

Министерство образования и науки Российской Федерации

---

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.Н. Малинин

УРОВЕНЬ ОКЕАНА:  
НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

Монография



Санкт-Петербург  
2012

**УДК 551.465**

Малинин В.Н. Уровень океана: настоящее и будущее. – СПб.: РГГМУ, 2012. – 260 с.

**ISBN 978-5-86813-326-8**

*Рецензент:* д-р геогр. наук, проф. В.Р. Фукс (СПбГУ, каф. океанологии)

Рассматривается современное состояние изученности и закономерностей межгодовых колебаний уровня Мирового океана в условиях современных изменений климата и приводится сравнительный анализ вкладов уровнеобразующих факторов в колебаниях уровня Мирового океана. Предложен комплекс методов долгосрочного прогноза глобального уровня: на длительную перспективу (столетие), на ближнюю перспективу (несколько десятилетий) и на текущий период (несколько лет).

Книга предназначена для широкого круга специалистов в области океанологии, гидрологии и метеорологии, а также может быть полезна аспирантам и студентам соответствующих специальностей.

Malinin, V.N. The ocean level: present and future. – St Petersburg: RSHU Publishers, 2012. – 260 pp.

The book reviews the current state of knowledge and patterns of interannual fluctuations in the World Ocean level accounting for today's climate change; it gives a comparative analysis of the contributions of level-influencing factors into fluctuations in sea level. A set of methods for long-term forecasts of the global sea level is proposed: for a century-long period, for a near-term period (a few decades) and for the current period (several years).

The book is intended for specialists in the field of oceanography, hydrology and meteorology, and it may be also useful to PhD students and undergraduates in related disciplines.

**ISBN 978-5-86813-326-8**

© Малинин В.Н., 2012

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2012

## **Введение**

Проблема изменений климата уже давно переросла чисто научные рамки, государственные границы и является предметом дискуссий на международных саммитах глав стран и в стенах ООН. Всемирная конференция по климату в Копенгагене в ноябре 2009 г., на которой присутствовали главы большинства государств мира, вследствие кардинальных расхождений на данную проблему, закончилась полным провалом. По мнению экспертов, его причиной стало то, что поскольку на «лечение» климата надо истратить к 2050 г. примерно 45 триллионов долларов, то всемирное соглашение становится просто невозможным. Об огромном значении изменений климата на экономику России говорил Президент Д.А. Медведев на состоявшемся в марте 2010 г. заседании Совета безопасности РФ. На нем обсуждались меры по предотвращению угроз национальной безопасности в связи с глобальным изменением климата, а также основные направления государственной политики в области климата и адаптации к последствиям его изменения.

Важнейшим индикатором глобального климата является уровень Мирового океана (УМО), изменения которого определяют как многие гидродинамические процессы в самом океане, так и характер его взаимодействия с атмосферой. Известно, что в течение XX в. происходил довольно быстрый рост уровня Мирового океана со скоростью примерно 1,7–1,8 мм/год. Однако в последние два десятилетия на основе альтиметрических данных установлено, что рост УМО заметно повысился и составляет уже 3,2 мм/год.

По оценкам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Intergovernmental Panel on Climate Change), удостоенной Нобелевской премии в 2008 г., в соответствии с некоторыми сценариями изменений климата, разработанных с применением климатических моделей, при удвоении содержания CO<sub>2</sub> и соответствующим увеличением средней глобальной температуры приземного слоя произойдут значительные изменения компонент гидрологического цикла, в том числе уменьшение массы горных ледников, морских льдов, ледниковых щитов в Гренландии и Ан-

тарктиде. Вследствие этого рост УМО будет далее продолжаться ускоренными темпами (до 5 мм/год), причем по некоторым радикальным оценкам – до 10 мм/год. К концу столетия он может повыситься на 30–100 см по сравнению с его началом.

