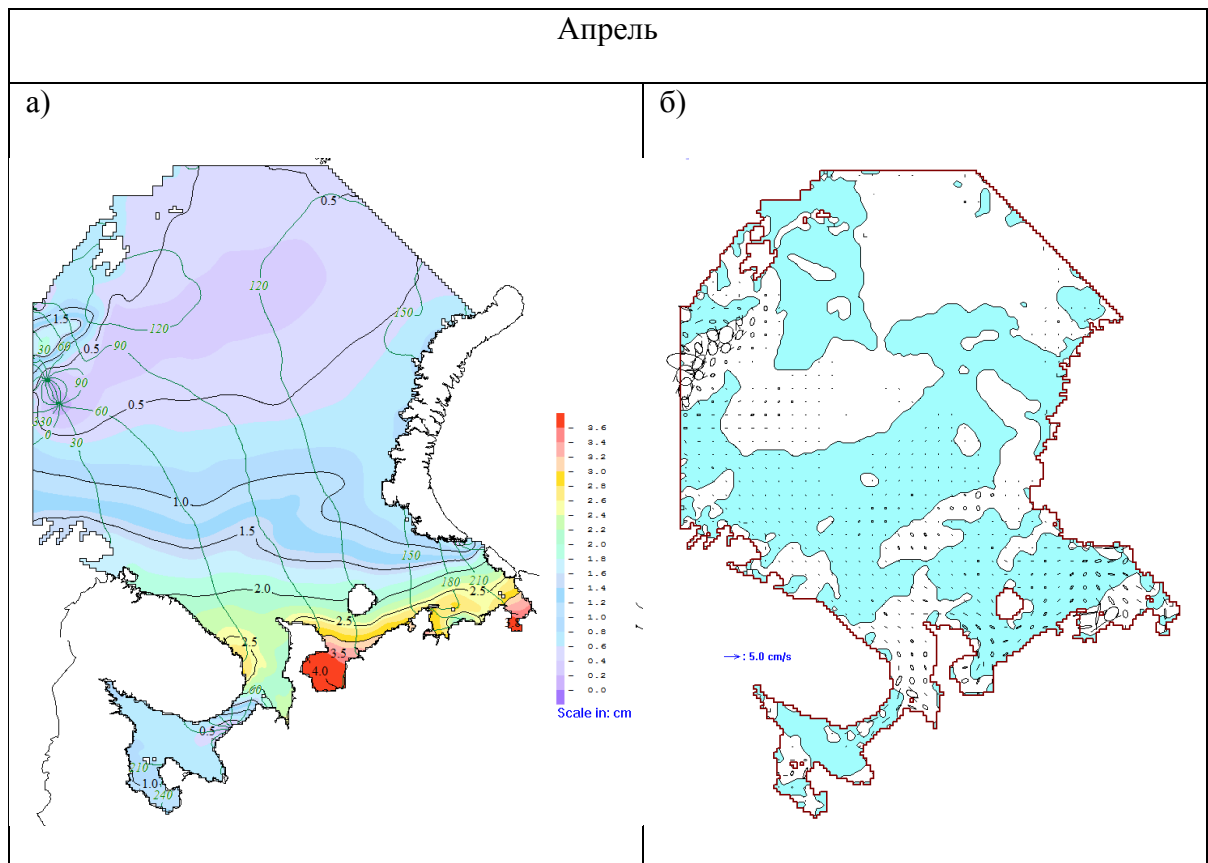


Рис. 3.8. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна P_1 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

Апрель



Сентябрь

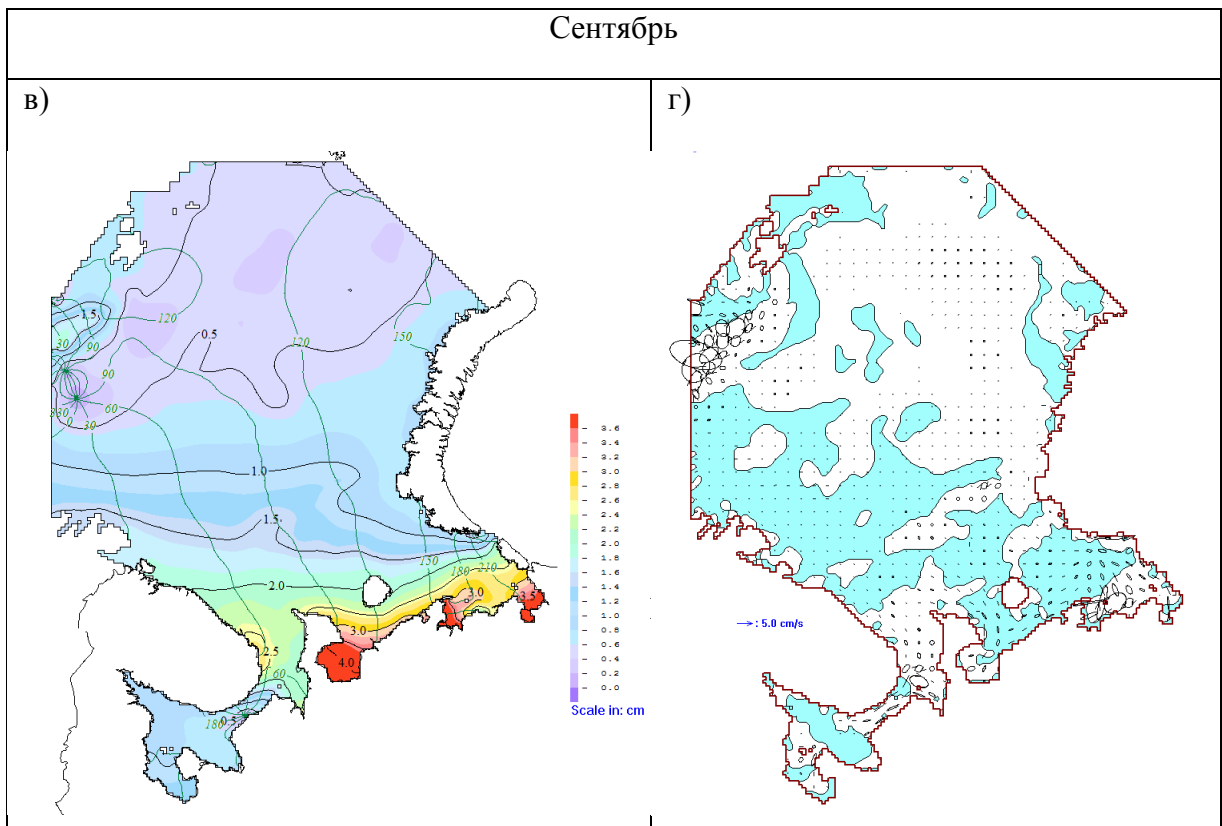


Рис. 3.9. Котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности: волна Q_1 - апрель (а, б), сентябрь (в, г)

однако в Мезенском заливе и в Чешской губе под влиянием льда снижение амплитуды колебаний значительное (табл. 3.1).

Направление вращения вектора скорости приливного течения волны S_2 в основном такое же, как у волны M_2 (рис. 3.3б, г). В сентябре в центральной части моря скорости течений 2 -5 см/с, вдоль Кольского побережья 10 - 30 см/с.

Котидальная карта волны N_2 (рис. 3.4в) в сентябре похожа на котидальную карту волны S_2 , совпадают даже амфидромии в районе м. Святой (Тиманский) Нос. В апреле эта амфидромия у волны N_2 пропадает (рис. 3.4а), как и у волны S_2 , но вырожденная амфидромия у Новой Земли сохраняется, в отличие от волны S_2 , у которой вырожденная амфидромия сменяется на истинную. Влияние льда на амплитуду волны N_2 в различных районах моря приводится в табл. 3.1, амплитуда волны N_2 приближается к амплитуде волны S_2 .

Распределение направления вращения вектора скорости приливного течения волны N_2 в сентябре и апреле (рис. 3.4г, б) значительно различаются. Характерные скорости в центральной части моря и вдоль Кольского побережья совпадают со скоростями волны S_2 (табл. 3.2).

Котидальные карты волны K_2 (рис. 3.5а,в) в апреле и сентябре похожи, уменьшение амплитуды в Мезенском заливе с 26см до 21см, а в Чешской губе с 24см до 18см. Направление вращения вектора скорости приливного течения волны K_2 в сентябре (рис. 3.5г) в основном по часовой стрелке, а в апреле примерно на половине всей площади моря вектор вращается против часовой стрелки (рис. 3.5б).

На котидальной карте суточной гармоник K_1 (рис. 3.6в) в районе о. Медвежий расположены две амфидромические точки, третья, вырожденная амфидромия расположена на южном побережье архипелага Шпицберген. Рядом с этими точками находится область с максимальными значениями амплитуды уровня. Котидальная карта волны K_1 в районе о. Медвежий согласуется с работой [Kowalik, 1995], где отмечается, что для аккуратного описания суточных волн необходимо увеличивать разрешение сетки модели, чтобы правильно описывать шельфовые волны, которые возникают при резонансном взаимодействии волны K_1 с локальной топографией дна. Последовательность максимумов и минимумов амплитуды колебаний уровня моря является признаком наличия шельфовых волн, которые генерируются приливом на шельфовых склонах. Еще одна амфидромия присутствует в Горле Белого моря, а другая в проливе Карские ворота. На амплитуду колебаний уровня суточной гармоник K_1 наличие льда влияет мало, амплитуда волны в апреле (рис. 3.6а) по сравнению с сентябрем незначительно уменьшается в Мезенском заливе и в Чешской губе.

Примерно на половине площади Баренцева моря вектор приливных течений волны K_1 вращается против часовой стрелки (рис. 3.6б, г). Направление вращения и характерные скорости приливных течений в сентябре и апреле для волны K_1 похожи и составляют в центральной части

моря 1 - 2 см/с, вдоль Кольского побережья 3 - 5 см/с. В проливе Карские ворота расположена амфидромия с максимальными скоростями течений в сентябре 36 см/с, в апреле 18 см/с. В апреле скорости приливных течений на поверхности моря примерно в два раза меньше, чем в сентябре, что обусловлено трением воды о лед.

В районах моря, свободных ото льда, амплитуда колебаний уровня моря в апреле и сентябре примерно одинаковая, в таблице 3.1 представлен только один свободный ото льда район - район Кольского побережья. Наличие льда сильно влияет на амплитуду колебаний уровня моря для полусуточных гармоник: в Мезенском заливе амплитуда колебаний уровня для полусуточных гармоник примерно в два раза, а в Чешской губе примерно в полтора раза меньше в апреле, чем в сентябре. На амплитуду колебаний уровня суточной гармоники K_1 очень мало влияет лед, амплитуда волны в апреле по сравнению с сентябрем незначительно уменьшается в Мезенском заливе и в Чешской губе.

На рис. 3.7, 3.8, 3.9 приведены котидальные карты и эллипсы приливных течений на поверхности в сентябре и апреле для волн O_1 , P_1 , и Q_1 . Максимум амплитуды колебаний составляет 10 см, 8 см и 4 см. Эти гармоники учитываются при расчете суммарного уровня и течений, поэтому они приводятся, но подробно не рассматриваются из-за их малой величины.

3.3. Влияние льда на приливные характеристики уровня моря и скорости течений

Максимальные значения амплитуды волны M_2 на входе в Белое море подо льдом в апреле меньше, чем в сентябре, но особенно сильно амплитуда волны M_2 снижается при наличии льда в Мезенском заливе и в Чешской губе. Изменения амплитуды волны M_2 , связанные с наличием льда представлены на рис. 3.10а, где приводится разность амплитуд волны M_2 в апреле и сентябре. В свободном ото льда районе вдоль Кольского побережья наблюдается положительная разность амплитуд, увеличивающаяся от 1 до 5 см, перед самой кромкой льда на входе в Белое море. Такое увеличение амплитуды перед кромкой льда напоминает увеличение амплитуды, которое получено в свободном ото льда Баренцевом море перед покрытым льдом Белым морем [Каган, Романенков, 2007].

В самом Белом море, как и ожидалось, в апреле амплитуда уровня меньше, чем в сентябре. Новым по сравнению с [Каган, Романенков, 2007] является то, что в апреле, подо льдом появляются области, где амплитуда волны M_2 выше, чем в сентябре, когда льда нет. Распространяющаяся вдоль Кольского побережья волна M_2 наталкивается на кромку льда, и тормозится трением о лед, но при этом подо льдом вблизи кромки образуются области с положительными значениями разности апрель-сентябрь амплитуды волны M_2 в районах полуострова Канин и п. Индига. При дальнейшем продвижении волны подо льдом, за этими

районами, расположены области больших отрицательных значений разности уровня апрель-сентябрь в Мезенском заливе и Чешской губе.

На основной части Баренцева и Белого морей наблюдается увеличение фаз приливных колебаний уровня при наличии льда (рис. 3.10б). Однако существуют области в Белом море, в район п. Индига, в районе амфидромии у побережья Новой Земли, районе амфидромии севернее острова Медвежий, где в апреле фаза волны M2 меньше, чем в сентябре.

На рис. 3.11а представлены максимальные приливные течения волны M2 на горизонте 2 м, характерные скорости течений в Мезенском заливе 150 см/с, а в Горле Белого моря и Чешской губе 120 см/с. В апреле, подо льдом скорость течения резко уменьшается (рис. 3.11б), характерные величины уменьшения скорости в апреле по сравнению с сентябрем 90 см/с в Мезенском заливе и Горле Белого моря и 60 см/с в Чешской губе.

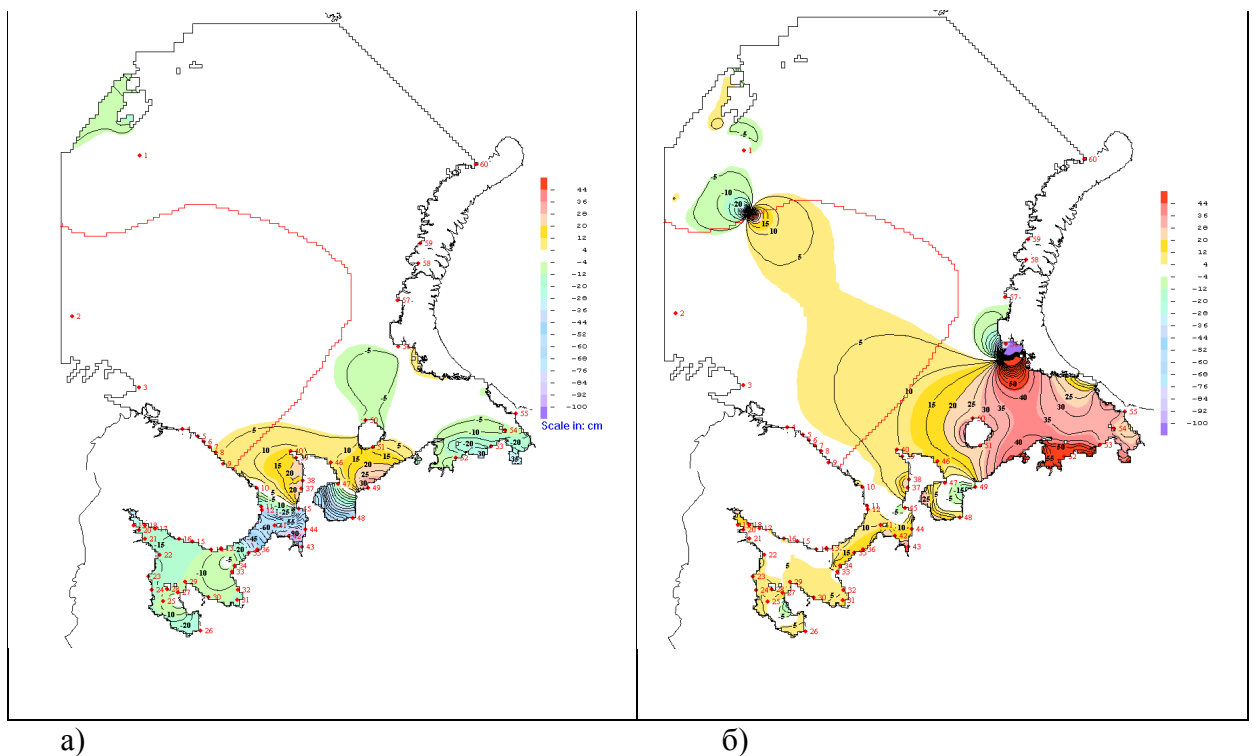


Рис. 3.10. Разность амплитуд (а) и фаз (б) волны M2 в апреле и сентябре. Кромка льда в апреле – красная линия. Красные цифры – номера постов наблюдений.

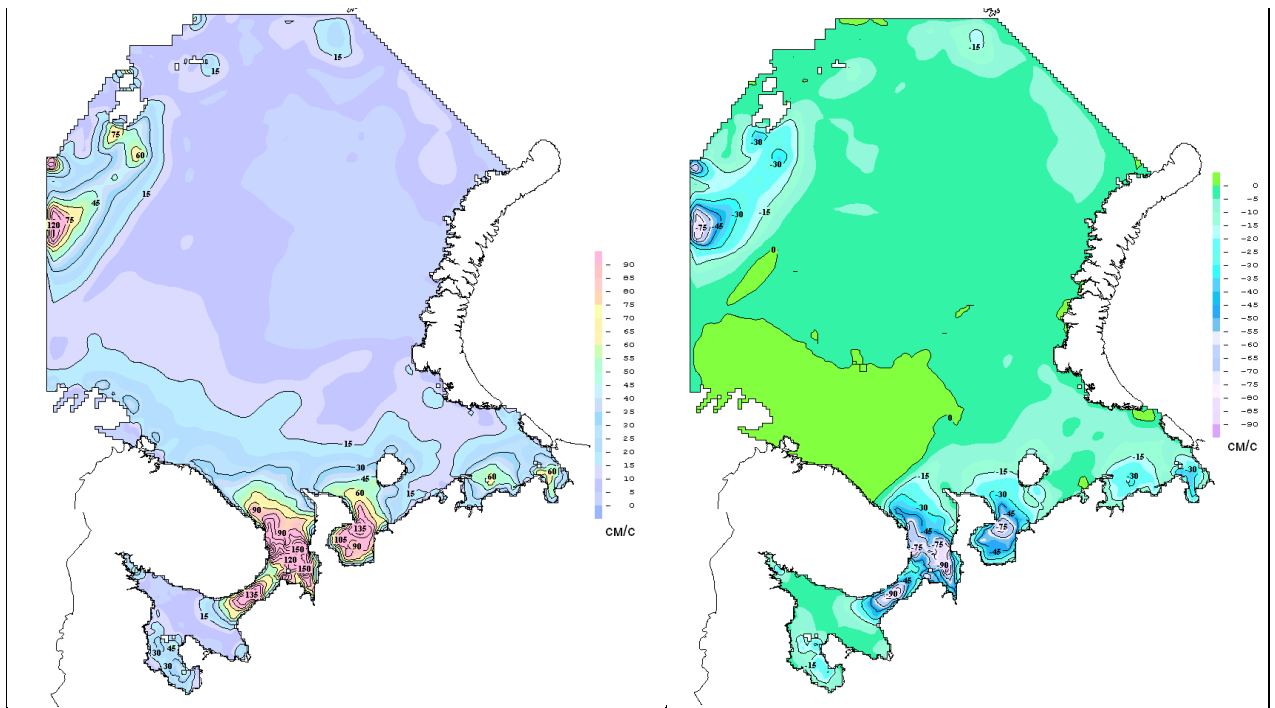


Рис. 3.11. Максимальная скорость приливных течений волны M2 на горизонте 2 м в сентябре (а), разность максимальных скоростей M2 на горизонте 2 м в апреле и сентябре (б).

Кроме эллипсов приливных течений на различных горизонтах, были рассчитаны средние по глубине течения и построены карты приливных эллипсов средних по глубине течений (рис. 3.12), в литературе средние по глубине течения также называются баротропными течениями. Отклонение скорости течения от средней по глубине принято называть бароклинной составляющей скорости течения [Каган, Тимофеев, 2005]. Бароклинная компонента скорости в смысле отклонения от средней по глубине имеет место даже в отсутствие стратификации и вызвана вертикальным турбулентным обменом. Скорость течений на поверхности может быть представлена в виде суммы средней по глубине скорости и отклонения от нее. Скорость течения на поверхности выше, чем баротропная скорость, поскольку трение о дно уменьшает скорость течения в придонном слое, тем самым уменьшая и среднюю по глубине (баротропную) компоненту скорости. В основной части Баренцева моря бароклинная компонента скорости мала, в Мезенском заливе, Горле Белого моря и Чешской губе достигает в сентябре 25 см/с.

Вектор скорости баротропного приливного течения в сентябре (рис. 3.12а) вращается по часовой стрелке в основной части моря, но вдоль Кольского побережья и в области между Новой Землей и Кольским полуостровом значительно больше площадь районов с вращением вектора против часовой стрелки по сравнению с горизонтом 2 м (рис. 3.2г). Придонный вектор скорости вращается против часовой стрелки, и это влияние придонной скорости на баротропную компоненту приводит к тому, что для баротропной компоненты больше районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки, чем для поверхностных течений. Направление вращения баротропных течений в Баренцевом море соответствует работам [Gjevik and Straume,

1989], [Gjevik , Nost ., 1994], а в Белом море работе [Каган, Тимофеев, 2005].

Площадь районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки в апреле (рис. 3.12б) и сентябре (рис. 3.12а) для средних по глубине приливных течений примерно одинакова. При этом вектор скорости приливного течения в сентябре на горизонте 2 м в основном вращается по часовой стрелке (рис. 3.2г), а в апреле подо льдом возникают большие площади районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки (рис. 3.2б). Наличие льда сильно повлияло на подледную скорость приливного течения и гораздо меньше на среднюю по глубине (баротропную) скорость течения.

Вдоль Кольского побережья и в горле Белого моря баротропные течения в основном реверсивные и направлены вдоль берега, а на горизонте 2 м заметно увеличивается поперечная к берегу компонента скорости течения (рис. 3.13а, б).

Модуль максимальной скорости баротропного приливного течения волны М2 в сентябре (рис. 3.14а) в северо-восточной части моря не превышает 5 см/с и достигает 120 см/с в Мезенском заливе и Чешской губе. При наличии льда, в апреле скорости течения подо льдом резко уменьшаются в Мезенском заливе и Чешской губе и очень мало меняются в основной части моря (рис. 3.14б). Интересно, что подо льдом возникают районы, где баротропная скорость течения больше, чем в отсутствие льда. Эти области расположены на севере и западе от полуострова Канин, между полуостровом Канин и островом Колгуев, а также с восточной стороны острова Колгуев. Это возрастание баротропной скорости течения подо льдом приводит к возрастанию амплитуды волны М2 в апреле по сравнению с сентябрем с запада от полуострова Канин, между полуостровом Канин и островом Колгуев и в п. Индига (рис. 3.10а). Получается, что вначале под кромкой льда в апреле баротропные скорости даже увеличиваются, а затем, дальше от кромки уменьшаются в Мезенском заливе и Чешской губе. Амплитуда волны М2 в апреле подо льдом вблизи кромки увеличивается, а при удалении от кромки, уменьшается в Мезенском заливе и Чешской губе.

Характерные величины уменьшения баротропной скорости в апреле по сравнению с сентябрем 40 см/с в Мезенском заливе и Горле Белого моря и 30 см/с в Чешской губе. Это уменьшение баротропной скорости составляет примерно половину от уменьшения полной скорости на горизонте 2 м. Уменьшение полной скорости на горизонте 2 м в апреле складывается из уменьшения баротропной компоненты и бароклинной компоненты, причем бароклинная компонента становится подо льдом отрицательной и достигает -25 см/с в Мезенском заливе, Горле Белого моря и Чешской губе.

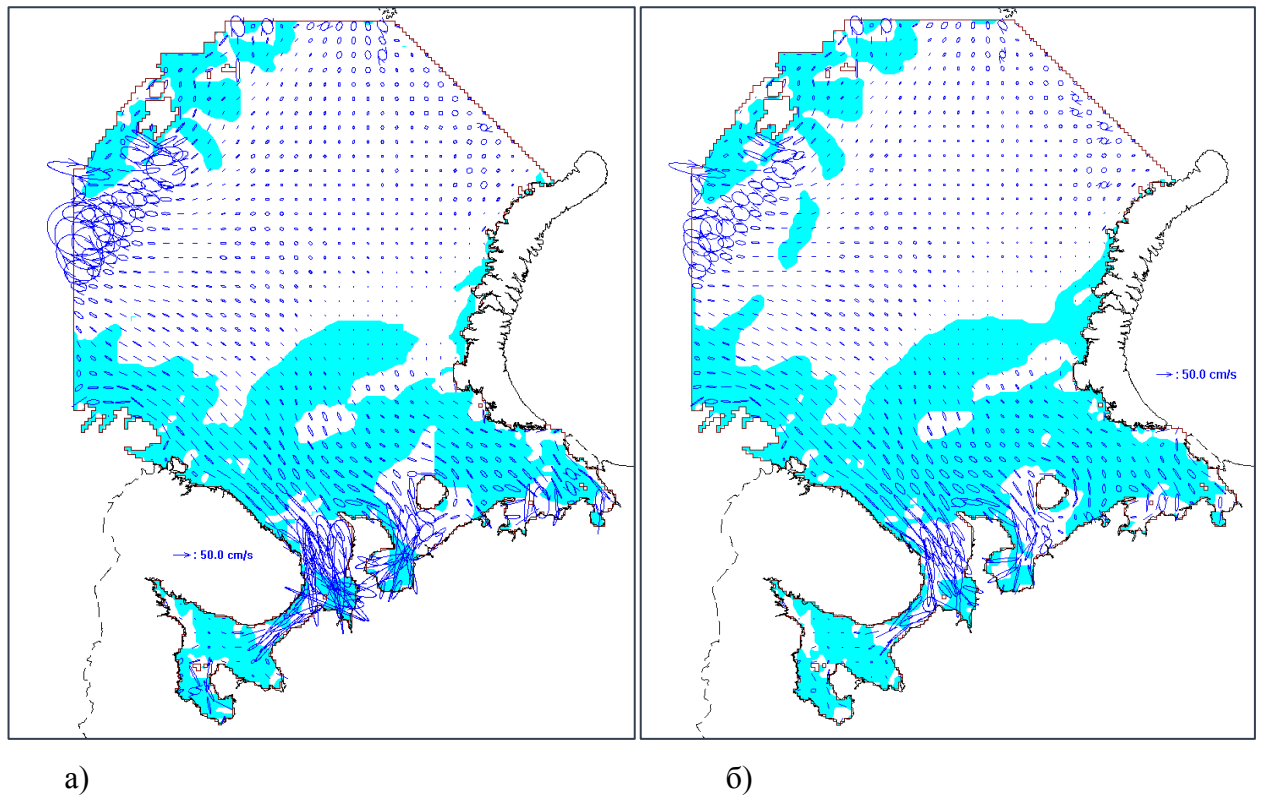
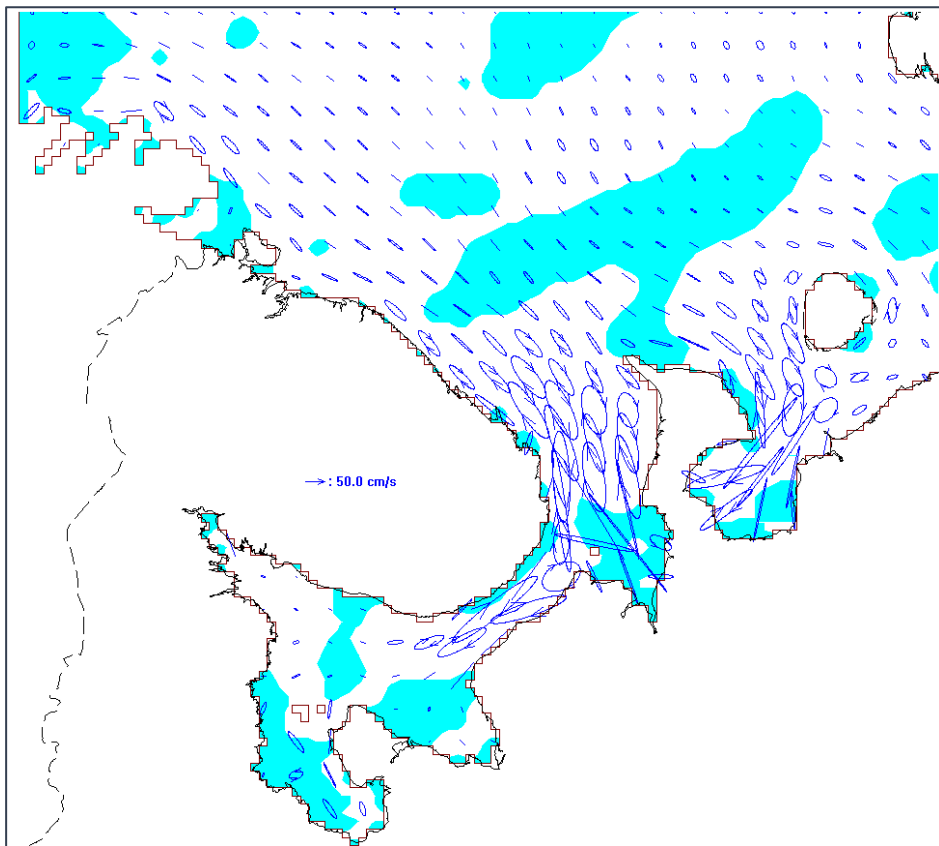
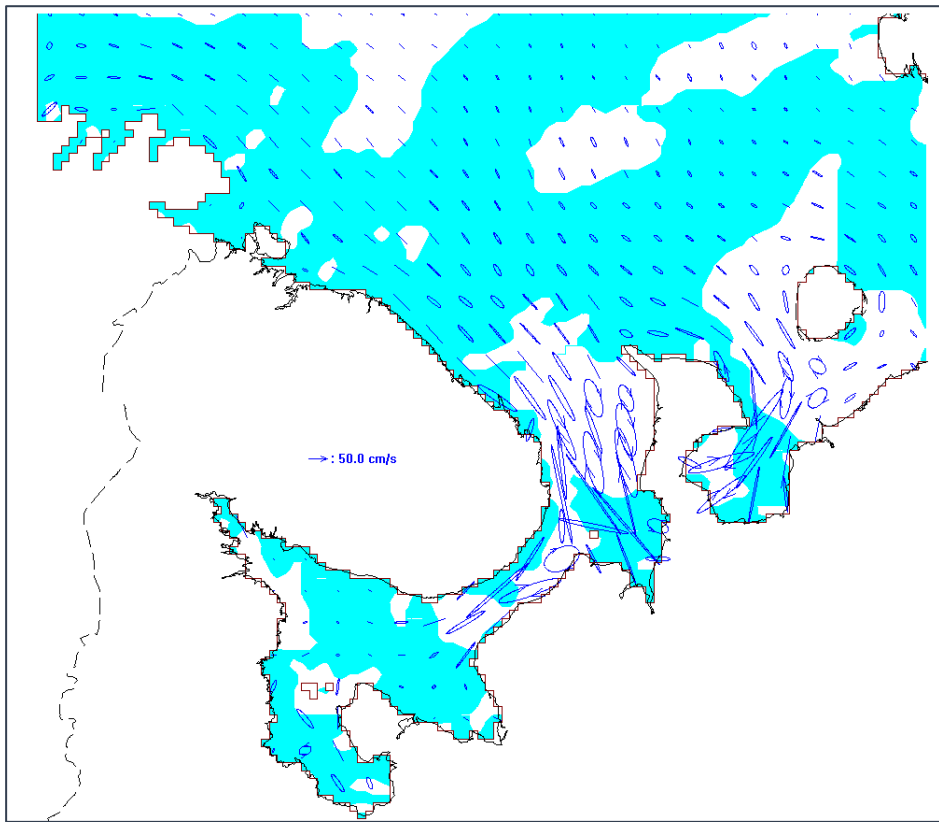


Рис. 3.12. Эллипсы приливных течений волны M2 средние по глубине (баротропные) а) в сентябре б) в апреле



a)



б)

Рис. 3.13 Эллипсы приливных течений волны M2 на горизонте 2 м в сентябре (а), эллипсы приливных течений M2 средние по глубине (баротропные) в сентябре (б).

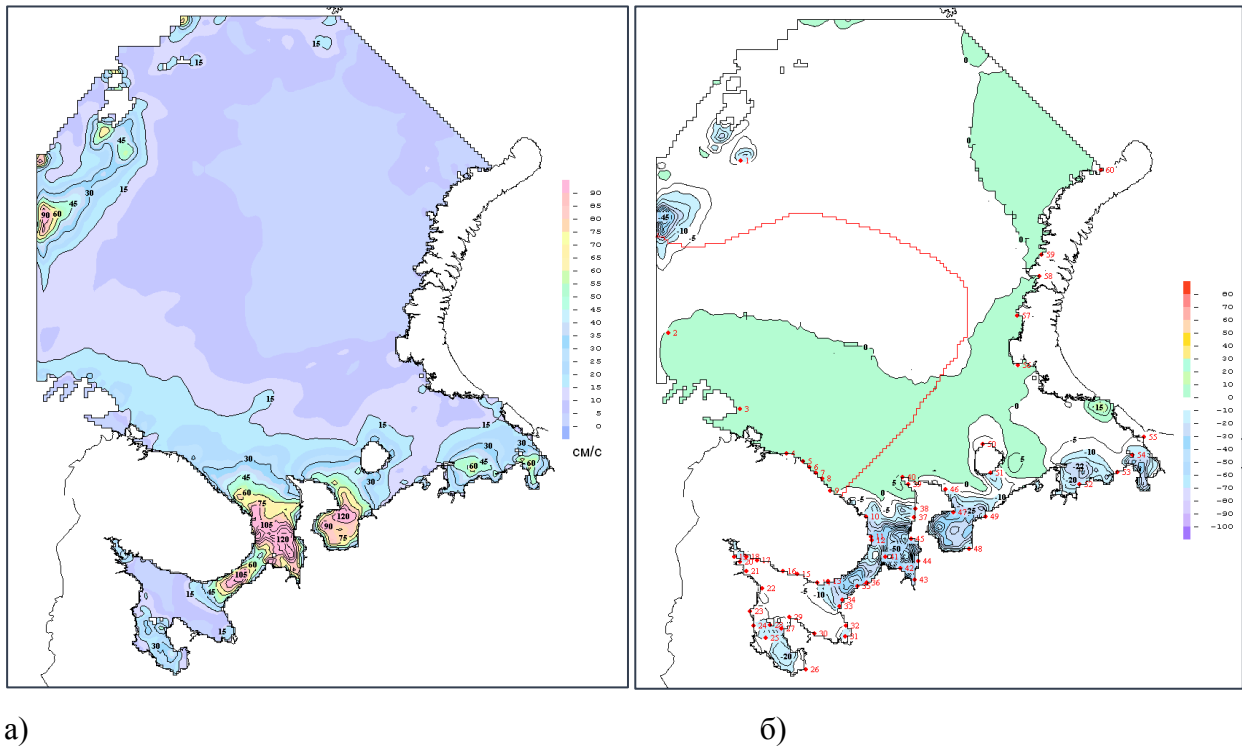


Рис. 3.14. Модуль максимальной скорости баротропных приливных течений волны M2 в сентябре (а), разность модулей максимальных баротропных скоростей течений волны M2 в апреле и сентябре (б).

Изменения амплитуды волны S2, связанные с наличием льда, представлены на рис. 3.15а, где приводится разность амплитуд волны S2 в апреле и сентябре. На входе в Белое море наблюдается положительная разность амплитуд, увеличивающаяся от 0 до 20 см у западного берега полуострова Канин, где для волны M2 амплитуда в апреле больше, чем в сентябре (рис. 3.10а) также на 20 см. В районе п. Индига разность амплитуд волны S2 в апреле и сентябре только 5 см, а для волны M2 достигает 30 см. Амплитуда волны S2 снижается в апреле (при наличии льда) в Мезенском заливе на 40 см, а в Чешской губе на 25 см.

В апреле, подо льдом в южной части Баренцева моря фаза волны S2 увеличивается, за исключением района около п. Индига, а также района на западном берегу полуострова Канин (рис. 3.15б). В северной части Баренцева моря фаза волны S2 незначительно уменьшается в апреле по сравнению с сентябрем, а в районе амфидромии у побережья Новой Земли фаза уменьшается до 100 градусов. На основной части Белого моря фаза волны в апреле подо льдом увеличивается, но в районе амфидромий в апреле фаза волны S2 уменьшается по сравнению с сентябрем.

Модуль максимальной скорости баротропного приливного течения волны S2 в сентябре (рис. 3.16а) в основной части моря не превышает 5 см/с и достигает 65 см/с в Мезенском заливе

и 50 см/с Чешской губе. При наличии льда в апреле скорости течения подо льдом уменьшаются в Мезенском заливе на 20 см/с и в Чешской губе на 15 см/с, при этом в основной части моря изменения скорости незначительные до 1 см/с (рис. 3.16б).

Также, как для волны M2, подо льдом возникают районы, где баротропная скорость течения больше, чем в отсутствие льда. Основная область расположена от побережья Кольского полуострова до северо-западного берега полуострова Канин, также имеется небольшая область с восточной стороны острова Колгуев. Возрастание баротропной скорости течения подо льдом на северо-западном берегу острова Канин (рис. 3.16б) связано с возрастанием амплитуды волны S2 в апреле в этом районе (рис. 3.15а).

Карты эллипсов баротропных приливных течений волны S2 в сентябре и апреле (рис. 3.17а, б) похожи на аналогичные для волны M2 (рис. 3.12а, б). Наличие льда заметно повлияло на скорость приливного течения в Мезенском заливе, где большая полуось эллипса уменьшается на 20 см/с, а также в Чешской губе (на 15 см/с). Для баротропной приливной скорости течения волны S2 площадь районов с вращением вектора скорости против часовой стрелки в апреле и сентябре примерно одинакова. На поверхности (рис. 3б, г) различие приливной скорости в апреле и сентябре значительно больше, а площадь районов с вращением вектора против часовой стрелки в апреле увеличивается по сравнению с сентябрем.

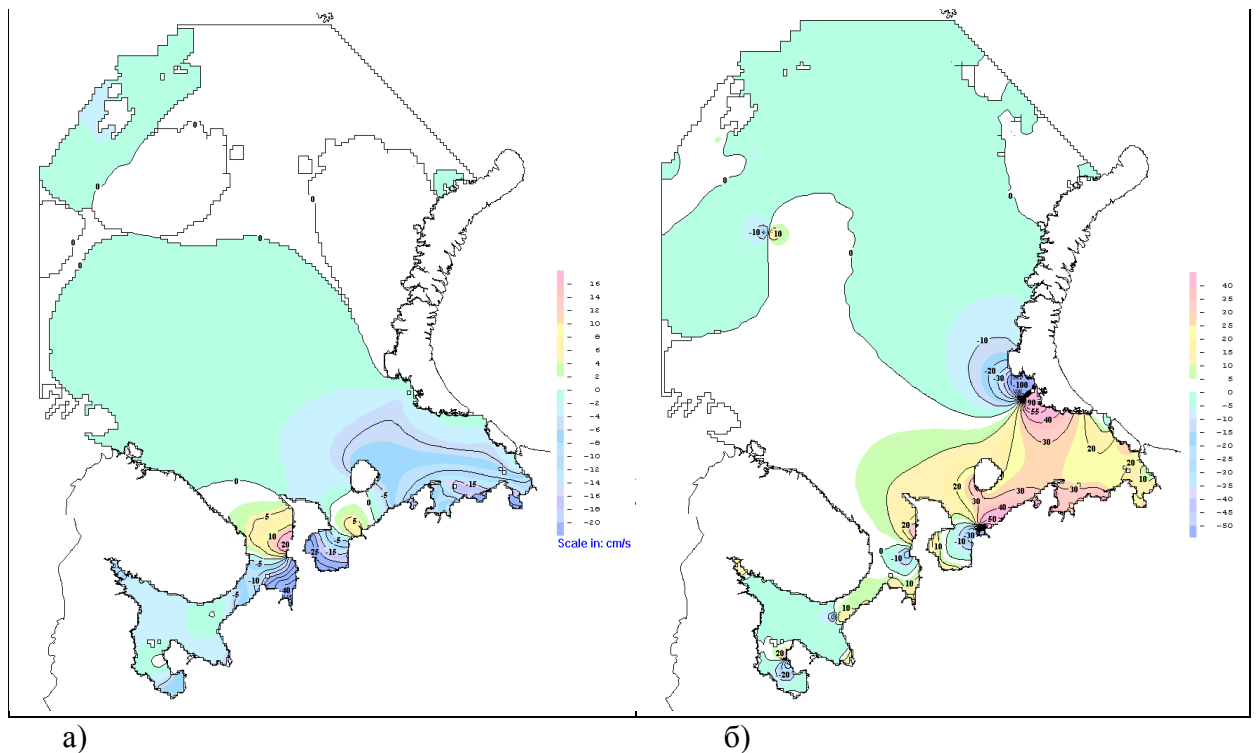


Рис. 3.15. Разность амплитуд (а) и фаз (б) волны S2 в апреле и сентябре.

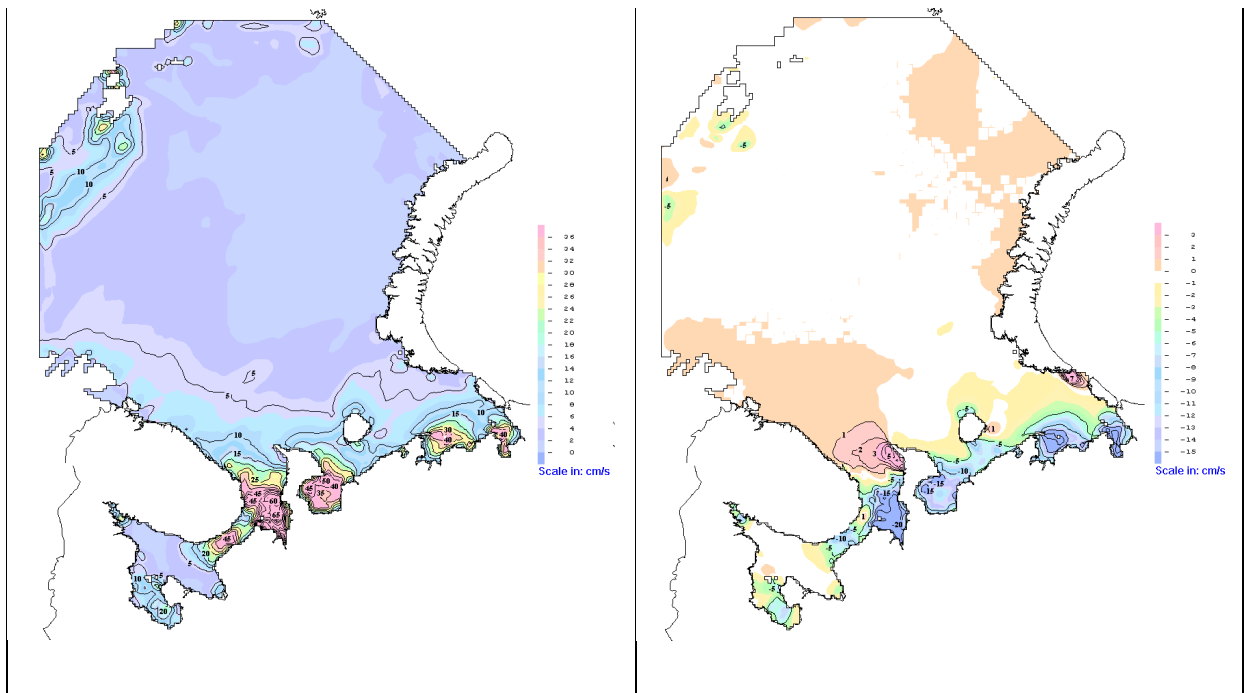


Рис. 3.16. Модуль максимальной скорости баротропных приливных течений волны S2 в сентябре (а), разность модулей максимальных баротропных скоростей течений волны S2 в апреле и сентябре (б).

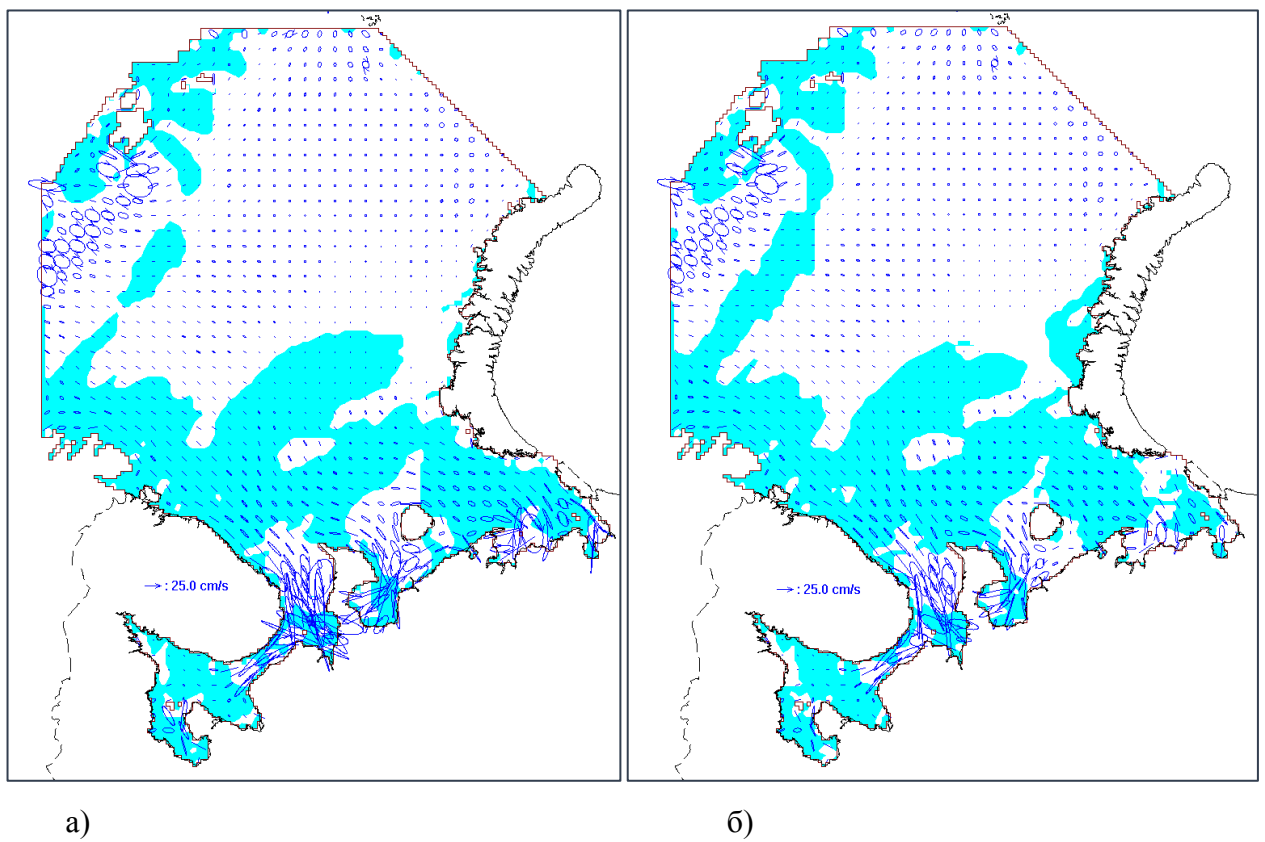


Рис. 3.17. Эллипсы приливных течений волны S2 средние по глубине (баротропные) а) в сентябре б) в апреле

В пункте р. Индига рассчитанные амплитуды гармоник M_2 и S_2 значительно больше в апреле, чем в сентябре и лучше соответствуют наблюдаемым. В пункте Варандей рассчитанные амплитуды гармоник M_2 и S_2 в апреле меньше, чем в сентябре и также лучше соответствуют полученным по наблюдениям. Ожидалось, что наличие ледяного покрова приведет к уменьшению величины прилива и запаздыванию времени наступления полных и малых вод по сравнению с безледным периодом. Однако, расчеты показали, что за счет смещения положения амфидромических систем в зимнее время при наличии льда амплитуды приливных волн, например, в пункте р. Индига, увеличиваются по сравнению с безледным периодом. Влияние льда на приливы приводит в основном к уменьшению амплитуды приливных волн, но в некоторых районах, даже подо льдом, амплитуды приливных волн увеличиваются.

3.4. Сравнение модельных расчетов с натурными наблюдениями за уровнем моря

Верификация модели производилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 прибрежных уровневых постах Баренцева и Белого морей [Таблицы приливов, 1958], расположение постов показано на рис. 3.18.

Сравнение модельных данных и результатов гармонического анализа прибрежных наблюдений выполнено для сентября – месяца наименьшей ледовитости Баренцева моря, таблица 3.3. Точность расчетов оценивалась по величине средней абсолютной ошибки амплитуды и фазы волны и по параметру [Gjevik B., Nost E, Straume T, 1994]:

$$\eta = |(H_a - H_m \cdot \cos(\varphi_a - \varphi_m))|,$$

где: H_a – амплитуда приливной волны по наблюдениям (см), H_m – амплитуда волны, полученная по модельным расчетам (см), φ_a – фаза волны по наблюдениям, φ_m – фаза волны по расчетам. Этот параметр позволяет получить оценку точности расчета приливной волны за приливной цикл.

Результаты сравнения данных наблюдений и моделирования для характерных районов Баренцева и Белого моря приведены в таблице 3.3. На рисунке 3.19 приведено сравнение модельных результатов с высотами трех основных волн прилива, полученными по гармоническому анализу наблюдений за уровнем моря на 60 уровневых постах Белого и Баренцева морей.

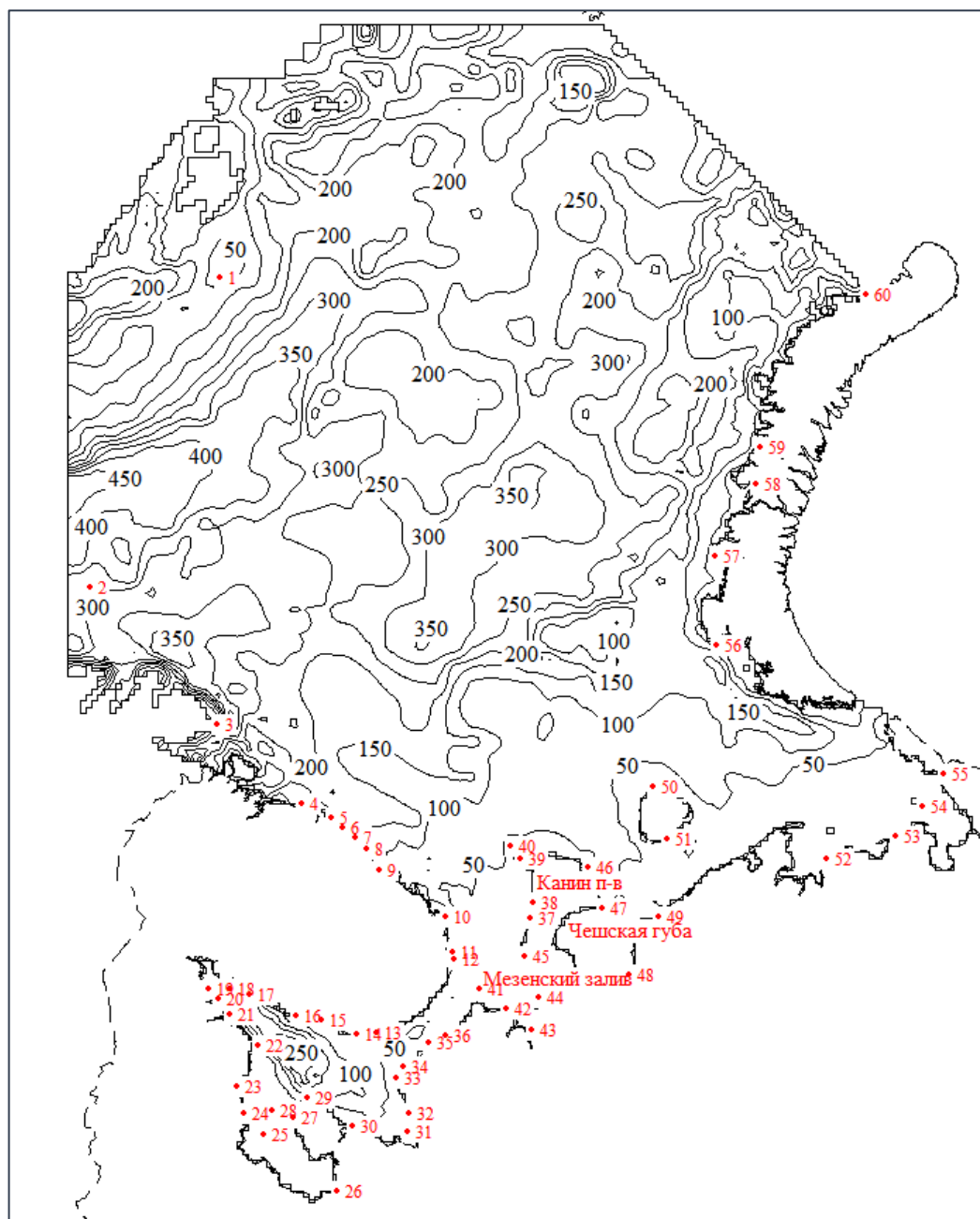


Рис. 3.18. Расчетная область, изобаты и расположение 60 уровневых постов.

1 - о.Надежды, 2 - Местервиг, 3 - Вардё, 4 - Териберка, 5 - Порчниха, 6 - губа Рында, 7 - р. Харловка, 8 - Восточная Лица, 9 - Дроздовка, 10 - Городецкий маяк, 11 – Орлово-Терский маяк, 12 - Вешняк, 13 - Чапома, 14 - Тетрино, 15 - р. Варзуга, 16 - Кашкаренцы, 17 - Вольостров, 18 - м. Котаранский, 19 - Ковда, 20 - губа Лобаниха, 21 - о. Сидоров, 22 - Гридино, 23 - Поньгама, 24 - Кемь-порт, 25 - о.Б. Жужмуй, 26 - Онега, 27 - Летне-Орловский маяк, 28 - гавань Благополучия, 29 - о. Жижгин, 30 - Пертоминск, 31 - о. Б. Солокоцкий, 32 - Северный Мудьюг, 33 - м. Зимнегорский, 34 - Вепревский маяк, 35 - Инцы, 36 - Ручьи, 37 - Кия, устье, 38 - Шойна, 39 - Тарханово, 40 - Канин Нос, 41 - о. Моржовец, 42 - Абрамовский маяк, 43 - Мезень, 44 - м. Красный, 45 - Конушинская Корга, 46 - Восточная Камбальница, 47 - м. Микулкин, 48 - р. Пёша, 49 - Индига, 50 - р. Гусиная, 51 - Бугрино, 52 - Дресвянка, 53 - о. Варандей, 54 - о. Долгий, 55 - Хабарово, 56 - Белушье, 57 - губа Пухова, 58 - губа Митюшкина, 59 - губа Крестовая, 60 - Русская Гавань.

Таблица 3.3. Сравнение высот и фаз основных волн прилива полученных по гармоническому анализу наблюдений за уровнем моря и модельных данных

Волна	Район	Средняя амплитуда, по [11], (см)	Средняя амплитуда, модель (см)	Средняя абсолютная ошибка расчета амплитуды (см)	Средняя фаза, гармоника по [11], (градусы)	Средняя фаза, модель, (градусы)	Средняя абсолютная ошибка расчета фазы (градусы)	Средняя величина η (см)
M₂	1	137,5	133,9	6,0	190,3	158,2	11,2	7,1
	2	53,0	39,7	14,3	69,1	93,1	25,6	19,8
	3	89,4	102,9	19,9	221,9	225,0	22,7	16,2
	4	193,6	165,0	40,5	236,2	270,2	35,6	64,8
	5	52,1	52,0	10,3	140,5	180,8	25,2	10,9
	6	85,6	79,4	14,5	142,9	158,2	23,1	18,4
S₂	1	39,9	41,0	2,4	239,3	203,4	13,3	2,5
	2	12,3	14,1	2,1	105,8	126,4	21,5	1,9
	3	26,4	30,2	11,4	280,4	258,4	25,1	13,6
	4	47,6	70,0	22,4	160,6	102,9	21,3	19,9
	5	15,2	19,0	7,8	183,4	188,7	25,8	7,5
	6	23,1	27,2	6,4	176,8	170,8	21,4	6,3
K₁	1	15,2	11,5	3,7	265,2	268,0	32,9	5,1
	2	5,9	5,1	1,0	73,0	97,8	40,2	2,1
	3	10,3	9,2	2,9	245,6	275,4	29,9	3,2
	4	13,7	15,7	2,0	308,0	311,2	7,5	1,9
	5	14,4	13,5	2,6	187,3	103,9	53,5	5,1
	6	10,9	9,7	2,2	175,3	167,1	39,2	3,6
O₁	1	3,6	4,8	2,5	80,3	64,2	21,6	2,2
	2	1,1	2,2	1,1	200,0	230,8	61,2	1,5
	3	1,8	3,0	1,3	188,4	154,6	82,7	2,5
	4	-	-	-	-	-	-	-
	5	2,8	5,6	2,8	247,8	172,5	82,2	2,4
	6	2,3	4,0	2,0	184,6	160,0	62,2	2,1

Примечание.

После номера района в скобках указаны номера соответствующих постов наблюдений.

1 – (1-12) Кольский берег Баренцева и Терский берег Белого моря (до м. Никодимский);

2 – (13-33) Бассейн Белого моря, Кандалакшский, Онежский и Двинской заливы;

3 – (34-40) Зимний и Канинский берега Белого моря;

4 – (41-45) Мезенский залив;

5 – (46-60) Восточная часть Баренцева моря;

6 – (1-60) Баренцево и Белое моря в целом.

Знак минус означает отсутствие данных о гармонических постоянных.

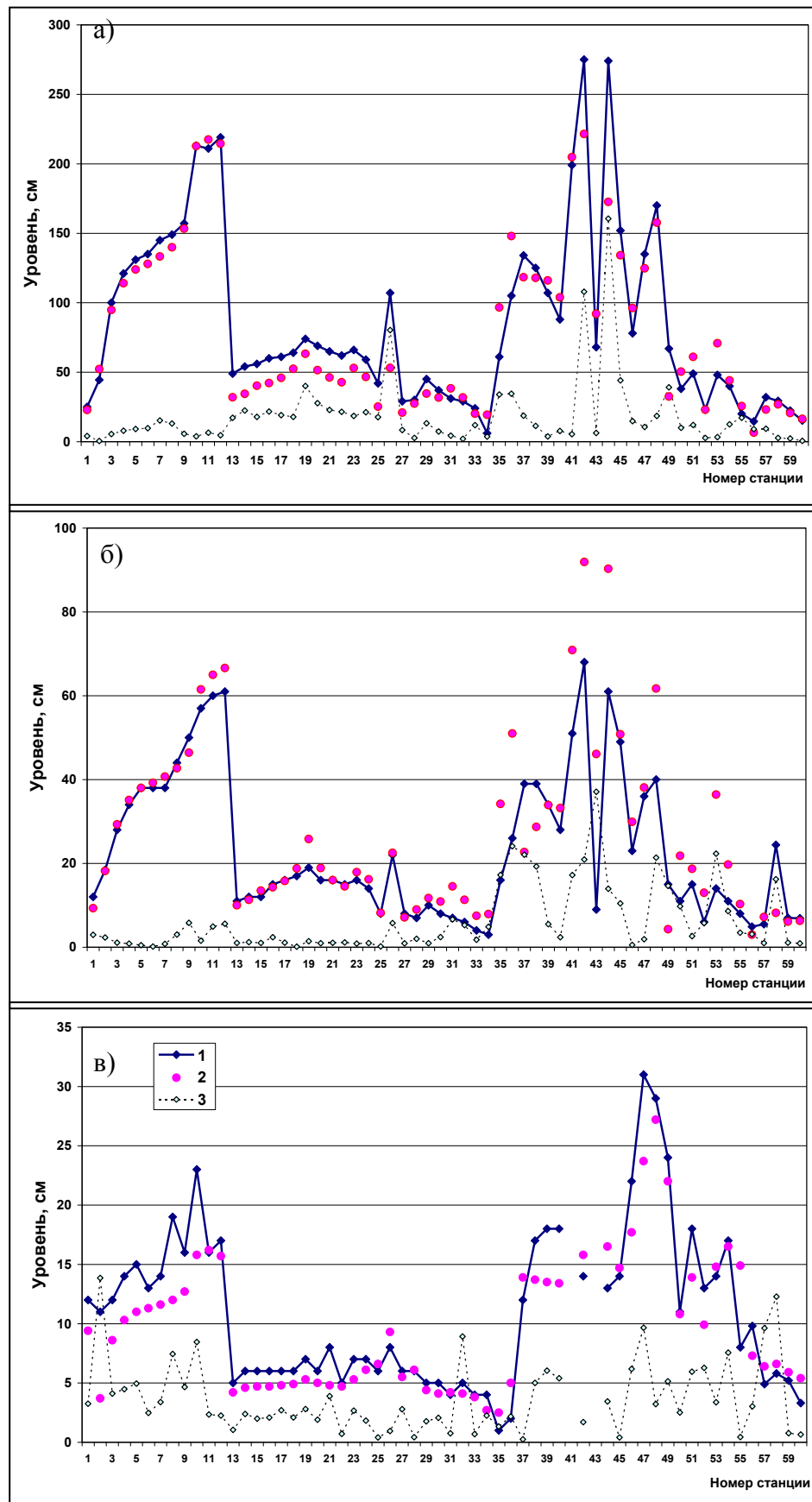


Рис. 3.19. Высоты основных волн прилива, полученные по наблюдениям за уровнем моря и по модельным данным и параметр η на 60 уровневых постах Белого и Баренцева морей: 1) гармоника: а) M_2 б) S_2 в) K_1 ; 2) модель; 3) параметр η .