Естественно, если такое развитие изменений климата станет реальностью, то это грозит катастрофическим ущербом для инфраструктуры побережья океанов и морей, ибо именно эта пограничная зона между землей и океаном характеризуется особенно разнообразными экосистемами и именно на её территории предпочитает жить человек. Восемь из десяти крупнейших городов мира находятся на низменных прибрежных территориях, в том числе Нью-Йорк и Токио, а темпы роста численности населения в таких зонах в два раза превышают среднемировой показатель. К концу XXI в. в прибрежных зонах не выше 1 м над уровнем моря будут проживать примерно 130 млн, а в зонах не выше 5 м – 410 млн человек. При росте уровня океана становится неизбежным затопление равнинных прибрежных территорий таких стран, как Бангладеш, Индонезия, Индия и др. Так, повышение уровня моря только на 40 см в Бенгальском заливе приведет к затоплению 11 % прибрежной зоны Бангладеш и переселению 7–10 млн беженцев. А всего потребуется переселение многих десятков миллионов человек. Кроме того, вполне возможно, что в зоне возможных наводнений могут оказаться дополнительно от 20 до 300 млн человек ежегодно. В частности, в Англии к 2080 г. в 5 раз больше людей окажутся под влиянием наводнений от штормовых нагонов при росте морского уровня всего на 38 см по сравнению с 1990 г.

В связи с этим становится чрезвычайно актуальной оценка экономического ущерба в результате затопления прибрежных территорий и нарушения их инфраструктуры для различных регионов при возможном повышении уровня океана в XXI в. за счет современных изменений климата. По мнению Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), проблему изучения долговременных колебаний уровня Мирового океана и особенно построения методов его долгосрочного прогноза следует отнести к числу важнейших проблем современной гидрометеорологии. В связи с этим во многих странах, особенно в США, на ис-

следование данной проблемы требуются огромные финансовые ресурсы.

Состояние проблемы колебаний уровня Мирового океана на конец XX столетия изложено в Третьем отчете МГЭИК в 2001 г. В нем довольно подробно обсуждены закономерности колебаний морского уровня в глобальном и региональных масштабах, даны оценки разных факторов в величину тренда УМО и рассмотрены возможные изменения в XXI в. на основе различных сценариев будущего климата. В 2007 г. подготовлен новый отчет МГЭИК по изменениям глобального климата, в котором есть специальный раздел «Изменения климата океана и морского уровня». В данном разделе, практически повторяющем основные направления предыдущего отчета, главным образом синтезированы новые результаты, полученные зарубежными исследователями преимущественно после 2000 г., причем почти исключительно на английском языке.

Более подробно результаты иностранных исследователей были обобщены в подготовленной большим коллективом авторов монографии (редакторы J. Church, P. Woodworth, T. Aarup, W. Wilson) «Понимание изменчивости и роста морского уровня» (*Understanding Sea-level Rise and Variability*), изданной в 2010 г., в которой определены основные последствия подъема уровня моря, представлены последние результаты оценки палеоклиматических изменений морского уровня, тщательно исследованы все факторы, способствующие его росту, а также региональная изменчивость морского уровня, включая экстремальные колебания, в различном временном и пространственном диапазоне.

В России до последнего времени исследования морского уровня в основном выполнялись в региональном масштабе. Исключение составляют вышедшая еще в 1985 г. монография Р.К. Клиге «Изменения глобального водообмена», в которой по футшточным наблюдениям реконструирован глобальный уровень за столетний период (1881–1981 гг.), осуществлен прогноз глобального уровня на основе его корреляционной связи с температурой воздуха Северного полушария на 1982–1995 гг. и даны оценки вкладов различных факторов в колебания УМО, а также изданная в 1998 г. фундаментальная монография «История гидросферы» (авторы Р.К. Клиге, И.Д. Данилов, В.Н. Конищев), в которой на

основе многочисленных геологических и палеоклиматических данных восстановлен глобальный уровень океана за исторический период.

Отметим важный вывод для понимания современных колебаний УМО. Последнее оледенение Северного полушария, которое чаще всего называют Вюрмским, началось примерно 70 тыс. лет назад, имело три стадии и достигло максимального развития около 18 тыс. лет назад. Температура воздуха в это время была всего на 6–7 °С ниже современной. Именно 18 тыс. лет назад отмечался последний минимум в глобальном уровне океана, который был примерно на 100 м ниже современного. Затем ледниковые щиты начали быстро разрушаться, отступая к очагам своего формирования. И как следствие – УМО начал непрерывно расти. Несложно оценить средний тренд роста УМО, который должен составлять 5,5 мм/год, что в несколько раз выше темпов роста УМО в XX в. Это обусловлено тем, что в последнее тысячелетие отмечался относительно стабильный климат с колебаниями глобальной температуры в пределах  $\pm 1-1,5$  °С. Следовательно, ускорение роста УМО в начале XX в. до 3,2 мм/год вряд ли следует рассматривать как неординарное событие. Скорее, как рядовое.