Наибольшее совпадение данных наблюдений и модельных расчетов получено для волны M_2 - доминирующей приливной волны в данном регионе. Для Кольского побережья Баренцева моря и Терского берега Белого моря (до широты положения амфидромической точки) результаты более чем удовлетворительные. Точность наших расчетов несколько выше, по сравнению с результатами [Gjevik B., Nost E., Straume T, 1994], таблица 3.4.

В Бассейне Белого моря и в трех заливах – Кандалакшском, Онежском и Двинском точность модельных результатов снижается, в среднем, высота волны на 13 см ниже, чем по данным гармонического анализа. Большинство водомерных пунктов расположено именно в заливах. Для Зимнего и Канинского берегов Белого моря, полученная по расчетам высота волны M_2 наоборот, несколько выше (почти на 14 см) чем по результатам гармонического анализа.

Наименьшая точность расчетов получена для Мезенского залива, где ошибка в модельных результатах превышает 28 см. В восточной части Баренцева моря точность расчетов близка к точности для западного побережья Баренцева моря.

Общий вывод – получены удовлетворительные результаты для Баренцева моря, неудовлетворительные – для Белого моря. Одна из причин – расчеты на 5-ти мильной сетке воспроизводят приливные колебания в Баренцевом море, но для Белого моря необходимо повысить разрешение расчетной сетки, хотя 5-ти мильная сетка качественно верно воспроизводит основные черты режима волны M_2 , в частности, амфидромические области [Попов и др., 2013].

Высота волны S_2 в целом по расчетной области на 4,1 см выше, чем по данным наблюдений. В особенности это проявляется в Мезенском заливе, где в отличие от волны M_2 , высота волны S_2 больше данных наблюдений почти на 24 см. Судя по величине η , нельзя не отметить хорошее совпадение высоты волны и фазы в западной части Баренцева моря, в Бассейне Белого моря и в трех заливах – Кандалакшском, Онежском и Двинском.

Средние величины амплитуды волны K_1 по данным наблюдений и по модельным расчетам близки между собой, но точность расчетов уступает результатам [Gjevik, Nost, Straume, 1994], таблица 3.4.

Величина высоты волны O_1 в рассматриваемом бассейне невелика: по данным гармонического анализа она колеблется от 1,0 до 3,2 см (среднее значение – 2,3 см), в то время как по нашим расчетам, высота волны лежит в пределах 2,2-5,6 см, со средней величиной 4,0 см.

Таблица 3.4. Сравнение полученных результатов с расчетами [15] по параметру η .

Станция (водомерный пост)	Волна M_2 ,		Волна K_1	
	η [Gjevik]	η , Попов	η [Gjevik]	η , Попов
Вардё	7,9	5,5	1,8	4,1
Териберка	8,8	7,9	2,7	4,5
о. Надежды	9,0	4,0	5,0	3,2

3.4.1. Суммарный уровень моря и его сравнение с наблюдениями

Оперативная модель записывает в базу данных только суммарный уровень моря и компоненты скоростей суммарных течений. Таким образом, при расчете суммарного уровня моря учитывается бароклинность, вклад атмосферного давления («обратный барометр»), касательное напряжение трения ветра на поверхности моря, вклад восьми гармоник прилива, заданных на открытых жидких границах моря.

Временной ход модельного и наблюдаемого суммарного уровня моря в течение месяца для станции в губе Долгой на побережье Кольского полуострова показан на рисунке 3.20а. При размахе колебаний уровня от 200 до -220 см, величина разности между модельными и наблюдаемыми уровнями лежит в пределах от 40 до -35 см. На рис. 3.20б приводится более подробная детализация временного хода суммарного уровня моря в течение четырех суток.

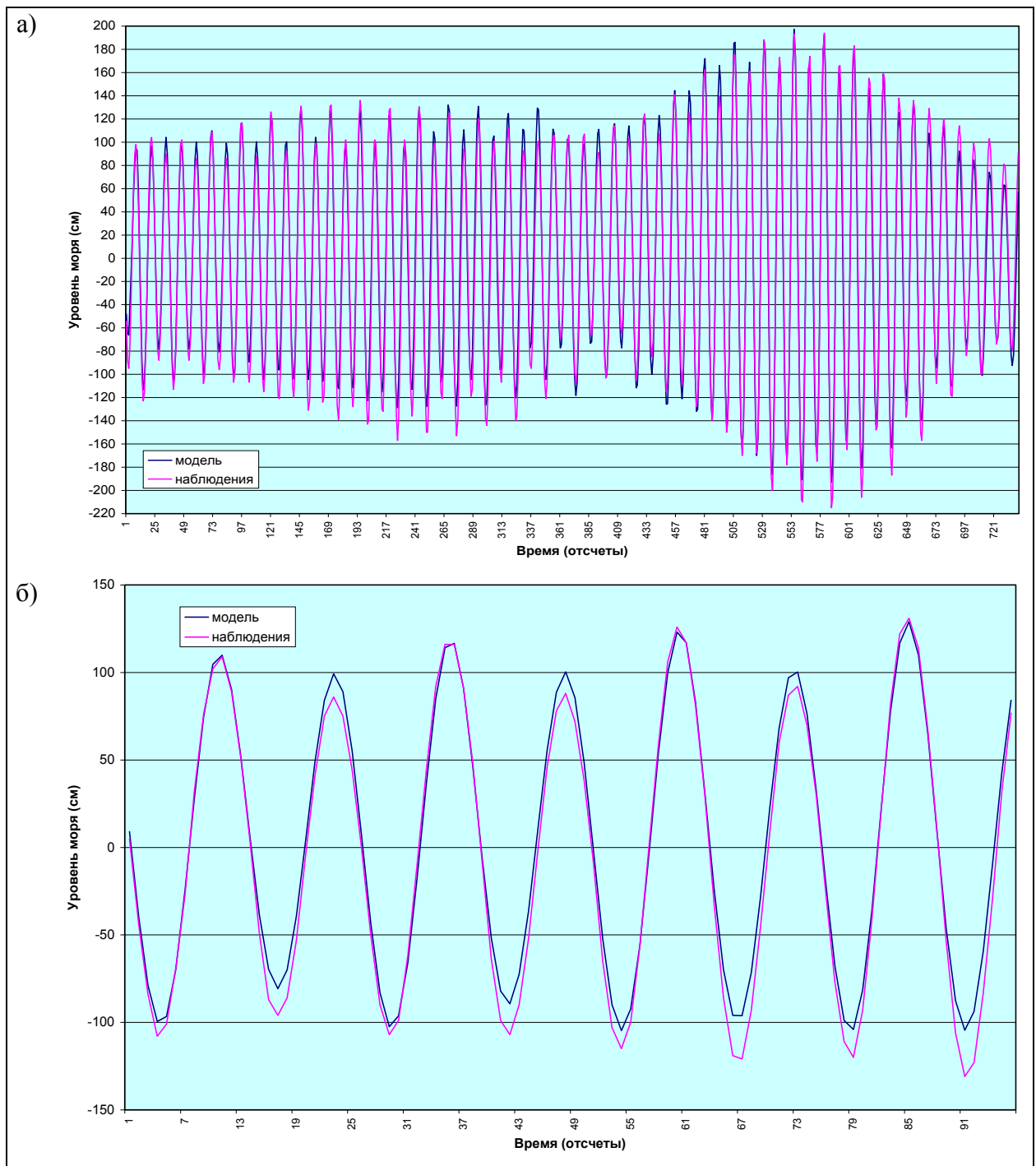


Рис. 3.20. Временной ход суммарного уровня моря. Синяя кривая – расчет по модели, розовая кривая – наблюдения на автоматической буйковой станции в губе Долгой (глубина постановки 30 метров). Дискретность 1 час.

а) серия продолжительностью 31 сутки; б) фрагмент продолжительностью 4 суток.

В таблице 3.5. приведены амплитуды и фазы приливных волн M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , и O_1 определенные по данным наблюдений в губе Долгой и рассчитанные по гидродинамической модели. Месячные серии наблюдений за уровнем моря и расчетов суммарного уровня моря по гидродинамической модели (на открытых границах задана сумма 8 гармоник) обрабатывались с помощью гармонического анализа. Полученные таким образом гармонические постоянные отличаются от значений гармонических постоянных, полученных в расчетах отдельно для каждой гармоники. Амплитуда волны M_2 в районе Териберки выросла до 120,4 см (табл. 3.5) и лучше совпадает с наблюдениями, чем при расчете каждой гармоники отдельно. Разность амплитуд гармоник не превышает 5 см, разность фаз также менее 15° .

Таблица 3.5. Амплитуды и фазы приливных волн M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , и O_1 определенные по данным наблюдений в губе Долгой и рассчитанные по гидродинамической модели

Гармоники	Наблюдения				Гидродинамическая модель			
	Амплитуда, см	Ошибка амплитуды	Фаза, град	Ошибка фазы	Амплитуда, см	Ошибка амплитуды	Фаза, град	Ошибка фазы
M_2	124,9	0,1	136,5	0,0	120,4	0,7	131,3	0,3
N_2	31,6	0,0	105,0	0,1	35,2	0,7	112,2	1,1
S_2	30,5	0,0	201,3	0,1	32,3	0,6	189,8	1,2
K_1	16,6	0,1	271,6	0,2	13,6	0,6	286,9	2,4
O_1	2,4	0,1	73,4	1,6	4,5	0,6	65,7	7,0
Сумма	206,0				206,0			

Качество моделирования суммарного уровня моря и течений во многом определяет качество приливного блока. Успешное моделирование суммарных движений в приливном море невозможно без достоверной, верифицированной приливной модели.

3.5. Расчет экстремальных характеристик уровня моря и скорости течений

При расчете суммарного уровня Баренцева моря, на его жидких границах задаются колебания уровня моря, которые включают приливные колебания и изменения уровня по закону обратного барометра, в зависимости от давления на поверхности моря. Лед не влияет на уровень моря, заданный на жидких границах, рассматривается только влияние льда внутри расчетной области Баренцева и Белого морей. Лед не устраняет причину возникновения приливной циркуляции, но при этом, лед экранирует прямое воздействие ветра на поверхность моря, поэтому, на ветровые течения лед действует больше, чем на приливные, устраняя саму причину ветровых течений. В разделе 3.3 рассматривалось влияние льда на приливные характеристики уровня моря и скорости течения. В этом разделе рассматривается влияние льда на экстремальные значения суммарного уровня моря и суммарные скорости течения.

При моделировании суммарных течений большую роль играет качество метеорологической информации. После появления в открытом доступе данных метеорологического реанализа, стал возможен расчет с использованием непрерывного ряда синоптической информации (приземные ветер и атмосферное давление с дискретностью не больше 6 часов).

В этом разделе рассчитываются суммарные течения, вызванные приливной волной на жидких границах моря, ветром и давлением на его поверхности, неравномерным распределением температуры и солености. Расчеты суммарного уровня моря по данным метеорологического реанализа NCEP с шагом 6 часов и 2,5 градуса по пространству, выполнены в течение 20 лет (1968-1987 годы) и записаны с шагом 1 час.

Расчет приливного уровня (с учетом неравномерного распределения температуры и солености) проводится отдельно, также в течение 20 лет (1968-1987 годы) и записывается с шагом 1 час. Чтобы получить нагонный уровень, из суммарного уровня моря с шагом 1 час вычитается приливной уровень.

В отличие от ветра, приливные силы действуют постоянно, в природе, в приливном море постоянно существуют приливные колебания уровня. Поэтому, расчет нагонов под действием ветра отдельно от прилива, является абстракцией и не соответствует реальной природе. Невозможно существование только вызванных ветром нагонов и сгонов без участия прилива. Ветер всегда воздействует на уже имеющиеся приливные колебания уровня, при этом происходит взаимодействие прилива и нагона.

Ранее, во многих работах, ветровые течения рассчитывались отдельно от приливных. После расчетов нагонного уровня по модели, для получения суммарного уровня моря, добавляется приливной уровень по данным наблюдений на береговых постах, [Ашик, 2006]. В более поздних работах прилив стал добавляться не только на береговых постах, а в каждой точке расчетной сетки нагонной модели (этот приливной уровень задавался уже не по данным наблюдений, а из расчетов по отдельной приливной модели) [Кулаков, Ашик, Фильчук, 2016]. При таком подходе не учитывается взаимодействие прилива и нагона. В этом разделе суммарный уровень моря рассчитан с учетом взаимодействия прилива и нагона, что приближает модель к описанию реальной ситуации в природе и улучшает соответствие расчетов с наблюдениями.

Максимальные значения суммарного уровня моря в сентябре и апреле (рис. 3.21а, б) в центральной части моря, свободной ото льда, примерно на 30 см больше, чем максимальные значения приливного уровня моря (рис. 3.22а, б). Эта разность обусловлена воздействием ветра, она показывает, насколько максимальное значение суммарного уровня больше, чем максимальное значение приливного уровня. Нужно учитывать, что очень мала вероятность того, что максимум в ряду приливного и максимум в ряду суммарного уровня моря достигаются в один

и тот же момент времени. Максимум суммарного уровня моря, как правило, не совпадает по времени с наступлением максимального приливного уровня. Разность между максимальным суммарным уровнем и приливным уровнем, когда приливной уровень ниже максимального, должна быть больше, чем 30 см. Таким образом, разность между максимальным суммарным уровнем и максимальным приливным уровнем дает оценку снизу нагонного уровня, который должен быть больше 30 см.

В сентябре, в местах приливного резонанса, на входе в Белое море 390 см максимальный суммарный уровень и 360 см максимальный приливной уровень, в Чешской губе соответственно 345 см и 315 см, в Мезенском заливе максимум суммарного 405 см, а приливного 345 см. В Белом море, у южного берега максимум суммарного уровня 255 см, а приливного 105 см, в юго-восточной части Баренцева моря, в Печорском море соответственно 320 см и 120 см, в Хайпудырской губе максимум суммарного уровня 420 см, а приливного 120 см. При относительно невысоком максимальном приливном уровне, в отсутствие льда, вблизи берегов, разность между максимальным суммарным уровнем и приливным уровнем повышается и достигает 300 см в Хайпудырской губе.

В апреле, подо льдом, уменьшаются максимумы, как суммарного, так и приливного уровней моря. В апреле, в местах приливного резонанса, на входе в Белое море максимальный суммарный уровень 330 см, а максимальный приливной уровень 315 см, в Чешской губе соответственно 210 см и 165 см, в Мезенском заливе максимум суммарного 180 см, а приливного 165 см. В апреле, подо льдом, около берегов в Белом море и в юго-восточной части Баренцева моря, разность максимальных значений суммарного и приливного уровня не превышает 45 см.

Минимальные значения суммарного уровня моря в сентябре и апреле (рис. 3.23а,б) в центральной части моря, свободной ото льда составляют -45 -60 см, что примерно на 15 см меньше, чем минимальные значения приливного уровня моря (рис. 3.24а,б) моря -30 -45 см. В центре моря разность минимумов суммарного и приливного уровня моря получается примерно в 2 раза меньше по абсолютной величине, чем разность максимумов. Оценка снизу для максимальных сгонов по абсолютной величине в два раза меньше, чем для максимальных нагонов.

В сентябре, в местах приливного резонанса, на входе в Белое море -335 см минимальный суммарный уровень и -330 см минимальный приливной уровень, в Чешской губе -270 см и -230 см соответственно, в Мезенском заливе минимум суммарного -270 см, а приливного -215 см. В Белом море, у южного берега минимум суммарного уровня -180 см, а приливного -30 см, в юго-восточной части Баренцева моря, в Печорском море соответственно -230 см и -75 см, в Хайпудырской губе минимум суммарного уровня -190 см, а приливного -75 см. Максимум

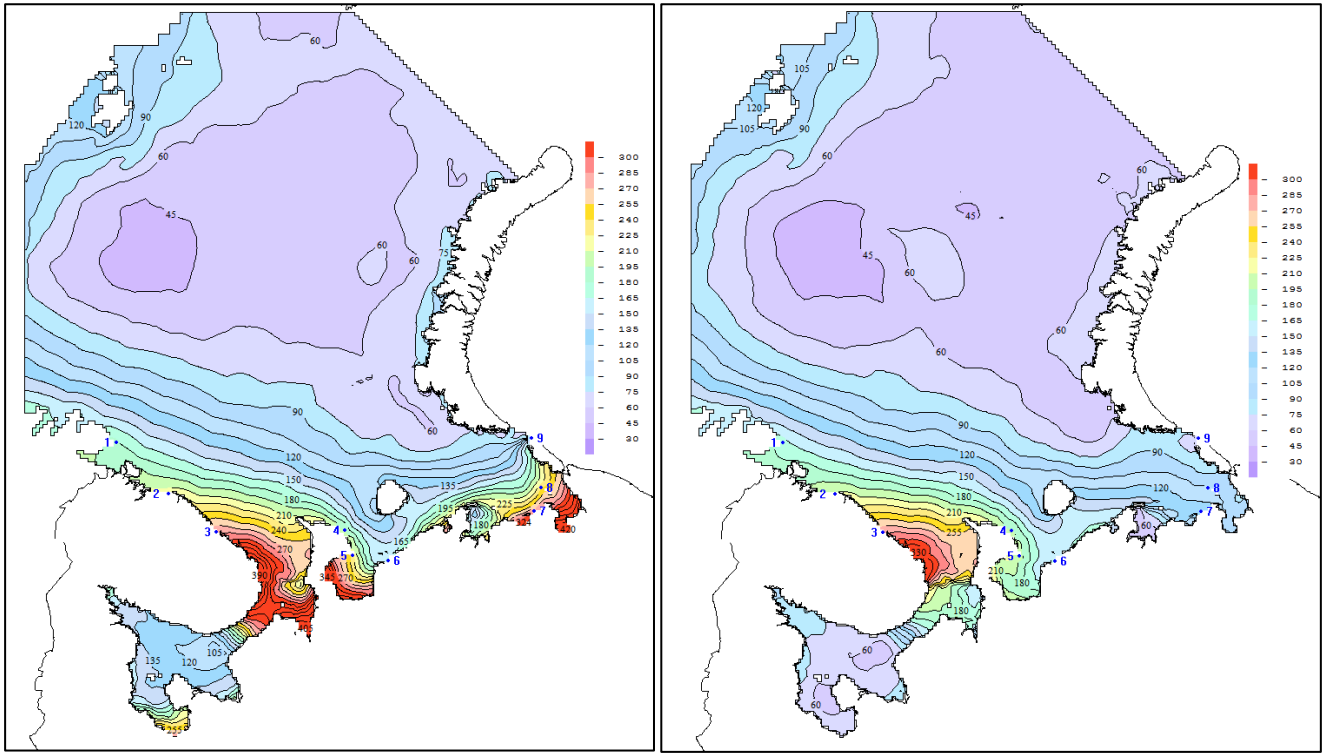
суммарного уровня моря в Хайпудырской губе по абсолютной величине примерно в два раза больше, чем минимум.

В апреле, подо льдом, уменьшаются по абсолютной величине минимумы, как суммарного, так и приливного уровней моря. В апреле, в местах приливного резонанса, на входе в Белое море минимальный суммарный уровень -305 см, а минимальный приливной уровень -300 см, в Чешской губе соответственно -195 см и -165 см, в Мезенском заливе минимум суммарного -165 см, а приливного -90 см. В апреле, подо льдом, в Белом море и в юго-восточной части Баренцева моря, разность минимальных значений суммарного и приливного уровня не превышает 30 см.

Рассмотрим поведение нагонного уровня, полученного как разность суммарного и приливного уровней моря. В районах, где приливные колебания невелики, нагонный уровень должен мало отличаться от суммарного (рис. 3.25а). В сентябре, у южного берега в Белом море нагоны достигают 210 см (максимум суммарного уровня 255 см), в Печорском море 260 см (суммарный 320 см), в Хайпудырской губе 390 см (суммарный 420 см). В апреле, под неподвижным льдом, величина нагонов сильно уменьшается и максимальный нагон у северо-восточного побережья полуострова Канин составил всего 70 см.

В сентябре, в Белом море сгоны достигают -160 см (минимум суммарного уровня -180 см), в Печорском море - 200 см (минимум суммарного уровня -230 см), в Хайпудырской губе -180 см (минимум суммарного уровня -190 см) (рис. 3.26а). Совпадение минимальных значений сгонного уровня и суммарного уровня происходит в осушаемых точках, где уровень моря опустился и достиг дна, а значение уровня стало равно глубине места.

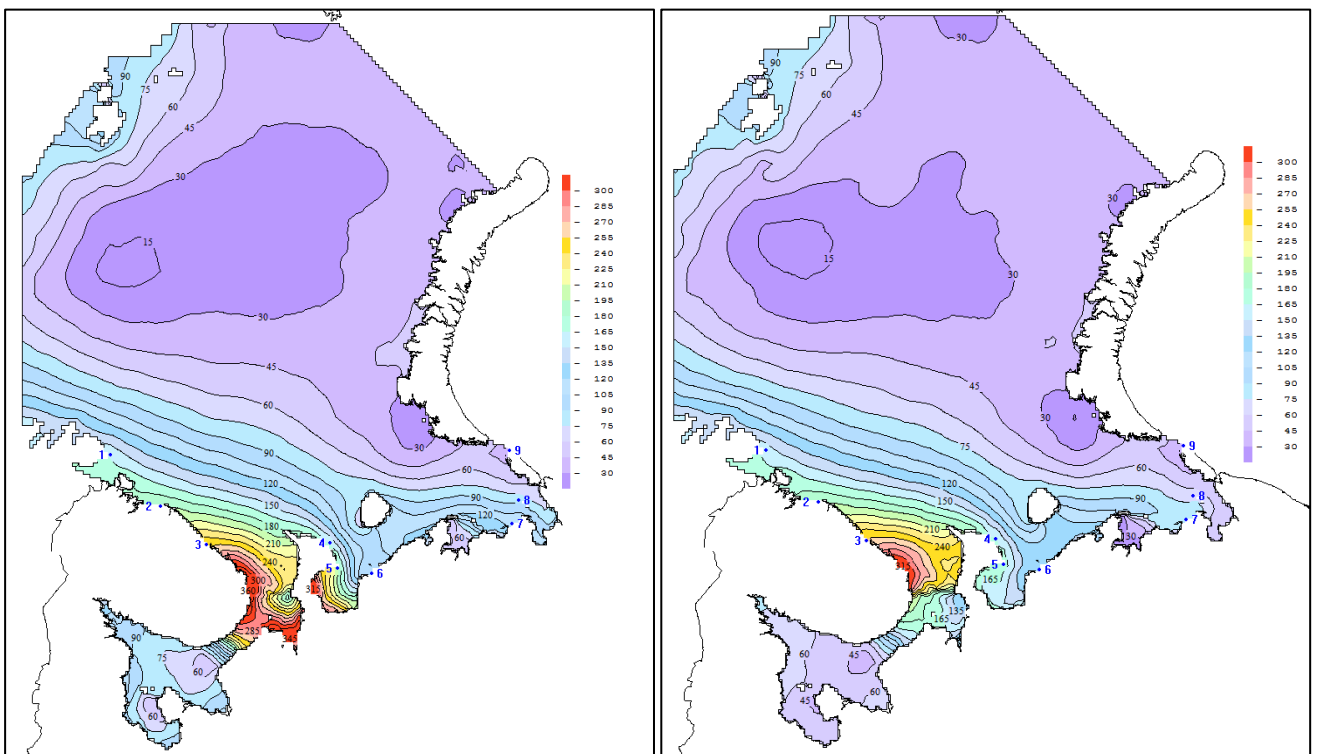
Нагоны и сгоны очень сильно зависят от наличия льда. В сентябре, в Печорском море нагоны и сгоны 260 см и -200 см, а в Хайпудырской губе 390 см и -180 см, а в апреле нагоны и сгоны не превышают 50 см по абсолютной величине. Но эти оценки справедливы только для неподвижного в горизонтальном направлении льда. Влияние льда на течения и уровень моря здесь очень сильно завышено и к результатам нужно относиться осторожно. Неподвижный лед оказывает чрезмерное тормозящее воздействие на суммарные и приливные течения. Лед, конечно, необходимо учитывать, иначе в зимние месяцы можно получить слишком большие сгоны и нагоны, которые приведут к завышению нагрузок на проектируемые морские сооружения, что удорожает их строительство. Для получения адекватных оценок экстремальных значений уровня моря в зимний период необходимо рассчитывать скорость движения льда с использованием модели льда.



а)

б)

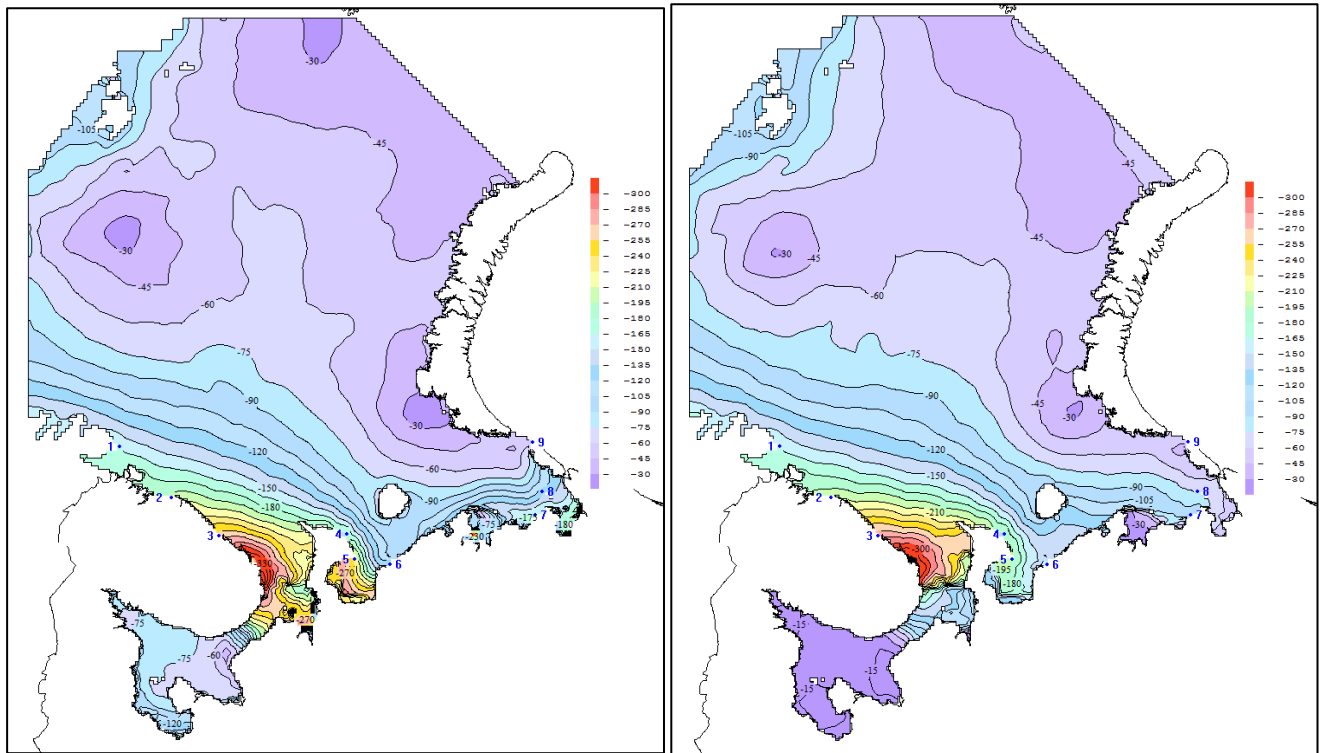
Рис. 3.21. Суммарный максимальный уровень моря за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле



а)

б)

Рис. 3.22. Приливный максимальный уровень моря за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле.



а)

б)

Рис. 3.23. Суммарный минимальный уровень моря за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле.

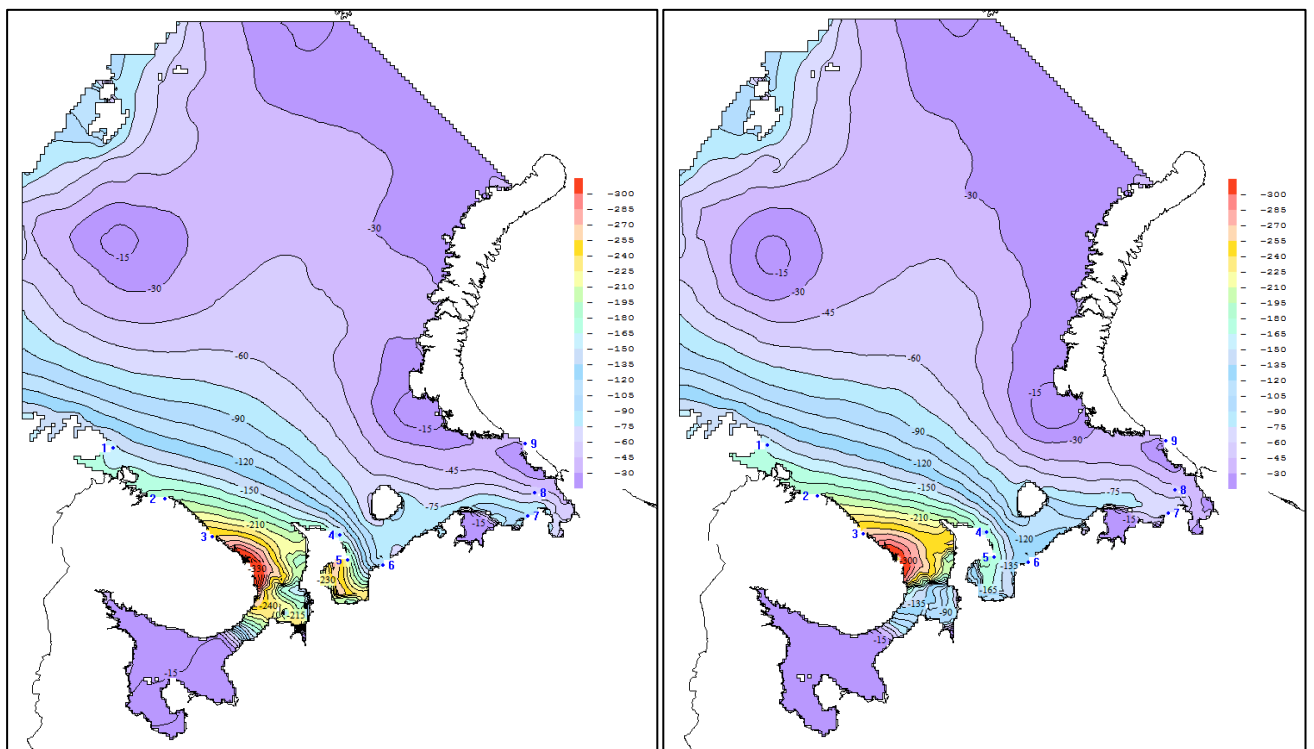
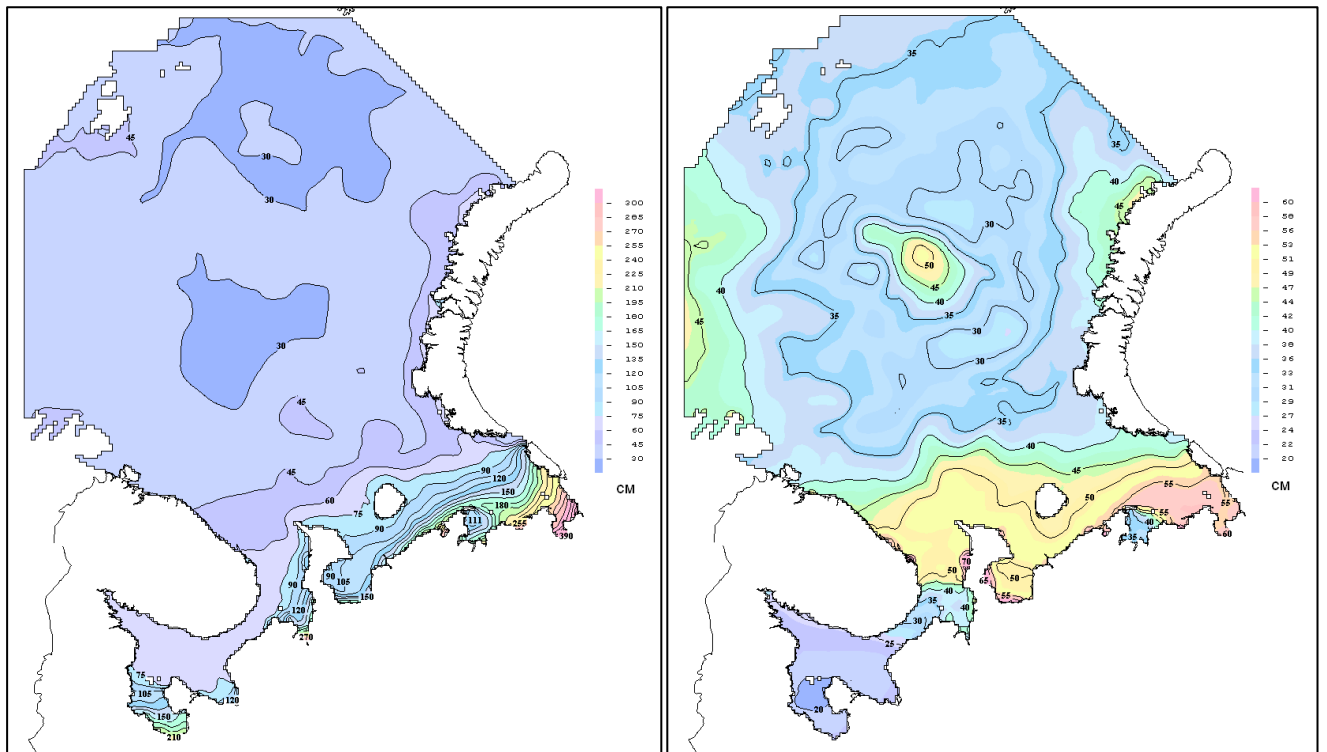


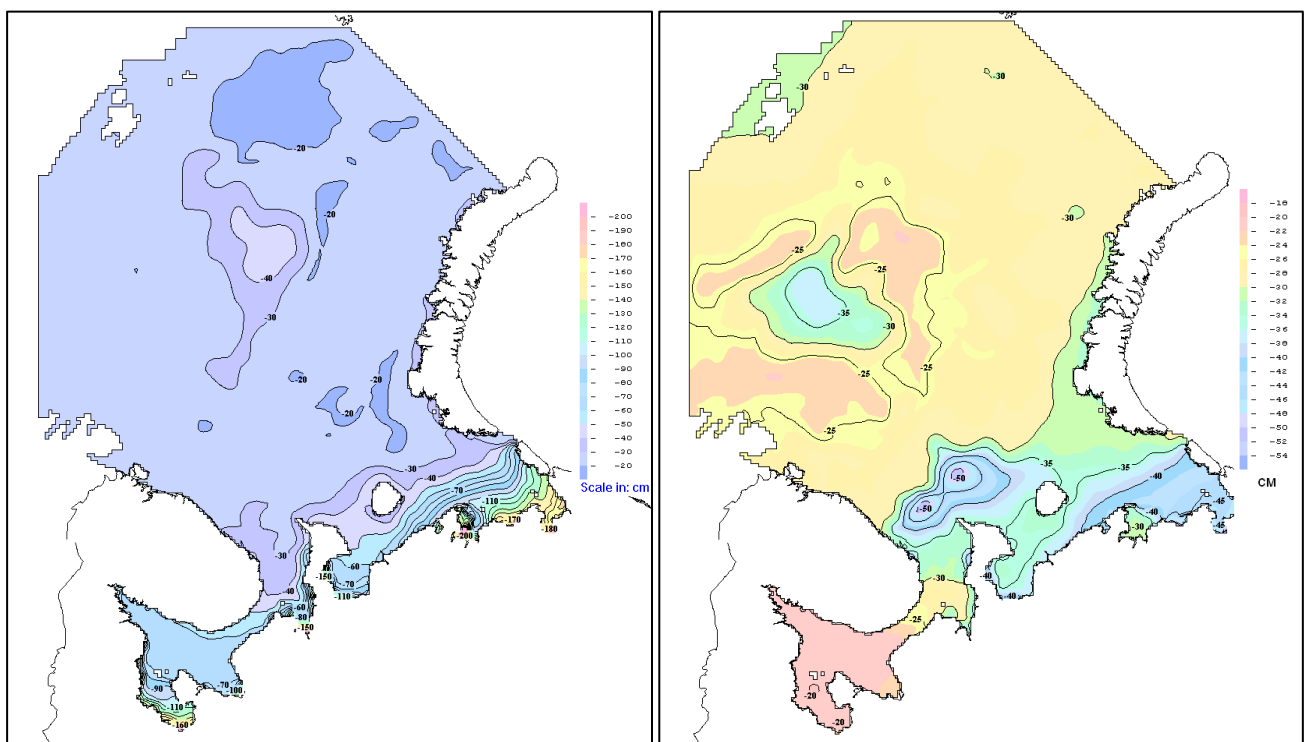
Рис. 3.24. Приливный минимальный уровень моря за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле.



а)

б)

Рис. 3.25. Нагонный максимальный уровень моря за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле.



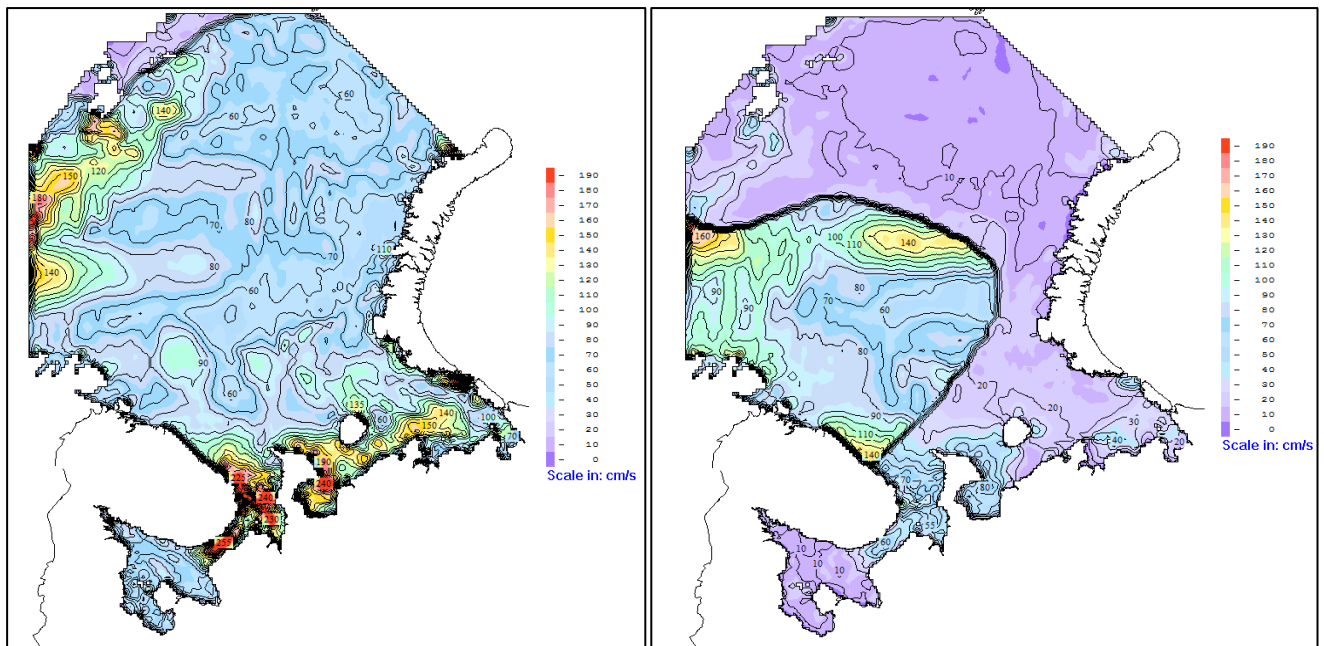
а)

б)

Рис. 3.26. Сгонный минимальный уровень моря за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле.

Расчетные поля суммарной скорости течения с дискретностью 1 час используются в качестве входной информации для моделирования аварийных разливов нефти и других загрязнителей, моделирования распространений взвеси при дноуглубительных работах, моделирования литодинамических процессов. Вероятностное моделирование при наличии рядов продолжительностью несколько десятков лет позволяет получить методически обоснованные экстремальные значения уровня и скорости течений, определяющих режим выживания гидротехнических сооружений.

На рис. 3.27а, б представлен максимум модуля скорости суммарных течений за период 20 лет в сентябре и апреле. Суммарные течения вызваны приливной волной на жидких границах моря, ветром и атмосферным давлением на его поверхности, неравномерным распределением температуры и солености внутри моря. Максимальные скорости течений без учета направления важны для практики, используются для навигации и при расчете нагрузок на гидротехнические сооружения.



а)

б)

Рис. 3.27. Максимальный модуль скоростей суммарных течений на поверхности за период 20 лет (1968-1987) а) в сентябре б) в апреле.

В сентябре, в горле Белого моря максимум модуля скорости суммарного поверхностного течения достигает 255 см/с, в Чешской губе 240 см/с, а в апреле только 80 см/с. В апреле максимальные скорости достигаются в центральной части Баренцева моря, вблизи кромки льда и доходят до 140-160 см/с. Неподвижный лед является грубым приближением и очень сильно уменьшает скорости поверхностных течений, поэтому в зимнее время необходимо учесть движение льда.

3.6. Среднемесячные характеристики уровня моря и скорости течений

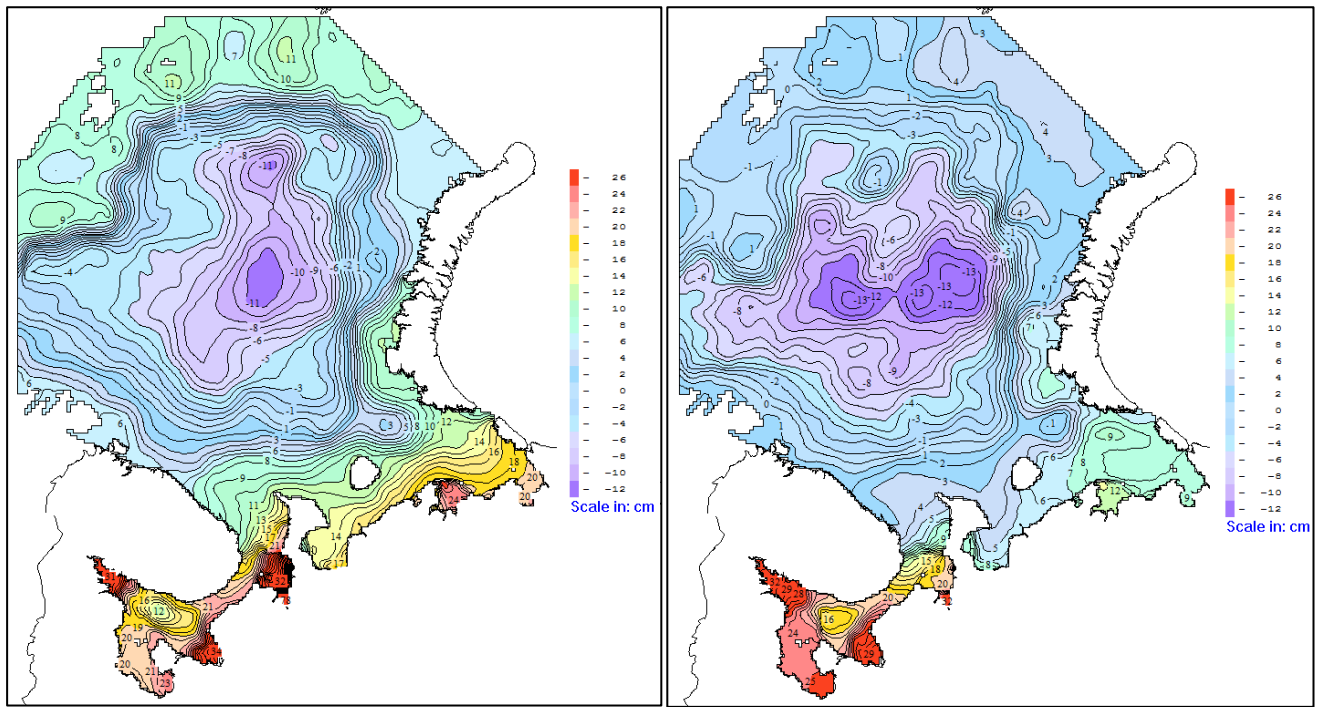
Среднемесячные значения уровня моря, полученные в течение большого промежутка времени (десятки лет) сами по себе являются важными характеристиками гидрометеорологического режима моря, описывающими сезонную и межгодовую изменчивость среднего уровня моря. Кроме того, средние значения уровня моря часто принимаются за отсчетную поверхность при определении экстремальных характеристик уровня моря. Наличие расчетных полей среднего уровня моря позволяет уточнить экстремальные оценки уровня моря в различных пунктах строительства морских сооружений, что имеет важное практическое значение для проектировщиков [Тихонова и др., 1999, 2001, 2003]. Кроме того, расчетные значения среднего уровня моря предлагается использовать для гидродинамического нивелирования уровенных постов [Тихонова и др., 2003].

Для расчета среднемесячных значений уровня использовались ежечасные поля уровня в течение 20 лет (1968-1987 годы). Расчетные карты суммарных среднемесячных полей уровня моря в сентябре и апреле приведены на рис. 3.28а, б. В центральной части Баренцева моря уровень понижается до -11 см в сентябре и до -13 см в апреле. В юго-восточной части Баренцева моря уровень повышается до 24 см в сентябре и до 12 см в апреле, в Чешской губе до 17 см в сентябре и до 8 см в апреле. В Мезенском заливе достигает 78 см в сентябре и 32 см в апреле.

В южной части Белого моря в сентябре уровень примерно на 20 см выше нуля, а в апреле на 24 см. В сентябре понижение уровня в центре Белого моря до 12 см, а в апреле до 16 см. В основной части Белого моря уровень в среднем выше в апреле, чем в сентябре, а в юго-восточной части Баренцева моря и в Мезенском заливе, наоборот, уровень моря в сентябре выше, чем в апреле. Градиенты уровня в сентябре больше, чем в апреле, как в юго-восточной части Баренцева моря, так и в Белом море.

Средний суммарный уровень моря формируется под действием градиентов температуры и солености, атмосферного воздействия и остаточной приливной циркуляции. В центральной глубоководной части моря определяющую роль играют градиенты температуры и солености, а пространственное распределение суммарного уровня моря похоже на распределение плотностного уровня (рис. 3.1д, е).

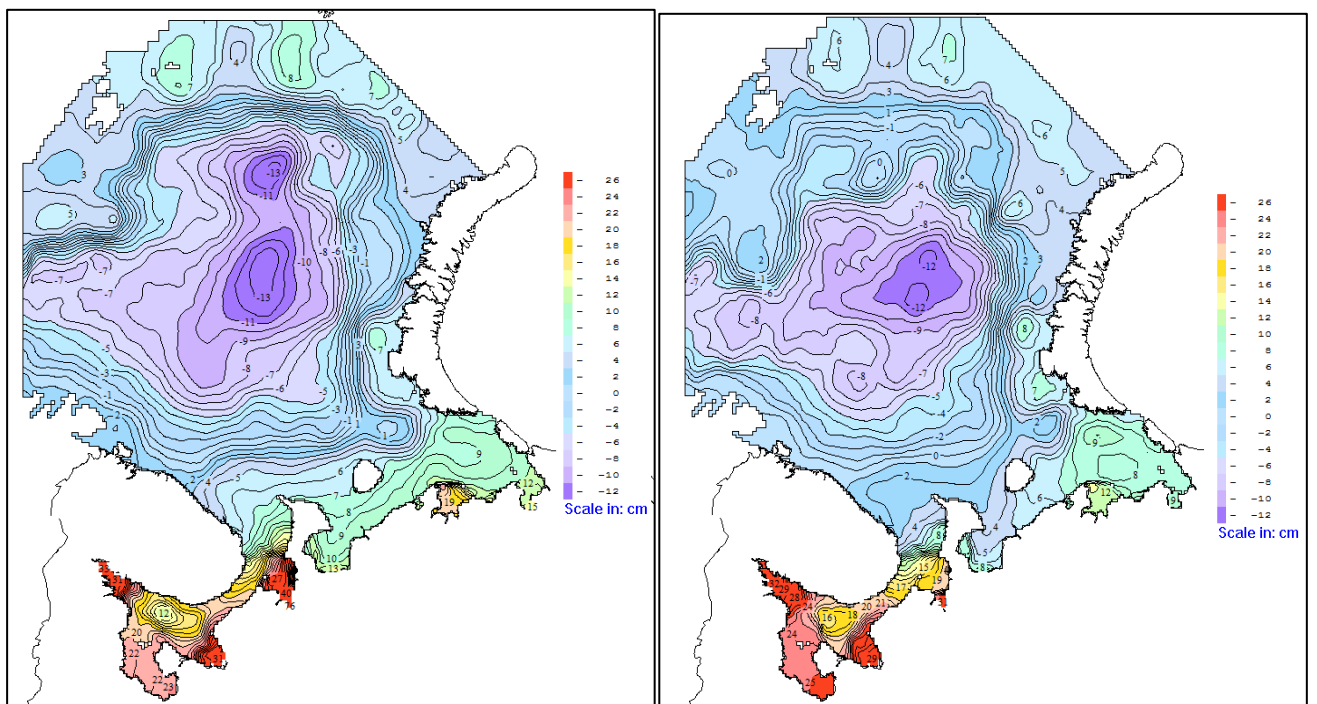
Повышение уровня моря в районах больших величин приливов, например, в Чешской губе и Мезенском заливе, в большой степени обусловлено остаточной приливной циркуляцией [Popov, Safronov, et al. 2000]. В Белом море уровень в целом выше, чем в Баренцевом море, что, по-видимому, является проявлением "приливной накачки" [Зырянов, Лейбо, 1985], а Белое море можно рассматривать, как узкий залив Баренцева моря. На рис. 3.29а представлен среднемесячный уровень в сентябре, полученный без учета атмосферного воздействия.



a)

б)

Рис. 3.28. Среднемесячный суммарный уровень моря, средний за период 20 лет (1968-1987): а) в сентябре, б) в апреле.



a)

б)

Рис. 3.29. Среднемесячный приливной и плотностной уровень моря, средний за период 20 лет (1968-1987): а) в сентябре, б) в апреле.

В сентябре в Мезенском заливе средний уровень моря без учета атмосферного воздействия достигает 76 см, что очень близко к 78 см с учетом ветра и давления. В сентябре, в юго-восточной части Баренцева моря среднемесячный уровень с учетом атмосферного воздействия примерно на 5 см выше. В апреле, среднемесячный уровень моря с учетом и без учета атмосферного воздействия (рис. 3.29б) практически совпадают в Белом море и юго-восточной части Баренцева моря, которые покрыты льдом. Влияние ветра на средний уровень моря очень мало и заметно только в свободной ото льда центральной части моря.

Если в Мезенском заливе вычесть значение плотностного уровня 7 см в апреле и 13 см в сентябре (рис. 3.1д,е) из среднего приливного и плотностного уровня (рис. 3.29а,б), то значения остаточного приливного уровня моря составят 63 см в сентябре и 24 см в апреле подо льдом.

Среднемесячные скорости суммарных течений в сентябре и апреле представлены на рис. 3.30а, б. В апреле выделяется зона высоких скоростей течений в свободной ото льда центральной части Баренцева моря. Общая картина течений в сентябре соответствует рассчитанной схеме постоянных течений в навигационном слое для безледного периода [Гидрометеорология. Том 1. Баренцево море, 1990].

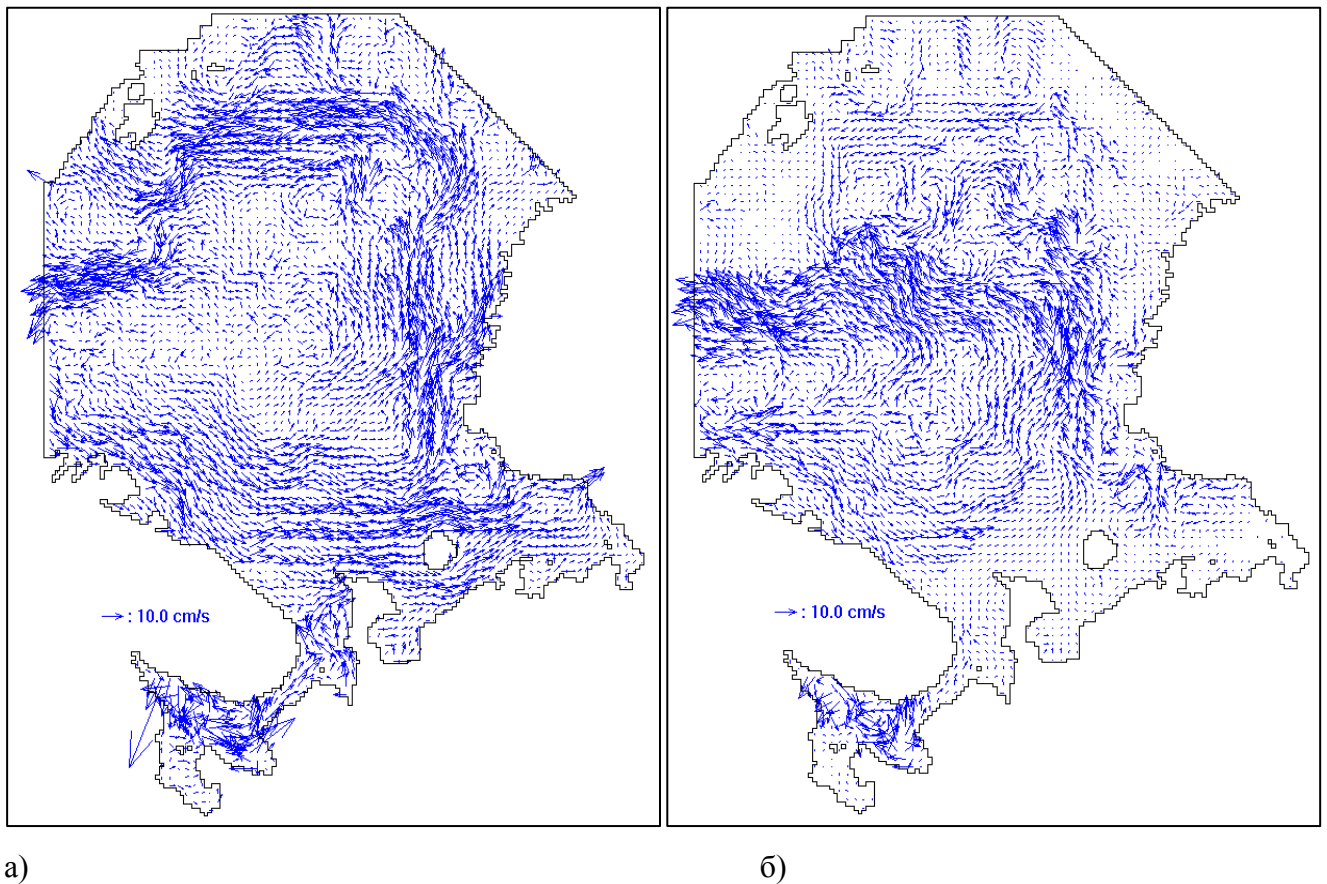


Рис. 3.30. Среднемесячная скорость течений на поверхности, средняя за период 20 лет (1968-1987): а) в сентябре, б) в апреле.

3.7. Краткосрочный прогноз уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях

В основу технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Баренцевом и Белом морях положена трехмерная гидродинамическая модель со свободной поверхностью. Расчетная область охватывает Баренцево и Белое море с шагом 5 морских миль (9260 метров) на сетке 156*201 узлов и имеет 20 расчетных горизонтов по вертикали. Условие свободной поверхности позволяет описывать распространение длинных гравитационных волн в горизонтальной плоскости. Модель численно реализована на сетке “С” по пространству, используется явная схема по времени, за исключением неявного описания вертикального турбулентного обмена. Шаг по времени равен 90 с, что связано с ограничением Куранта при явном описании процесса распространения поверхностных гравитационных волн.

Входные данные. В качестве исходной информации для расчета граничных условий на поверхности моря (касательного напряжения ветра) использованы поля приземного давления с дискретностью 6 часов, полученные из региональной атмосферной модели ФГБУ «Гидрометцентр России» [Лосев, 2000]. Сопоставление полей давления с реальными штормами [Гидрометеорология Том 1. Баренцево море, 1990] показало их хорошее согласие.

Технология расчета прогнозов. Оперативная технология расчета полей ветра, уровня моря и скорости течений реализована и функционирует в ФГБУ «Гидрометцентр России» с 2009 года. Прогнозы рассчитываются в два этапа, последовательно используя атмосферную модель и гидродинамическую модель Баренцева и Белого морей.

На первом этапе выполняется прогноз атмосферного давления на основе региональной 30 уровневой модели атмосферы с шагом по пространству 75 км. Модель обеспечивает прогноз приземного давления с заблаговременностью 48 часов. Прогноз обновляется через 12 часов.

На втором этапе рассчитанные по полям атмосферного давления поля ветра служат исходной информацией для расчета граничных условий на поверхности моря. Прогнозы уровня и течений выполняются с заблаговременностью 48 часов, с обновлением результатов каждые 12 часов. Результаты прогнозов записываются в базу данных (с дискретностью 1 час) и сохраняются в течение 5 суток с постоянным обновлением.

После того, как расчет по атмосферной модели окончен, начинается расчет по морской модели. Морская модель стартует с предыдущего срока, который на 12 часов отстает от срока текущего поступившего прогноза давления по атмосферной модели. Поля давления за предшествующие 12 часов, необходимые для модели моря, берутся из предыдущего прогноза по атмосферной модели (в предыдущем прогнозе это поля с заблаговременностью 0 и 6 часов), а остальные девять полей давления - из текущего прогноза по атмосферной модели. По морской модели расчеты прогнозов ведутся всего 60 часов, но в базу данных записываются только 49

полей, первое поле соответствует заблаговременности 0 часов, а последнее - заблаговременности 48 часов текущего атмосферного прогноза.

Диагностические и прогностические расчеты. В соответствии с [РД 52.27.759–2011. Наставление по службе прогнозов, 2011] испытания метода прогноза проводятся в два этапа:

1. Диагностические расчеты по полям ветра и давления.
2. Расчеты по прогностическим полям ветра и давления.

Для верификации диагностических расчетов использованы данные наблюдений за уровнем моря, представленные в [Научно технический отчет по теме, 2009]. Эта работа выполнена ФГБУ «Гидрометцентр России» по договору с ООО «Питер Газ» в 2009 году. Наблюдения проведены в юго-западной части Баренцева моря в летне-осенний период 2006 года (рис. 3.31) измерителями уровня моря RCM-9 (производство «AADI», Норвегия). Наблюдения проводились с дискретностью 10 минут и осреднением 10 минут, для корректного сопоставления данные модели также были осреднены за каждые 10 минут.

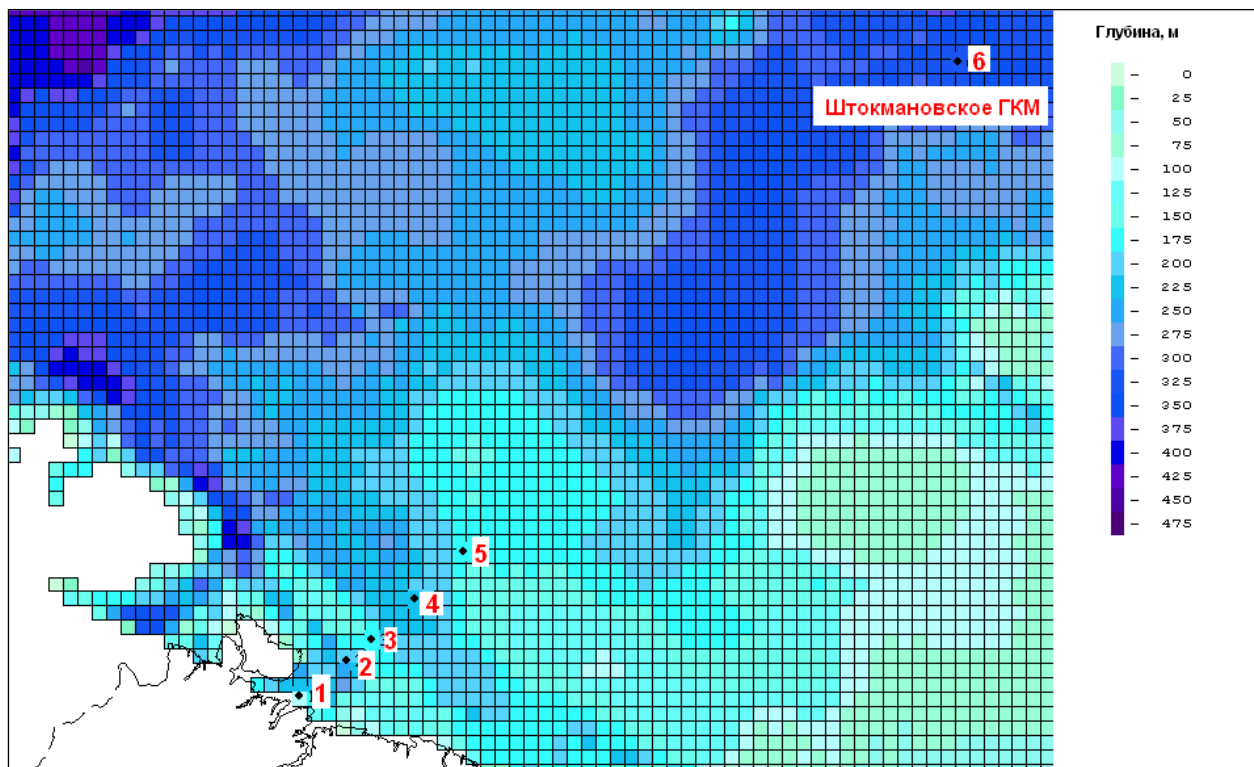


Рис. 3.31. Расположение точек наблюдений в юго-западной (точки №№ 1-5) и центральной части Баренцева моря (точка № 6).

Оценка точности как диагностических, так и прогностических расчетов, выполнена по критериям, изложенным в главе 7 [РД 52.27.759–2011. Наставление по службе прогнозов, 2011]. Отметим, что в настоящее время отсутствует методика оценки точности расчета уровня в приливных морях, поэтому дополнительным критерием был процент случаев, когда ошибки расчетов не превышают 10, 20 и 30 см.

Для летне-осеннего периода 2006 года для каждой из 6 точек выполнены опытные прогнозы уровня моря. Для каждой точки составлено от 33 до 125 прогнозов - количество прогнозов зависит от продолжительности серий наблюдений за уровнем моря, которые использованы для оценки точности прогнозов. Результаты диагностических и прогностических расчетов представлены на рис. 3.32-3.37 и в табл. 3.6-3.12.

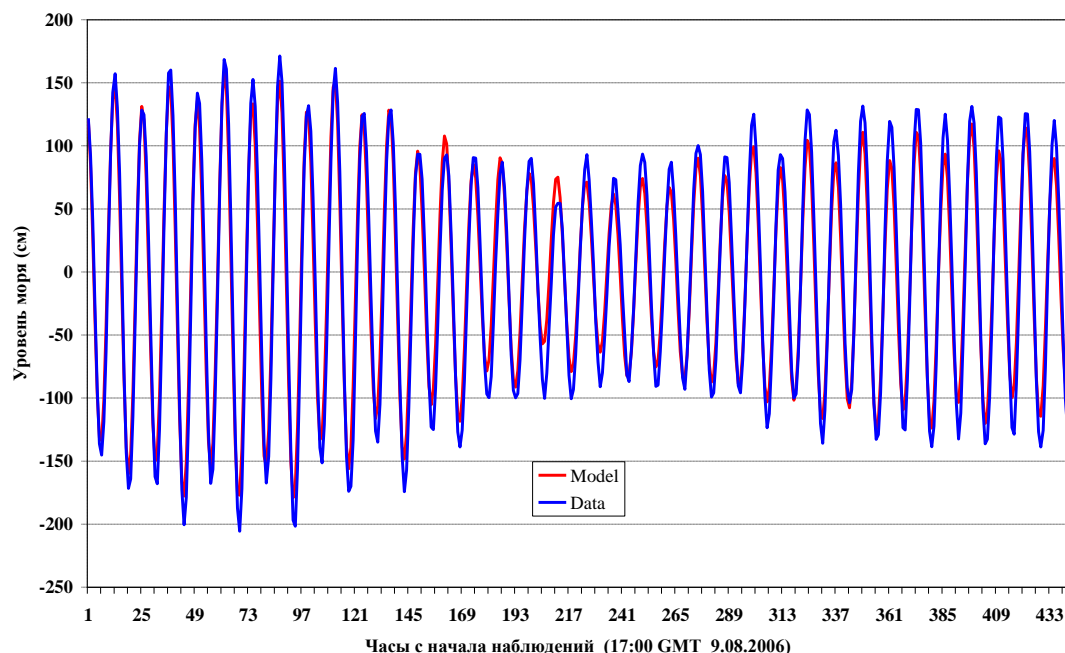


Рис. 3.32. Результаты диагностических расчетов уровня моря в точке № 1. Показаны только первые 18 суток наблюдений и расчета.

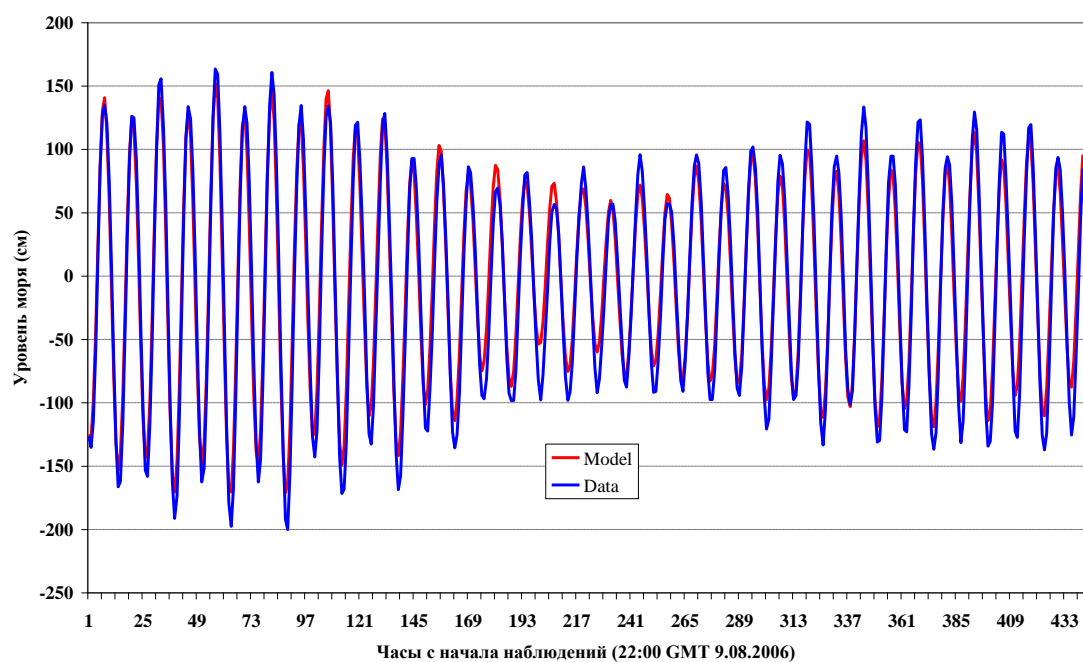


Рис. 3.33. Результаты диагностических расчетов уровня моря в точке № 2. Показаны только первые 18 суток наблюдений и расчета.

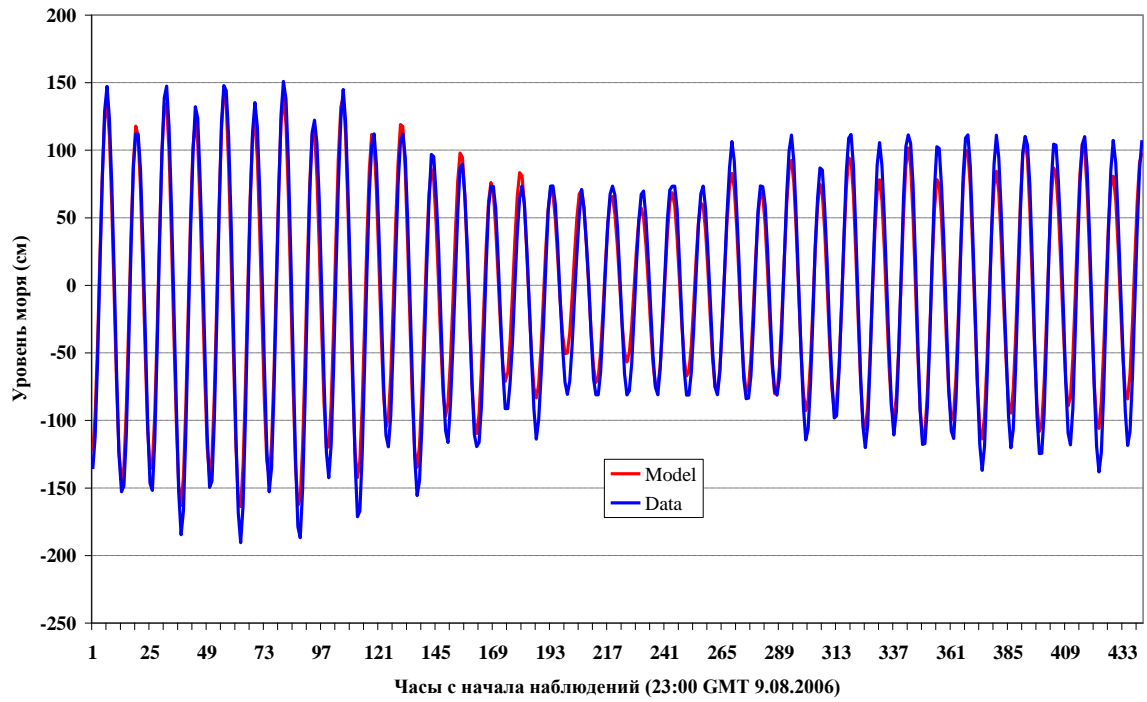


Рис. 3.34. Результаты диагностических расчетов уровня моря в точке № 3. Показаны только первые 18 суток наблюдений и расчета.

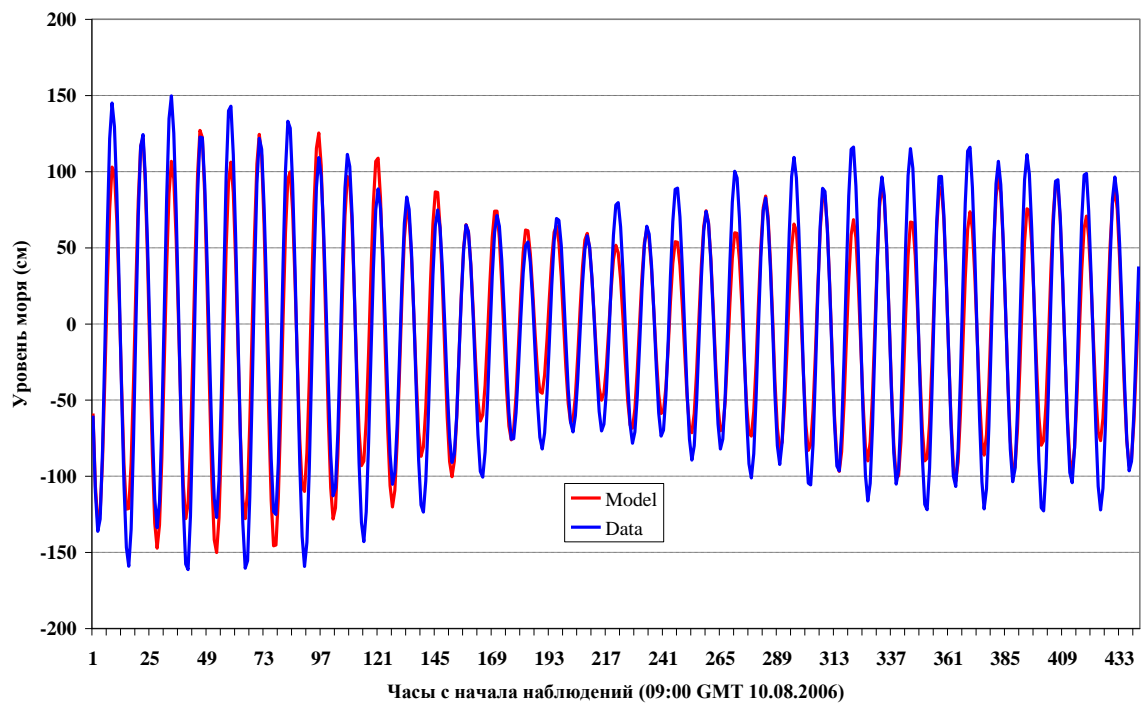


Рис. 3.35. Результаты диагностических расчетов уровня моря в точке № 4. Показаны только первые 18 суток наблюдений и расчета.

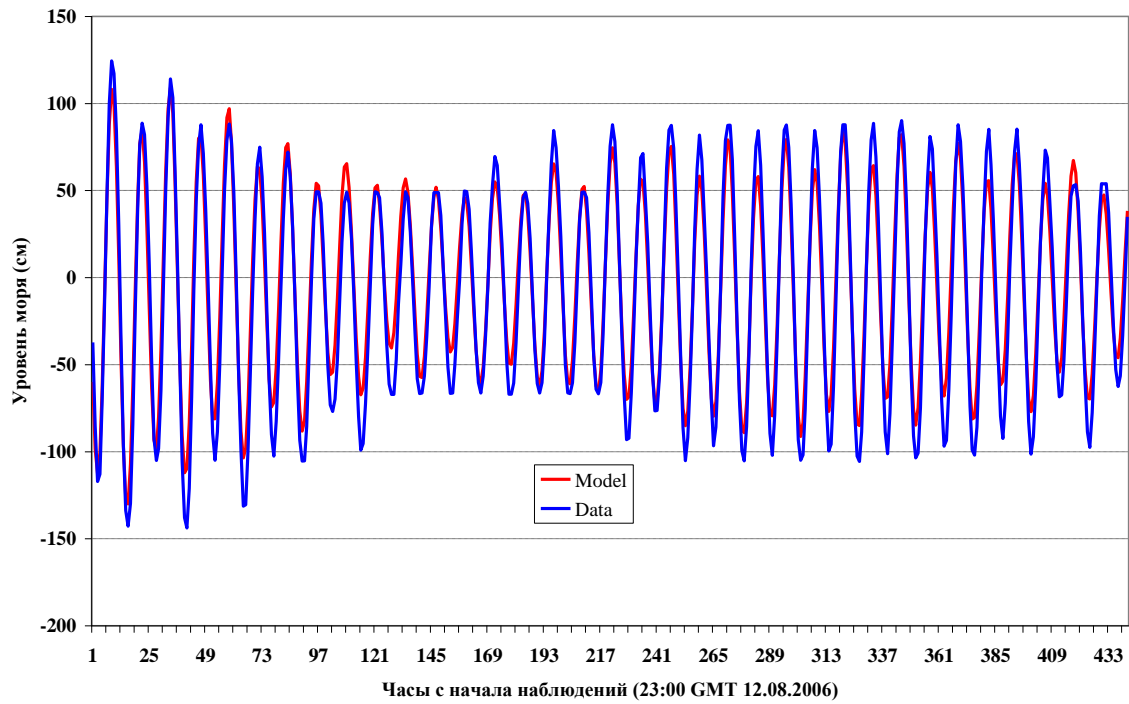


Рис. 3.36. Результаты диагностических расчетов уровня моря в точке № 5. Показаны только первые 18 суток наблюдений и расчета.

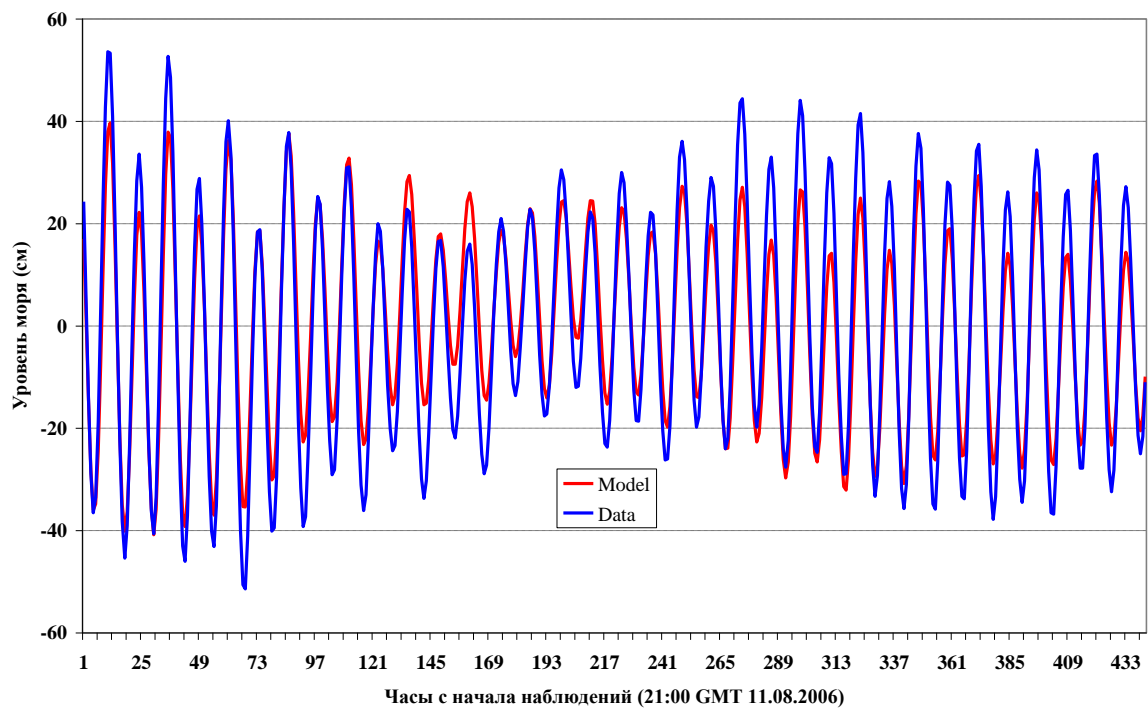


Рис. 3.37. Результаты диагностических расчетов уровня моря в точке № 6. Показаны только первые 18 суток наблюдений и расчета.

Таблица 3.6.

Оценка точности **диагностических** и **прогностических** расчетов **уровня моря**

Расчет	Max(cm)	Min(cm)	СКО	Max(cm)	Min(cm)	СКО(см)	Оценка точности расчетов							Rкор
	Данные наблюдений			Результаты расчетов			Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
Точка № 1														
Диагноз	208,5	-225,4	89,1	183,3	-179,1	79,6	15,0	3,6	18,3	20,6	40,5	69,6	89,1	0,983
Прогноз				176,1	-188,7	76,2	16,3	6,1	19,7	23,1	36,3	66,2	86,1	0,981
Точка № 2														
Диагноз	183,2	222,9	85,5	177,4	-171,1	76,9	14,4	3,5	18,0	21,0	42,2	71,9	90,1	0,981
Прогноз				173,0	-180,9	74,1	15,6	6,0	19,0	23,0	38,2	68,4	87,7	0,980
Точка № 3														
Диагноз	193,2	-204,4	81,5	169,9	-163,9	73,2	13,9	3,5	17,3	21,2	42,9	73,7	91,7	0,981
Прогноз				165,4	-172,3	70,6	15,3	6,2	18,6	23,7	38,7	69,1	88,6	0,978
Точка № 4														
Диагноз	166,7	-183,5	73,1	153,2	-150,1	63,9	16,7	4,8	21,1	28,9	38,2	66,1	83,3	0,961
Прогноз				146,2	-150,7	61,8	16,9	7,3	21,1	29,0	39,3	66,7	82,1	0,966
Точка № 5														
Диагноз	146,3	-184,8	64,5	134,6	-132,1	56,4	12,1	3,6	15,1	23,5	48,4	80,0	95,5	0,978
Прогноз				132,6	-134,5	53,8	14,1	7,2	17,3	27,8	42,4	73,3	91,4	0,970
Точка № 6														
Диагноз	60,5	-51,1	23,2	39,7	-40,8	18,4	6,6	5,9	8,1	34,9	78,0	100,0	100,0	0,950
Прогноз				44,1	-39,6	17,6	6,6	8,6	7,7	34,3	78,2	99,8	100,0	0,959

Обозначения:

Max, Min соответственно максимальное, минимальное значения уровня, СКО – среднеквадратическое отклонение уровня по данным наблюдений (см); Max, Min СКО по данным расчетов

Ао – абсолютная ошибка расчетов (см);

От% - относительная ошибка расчетов = $Ao / (Max - Min)$ данных наблюдений;

СКО ошибка – среднеквадратическая ошибка расчетов (см);

СКО% – отношение (в %) среднеквадратической ошибки расчетов к СКО наблюдений;

<10см, <20 см, <30 см – средняя по всем заблаговременностям оправдываемость (процент оправдавшихся прогнозов от общего числа прогнозов) при ошибках расчетов, не выходящих за пределы 10 см, 20 см и 30 см соответственно;

Rкор – коэффициент корреляции между данными наблюдений и моделирования.

Таблица 3.7.

Результаты оценки прогностических расчетов уровня моря с заблаговременностью
0-48 часов для точки № 1. 119 прогнозов.

Забл. (часы)	Набл.	Прогноз	Оценка точности расчетов				Число прогнозов с ошибкой менее:			Rкор
	СКО (см)	СКО (см)	Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
0	99,1	85,0	16,9	5,2	21,5	21,7	46	73	99	0,984
6	91,7	82,3	13,3	4,5	17,1	18,6	57	94	104	0,987
12	100,2	85,8	16,9	5,1	21,4	21,3	47	76	100	0,985
18	92,2	82,5	13,0	4,5	16,6	18,1	58	92	107	0,988
24	100,1	86,0	16,7	5,1	21,1	21,1	43	74	100	0,986
30	92,8	82,8	13,0	4,5	16,7	18,0	60	94	107	0,988
36	100,6	86,9	16,8	5,1	21,0	20,9	45	76	101	0,986
42	92,9	82,6	13,4	4,6	17,4	18,7	62	90	106	0,987
48	99,8	78,6	21,2	6,5	26,4	26,4	46	73	99	0,984

Обозначения аналогичны табл. 3.6

Таблица 3.8.

Результаты оценки прогностических расчетов уровня моря с заблаговременностью
0-48 часов для точки № 2. 125 прогнозов.

Забл. (часы)	Набл.	Прогноз	Оценка точности расчетов				Число прогнозов с ошибкой менее:			Rкор
	СКО (см)	СКО (см)	Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
0	100,9	85,5	16,8	5,1	21,8	21,6	53	80	102	0,986
6	92,5	83,1	13,2	4,9	16,7	18,0	56	94	114	0,988
12	100,4	85,7	16,1	4,9	20,7	20,6	54	83	104	0,988
18	92,2	82,3	12,9	4,9	16,2	17,6	62	92	116	0,989
24	99,2	85,4	15,9	4,8	20,3	20,4	53	84	106	0,987
30	91,7	81,4	13,1	5,0	16,4	17,9	60	95	117	0,989
36	98,4	85,1	15,9	4,8	19,9	20,2	49	82	108	0,987
42	90,8	80,2	13,8	5,3	17,1	18,9	53	92	113	0,987
48	96,3	76,1	20,3	6,2	25,0	26,0	36	72	95	0,985

Обозначения аналогичны табл. 3.6.

Таблица 3.9.

Результаты оценки прогностических расчетов уровня моря с заблаговременностью
0-48 часов для точки № 3. 125 прогнозов.

Забл. (часы)	Набл.	Прогноз	Оценка точности расчетов				Число прогнозов с ошибкой менее:			Rкор
	СКО (см)	СКО (см)	Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
0	96,4	81,4	19,0	6,5	22,5	23,3	36	69	103	0,982
6	86,5	79,2	14,0	5,2	17,4	20,1	51	93	115	0,982
12	96,1	81,6	18,3	6,2	21,6	22,5	31	72	105	0,983
18	86,4	78,4	14,0	5,3	17,3	20,0	55	89	116	0,983
24	95,0	81,3	17,9	6,1	21,3	22,4	34	75	105	0,983
30	86,1	77,5	14,3	5,3	17,8	20,7	51	92	114	0,982
36	93,9	81,0	17,2	5,9	20,7	22,1	39	78	104	0,983
42	85,3	76,4	14,8	5,4	18,6	21,8	51	92	110	0,980
48	92,0	72,3	21,1	7,2	25,3	27,5	29	67	93	0,981

Обозначения аналогичны табл. 3.6.

Таблица 3.10.

Результаты оценки прогностических расчетов уровня моря с заблаговременностью
0-48 часов для точки № 4. 97 прогнозов.

Забл. (часы)	Набл.	Прогноз	Оценка точности расчетов				Число прогнозов с ошибкой менее:			Rкор
	СКО (см)	СКО (см)	Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
0	85,4	72,0	18,6	7,2	23,4	27,4	34	58	78	0,970
6	80,4	69,8	15,3	6,4	20,0	24,9	41	70	82	0,974
12	84,9	71,2	18,2	7,0	23,0	27,1	34	59	80	0,972
18	79,3	68,9	15,0	6,4	19,6	24,7	41	72	83	0,975
24	83,4	70,8	17,8	6,8	22,5	27,0	34	60	80	0,971
30	78,3	67,4	15,2	6,6	19,5	24,9	42	71	83	0,975
36	82,4	69,8	17,9	6,8	22,4	27,2	31	60	80	0,970
42	76,8	66,4	15,5	6,8	19,4	25,3	38	69	85	0,973
48	80,6	62,2	20,2	7,7	25,7	31,8	30	56	79	0,968

Обозначения аналогичны табл. 3.6

Таблица 3.11.

Результаты оценки прогностических расчетов уровня моря с заблаговременностью
0-48 часов для точки № 5. 115 прогнозов.

Забл. (часы)	Набл.	Прогноз	Оценка точности расчетов				Число прогнозов с ошибкой менее:			Rкор
	СКО (см)	СКО (см)	Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
0	73,2	58,8	16,0	6,0	20,1	27,4	38	82	104	0,977
6	64,4	58,1	12,5	5,7	15,2	23,6	56	90	114	0,974
12	73,7	59,4	15,5	5,8	19,4	26,4	44	85	104	0,980
18	64,9	57,8	12,2	5,6	15,0	23,1	54	92	113	0,977
24	73,6	59,9	15,0	5,7	18,9	25,6	46	81	102	0,981
30	65,9	58,0	12,6	5,8	15,7	23,8	54	92	112	0,976
36	74,5	61,1	15,0	5,8	18,9	25,4	49	77	103	0,980
42	66,5	58,0	13,2	6,1	16,8	25,2	56	87	108	0,973
48	74,4	55,9	18,2	7,2	23,3	31,3	45	70	90	0,976

Обозначения аналогичны табл. 3.6.

Таблица 3.12.

Результаты оценки прогностических расчетов уровня моря с заблаговременностью
0-48 часов для точки № 6. 33 прогноза.

Забл. (часы)	Набл.	Прогноз	Оценка точности расчетов				Число прогнозов с ошибкой менее:			Rкор
	СКО (см)	СКО (см)	Ао	От%	СКО ошибка	СКО%	< 10 см	< 20 см	< 30 см	
0	22,8	17,3	6,7	10,6	7,5	33,0	30	33	33	0,966
6	25,1	18,1	8,1	10,4	9,9	39,5	20	32	33	0,946
12	22,8	17,0	6,9	10,8	7,8	34,1	26	33	33	0,966
18	23,0	16,7	6,8	9,8	8,3	36,1	24	33	33	0,961
24	23,1	17,4	6,6	10,2	7,7	33,5	24	33	33	0,965
30	22,3	16,0	6,6	9,6	7,7	34,6	26	33	33	0,972
36	23,1	17,7	6,8	10,4	8,3	35,9	24	33	33	0,951
42	21,4	15,5	6,6	9,3	7,6	35,4	28	33	33	0,967
48	23,5	16,1	8,8	12,8	10,8	45,9	20	32	33	0,919

Обозначения аналогичны табл. 3.6.

Для акватории Баренцева и Белого морей выполнены диагностические и прогностические расчеты уровня моря для летне-осеннего сезона 2006 года. Проведено сравнение диагностических и прогностических расчетов с наблюдениями в 6 точках, расположенных в открытой части акватории Баренцева моря. Качество как диагностических, так и прогностических расчетов достаточно высокое.

В таблице 3.6 представлена средняя по всем заблаговременностям от 0 до 48 часов оправдываемость прогнозов (процентное отношение числа оправдавшихся прогнозов к общему числу прогнозов). Прогноз для заданной заблаговременности считается оправдавшимся, если его ошибка не превышает заданной величины 10, 20, 30 см. Наименьшая оправдываемость прогнозов (средняя по всем заблаговременностям) достигается в точке №4 и составляет 82,1% при ошибке в прогнозе уровня моря меньше 30 см. В этой точке и самая большая абсолютная ошибка, равная 16,9 см. Наибольшая оправдываемость прогнозов достигается в точке №6, расположенной в центре моря и составляет 100% при ошибке в прогнозе уровня моря меньше 30 см (оправдываемость 99,8% при ошибке меньше 20 см). Изменчивость уровня моря (приливы) в точке №6 меньше, чем в остальных точках, расположенных ближе к берегу. В этой же точке и самая маленькая абсолютная ошибка, равная 6,6 см. Анализ относительной ошибки показывает, что, наоборот, в точке №6 она больше, чем в других точках и составляет 8,6% (для сравнения, в точке №4 равна 7,3%). Если судить о качестве прогнозов по относительной ошибке, то в точке №6, в центре моря, точность расчетов ниже, чем в прибрежных точках.

Для диагностического расчета оправдываемость рассчитывалась по временному ряду наблюдений и расчетов, длина ряда различается для разных точек и составляет около двух месяцев. Оправдываемость для диагноза определяется как процентное отношение членов временного ряда, где ошибка расчетов не превышает заданной величины 10, 20 30 см к общему числу членов временного ряда.

Следует отметить, что модель как в диагностических, так и прогностических расчетах занижает по сравнению с фактическими значениями максимальные и минимальные уровни моря. Максимальные уровни моря занижены в диагностических расчетах на 6-25 см, в прогностических расчетах на 10-32 см. Причем, только в точке №6 прогностические расчеты ближе к фактическим значениям, чем диагностические расчеты. Минимальные уровни моря занижены в диагностических расчетах на 10-53 см, в прогностических расчетах на 11.5-50 см. Причем, во всех точках, кроме точки №6, ближе к фактическим значениям прогностические расчеты по сравнению с диагностическими расчетами. Изменчивость уровня по данным наблюдений (СКО наблюдений) выше, чем по модели (СКО расчетов) для точки №1 на 9,5 см, для точки №6 на 4,8 см.

Процентное отношение среднеквадратической ошибки расчетов к СКО наблюдений (СКО%) показывает величину ошибки расчетов по сравнению с изменчивостью процесса. Для точки №1 это 20,6%. Для сравнения, в неприливых морях по [РД 52.27.759–2011. Наставление по службе прогнозов, 2011] за допустимую ошибку расчета принята величина $0,674\sigma$, то есть ошибка составляет 67,4% СКО, а наша ошибка всего 20,6% СКО. В приливых морях изменчивость уровня (СКО) очень велика по сравнению с неприливыми морями, поэтому допустимая ошибка как % от СКО становится очень большой, например, для точки №1 это 60 см. Все наши расчеты оправдываются на 100%, если принять критерий $0,674\sigma$. Поэтому для приливного Баренцева моря посчитана оправдываемость при фиксированных допустимых ошибках 10 см, 20 см, 30 см, не зависящих от изменчивости процесса.

Результаты оценки прогностических расчетов при различной заблаговременности прогнозов для 6 пунктов Баренцева моря приведены в табл. 3.7-3.12. Самая низкая оправдываемость прогнозов для заблаговременности 48 часов в точке №3, где оправдались 93 прогноза из 125 (74,4 %) при допустимой ошибке < 30 см. Самая высокая оправдываемость прогнозов в точке № 6, где оправдались 33 прогноза из 33 (100%) при допустимой ошибке < 30 см. Зависимость оправдываемости от времени заблаговременности прогноза носит циклический характер, что вызвано периодической ошибкой расчета приливных колебаний уровня моря. Очевидно, периодическая приливная компонента уровня моря доминирует над непериодической компонентой, вызванной ветром и неравномерным распределением температуры и солености. Заметное отклонение от цикличности и уменьшение оправдываемости происходит только при заблаговременности 48 часов, что можно объяснить значительным уменьшением точности расчета непериодической компоненты уровня моря.

Средняя по всем заблаговременностям оправдываемость прогнозов лежит в пределах 82-100% при допустимой ошибке < 30 см (табл. 3.6), что вполне соответствует нормативным требованиям.

На заседании Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и геологофизическим прогнозам Росгидромета от 24 апреля 2013 г принято решение:

- Метод краткосрочного прогноза уровня моря, скоростей течений и температуры воды (заблаговременностью до 48 часов) для Баренцева и Белого морей на основе трехмерной гидродинамической модели внедрить в оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» в качестве основного.

- Рекомендовать авторам продолжить работу по совершенствованию метода, используя мезомасштабные атмосферные модели высокого разрешения; расширить спектр выходной продукции; дополнительно привлечь данные наблюдений; исследовать роль атмосферного воздействия по сравнению с приливом.

3.8. Выводы

Для Баренцева и Белого морей разработана технология расчета уровня моря и скорости течений на основе трехмерной гидродинамической модели. При расчетах динамики вод в гидродинамической модели Баренцева и Белого морей учитываются поля скорости ветра, атмосферного давления, приливные движения, стратификация вод, батиметрия, включая топографию берегов, ледовые условия.

Успех моделирования суммарных движений в значительной степени определяется качеством приливного блока общей технологии. Чтобы убедиться в правильном воспроизведении прилива моделью, были сделаны предварительные расчеты, в которых восемь приливных волн рассчитывались по модели отдельно друг от друга, при этом для каждой волны на жидкой границе задавался уровень моря. По результатам расчетов построены котидальные карты и карты эллипсов приливных течений для каждой из восьми главных волн прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , Q_1 , P_1 для сентября и апреля. Верификация модели производилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 прибрежных уровневых постах Баренцева и Белого морей. Для Баренцева моря получено хорошее соответствие расчетов с наблюдениями, а в Белом море амплитуда волны M_2 по расчетам меньше, чем в наблюдениях. По-видимому, 5-мильное разрешение сетки достаточно для Баренцева моря, для Белого моря необходимо повысить разрешение расчетной сетки до 1-2 мили. При этом 5-ти мильная сетка и в Белом море качественно верно воспроизводит основные черты режима волны M_2 , в частности, амфидромические области.

В Баренцевом море рассмотрено влияние горизонтально-неподвижного льда на приливные гармоники. В предыдущих работах было обнаружено увеличение амплитуды колебаний гармоники M_2 в свободном ото льда районе Баренцева моря, перед кромкой льда в Белом море, но не под горизонтально-неподвижным льдом, где амплитуда колебаний была меньше. Сравнение гармоник M_2 и S_2 для сентября (минимум льда) и апреля (максимум льда) показало, что в Белом море, как и ожидалось, амплитуда колебаний уровня волн M_2 и S_2 меньше подо льдом в апреле, чем в сентябре. Новым результатом является то, что под горизонтально-неподвижным льдом, в районах полуострова Канин и п. Индига, амплитуда волны M_2 выше в апреле, чем в сентябре, когда льда нет. Под влиянием льда происходит перестроение картины колебаний уровня моря и смещение амфидромий, что приводит к росту амплитуды колебаний уровня

С увеличением амплитуды колебаний уровня связано увеличение скорости максимального приливного баротропного (среднего по глубине) течения подо льдом для гармоник M_2 и S_2 в некоторых районах. При этом, скорости подледного приливного течения всегда, во всех районах уменьшаются. Эпюра скорости течения при наличии льда

перестраивается таким образом, что максимальная скорость приливного течения с поверхностного горизонта смещается глубже и может превышать скорость в отсутствие льда. Путем численного моделирования установлено, что максимальная скорость средних по глубине баротропных приливных течений увеличивается в некоторых районах Баренцева моря даже подо льдом, что является новым результатом.

Были проведены расчеты суммарного уровня моря и записаны с шагом 1 час в течение 20 лет (1968-1987 годы) по данным метеорологического реанализа NCEP. Расчет приливного уровня был выполнен отдельно, также в течение 20 лет (1968-1987 годы) и записан с шагом 1 час. Нагонный уровень получен как разность суммарного и приливного уровня. Исследованы как экстремальные, так и средние характеристики уровня моря (суммарного, приливного и нагонного) и скорости течений для сентября и апреля. Наличие расчетных полей среднего уровня моря позволяет уточнить экстремальные оценки уровня моря в различных пунктах строительства морских сооружений, что имеет важное практическое значение для проектировщиков.

В оперативную практику ФГБУ «Гидрометцентр России» внедрена технология краткосрочного прогноза (на 48 часов) уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях. Для верификации этой технологии для акватории Баренцева и Белого морей выполнены диагностические и прогностические расчеты уровня моря для летне-осеннего сезона 2006 года. Проведено сравнение диагностических и прогностических расчетов с наблюдениями в 6 точках, расположенных в открытой части акватории Баренцева моря. Установлено, что качество как диагностических, так и прогностических расчетов достаточно высокое. Зависимость оправдываемости от времени заблаговременности прогноза носит циклический характер, что вызвано периодической ошибкой расчета приливных колебаний уровня моря. Очевидно, периодическая приливная компонента уровня моря доминирует над непериодической компонентой, вызванной ветром и неравномерным распределением температуры и солености. Заметное отклонение от цикличности и уменьшение оправдываемости происходит только при заблаговременности 48 часов, что можно объяснить значительным уменьшением точности расчета непериодической компоненты уровня моря. Средняя оправдываемость прогнозов лежит в пределах 82-100% при допустимой ошибке < 30 см, что вполне соответствует нормативным требованиям.

Глава 4. Моделирование и прогноз скорости течений и уровня в Балтийском море и Финском заливе

4.1. Моделирование наводнений в Санкт-Петербурге

В летописи Санкт-Петербурга отмечено 308 наводнений, из них три наводнения были катастрофическими, когда уровень воды дельте Невы поднимался на 3 м выше ординара. 10 сентября 1777 г. вода поднялась на 321 см, что привело к разрушениям и жертвам. После этого наводнения были построены гранитные набережные для защиты береговой линии. В то время считалось, что главной причиной наводнения является река Нева. Выход из положения видели в отводе ее вод, для чего были построены многочисленные каналы. 7 ноября 1824 года случилось самое бедственное наводнение, уровень воды в Неве поднялся на 421 см выше ординара. После этого французский инженер Базен впервые определил, что причиной наводнений является море и предложил построить дамбу в Финском заливе. Во время наводнения 23 сентября 1924 г. вода в Неве поднялась на 380 см выше ординара, начались проектные работы по защите Ленинграда от наводнений.

После четвертого по силе наводнения (293 см) 15 октября 1955 г. работа над проектом защиты не затихала вплоть до начала строительства. Эту дату можно считать датой начала прогнозирования наводнений в Петербурге, поскольку впервые подъем воды был предсказан Гидрометеослужбой за 7 часов до начала наводнения и определена высота подъема воды с точностью 30 см.

В августе 1979 г. начались работы по строительству комплекса защитных сооружений (КЗС) Санкт-Петербурга от наводнений именно в том месте, где указал Базен. Официальное завершение строительства и открытия КЗС Санкт-Петербурга от наводнений состоялось 12 августа 2011 г. Вода из Финского залива поступает через два судопропускных и шесть водопропускных сооружений дамбы, которая находится на расстоянии примерно 25 км от Санкт-Петербурга. Впервые после ввода в строй КЗС работал во время наводнения 28 ноября 2011 г., что позволило предотвратить 309-е по счету наводнение.

Первые численные модели расчета наводнений были двумерными, основанными на системе уравнений мелкой воды, позволяющей описывать распространение поверхностных длинных гравитационных волн [Вольцингер, Пяковский, 1977]. Двумерная гидродинамическая модель была разработана в ААНИИ для расчетов движения воды и льда на акватории Финского залива, она построена в рамках теории мелкой воды и адаптирована к условиям Балтийского моря [Дворкин, Ашик, 2000].

В работе [Куликов, Файн, 2008] для моделирования колебаний уровня в Балтийском море использовалась двухмерная версия модели РОМ. На поверхности задавалось однородное по

пространству и случайное по времени поле ветра и рассчитывались собственные колебания уровня Балтийского моря. Рассчитанные спектры отклика уровня моря на хаотичное воздействие ветра имеют ярко выраженный пик с периодом 27-29 часов в Санкт-Петербурге, расположенном в вершине фундаментальной одноузловой сейши Балтийского моря.

Взаимный спектральный анализ между рядами наблюдений за уровнем и изменениями атмосферного давления и ветра показал доминирующую роль зональной составляющей ветра в формировании сгонно–нагонных явлений в Финском заливе [Куликов, Медведев, 2013].

В работе [Куликов и др., 2015] по реанализу давления и ветра NCEP/NCAR с шагом 2,5 градуса по пространству и 6 часов по времени по двухмерной версии POM рассчитан уровень Балтийского моря с 1992 по 2000 год на сетке с горизонтальным разрешением 2 минуты. В Финском заливе доля ветрового воздействия на уровень моря составляет 75-80%, подтверждена основная роль зональной составляющей ветра.

С конца 1990-х гг. в связи с развитием вычислительных возможностей стали проводиться расчеты течений Балтийского моря с помощью трехмерных моделей, которые воспроизводят профиль скорости течения по вертикали и придонную циркуляцию. В работе [Куликов и др., 2015] были проведены расчеты в течение 1999 года по трехмерной модели ROMS и получено, что фоновая изменчивость уровня воспроизводится моделью, однако при моделировании штормовых нагонов, когда резко усиливаются собственные колебания уровня в Финском заливе, последующее затухание сейшевых волн происходит медленнее, чем по данным наблюдений.

С декабря 1999 года в Санкт-Петербургском центре по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды работает система прогноза уровня воды в Петербурге, основанная на двухмерной модели Балтийского моря BSM5. В работе [Аверкиев, Клеванный, 2007] по этой модели был рассчитан оперативный прогноз наводнения 9 января 2005 года с использованием прогностических данных атмосферной модели HIRLAM. По прогнозу уровень воды в Санкт-Петербурге был значительно завышен, что было связано с ошибкой в траектории движения циклона по модели HIRLAM. Если бы траектория циклона проходила с запада на восток севернее на 100 км его фактической траектории, то произошло бы катастрофическое наводнение, которое и было получено в оперативном прогнозе. Было исследовано движение идеализированных круговых циклонов [Аверкиев, Клеванный, 2007] по различным направлениям и установлено, что особо опасные подъемы уровня в Санкт-Петербурге происходят, когда циклоны движутся с запада на восток и с юго-запада на северо-восток, а при движении циклона на юго-восток высота нагона значительно меньше. В работе [Аверкиев, Клеванный, 2009] в поле давления в идеализированном экстремальном круговом циклоне из работы [Аверкиев, Клеванный, 2007] была внесена поправка для учета холодного фронта и учета стадий углубления и заполнения циклона. Когда циклон с наиболее опасными параметрами движется по наиболее опасной

траектории на восток-северо-восток с азимутом 88,2 градуса, происходит максимальный подъем воды в Кронштадте до 474 см, а в Санкт-Петербурге (Горный) до 558 см [Аверкиев, Клеванный, 2009] относительно нуля Кронштадтского футштока.

В настоящее время в системе предупреждения угрозы наводнений (СПУН) КЗС г. Санкт-Петербурга от наводнений в качестве основной используется модель BSM2010 [Клеванный и др., 2015]. Модель основана на системе уравнений мелкой воды, основной особенностью модели является переход к гранично-зависимым криволинейным координатам, что позволяет повысить точность решения задач в областях сложной формы и с резкими изменениями рельефа дна по сравнению с решением задач на прямоугольных сетках. Для Балтийского моря используются криволинейные гранично-зависимые координаты с шагом сетки от 19 км в открытом море до 110 м в отверстиях КЗС [Клеванный К.А., 2009].

В работе [Клеванный и др., 2015] представлены результаты расчетов по модели BSM2010 трех штормовых нагонов, которые произошли в октябре-декабре 2013 г. Расчеты выполнены для трех сценариев: при открытом КЗС, при закрытии и открытии КЗС по фактическим событиям, с расчетом по модели времени закрытия и открытия КЗС. В модели BSM2010 каждое сооружение закрывается и открывается мгновенно, а фактически этот процесс может происходить в течение нескольких часов.

В 2014 году в систему предупреждения угрозы наводнений в Санкт-Петербурге была включена дополнительная модель расчета уровня воды с учетом работающей дамбы BALT_P [Попов, Лобов, 2017]. Результаты расчетов трех наводнений 28 ноября 2011, 26-28 декабря 2011 г., 29 октября 2013 г. по модели BALT_P представлены в работе [Попов, Лобов, 2017]. Расчет Балтийского моря выполнен на 2 мильной расчетной сетке, а верхняя часть Финского залива с КЗС на сетке с разрешением 90 м. Каждые из восьми водопропускных сооружений дамбы закрываются в заданное время не мгновенно, а в течение промежутка времени, открытие ворот также происходит постепенно.

В работах Санкт-Петербургского отделения Государственного океанографического института (СпбоГОИН) была реализована модель INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model) для акватории Балтийского моря. С ее использованием были проведены исследования воспроизведения колебаний уровня моря по всему побережью Балтийского моря в зависимости от различных условий [Захарчук и др., 2016, Zakharchuk..., 2017]. В этих работах исследовался вклад бароклинной составляющей в пространственно-временную изменчивость колебаний уровня Балтийского моря. Было показано, что он значителен на масштабах сезонной и мезомасштабной изменчивости и существенно меньше в синоптическом масштабе.

В работе [Попов и др., 2018] представлены результаты численного моделирования трех наводнений в Санкт-Петербурге по модели BALT_P на 2 мильной расчетной сетке. По сравнению

с работой [Попов, Лобов, 2017] жидкая граница Балтийского моря была отодвинута на запад и задана в Датских проливах. В узких проливах на жидкой границе использовалось условие непротекания. Водообмен через проливы влияет лишь на долгопериодные (больше 20 суток) вариации уровня, поэтому для расчета штормовых нагонов Балтийское море можно считать замкнутым бассейном [Куликов и др., 2015].

Основной целью работы [Попов и др., 2018] являлось исследование причины возникновения второго максимума уровня моря во время наводнений в Санкт-Петербурге. При этом основные расчеты были проведены с помощью модели BALT_P. Для проведения вспомогательных расчетов была привлечена модель INMOM. Это связано с тем, что в модели BALT_P не рассчитывается термохалинное состояние Балтийского моря. Поэтому для оценки влияния термохалинного фактора на экстремальные изменения уровня моря были привлечены и расчеты по физически более полной модели INMOM, в которой прогностическими переменными наряду со скоростями течений и уровнем моря являются также температура и соленость. Учет изменчивости термохалинных полей является полезным для оценки вклада бароклинной циркуляции в формирование уровня Балтийского моря. Кроме того, мультимодельный подход является более объективным при изучении физических процессов, т.к. в этом случае можно контролировать ошибки, свойственные каждой отдельной модели и анализ результатов дает более полное понимание вклада различных процессов в динамику моря.

В работе [Косухин., 2013] было установлено, что использование ансамблевого прогноза с использованием двух морских моделей уровня и течений (BSM2010 и BALT-P) и двух источников атмосферных прогнозов (GFS, HIRLAM) позволяет в среднем на 25% снизить ошибку прогноза уровня воды в Санкт-Петербурге.

4.2. Трехмерная гидродинамическая модель BALT-P для расчета уровня и течений в Балтийском море

В предыдущих главах была описано применение трехмерной бароклинной модели для расчета уровня и течений в Каспийском и Баренцевом морях. Специально для Балтийского моря была разработана модификация модели, названная BALT-P, сфокусированная на расчете колебаний уровня моря с высоким разрешением в Невской губе Финского залива. Модель основана на той же системе уравнений геофизической гидродинамики со свободной поверхностью в приближении гидростатики и Буссинеска в прямоугольной системе координат. (1.1-1.7). Начало координат совпадает с невозмущенной поверхностью моря. Ось z направлена вертикально вверх, оси x и y направлены соответственно на восток и север.

Движение в море вызывается заданными на поверхности моря градиентами атмосферного давления и касательным напряжением трения ветра, которое зависит от скорости ветра. Зависимость эта квадратичная с коэффициентом сопротивления, который также зависит от скорости ветра. В модели BALT-P используется коэффициент сопротивления, взятый из работы [Holthuijsen et al, 2012]. Градиенты давления на уровне моря задаются в правой части уравнений движения модели.

Исходные ежечасные поля ветра и давления интерполируются по пространству с сетки атмосферной модели HIRLAM на модельную 2 мильную и 90 метровую сетки. Ежечасные поля ветра и давления уже на модельных сетках линейно интерполируются по времени, чтобы получить поля на каждом модельном шаге по времени. Шаг по времени для 2 мильной сетки 40 сек., для 90 метровой сетки 5 сек.

Для перехода к конечно-разностному представлению задана прямоугольная сетка и вся область разбита на ячейки. Боковая граница совпадает с вертикальной плоскостью, проходящей через ячейки сетки. Верхняя граница ячеек сетки изменяется во времени, а нижняя зафиксирована и определяется рельефом дна. Шаг сетки по вертикали переменный. Число горизонтов определяется глубиной и изменяется по акватории от единицы (в этом случае верхняя и нижняя ячейки совпадают) до 14 - максимального числа горизонтов модели.

Для аппроксимации по пространству применяется интегро-интерполяционный метод, [Самарский, 1983]. Этот метод, называемый также методом баланса используется для получения консервативных однородных разностных схем. Исходные уравнения проинтегрированы по ячейкам, непрерывные функции заменены на их дискретные аналоги, а потоки через поперечные грани ячеек аппроксимированы соответствующими конечно-разностными выражениями. Пространственная аппроксимация аналогична аппроксимации в модели Северного моря [Backhaus, 1985]. По горизонтальным переменным используется сетка C по терминологии Аракавы. По времени используется явная схема со сдвигом, когда скорости течений определяются на четном, а уровень на нечетном шаге по времени, за исключением неявной аппроксимации процесса вертикального турбулентного обмена.

В модели BALT-P используется переменная по пространству толщина придонной ячейки. В отличие от многих глобальных моделей циркуляции, где рельеф дна задан с точностью до глубины расчетного горизонта, в данной модели толщина придонного слоя изменяется по пространству и зависит от точного значения глубины места. Переменная толщина придонной ячейки позволяет правильно описывать рельеф дна, от которого, в свою очередь зависит скорость движения нагонной волны. Скорость движения нагонной волны крайне важная характеристика, поскольку она определяет время наступления пика нагона.

Кроме того, придонное трение зависит от величины придонной скорости течения, что является преимуществом трехмерной модели по сравнению с двухмерными моделями, где придонное трение зависит от средней по толщине воды скорости течения. Сочетание подробного описания рельефа дна с правильной аппроксимацией придонного трения направлено на более точное воспроизведение скорости движения поверхностных длинных гравитационных волн, что приводит к хорошему совпадению по времени с наблюдаемыми пиками наводнения.

Текст программы написан на языке FORTRAN. Программа поддерживает распараллеливание в модели общей памяти с помощью технологии OpenMP. Использование средств распараллеливания позволяет сделать вычислительно реальными численные решения гидродинамических задач на расчетных сетках высокого пространственного разрешения (например, для адекватного воспроизведения процессов в Невской губе).

Расчет для всего Балтийского моря осуществляется на расчетной сетке с разрешением 2 морские мили по горизонтальным координатам (рис. 4.1а). Расчет ВЧФЗ (Верхняя часть Финского залива), включая КЗС (Комплекс защитных сооружений) Санкт-Петербурга, проходит на мелкой сетке с разрешением по пространству 90 м (рис. 4.1б). При этом уровень моря, полученный в расчете на сетке всего Балтийского моря с разрешением 2 морские мили за период прогноза (60 часов) для точек крупной сетки, находящихся на жидкой границе мелкой сетки записывается в файл данных на каждом шаге по времени. Затем расчет повторяется для области детального пространственного разрешения (90 м по горизонтальным переменным). Данные об уровне моря 2-мильной сетки интерполируются на открытую жидкую границу мелкой сетки.

Для компонентов горизонтальной скорости течения ставилось условие равенства нулю производных по нормали к жидкой границе. В месте втекания Невы, задавалась скорость течения реки. Использование вложенной мелкой сетки необходимо для адекватного описания проникновения вод Балтийского моря сквозь водо- и судопропускные отверстия КЗС.

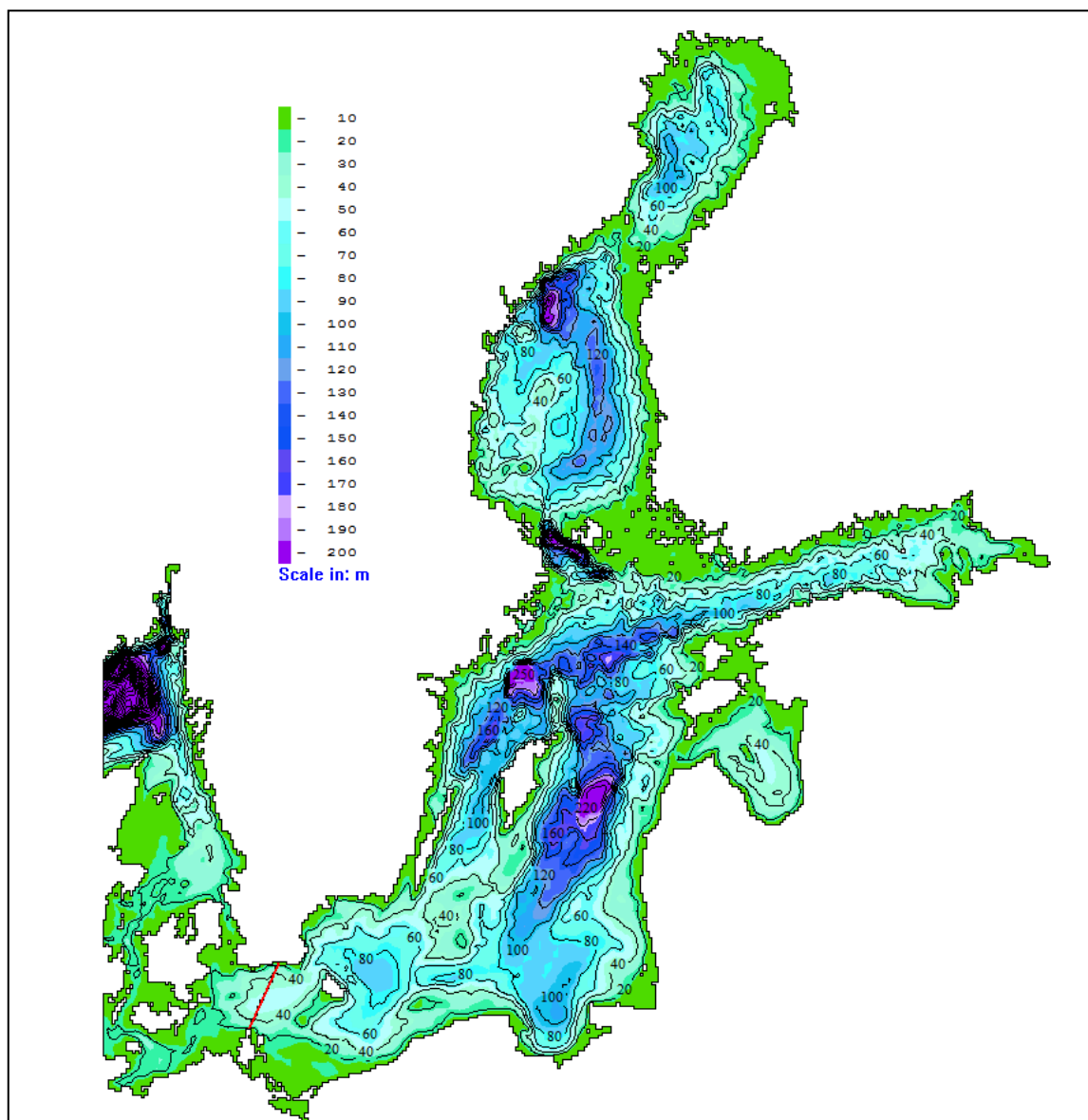


Рис. 4.1а. Расчетная 2-мильная сетка и батиметрия Балтийского моря модели BALT-P. Красная линия – жидкая граница сетки в районе Датских проливов.