Весьма важно и то, что если вдруг потепление климата прекратится, то УМО все равно будет повышаться еще как минимум в течение многих десятилетий. Связано это прежде всего с тем, что тепловой импульс с поверхности океана доходит до нижней границы главного термоклина, простирающегося в низких и умеренных широтах до глубин порядка 2000 м в течение не менее 2-х десятилетий.

Во второй половине «нулевых» годов текущего столетия в РГГМУ в рамках различных грантов и ведомственных программ начались работы по изучению закономерностей межгодовых колебаний УМО на основе инструментальных наблюдений, выявлению их генезиса, оценке вклада различных «уровнеобразующих» факторов в формирование тренда УМО, построению комплекса физико-статистических моделей долгосрочного прогноза УМО с различной заблаговременностью. Результатом их стал цикл публикаций в периодической печати и издание в 2011 г. монографии «Глобальный водный баланс», в которой эвстатические колебания

УМО рассматриваются как интегральный индикатор глобального водообмена, перераспределяющие воды гидросферы между отдельными оболочками Земли (прежде всего, между водами литосферы и криосферы). Кроме того, в ней обсуждаются также различные подходы и дается сравнительный анализ вкладов составляющих водного баланса в колебания глобального уровня океана.

Данная монография является продолжением и обобщением ранее выполненных исследований. По существу, она направлена на решение фундаментальной проблемы выявления закономерностей межгодовых колебаний уровня Мирового океана в условиях современного потепления климата и оценки его возможных изменений в ближайшие десятилетия с целью предупреждения негативных последствий для прибрежных территорий. В ней дополнительно, помимо оценки современного состояния изученности колебаний УМО и их генезиса за период инструментальных наблюдений, т.е. с середины XIX в., достаточно подробно обсуждается проблема долгосрочного прогноза УМО в трех аспектах: на длительную перспективу (столетие), на ближнюю перспективу (несколько десятилетий) и на текущий период (несколько лет). Такое деление обусловлено, с одной стороны, физическими закономерностями колебаний УМО и влиянием на них уровнеформирующих факторов, а с другой – практическими запросами потребителей.

При анализе колебаний УМО принималось, что поскольку реальная изменчивость морского уровня создается в результате совместного действия гидрометеорологических, геолого-геодинамических и космогеофизических факторов, то изучение колебаний УМО представляет собой исключительно сложную геофизическую проблему, решение которой возможно только в результате синтеза всех наук о Земле: океанологии, метеорологии, гидрологии и гляциологии. Именно комплексный геофизический анализ всех видов природных вод в их взаимосвязи и неразрывности составил принципиальную новизну используемого нами методологического подхода применительно к изучению колебаний УМО.

В диапазоне межгодовой изменчивости преимущественный вклад в колебания УМО вносят гидрометеорологические (климатические) факторы. Поэтому для выявления их количественной оценки необходимо выполнение расчетов за различные многолет-

ние периоды всех компонент пресноводного баланса океана: испарения, осадков, айсбергового стока с Антарктиды и Гренландии, материкового стока поверхностных и подземных вод. Такой подход принципиально отличается от подхода экспертов МГЭИК, которые для оценки вклада в колебания УМО различных факторов используют оценки изменений массы горных ледников, морских льдов и ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды и колебания объема поверхностных и подземных вод суши, определяемых с погрешностями, не поддающимися учету.

Основные задачи настоящего исследования были сформулированы следующим образом:

- реконструкция уровня Мирового океана на основе статистической модели за период инструментальных наблюдений;
- выявление закономерностей сезонно-межгодовой изменчивости уровня океана по футшточным и альтиметрическим наблюдениям;
- условия формирования тренда в колебаниях уровня Мирового океана;
- закономерности межгодовой изменчивости эвстатических факторов (испарения, осадков, притока речных и айсберговых вод);
- построение физико-статистической модели долгосрочного прогноза стерических колебаний УМО по данным ограниченного числа реперных точек температуры поверхностного слоя океана;
- выявление генезиса межгодовой изменчивости уровня Мирового океана на основе сравнительного анализа вклада разных факторов за различные продолжительные промежутки времени;
- статистический метод оценки возможных изменений УМО в конце XXI-го столетия по данным о глобальной температуре воздуха для различных сценариев климата;
- построение физико-статистической модели прогноза межгодовых колебаний УМО на несколько десятилетий на основе данных о приповерхностной температуре воздуха над океаном;
- построение адаптивной модели прогноза сезонной изменчивости уровня Мирового океана по альтиметрическим данным.

Реализации первых трех задач посвящена глава 1, следующих трех – глава 2 и, наконец, последних трех задач – глава 3.