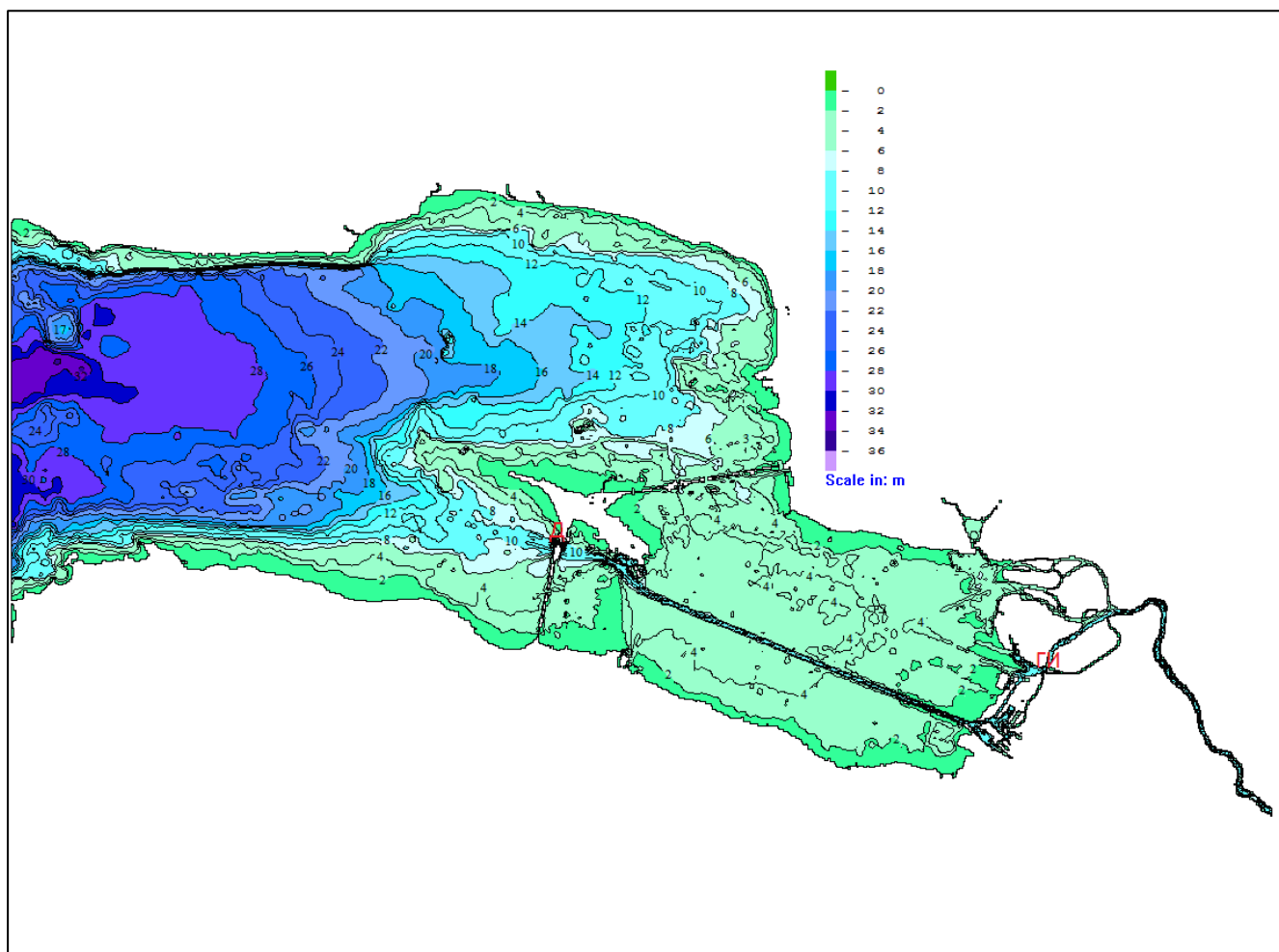


Рис. 4.16. Расчетная 90-метровая сетка и батиметрия ВЧФЗ с КЗС модели BALT-P.

4.3. Расчет уровня моря в трех исторических наводнениях по модели BALT-P

Для анализа наводнения в Санкт-Петербурге были рассмотрены три ситуации, которые произошли до ввода в строй КЗС. Первая ситуация наводнения 12-18 ноября 2001 г., вторая ситуация наводнения 2-8 февраля 2002 г. и третья ситуация 26-31 декабря 2003 г. При этом наводнение, произошедшее в 2001 году, моделировалось с использованием моделей BALT-P и INMOM, а наводнения, произошедшие в 2002 и 2003 годах с использованием модели BALT-P.

Для расчетов по модели BALT-P были подготовлены поля давления и скоростей ветра по данным HIRLAM, а также данные ежечасных наблюдений за уровнем моря в пункте Горный Институт. За период ситуаций наводнения подготовлены ряды суточного стока реки Нева. Результаты расчета сравнивались с результатами наблюдений для периода 145 часов (72 часа до нагона, пик нагона и 72 часа после нагона). До начала периода сравнения модельное решение успевает пройти начальный этап приспособления к вынуждающему движению в море внешнему воздействию атмосферы. Вычислительные эксперименты показали, что для практических целей достаточно примерно 3-х суток, чтобы получить приемлемую с физической точки зрения картину

установившихся ветровых течений в Балтийском море. Таким образом, расчеты по модели BALT-P проводились сроком на 217 часов.

Для расчетов по модели INMOM использовались данные атмосферного воздействия WRF. В связи с тем, что в качестве начальных данных по температуре и солености использовались климатические данные Левитуса, то spin-up модели проводился с 1 января по 12 ноября 2001 года. Для сравнения результатов расчетов со стационарными данными был использован период с 12 ноября по 19 ноября 2001 г.

Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями (рис. 4.2) показали, что используемые модели хорошо воспроизводят как величину, так и время наступления максимального уровня моря в пункте Горный Институт. Представленные на рис. 4.2 результаты показывают, что реализация уровня моря в период штормового нагона имеет колебательный характер. При этом основные усилия при численном моделировании обычно направлены на воспроизведение первого, наиболее высокого максимума уровня моря. Причиной его возникновения в Санкт-Петербурге являются циклоны, характеризующиеся западными и юго-западными ветрами над Балтийским морем со скоростью 15-20 м/с в течение 1-2 суток. При этом причина спада уровня моря и появления колебаний уровня моря не рассматривается при моделировании наводнений [Аверкиев, Клеванный, 2007, Попов, Лобов, 2017].

Прежде чем переходить к возможным причинам возникновения колебаний уровня моря, остановимся на анализе результатов, полученных по моделям INMOM и BALT-P применимо к акватории Балтийского моря. Полученные результаты (рис. 4.2) показывают, что обе модели практически с одинаковой степенью точности воспроизводят как значение экстремального нагона, так и повторные колебания уровня моря в пункте Горный Институт. Совпадают как экстремальные значения в колебании уровня моря, так и фазы колебаний уровня моря. Незначительные различия связаны с достижением максимальных значений, а также следует обратить внимание, что с использованием модели BALT-P наступает более быстрый спад экстремального нагона. Вероятнее всего, данные отличия связаны с траекторией движения циклона и скоростью ветра, задаваемыми в качестве атмосферного форсинга в моделях BALT-P и INMOM. В то же время, последующие колебания в моделях воспроизводятся практически идентично, что говорит о том, что вклад ветра в их формирование незначителен и они определяются иными факторами.

Для выяснения причины появления второго максимума были проведены расчеты по модели BALT-P с отключением действия ветра и градиентов атмосферного давления после достижения первого пика уровня моря в наводнении в пункте Горный Институт. Отключение внешнего воздействия при начальных условиях, когда уровень имеет сильный уклон с запада на восток, приводит к появлению свободных колебаний уровня Балтийского моря.

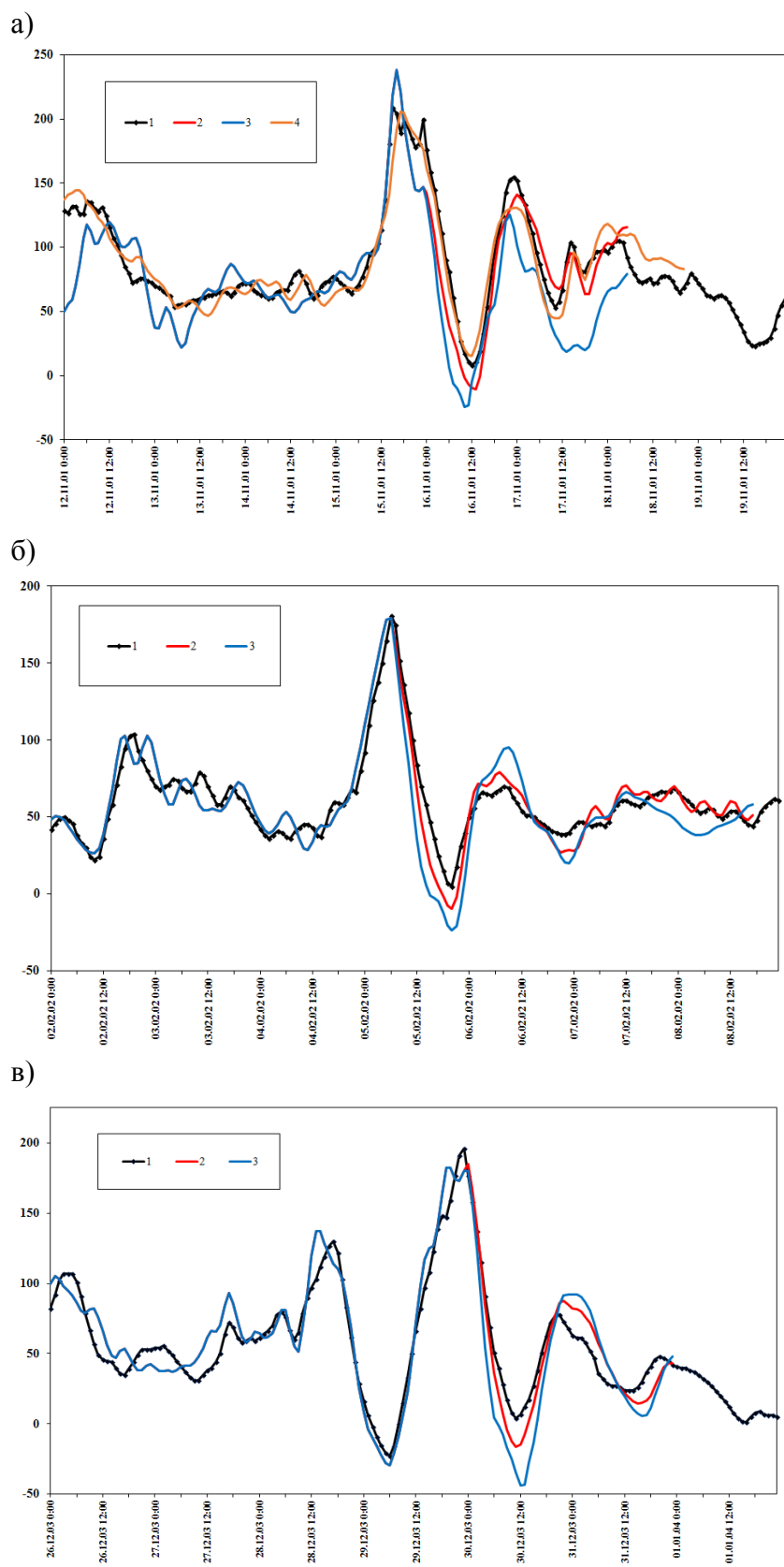


Рис. 4.2. Уровень моря для пункта Горный 1- наблюдения, 2-модель BALT_P, 3- модель BALT_P с отключением ветра после 1-го пика, 4 – модель INMOM а) 12-18 ноября 2001 г., б) 2-8 февраля 2002 г., в) 26-31 декабря 2003 г.

Модель BALT-P с отключенным ветром воспроизводит свободные колебания, которые приводят к опусканию уровня моря в пункте Горный Институт и подъему уровня моря на юго-западном побережье Балтики. Возбуждается фундаментальная одноузловая сейша Балтийского моря с вершиной в Санкт-Петербурге, имеющая период 27-29 часов [Куликов, Файн, 2008].

Период собственного колебания можно оценить по интервалу между первым и вторым пиком во временном ходе уровня моря. В шторме 2001 года период собственного колебания составил 30 часов, спад уровня продолжался 18 часов, а подъем 12 часов. По наблюдениям и в расчете с учетом ветра период колебания составил 32 часа, причем спад уровня продолжался 21 час, а подъем 11 часов.

По сравнению с расчетом с учетом полей ветра и давления, спад уровня моря после первого максимума без учета внешнего воздействия происходит быстрее. Это связано с направлением ветра, которое препятствует свободному спаду уровня моря. При этом, подъем уровня моря происходит медленнее, что, опять же связано с нагонным ветром, который, наоборот, способствует более быстрому подъему уровня, чем в случае свободного колебания.

В шторме 2002 года период собственного колебания составил 27 часов, спад уровня продолжался 14 часов, а подъем 13 часов. По наблюдениям период колебания составил 26 часов, причем спад уровня продолжался 14 часов, а подъем 12 часов. В расчете с учетом ветра период колебания составил 25 часов, поскольку время подъема уровня 11 часов, на 1 час меньше, чем по наблюдениям.

В шторме 2003 года период собственного колебания составил 25 часов, спад уровня продолжался 13 часов, а подъем 12 часов. По наблюдениям период колебания составил 22 часа, спад уровня продолжался 12 часов, а подъем 10 часов. В расчете с учетом ветра период колебания составил 23 часа, спад уровня продолжался 12 часов, подъем 11 часов.

Период собственного колебания по расчетам в трех штормах составил 25-30 часов, а по наблюдениям, в реальных условиях воздействия на поверхности моря ветра и градиентов давления, период колебания составил 22-32 часа.

Во всех трех штормовых нагонах, как и следовало ожидать, расчет уровня моря при реальном ветровом воздействии оказался ближе к уровню в наблюдениях. В шторме 2001 года (рис. 4.2а) второй максимум уровня в наводнении оказался больше в расчете с непрерывным ветровым воздействием, чем в расчете свободных колебаний с отключением ветра и давления в момент достижения первого максимума уровня моря. В штормах 2002 и 2003 годов (рис. 4.2б, в) второй максимум уровня моря при реальном ветровом воздействии оказался меньше, чем уровень при свободных колебаниях после первого пика наводнения.

Только в шторме 2001 года ветер и давление внесли положительный вклад в возбуждение свободного колебания уровня моря. Обычно, как в штормах 2002 и 2003 годов, ветер

препятствует развитию собственного колебания. В связи с этим, интересно, какие особенности ветра, вызывают усиление собственного колебания Балтийского моря в шторме 2001 года.

На рис. 4.3а представлены компоненты скорости ветра во время нагона в 2001 году в Санкт-Петербурге. После наступления первого пика наводнения в 15 часов 15 ноября, спад уровня моря обусловлен сменой направления v -меридиональной компоненты. За 3 часа до пика наводнения в 12 часов 15 ноября меридиональная компонента составляла 10,2 м/с, затем уменьшилась до 4,3 м/с в 15 часов, далее изменила направление и составила -6,7 м/с в 23 часа 15 ноября и достигла минимума -11,7 м/с в 6 часов 16 ноября. После этого меридиональная компонента скорости ветра начала изменяться в противоположном направлении и составила -10,6 м/с в 12 часов 16 ноября во время наступления минимального уровня моря в Санкт-Петербурге. Зональная u -компонента ветра в момент первого пика уровня в 15 часов 15 ноября составила 7 м/с и увеличилась до 10 м/с в 23 часа 15 ноября, что даже препятствовало падению уровня моря, которое происходило из-за уменьшения и смены направления меридиональной компоненты. Далее, произошло уменьшение зональной компоненты ветра с 10 м/с до 3,6 м/с в 12 часов 16 ноября, что способствовало падению уровня моря и достижению минимального уровня. Последующий период роста уровня сопровождался усилением зональной компоненты ветра с 3,6 м/с до 5,1 м/с и уменьшением меридиональной компоненты с -10,6 м/с до -5,1 м/с в 23 часа 16 ноября – момент второго пика наводнения в Санкт-Петербурге. Увеличение нагонной зональной компоненты ветра, как и уменьшение меридиональной отрицательной компоненты, вызывающей сгон воды, способствуют росту уровня моря, что приводит к усилению собственного колебания уровня моря.

Падение уровня моря в наводнении 2002 года (рис. 4.3б) после первого максимума уровня в 6 часов 5 февраля было вызвано уменьшением меридиональной нагонной компоненты скорости с 4,9 до 0,9 м/с в 10 часов 5 февраля, при этом нагонная зональная компонента увеличилась с 9,9 м/с до 11,1 м/с в 10 часов, что препятствовало падению уровня моря. После 10 часов зональная компонента ветра начала уменьшаться и достигла 1 м/с в 20 часов 5 февраля – момент наступления минимального уровня моря. Меридиональная компонента после 10 часов, наоборот, начала увеличиваться и достигла 5,1 м/с в 20 часов, что препятствовало спаду уровня моря. На этапе роста уровня моря зональная и меридиональная компоненты практически не изменились и составили 1,5 м/с и 4,6 м/с в момент второго пика в 8 часов 6 февраля, что не способствовало усилению собственного колебания уровня.

Причиной спада уровня моря после пика нагона 29 декабря 2003 г. (рис. 4.3в) в 23 часа, как и в предыдущих нагонах, стало уменьшение меридиональной компоненты скорости. С 19 часов меридиональная компонента ветра уменьшилась с 9 м/с до 7,1 м/с в 23 часа, когда был достигнут пик нагона. Дальнейшее уменьшение до 2,3 м/с в 6 часов 30 декабря сменилось

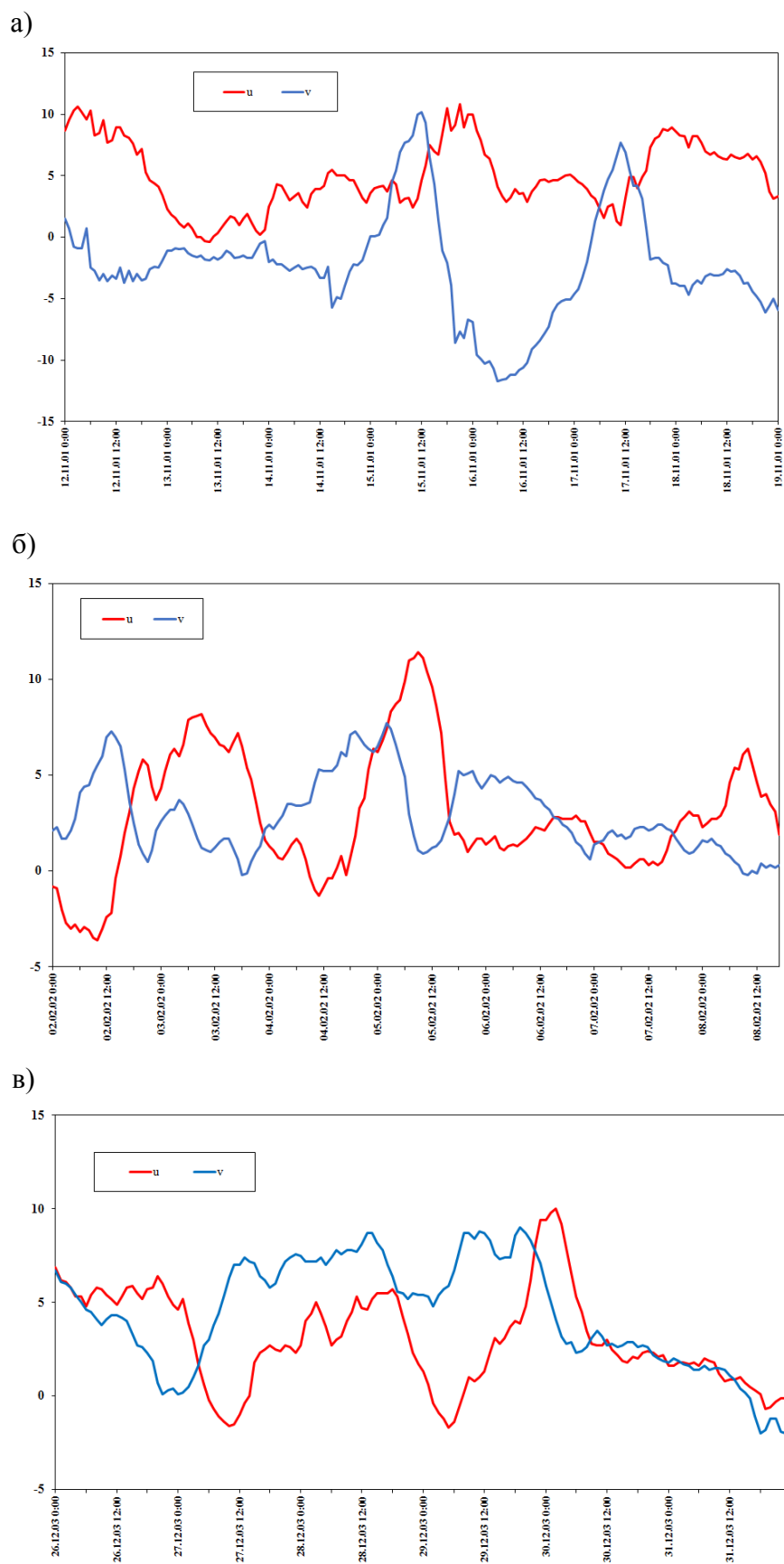


Рис. 4.3. Компоненты скорости ветра для пункта Горный а) 12-18 ноября 2001 г., б) 2-8 февраля 2002 г., в) 26-31 декабря 2003 г.

небольшим ростом до 3,2 м/с в 11 часов 30 декабря – момент минимума уровня. Зональная компонента выросла с 9,4 м/с в 23 часа до 10 м/с в 2 часа 30 декабря, а затем начала уменьшаться и в 6 часов 30 декабря достигла 5,3 м/с, а затем, продолжая уменьшаться 2,7 м/с в 11 часов 30 декабря в момент минимума уровня моря в Санкт-Петербурге. После минимума уровня моря, на этапе его роста, произошло уменьшение нагонной зональной компоненты ветра до 2,3 м/с в момент второго максимума в 21 час 30 декабря. Меридиональная компонента ветра на этапе роста уровня моря уменьшилась с 3,2 м/с до 2,2 м/с в 21 час 30 декабря. Уменьшение нагонных компонентов ветра на этапе роста уровня моря, препятствует его росту и уменьшает собственные колебания.

Только в нагоне 2001 года зональная компонента скорости поменяла знак, составляя 10,2 м/с перед основным пиком нагона 12 часов 15 ноября, затем на этапе спада уровня уменьшается, что способствует падению уровня моря, меняет знак и становится равной – 11,7 м/с, в 6 часов 16 ноября, а затем растет в противоположном направлении, что способствует росту уровня моря до второго пика наводнения, и достигает максимума 7,7 м/с в 11 часов 17 ноября, через 12 часов после наступления второго пика наводнения. Период колебания меридиональной компоненты ветра составил 47 часов.

Такое поведение скорости ветра в нагоне 2001 года в Санкт-Петербурге обусловлено прохождением центра циклона с северо-запада на юго-восток, севернее Санкт-Петербурга. Смена знака меридиональной компоненты скорости с плюса на минус происходит из-за попадания Санкт-Петербурга в различные области движущегося циклона. В момент максимума уровня моря меридиональная скорость ветра положительна (рис. 4.4а), затем становится отрицательной и достигает максимального отрицательного значения, когда Санкт-Петербург попадает в тыловую часть циклона. На рис. 4.4б представлены давление и скорости ветра, а также уровень моря в момент минимального уровня в Санкт-Петербурге. Вторая смена знака меридиональной скорости с минуса на плюс и ее рост до максимальных положительных значений вызван появлением на северо-западе второго циклона, который движется на восток севернее Балтийского моря. На рис. 4.4в представлены давление и скорости ветра, а также уровень моря в момент второго пика наводнения, когда отрицательная меридиональная скорость начинает уменьшаться и вектор скорости ветра начинает поворачиваться с юга на север.

Представленные в работе результаты показали, что трехмерная гидродинамическая модель BALT-P и трехмерная гидротермодинамическая модель INMOM успешно воспроизводят экстремальные колебания уровня моря во время наводнений в Санкт-Петербурге. При этом, точность результатов с использованием моделей BALT-P и INMOM находится на сопоставимом уровне. Таким образом, если не ставится задача расчета термодинамики моря, то для

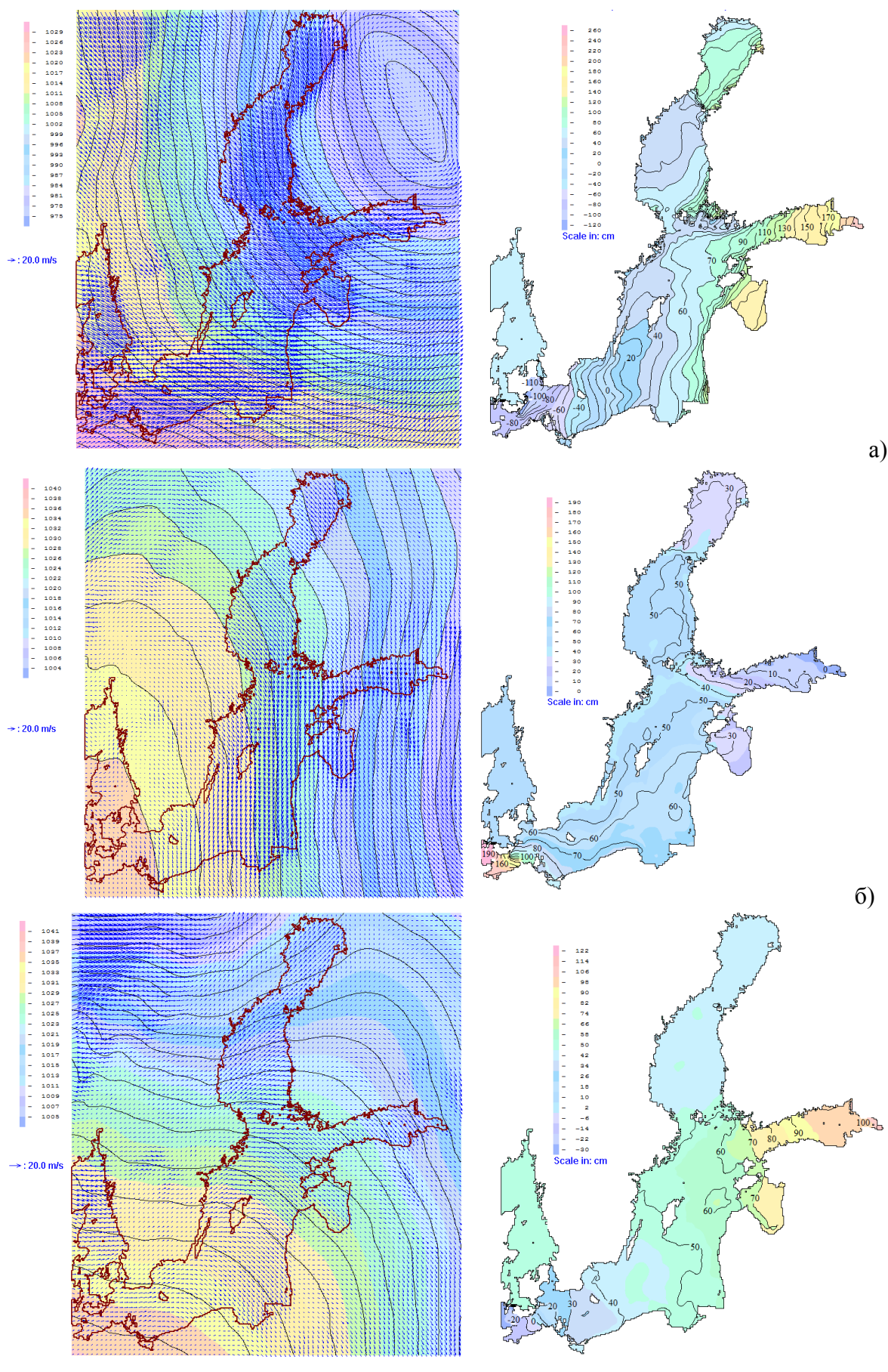


Рис. 4.4. Давление и скорость ветра (слева), уровень моря (справа) 2001 г. а) 1й максимум уровня 15 час 15 ноября, б) минимум уровня 12 час 16 ноября в) 2й максимум уровня 23 часа 16 ноября

воспроизведения экстремальных колебаний уровня Балтийского моря вполне уместным является использование модели BALT-P, которая требует существенно меньшей входной информации.

Причиной возникновения второго максимума наводнения является возбуждение фундаментальной одноузловой сейши Балтийского моря, вызванное созданным в шторме ветровым воздействием, приведшим к нагону в Санкт-Петербурге, находящемся в вершине одноузловой сейши. В результате начального распределения поля уровня моря в момент пика наводнения в Санкт-Петербурге, возникают колебания уровня моря с периодом 25-30 часов, близким к периоду одноузловой сейши Балтийского моря. Эти колебания происходят в условиях воздействия ветра и давления на поверхности моря, которое модифицирует свободные колебания уровня моря и изменяет период колебаний до 22-32 часов.

Возбуждение фундаментальной узловой сейши Балтийского моря может усиливаться при благоприятном внешнем воздействии ветра, когда на этапе падения уровня нагонная составляющая ветра уменьшается, а на этапе роста уровня моря, нагонная составляющая ветра увеличивается. В основном ветер препятствует росту собственного колебания, но в отдельных случаях, воздействие ветра и давления приводит к усилению собственного колебания и увеличению второго максимума уровня моря, как это произошло в наводнении 15-17 ноября 2001 г. в Санкт-Петербурге.

4.4. Моделирование наводнений с учетом работающей дамбы

Были проведены расчеты по модели для 3-х ситуаций наводнения, которые произошли уже после ввода в строй КЗС Санкт-Петербурга. Первая ситуация наводнения продолжалась с 21 ноября по 2 декабря 2011 г., вторая ситуация наводнения с 20 декабря 2011 г. по 1 января 2012 г. и третья ситуация с 19 октября по 30 октября 2013 г. Для каждой из расчетных ситуаций наводнений были подготовлены поля метеопрогноза по данным HIRLAM, а также данные ежечасных наблюдений за уровнем в пунктах Горный Институт, Кронштадт, и Шепелево. За период ситуаций наводнения подготовлены ряды суточного стока реки Нева. Результаты расчета сравнивались с результатами наблюдений для периода 145 часов (72 часа до нагона, пик нагона и 72 часа после нагона). Начало периодов сравнения указаны на рисунках, это 7 часов 25 ноября 2011 г., 12 часов 23 декабря 2011 г., 11 часов 26 октября 2016 г. До начала периода сравнения модельное решение успевает пройти начальный этап приспособления к вынуждающему движению в море внешнему воздействию атмосферы. Вычислительные эксперименты показали, что для практических целей достаточно примерно 3-х суток, чтобы получить приемлемую с физической точки зрения картину установившихся ветровых течений в Балтийском море.

Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями представлены на рис. 4.5-4.7. На этих рисунках сравниваются с наблюдениями расчеты по модели Балтийского моря на 2 мильной и 90 м сетках.

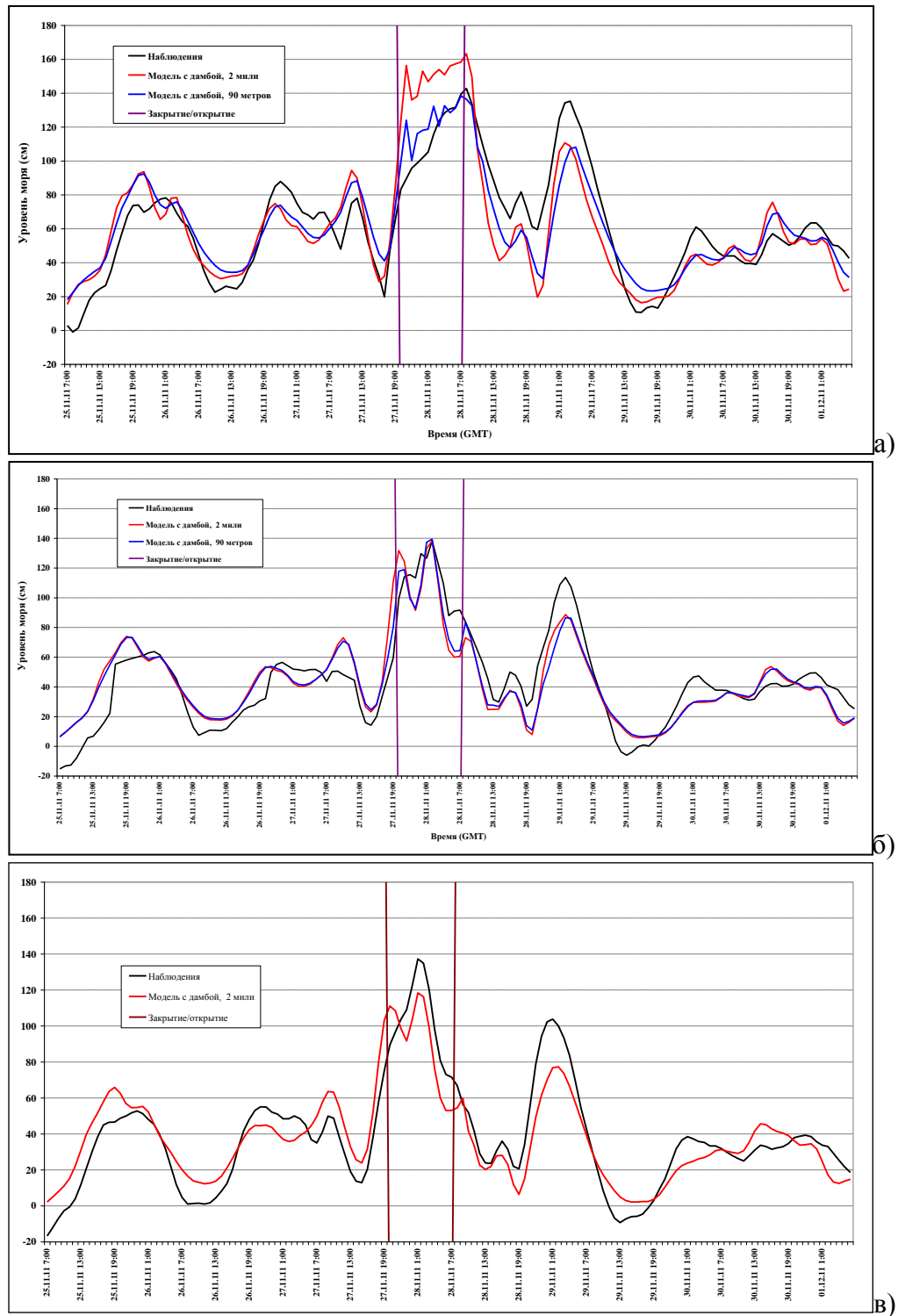


Рис. 4.5. Уровень моря а) для пункта Горный институт, б) для пункта на дамбе со стороны Финского залива, в) пункта Шепелево. Ситуация №1 2011 год, 25 ноября 7 часов - 1 декабря 6 часов.

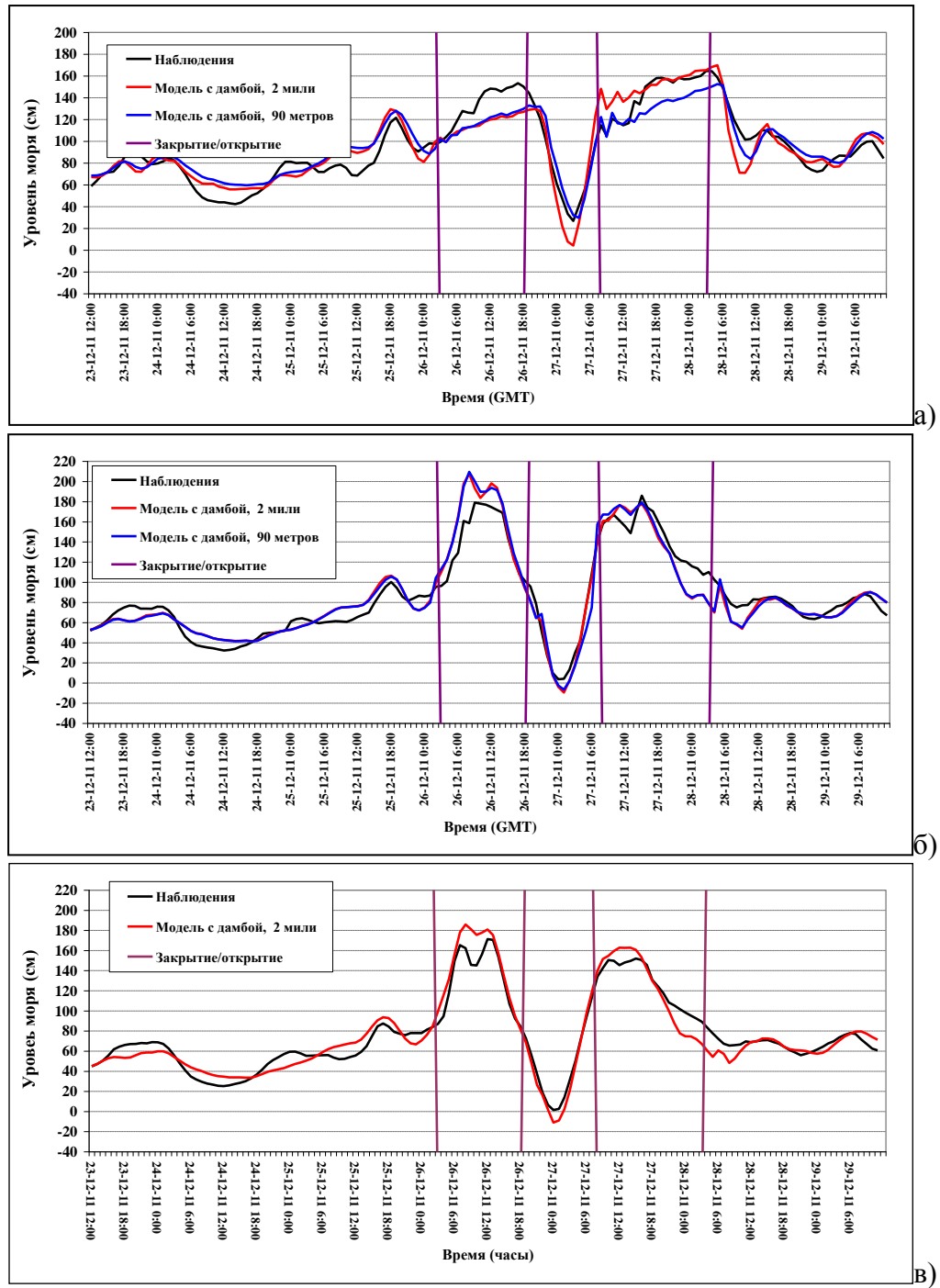


Рис. 4.6. Уровень моря а) для пункта Горный институт, б) для пункта на дамбе со стороны Финского залива, в) пункта Шепелево. Ситуация №2 2011 год 23 декабря 12 часов- 29 декабря 11 часов.

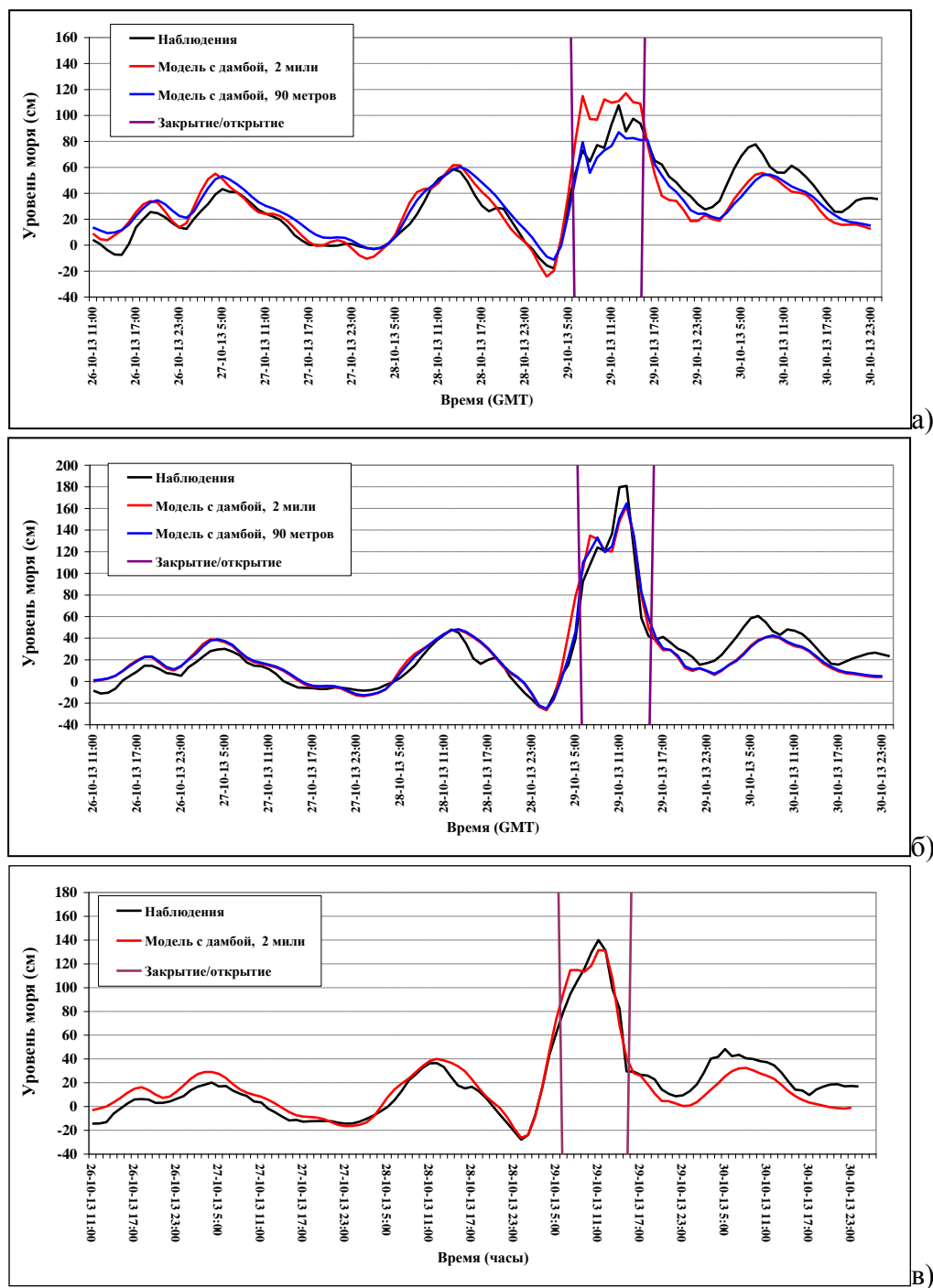


Рис. 4.7. Уровень моря а) для пункта Горный институт, б) для пункта на дамбе со стороны Финского залива, в) пункта Шепелево. Ситуация №3 2013 год, 26 октября 11 часов– 30 октября 23 часа.

Для учета дамбы в модели было задано время открытия и закрытия водопропускных ворот. Каждые из 8 ворот закрываются в заданное время не мгновенно, а в течение заданного промежутка времени, открытие ворот также происходит постепенно. Время открытия и закрытия для 8 ворот и промежутки времени закрытия и открытия ворот задаются в информационном файле.

По результатам расчетов и наблюдений получены средние за период ситуации значения уровня моря, средние уровни моря отличаются в расчетах и наблюдениях. На рисунках уровень моря по наблюдениям и по расчетам имеют одинаковое среднее значение, для этого к каждому значению расчетного уровня прибавлена невязка (табл. 4.1). Обозначения пунктов наблюдений: «ГИ» - Горный институт, «Ш» - Шепелево, «Д» - точка на дамбе со стороны Финского залива.

Таблица 4.1 Средние за период наводнения значения уровня моря в см.

Источник	Ситуация N1			Ситуация N2			Ситуация N3		
	ГИ	Д	Ш	ГИ	Д	Ш	ГИ	Д	Ш
Наблюдения	62,2	43,9	38,5	96,8	85,8	75,9	32,3	25,6	19,2
Модель-2 мили	65,9	58,9	57,6	95,4	97,5	95,3	56,5	55,6	53,8
Невязка-2мили	-3,7	-14,9	-19,1	1,4	-11,7	-19,5	-24,2	-30,0	-34,6
Модель-90м	78,4	58,2		107,2	97,7		70,4	54,9	
Невязка-90м	-16,2	-14,2		-10,4	-11,9		-38,1	-29,4	

Расчеты на 2 мильной сетке в среднем за период наводнения дают наклон уровня (Горный Институт- Дамба- Шепелево) меньше, чем по наблюдениям. Для того, чтобы средний уровень по расчетам на 2 мильной сетке совпал с наблюдениями, нужно в пункте Горный Институт отнять от наблюдаемого уровня меньше (см. Невязка-2мили из табл. 4.1), а в Шепелево больше от наблюдений, по сравнению с пунктом на Дамбе. Расчеты по модели на 2 мильной сетке занижают средний за период наводнения градиент уровня от пункта Шепелево до пункта Горный Институт.

Если посмотреть на невязку на 90-метровой сетке в таблице 4.1, то видно, что в ситуации 3 из расчетов уровня на 90-метровой сетке в пункте Горный Институт нужно вычесть 38,1 см, а в пункте Дамба только 29,4 см. То есть нужно уменьшить расчетный средний градиент уровня Дамба- Горный Институт на 8,7 см, чтобы он совпал со средним градиентом уровня по наблюдениям. Для ситуации номер 1 нужно уменьшить расчетный градиент уровня Дамба- Горный Институт на 2 см, а в ситуации номер 2 увеличить на 1,5 см. Расчет на 90-метровой сетке правильно воспроизводит средний наклон уровня моря Дамба- Горный Институт.

Рассмотрим более подробно ситуацию третьего наводнения, для которой на рис. 4.8-4.15 представлены пространственные характеристики давления, скорости ветра, уровня моря и скорости течений на 2 мильной и 90 метровой сетках

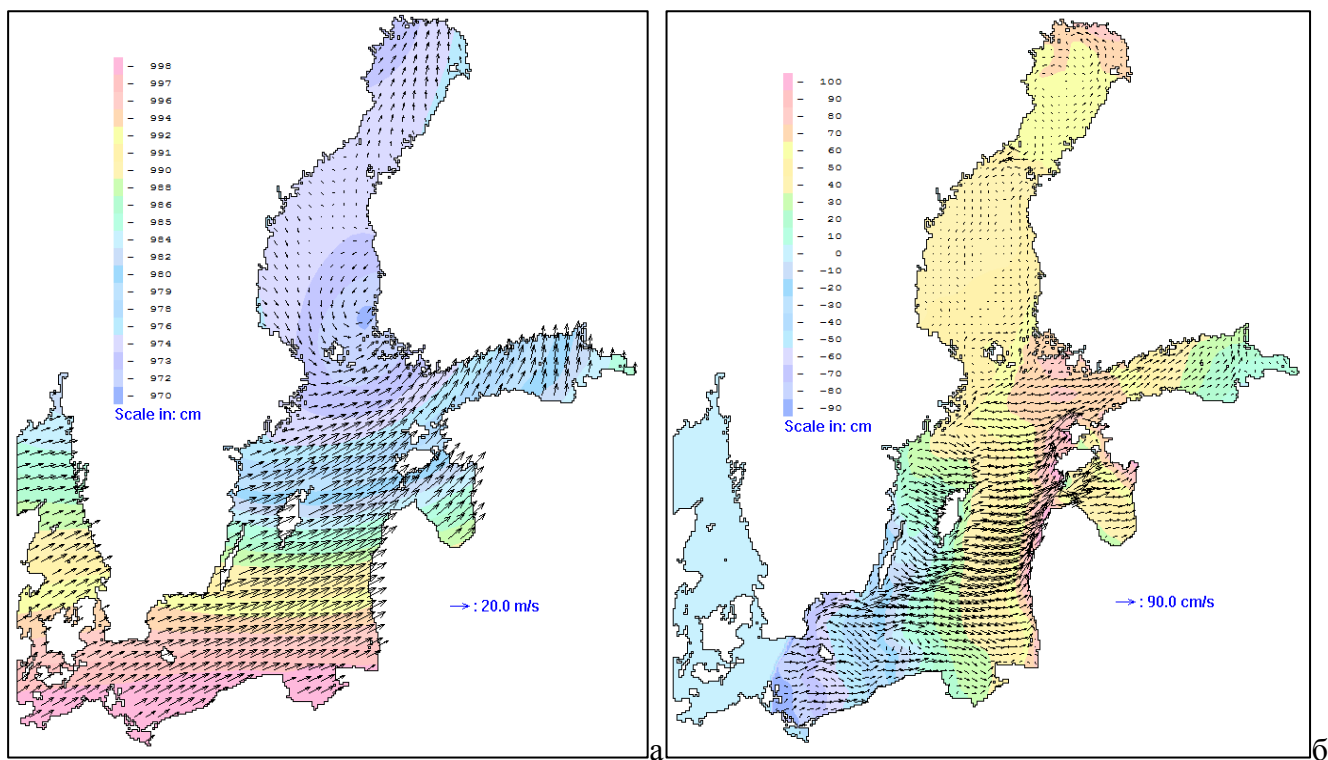


Рис. 4.8. а) Давление, скорость ветра, б) уровень моря и скорости течения на поверхности за 12 часов до пика наводнения N3 (0 часов 29 октября 2013 г.)

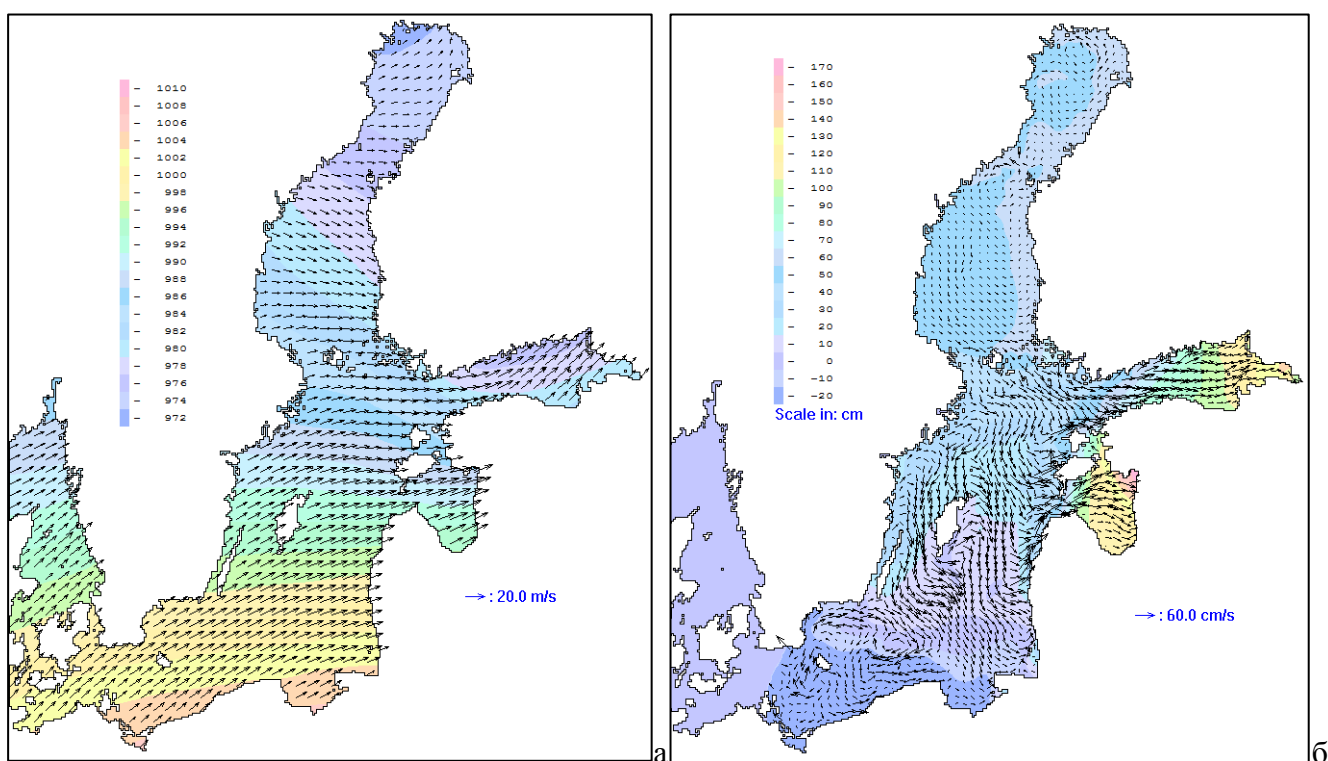


Рис. 4.9. а) Давление, скорость ветра, б) уровень моря и скорости течения на поверхности за 6 часов до пика наводнения N3 (6 часов 29 октября 2013 г.).

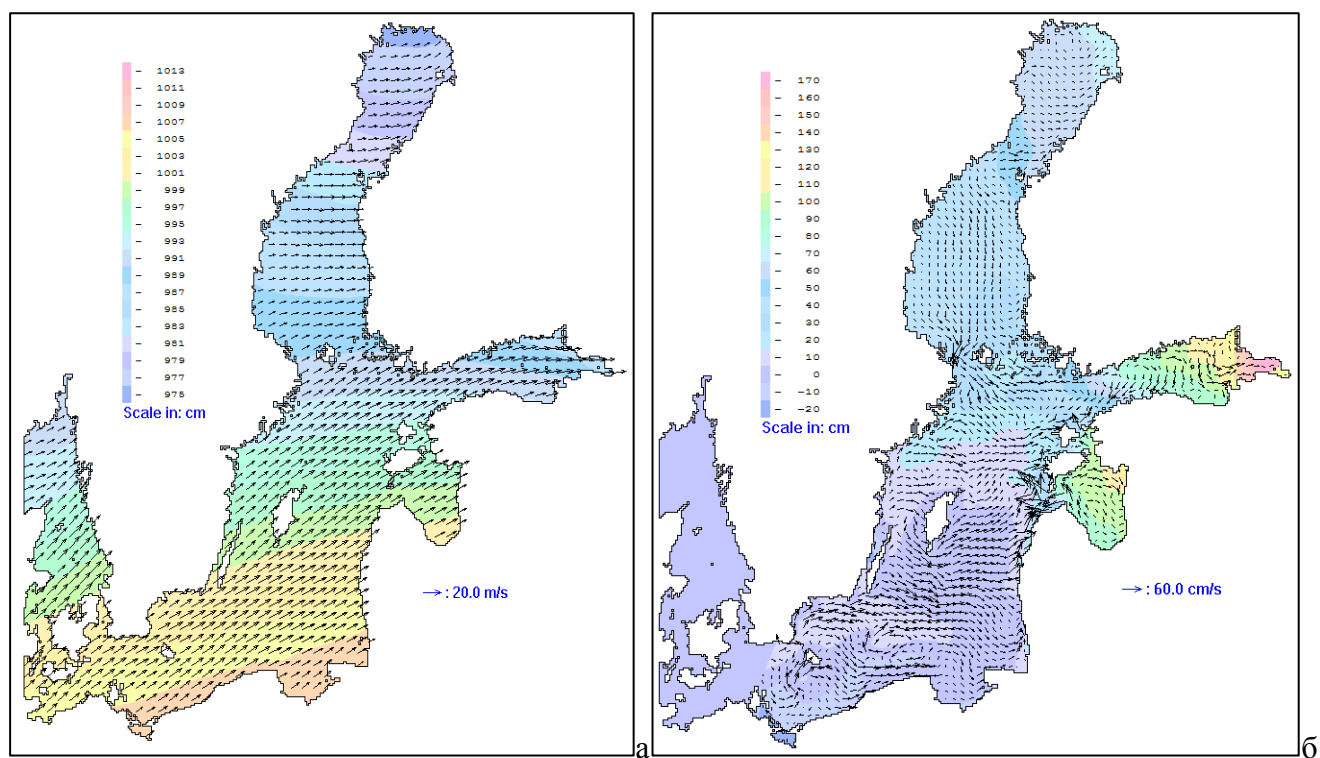


Рис. 4.10. а) Давление и скорость ветра, б) уровень моря и скорости течения на поверхности в пик наводнения N3 (12 часов 29 октября 2013 г.).

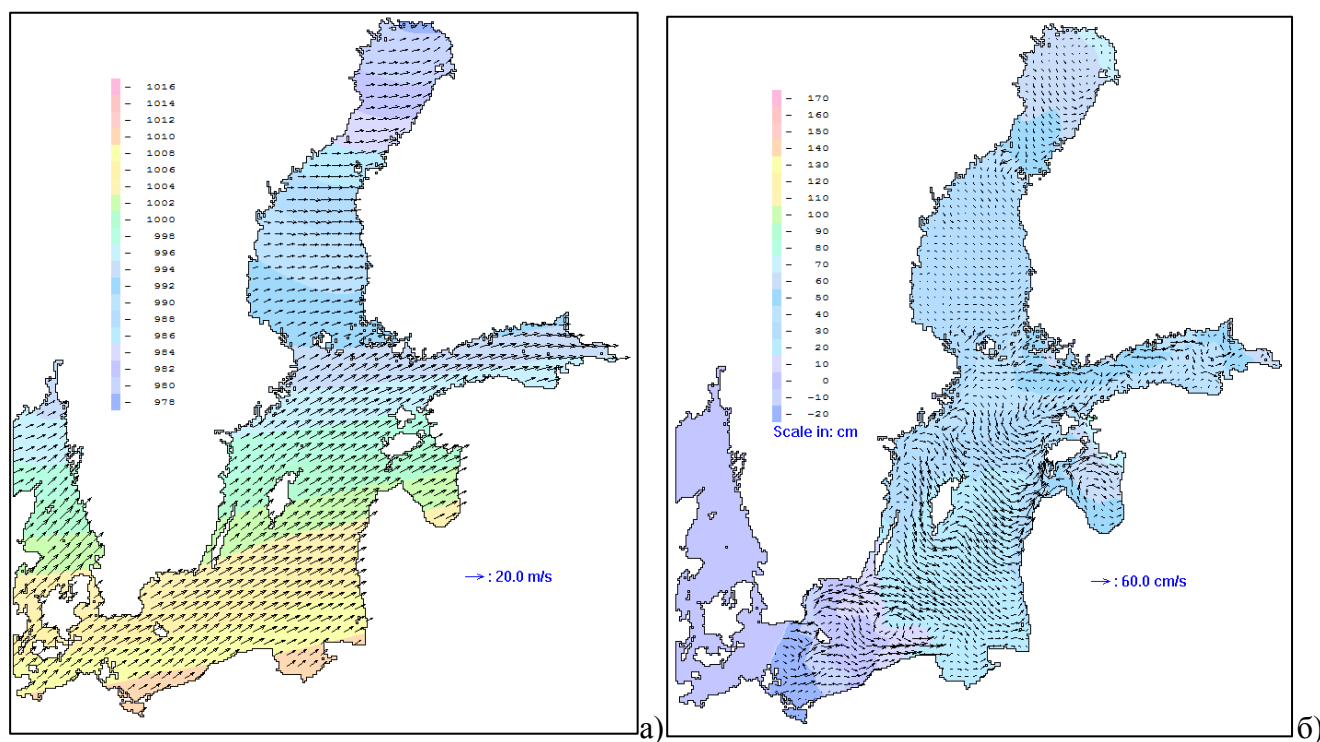


Рис. 4.11. а) Давление и скорость ветра, б) уровень моря и скорости течения на поверхности через 6 часов после пика наводнения N3 (18 часов 29 октября 2013 г.).

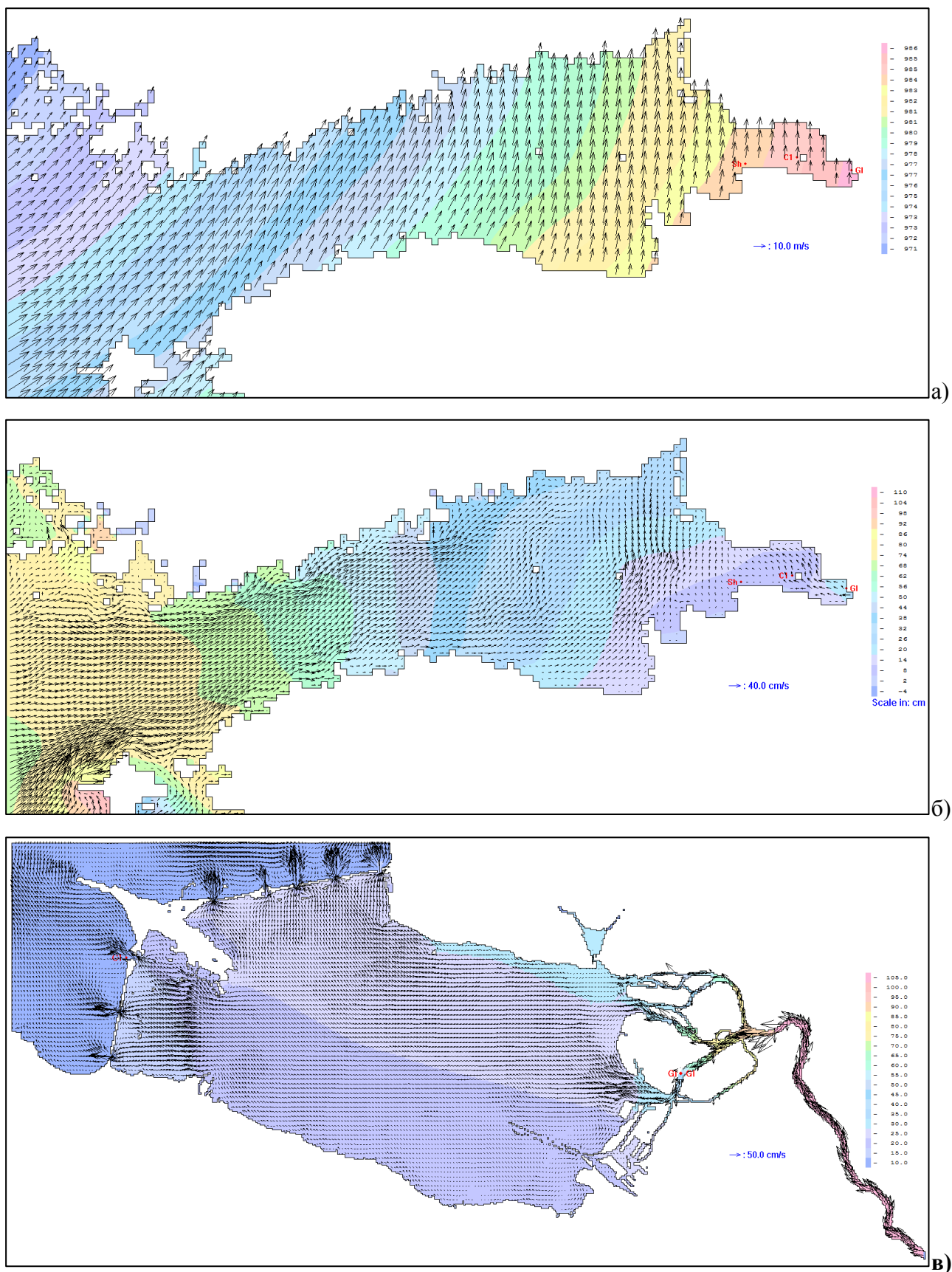


Рис. 4.12. а) Давление и скорость ветра, б) 2 мили в) 90 м - уровень моря и скорости течения на поверхности за 12 часов до пика наводнения N3 (0 часов 29 октября 2013 г.).

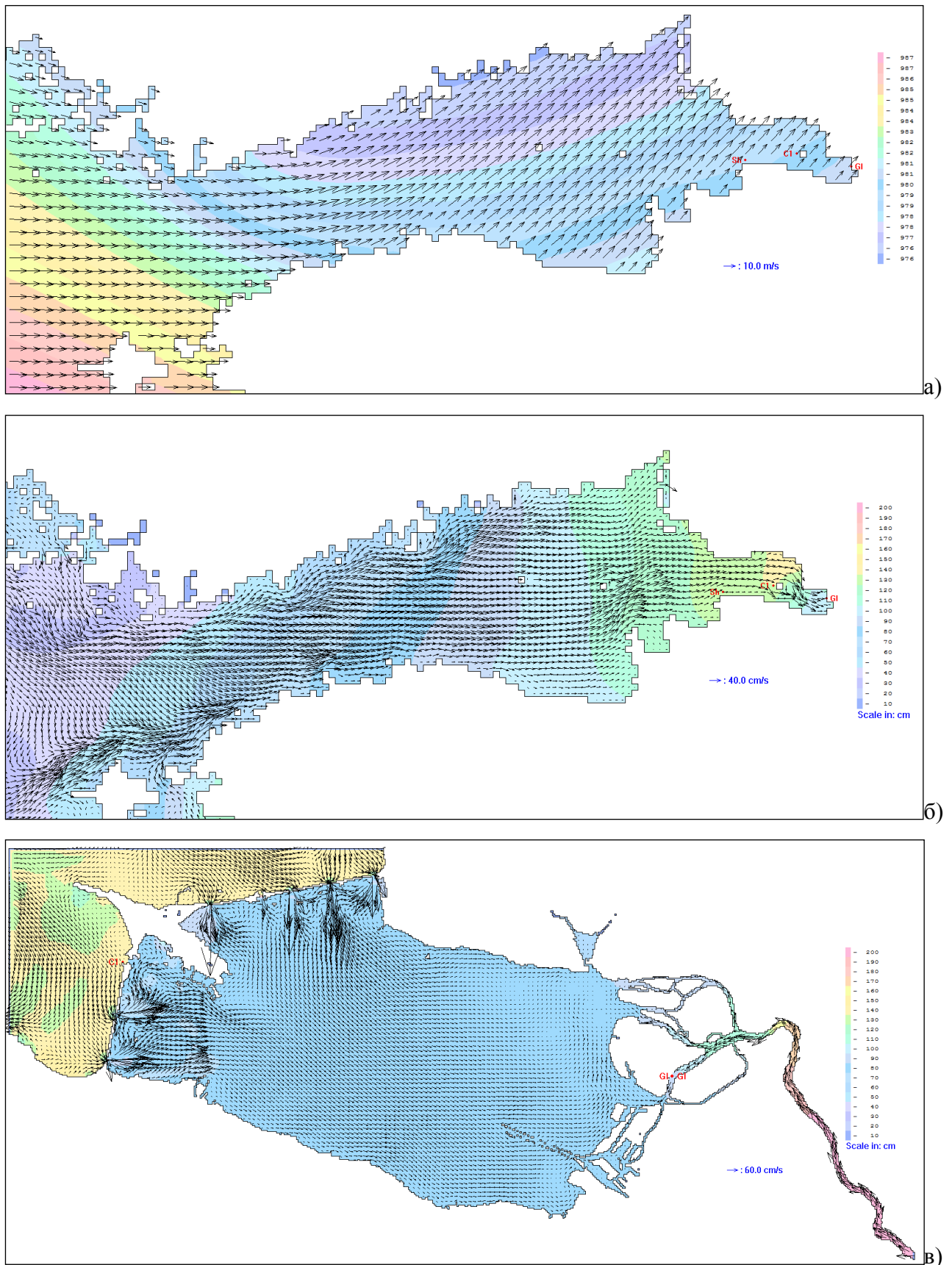


Рис. 4.13. а) Давление и скорость ветра, б) 2 мили в) 90 м - уровень моря и скорости течения на поверхности за 6 часов до пика наводнения N3 (6 часов 29 октября 2013 г), начало закрытия ворот дамбы, C1 закрыто.

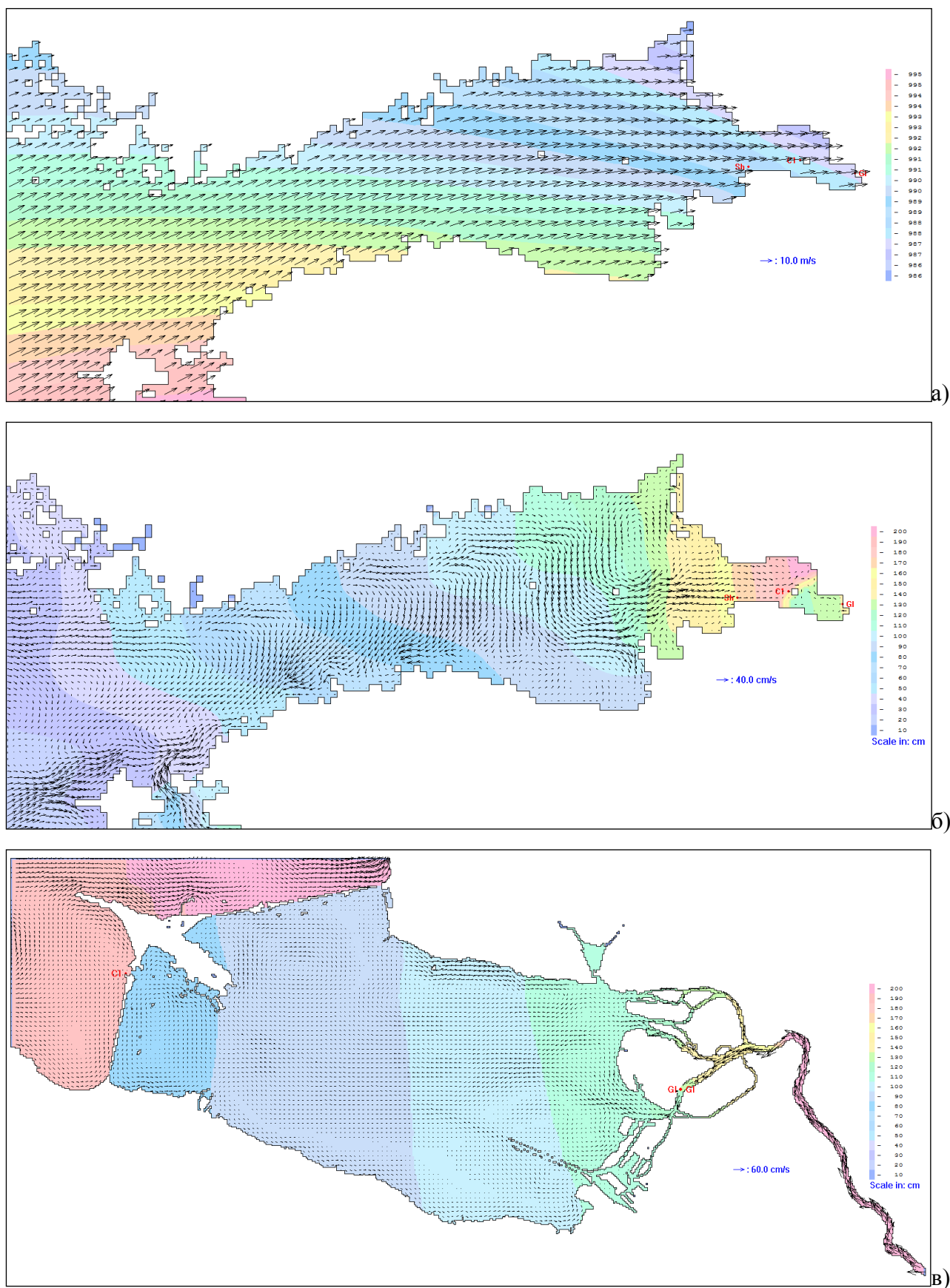


Рис. 4.14. а) Давление и скорость ветра, б) 2 мили в) 90 м - уровень моря и скорости течения на поверхности в пик наводнения N3 (12 часов 29 октября 2013 г), все ворота дамбы закрыты.

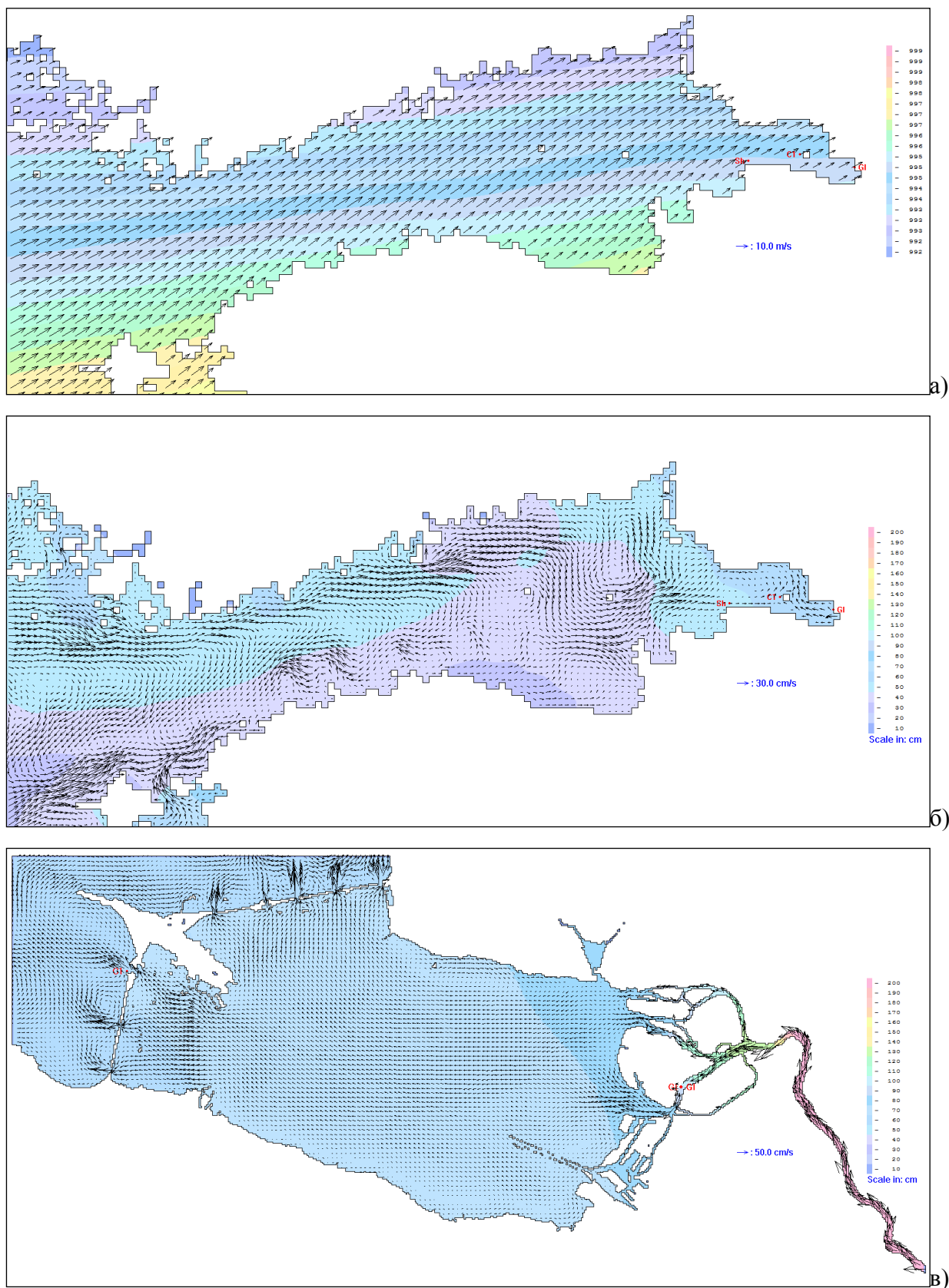


Рис. 4.15. а) Давление и скорость ветра, б) 2 мили в) 90 м - уровень моря и скорости течения на поверхности через 6 часов после пика наводнения N3 (18 часов 29 октября 2013 г), все ворота дамбы открыты.

Над Балтийским морем в течение наводнения (рис. 4.8-4.11), вызванного прохождением урагана "Святой Иуда", наблюдался преимущественно юго-западный ветер (скорости ветра направлены на северо-восток и получены по модели HIRLAM). В восточной части Финского залива южный ветер 17 м/с в 0 часов 29 октября постепенно меняет свое направление и становится юго-западным в 6 часов (17 м/с), а затем западным в 12 часов 29 октября, достигая в пик наводнения скорости 20 м/с. После этого ветер ослабевает до 12 м/с и становится снова юго-западным в 18 часов 29 октября. Ослабления нагонного ветра оказалось достаточно, чтобы начался спад уровня моря в восточной части Финского залива. Водопропускные сооружения дамбы были закрыты примерно с 6 до 18 часов, что предотвратило наводнение в Санкт-Петербурге. Спад уровня моря происходил при нагонном направлении ветра, поэтому падение уровня моря происходило менее резко, чем его подъем.

Действие юго-западного ветра приводит к росту уровня на восточном берегу Балтийского моря (4.8б), а затем максимумы уровня моря смещаются дальше на восток и достигаются (4.9б) в Рижском заливе и восточной части Финского залива. Когда уровень моря в вершине Финского залива достиг максимума (рис. 4.10б), под действием создавшегося градиента уровня начинается движение воды в противоположном ветру направлении вдоль южного берега Финского залива. Через 6 часов после пика наводнения (рис. 4.11б) в Финском заливе заметно ослабление ветровых скоростей течений градиентными течениями. Созданный ветровыми течениями градиент уровня моря приводит к возникновению градиентных течений, которые направлены противоположно ветровым. Пока ветер сильный, его действие преобладает над действием градиента уровня моря и продолжается рост уровня моря. Как только ветер ослабевает, вода под действием градиента давления устремляется в противоположную сторону и происходит падение уровня моря. Более детально скорости ветра и течений представлены на 2 мильной сетке в Финском заливе на рис. 4.12а,б-4.15а,б.

За 12 часов до пика нагона в Санкт-Петербурге (рис. 4.12в) на 90 метровой сетке видно, что нагон в Невской губе еще не начался, а вода вытекает через водопропускные сооружения в сторону Финского залива. Через 6 часов (рис. 4.13в) уже полностью закрыто водопропускное сооружение С1, вода поступает через остальные отверстия дамбы внутрь Невской губы. Во время пика нагона (рис. 4.14в) все водопропускные сооружения дамбы закрыты, уровень моря со стороны Финского залива выше, чем в Невской губе, дамба работает и препятствует росту уровня моря в Невской губе. Через 6 часов после пика нагона и падения уровня моря в Финском заливе (рис. 4.15в) все ворота дамбы открыты и вода поступает из Невской губы через водопропускные сооружения в Финский залив.

Уровень моря внутри Невской губы растет при закрытой Дамбе, что обусловлено стоком реки Невы. Уровень моря в пункте Горный Институт (рис. 4.7а) после закрытия Дамбы вырастает

под действием расхода Невы и уровень моря внутри Дамбы становится больше, чем снаружи в пункте С1 (рис. 4.76) в момент открытия водопропускных сооружений. Долго держать ворота дамбы закрытыми нельзя из-за угрозы наводнения со стороны Невы.

Количественные характеристики точности расчетов по модели BALT-P приводятся в табл. 4.2 в соответствии с критериями точности прогнозов, принятыми в Росгидромете. Оправдываемость прогнозов P - процент расчетов, не превышающий $\pm 0,674\sigma$ приводится в предпоследней колонке табл. 4.2. Средняя оправдываемость расчетов P по модели BALT-P равна 90,6 % (при разбросе от 75,0% до 98,6% - по разным ячейкам данного столбца). Оценки оправдываемости прогноза по [РД 52.27.759–2011, 2011] следующие: отлично 94 – 100%, хорошо 87 – 94%, удовлетворительно 80 – 87%, неудовлетворительно менее 80%. С точки зрения требований Росгидромета оправдываемость 90,6 % соответствует оценке хорошо.

В первых расчетах по модели BALT-P [Попов и др., 2015] оправдываемость в среднем для трех наводнений на 2-мильной сетке составляла 87,4%, а на 90-метровой сетке 86,5%, после доработки модели оправдываемость возросла на 2-мильной до 89,5%, а на 90-метровой до 92,4% [Попов, Лобов, 2017]. Использование условия скольжения на твердых боковых границах вместо ранее использовавшегося условия прилипания внесло основной положительный вклад в улучшение работы модели на 90-метровой сетке. Амплитуда расчетных колебаний уровня на 90-метровой сетке существенно выросла. Оправдываемость расчетов на 90-метровой сетке возрастает по сравнению с оправдываемостью расчетов на 2-мильной сетке в пункте Горный Институт в первом наводнении с 75% до 91%, во втором наводнении с 86,1% до 92,4%, в третьем наводнении с 83,5 до 91,7% (табл. 4.2).

Средняя абсолютная ошибка уменьшилась с 11,7 см до 10,5 см, а относительная с 7,5 см до 6,8 см. Коэффициент корреляции на 2-мильной сетке вырос с 0,916 до 0,920, а на 90-метровой с 0,899 до 0,928. Средняя величина коэффициента корреляции (R_{cor}) равна 0,923 при разбросе 0,847–0,970, что свидетельствует о высокой линейной связи между прогнозируемыми и наблюдаемыми значениями уровня моря. Трехмерная гидродинамическая модель BALT-P успешно воспроизводит уровень моря во время трех наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы.

Таблица 4.2. Оценка точности диагностических расчетов нагонов по модели BALT-P.

Point	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	P%	R
Ситуация №1											
ГИ-2	142,8	-0,9	32,3	163,3	15,4	36,0	15,3	10,6	19,2	75,0	0,847
ГИ-90	142,8	-0,9	32,3	138,4	18,3	28,2	12,0	8,3	14,5	91,0	0,895
Д-2	138,3	-15,2	31,6	138,3	5,8	27,4	12,2	8,0	15,2	82,6	0,877
Д-90	138,3	-15,2	31,6	139,5	6,4	26,4	11,5	7,5	14,0	87,5	0,899
Ш-2	137,3	-16,7	30,7	118,4	2,2	25,3	11,2	7,3	13,1	91,7	0,908
Ситуация №2											
ГИ-2	164,7	26,9	34,2	169,9	4,3	33,7	10,9	7,9	13,9	86,1	0,916
ГИ-90	164,7	26,9	34,2	152,5	29,6	26,5	10,9	7,9	13,0	92,4	0,939
Д-2	185,9	3,8	41,4	207,6	-9,3	44,5	9,5	5,2	12,7	95,1	0,959
Д-90	185,9	3,8	41,4	209,6	-6,6	45,2	10,3	5,6	13,2	94,4	0,957
Ш-2	171,3	1,4	37,8	185,8	-10,9	42,1	8,5	5,0	10,7	98,6	0,970
Ситуация №3											
ГИ-2	107,8	-18,0	27,6	117,1	-24,2	30,5	10,2	8,1	13,4	83,5	0,899
ГИ-90	107,8	-18,0	27,6	87,1	-11,3	22,3	9,2	7,3	11,2	91,7	0,921
Д-2	180,9	-26,4	36,7	162,0	-26,6	35,5	9,4	4,5	12,0	95,4	0,945
Д-90	180,9	-26,4	36,7	164,6	-25,2	35,3	8,8	4,2	10,8	97,2	0,955
Ш-2	140,0	-27,8	32,7	131,5	-26,3	32,4	8,1	4,8	9,8	97,2	0,955
Среднее			33,9			32,8	10,5	6,8	13,1	90,6	0,923

MaxO –максимальное значение уровня моря по наблюдениям (см), MinO – минимальное значение уровня моря по наблюдениям (см), σO –среднеквадратическое отклонение наблюдений от их среднего значения (см), MaxM –максимальное значение уровня моря по расчетам (см), MinM – минимальное значение уровня моря по расчетам (см), σM – среднеквадратическое отклонение расчетов от их среднего значения (см), A– абсолютная ошибка расчетов (см), O% - относительная ошибка расчетов в процентах, σ среднеквадратическая ошибка расчетов (см), P% - оправдываемость расчета в процентах, R – коэффициент корреляции между данными наблюдений и моделирования. 2 - шаг сетки равен 2 милям, 90 - шаг сетки 90 м.

4.5. Прогноз уровня моря на 60 часов по атмосферному прогнозу HIRLAM

Непрерывный расчет каждой ситуации наводнения по ряду атмосферных полей, набранных из первых 6 полей (через час) каждого прогноза HIRLAM, отражает качество работы морской модели, когда атмосферное воздействие наиболее приближено к реальному. Чем больше

заблаговременность прогноза по атмосферной модели, тем больше ошибки расчета атмосферного воздействия. На практике, атмосферные прогнозы по модели HIRLAM с дискретностью 1 час и заблаговременностью 60 часов поступают через каждые 6 часов, поэтому прогноз уровня моря по морской модели можно рассчитать на 60 часов по поступившему в данный момент атмосферному прогнозу. Естественно, что качество атмосферного прогноза на 60 часов уступает по качеству прогнозу на 6 часов. Накапливая 6- часовые прогнозы впоследствии можно собрать непрерывный ряд диагностического атмосферного воздействия, как это было уже сделано для 3-х ситуаций наводнения. Прогнозы уровня по морской модели на 60 часов содержат кроме ошибки расчета по морской модели также и ошибку прогноза по атмосферной модели.

Расчет 10-и прогнозов на 60 часов с интервалом 6 часов между прогнозами был выполнен на 2 мильной сетке для ситуации №3. Первый прогноз стартовал в 0 часов 27 октября 2013 года, ровно за 60 часов до пика наводнения, случившегося 29 октября 2013 года в 12 часов. Уже начиная со второго прогноза, который стартовал через 6 часов можно с уверенностью сказать, что модель предсказывает наблюдаемый пик наводнения, а заблаговременность предсказания составляет 54 часа (рис. 4.16). С уменьшением заблаговременности прогноза его качество повышается.

Прогноз наводнения №3 выбран для примера потому, что прогнозы уровня моря в этом наводнении наиболее сильно отличаются от наблюдений. В диагностических расчетах, средняя по расчетному периоду невязка в точке на Дамбе составляла - 30 см, то есть модельный уровень был на 30 см в среднем выше наблюдаемого. Для ситуации 1 в диагностических расчетах средняя по периоду невязка в точке на Дамбе составила -14,9 см, а для ситуации 2 -11,7 см.

По известному из наблюдений уровню в одной точке на Дамбе можно найти невязку, равную разности между наблюдаемым и расчетным уровнями моря. Эту невязку можно прибавить к каждой точке начального поля уровня моря (в точке на дамбе уровень моря в начальный момент совпадает с наблюдениями), а также к уровню моря на жидкой границе, чтобы не было разрыва между уровнем на жидкой границей и уровнем внутри расчетной области. Были выполнены расчеты прогнозов с такой коррекцией начального поля уровня моря. При этом, уровень моря, поступающий из модели HIROMB на жидкую границу 2 мильной сетки в течение прогноза на 60 часов, также корректировался по этой невязке.

Коррекция начального поля уровня моря на -37,5 см для первого прогноза привела к тому, что для следующего прогноза (через 6 часов) невязка составила уже положительную величину 3 см. Таким образом, коррекция первого начального поля уровня приблизила расчет уровня к наблюдениям в точке на дамбе и за 6 часов расчета по модели (до начала следующего прогноза) уровень моря остается близким к наблюдениям. Для второго прогноза уже эта маленькая невязка корректирует начальный уровень моря. Уровень моря по модели HIROMB, поступающий на

жидкую границу, также необходимо скорректировать. Здесь можно ошибиться, задав коррекцию уровня моря по модели HIROMB 3 см, то есть такую же, как для начального поля уровня моря. Но, в отличие от расчетной области, уровень которой за 6 часов приспособился к скорректированному уровню HIROMB, новый уровень HIROMB, который поступает на жидкую границу, никак на это не отреагировал и не изменился. Поэтому, нужно учесть первую коррекцию уровня -37,5 см, тогда получится, что для второго прогноза уровень на жидкой границе, поступающий из модели HIROMB, нужно задать с коррекцией -34,5 см. Всего были рассчитаны 10 прогнозов с коррекцией начального уровня моря -37,5 см, 3 см, -1,7 см, 3,9 см, 7,7 см, -16,3 см, 12,7 см, -3,1 см, -1,6 см, -6,2 см, при этом коррекция уровня моря, поступающего на жидкую границу модели BALT-P из модели HIROMB составила соответственно -37,5 см, -34,5 см, -36,2 см, -32,3 см, -24,6 см, -40,9 см, -28,2 см, -31,3 см, -32,9 см, -39,1 см.

Опорным пунктом при коррекции уровня моря был выбран пункт на Дамбе, именно в этом пункте находилась разность между наблюдениями и расчетами, а затем прибавлялась к каждой точке поля уровня моря. Расчеты с коррекцией среднего уровня Балтийского моря по наблюдениям в пункте на дамбе со стороны Финского залива показали, что модель хорошо воспроизводит наблюдения за уровнем моря в пункте Дамба (рис. 4.17). В пункте Горный Институт по расчетам уровень моря получился на 2 мильной сетке в среднем ниже, чем по наблюдениям, а в пункте Шепелево в среднем выше, чем по наблюдениям. Это произошло потому, что расчеты на 2 мильной сетке занижают градиент уровня моря от Шепелево до пункта Горный Институт. Совмещение с наблюдениями в пункте Дамба приводит к хорошему совпадению с наблюдениями только в этом пункте, а для такого же по качеству совпадения с наблюдениями, например, в пункте Горный Институт, нужно считать с коррекцией среднего уровня моря по наблюдениям в пункте Горный Институт.

Коррекция среднего уровня моря по наблюдениям в пункте Дамба со стороны Финского залива выбрано потому, что именно для этого района передается расчетный уровень с 2 мильной сетки на жидкую границу 90 метровой сетки. Было важно обеспечить передачу уровня моря, который соответствует наблюдениям за уровнем снаружи Дамбы и обеспечивает правильные граничные условия для расчета на 90 -метровой сетке.

Существует более простой способ коррекции уровня моря на 2 мильной сетке, можно совместить с наблюдениями в начале каждого прогноза исходные расчеты (рис. 4.16), не пересчитывая 2 мильную сетку с другим средним уровнем моря (рис. 4.17). Простое совмещение уровня моря по прогнозам и наблюдениям в данном пункте в начале каждого прогноза дает хорошее соответствие расчетов и наблюдений (рис. 4.18). В пункте на Дамбе прогнозы с коррекцией среднего уровня моря (рис. 4.17б) практически не отличаются от прогнозов без коррекции, совмещенных в начале каждого прогноза с наблюдениями (рис. 4.18б).

Действительно, в начале каждого прогноза уровень моря в пункте на Дамбе равен наблюдаемому, а отличие состоит в том, что расчеты проведены при разных средних уровнях моря, в первом прогнозе коррекция СУМ составила -37,5 см, минимальная -24,6 см, максимальная -40,9 см. Расчеты с такой коррекцией СУМ не повлияли значительно на поведение модельного решения на 2-мильной сетке. Коррекция уровня моря необходима для того, чтобы моделирование проводилось при уровне моря, как можно более близком к реальному.

На рис. 4.19 представлен уровень для ситуации наводнения №3, полученный в расчете на 90 метровой сетке. Поскольку в начале прогноза уровень по наблюдениям уже известен, то можно в начале каждого прогноза совместить уровень по расчетам и наблюдениям. Прогнозы уровня моря исходные (рис. 4.19а, б) выполнены без коррекции среднего уровня моря по наблюдениям в точке на Дамбе. На рис. 4.19 в, г исходный расчетный уровень моря совмещен с данными наблюдений в начале прогноза в пунктах Горный Институт и Дамба со стороны Финского залива. Такой простой способ приближения прогноза уровня моря в каждом пункте к наблюдениям работает, если пренебречь влиянием положения среднего уровня моря на результаты моделирования. Чем ближе к реальному средний уровень моря, тем качество расчетов выше, вместе с тем, небольшая погрешность в задании СУМ (около 30 см) не сильно повлияла на результаты расчета.

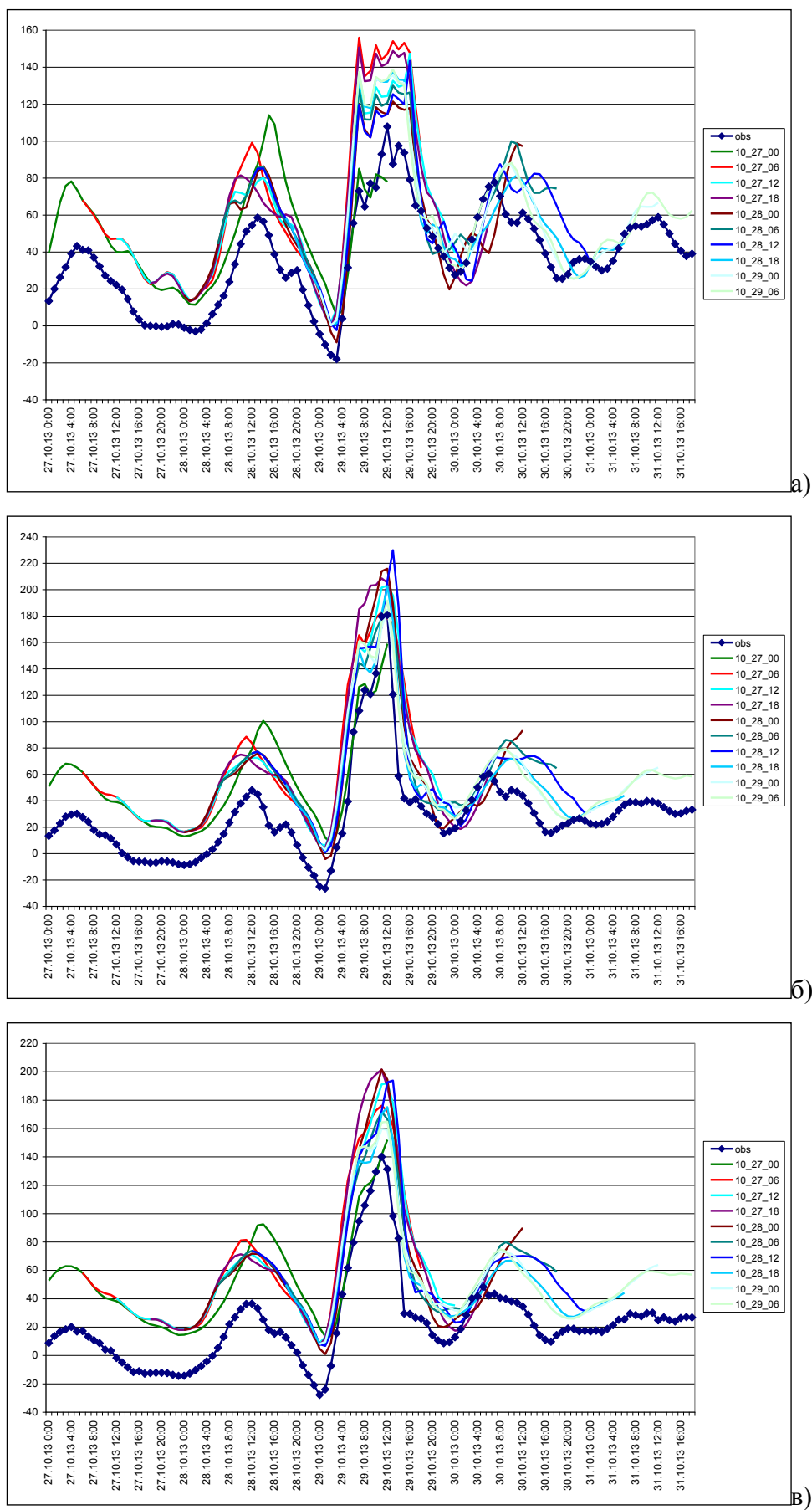


Рис. 4.16. Уровень моря в пункте а) Горный Институт б) Дамба со стороны Финского залива, в) пункта Шепелево по прогнозам и наблюдениям Ситуация №3, сетка 2 мили.

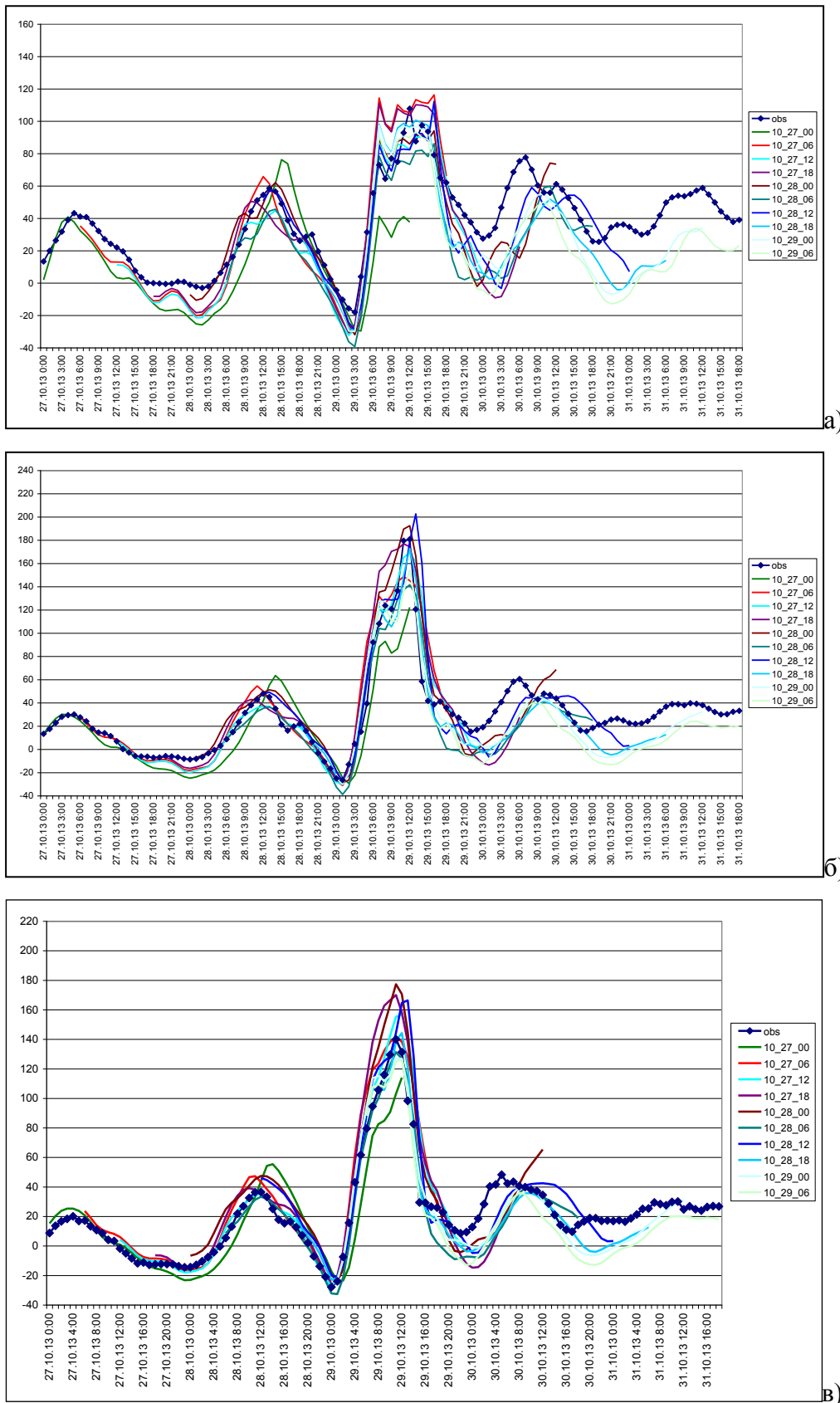


Рис. 4.17. Уровень моря в пункте а) Горный Институт б) Дамба со стороны Финского залива, в) пункта Шепелево по прогнозам и наблюдениям, расчет с коррекцией начального поля уровня для каждого прогноза по наблюдениям в точке на дамбе, Ситуация №3, сетка 2 мили.

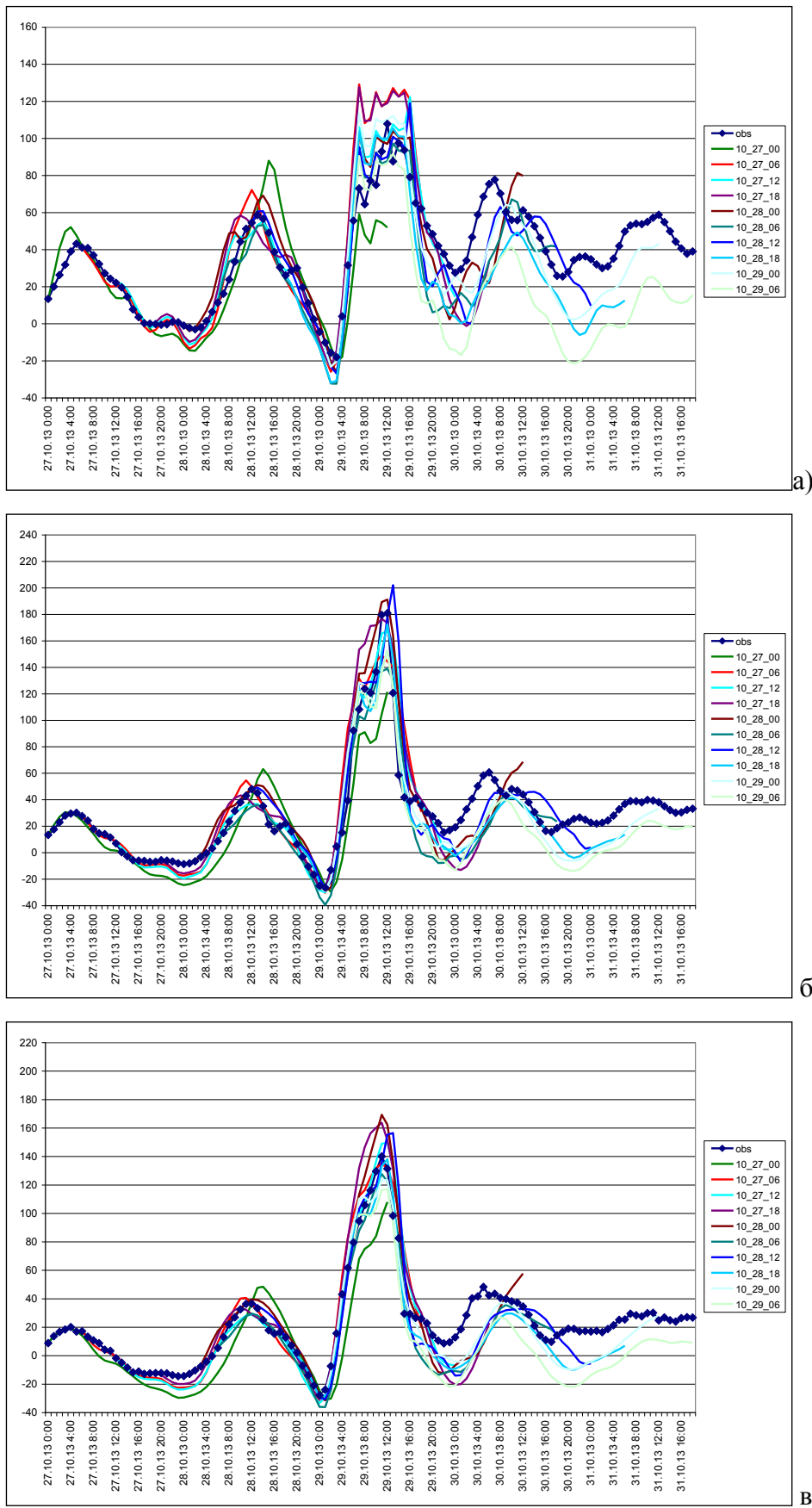


Рис. 4.18. Уровень моря в пункте а) Горный Институт б) Дамба со стороны Финского залива, в) пункта Шепелево по прогнозам и наблюдениям, расчет совмещен с наблюдениями в начале каждого прогноза, Ситуация №3, сетка 2 мили.

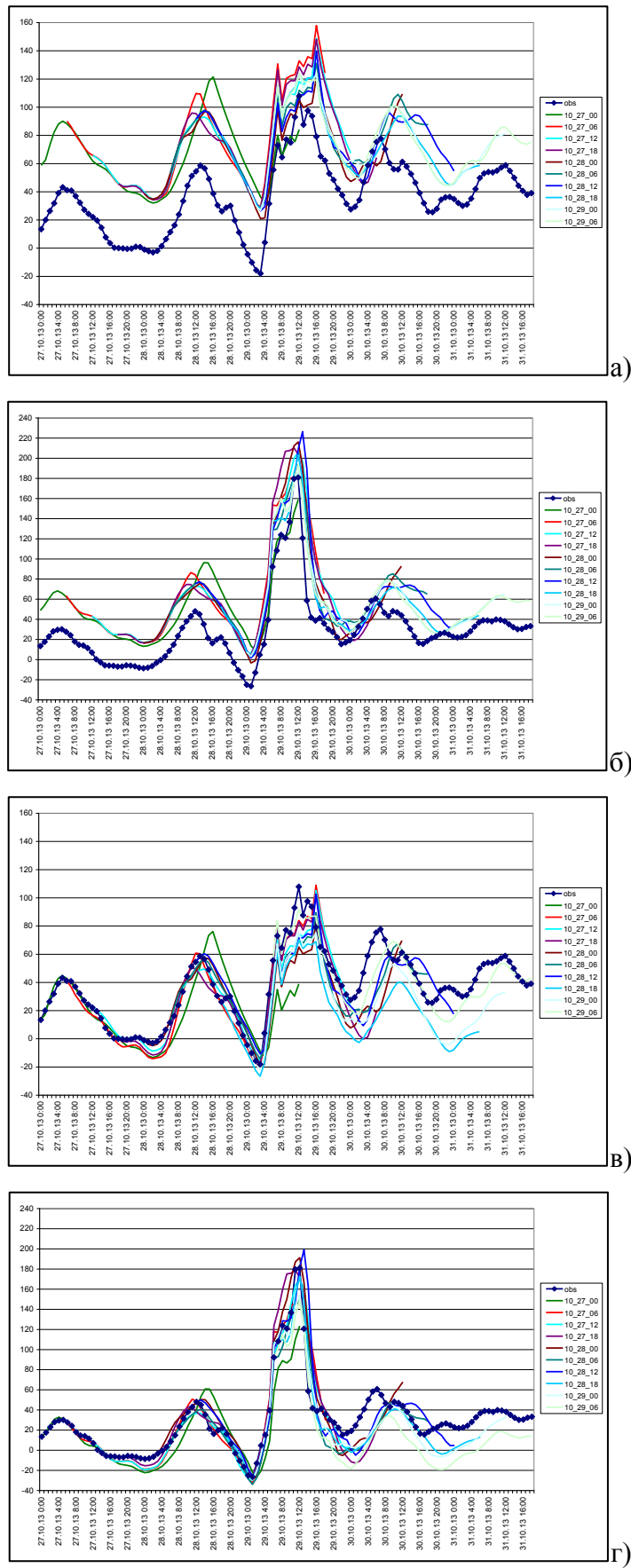


Рис. 4.19. Уровень моря в пункте Горный Институт (а, в) и в пункте Дамба со стороны Финского залива (б, г); (в, г) совмещен с наблюдениями в начале каждого прогноза, №3, 90 м.

Было отмечено, что по графикам прогнозов уровня моря, на которых в начале каждого прогноза расчеты совпадают с наблюдениями, очень трудно увидеть разницу между расчетами с коррекцией (рис. 4.17б) и расчетами без коррекции среднего уровня моря (рис. 4.18б). Только цифровые характеристики оценки точности прогнозов (в таблицах 4.2 и 4.3) показывают небольшое преимущество расчетов на 2 мильной сетке с коррекцией СУМ по данным наблюдений на Дамбе. С практической точки зрения коррекция СУМ не принесла значительного улучшения качества расчетов по модели.

Статистические оценки точности прогнозов на 90 метровой сетке (таблица 4.4) немного выше, чем на 2 мильной сетке, но улучшение качества прогноза уровня моря невелико. Преимущество 90 метровой сетки заключается в правильном описании поведения уровня моря внутри Невской губы. Качество моделирования уровня моря с внешней стороны дамбы полностью определяется качеством расчета на 2 мильной сетке. Даже при правильном моделировании распределения уровня моря внутри Невской губы остается главная ошибка, связанная с заданием уровня по данным расчета на 2 мильной сетке с внешней стороны дамбы.

Таблица 4.2. Оценка точности прогнозов на 2 мильной сетке для ситуации наводнения №3

Водный пост "С1-Ф3"											
Дата пр	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	P%	R
0ч 27 окт	180,9	-26,4	44,5	121,2	-29,7	35,6	15,1	7,3	20,9	83,6	0,91
6ч 27 окт	180,9	-26,4	46,4	149,1	-30,4	50,4	10,4	5	17,3	86,9	0,94
12ч 27 окт	180,9	-26,4	46,4	167,1	-30,1	51,3	8,9	4,3	14,4	93,4	0,96
18ч 27 окт	180,9	-26,4	45,7	176,7	-27,6	56,5	15,8	7,6	22,7	68,9	0,92
0ч 28 окт	180,9	-26,4	43,9	191,1	-28,9	52,3	15,3	7,4	19,7	72,1	0,93
6ч 28 окт	180,9	-26,4	42,2	138,9	-39,4	41,8	15,8	7,6	20,5	70,5	0,92
12ч 28 окт	180,9	-26,4	42,1	202	-27,1	48,8	15,4	7,4	23,1	75,4	0,88
18ч 28 окт	180,9	-26,4	42	172,4	-28,1	43,9	15,4	7,4	18,8	65,6	0,93
0ч 29 окт	180,9	-26,4	39,9	154,4	-27,5	42,1	15,2	7,3	18,3	70,5	0,93
6ч 29 окт	180,9	15,4	36,8	152,5	-13,8	40,6	21,3	12,9	23,5	47,5	0,96
среднее	180,9	-22,2	43,0	162,5	-28,3	46,3	14,9	7,4	19,9	73,4	0,93
Водный пост "Горный Институт"											
0ч 27 окт	107,8	-18	26,8	87	-21,3	27,3	12,1	9,6	16,9	83,6	0,81
6ч 27 окт	107,8	-18	31,6	129,1	-25,9	45,6	12,1	9,6	18	82	0,97
12ч 27 окт	107,8	-18	31,8	122,3	-23,2	38,5	7,8	6,2	11,5	91,8	0,97
18ч 27 окт	107,8	-18	31,9	127,6	-23,4	43,4	15,6	12,4	21,8	68,9	0,88
0ч 28 окт	107,8	-18	30,7	104	-26,3	34,8	13,5	10,8	17,7	77	0,86
6ч 28 окт	107,8	-18	27,7	97,2	-32,4	32,3	14,6	11,6	18,9	78,7	0,86
12ч 28 окт	107,8	-18	27,2	118,9	-26,8	32,4	12,7	10,1	16,9	83,6	0,87
18ч 28 окт	107,8	-18	27,2	105,5	-31,8	35,4	21,7	17,2	25	52,5	0,87
0ч 29 окт	107,8	-18	25,8	115,1	-21,7	35,2	15,9	12,6	18,9	73,8	0,88
6ч 29 окт	107,8	25,5	19,3	91,9	-21,5	31,8	34,2	41,6	36,9	19,7	0,89
среднее	107,8	-13,7	28,0	109,9	-25,4	35,7	16,0	14,2	20,3	71,2	0,89
Водный пост "Шепелево"											
0ч 27 окт	140	-27,8	39,3	108	-30,6	33,7	14,3	8,5	18,7	75,4	0,92
6ч 27 окт	140	-27,8	41,4	135,2	-32,7	47,3	6,9	4,1	10,2	91,8	0,98
12ч 27 окт	140	-27,8	41,3	149,7	-33,2	48	7,6	4,6	10,9	93,4	0,98
18ч 27 окт	140	-27,8	40,4	163,7	-30,6	53	13,8	8,2	19,7	68,9	0,95
0ч 28 окт	140	-27,8	38,4	169,3	-31,4	48,3	13,5	8,1	17,5	70,5	0,94
6ч 28 окт	140	-27,8	36,6	127,6	-36,1	38,6	12,3	7,3	16,1	77	0,95
12ч 28 окт	140	-27,8	36,6	156,5	-30,6	44,1	13,3	7,9	17,9	78,7	0,93
18ч 28 окт	140	-27,8	36,6	138	-29	39,7	14,1	8,4	17,3	73,8	0,95
0ч 29 окт	140	-27,8	34,5	123,7	-27,8	38,3	12,9	7,7	15,5	78,7	0,96
6ч 29 окт	140	8,6	32	117	-21,9	36,9	23,3	17,8	25,2	41	0,97
среднее	140	-24,2	37,7	138,9	-30,4	42,8	13,2	8,3	16,9	74,9	0,95

**Таблица 4.3. Оценка точности прогнозов с коррекцией СУМ на 2 мильной сетке
для ситуации наводнения №3**

Водный пост "С1-ФЗ"											
Дата пр	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	P%	R
0ч 27 окт	180,9	-26,4	44,5	122	-29,5	35,6	15,2	7,3	21	82	0,91
6ч 27 окт	180,9	-26,4	46,4	148,7	-31	50,6	10,4	5	17,2	86,9	0,94
12ч 27 окт	180,9	-26,4	46,4	169	-30,2	51,5	8,8	4,3	14,5	93,4	0,96
18ч 27 окт	180,9	-26,4	45,7	177	-28,1	56,7	15,8	7,6	22,7	68,9	0,92
0ч 28 окт	180,9	-26,4	43,9	192,5	-28,6	52,4	15,4	7,4	19,8	73,8	0,93
6ч 28 окт	180,9	-26,4	42,2	141,7	-38,7	42	15,4	7,4	20,1	73,8	0,92
12ч 28 окт	180,9	-26,4	42,1	202,7	-27,1	48,9	15,5	7,5	23,3	73,8	0,88
18ч 28 окт	180,9	-26,4	42	172,9	-28,9	44,1	15,8	7,6	19,2	65,6	0,93
0ч 29 окт	180,9	-26,4	39,9	155,2	-28	42,2	15,4	7,4	18,5	70,5	0,93
6ч 29 окт	180,9	15,4	36,8	154,4	-13,1	40,6	20,8	12,5	23,1	49,2	0,96
среднее	180,9	-22,2	43,0	163,6	-28,3	46,5	14,9	7,4	19,9	73,8	0,93
Водный пост "Горный Институт"											
0ч 27 окт	107,8	-18	26,8	86,8	-19,1	26,9	12,9	10,2	18,1	80,3	0,78
6ч 27 окт	107,8	-18	31,6	122	-25,1	43,8	10,8	8,6	15,5	85,2	0,97
12ч 27 окт	107,8	-18	31,8	119,7	-21,5	36,9	6,5	5,2	10	91,8	0,97
18ч 27 окт	107,8	-18	31,9	119,1	-22,3	41,7	13,9	11,1	20,2	75,4	0,88
0ч 28 окт	107,8	-18	30,7	100,2	-25,8	33,5	12,7	10,1	17,1	78,7	0,86
6ч 28 окт	107,8	-18	27,7	95,6	-29,8	30,4	13	10,3	17,2	82	0,87
12ч 28 окт	107,8	-18	27,2	115,9	-25,6	31	12,2	9,7	16,4	82	0,87
18ч 28 окт	107,8	-18	27,2	98,6	-31,5	33,7	20,9	16,6	24,7	55,7	0,87
0ч 29 окт	107,8	-18	25,8	106,6	-20,8	33,6	15,2	12,1	18,2	77	0,89
6ч 29 окт	107,8	25,5	19,3	93,9	-12,5	30,1	26,1	31,7	28,7	27,9	0,90
среднее	107,8	-13,7	28,0	105,8	-23,4	34,2	14,4	12,6	18,6	73,6	0,89
Водный пост "Шепелево"											
0ч 27 окт	140	-27,8	39,3	107,6	-30,1	33,7	14,4	8,6	18,7	75,4	0,91
6ч 27 окт	140	-27,8	41,4	135,3	-32,7	47,4	6,9	4,1	10,4	90,2	0,98
12ч 27 окт	140	-27,8	41,3	150,6	-33,2	48,2	7,7	4,6	11,2	93,4	0,98
18ч 27 окт	140	-27,8	40,4	163,9	-30,8	53,2	13,9	8,3	20	67,2	0,95
0ч 28 окт	140	-27,8	38,4	169,6	-31,4	48,4	13,6	8,1	17,7	73,8	0,94
6ч 28 окт	140	-27,8	36,6	128,2	-35,7	38,7	12	7,1	15,9	77	0,95
12ч 28 окт	140	-27,8	36,6	156,8	-30,9	44,2	13,5	8,1	18,2	77	0,92
18ч 28 окт	140	-27,8	36,6	137,7	-29,3	39,8	14,4	8,6	17,7	72,1	0,95
0ч 29 окт	140	-27,8	34,5	123,6	-27,8	38,4	13,1	7,8	15,7	78,7	0,96
6ч 29 окт	140	8,6	32	117,7	-21,7	37	22,8	17,4	24,8	41	0,97
среднее	140	-24,2	37,7	139,1	-30,4	42,9	13,2	8,3	17,0	74,6	0,95

**Таблица 4.4. Оценка точности прогнозов на 90 метровой сетке для ситуации
наводнения №3**

Водный пост "С1-ФЗ"											
Дата пр	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	P%	R
0ч 27 окт	180,9	-26,4	44,5	123,2	-26,8	35,2	14,9	7,2	20,5	77	0,91
6ч 27 окт	180,9	-26,4	46,4	145,9	-31,7	49,9	9	4,3	15	90,2	0,95
12ч 27 окт	180,9	-26,4	46,4	169,9	-30	51,1	8,4	4,1	14,2	93,4	0,96
18ч 27 окт	180,9	-26,4	45,7	178,4	-27,2	56,5	14,7	7,1	22,1	72,1	0,93
0ч 28 окт	180,9	-26,4	43,9	191,1	-28,4	52,2	14,5	7	19,3	75,4	0,93
6ч 28 окт	180,9	-26,4	42,2	148,7	-34	42	13,6	6,6	18,5	72,1	0,92
12ч 28 окт	180,9	-26,4	42,1	199	-25,6	48,8	15	7,3	23,2	78,7	0,88
18ч 28 окт	180,9	-26,4	42	172,6	-27,6	43,7	14,8	7,1	18,3	68,9	0,94
0ч 29 окт	180,9	-26,4	39,9	155,8	-27,6	41,9	14,7	7,1	17,6	75,4	0,95
6ч 29 окт	180,9	15,4	36,8	148,9	-19,2	40,7	26,2	15,9	28,6	32,8	0,96
среднее	180,9	-22,2	43,0	163,4	-27,8	46,2	14,6	7,4	19,7	73,6	0,93
Водный пост "Горный Институт"											
0ч 27 окт	107,8	-18	26,8	75,2	-14,2	23,2	15,4	12,2	22	78,7	0,66
6ч 27 окт	107,8	-18	31,6	108,9	-19,6	33,9	7	5,6	9,4	95,1	0,97
12ч 27 окт	107,8	-18	31,8	105,1	-15	29,6	7	5,6	10,1	93,4	0,95
18ч 27 окт	107,8	-18	31,9	102,4	-17,8	31,8	10,4	8,3	17,2	86,9	0,88
0ч 28 окт	107,8	-18	30,7	81,5	-18,7	24,6	15,2	12,1	20,8	73,8	0,81
6ч 28 окт	107,8	-18	27,7	89,4	-14,1	22,6	12,9	10,2	17	83,6	0,83
12ч 28 окт	107,8	-18	27,2	102,6	-10,7	23	14,1	11,2	17,7	80,3	0,79
18ч 28 окт	107,8	-18	27,2	70,1	-26,6	24,5	26,3	20,9	29,7	34,4	0,86
0ч 29 окт	107,8	-18	25,8	77,1	-20,1	24,7	20,4	16,2	23,5	52,5	0,89
6ч 29 окт	107,8	25,5	19,3	91,6	12,3	21,6	9,3	11,3	12	85,2	0,89
среднее	107,8	-13,7	28,0	90,4	-14,5	26,0	13,8	11,4	17,9	76,4	0,85

4.6. Выводы

Модель BALT-P предназначена для расчетов нагонных ситуаций в Балтийском море и учитывает: сплоченность ледового покрова; колебания уровня воды на открытой жидкой границе; расходы реки Невы. Сведения о концентрации (сплоченности) ледового покрова и о колебаниях уровня моря на открытой границе получены из модели HIROMB.

В модели реализовано плавное, в течение заданного промежутка времени, закрытие и открытие двух судопропускных и шести водопропускных сооружений дамбы.

Модель обеспечивает параллельную масштабируемость вычислений. Время вычислений по модели не превышает 3 минут CPU на 2 мильной расчетной сетке и 15 минут CPU на 90-метровой сетке при расчете прогноза на 60 часов реального времени.

Предварительные расчеты уровня моря можно проводить на 2 мильной сетке, для уточнения расчетов уровня моря и получения детальной пространственной картины уровня моря, необходимо использовать 90-метровую сетку.

Трехмерная гидродинамическая модель BALT-P успешно воспроизводит уровень моря во время трех наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы. Средняя абсолютная ошибка 10,5 см, а относительная 6,8 см, средний коэффициент корреляции 0,923

Расчет прогнозов уровня моря на 60 часов по заданному прогнозу атмосферного давления и ветра из модели HIRLAM показал, что модель воспроизводит пик наводнения в пункте Горный Институт с заблаговременностью 54 часа. При наличии качественных прогнозов атмосферного форсинга модель BALT-P может использоваться для прогноза наводнений в Санкт-Петербурге. Точность прогноза (абсолютная ошибка) составляет около 15 см, а заблаговременность определяется заблаговременностью прогноза атмосферы и зависит от качества прогноза атмосферного форсинга.