Данная работа стала результатом исследований в рамках Аналитической ведомственной целевой программы «Оценить последствия повышения уровня океана в условиях современных изменений климата» № 2.1.1/6690 и Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (государственные контракты № П726 и № 02.740.11.0849), а также в рамках гранта Правительства РФ (Договор №11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых.

В заключение считаю необходимым выразить особую благодарность своим ученикам и многолетним помощникам к.г.н. С.М. Гордеевой и к.г.н. О.И. Шевчуку, которые оказали огромную помощь при подготовке этой работы, к.г.н. Ю.В. Митиной (Малининой) и аспиранту Н.И. Глок за помощь в развитии ряда разделов, проф. В.Р. Фуксу за неформальную и емкую рецензию на мою работу, а также своим многочисленным коллегам, общение с которыми постоянно стимулирует автора к выполнению научных исследований.

## **Глава 1.**

# **МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА**

### **1.1. Общие сведения об уровенной поверхности океана**

Уровенной поверхностью называется поверхность, нормальная к направлению силы тяжести, т.е. равнодействующая сил тяготения и центробежной, создающейся вследствие вращения Земли. При этом эквипотенциальная поверхность гравитационного поля Земли, приблизительно совпадающая с идеализированной поверхностью Мирового океана, не возмущенной действием всех других факторов, получила название геоида. Именно от геоида, определяющего форму Земли, ведутся отсчёты высот суши и глубин. Из-за неравномерного распределения масс внутри планеты фигура геоида не имеет правильной геометрической формы, вследствие чего его поверхность не может быть выражена математически. Поверхность геоида близка к невозмущённой поверхности водной глади океанов и сообщающихся с ними морей. Однако, из-за различий в температуре и солёности морской воды, атмосферного давления и т.п. поверхность водной глади не совпадает строго с геоидом, а отклоняется приблизительно в пределах одного метра.

Поэтому в практических расчетах ее заменяют более простыми геометрическими моделями. Из них ближе всего к геоиду подходит сфероид или эллипсоид вращения, получаемый вращением эллипса вокруг его малой оси. Его размеры подбираются при условии наилучшего соответствия фигуре квазигеоида для Земли в целом (общеземной эллипсоид) или отдельных её частей (референц-эллипсоид). Например, в России/СССР с 1946 г. используется референц-эллипсоид Красовского, центр которого совпадает с центром тяжести твердой Земли, а экваториальный и полярный радиусы составляют соответственно 6378,245 и 6356,853 км. При этом начало отсчета высот осуществляется по Кронштадтскому футштоку. Сжатие эллипсоида Красовского равно 1:298,3. Эта величина значительно отличалась от сжатия общего земного эллипсоида, принятого в то время и полученного по гравиметри-

ческим данным. Авторы давали разные оценки сжатия от 1:296,6 до 1:297,4. Однако первое же определение сжатия по спутниковым данным дало величину, практически совпадающую со сжатием эллипсоида Красовского. Генеральная Ассамблея МАС в 1976 г. для сжатия Земли утвердила значение 1:298,2570 [88].

Отклонения геоида от референц-эллипсоида называют его высотой. На практике высоты *геоида* рассчитываются методом моделирования аномального гравитационного поля Земли с использованием сферических гармоник возмущающего потенциала. В настоящее время наиболее точной считается модель EGM96, рассчитанная с разложением по сферическим гармоникам до 360 степени [181]. Согласно этой модели, наибольший размах колебаний высот геоида характерен для Индийского океана, в западной части которого в зоне Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) высоты геоида составляют более 45 м, в то время как южнее полуострова Индостан они ниже –105 м. Таким образом, перепад высот составляет 150 м. В Атлантическом океане максимальные отрицательные аномалии отмечаются юго-восточнее Кубы (–60 м), а положительные – южнее Исландии (65 м). В Тихом океане максимальные положительные аномалии наблюдаются в районе Филиппин (70 м), а отрицательные – западнее полуострова Калифорния (–50 м). При этом на большей части акватории Тихого океана изменчивость высот геоида невелика и находится в диапазоне  $\pm 20$  м.

На поверхность геоида одновременно оказывают воздействие различные возмущения, имеющие очень разнородную природу, вследствие чего наблюдаются весьма сложные изменения урвненной поверхности, которые в фиксированной точке пространства проявляются в виде колебаний уровня моря (океана).