Причиной возникновения второго максимума наводнения является возбуждение фундаментальной одноузловой сейши Балтийского моря, вызванное созданным в шторме ветровым воздействием, приведшим к нагону в Санкт-Петербурге, находящемся в вершине одноузловой сейши. В результате начального распределения поля уровня моря в момент пика наводнения в Санкт-Петербурге, возникают колебания уровня моря с периодом 25-30 часов, близким к периоду одноузловой сейши Балтийского моря. Эти колебания происходят в условиях воздействия ветра и давления на поверхности моря, которое модифицирует свободные колебания уровня моря и изменяет период колебаний до 22-32 часов. В основном, ветер препятствует росту собственного колебания, но в отдельных случаях, воздействие ветра и давления приводит к усилению собственного колебания и увеличению второго максимума уровня моря, как это произошло в наводнении 15-17 ноября 2001 г. в Санкт-Петербурге.

Глава 5. Моделирование и прогноз течений и уровня в Азовском море

Численное гидродинамическое моделирование колебаний уровня Азовского моря с использованием двухмерных моделей началось с работ [Кириллов, 1964] [Овсиенко, 1973]. Первой трехмерной моделью Азовского моря является модель Филиппова Ю.Г. [Филиппов, 1970]. С повышением производительности вычислительной техники происходило совершенствование гидродинамического моделирования штормовых нагонов в Азовском море по двухмерной [Тихонова, Зильберштейн, Сафронов, 1995], и трехмерной модели [Попов, 1995]. В настоящее время численные модели расчета уровня Азовского моря продолжают развиваться и совершенствоваться [Филиппов, 2015, Фомин и др., 2015]. В новых работах, посвященных моделированию штормовых нагонов используются новые, оригинальные численные схемы для решения двухмерных уравнений мелкой воды [Saburin et al., 2018].

Трехмерная полная модель морей, воспроизводящая гидротермодинамику Черного и Азовского морей и включающая расчет льда использовалась для расчета экстремальных штормовых нагонов в Азовском море в 2013 и 2014 годах [Фомин, Дианский, 2018], причем для Азовского моря использовалась очень подробная расчетная сетка с шагом 250 м. Особенностью и преимуществом данной модели является использование σ – системы координат, позволяющей проводить расчеты при больших колебаниях уровня моря.

В большинстве численных моделей в z системе координат колебания уровня моря не должны выходить за пределы верхнего расчетного слоя. При больших колебаниях уровня моря это ограничение приводит к большой толщине верхнего расчетного слоя. Проблеме моделирования динамики океана при больших колебаниях уровня посвящена, работа [Ибраев, Дьяконов, 2016], где предлагается верхние несколько десятков метров океана описывать в σ координатной системе, а остальную часть толщи воды – в z -координатах.

Проблема моделирования больших нагонов в z -координатах Азовском море исследовалась в работе [Попов, 1995]. Для моделирования штормовых нагонов использовалась трехмерная модель [Попов, 1995] с переменным по времени числом вертикальных расчетных слоев в каждой расчетной точке Азовского моря. Число слоев в этой модели на каждом временном шаге определялось положением уровня моря и изменялось по времени. Уровень моря в процессе расчета штормового нагона попадал в различные расчетные слои, границы которых не изменялись по времени. Никаких ограничений на изменения уровня моря эта модель не накладывает, что позволяет моделировать большие колебания уровня моря с использованием расчетных слоев одинаковой толщины, без условия задания большой толщины верхнего слоя, необходимого при фиксированном количестве z -слоев. Необходимость вычисления количества слоев, определяемое колебаниями уровня моря на каждом шаге по времени, приводит к увеличению машинного времени счета, что являлось основным ограничением использования

модели в 1995 году. Возможно, что в будущем, для более точного расчета штормовых нагонов, будет использоваться модель с переменным по времени числом вертикальных расчетных слоев в каждой точке горизонтальной плоскости.

В Гидрометцентре России создана оперативная модель для прогноза уровня и течений в Азовском море. Основой оперативной модели расчета колебаний уровня Азовского моря стала трехмерная гидродинамическая модель, которая успешно себя зарекомендовала при расчетах уровня в Каспийском, Баренцевом и Балтийском морях, а также для моделирования Азовского и Черного морей [Verbitskaya, Popov, Zilberstein, 2005]. Прогнозы уровня моря по модели с разрешением 0,5 NM (nautical mile) с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO (7 км) [Вильфанд, Ривин, Розинкина, 2010] позволили предсказать время наступления и величину максимума уровня моря в катастрофическом наводнении 24 сентября 2014 года. Максимум уровня моря по наблюдениям составил 251 см, а по расчетам на 0,5 NM сетке 249 см [Попов, Лобов, 2016].

Весной 2015 года модель была внедрена в систему АСООИ Гидрометцентра России. Два раза в сутки, после окончания работы модели COSMO, запускается на счет модель Азовского моря, которая использует атмосферные данные из оперативной базы LMW7. В базу данных AZOV в системе АСООИ Гидрометцентра России 2 раза в сутки поступают прогнозы уровня моря с дискретностью 1 час на 14 береговых станциях Азовского моря, а также ежечасные поля уровня на всей 0,5 мильной сетке Азовского моря в течение 48 часов прогноза. Прогностический уровень моря на береговых станциях Азовского моря используется в отделе морских гидрологических прогнозов Гидрометцентра России, а также ежедневно передается в Северо-Кавказское УГМС.

Численная гидродинамическая модель Азовского моря применялась для диагностического расчета колебаний уровня моря в течение 6 месяцев (июнь-ноябрь) 2015 года и трех месяцев (март-май) 2016 года. Модель в диагностическом режиме успешно воспроизвела колебания уровня Азовского моря [Попов, Лобов, 2017]. В работе [Попов, Лобов, 2018] проведена верификация прогнозов уровня Азовского моря по оперативной модели с использованием 48 часовых прогнозов атмосферной модели COSMO из архивной базы LM17 и данных наблюдений за уровнем моря на береговых станциях.

5.1. Параметры трехмерной гидродинамической модели

Модель основана на системе уравнений геофизической гидродинамики со свободной поверхностью в приближении гидростатики и Буссинеска в прямоугольной системе координат. Начало координат совпадает с невозмущенной поверхностью моря. Ось z направлена вертикально вверх, оси x и y направлены соответственно на восток и север.

Движение в море вызывается заданными на поверхности моря градиентами атмосферного давления и касательным напряжением трения ветра, которое зависит от скорости ветра. Зависимость эта квадратичная с коэффициентом, который называется коэффициентом сопротивления и также зависит от скорости ветра [Holthuijsen et al, 2011]. Градиенты давления на уровне моря задаются в правой части уравнений движения модели. Используется баротропная версия модели.

В модели учитываются стоки рек Дон и Кубань, которые задаются в замыкающих створах. В месте впадения рек задается скорость течения воды по нормали к жидкой границе.

Для перехода к конечно-разностному представлению задана прямоугольная сеточная область в декартовой системе с равномерным шагом 0.5 NM ячеек сетки. Для задания компонентов скоростей и уровня моря используется разнесенная сетка "C" [Arakawa, Lamb, 1981]. Верхняя граница ячеек сетки изменяется во времени, а нижняя - зафиксирована и определяется рельефом дна. Шаг сетки по вертикали переменный. Число горизонтов определяется глубиной и изменяется по акватории от единицы (в этом случае верхняя и нижняя ячейки совпадают) до 12 - максимального числа горизонтов модели.

Колебания уровня моря ограничены верхним расчетным слоем, невозмущенная толщина которого равна 2,5 м в тех точках, где глубина моря больше 2,5 м. Если глубина моря меньше, чем 2,5 м, то в этой точке только один расчетный слой и его толщина определяется рельефом дна. Минимальная глубина Азовского моря (и толщина верхнего слоя) составляет 0,1 м. Невозмущенные толщины остальных расчетных слоев равны 1 м.

По времени используется явная схема со сдвигом, когда скорости течений определяются на четном, а уровень на нечетном шаге по времени, за исключением неявной аппроксимации процесса вертикального турбулентного обмена. Кориолисовы члены, аналогично [Тихонова, Зильберштейн, Сафронов, 1995], аппроксимируются полунеявным образом. Шаг по времени 40 сек.

В модели, аналогично работе [Backhaus, 1985], используется не постоянная, а переменная по пространству толщина придонной ячейки, которая зависит от глубины места. В придонных ячейках толщина постоянна по времени, но различна по пространству, что позволяет более точно описывать топографию дна. От топографии дна зависит скорость движения нагонной волны и время наступления пика нагона. Придонное трение зависит от величины придонной скорости течения, что является преимуществом трехмерной модели по сравнению с двухмерными моделями уравнений мелкой воды, где придонное трение зависит от средней по толщине воды скорости течения. Сочетание подробного описания рельефа дна с более точной, чем в двумерных моделях аппроксимацией придонного трения, в конечном итоге, приводит к более точному

воспроизведению скорости движения поверхностной гравитационной волны, что дает хорошее совпадение по времени с наблюдаемыми пиками наступления наводнения.

В модели используется алгоритм учета осушения и затопления, который успешно применялся при расчетах штормовых нагонов в Каспийском море [Зильберштнйн, Попов и др., 2001].

Программа расчета представляет собой реализацию решения системы дифференциальных уравнений в частных производных с помощью конечных разностей. Текст программы написан на языке FORTRAN. Программа поддерживает распараллеливание в модели общей памяти с помощью технологии OpenMP [Попов и др., 2009].

Входными данным для модели являются поля давления и ветра на высоте 10 м по данным метеорологического прогноза COSMO [Вильфанд, Ривин, Розинкина, 2010] с разрешением примерно 7 км по горизонтали. Исходные поля ветра и давления интерполируются по пространству с сетки атмосферной модели COSMO на модельную 0,5 мильную сетку, при этом применяется интерполяция по пространству, взятая из работы [Akima, 1978]. Поля ветра и давления уже на модельной сетке линейно интерполируются по времени, чтобы получить поля на каждом модельном шаге по времени. Выходными данными являются трехмерное поле скоростей течений и уровень Азовского моря с разрешением по горизонтали 926 м.

В настоящее время действует главная высотная основа СССР 1977 г. (ГВО СССР). На рис. 1 представлена расчетная 0,5 мильная сетка Азовского моря с батиметрией относительно нуля Кронштадтского футштока (ГВО СССР). За единый нуль постов Азовского моря с 1961 г. принята отметка, равная -5 м БС. Чтобы привести наблюдения к 0м БС, нужно отнять от наблюдаемого уровня 5 м. В дальнейшем под термином уровень моря следует понимать отклонение уровня моря от нуля Кронштадтского футштока.

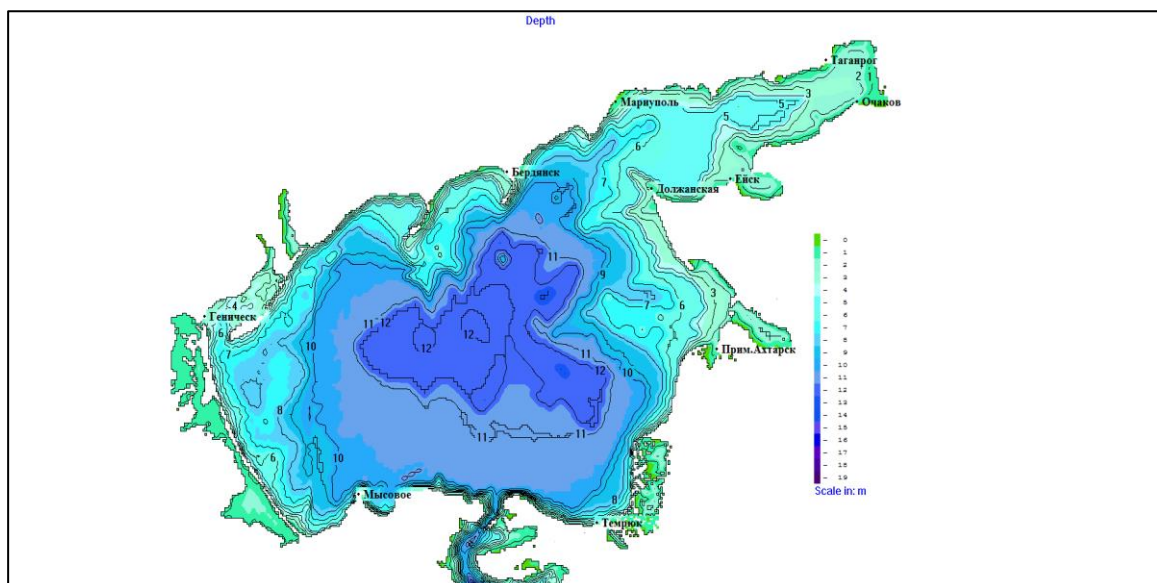


Рис. 5.1. Расчетная 0,5-мильная сетка и батиметрия Азовского моря.

5.2. Диагностический расчет наводнения в Таганроге в сентябре 2014 г.

Качество работы гидродинамической модели лучше всего оценивать по диагностическим расчетам, поскольку ошибки входной информации, поступающей из атмосферной модели, в этом случае минимальны. Если считать, что атмосферная модель работает идеально, то диагностический расчет содержит только ошибки расчета по морской гидродинамической модели. При сравнении с данными измерений уровня моря на береговых станциях необходимо учитывать, что и данные наблюдений за уровнем не идеальны и могут содержать ошибки. Хорошее совпадение расчетов уровня по модели с наблюдениями возможно только при наличии качественных наблюдений и качественных расчетов по атмосферной и морской моделям.

Были проведены непрерывные расчеты уровня моря по заданному на поверхности моря атмосферному воздействию (ветер и давление) в течение 720 часов, которые можно интерпретировать, как прогнозы уровня моря на срок один месяц, если бы прогноз атмосферного давления на один месяц был известен. Имеющиеся атмосферные модели дают прогноз примерно на 5 суток. Доступные, благодаря системе АСООИ, прогнозы атмосферы по модели COSMO (7 км) на 48 часов с дискретностью 3 часа используются для расчетов Азовского моря. Прогнозы атмосферы накапливаются в архивной базе данных и затем используются для диагностических расчетов. Непрерывный ряд атмосферных полей в течение одного месяца, собранный из накопленных прогнозов атмосферы на 0-9 часов является диагностическим и расчеты по этому ряду являются диагностическими расчетами. Если считать, что атмосферная модель работает без ошибок, то в диагностическом расчете уровня моря остаются только ошибки расчета по морской модели.

Расчеты на один месяц были проведены на сетках с горизонтальным разрешением 2 мили и 0,5 мили, начальное поле уровня Азовского моря было задано постоянным и равным нулю по всей площади моря, начальные скорости течений равны нулю. Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями представлены на рисунке 5.2.

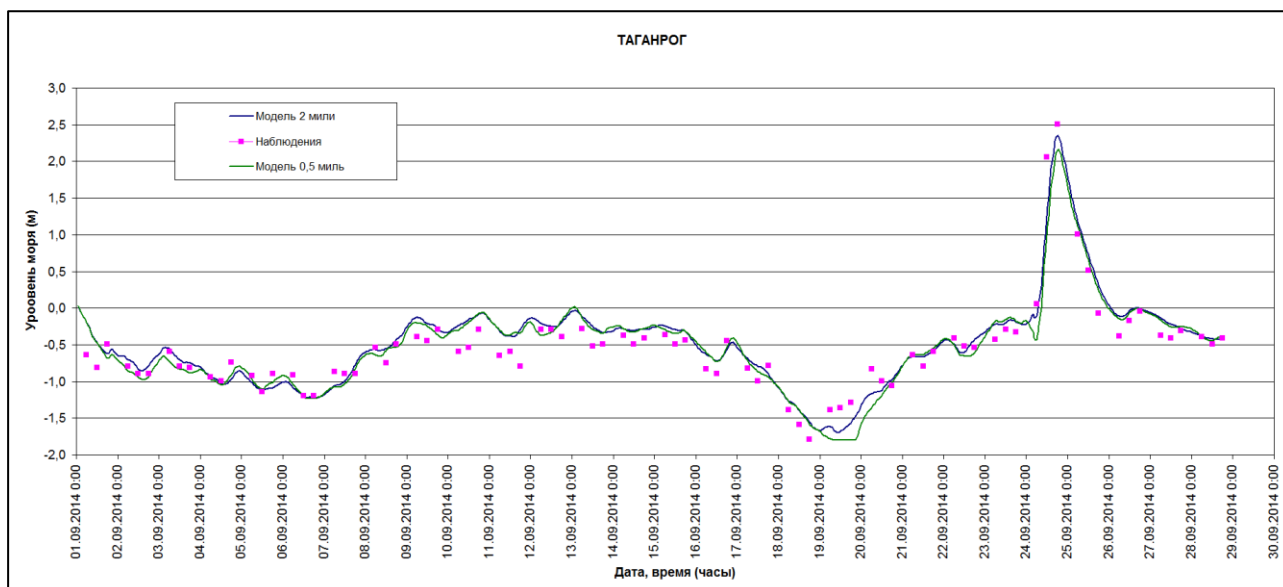


Рис. 5.2. Уровень моря для пункта Таганрог в течение сентября 2014 года.

Уровень моря при расчетах на различных сетках очень хорошо совпадает, максимум уровня моря во время пика наводнения по расчетам на более грубой сетке получился немного больше, чем на мелкой сетке.

Наблюдения за уровнем моря в Таганроге поступают 3 раза в сутки в 6, 12, 18 часов. Сравнение с наблюдениями выполнено в течение 28 суток (1-28 сентября 2014 г.), всего использовано 84 значения наблюдений. Представление о количественных характеристиках точности расчетов дано в таблице 5.1 в соответствии с критериями, принятыми в Росгидромете.

Таблица 5.1. Оценка точности расчетов уровня моря (см) в Таганроге в сентябре 2014 г.

Сетка	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	P%	R
2 мили	251	-179	60,6	235	-168	60,6	16,3	3,8	20,8	96,4	0,947
0.5 миль	251	-179	60,6	215	-180	59,8	17,4	4	23,5	91,7	0,925

Оправдываемость расчета P% на сетке с разрешением 2 мили равна 96% - отлично, а по модели с разрешением 0,5 мили 92% - хорошо. Коэффициент корреляции 0,95 для 2 мильной сетки и 0,93 для 0,5 мильной сетки, что свидетельствует о высокой линейной связи между прогнозируемыми и наблюдаемыми значениями уровня моря.

Модель на более мелкой 0,5 мильной сетке дает более подробную картину распределения уровня моря по его площади по сравнению с более сглаженной картиной на 2 мильной сетке. Несомненное преимущество 0,5 мильной сетки в детальности по сравнению с 2 мильной, требует и более тонкой настройки параметров модели. В данном случае, параметры модели на 2 мильной сетке были настроены лучше, чем на 0,5 мильной, что привело, хотя и к незначительному, но выигрышу в точности расчетов (таблица 5.1).

5.3. Диагностический расчет уровня Азовского моря в 2015-2016 годах

Для проведения диагностического расчета был создан непрерывный ряд атмосферных полей давления и скорости ветра из модели COSMO с 1 июня 2015 года по 1 сентября 2016 года. Этот непрерывный ряд был собран из прогнозов атмосферы по модели COSMO, поступающих два раза в сутки в сроки 00 и 12 часов. Из каждого прогноза выбирались поля с заблаговременностью 6, 9, 12 и 15 часов и составлялся непрерывный ряд. Далее непрерывный ряд полей ветра и атмосферного давления интерполировался с сетки модели COSMO на расчетную 0,5 мильную сетку Азовского моря.

Были проведены непрерывные расчеты уровня моря по заданному на поверхности моря атмосферному воздействию (ветер и давление) с 1 июня 2015 года по 1 декабря 2015 года и с 1 марта по 1 сентября 2016 года. Зимние месяцы пока не рассчитывались из-за отсутствия информации о сплоченности льда. В начале каждого расчета поле уровня Азовского моря было задано постоянным и равным нулю по всей площади моря, начальные скорости течений также равны нулю.

Результаты сравнения расчетов уровня моря с наблюдениями на береговых станциях представлены в таблицах 5.2-5.4. Наблюдения за уровнем моря поступают 4 раза в сутки в 0, 6, 12, 18 часов только на станции Мысовое, на остальных станциях наблюдения поступают 3 раза в сутки в 6, 12 и 18 часов. Выделяется только июнь 2015 года, когда в Геническе и Мариуполе наблюдения были 1 раз в сутки. Начиная с марта 2016 года в Таганроге наблюдения стали поступать 4 раза в сутки. Число поступивших за месяц наблюдений, использованное для сравнения с расчетами, указано во второй колонке таблицы 5.2. Далее в следующих колонках указаны $MaxO$ максимальное и $MinO$ минимальное значение уровня моря по данным наблюдений, σO – среднеквадратическое отклонение наблюдений от среднего. $MaxM$ максимальное и $MinM$ минимальное значение уровня моря по модели, σM – среднеквадратическое отклонение расчетов от среднего. A – абсолютная ошибка расчетов, $O\%$ относительная ошибка расчетов, σ среднеквадратическая ошибка расчетов, $\sigma\%$ – отношение в % σ к σO наблюдений. $P\%$ ($<0,674 \sigma O$) – процент расчетов, не выходящих за определенный предел, т.е. оправдываемость расчета в процентах, R – коэффициент корреляции между данными наблюдений и моделирования.

Коэффициент корреляции на станции Геническ находится в диапазоне 0,80-0,97 за исключением мая 2016 года, когда его значение неожиданно стало равно 0,4. Такое резкое понижение коэффициента корреляции можно объяснить только ошибками наблюдений. В остальные месяцы модель хорошо воспроизводит уровень моря в Геническе, например, в ноябре 2015 года (рис. 5.3), когда наблюдался самый сильный сгон -88 см, коэффициент корреляции составил 0,94 – не самое высокое значение, максимальное значение 0,97 было в октябре (рис.

5.4). Среднее значение коэффициента корреляции за 9 месяцев с учетом провала в мае составило всего 0,84. Оправдываемость очень сильно зависит от величины σ_O , например, при $\sigma_O = 20,6$ в октябре оправдываемость 97%, а при $\sigma_O = 10,6$ в июле оправдываемость всего 75%. Оправдываемость изменяется в диапазоне 73-97%, средняя за 9 месяцев оправдываемость 84%.

Коэффициент корреляции на станции Мариуполь находится в диапазоне 0,68-0,95, среднее за 9 месяцев значение 0,84. Самый большой сгон по наблюдениям –92 см был в октябре 2015 года (рис. 5.5). Оправдываемость изменяется в диапазоне 62-96%, средняя за 9 месяцев оправдываемость 82%.

Коэффициент корреляции на станции Таганрог находится в диапазоне 0,82-0,96, среднее за 9 месяцев значение 0,89. Самый большой сгон по наблюдениям –213 см был в октябре 2015 года (рис. 5.6). Оправдываемость изменяется в диапазоне 76-91%, средняя за 9 месяцев оправдываемость 87%.

Коэффициент корреляции на станции Ейск находится в диапазоне 0,70-0,94, среднее за 9 месяцев значение 0,86. Самый большой сгон по наблюдениям –139 см был в октябре 2015 года (рис. 5.7). Оправдываемость изменяется в диапазоне 67-91%, средняя за 9 месяцев оправдываемость 82%.

Коэффициент корреляции на станции Мысовое находится в диапазоне 0,70-0,93, среднее за 9 месяцев значение 0,82. Самый большой сгон по наблюдениям –82 см был в октябре 2015 года (рис. 5.8). Оправдываемость изменяется в диапазоне 64-95%, средняя за 9 месяцев оправдываемость 78%.

Модель хорошо воспроизвела экстремальные сгоны на побережье Азовского моря. Только на станции Мысовое модели не удалось воспроизвести кратковременное понижение уровня моря всего за два срока наблюдений, а именно 19 октября 12 часов, уровень моря – 66 см и 19 октября 18 часов, уровень моря –82 см. Возможно, что это краткосрочное понижение уровня моря вызвано особенностями ветра, которые не воспроизвела модель COSMO, или, что менее вероятно (все-таки два срока), просто ошибками наблюдений.

Береговые станции Азовского моря по величине средней за 9 месяцев оправдываемости идут в следующем порядке: Таганрог 87%, Геническ 84%, Ейск 82%, Мариуполь 82%, Мысовое 78%. По критериям [РД 52.27.759–2011] оправдываемость расчетов получает оценку хорошо только на станции Таганрог, на станциях Геническ, Ейск и Мариуполь оценка удовлетворительно, а на станции Мысовое даже неудовлетворительно. Такая низкая оправдываемость объясняется очень малыми значениями допустимой ошибки $<0,674\sigma_O$, где средние за 9 месяцев значения σ_O на станциях Азовского моря следующие Таганрог 33 см, Геническ 16 см, Ейск 18 см, Мариуполь 12 см, Мысовое 11 см. Получается, что для станции

Мысовое расчет по модели считается успешным в том случае, если он отличается от наблюдений меньше, чем на $0,674\sigma_0 = 7$ см. Это очень маленькая ошибка, похоже, что в [РД 52.27.759–2011] предъявляются слишком высокие требования к качеству расчетов. При ошибке 15 см оправдываемость будет хорошей или, как минимум, удовлетворительной.

Таблица 5.2. Оценка точности расчетов уровня моря на станциях летом 2015 г.

Станция	Число набл.	MaxO	MinO	σ_0	MaxM	MinM	σ_M	A	O%	σ	$\sigma\%$	P%	R
Июнь 2015													
Геническ	30	51	-35	14,2	47	-18	11,9	5,1	5,9	7,1	49,7	83	0,89
Мариуполь	30	18	-38	11,6	25	-53	15,2	5,7	10,1	9	78	73	0,81
Таганрог	90	53	119	28,6	51	111	27,7	8,3	4,8	11,7	40,7	91	0,92
Ейск	90	26	-84	17,9	20	-81	18,4	5,8	5,3	7,6	42,3	88	0,92
Мысовое	120	40	-23	8,2	33	-21	7,5	4	6,4	5,2	63,1	77	0,79
Июль 2015													
Геническ	93	20	-46	10,6	32	-46	11,7	5,3	8	7,1	67,2	75	0,80
Мариуполь	93	3	-39	8,2	-1	-40	7	4,8	11,5	6,2	75,4	62	0,68
Таганрог	93	55	-69	23,2	51	-74	22,7	10,4	8,4	14	60,4	76	0,82
Ейск	93	12	-46	11,5	27	-54	13,4	6,8	11,7	9,8	84,8	68	0,70
Мысовое	124	20	-26	8,1	14	-26	6,3	4,6	10,1	5,9	72,3	64	0,70
Август 2015													
Геническ	93	15	-47	12,7	14	-42	14,3	5,5	8,9	7	55	77	0,87
Мариуполь	93	36	-63	12,4	-12	-62	11,9	4,6	4,7	7,2	57,9	88	0,83
Таганрог	93	48	109	28,2	16	-96	28,7	12,6	8	17,5	61,9	83	0,82
Ейск	93	1	-74	16	-5	-75	17,2	8,4	11,2	10,3	64	67	0,82
Мысовое	124	10	-51	10,3	7	-33	11,1	5,1	8,3	6,7	65	74	0,81

Таблица 5.3. Оценка точности расчетов уровня моря на станциях осенью 2015 г.

Станция	Число набл.	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	$\sigma\%$	P%	R
Сентябрь 2015													
Геническ	90	35	-36	13,2	37	-40	13,3	4,7	6,7	6,3	47,8	88	0,89
Мариуполь	90	-14	-81	12,5	-16	-90	12,6	5,6	8,4	7	56,3	81	0,84
Таганрог	90	26	193	33,2	45	191	42,1	11,4	5,2	19,2	57,8	90	0,90
Ейск	90	4	124	21	6	136	21,1	7,6	6	9,9	46,9	87	0,89
Мысовое	120	17	-43	10	19	-41	10,5	4,6	7,7	5,9	58,6	78	0,84
Октябрь 2015													
Геническ	93	54	-58	20,6	54	-52	22,8	4,3	3,8	5,6	27,1	97	0,97
Мариуполь	93	-24	-92	13,5	-33	-98	14,3	3	4,4	4,6	34,1	96	0,95
Таганрог	93	11	213	43,9	11	205	49,7	13,8	6,2	20	45,7	89	0,92
Ейск	93	-24	139	23,4	-13	141	27,5	6,8	5,9	9,5	40,6	91	0,94
Мысовое	124	26	-82	14,8	24	-45	14,5	4	3,7	6,3	42,6	95	0,91
Ноябрь 2015													
Геническ	90	32	-88	22,5	40	-89	24,9	6,8	5,6	8,8	39	89	0,94
Мариуполь	90	28	-59	16,4	28	-68	20,3	6,1	7	8,4	51,2	86	0,92
Таганрог	90	71	112	36	83	116	43,4	10,6	5,8	13,6	37,8	90	0,96
Ейск	90	16	-74	18,3	20	-78	22,8	8,6	9,5	11,6	63,4	80	0,86
Мысовое	120	13	-57	15,3	20	-64	16,9	5,3	7,6	7,3	47,6	87	0,90

Таблица 5.4. Оценка точности расчетов уровня моря на станциях весной 2016 г.

Станция	Число набл.	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	$\sigma\%$	P%	R
Март 2016													
Геническ	93	52	-55	17,1	61	-70	22,8	6,1	5,7	8,6	50,3	86	0,95
Мариуполь	93	32	-44	12,5	27	-50	14,4	4,8	6,3	6,3	50,2	84	0,90
Таганрог	124	136	117	38,2	143	118	42	10,6	4,2	14,4	37,5	90	0,94
Ейск	93	49	-64	18	47	-84	21,9	6,3	5,6	8,5	47,2	86	0,93
Мысовое	124	28	-54	12,9	31	-61	15	4,1	5,1	5,8	45,1	87	0,93
Апрель 2016													
Геническ	90	35	-44	13,2	43	-54	13,8	5,5	7	7,5	57,1	84	0,85
Мариуполь	90	38	-37	12	38	-32	12	5,3	7,1	8,3	69,1	84	0,76
Таганрог	120	146	-72	35,6	151	-88	35,9	13,8	6,3	19,6	55,2	86	0,85
Ейск	90	46	-48	17,6	65	-57	18,7	7,6	8,1	10,5	59,5	79	0,84
Мысовое	120	22	-37	9,7	22	-39	9,4	5,8	9,8	7,3	75,2	66	0,71
Май 2016													
Геническ	93	74	-12	15,8	74	-28	12,9	9,7	11,2	15,9	100,	73	0,40
Мариуполь	93	23	-45	12	25	-48	11,6	4,1	6	5,1	42,8	87	0,91
Таганрог	124	96	131	32,4	96	109	28	11,2	5	14,8	45,8	90	0,89
Ейск	93	26	-84	16,9	34	-82	17,1	6,3	5,7	8,6	50,6	89	0,87
Мысовое	124	48	-15	7,7	45	-26	8,6	3,7	5,9	5,1	65,4	77	0,82

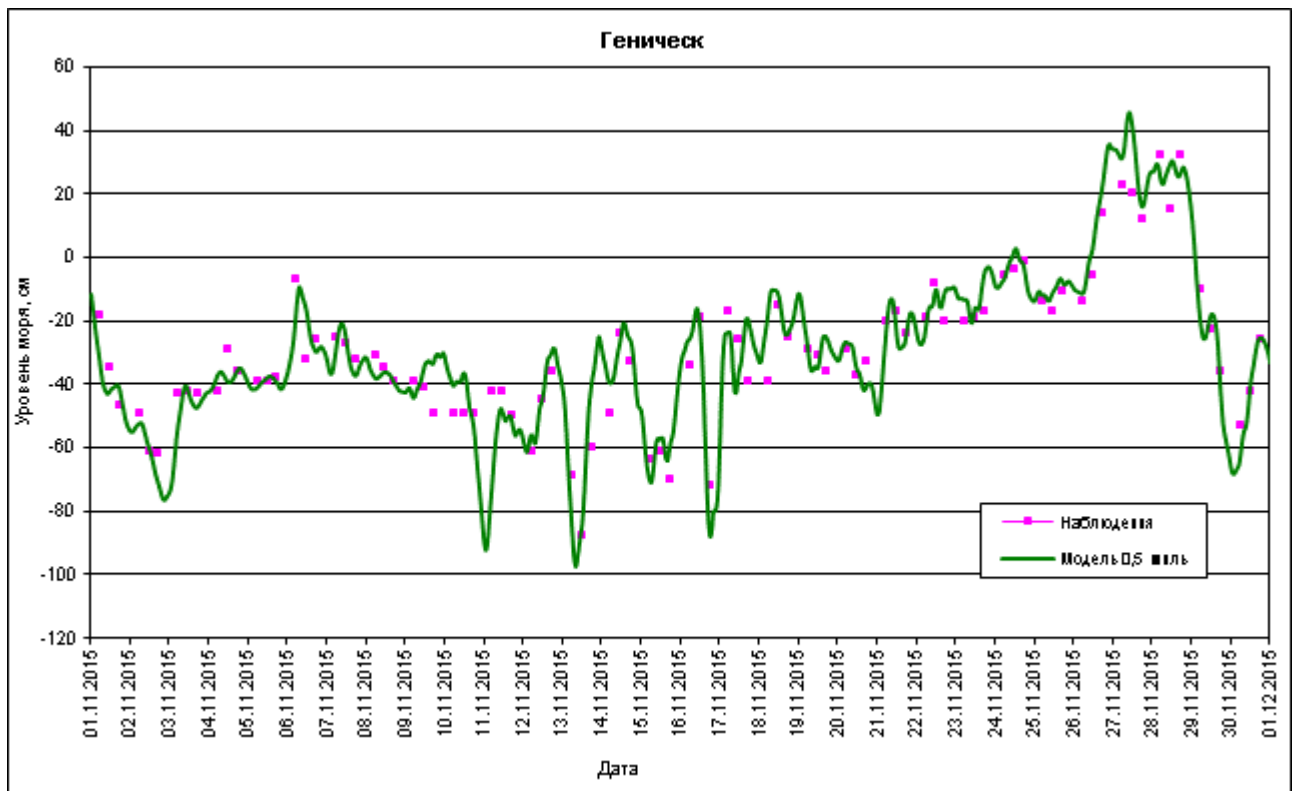


Рис. 5.3. Уровень моря на станции Геническ в течение ноября 2015 года.

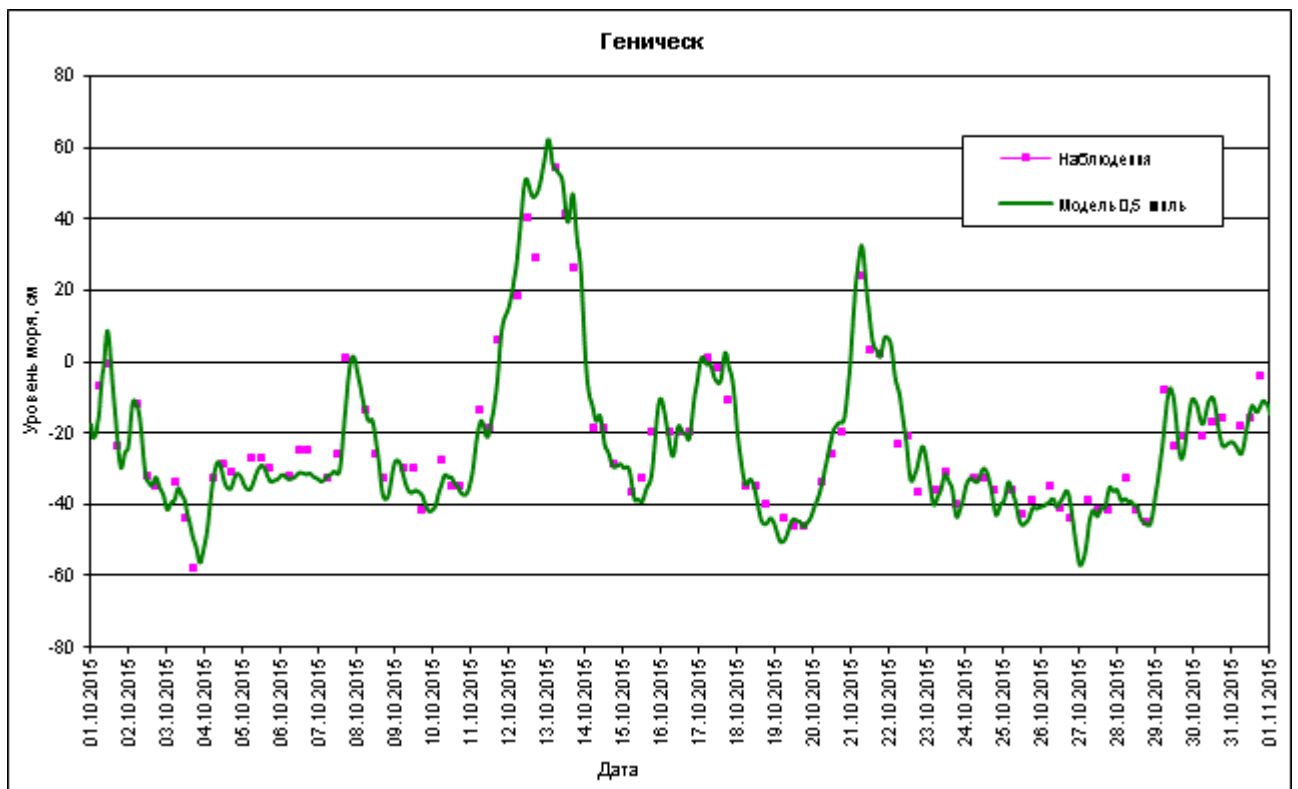


Рис. 5.4. Уровень моря на станции Геническ в течение октября 2015 года.

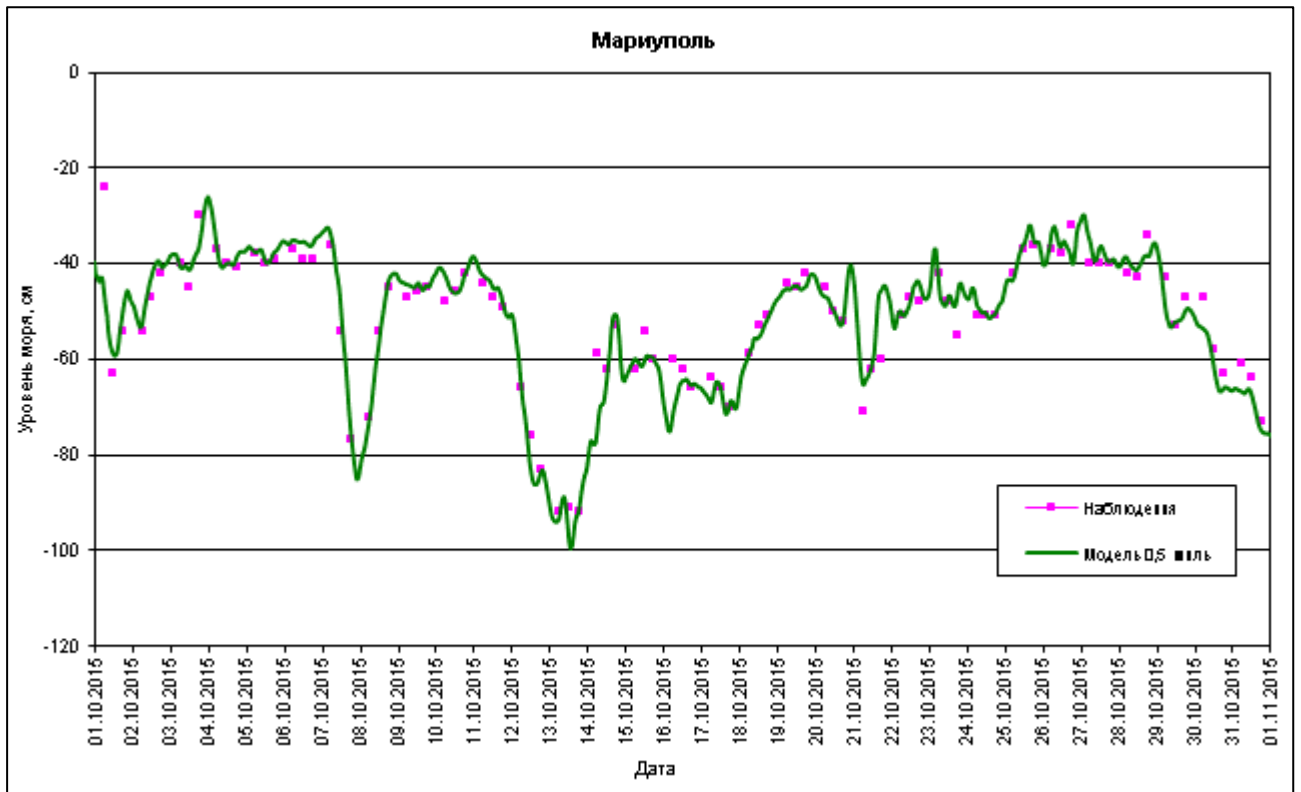


Рис. 5.5. Уровень моря на станции Мариуполь в течение октября 2015 года.

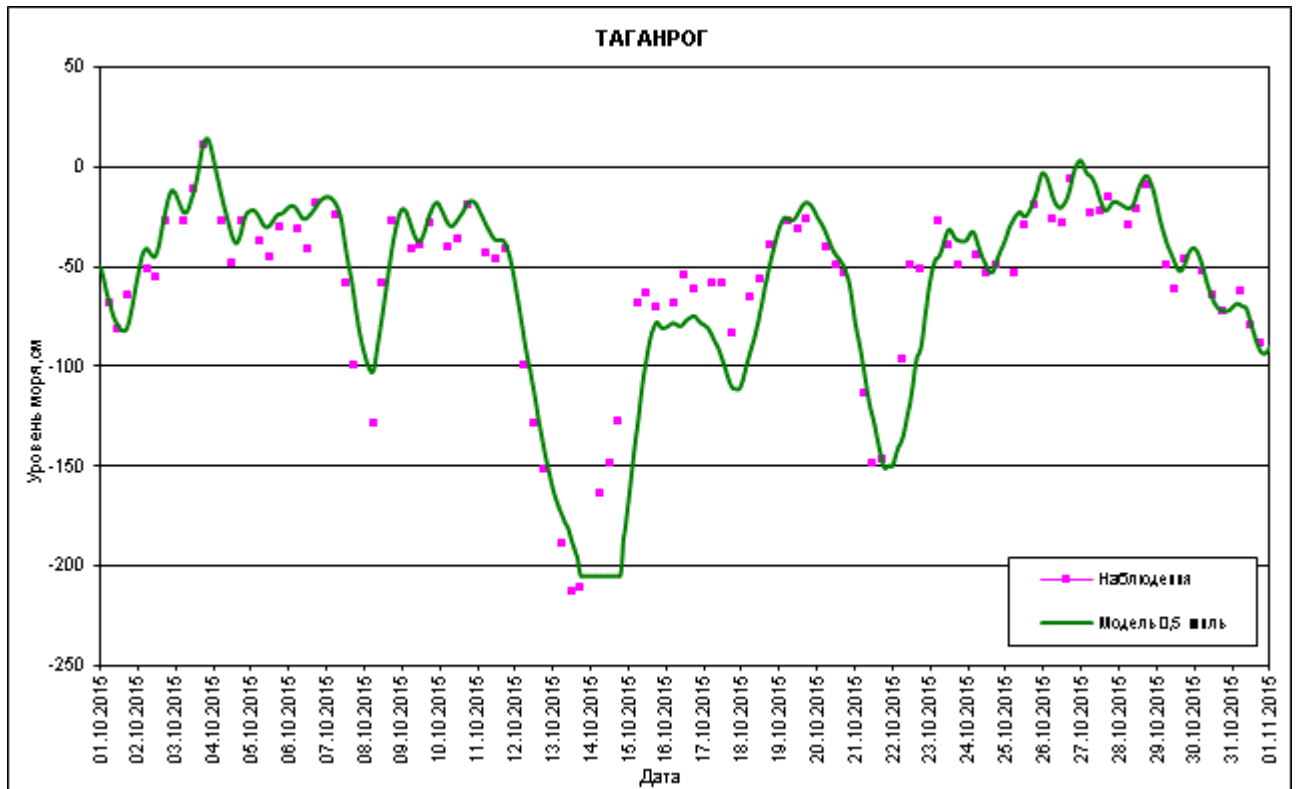


Рис. 5.6. Уровень моря на станции Таганрог в течение октября 2015 года.

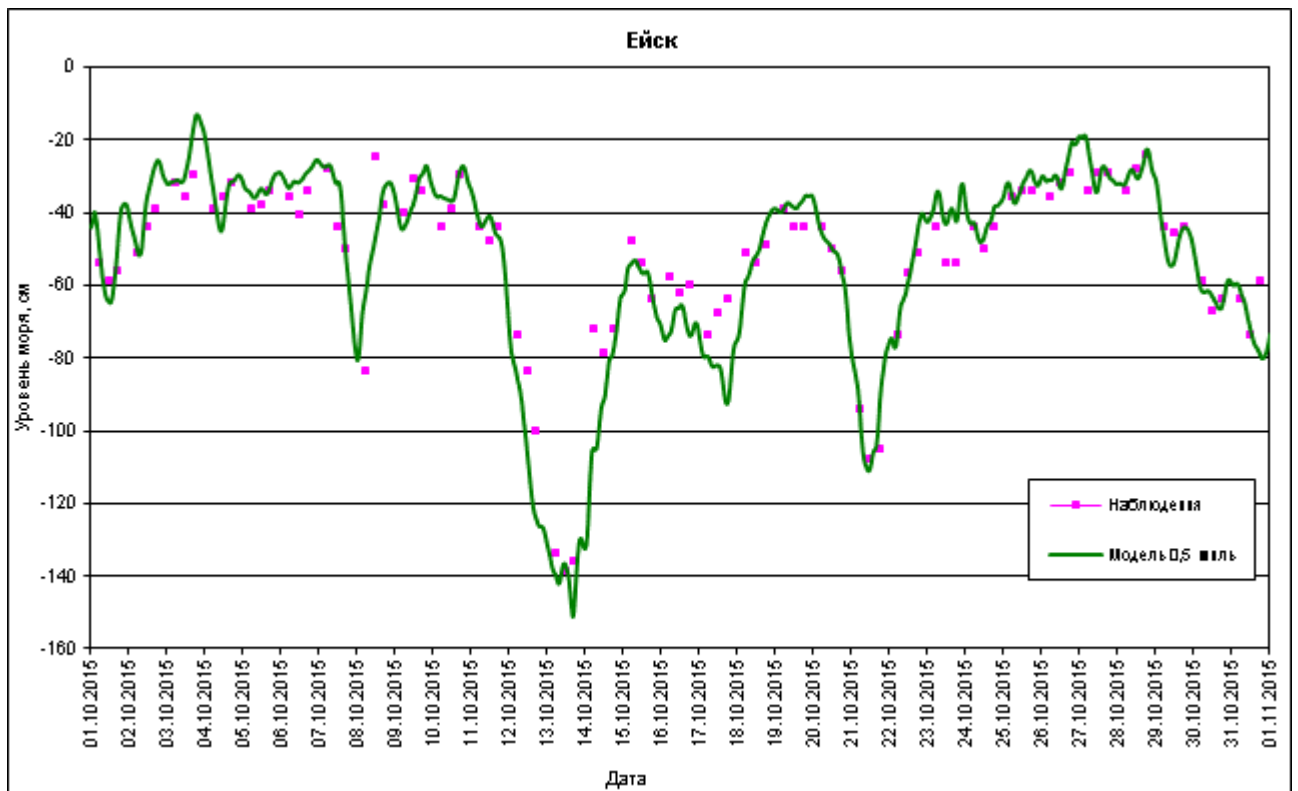


Рис. 5.7. Уровень моря на станции Ейск в течение октября 2015 года.

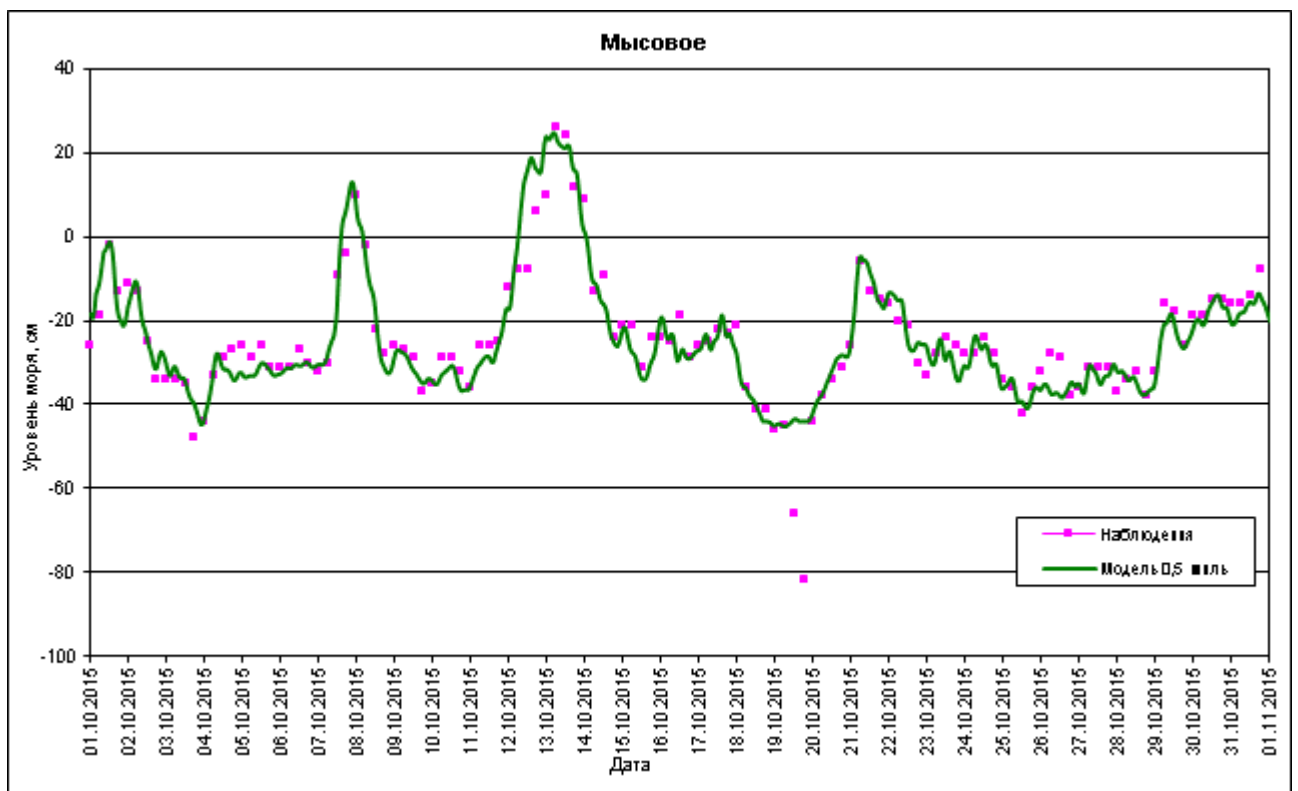


Рис. 5.8. Уровень моря на станции Мысовое в течение октября 2015 года.

5.4. Прогнозы уровня моря в Таганроге в течение сентября 2014 года

Прогнозы уровня моря с заблаговременностью 48 ч рассчитывались по оперативной модели два раза в сутки в сроки 00 и 12 ч. Модельный уровень моря записывался с дискретностью один час на 16 станциях Азовского моря. Всего за 25 суток сравниваются с наблюдениями 50 прогнозов. Наблюдения за уровнем в Таганроге поступают 3 раза в сутки в 6, 12, 18 ч. На рис. 5.9 и 5.10 представлены прогнозы уровня моря в Таганроге, полученные в расчетах на 2 и 0,5-мильной сетках.

Уровень моря в прогнозе пика наводнения на 0,5-мильной сетке ближе к наблюдениям, чем в прогнозе на 2-мильной сетке. Это ожидаемый результат, в отличие от диагностического расчета, когда максимум уровня моря на более грубой сетке превысил максимум уровня на более мелкой сетке.

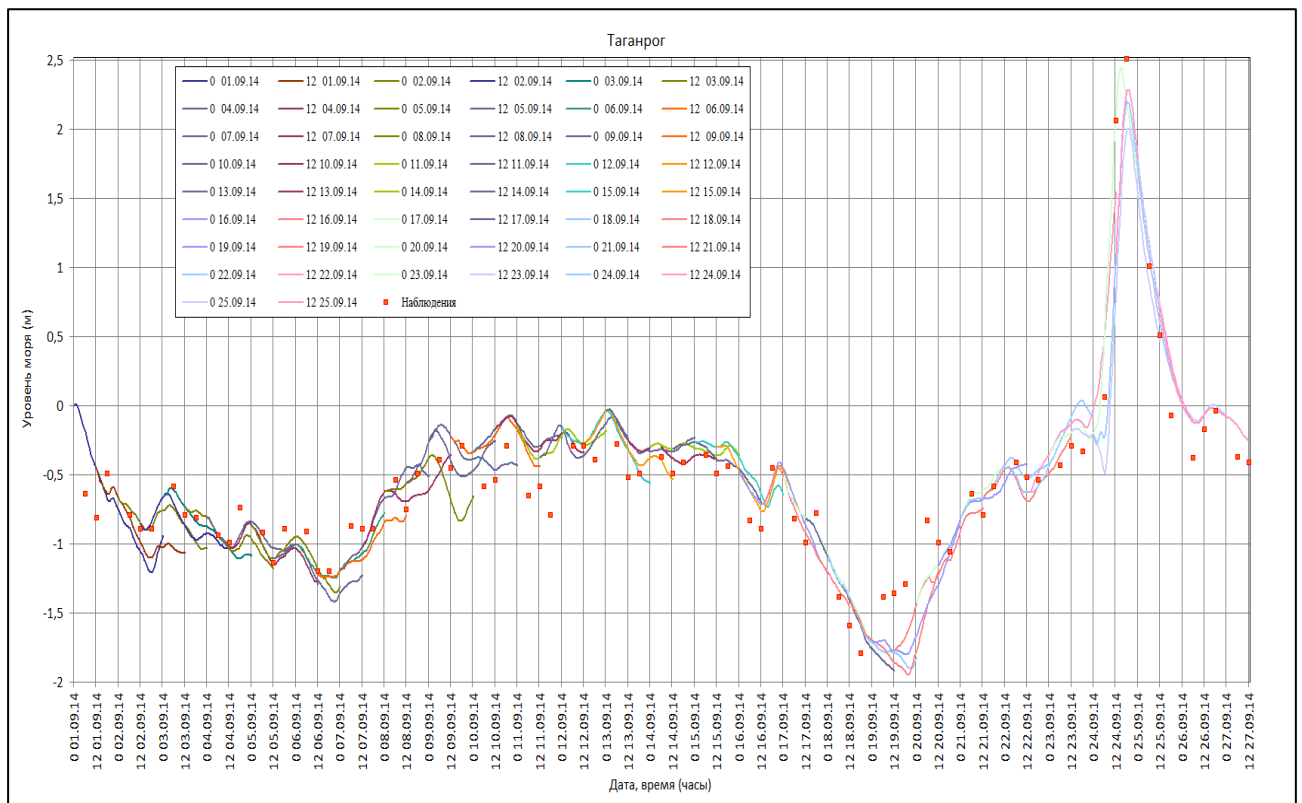


Рис. 5.9. Прогнозы уровня моря на 2-мильной сетке в Таганроге в течение сентября 2014 г.

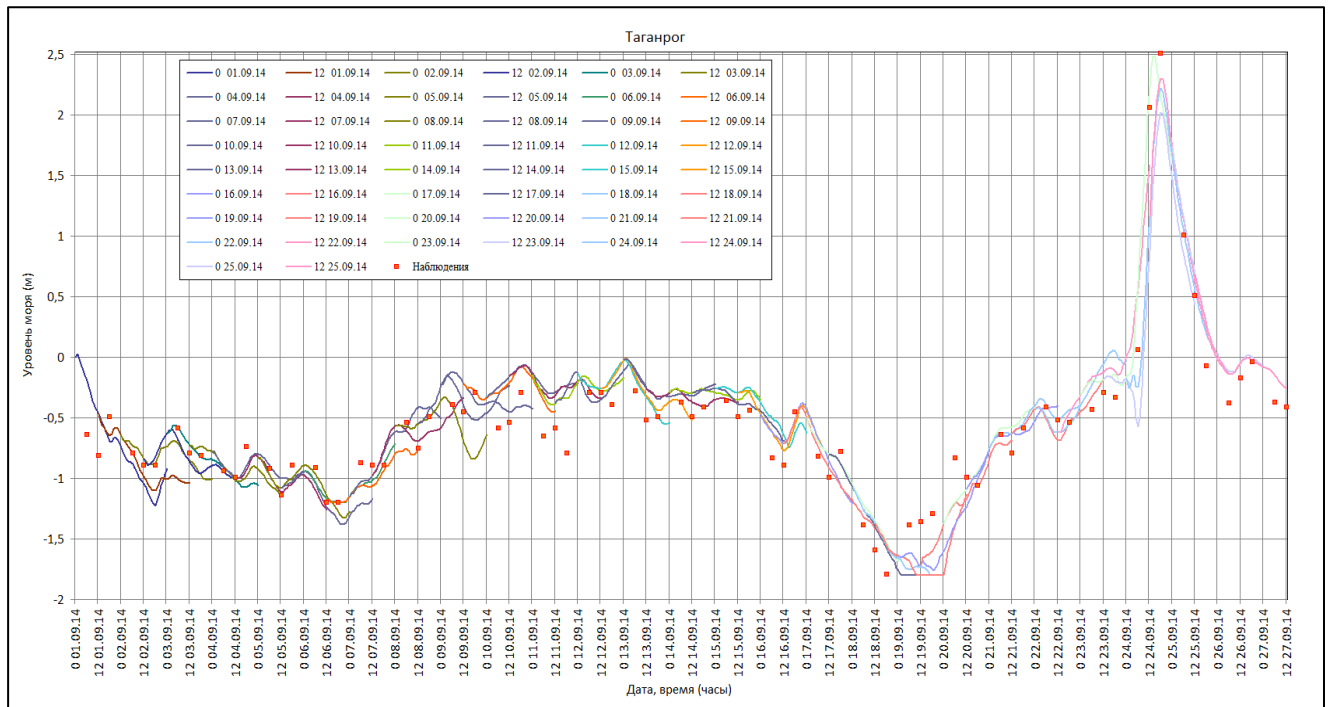


Рис. 5.10. Прогнозы уровня моря на 0,5-мильной сетке в Таганроге в течение сентября 2014 г.

С наблюдениями сравниваются 25 прогнозов в 00 ч для 6 значений наблюдений в 6, 12, 18, 30, 36, 42 ч и 25 прогнозов в 12 ч сравнивается для 7 значений наблюдений в 0, 6, 18, 24, 30, 42, 48 ч. Количественные характеристики сравнения с наблюдениями 25 прогнозов в срок 00 ч и 25 прогнозов в срок 12 ч для различных заблаговременностей представлены в табл. 5.5 и 5.6.

Таблица 5.5. Оценка точности прогнозов в срок 0 ч на 0,5-мильной сетке в Таганроге в сентябре 2014 г.

Заблаговременность, ч	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	$\sigma \%$	P%	R
6	101	-139	46	114	-161	52,4	16,3	6,8	20,3	44,1	96	0,93
12	206	-159	68,1	116	-172	59,3	19,3	5,3	26,1	38,3	96	0,931
18	251	-179	72,6	222	-175	71,7	15,6	3,6	20	27,5	92	0,963
30	101	-139	46,1	103	-175	57,1	16,7	6,9	22,9	49,7	92	0,928
36	206	-159	68,6	223	-173	74,1	16,2	4,4	19	27,7	100	0,972
42	251	-179	73,3	214	-180	73,9	21,5	5	26,7	36,4	88	0,935

**Таблица 5.6. Оценка точности прогнозов в срок 12 ч на 0,5-мильной сетке
в сентябре 2014 г. в Таганроге**

Заблаговремен- ность, ч	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	$\sigma \%$	P%	R
0	206	-159	68,1	116	-172	59,3	19,3	5,3	26,1	38,3	96	0,931
6	251	-179	72,6	230	-160	71,9	15,4	3,6	19,1	26,3	96	0,969
18	101	-139	46,1	112	-168	52,3	16,8	7	21,9	47,5	96	0,908
24	206	-159	68,6	88	-180	58,5	18,2	5	29	42,3	92	0,908
30	251	-179	73,3	202	-180	72	17,9	4,2	23,5	32,1	88	0,949
42	101	-139	46,1	84	-180	57,6	19,8	8,3	25,1	54,4	84	0,907
48	206	-159	68,4	159	-180	66	15,5	4,2	19,6	28,7	92	0,958

Оценка точности прогнозов по модели в срок 0 ч с заблаговременностью 12 ч (вторая строчка табл. 5.5) совпала с оценкой точности прогнозов по модели в срок 12 ч с заблаговременностью 0 ч (первая строчка табл. 5.6). Это произошло потому, что в качестве начального условия для прогноза в срок 12 ч используется значение уровня заблаговременностью 12 ч из прогноза в срок 00 ч. Все прогнозы в течение 25 суток выполнялись без какой-либо коррекции данными наблюдений. Начальное значение уровня для первого прогноза в 00 ч 1 сентября 2014 г. равнялось нулю. После расчета первого прогноза полученное на 12 ч поле уровня моря используется в качестве начального условия для расчета второго прогноза и так далее в течение 25 суток.

Поскольку уровень не корректируется наблюдениями, начальное поле модельного уровня не совпадает с наблюдениями, поэтому ошибка заложена уже в начале расчета по модели. Ошибка расчета уровня моря увеличивается с ростом заблаговременности прогноза, поскольку расчеты никак не корректируются наблюдениями за уровнем. Самые первые прогнозы еще хуже совпадают с наблюдениями, поскольку стартуют с постоянного по всей площади моря и равного нулю уровня моря, что никак не согласовано с наблюдениями. Через некоторое время после начала расчета прогнозов, поле уровня моря изменяется, реагируя на внешние атмосферные воздействия, а расчет очередного прогноза начинается уже не с нулевого, а с поля уровня,

полученного расчетом в предыдущем прогнозе, которое уже подстроилось под атмосферное воздействие и лучше соответствует наблюдениям.

Для диагностического расчета используются атмосферные поля на 0, 3, 6, 9 ч. Для получения диагностического атмосферного воздействия, к этим полям присоединяются следующие поля на 0, 3, 6, 9 ч из следующего атмосферного прогноза и так далее до получения диагностического ряда требуемой продолжительности. При расчете первых 12 часов для каждого прогноза используются атмосферные поля на 0, 3, 6, 9, 12 ч. Поля внешнего атмосферного воздействия, кроме 12-часового атмосферного поля, при диагностическом и первых 12 часах прогностического расчета, совпадают. Через 12 часов стартует следующий прогноз, который использует начальные данные, полученные в расчете на 12 часов в предыдущем прогнозе. На рисунках диагностических и прогностических расчетов наблюдается хорошее соответствие временного хода уровня моря, поскольку первые четыре поля атмосферного воздействия совпадают.

Статистические характеристики для каждой заблаговременности определяются путем сравнения с 25 значениями наблюдений за уровнем, поскольку сравниваются 25 прогнозов, составленных в срок 00 ч и 25 прогнозов в срок 12 ч. Значение σ , полученное по 25 значениям наблюдений, изменяется от 46 до 73 см в зависимости от выборки 25 значений наблюдений из всего ряда наблюдений, состоящего из 84 значений. Расчет оправдываемости с использованием разных значений σ для разных заблаговременностей приводит к получению оправдываемости, зависящей от σ ; например, оправдываемость 0-часовых прогнозов при расчете с использованием σ , полученным по ограниченной выборке, изменяется от 80 до 100 %. Поэтому при вычислении допустимой ошибки прогноза, необходимой для расчета оправдываемости прогнозов, значение σ взято равным значению, полученному в диагнозе по 84 значениям наблюдений и равному 60,6 см. Допустимая ошибка диагностических и прогностических расчетов одинакова и составляет $0,674\sigma = 40$ см.

При расчетах оправдываемости уровня моря в прогнозах использовалось значение допустимой ошибки 40 см. Поля уровня моря заблаговременностью 6, 18, 30 и 42 ч обеспечены 50 прогнозами, поэтому являются более репрезентативными. Если проследить за изменением оправдываемости с ростом заблаговременности, то получим снижение 96 % (6 ч), 94 % (18 ч), 90 % (30 ч), 86 % (42 ч) в расчетах по модели на 0,5-мильной сетке.

При заблаговременности 6 и 18 часов на 2-мильной сетке (табл. 5.7, 5.8) оправдываемость прогнозов 94 % (6 ч) и 92 % (18 ч) на 2 % ниже, чем на 0,5-мильной сетке.

**Таблица 5.7. Оценка точности прогнозов в Таганроге в срок 0 ч на 2-мильной сетке
в сентябре 2014 г.**

Заблаговремен- ность, ч	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	$\sigma \%$	P%	R
6	101	-139	46	117	-170	54,3	17,3	7,2	21,2	46,1	92	0,927
12	206	-159	68,1	110	-177	60,2	19,8	5,4	27,2	40	92	0,92
18	251	-179	72,6	220	-180	72,7	16	3,7	20,6	28,4	92	0,96
30	101	-139	46,1	106	-178	58,6	17,3	7,2	23,9	51,8	92	0,925
36	206	-159	68,6	215	-179	74,2	15,9	4,4	19	27,7	96	0,97
42	251	-179	73,3	216	-187	75,3	21,6	5	27,2	37	88	0,935

**Таблица 5.8. Оценка точности прогнозов в Таганроге в срок 12 ч на 2-мильной сетке в
сентябре 2014 г.**

Заблаговремен- ность, ч	MaxO	MinO	σO	MaxM	MinM	σM	A	O%	σ	$\sigma \%$	P%	R
0	206	-159	68,1	110	-177	60,2	19,8	5,4	27,2	40	92	0,92
6	251	-179	72,6	228	-167	72,9	15,4	3,6	19,8	27,2	96	0,965
18	101	-139	46,1	115	-175	54,3	18	7,5	22,4	48,6	92	0,913
24	206	-159	68,6	83	-186	59,5	19,1	5,2	30,4	44,3	92	0,898
30	251	-179	73,3	200	-193	73,5	19,8	4,6	25,4	34,7	88	0,943
42	101	-139	46,1	88	-185	59,5	21,3	8,9	26,8	58,1	84	0,904
48	206	-159	68,4	155	-192	67,5	16,5	4,5	21,5	31,5	92	0,95

При заблаговременности 30 и 42 часов на 2-мильной сетке оправдываемость прогнозов совпадает с оправдываемостью прогнозов на 0,5 мильной сетке. Качество прогнозов при расчетах на 0,5-мильной сетке оказалось выше, чем с использованием более грубой 2-мильной сетки.

5.5. Описание наводнения в Таганроге 24 сентября 2014 года

Катастрофическое наводнение в Таганроге произошло 24 сентября 2014 года. Пик нагона, зафиксированный по наблюдениям, наступил в 18 часов 24 сентября, когда уровень моря поднялся на 251 см. Нагон начался в 6 часов 24 сентября (уровень моря 6 см) и закончился в 18 часов 25 сентября (- 7 см), период роста уровня 12 часов, период спада уровня 24 часа, продолжительность нагона составила 36 часов. Время наступления максимума уровня в наводнении был предсказан по модели во всех четырех прогнозах, включающих время наступления пика наводнения. В 00 часовых прогнозах максимум предсказан в срок 00 часов 23 и 24 сентября (заблаговременность 42 ч. и 18 ч.), в 12 часовых прогнозах в срок 12 часов 23 и 24 сентября (заблаговременность 30 ч. и 6 ч.). Все 4 прогноза успешные, максимумы уровня моря, полученные по модели, превысили 2 метра и составили 214 см (заблаговременность 42 ч.), 202 см (30 ч.), 222 см (18 ч.) и 230 см (6 ч.). Сравнивалось значение уровня моря только на момент наблюдения (18 ч.), а наблюдения имеются с дискретностью 6 часов. Расчет по модели записан с дискретностью один час, но данных наблюдений с дискретностью один час нет. Максимум уровня моря, полученный в прогнозе в срок 00 часов 23 сентября (заблаговременность 42 ч.) составил 249 см в 14 часов 24 сентября, но наблюдения на этот момент времени отсутствуют, вполне возможно, что пик нагона наступил в это время. Точность расчета величины максимума пика наводнения очень высокая, пик нагона составил 251 см по наблюдениям и 249 см в прогнозе по модели.

Процесс развития опасного нагона показан на рис. 5.11-5.13, где представлены скорости течения и уровень моря за 6 часов до пика наводнения, во время пика наводнения и через 12 часов после наступления пика наводнения.

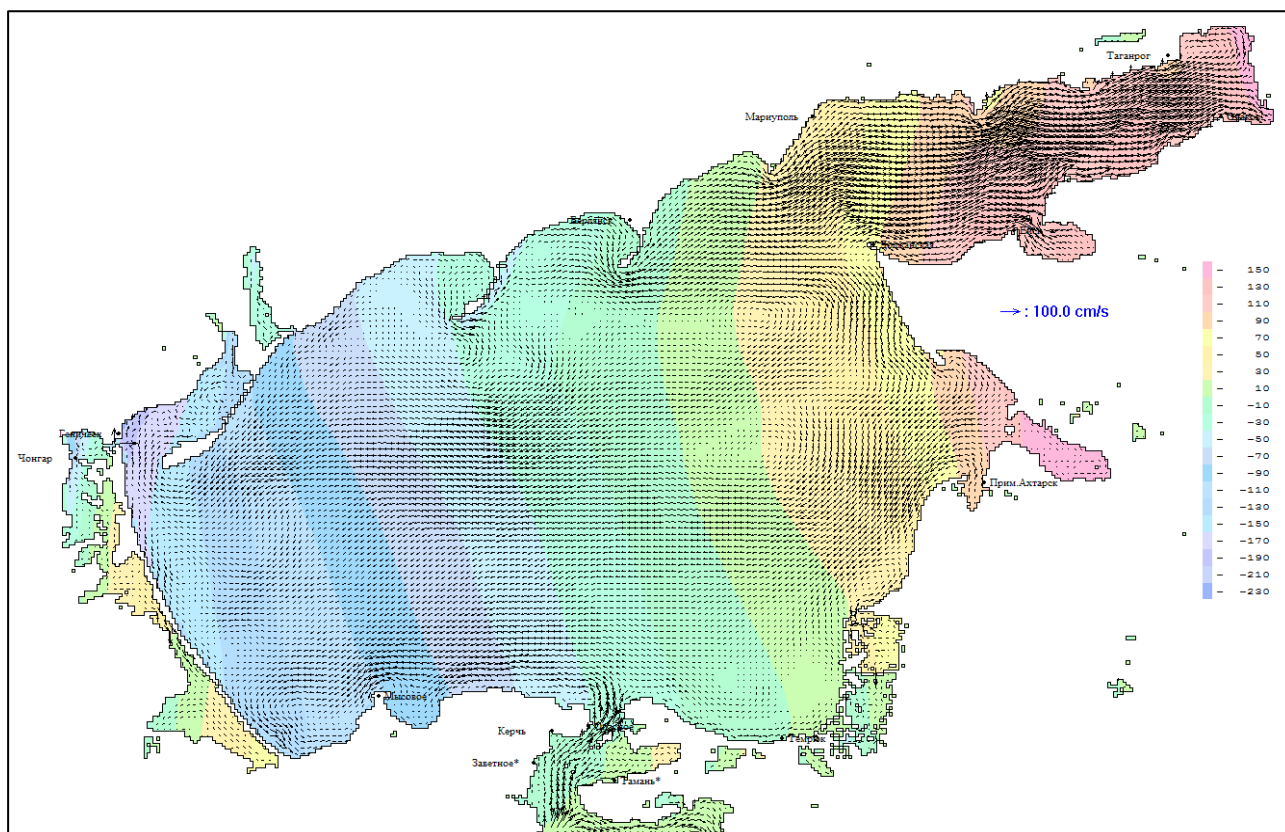


Рис. 5.11. Уровень моря и скорости течения на поверхностном (1 м) горизонте в 12 часов 24 сентября 2014 г.

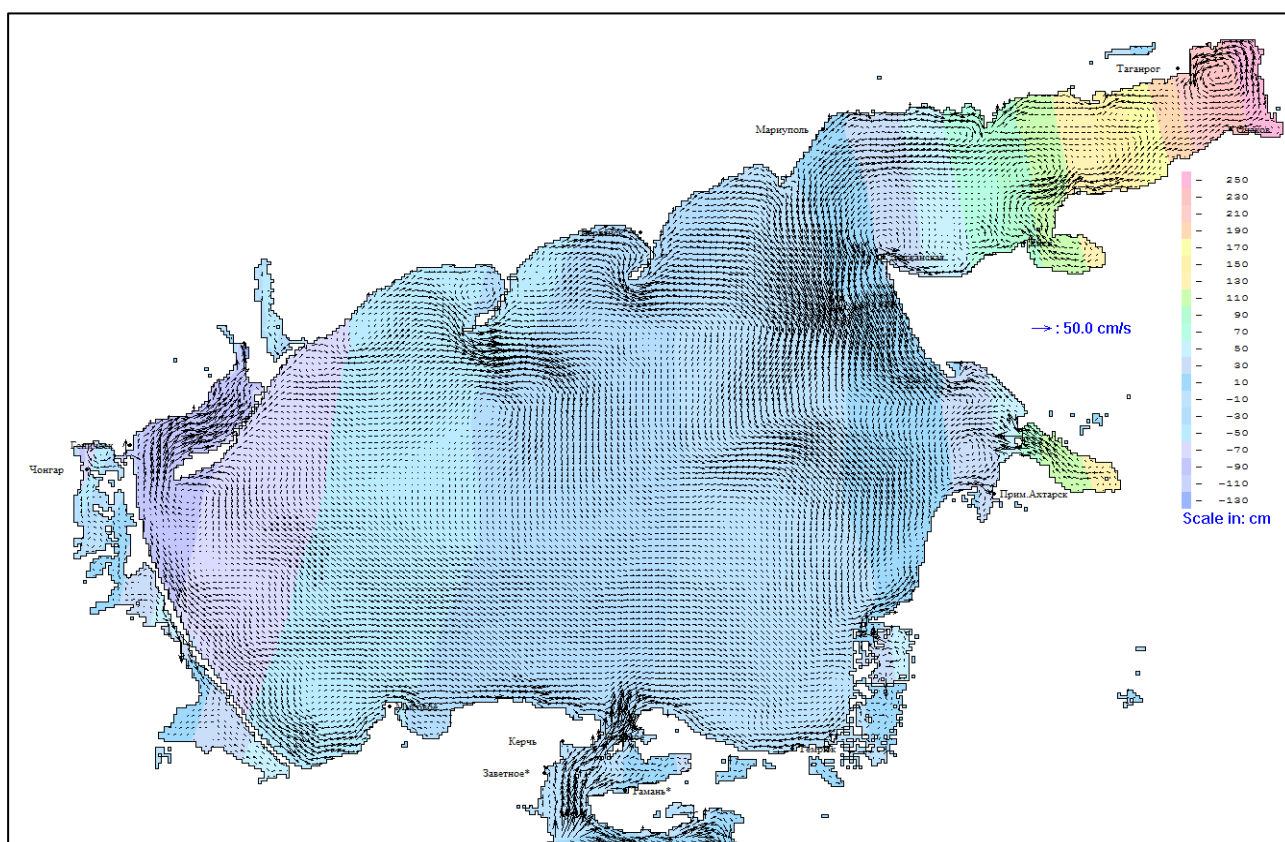


Рис. 5.12. Уровень моря и скорости течения на поверхностном (1 м) горизонте в 18 часов 24 сентября 2014 г.

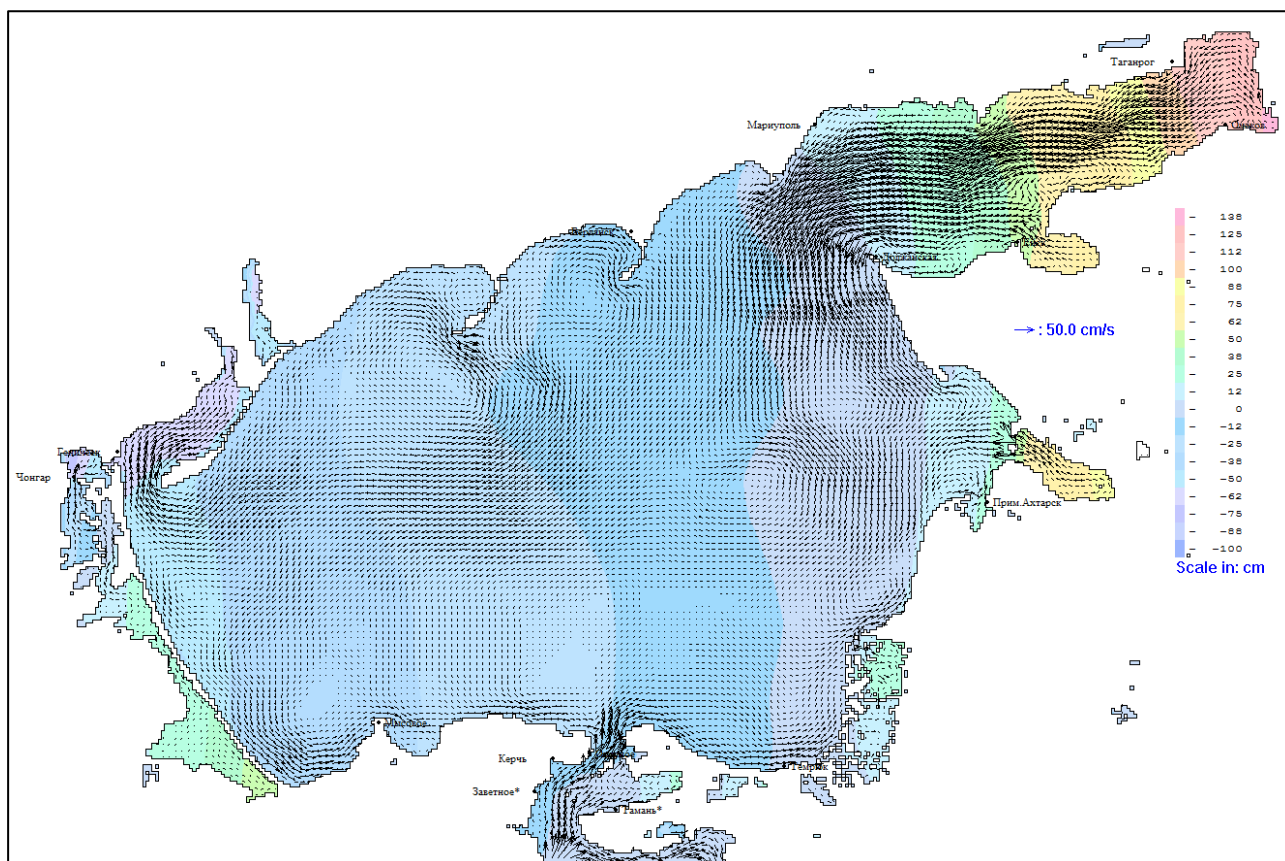


Рис. 5.13. Уровень моря и скорости течения на поверхностном (1 м) горизонте в 06 часов 25 сентября 2014 г.

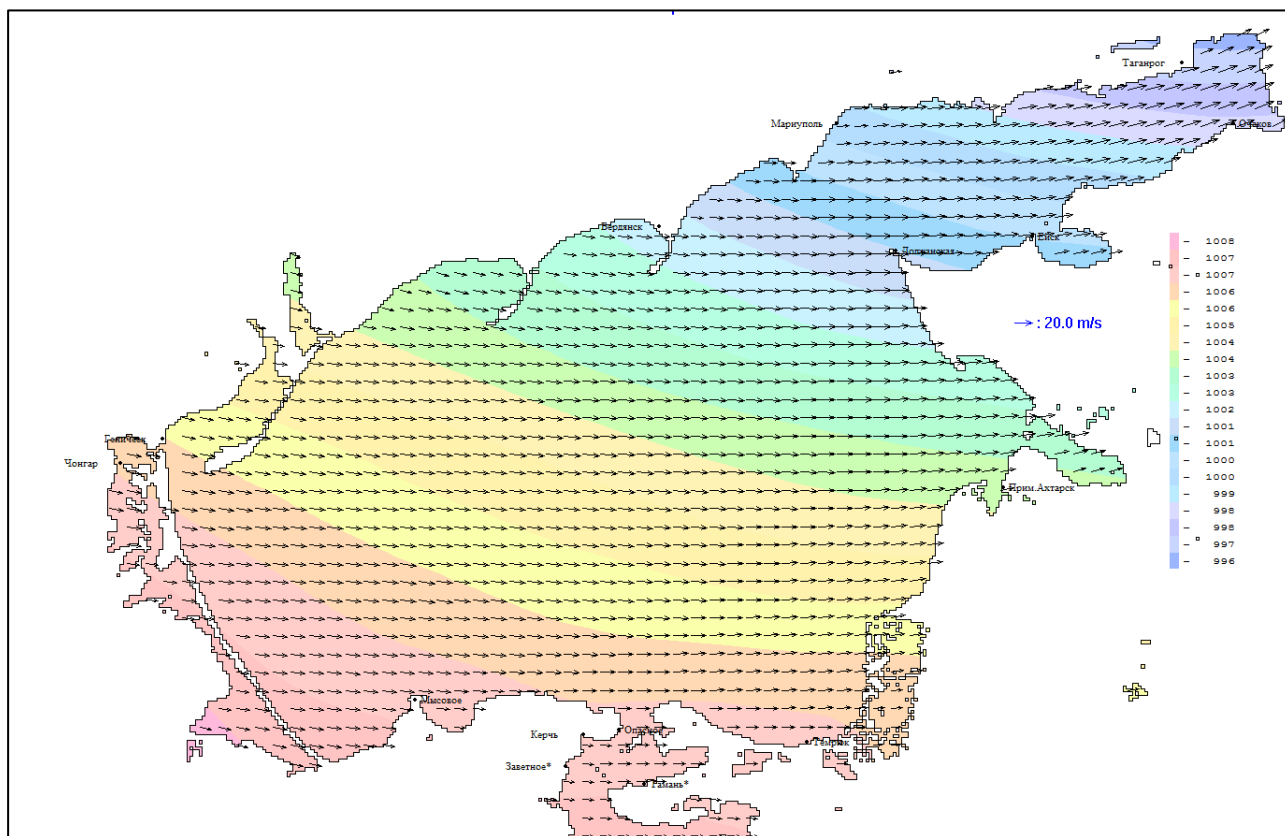


Рис. 5.14. Давление и скорости ветра в 12 часов 24 сентября 2014 г.

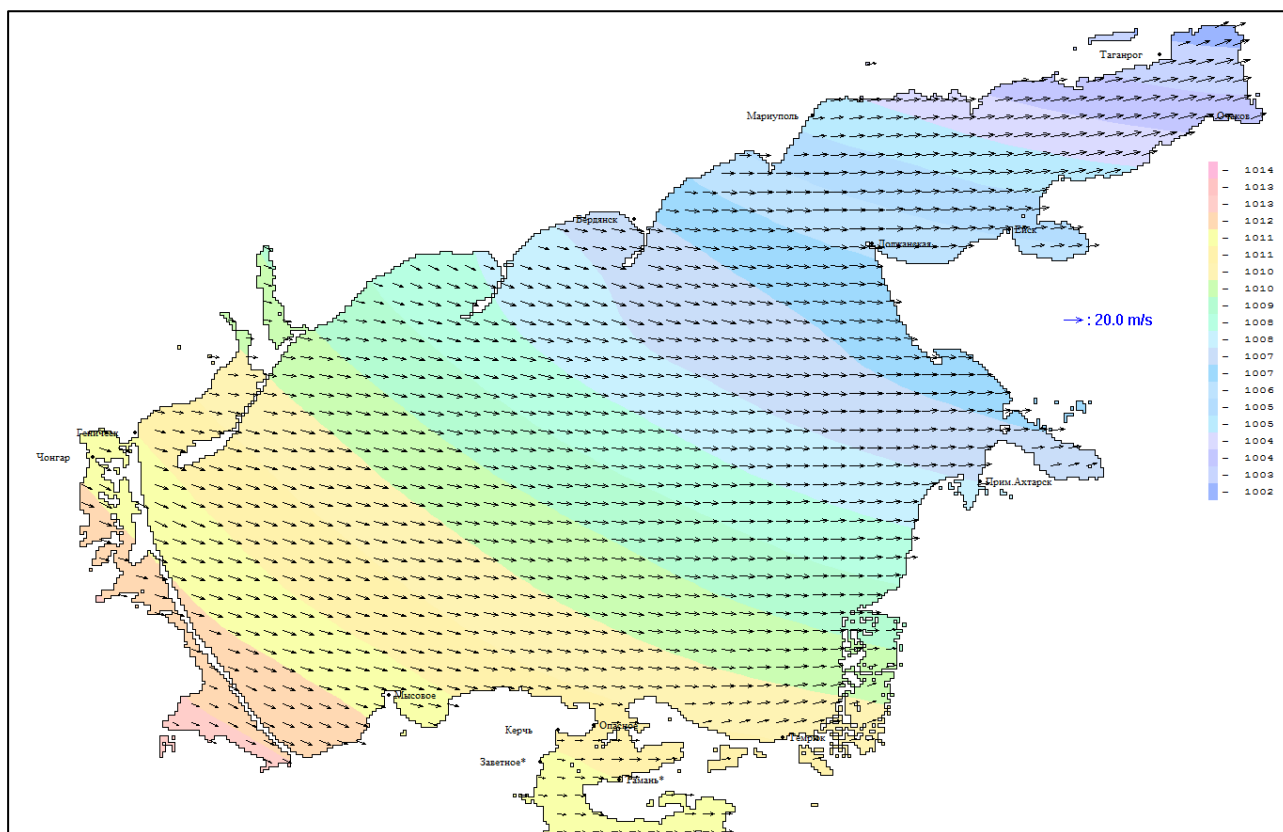


Рис. 5.15. Давление и скорости ветра в 18 часов 24 сентября 2014 г.

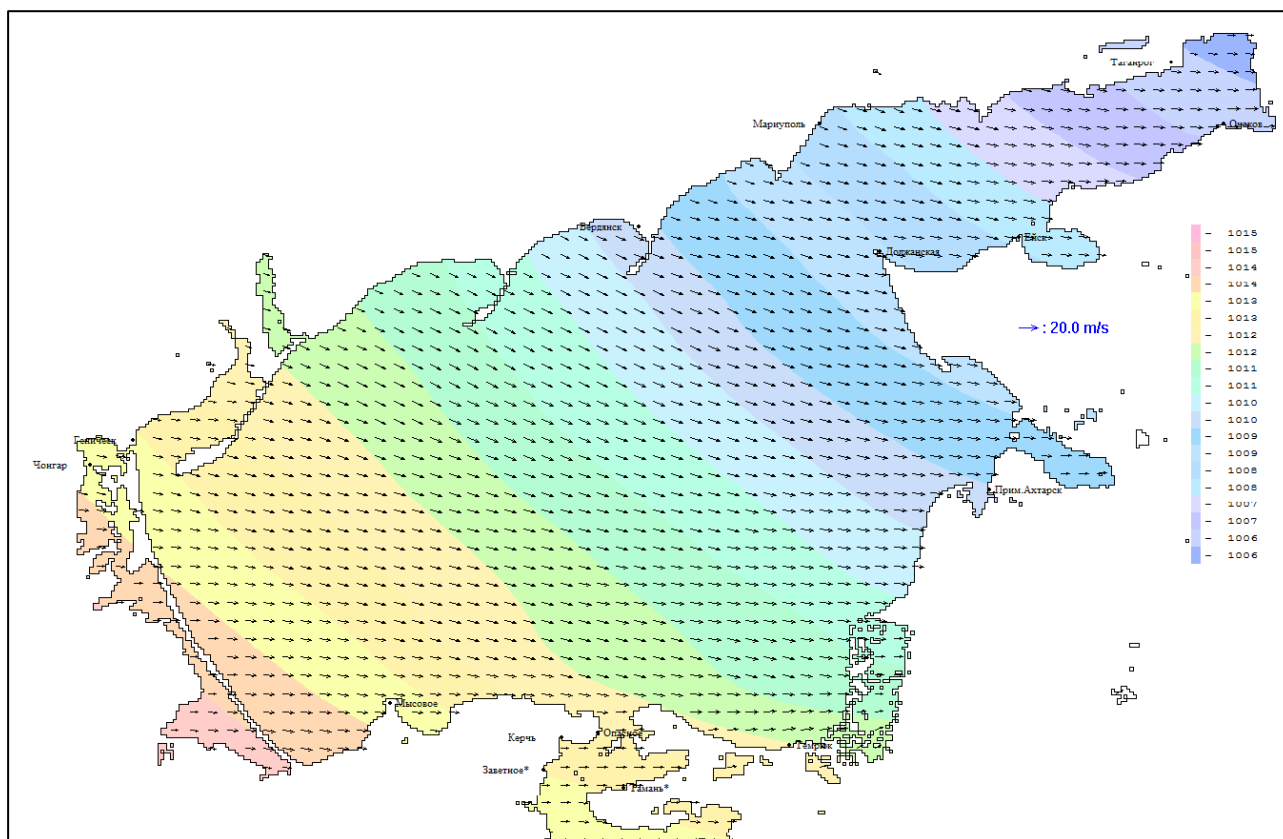


Рис. 5.16. Давление и скорости ветра в 06 часов 25 сентября 2014 г.

Картина скоростей течений во время роста уровня моря, когда они в Таганрогском заливе по направлению совпадают со скоростью ветра (рис. 5.11, 5.14) вполне ожидаемая. Во время наступления максимума уровня моря скорости течения в Таганрогском заливе только у берегов направлены в сторону ветра, а в середине залива скорости течения направлены уже против ветра. Это происходит потому, что градиентные течения, вызванные наклоном уровня моря, начинают преобладать над ветровыми. (рис. 5.12, 5.15). В период падения уровня моря после пика нагона скорости течения в Таганрогском заливе направлены против ветра (рис. 5.13, 5.16). Спад уровня моря после пика нагона в Таганроге вызван не изменением направления скорости ветра (направление скорости ветра почти не изменилось), а возникновением градиентного течения, вызванного наклоном уровня моря. Ветер препятствует сгону, поэтому нагон происходил в течение 12 часов, а сгон в течение 24 часов. Время падения уровня моря в Таганроге после пика нагона превысило время роста уровня в 2 раза.

5.6 Наблюдения и прогнозы уровня Азовского моря в течение 9 месяцев 2017 года.

Численная гидродинамическая модель Азовского моря стартовала в сроки 00 часов и 12 часов ежедневно в течение марта-ноября 2017 года. На поверхности моря задавались прогнозы атмосферного воздействия (ветер и давление) с заблаговременностью 48 часов, которые хранятся в архивной базе LM17 модели COSMO в системе АСООИ Гидрометцентра России. В качестве начальных данных для каждого прогноза задается двухмерное поле уровня моря и трехмерное поле скорости течения. В начале расчета поле уровня моря было задано постоянным и равным нулю по всей площади моря, начальные скорости течений также равны нулю.

Начальное модельное поле уровня для каждого прогноза на 48 часов не корректируется наблюдениями за уровнем моря и представляет собой, полученное в предыдущем прогнозе и сохраненное на 12 часов расчетное поле уровня моря. После расчета первого прогноза, полученное на 12 ч поле уровня моря и скорости течений, использовалось в качестве начального условия для второго прогноза, и так далее в течение непрерывного периода расчетов. Модель при расчете каждого прогноза стартует с начальных полей уровня моря, оправдываемость которых ниже 100%, поскольку начальные поля не совпадают с наблюдениями и никак не корректируются по наблюдениям. Прогноз уровня моря считается на основе данных предыдущего прогноза и, хотя сами прогнозы всего на 48 часов краткосрочные, но, поскольку начальные данные – это тоже предыдущий прогноз без коррекции наблюдениями, то получается прогноз на прогнозе и в итоге долгосрочный прогноз в течение всего непрерывного периода расчетов по модели.

Но если произошел сбой и прогнозы атмосферной модели COSMO отсутствуют, то морская модель не запускается на счет и период непрерывного расчета по модели заканчивается. Старт прогноза по морской модели в следующий срок происходит не с полей предыдущего прогноза, а

с нулевых полей уровня моря и скорости течения. После старта с нулевых начальных полей происходит подстройка уровня моря и скорости течения к заданным на поверхности скорости ветра и давлению и в это время возможны большие ошибки, связанные с ошибкой в задании начального нулевого поля уровня моря, не соответствующего наблюдаемому.

Наблюдения за уровнем моря поступают 4 раза в сутки в 0, 6, 12, 18 часов только на станциях Таганрог, на остальных станциях наблюдения поступают 3 раза в сутки в 6, 12 и 18 часов.

На рисунках 5.17-5.19 приводится уровень моря на станциях Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк для апреля, июля и октября 2017 года. На рис. 5.17-5.19 для каждого месяца представлены 60 или 62 прогноза на 48 часов (30 суток или 31 сутки по 2 прогноза в сутки) и наблюдения за уровнем моря. Красные точки – наблюдения, а цветные линии – прогнозы на 48 часов. Каждый 48 часовой прогноз имеет разный цвет.

Для мая, июня, августа в архивной базе LM17 прогнозов по модели COSMO не было пропусков, поэтому для этих месяцев рассчитаны все прогнозы 2 раза в сутки, всего 60 прогнозов (30 суток), или 62 прогноза (31 сутки).

Для марта отсутствуют два прогноза COSMO 1 марта в 00 и 12 часов. Для апреля отсутствует один прогноз COSMO 20 апреля в 12 часов. Для июля отсутствуют три прогноза COSMO 25 июля в 00 часов и 12 часов и 15 июля в 12 часов. Для сентября отсутствуют два прогноза COSMO 28 сентября в 00 часов и 27 сентября в 12 часов. Для октября отсутствуют 9 прогнозов COSMO 2 октября в 00 и 12 часов, 4 октября в 00 и 12 часов, 6 октября в 00 и 12 часов, 8, 14 и 23 октября в 12 часов. Для ноября отсутствует один прогноз 7 ноября в 12 часов

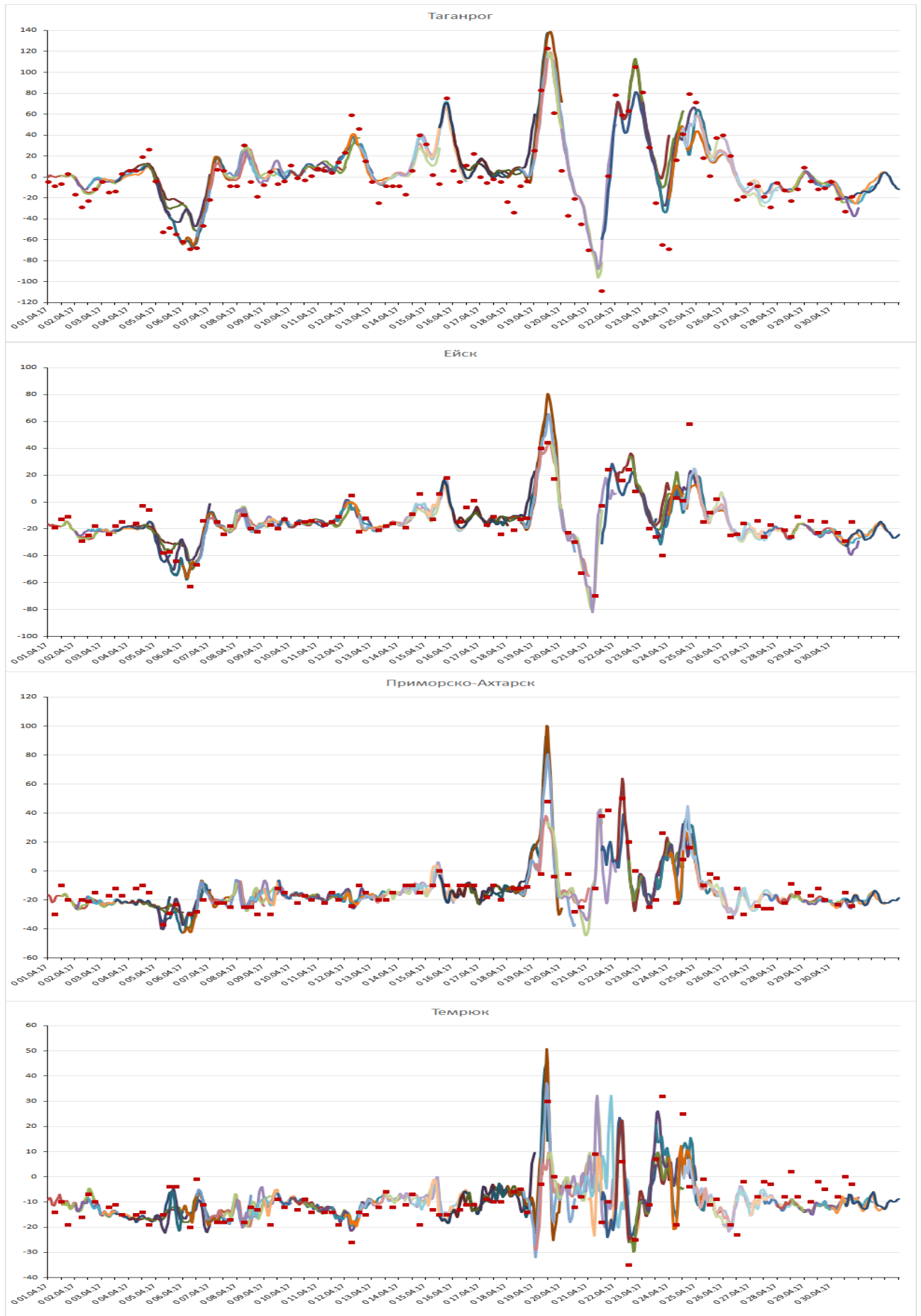


Рис. 5.17. Уровень моря на станциях Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк, апрель 2017г.



Рис. 5.18. Уровень моря на станциях Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк, июль 2017 г.

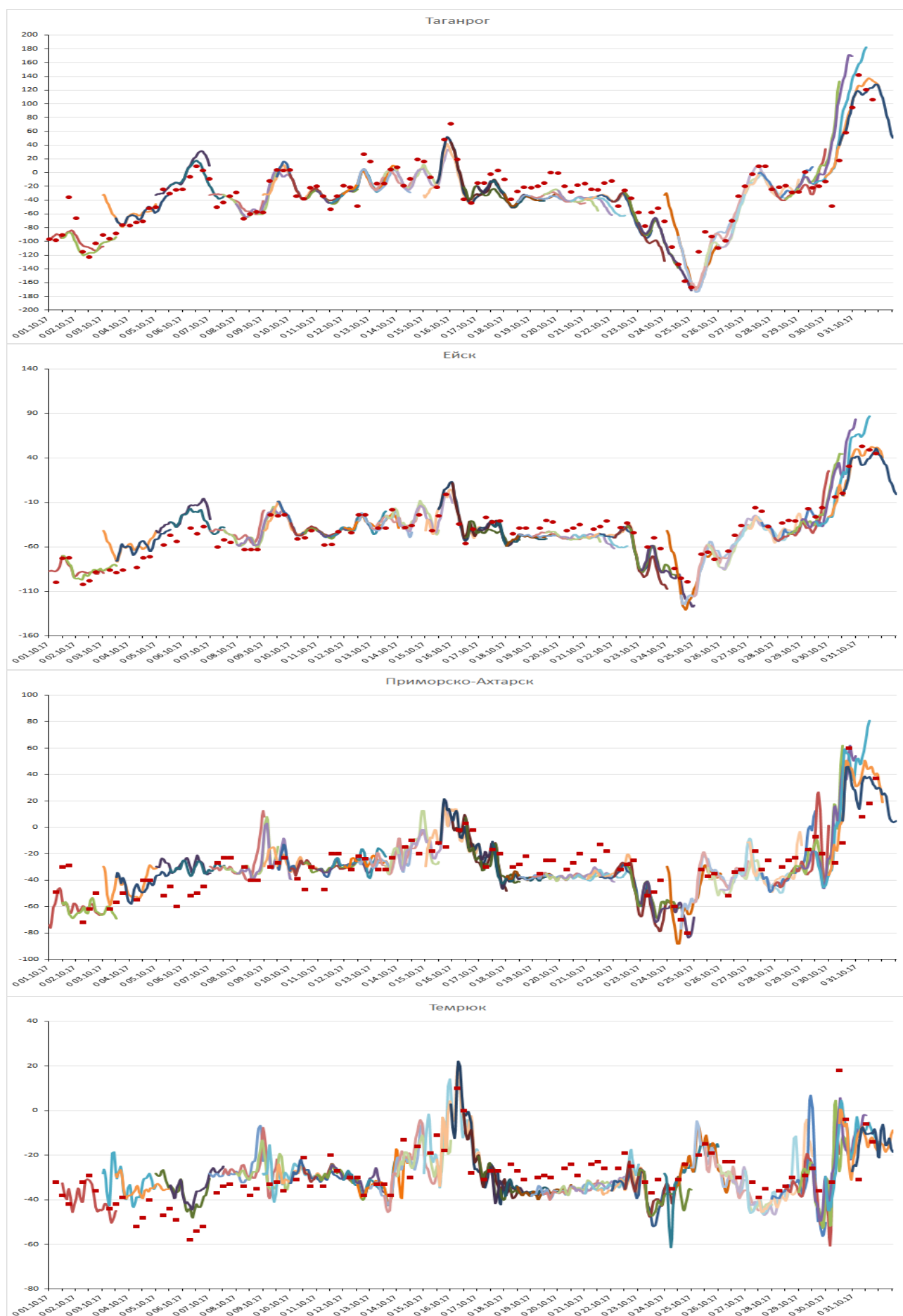


Рис. 5.19. Уровень моря Таганрог, Ейск, Приморско-Ахтарск, Темрюк, октябрь 2017 г.

Статистические оценки точности прогнозов уровня моря по наблюдениям.

В таблицах указаны \max_n максимальное и \min_n минимальное значение уровня моря по данным наблюдений, σ_n – среднеквадратическое отклонение наблюдений от среднего, \max_m максимальное и \min_m минимальное значение уровня моря по модели, σ_m – среднеквадратическое отклонение расчетов от среднего. A – абсолютная ошибка расчетов, $O, \%$ относительная ошибка расчетов, σ – среднеквадратическая ошибка расчетов, $P, \%$ – процент расчетов, не выходящих за предел $<0,674\sigma_n$, т.е. оправдываемость расчета в процентах [Наставление по службе прогнозов, 2011], R – коэффициент корреляции между данными наблюдений и моделирования.

Таблица 5.9. Оценка точности прогноза уровня моря на станции Таганрог в 2017 г.

	\max_n	\min_n	σ_n	\max_m	\min_m	σ_m	$A, \text{ см}$	$O, \%$	$\sigma, \text{ см}$	$P, \%$	R
Таганрог	Наблюдения, см			Модель, см							
Март	146	-95	39,4	120	-118	40	11	4,4	14,6	90	0,93
Апрель	123	-129	40,3	127	-82	32	13	5,1	18,5	88,7	0,89
Май	46	-125	27,6	43	-110	21,9	10	6,1	14,2	83,3	0,87
Июнь	100	-106	30,7	102	-56	24,7	12	5,9	18,3	86,9	0,8
Июль	92	-62	30,5	89	-87	29,2	9,5	6,2	12	92,5	0,92
Август	18	-110	25,1	39	-112	32,4	11	8,8	13,5	80	0,92
Сентябрь	53	-178	53	29	-207	58,6	13	5,5	25,7	93,5	0,91
Октябрь	142	-158	44,4	148	-168	49,2	19	6,3	25,8	82,7	0,85
Ноябрь	94	-156	41,2	130	-175	51,1	12	4,8	17	89,7	0,95
mean	90	-124	36,9	91,9	-123,9	37,7	12,3	5,9	17,7	87,5	0,89

Таблица 5.10. Оценка точности прогноза уровня моря на станции Ейск в 2017 г.

	\max_n	\min_n	σ_n	\max_m	\min_m	σ_m	$A, \text{ см}$	$O, \%$	$\sigma, \text{ см}$	$P, \%$	R
Ейск	Наблюдения, см			Модель, см							
Март	53	-67	20,3	51	-75	20,7	5,8	4,9	8	88,3	0,93
Апрель	58	-70	19,9	81	-52	18,4	6,8	5,3	10,1	91,1	0,86
Май	15	-70	14	15	-77	11,7	6	7,1	7,5	80	0,85
Июнь	24	-47	12,4	32	-61	12,9	6	8,5	7,8	74,4	0,81
Июль	23	-76	15,9	28	-69	16	7,2	7,3	9,3	74,1	0,83
Август	-15	-87	16,1	-8	-94	19,5	7	9,8	8,8	78,9	0,91
Сентябрь	-2	-133	32,2	-12	-148	32,1	8,1	6,2	10,1	94,6	0,96
Октябрь	53	-102	26,4	68	-125	27,8	11	7,4	15,3	82,7	0,84
Ноябрь	35	-83	20,8	69	-104	28,6	7,9	6,7	11,4	82,8	0,95
mean	27	-82	19,8	36,0	-89,4	20,9	7,4	7,0	9,8	83,0	0,88

Таблица 5.11. Оценка точности прогноза уровня моря на станции Приморско-Ахтарск в 2017 г.

	max _н	min _н	σ_n	max _м	min _м	σ_m	A, см	O, %	σ , см	P, %	R
Пр.-Ахтарск	Наблюдения, см			Модель, см							
Март	10	-50	13,3	14	-49	11,1	6,4	10,6	8,2	74,4	0,79
Апрель	50	-37	16,8	100	-42	16,9	7,4	8,5	10,9	78	0,79
Май	10	-30	8,3	13	-37	6,5	6,9	17,2	8,9	50,6	0,3
Июнь	29	-35	9,6	25	-29	7,6	6,3	9,8	7,9	63,7	0,61
Июль	26	-35	10,5	34	-35	11,5	7,3	12	10,4	63,8	0,56
Август	-2	-60	13	4	-69	14,1	7,9	13,6	10,6	67,2	0,69
Сентябрь	-5	-105	21,1	2	-104	22,2	8,7	8,7	12,5	85,7	0,84
Октябрь	60	-80	19,7	57	-82	22,1	11	8,2	14,5	68,5	0,77
Ноябрь	40	-80	18,1	62	-85	20,7	8,7	7,2	12	74,7	0,82
mean	24	-57	14,5	34,6	-59,1	14,7	7,9	10,6	10,7	69,6	0,69

Таблица 5.12. Оценка точности прогноза уровня моря на станции Темрюк в 2017 г.

	max _н	min _н	σ_n	max _м	min _м	σ_m	A, см	O, %	σ , см	P, %	R
Темрюк	Наблюдения, см			Модель, см							
Март	7	-41	8,3	5	-53	6,9	4,4	9,3	5,8	73,3	0,73
Апрель	32	-35	10,3	46	-26	8,6	5,2	7,8	7,7	77,4	0,68
Май	15	-27	7,8	21	-19	5,9	4,4	10,6	5,7	71,1	0,69
Июнь	10	-22	6,8	14	-20	6,2	3,9	12,3	4,9	65,5	0,73
Июль	31	-27	9,5	38	-27	9	5,9	10,1	8,1	67,2	0,62
Август	8	-35	7,7	3	-37	5,7	4,1	9,6	5,5	71,7	0,72
Сентябрь	16	-104	13,5	7	-49	7	6	5	11,5	84,5	0,53
Октябрь	18	-58	11,7	17	-57	11,3	7,6	10	10,1	66	0,62
Ноябрь	38	-46	11,5	33	-56	12,1	4,9	5,8	6,5	81	0,85
mean	19	-44	9,7	20,4	-38,2	8,1	5,2	8,9	7,3	73,1	0,69

Прогностические расчеты уровня Азовского моря по модели с разрешением 0,5 морских мили с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO (7 км) выполнялись два раза в сутки в сроки 00 и 12 часов в течение 9 месяцев. В работе сопоставлены результаты прогнозов по модели с наблюдениями и приведены графики временного хода уровня моря по расчетам и наблюдениям. Получены статистические оценки точности модельных прогнозов уровня моря.

Если оценивать успешность работы модели по величине среднего за 9 месяцев коэффициента корреляции, то береговые станции Азовского моря расположены следующим образом: Таганрог 0,89, Ейск 0,88, Приморско-Ахтарск 0,69, Темрюк 0,69.

По величине средней за 9 месяцев относительной ошибки Таганрог 5,9%, Ейск 7,0%, Темрюк 8,9% Приморско-Ахтарск 10,6%.

По величине средней за 9 месяцев абсолютной ошибки Темрюк 5,2 см, Ейск 7,4 см, Приморско-Ахтарск 7,9 см, Таганрог 12,3 см.

По величине средней за 9 месяцев среднеквадратической ошибки Темрюк 7,3 см, Ейск 9,8 см, Приморско-Ахтарск 10,7 см, Таганрог 17,7 см.

По величине средней за 9 месяцев оправдываемости прогнозов Таганрог 87,5%, Ейск 83%, Темрюк 73,1%, Приморско-Ахтарск 69,6%.

По критериям [Наставление по службе прогнозов, 2011] оправдываемость расчетов получает оценку хорошо на станции Таганрог, удовлетворительно на станции Ейск, неудовлетворительно на станциях Приморско-Ахтарск и Темрюк. Неудовлетворительная оправдываемость на станциях Приморско-Ахтарск и Темрюк обусловлена очень маленькими значениями допустимой ошибки расчета, составляющей в среднем за 9 месяцев на станции Приморско-Ахтарск 9,7 см, а на станции Темрюк 6,5 см. На станции Таганрог средняя за 9 месяцев допустимая ошибка расчета составила 24,8 см, а на станции Ейск 13,3 см.

Модель хорошо воспроизводит изменения уровня моря, вызванные ветровым воздействием на поверхность моря. Но при слабых ветрах и отклик уровня моря на ветровое воздействие также слабый. При уменьшении скорости ветра, его роль в изменчивости уровня моря уменьшается и на первое место выходят термохалинные факторы, которые данной версией модели не воспроизводятся.

Анализ результатов показывает, что на станции Таганрог в летние месяцы оправдываемость прогнозов уровня моря выше, или приблизительно равна средней оправдываемости за период расчетов, а на остальных станциях – ниже. Это объясняется высокими значениями допустимой ошибки расчета, вызванной изменчивостью уровня моря, которая на станции Таганрог выше, чем на других станциях. Модель, как уже было сказано, хорошо воспроизводит значительную изменчивость уровня моря и работает тем лучше, чем выше изменчивость уровня моря. В июле, в Таганроге (табл. 5.9) оправдываемость $P = 92,5\%$, $\sigma_n = 30,5$ см, на станции Ейск (табл. 5.10) $P = 74,1\%$, $\sigma_n = 15,9$ см, на станции Приморско-Ахтарск (табл. 5.11) $P = 63,8\%$, $\sigma_n = 10,5$ см, на станции Темрюк (табл. 5.12) $P = 67,2\%$, $\sigma_n = 9,5$ см.

В сентябре качество прогноза на *всех* станциях максимально возможное, поскольку в сентябре максимальная за весь период расчетов изменчивость уровня моря, которая вызвана воздействием ветра и хорошо воспроизводится моделью. В сентябре, в Таганроге (табл. 5.9) оправдываемость $P = 93,5\%$, $\sigma_n = 53$ см, на станции Ейск (табл. 5.10) $P = 94,6\%$, $\sigma_n = 32,2$ см, на станции Приморско-Ахтарск (табл. 5.11) $P = 85,7\%$, $\sigma_n = 21,1$ см, на станции Темрюк (табл. 5.12) $P = 84,5\%$, $\sigma_n = 13,5$ см.

5.7. Выводы

Диагностический расчет в Таганроге в сентябре 2014 г. на 0,5 мильной сетке и сравнение с 84 значениями наблюдений за уровнем показал, что абсолютная ошибка расчета уровня моря составляет 17 см, относительная ошибка 4%, среднеквадратическая ошибка расчета 24 см, отношение этой ошибки к среднеквадратическому отклонению наблюдений 39%, оправдываемость диагностического расчета 92%, коэффициент корреляции 0,93.

Абсолютная ошибка прогностических расчетов в Таганроге в сентябре 2014 г. на 0,5 мильной сетке составила 16-22 см, относительная ошибка 4-8%, среднеквадратическая ошибка расчета 19-29 см, отношение этой ошибки к среднеквадратическому отклонению наблюдений 27-54%, коэффициент корреляции 0,91-0,97%.

Оправдываемость прогнозов уровня моря в Таганроге в сентябре при расчетах на 0,5 мильной сетке снижается с 96% при заблаговременности 6 ч. до 86% при заблаговременности 42 часа. Оценки приводятся для 50 прогнозов, когда один прогноз составляет 2% от общего числа прогнозов. При заблаговременности 6 часов оправдалось 48 прогнозов из 50, а при заблаговременности 42 часа 43 прогноза из 50 прогнозов.

Прогнозы уровня моря по модели с разрешением 0,5 морских мили с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO (7 км) позволили предсказать время наступления и величину максимума уровня моря в катастрофическом наводнении в Таганроге 24 сентября 2014. Максимум уровня моря по наблюдениям составил 251 см, а по расчетам на 0,5 мильной сетке 249 см. Время роста уровня моря до пика наводнения -12 часов превышает время падения уровня моря после пика - 24 часа, поскольку во время сгона продолжал действовать нагонный ветер, препятствующий сгону.

Диагностические расчеты уровня Азовского моря по модели с разрешением 0,5 морских мили с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO (7 км) были выполнены в течение 6 месяцев с 1 июня 2015 года по 1 декабря 2015 года и 3 месяцев с 1 марта по 1 сентября 2016 года. В течение девяти месяцев диагностических расчетов получено, что в Мысовом в среднем за 9 месяцев самые малые абсолютная 4,6 см и среднеквадратическая ошибки 6,2 см, но при этом самая большая относительная среднеквадратическая ошибка 59,4%, самые малые оправдываемость 78,3% и коэффициент корреляции 0,82. В Таганроге самые большие абсолютная 11,4 см и среднеквадратическая ошибки 16,1 см, но при этом самая малая относительная среднеквадратическая ошибка 49,2%, самые большие оправдываемость 87,1% и коэффициент корреляции 0,89.

В среднем за 9 месяцев оправдываемость диагностических расчетов по станциям следующая: Таганрог 87%, Геническ 84%, Ейск 82%, Мариуполь 82%, Мысовое 78%. В октябре

2015 года, когда изменчивость уровня моря максимальная, оправдываемость диагностических расчетов возросла и составила: Таганрог 89%, Геническ 97%, Ейск 91%, Мариуполь 96%, Мысовое 95%. Качество работы модели возрастает с ростом изменчивости уровня моря.

Прогностические расчеты уровня Азовского моря по модели с разрешением 0,5 морских миль с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO (7 км) выполнялись два раза в сутки в сроки 00 и 12 часов в течение 9 месяцев 2017 года. Модель хорошо воспроизводит изменения уровня моря, вызванные ветровым воздействием на поверхность моря. При уменьшении скорости ветра, его роль в изменчивости уровня моря уменьшается и качество работы модели снижается, модель плохо работает при слабом ветре.

В сентябре качество прогноза на *всех* станциях максимально возможное, поскольку в сентябре максимальная за весь период расчетов изменчивость уровня моря, которая вызвана воздействием ветра и хорошо воспроизводится моделью. В сентябре, в Таганроге оправдываемость $P = 93,5\%$, $\sigma_n = 53$ см, на станции Ейск $P = 94,6\%$, $\sigma_n = 32,2$ см, на станции Приморско-Ахтарск $P = 85,7\%$, $\sigma_n = 21,1$ см, на станции Темрюк $P = 84,5\%$, $\sigma_n = 13,5$ см.

Проведенные численные эксперименты и результаты сравнения с наблюдениями показали, что представленная модель на 0,5 мильной расчетной сетке может быть использована для диагностических и прогностических расчетов уровня Азовского моря и соответствует требованиям Росгидромета.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разработана трехмерная модель гидродинамики моря с условием свободной поверхности, позволяющая проводить расчеты с изменяемой массой моря, учитывающая сток рек и испарение с поверхности моря. В модели учитывается осушение и затопление прибрежных территорий при расчете приливов и штормовых нагонов. Предполагается задание не только батиметрии акватории, соответствующей невозмущенному положению уровня моря, но и топографии прибрежных участков суши – районов возможного затопления. Уровень моря определяется из решения системы трехмерных уравнений движения и неразрывности без выделения баротропной и бароклинной моды. Преимуществом модели является точное описание рельефа дна по сравнению с моделями, где рельеф дна задан с точностью до глубин расчетных горизонтов. Переменная толщина придонной ячейки зависит от точного значения глубины места и изменяется по пространству. Использование переменной толщины придонной ячейки позволяет более точно описывать рельеф дна и скорость движения поверхностных гравитационных волн, что приводит к повышению качества моделирования приливов и нагонов.

На основе этой модели разработаны и впервые в России внедрены в оперативную практику Гидрометцентра России технологии краткосрочного прогноза изменений уровня и течений для Каспийского, Баренцева, Белого, Балтийского и Азовского морей.

2. Для Каспийского моря на 3 мильной сетке были выполнены непрерывные расчеты течений и уровня моря на период 60 лет по синоптическим данным реанализа NCEP/NCAR с учетом климатического расхода Волги, климатического видимого испарения, климатических полей температуры и солености и ежедневных полей сплоченности льда. На основе полученных и записанных с 1-часовой дискретностью полей уровня моря и скорости течений определялись среднемесячные климатические и экстремальные характеристики, необходимые для проектирования сооружений на шельфе. Среднегодовое среднее за 60 лет поле уровня моря имеет наклон уровня моря с севера на юг и с запада на восток, что совпадает с наблюдениями на уровнях постах.

Модель с заданным климатическим видимым испарением и стоком Волги воспроизводит сезонные изменения среднего уровня моря. Для воспроизведения межгодового хода уровня Каспийского моря был выполнен вычислительный эксперимент с заданием реального среднемесячного стока Волги за период 1948-1994 годов. Задание реального стока Волги позволило рассчитывать межгодовые изменения среднего уровня Каспийского моря, что было невозможно при задании климатического стока Волги.

3. С 1950 по 1965 годы отклонение уровня моря от СУМ в пункте Баку выросло на 16 см по наблюдениям, а расчеты по модели с заданием климатического расхода Волги или реального расхода Волги показали, что относительно среднего уровня моря положение Баку не изменилось. Такой рост

уровня моря в пункте Баку относительно СУМ по наблюдениям связан с вертикальным перемещением нуля водомерной рейки вследствие движения земной коры, которое составляет примерно -1 см в год (16 см за 16 лет). При опускании нуля водомерной рейки, наблюдаемый относительно нуля рейки уровень моря возрастает.

4. Величины нагонов и сгонов в Северном Каспии изменяются при уменьшении или увеличении среднего уровня моря. Для оценки этих изменений были проведены непрерывные расчеты на 60 лет (1948-2007) при трех различных, но постоянных в течение 60 лет значениях среднегодового среднего уровня Каспийского моря (СУМ). При одинаковых атмосферных воздействиях на поверхность моря получено, что понижение СУМ приводит к уменьшению площади поверхности моря и возрастанию экстремумов сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, при уменьшении среднего уровня моря на 3,6 м, размах экстремальных сгонно-нагонных колебаний уровня моря увеличивается на 1 м с 3,5 м (СУМ=-25,9 м БС) до 4,5 м (СУМ=-29,5 м БС) в районе о. Тюлений.

5. Расчеты нагонов в Северном Каспии в 2014 и 2015 году показали, что модель адекватно воспроизводит штормовые нагоны на станции о. Тюлений и качество расчетов уровня моря по модели возрастает при увеличении скорости ветра. Коэффициент корреляции при сравнении с наблюдениями на о. Тюлений при отсутствии нагонов (нагоны меньше 30 см) составляет 0,85 и возрастает до 0,96 при нагоне 125 см.

6. Верификация оперативной модели Баренцева моря с разрешением 5 миль производилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 прибрежных уровневых постах Баренцева и Белого морей. Для Баренцева моря получено хорошее соответствие расчетов с наблюдениями, а в Белом море амплитуда волны M_2 по расчетам меньше, чем в наблюдениях. Для Белого моря необходимо повысить разрешение расчетной сетки, при этом 5-ти мильная сетка и в Белом море качественно верно воспроизводит основные черты режима волны M_2 , в частности, амфидромические области.

7. Для Баренцева моря были проведены расчеты суммарного уровня моря в течение 20 лет (1968-1987 годы) по данным метеорологического реанализа NCEP с учетом заданного приливного уровня на жидких границах и климатических полей температуры и солености. Расчет приливного уровня был выполнен отдельно, также в течение 20 лет (1968-1987 годы) с учетом заданных климатических полей температуры и солености. Нагонный уровень получен как разность суммарного и приливного уровня. Исследованы экстремальные и средние характеристики уровня моря (суммарного, приливного и нагонного) и скорости течений для сентября и апреля. Наличие расчетных полей среднего уровня моря позволяет уточнить экстремальные оценки уровня моря в различных пунктах строительства морских сооружений, что имеет важное практическое значение для проектировщиков.

8. В Баренцевом море рассмотрено влияние горизонтально-неподвижного льда на приливные гармоники. В предыдущих работах было обнаружено увеличение амплитуды колебаний гармоники M2 в свободном ото льда районе Баренцева моря, перед кромкой льда в Белом море, но не под горизонтально-неподвижным льдом, где амплитуда колебаний была меньше. Сравнение гармоник M2 и S2 для сентября (минимум льда) и апреля (максимум льда) показало, что в Белом море, как и ожидалось, амплитуда колебаний уровня волн M2 и S2 меньше подо льдом в апреле, чем в сентябре. Новым результатом является то, что под горизонтально-неподвижным льдом, в районах полуострова Канин и п. Индига, амплитуда волны M₂ выше в апреле, чем в сентябре, когда льда нет. Под влиянием льда происходит перестроение картины колебаний уровня моря и смещение амфидромий, что приводит к росту амплитуды колебаний уровня в отдельных районах под горизонтально-неподвижным льдом.

9. Оперативная модель BALT-P используется в качестве вспомогательной модели для расчета прогнозов уровня воды в системе предупреждения угрозы наводнений комплекса защитных сооружений г. Санкт-Петербурга. Реализовано постепенное закрытие и открытие ворот дамбы, происходящее в течение заданного промежутка времени. Установлено, что использование ансамблевого прогноза с использованием двух морских моделей уровня и течений (BSM2010 и BALT-P) и двух источников атмосферных прогнозов (GFS, HIRLAM) позволяет в среднем на 25% снизить ошибку прогноза уровня воды в Санкт-Петербурге.

10. Исследован механизм возникновения второго максимума наводнения в Санкт-Петербурге. Впервые показано, что этот максимум вызывается возбуждением в результате штормового ветрового воздействия одноузловой сейши Балтийского моря, вершина которой находится в Финском заливе. В основном, ветер препятствует росту собственного колебания, но в отдельных случаях, воздействие ветра и давления приводит к усилению собственного колебания и возрастанию второго максимума уровня, как это произошло в наводнении 15-17 ноября 2001 г. в Санкт-Петербурге.

11. Оперативная модель Азовского моря с использованием атмосферного форсинга по модели COSMO (7 км) предсказала время наступления и величину максимума уровня моря (251 см наблюдения и 249 см прогноз) в катастрофическом наводнении в Таганроге 24 сентября 2014 г. Верификация оперативной модели Азовского моря по прогнозам и наблюдениям за уровнем моря на береговых станциях выполнена для 9 месяцев 2017 года. Модель хорошо воспроизводит изменения уровня моря, вызванные ветровым воздействием на поверхность моря. При уменьшении скорости ветра, его роль в изменчивости уровня моря уменьшается и качество работы модели снижается. В сентябре качество прогноза уровня на всех станциях максимально возможное, поскольку в сентябре максимальная за весь период расчетов изменчивость уровня моря, которая вызвана воздействием ветра и хорошо воспроизводится моделью.

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2013615876

Трехмерная гидродинамическая модель расчета уровня моря и скоростей течений в Каспийском море с учетом льда, использующая метеорологические данные региональной модели Гидрометцентра России

Правообладатель: *федеральное государственное бюджетное учреждение «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации» (RU)*

Автор: *Попов Сергей Константинович (RU)*

Заявка № 2013613040

Дата поступления 16 апреля 2013 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 21 июня 2013 г.



Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Б.П. Симонов

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2014617279

Программный комплекс краткосрочного прогноза уровня
и течений Белого и Баренцева морей с учетом ледового
покрова

Правообладатель: *федеральное государственное бюджетное
учреждение «Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр Российской Федерации» (RU)*

Автор: *Попов Сергей Константинович (RU)*

Заявка № 2014615126

Дата поступления 27 мая 2014 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 16 июля 2014 г.



Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Б.П. Симонов

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2014619494

Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза скоростей течений и уровня Каспийского моря

Правообладатель: *федеральное государственное бюджетное учреждение «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации» (RU)*

Автор: *Попов Сергей Константинович (RU)*



Заявка № **2014615169**

Дата поступления **30 мая 2014 г.**

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ **17 сентября 2014 г.**

*Врио руководителя Федеральной службы
по интеллектуальной собственности*

Л.Л. Кирий

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ



СВИДЕТЕЛЬСТВО

о государственной регистрации программы для ЭВМ

№ 2017619429

Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного
прогноза уровня моря и скорости течения в Азовском море,
использующая метеорологические данные атмосферной модели
COSMO-ru Гидрометцентра России

Правообладатель: *Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр Российской Федерации» (RU)*

Автор: *Попов Сергей Константинович (RU)*



Заявка № 2017616155

Дата поступления 27 июня 2017 г.

Дата государственной регистрации

в Реестре программ для ЭВМ 24 августа 2017 г.

Руководитель Федеральной службы
по интеллектуальной собственности

Г.П. Ивлиев

“УТВЕРЖДАЮ”

И.о. директора ФГБУ "КаспМНИЦ"

Е.В. Островская

Е.В. Островская

М.П.



14 сентября 2017 г.

г. Астрахань

АКТ ВНЕДРЕНИЯ № ЦМКП/2017/1 от 04.07.2017

Настоящий акт составлен на основании решения Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам от 4 июля 2017 г., согласно которому разработанная ФГБУ «КаспМНИЦ» и ФГБУ «Гидрометцентр России» технология расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря с использованием гидродинамической модели Каспийского моря с разрешением 1 морская миля по горизонтали и данных мониторинга загрязнения морской среды (ФГБУ «КаспМНИЦ», Г.А. Монахова, ФГБУ «Гидрометцентр России», С.К. Попов) рекомендована для использования в заинтересованных НИУ Росгидромета, ФГБУ «Северо-Кавказское УГМС» и в организациях выполняющих экологический мониторинг в районах осуществления морской деятельности.

Оперативная гидродинамическая модель Каспийского моря с разрешением 1 морская миля по горизонтали, разработанная к.ф.-м.н. С.К. Поповым (ФГБУ «Гидрометцентр России»), внедрена в КаспМНИЦ для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря начиная с января 2017 года.

от ФГБУ «КаспМНИЦ»

Г.А. Монахова

Г.А. Монахова



"УТВЕРЖДАЮ"

Директор ФГБУ «Гидрометцентр России»

Р.М. Вильфанд

30 мая 2014 г.

А К Т № ПР/2014/14

использования (внедрения) результата интеллектуальной деятельности (РИД)**30.05.2014****г. Москва**

Комиссия в составе:

председатель –

заместитель директора ФГБУ «Гидрометцентр России» Киктев Д.Б.,

члены комиссии – представители подразделений (подразделений), в которых использованы (внедрены) результаты интеллектуальной деятельности (РИД)

зав. отделом морских гидрологических прогнозов Нестеров Е.С. и ведущий научный сотрудник отдела морских гидрологических прогнозов Абузьяров З.К.

составили настоящий акт о том, что результат интеллектуальной деятельности (РИД)

«Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза скоростей течений и уровня Каспийского моря с учетом льда повышенного пространственного разрешения»,
(автор Попов С.К.),

полученный при выполнении темы 1.5.1.5 Плана НИОКР Росгидромета на 2013 год (заказчик – УМЗА Росгидромета) и заявленный ФГБУ «Гидрометцентр России» на регистрацию в Роспатенте 30.05.2014 по заявке №2014615169

используется (внедрен) в отделе морских гидрологических прогнозов, начиная с января 2014 г.

Наименование продукции (услуги), в которой использован объект учета:

Оперативное гидрометеорологическое обеспечение деятельности (судоходство, рыболовный промысел и др.) в Каспийском море

Эффект от использования (внедрения)

Использование (внедрение) РИД «Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза скоростей течений и уровня Каспийского моря с учетом льда повышенного пространственного разрешения» позволило расширить состав и повысить качество прогностической продукции для обслуживания потребителей в Каспийском море.

Председатель комиссии

_____ Киктев Д.Б.

Члены комиссии:

_____ Нестеров Е.С.

_____ Абузьяров З.К.



"УТВЕРЖДАЮ"
Директор ФГБУ «Гидрометцентр России»

Р.М. Вильфанд

27 мая 2014 г.

А К Т № ПР/2014/3

использования (внедрения) результата интеллектуальной деятельности (РИД)

27.05.2014

г. Москва

Комиссия в составе:

председатель –

заместитель директора ФГБУ «Гидрометцентр России» Киктев Д.Б.,

члены комиссии – представители подразделения (подразделений), в которых использованы (внедрены) результаты интеллектуальной деятельности (РИД)

зав. отделом морских гидрологических прогнозов Нестеров Е.С. и ведущий научный сотрудник отдела морских гидрологических прогнозов Абузаров З.К.

составили настоящий акт о том, что результат интеллектуальной деятельности (РИД)

«Программный комплекс краткосрочного прогноза уровня и течений Белого и Баренцева морей с учетом ледового покрова», автор Попов С.К.,

полученный при выполнении темы 1.5.1.1 Плана НИОКР Росгидромета на 2013 год (заказчик – УМЗА Росгидромета) и заявленный ФГБУ «Гидрометцентр России» на регистрацию в Роспатенте 27.05.2014 по заявке №2014615126

используется (внедрен) в отделе морских гидрологических прогнозов, начиная с января 2014 г.

Наименование продукции (услуги), в которой использован объект учета:

Оперативное гидрометеорологическое обеспечение деятельности (судоходство, рыболовный промысел, добыча и транспортировка углеводородов) в Баренцевом и Белом морях

Эффект от использования (внедрения)

Использование (внедрение) РИД «Программный комплекс краткосрочного прогноза уровня и течений Белого и Баренцева морей с учетом ледового покрова» позволило расширить состав и повысить качество прогностической продукции для обслуживания потребителей в Баренцевом и Белом морях

Председатель комиссии

Киктев Д.Б.

Члены комиссии:

Нестеров Е.С.

Абузаров З.К.



"УТВЕРЖДАЮ"

Директор ФГБУ «Гидрометцентр России»

Р.М. Вильфанд

«12» октября 2017 г.

А К Т № ПР/2017/11

использования (внедрения) результата интеллектуальной деятельности (РИД)

«12» октября 2017 г.

г. Москва

Комиссия в составе:

председатель – заместитель директора ФГБУ «Гидрометцентр России» Киктев Д.Б.,

члены комиссии: зав. отделом морских гидрологических прогнозов (ОМГП) Нестеров Евгений Самойлович, начальник лаборатории оперативных прогнозов ОМГП Лукин Александр Алексеевич составили настоящий акт о том, что результат интеллектуальной деятельности (РИД) **Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течения в Азовском море, использующая метеорологические данные атмосферной модели COSMO-гу Гидрометцентра России (Попов С.К.)**, полученный при выполнении темы 1.5.1.2 Плана НИОКР Росгидромета на 2016 год (заказчик - УГТР Росгидромета), зарегистрированный в Роспатенте - свидетельство №2017619429 от 24.08.2017 г.

используется (внедрен) в отделе морских гидрологических прогнозов (ОМГП) Гидрометцентра России с мая 2015 года.

Наименование продукции (услуги), в которой использован объект учета:

Ежедневные прогнозы на 48 часов уровня Азовского моря.

Эффект от использования (внедрения):

Своевременное предупреждение населения об опасных штормовых нагонах.

Председатель комиссии

 Киктев Д.Б.

Члены комиссии:

 Нестеров Е.С.

 Лукин А.А.

Публикации автора по теме диссертации в изданиях, включенных в список ВАК.

1. Залесный В.Б., Попов С.К. Адаптационный расчет летней среднесезонной климатической циркуляции в Атлантическом океане. - Метеорология и гидрология, 1994, №2, с.61-70.
2. Архипов Б.В., Попов С.К. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря. - Океанология, 1996, т. 36, № 6, с. 805-813.
3. Орадовский С.Г., Сафронов Г.Ф., Зильберштейн О. И., Попов С.К., Тихонова О.В. Расчет переноса нефтепродуктов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря. - Метеорология и гидрология, 1999, №5, с. 77-90.
4. Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчета экстремальных характеристик уровня моря в Северном Каспии. - Водные ресурсы, 2001, т. 28, № 6, с. 692-700.
5. Попов С.К. Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском море. - Метеорология и гидрология, 2004., № 5, с. 76-84.
6. Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., Попов С.К., Чумаков М.М. - Моделирование экстремальных явлений в атмосфере и океане как задача высокопроизводительных вычислений. - Вычислительные методы и программирование, 2008. Т.9, с. 141 - 153.
7. Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений. // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. с. 41-53.
8. Попов С.К., Батов В.В., Елисов В.В., Лобов А.Л. Усовершенствованная технология прогноза течений и уровня Каспийского моря. - Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2013, № 5, с. 53-59.
9. Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Белом и Баренцевом морях. Метеорология и гидрология. 2013, 6, стр. 68-82.
10. Монахова Г.А., Попова Н.В., Попов С.К., Лобов А.Л., Рахимбирдиев А.М. Расчет водообмена и переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка. - Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2014 – № 12. – С. 33-39.
11. Монахова Г.А., Асаева К.И., Суслов А.В., Попов С.К., Лобов А.Л. Расчет водообмена и трансграничного переноса загрязняющих веществ между различными частями каспийского моря. - Юг России: экология, развитие. 2014, Т. 33, № 4 (33), с. 126-128.
12. Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз наводнения в Таганроге по оперативной

гидродинамической модели. - Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 362. с. 92-108.

13. Попов С.К., Лобов А.Л. Гидродинамическое моделирование наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы. - Метеорология и гидрология. 2017, № 4. с. 80-89.

14. Попов С.К., Лобов А.Л. Моделирование изменений уровня Азовского моря в 2015-2016 годах. - Труды Гидрометцентра РФ, выпуск 364, Москва, 2017, с.131-143.

15. Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз уровня Каспийского моря по оперативной гидродинамической модели. - Метеорология и гидрология. 2017, № 9. с. 90-99.

16. Нестеров Е.С., Попов С.К., Лобов А.Л. Статистика и моделирование штормовых нагонов в Северном Каспии. - Метеорология и гидрология, 2018., № 10, с. 53-59.

17. Попов С.К., Гусев А.В., Фомин В.В. Вторичный максимум уровня моря в наводнениях в Санкт-Петербурге и его воспроизведение в численных моделях. - Метеорология и гидрология, 2018, № 12, с. 48-60.

18. Попов С.К., Лобов А.Л. Краткосрочные прогнозы колебаний уровня Азовского моря в безледный период 2017 года. - Труды Гидрометцентра РФ, Гидрометеорологические исследования и прогнозы, 2018. № 3 (369). с. 104-118.

19. Попов С.К. Влияние морского льда на приливные колебания уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях - Труды Гидрометцентра РФ, Гидрометеорологические исследования и прогнозы, 2018. № 4 (370). с. 137-155.

20. Попов С.К. Трехмерная гидродинамическая модель расчета уровня моря и скоростей течений в Каспийском море с учетом льда, использующая метеорологические данные региональной модели Гидрометцентра России. - Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2013615876 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 21.06.2013.

21. Попов С.К. Программный комплекс краткосрочного прогноза уровня и течений Белого и Баренцева морей с учетом ледового покрова. - Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014617279 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 16.07.2014.

22. Попов С.К. Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза скоростей течений и уровня Каспийского моря. - Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2014619494 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 17.09.2014.

23. Попов С.К. Трехмерная гидродинамическая модель краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течения в Азовском море, использующая метеорологические данные атмосферной модели COSMO-ru Гидрометцентра России. - Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2017619429 // Правообладатель: ФГБУ "Гидрометцентр России". Дата государственной регистрации в Реестре программ для ЭВМ 24.08.2017.

Статьи в сборниках и журналах

1. Попов С.К. Трехмерная модель для расчета штормовых нагонов в Азовском море. – Сборник статей ГОИНа Исследование океанов и морей, С.-Пб., Гидрометеиздат, 1995, с. 205-214.
2. Zilberstein O.I., Safronov G.F., Verbitskaya O.A., Popov S.K., Chumakov M.M. Integrated Methods for Obtaining of the Specialised Hydrometeorological Information. -. Integrated Approach to Environmental Data Management Systems, Kluwer Publisher, 1997, p. 411-422.
3. Зильберштейн О. И, Сафронов Г.Ф., Попов С.К. Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования. - Труды ГОИН, 2000, вып. 207, с. 81-102.
4. Сафронов Г.Ф., Орадовский С.Г, Зильберштейн О. И, Попов С.К., О.В. Тихонова. Расчет переноса нефтяных углеводородов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря с учетом процессов биохимической деструкции. - Труды ГОИН, 2000, вып. 207, с. 166-174.
5. Popov S.K., Safronov G.F., Zilberstein O.I., Tikhonova O.V., Verbitskaya O.A. Density and residual tidal circulation and related mean sea level of the Barents Sea. - IOC UNESCO, Workshop Report No. 171 , Ocean Circulation Science derived from the Atlantic, Indian and Arctic Sea Level Networks, Annex III, Paris, August 2000, p.106-131.
6. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний. - Информационный сборник №29 Гидрометцентра РФ, Москва, 2002, с.76-89.
7. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод прогноза штормовых нагонов для Северного Каспия на основе данных региональной модели атмосферы. - В сборнике ГГИ Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. С.-Петербург, Гидрометеиздат, 2003, с. 342-350.
8. Д.А. Шапочкин, А.Л. Лобов, М.М. Чумаков, О.И. Зильберштейн, В.В. Елисов, С.К. Попов, Н.В. Попова. Опыт моделирования распространения взвеси при проведении дноуглубительных работ. - Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе., №7, 2003, с. 24-31.
9. С.Н. Овсиенко, О.А. Вербицкая, О.И. Зильберштейн, Д.А. Шапочкин, С.К. Попов, А.А. Ивченко, С.Н. Зацева, В.М. Лосев, И.Э. Пурина, Ю.А. Степанов, И.И. Жабина, А.Ю. Недачина, В.М. Бухаров. Оперативная технология мониторинга и прогноза гидрометеорологических характеристик и параметров аварийных разливов нефти на акваториях

морей. - Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе., №7, 2005, с. 59-68.

10. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. О результатах оперативных испытаний технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в каспийском море. - Информационный сборник №31 Гидрометцентра РФ, 2006, Москва, с.70-84.

11. Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., Попов С.К., Чумаков М.М. Высокопроизводительный программный комплекс моделирования экстремальных гидрометеорологических явлений. Часть 1: Постановка задачи, модели, методы и параллельные алгоритмы. - Научно-технический вестник информационных технологий, механики и оптики. 2008. № 54. С. 56-63.

12. Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., Чумаков М.М., Попов С.К. Моделирование экстремальных явлений в атмосфере и океане как задача высокопроизводительных вычислений. - В сборнике Параллельные вычислительные технологии (ПаВТ2008). Труды международной научной конференции (электронное издание). Санкт-Петербургский политехнический университет, Южно-Уральский государственный университет и др.; Ответственные за выпуск: Л.Б. Соколинский, А.В. Лепихов. 2008. С. 57.

13. Попов С.К., Лобов А.Л. Моделирование пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря в 1948-1994 гг. - Труды Гидрометцентра России, 2013, вып. 350, стр. 68-87.

14. Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Метод краткосрочного прогноза уровня Баренцева и Белого морей. - Информационный сборник №41 Гидрометцентра РФ, Москва, 2014, с.98-110.

15. Попов С.К. Численное моделирование скоростей течений и уровня морей России. - Труды ГОИНа, выпуск 215, Москва, 2014, с. 40-52.

16. Попов С.К., Лобов А.Л., Монахова Г.А., Асаева К.И. Использование оперативной гидрометеорологической модели для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря. - Труды ГОИНа, выпуск 216, Москва, 2015, с. 340-357.

17. Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В. Расчет наводнений в Санкт-Петербурге по трехмерной бароклинной модели BALT-P. - Труды Гидрометцентра России, 2015, вып. 354, стр. 96-111.

Материалы и труды конференций

18. Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К., Чумаков М.М. Методы и автоматизированная технология расчета характеристик уровня моря и течений на различных

горизонтах. - Труды Четвертой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-99). Ч. 1. С.-Петербург, 1999, с. 297-304.

19. Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Сафронов Г.Ф., Лебедев С.А. Методы определения среднего уровня на акватории арктических морей на примере Баренцева и Карского морей с учетом гравитационных аномалий. – Труды Четвертой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-99). Ч. 1. С.-Петербург, 1999. с. 323-326.

20. Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К., Лобов А.Л., Вербицкая О.А., Чумаков М.М., Елисов В.В. Современные проблемы обеспечения изысканий на шельфе экстремальными и оперативными характеристиками уровня моря и течений. - Труды Пятой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-01). С.-Петербург, 2001, с. 281-286.

21. Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Сафронов Г.Ф., Лебедев С.А. Методы привязки морских сооружений к Главной высотной основе (ГВО) РФ и исследование изменчивости среднего уровня Баренцева моря. - Труды Пятой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-01). С.-Петербург, 2001, с. 294-296.

22. Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К. Расчетные карты среднего уровня Баренцева моря, полученные с помощью гидродинамического моделирования. - Материалы Международной конференции ГИС для устойчивого развития территорий InterCarto9, Новороссийск, Севастополь, 25-29 июня 2003. с. 475-483.

23. Мирзоев Д.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л., Чумаков М.М., Лопатухин Л.И., Воронцов А.А. База специализированной гидрометеорологической информации, необходимой для проектирования и строительства морских сооружений. - Труды Международной конференции РАО-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 г., с. 316-321.

24. Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Возможность специализированного гидрометеорологического обеспечения транспортировки, установки и эксплуатации морских сооружений на основе гидродинамического прогноза уровня моря и течений. - Труды Международной конференции РАО-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 г., с. 360-364.

25. Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К. Средний уровень моря как необходимая отсчетная поверхность для определения проектных критериев морских сооружений. - Труды РАО-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 года, с. 198-202.

26. Verbitskaya O.A, Zilberstein O.I., Popov S.K., Lobov A.L. Operational model of short-term sea level forecast in the Caspian Sea. - Proceedings of the Sixth International Conference on the

Mediterranean Coastal Environment, Medcoast 03, E. Ozhan (Editor), 7-11 October 2003, Ravenna , Italy, p. 2179-2187.

27. S.A. Lebedev, O.I. Zilberstein, S.K. Popov, O.V. Tikhonova. Analysis of Temporal Sea Level Variation in the Barents and the White Seas from Altimetry, Tide Gauges and Hydrodynamic Simulation. - International Workshop on Satellite Altimetry (Eds. C. Hwang, C.K. Shum, J.C. Li) IAG Symposia. V. 126. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. 2003. p.243-249.

28. К.А. Кашунин, А.А. Архипов, Д.В. Шиляев, О.И. Зильберштейн, А.Л. Лобов, М.Р. Патеев, С.К. Попов, М.М. Чумаков, Д.А. Шапочкин, А.В. Бухановский, Л.И. Лопатухин, Е.С. Чернышева. Инженерно-гидрометеорологические изыскания по трассе северо-европейского газопровода. - Труды Международной конференции RAO-05, Санкт-Петербург, 2005, с. 333-338.

29. О.А. Вербицкая, О.И. Зильберштейн, С.К. Попов, С.Н. Овсиенко, А.А. Ивченко, С.Н. Зацепа, В.М. Лосев, И.И. Жабина, А.Ю. Недачина, И.Э. Пурина, Ю.А. Степанов. Оперативная технология мониторинга и прогноза метеорологических, гидрологических условий и параметров распространения аварийных разливов нефти на акваториях морей. - Труды Международной конференции RAO-05, Санкт-Петербург, 2005, с. 436-440.

30. O.A. Verbitskaya, S.K. Popov, O.I. Zilberstein. Model of Short –Term Marine Forecast in the Black and Azov Seas. - Proceedings of the Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, Medcoast 05, E. Ozhan (Editor), 25-29 October 2005, Kushadasi, Turkey, p. 1225-1233.

31. Овсиенко С.Н., С.Н. Зацепа, А.А. Ивченко, О. И. Зильберштейн, С.К. Попов, А.Л. Лобов, М.В. Шатунова, О.А. Вербицкая. - Оперативная технология прогноза аварийных разливов нефти в море. - Труды Международной конференции Освоение шельфа арктических морей RAO/CIS Offshore, Санкт-Петербург 2007.

32. Чумаков М.М., О.И. Зильберштейн, А.Л. Лобов, С.К. Попов, М.В. Шатунова. Методика обработки спутниковых снимков высокого разрешения для оценки характеристик ледового режима и влияния изменчивости ледяного покрова на динамику вод Северного Каспия. - Труды Международной конференции Освоение шельфа арктических морей RAO/CIS Offshore, Санкт-Петербург 2007.

33. Лопатухин Л.И., А.В. Бухановский, Иванов С.В., Ковальчук С.В., Зильберштейн О.И, Лобов А.Л., Тихонова О.В., Чумаков М.М., Попов С.К. Современная технология комплексного моделирования ветра, волнения, течений и уровня моря. - Труды Международной конференции Освоение шельфа арктических морей RAO/CIS Offshore, Санкт-Петербург 2007.

34. Чумаков М.М., Зильберштейн О.И, Лобов А.Л., Попов С.К., Шатунова М.В. К расчету экстремальных характеристик уровня моря и скорости течения в Северном Каспии для

ледового периода. - Труды Международной конференции Освоение шельфа арктических морей RAO/CIS Offshore, Санкт-Петербург 2009, с. 286-290.

ЛИТЕРАТУРА

Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Определение траекторий и скоростей циклонов, приводящих к максимальным подъемам воды в Финском заливе. - Метеорология и гидрология, 2007, № 8, с. 55-63.

Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива. - Метеорология и гидрология, 2009, № 11, с. 59-68.

Архипов Б.В., Попов С.К. Моделирование плотностных и ветровых течений в юго-восточной части Баренцева моря. - Океанология, 1996, т. 36, № 6, с. 805-813.

Ашик И.М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня моря в Финском заливе с учетом влияния ледяного покрова - Результаты испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических прогнозов. Информационный сборник № 29, 2002. с. 90-107.

Ашик И.М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня в юго-восточной части Баренцева и юго-западной части Карского морей. - Результаты испытания новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических прогнозов. Информационный сборник № 31, 2006. с. 85-103.

Беляев К.П., Михайлов Г.М., Пархоменко В.П., Тучкова Н.П., Танажура К. Методы усвоения натурных данных в гидродинамических моделях и их применение для анализа и прогноза характеристик Мирового океана. - М., ВЦ РАН, 2007, 236 с.

Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., Попов С.К., Чумаков М.М. - Моделирование экстремальных явлений в атмосфере и океане как задача высокопроизводительных вычислений. - Вычислительные методы и программирование, 2008. Т.9, с. 141 - 153.

Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., Попов С.К., Чумаков М.М. Высокопроизводительный программный комплекс моделирования экстремальных гидрометеорологических явлений. Часть 1: Постановка задачи, модели, методы и параллельные алгоритмы. - Научно-технический вестник информационных технологий, механики и оптики. 2008. № 54. С. 56-63.

Бухановский А.В., Зильберштейн О.И., Иванов С.В., Ковальчук С.В., Лопатухин Л.И., Чумаков М.М., Попов С.К. Моделирование экстремальных явлений в атмосфере и океане как задача высокопроизводительных вычислений. - В сборнике Параллельные вычислительные технологии (ПаВТ2008). Труды международной научной конференции (электронное издание).

Санкт-Петербургский политехнический университет, Южно-Уральский государственный университет и др.; Ответственные за выпуск: Л.Б. Соколинский, А.В. Лепихов. 2008. С. 57.

Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод краткосрочного гидродинамического прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря и результаты его испытаний. – Информационный сборник Гидрометцентра России № 29 – 2002, с. 76-89.

Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К. Лобов А.Л. Метод прогноза штормовых нагонов для Северного Каспия на основе данных региональной модели атмосферы. - В сборнике ГГИ Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. С.-Петербург, Гидрометеиздат, 2003, с. 342-350.

Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К. Лобов А.Л. Возможность специализированного гидрометеорологического обеспечения транспортировки, установки и эксплуатации морских сооружений на основе гидродинамического прогноза уровня моря и течений. - Труды Международной конференции РАО-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 г., с. 360-364.

Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Овсиенко С.Н., Ивченко А.А., Зацева С.Н., Лосев В.М., Жабина И.И., Недачина А.Ю., Пурина И.Э., Степанов Ю.А. Оперативная технология мониторинга и прогноза метеорологических, гидрологических условий и параметров распространения аварийных разливов нефти на акваториях морей. - Труды Международной конференции РАО-05, Санкт-Петербург, 2005, с. 436-440.

Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л. О результатах оперативных испытаний технологии краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Каспийском море. - Информационный сборник №31 Гидрометцентра РФ, 2006, Москва, с.70-84.

Вильфанд Р.М., Ривин Г. С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 1. – С. 5–17.

Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. – Под редакцией Нестерова Е.С., -М.: Триада лтд, 2016, 378 с.

Войнов Г.Н. Приливы в Обской губе (Карское море) I. Общая характеристика приливов - Учен. зап. РГГМУ, 2016. № 44. – С. 70–95.

Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы - Л., Гидрометеиздат - 1977 – 208 с.

Герман В.Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря. Тр. ГОИН, вып. 107, 1971.

Герман В.Х., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня

моря. -Л., Гидрометеиздат, 1988.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 6, Каспийское море, выпуск 1. Гидрометеорологические условия./ Под редакцией Терзиева Ф.С., Косарева А.Н., Керимова А.А. –С Пб, Гидрометеиздат, 1992, 359 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. /Под ред. Ф. С. Терзиева и др. – Л., Гидрометеиздат, 1990, 280с.

Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М., Мир, 1965.

Дворкин Е.Н., Ашик И.М. Численный гидродинамический метод прогноза колебаний уровня в Финском заливе с учетом влияния ледяного покрова. Санкт-Петербург. б.н., 2000. с.31.

Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия., 2013, Москва, Физматлит, 271с.

Дианский Н.А., Фомин В.В., Выручалкина Т.Ю., Гусев А.В. Воспроизведение циркуляции Каспийского моря с расчетом атмосферного воздействия с помощью модели WRF. - Труды Карельского научного центра РАН, №5, 2016, с. 21-34. DOI: 10.17076/lim310.

Дианский Н.А., Марченко А.В., Панасенкова И.И., Фомин В.В. Моделирование траектории айсберга в Баренцевом море по данным попутных судовых наблюдений Метеорология и гидрология. 2018. № 5. С. 54-67.

Дианский Н.А., Выручалкина Т.Ю., Фомин В.В. Влияние на эволюцию уровня Каспийского моря климатических изменений поля ветра над его регионом в 1948-2017 гг. - Водные ресурсы, 2019 (в печати)

Захарчук Е.А., Тихонова Н.А., Гусев А.В., Дианский Н.А. Сравнение методов численного моделирования колебаний уровня Балтийского моря. Труды ГОИН, №217, с.22-42, 2016

Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К., Чумаков М.М. Методы и автоматизированная технология расчета характеристик уровня моря и течений на различных горизонтах. - Труды Четвертой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-99). Ч. 1. С.-Петербург, 1999, с. 297-304.

Зильберштейн О. И, Сафронов Г. Ф., Попов С. К. Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования. Труды государственного океанографического института. С-Пб., Гидрометеиздат, 2000, вып. 207, с. 81-102.

Зильберштейн О.И., Попов С.К., Чумаков М.М., Сафронов Г.Ф. Метод расчета экстремальных характеристик уровня моря в Северном Каспии. - Водные ресурсы, 2001, т. 28, № 6, с. 692-700.

Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К., Лобов А.Л. Вербицкая О.А., Чумаков

М.М., Елисов В.В. Современные проблемы обеспечения изысканий на шельфе экстремальными и оперативными характеристиками уровня моря и течений. - Труды Пятой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-01). С.-Петербург, 2001, с. 281-286.

Зырянов В.Н., Лейбо А.Б. Эволюция приливной волны в устье реки с ледяным покровом. - Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М., 1985, с.246-257.

Ибраев Р. А. Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море. М.: ГЕОС, 2008. 128 с.

Ибраев Р.А., Дьяконов Г.С. Моделирование динамики океана при больших колебаниях уровня. – Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2016, том 52, №4, с. 514-526.

Ибраев Р.А., Курдюмов Д.Г. Чувствительность сезонной изменчивости циркуляции вод Каспийского моря к параметризации вертикального перемешивания в модели гидродинамики. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2003, т. 39, № 6, с. 849 – 856.

Ибраев Р.А., Саркисян А.С., Трухчев Д.И. Сезонная изменчивость циркуляции вод Каспийского моря, реконструированная по среднесезонным гидрологическим данным. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2001, т. 37, № 1, с.103 – 111.

Каган Б. А., Романенков Д. А. Об изменчивости приливных констант, индуцируемой воздействием одной подсистемы на другую. Физика атмосферы и океана, 2007, т. 43, № 3, с. 392-397.

Каган Б. А., Тимофеев А. А. Влияние ледяного покрова на динамику и энергетику поверхностных и внутренних приливов в Белом море: модельные оценки. Физика атмосферы и океана, 2006, т. 42, № 2, с. 258-270.

Каган Б. А., Тимофеев А. А. Динамика и энергетика поверхностных и внутренних полусуточных приливов в Белом море. Физика атмосферы и океана, 2005, т. 41, № 4, с. 550-566.

К.А. Кашунин, А.А. Архипов, Д.В. Шильяев, О.И. Зильберштейн, А.Л. Лобов, М.Р. Патеев, С.К. Попов, М.М. Чумаков, Д.А. Шапочкин, А.В. Бухановский, Л.И. Лопатухин, Е.С. Чернышева. Инженерно-гидрометеорологические изыскания по трассе северо-европейского газопровода. - Труды Международной конференции РАО-05, Санкт-Петербург, 2005, с. 333-338.

Кибель И. А. Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. – М.: Гостехиздат, 1957., 357 с.

Кириллов И.Ф. Опыт применения численного метода для расчета сгонно-нагонных колебаний уровня Азовского моря. - Труды ГОИН, 1964, вып. 75.

Кислов А.В., Суркова Г.В., Архипкин В.С. Повторяемость штормовых ситуаций в Балтийском, Черном и Каспийском морях в изменяющихся климатических условиях// Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С.67-77.

Клеванный К.А. Программный комплекс CARDINAL – Руководство программиста-разработчика. Санкт-Петербург: б. н., 2009. с. 109.

Клеванный К.А., Колесов А.М., Мостаманди М.-С. В. Прогноз наводнений в Санкт-Петербурге и восточной части Финского залива в условиях работы комплекса защитных сооружений. - Метеорология и гидрология, 2015, № 2, с. 41-52.

Кныш В. В., Ибраев Р. А., Коротаев Г. К., Инюшина Н. В. Сезонная изменчивость климатических течений Каспийского моря, восстановленных ассимиляцией климатической температуры и солености в модели циркуляции вод // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44, № 2. С. 251–2656.

Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Климатические термохалинные поля Каспийского моря. - М., Изд-во МГУ, 1995, 96 с.

Косухин С.С. Методы и технологии распределенного вычислительного эксперимента для обеспечения защиты Санкт-Петербурга от наводнений.- Диссертация на соискание уч. ст. к.т.н., Санкт-Петербург, 2013, 125 с.

Крылов Ю.М. Распространение длинных волн под ледяным полем // Тр. ГОИН. 1948. Вып. 8(20). —С. 107–111.

Кулаков М.Ю., Ашик И.М., Фильчук К.В. Технология расчета и краткосрочного прогноза дрейфа льда на акватории Северного ледовитого океана и Арктических морей. - Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. Информационный сборник № 43, 2016. с. 114-132.

Куликов Е.А., Файн И.В. Численное моделирование изменчивости уровня Балтийского моря. – Вычислительные технологии, 2008, т. 13, спец. вып. 2, с. 39-46.

Куликов Е.А., Медведев И.П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе. – Океанология, 2013, том 53, №2, с. 167-174.

Куликов Е.А., Файн И.В., Медведев И.П. Численное моделирование анемобарических колебаний уровня Балтийского моря. - Метеорология и гидрология, 2015, № 2, с. 61-70.

Курдюмов Д.Г., Оздой Э. Среднемесячные характеристики внутригодовой изменчивости циркуляции вод Каспийского моря, полученные по вихреразрешающей термогидродинамической модели. – Океанология, 2004, т. 44, № 6, с. 843-853.

Лебедев С.А., Костяной А.Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. - Москва: Изд. центр "Море" Международного института океана, 2005, 366 с.

Лебедев С.А. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. - Дисс. на соискание уч. ст. доктора физ.-мат. наук, Москва, 2014, 350 с.

Лопатухин Л.И., А.В. Бухановский, Иванов С.В., Ковальчук С.В., Зильберштейн О.И, Лобов А.Л., Тихонова О.В., Чумаков М.М., Попов С.К. Современная технология комплексного

моделирования ветра, волнения, течений и уровня моря. - Труды Международной конференции Освоение шельфа арктических морей RAO/CIS Offshore, Санкт-Петербург 2007.

Лосев В. М. Гидродинамическая конечно-разностная модель регионального прогноза на ЭВМ CREY. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра РФ. Вып. 334. С-Пб., Гидрометеиздат, 2000, с. 69-90.

Лосев В. М. Региональная гидродинамическая модель Гидрометцентра России // 80 лет Гидрометцентру России. М.: Триада ЛТД, 2010. С. 36–58.

Любицкий Ю.В. Метод и технология прогноза штормовых нагонов в Амурском лимане и Сахалинском заливе. - Юбилейный выпуск "ДВНИГМИ - 60 лет", Владивосток: Дальнаука, 2010, с. 57-73.

Макова В.И. Методика расчета полей ветра по полям атмосферного давления. Труды ГОИН, вып. 185, 1989, с. 23-33.

Максимов И.В. О зависимости элементов прилива от ледяного покрова моря // Учен. зап. Высш. аркт. морского уч. им. С.О. Макарова. 1953. Вып. IV. — С. 115–129

Марченко А.В., Дианский Н.А., Онищенко Д.А., Чумаков М.М., М.А Никитин, Фомин В.В, Марченко Н.А. Исследование дрейфа льда и эволюции консолидированного слоя торосов в Северо-Западном регионе Баренцева моря - Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 361. с. 231-260.

Марчук Г.И., Кочергин В.П., Климок В.И., Сухоруков В.А Математическое моделирование сезонной изменчивости поверхностного турбулентного слоя в океане. Физика атмосферы и океана. – 1978. – Том 14. № 9. – С. 945-955.

Мезингер Ф., Аракава А. Численные методы, используемые в атмосферных моделях. М, Гидрометеиздат, 1979.

Мирзоев Д.А., Зильберштейн О.И., Лопатухин Л.И., Миронов Е.У., Михайлов Н.Н. Концепция Обеспечения специализированной гидрометеорологической информацией проектирования сооружений на шельфе Арктических морей. Тр. Четвертой Международной конференции «Освоение шельфа Арктических морей России.» (РАО-99). Часть I, Санкт-Петербург, 1999, с. 311-322.

Мирзоев Д.А., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Лобов А.Л., Чумаков М.М., Лопатухин Л.И., Воронцов А.А. База специализированной гидрометеорологической информации, необходимой для проектирования и строительства морских сооружений. - Труды Международной конференции RAO-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 г., с. 316-321.

Монахова Г.А., Попова Н.В., Попов С.К., Лобов А.Л., Рахимбирдиев А.М. Расчет водообмена и переноса загрязняющих веществ на границе лицензионного участка. - Научно-

технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2014 – № 12. – С. 33-39.

Монахова Г.А., Асаева К.И., Суслов А.В., Попов С.К., Лобов А.Л. Расчет водообмена и трансграничного переноса загрязняющих веществ между различными частями каспийского моря. - Юг России: экология, развитие. 2014, Т. 33, № 4 (33), с. 126-128.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып.9, часть 1, Л.: Гидрометеиздат, 1984, 311 с.

Научно технический отчет по теме: Обобщение данных по гидрометеорологическим условиям на акватории губы Териберская и вдоль трассы проектируемого трубопровода ШГКМ - губа Опасова и разработка Локальных технических условий (ЛТУ), 2009.

Нестеров Е.С. Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века. - Метеорология и гидрология, 2001, № 11, с. 27-36.

Нестеров Е.С., Попов С.К., Лобов А.Л. Статистика и моделирование штормовых нагонов в Северном Каспии. - Метеорология и гидрология, 2018., № 10, с. 53-59.

Овсиенко С.Н. Расчет катастрофического нагона у юго-восточного побережья Азовского моря. - Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 127, с. 33-36.

Овсиенко С.Н., Вербицкая О.А., Зильберштейн О.И., Шапочкин Д.А., Попов С.К., Ивченко А.А., Зацева С.Н., Лосев В.М., Пурина И.Э., Степанов Ю.А., Жабина И.И., Неудачина А.Ю., Бухаров В.М. Оперативная технология мониторинга и прогноза гидрометеорологических характеристик и параметров аварийных разливов нефти на акваториях морей. // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2005 – № 7. – С. 59-68.

Овсиенко С.Н., С.Н. Зацева, А.А. Ивченко, О. И. Зильберштейн, С.К. Попов, А.Л. Лобов, М.В. Шатунова, О.А. Вербицкая. - Оперативная технология прогноза аварийных разливов нефти в море. - Труды Международной конференции Освоение шельфа арктических морей RAO/CIS Offshore, Санкт-Петербург 2007.

Орадовский С.Г., Сафронов Г.Ф., Зильберштейн О. И., Попов С.К., Тихонова О.В. Расчет переноса нефтепродуктов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря. - Метеорология и гидрология, 1999, №5, с. 77-90.

Панин Г.Н. Испарение и теплообмен Каспийского моря. – М., Наука, 1987, 88 с.

Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В. Современное состояние Каспийского моря. – М., Наука, 2005, 356 с.

Попов С.К. Трехмерная модель для расчета штормовых нагонов в Азовском море. - Труды ГОИН, 1995, юбилейный вып. 2, с. 205-214.

Попов С.К. Моделирование климатической термохалинной циркуляции в Каспийском

море. - Метеорология и гидрология, 2004., № 5, с. 76-84.

Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Чумаков М.М. Моделирование сезонного хода уровня Каспийского моря с применением параллельных вычислений. // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. с. 41-53.

Попов С.К., Батов В.В., Елисов В.В., Лобов А.Л. Усовершенствованная технология прогноза течений и уровня Каспийского моря. - Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2013, № 5, с. 53-59.

Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Прилив в оперативной модели краткосрочного прогноза уровня моря и скорости течений в Белом и Баренцевом морях. Метеорология и гидрология. 2013, № 6, стр. 68-82.

Попов С.К., Лобов А.Л. Моделирование пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря в 1948-1994 гг. - Труды Гидрометцентра России, 2013, вып. 350, стр. 68-87.

Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Елисов В.В., Батов В.И. Метод краткосрочного прогноза уровня Баренцева и Белого морей. - Информационный сборник №41 Гидрометцентра РФ, Москва, 2014, с.98-110.

Попов С.К. Численное моделирование скоростей течений и уровня морей России. - Труды ГОИНа, выпуск 215, Москва, 2014, с. 40-52.

Попов С.К., Лобов А.Л., Монахова Г.А., Асаева К.И. Использование оперативной гидрометеорологической модели для расчета водообмена и переноса загрязняющих веществ между различными частями Каспийского моря. - Труды ГОИНа, выпуск 216, Москва, 2015, с. 340-357.

Попов С.К., Лобов А.Л., Елисов В.В. Расчет наводнений в Санкт-Петербурге по трехмерной бароклинной модели BALT-P. - Труды Гидрометцентра России, 2015, вып. 354, стр. 96-111.

Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз наводнения в Таганроге по оперативной гидродинамической модели. - Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 362. с. 92-108.

Попов С.К., Лобов А.Л. Гидродинамическое моделирование наводнений в Санкт-Петербурге с учетом работающей дамбы. - Метеорология и гидрология. 2017, № 4. с. 80-89.

Попов С.К., Лобов А.Л. Моделирование изменений уровня Азовского моря в 2015-2016 годах. - Труды Гидрометцентра РФ, выпуск 364, Москва, 2017, с.131-143.

Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз уровня Каспийского моря по оперативной гидродинамической модели. - Метеорология и гидрология. 2017, № 9. с. 90-99.

Попов С.К., Гусев А.В., Фомин В.В. Вторичный максимум уровня моря в наводнениях в Санкт-Петербурге и его воспроизведение в численных моделях. - Метеорология и гидрология, 2018, № 12, (в печати)

Попов С.К., Лобов А.Л. Краткосрочные прогнозы колебаний уровня Азовского моря в безледный период 2017 года. - Труды Гидрометцентра РФ, Гидрометеорологические исследования и прогнозы. № 3 (369). с. 104-118., Москва, 2018

Попов С.К. Влияние морского льда на приливные колебания уровня моря и скорости течений в Баренцевом и Белом морях - Труды Гидрометцентра РФ, № 4 (370)., Москва, 2018, (в печати)

РД 52.27.759–2011. Наставление по службе прогнозов, Раздел 3 Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. Москва: Триада Лтд, 2011.

Ривкин К.Е., Войнов Г.Н. Сезонная изменчивость гармонических постоянных прилива на примере Баренцева и Белого морей // В сборнике: Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы Труды Всероссийской конференции к 70-летию со дня рождения заслуженного деятеля науки, доктора физико-математических наук, профессора Льва Николаевича Карлина. 2017. С. 407-410.

Роуч П. Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980, 616 с.

Руководство по производству ледовой авиаразведки. – Л.: Гидрометеиздат, 1981 –240 с.

Самарский А.А. "Теория разностных схем." - Москва, Наука, 1983., 616 с.

Сафронов Г.Ф., Орадовский С.Г, Зильберштейн О. И, Попов С.К., О.В. Тихонова. Расчет переноса нефтяных углеводородов от источников сброса в Таганрогском заливе Азовского моря с учетом процессов биохимической деструкции. - Труды ГОИН, 2000, вып. 207, с. 166-174.

Скороход А.И. Особенности солевого состава вод Каспийского моря. -Диссертация на соискание уч. ст. кандидата географических наук, Москва, 1996

Таблицы приливов. Воды Европейской части СССР и прилегающих зарубежных районов Л., Гидрометеиздат, 1958, 196 с.

Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф. Гидродинамическое моделирование штормовых нагонов Азовского моря. - Труды ГОИН, 1995, юбилейный вып. 2, с. 215-223.

Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Сафронов Г.Ф., Лебедев С.А. Методы определения среднего уровня на акватории арктических морей на примере Баренцева и Карского морей с учетом гравитационных аномалий. – Труды Четвертой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-99). Ч. 1. С.-Петербург, 1999. с. 323-326

Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К., Сафронов Г.Ф., Лебедев С.А. Методы привязки морских сооружений к Главной высотной основе (ГВО) РФ и исследование изменчивости среднего уровня Баренцева моря. - Труды Пятой Международной конференции Освоение шельфа арктических морей России (РАО-01). С.-Петербург, 2001, с. 294-296.

Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К. Расчетные карты среднего уровня Баренцева моря, полученные с помощью гидродинамического моделирования. - Материалы

Международной конференции ГИС для устойчивого развития территорий InterCarto9, Новороссийск, Севастополь, 25-29 июня 2003. с. 475-483.

Тихонова О.В., Зильберштейн О.И., Попов С.К. Средний уровень моря как необходимая отсчетная поверхность для определения проектных критериев морских сооружений. - Труды РАО-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 года, с. 198-202.

Тужилкин В.С., Косарев А., Н., Трухчев Д.И., Иванова Д.П. Сезонные особенности общей циркуляции вод глубоководной части Каспийского моря. – Метеорология и гидрология, 1997, № 1, с. 91-99.

Филиппов Ю.Г. Об одном способе расчета морских течений. – Труды ГОИН, 1970, вып. 103, с. 87-94.

Филиппов Ю.Г. О влиянии стока р. Дон на уровень воды в Таганрогском заливе. - Метеорология и гидрология. 2015, № 2. с. 76-80.

Фомин В.В., Полозок А.А., Фомина И.В. Моделирование циркуляции вод Азовского моря с учетом речного стока. - Морской гидрофизический журнал, Севастополь, 2015, № 1, с. 16-28.

Фомин В.В., Дианский Н.А. Расчет экстремальных штормовых нагонов в Таганрогском заливе с использованием морских и атмосферных моделей различного пространственного разрешения. - Метеорология и гидрология. 2018 (в печати).

Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: Теория и приложения. М., ГЕОС, 2003, 171 с.

Чумаков М.М., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Попов С.К., М.В. Шатунова М.В. Методика обработки спутниковых снимков высокого разрешения для оценки характеристик ледового режима и влияния изменчивости ледяного покрова на динамику вод Северного Каспия. - Труды восьмой Международной конференции «Освоение шельфа арктических морей» РАО-07. СПб, 2007.

Чумаков М.М., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л., Попов С.К., Шатунова М.В. К расчету экстремальных характеристик уровня моря и скорости течения в Северном Каспии для ледового периода. - Труды Международной конференции "Освоение шельфа арктических морей" РАО/CIS Offshore, СПб, 2009, с. 286-290

Шапочкин Д.А., Лобов А.Л., Чумаков М.М., Зильберштейн О.И., Елисов В.В., Попов С.К., Попова Н.В. Опыт моделирования распространения взвеси при проведении дноуглубительных работ. - Научно-технический журнал Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе., №7, 2003, с. 24-31.

Шкала практической солёности, 1978 год, и международное уравнение состояния морской воды, 1980 год. – Технические документы ЮНЕСКО по морским наукам, 1981.

Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции вод и эволюции морского льда в Северном Ледовитом Океане. - Известия РАН, ФАО, 2003, Т. 39, № 3, С. 394-409.

Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948-2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние. Известия РАН, ФАО, 2009, Т. 45, № 3, С. 1-16.

Akima H. A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for irregularly distributed data points, ACM Transactions on Mathematical Software, 4, 1978, p. 148-159.

Arakawa A., Lamb V.R. A potential enstrophy and energy conserving scheme for shallow water equations // Mon. Wea. Rev. 1981. V. 109. P. 18-36.

Backhaus, J.O. A three-dimensional model for the simulation of shelf-sea dynamics. – 1985, Dtsch. Hydrogr. Z. 38, H. 4., p. 165-187.

Backhaus J.O, Hainbucher D. A finite difference general circulation model for shelf seas and its application to low frequency variability on the north European shelf. – Three- dimensional models of Marine and Estuarine dynamics, ed. Nihoul J.C.J. and Jamart B.M., Els. Oceanogr. ser., Amsterdam, 1987, p.221-244.

Blumberg A.F., Mellor G.L. A simulation of the circulation studies of the Gulf of Mexico. Israel J. Earth Sci., 1985, vol. 34, pp 77-97.

Berx, B., M. Dickey-Collas, M.D. Skogen, Y.-H. De Roeck, H. Klein, R. Barciela, R.M. Forster, E. Dombrowsky, M. Huret, M. Payne, Y. Sagarminaga, and C. Schrum. Does operational oceanography address the needs of fisheries and applied environmental scientists? // Oceanography, 2011. – V. 24, № 1. – P. 166–171.

Bowden K.F., and Hamilton P. Some experiments with a numerical model of circulation and mixing in a tidal eastuary. Estuar. Coast. Mar. Sci., 1975, vol.3, p.281-301.

Davies A.M. and Flather R.A., Computing extreme meteorologically induced currents, with application to north-west European shelf. Cont. Shelf Res., 1987, vol. 7, pp. 643-683.

Fang G, T.Ichiye. On the vertical structure of tidal currents in a homogeneous sea. Geophys. J. Roy. Astr. Soc, 1983, p.65-82.

Flather R.A. Estimates of extreme conditions of tide and surge using a numerical model of the north-west European continental shelf. Estuarine, Coastal, and Shelf Sci., London, 1987, vol. 24, N1, pp. 69-95.

Flather R.A., Heaps N.S. Tidal Computations for Morecambe Bay. –Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1975, vol. 42, p. 489-517.

Garratt J. R. "Review of drag coefficients over oceans and continents," Monthly Weather Review, vol. 105, pp. 915 - 929, 1977.

Gjevik B. and Straume T. Model simulations of the M2 and the K1 tide in the Nordic Seas and the

Arctic Ocean. *Tellus*, 1989. Ser. A, 41, pp. 73-96.

Gjevik B., Nost E and Straume T. Model simulations of the tides in the Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, 1994, vol. 99, No. C2, pp. 3337-3350.

Heaps N.S. Three-dimensional numerical model of the Irish Sea. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1973, vol 35, pp. 99-120.

Holthuijsen L.H., Powell M.D., Pietrzak J.D., "Wind and waves in extreme hurricanes" - *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, C09003, doi: 10.1029/2012JC007983, 2012.

Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. < 9. P. 1849–1867

Ibraev R.A., Ozsoy E., Schrum C., Sur H.I. Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction. - *Ocean Science*, 2010, Vol.6, no 1, p. 311-329.

Jenkinson A.F. The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, v.87, 1955.

Kochergin V.P. Three-dimensional prognostic models. In: *Three-dimensional coastal ocean models / Coastal and Estuarine Science / Ed. Heaps N.S. - 1987. - Vol. 4. - P.201-208.*

Kowalik, Z., A.Y. Proshutinsky. Diurnal Tides in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 1993, vol 98, N C9, pp.16, 449-16,468.

Kowalik, Z., A.Y. Proshutinsky. Topographic enhancement of tidal motion in the western Barents Sea. *J. Geophys. Res.*, 1995, vol 100, N C2, pp.2613-2637.

Langbein W.B. Annual floods and partial duration flood series. *Tr. Am. Geophys. Union*, 30, 1949.

Lebedev S.A., Zilberstein O.I., Popov S.K., Tikhonova O.V.. Analysis of Temporal Sea Level Variation in the Barents and the White Seas from Altimetry, Tide Gauges and Hydrodynamic Simulation. - *International Workshop on Satellite Altimetry (Eds. C. Hwang, C.K. Shum, J.C. Li) IAG Symposia. V. 126. Springer-Verlag. Berlin. Heidelberg. 2003. p.243-249.*

McPhee, M.G. An analysis of pack ice drift in summer // *Proceedings of the AID JEX Symposium, Univ. of Washington. – Washington Press, 1980. – P. 62–75*

Mellor G.L., Durbin P.A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer // *J. Phys. Oceanogr.* - 1975. - Vol.5 - P.718-728.

Mesinger, F., Arakawa, A. Numerical methods used in atmospheric models. *GAPR, WMO-ICSU*, 1976, vol. 1, N 17, 65 pp.

Oey L.Y., Mellor G.L., Hires R.I. A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary. Part 1. Description of the model and model simulations.// *Journal of Physical Oceanography*, 1985, vol.15, N 11, p.1676-1692.

Owen A. A three-dimensional model of Bristol channel. *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, vol. 10,

pp.1290-1302.

Oil Spill Response: A global perspective / Edited by W.F. Davidson, K. Lee, A. Cogswell. – Springer, NATO SPS Series. – 2008. – 365 p.

Operational Oceanography in the 21st Century / Schiller, Andreas, Brassington, Gary B. (Eds.) – Springer. – 2011. – 450p.

Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model // Cont. Shelf Res. - 1996. - Vol. 16. - N 2. - P. 147-161.

Pohlmann T. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea - Part 1: model description, calibration and verification // Cont. shelf Res. - 1996. - Vol.16. - N 2. - P. 131-146.

Popov S. K., Safronov G. F., Zilberstein O. I. <et al.> Density and residual tidal circulation and related mean sea level of the Barents Sea. IOC UNESCO, Workshop Report No. 171, “Ocean Circulation Science derived from the Atlantic, Indian and Arctic Sea Level Networks”, Paris, August 2000, Annex III, pp. 106-131

Pugh D.T. Estimating extreme currents by combining tidal and surge probabilities. Ocean Eng., 1982, vol. 9., pp. 361-372.

Pugh D.T. and Vassie J.M., Extreme sea levels from tide and surge probability. Proc. 16 Coast. Eng. Conf., Hamburg, 1979, vol. 1, pp. 911-930.

Ryabinin V.E., Zilberstein O.I. Numerical prediction of storm surges – a review. In: Storm Surges. Report N 33, WMO/TD – N 779, 1996, p.1-62.

Saburin D. S., Elizarova T. G. Modeling of the Azov Sea circulation and extreme surges in 2013-2014 with the use of regularized shallow water equations // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2018. 33(3):173-185, DOI:10.1515/rnam-2018-0015

Safronov, G.F. and Zilberstein, O.I. Calculation of the climate dynamics characteristics in the coastal sea zone by the methods of hydrodynamics and probabilistic modelling. J. Mar. Systems, 1996, vol. 7, N 2-4, pp. 395-410.

Smith, S. D.: 1988, 'Coefficients for Sea Surface Wind Stress', J. Geophys. Res. 93, 15467-15472.

Sustainable Operational Oceanography / Edited by H. Dahlin, N.C. Flemming, S.E. Petersson. Proceedings of the Sixth International Conference on EuroGOOS4–6 October 2011, Sopot, Poland. – EuroGOOS. - 2013. – 382 p.

Trukhchev D., Kosarev A., Ivanova D., Tuzhilkin V. Numerical analysis of the general circulation in the Caspian Sea. – Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences. Sofia, 1995, № 48(10), p. 35-38.

Verbitskaya O.A, Zilberstein O.I., Popov S.K., Lobov A.L. Operational model of short-term sea level forecast in the Caspian Sea. - Proceedings of the Sixth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, Medcoast 03, E. Ozhan (Editor), 7-11 October 2003, Ravenna , Italy, p. 2179-2187.

Verbitskaya O.A, Popov S.K., Zilberstein O.I. Model of Short –Term Marine Forecast in the Black and Azov Seas. - Proceedings of the Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, Medcoast 05, E. Ozhan (Editor), 25-29 October 2005, Kushadasi, Turkey, p. 1225-1233.

Wajsowicz Roxana C., Gill A.E. Adjustment of the Ocean under Buoyancy Forces. Part I. The Role of Kelvin Waves. - Journal of Physical Oceanography, vol. 16, 1986, p. 2097-2114.

Wajsowicz Roxana C. Adjustment of the Ocean under Buoyancy Forces. Part II. The Role of Planetary Waves. - Journal of Physical Oceanography, vol. 16, 1986, p. 2115-2136.

Zakharchuk E., Tikhonova N., Gusev A., Diansky N. (2018) Influence of Baroclinicity on Sea Level Oscillations in the Baltic Sea. In: Karev V., Klimov D., Pokazeev K. (eds) Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. PMMEEP 2017. Springer Geology. Springer, Cham

Zilberstein O.I., Safronov G.F, Verbitskaya O.A., Popov S.K., Chumakov M.M Integrated Methods for Obtaining of the Specialised Hydrometeorological Information. -. Integrated Approach to Environmental Data Management Systems, Kluwer Publisher, 1997, p. 411-422.