В общем случае колебания уровня могут носить объёмный и деформационный характер. *Объёмные колебания* уровня связаны с изменениями в бассейне количества воды. Более распространёнными являются *деформационные колебания*, при которых происходит перераспределение массы воды в границах моря (бассейна) при неизменном объёме воды таким образом, что уровень повышается в одних районах и понижается в других. Поэтому измене-

ния морского уровня можно представить в виде суммы объемной и деформационной компонент, т.е.

$$\Delta h = \Delta h_{\text{об}} + \Delta h_{\text{деф}}. \quad (1.1)$$

Так как существует большое число различных по своей природе факторов, действующих на формирование уровня, то их целесообразно объединить в три большие группы [28, 53]: космогеофизические силы, геолого-геодинамические процессы, гидрометеорологические процессы (рис 1.1).



Рис. 1.1. Генетическая классификация колебаний морского уровня [53]

**Космогеофизические силы.** К ним относятся приливообразующие силы Луны и Солнца, свободные и вынужденные колебания полюсов Земли, неравномерные изменения скорости вращения Земли и астрономические факторы, связанные с изменением орби-

тальных параметров Земли, положением её в Солнечной системе и т.п. Космогеофизические силы вызывают деформационные колебания уровня, при осреднении которых в глобальном масштабе происходит их нивелирование, вследствие чего они практически не сказываются на колебаниях глобального среднего уровня океанов.

Временная изменчивость приливообразующих сил характеризуется набором приливных частот, состоящим из трех главных групп, образованных гармоническими колебаниями полусуточного, суточного и долгого периодов.

В открытом океане приливные колебания в основном соответствуют статической теории, однако по мере подхода к берегу их высота увеличивается за счет влияния мелководья, отражения и резонансных эффектов. В связи с этим максимальные приливные колебания наблюдаются, как правило, у береговой черты. Величина колебаний сильно зависит от формы береговой линии и рельефа дна, составляя от нескольких сантиметров во внутриматериковых морях (Черное, Балтийское, Средиземное) до многих метров в вершинах воронкообразных заливов, открытых в сторону океана. Наибольшие величины прилива наблюдаются в вершине залива Фанди, Канада (16 м), в устье р. Северн, Великобритания (14,5 м), в п. Гранвиль, Франция (14,7 м), в Пенжинской губе Охотского моря, Россия (13,4 м). Отметим, что приливные полусуточные и суточные колебания уровня вследствие своей периодичности легко фильтруются (исключаются) уже при осреднении уровенных данных за месяц и тем более за год.

Наложение свободных (14 мес.) и вынужденных (12 мес.) колебаний полюсов Земли вызывает явление резонанса, в результате чего возникает так называемый «полюсный» прилив с периодом 6–7 лет, амплитуда которого может достигать нескольких см [51, 52]. При этом он соответствует закономерностям формирования долгопериодного статического прилива. «Ротационный» прилив, обусловленный неравномерным изменением скорости вращения Земли, не превышает нескольких миллиметров. Что касается астрономических факторов, то они вызывают колебания уровня от тысяч до миллионов лет.

**Геолого-геодинамические процессы.** К геолого-геодинамическим процессам относятся землетрясения, извержения вулканов,

тектонические движения земной коры, накопление донных осадков за счет твердого стока рек, ледников, эрозии берегов и т.д., которые вызывают деформационные колебания уровня, а также водообмен через дно океанов и морей с глубинными (ювенильными) водами, сопровождающийся изменением объема вод. Для геолого-геодинамических процессов характерно то, что они приводят либо к эпизодическим импульсивным изменениям уровня (подводные землетрясения и извержения вулканов) в виде волн цунами и крупных сейш, либо к медленным межвековым его изменениям с масштабами, измеряемыми тысячелетиями и миллионами лет.

Цунами – это длинные волны, возникающие обычно в сейсмически активных районах Мирового океана, чаще всего в Тихом океане. Период волн цунами в основном составляет от 2 минут до нескольких часов и определяется горизонтальными размерами и общей глубиной зоны возмущения (“очага”), а также формой самого возмущения; которое чаще всего порождает не одну волну, а некоторую их последовательность, образующую “пакет” или “цуг” из нескольких индивидуальных волн различной высоты. Длина волн цунами имеет порядок 10–1000 км, а скорость распространения  $c$  определяется выражением для длинных волн:  $c = \sqrt{gh}$ <sup>1/2</sup>. В океане, глубина которого измеряется километрами, эта скорость составляет несколько сотен километров в час. В открытом океане высота цунами не превышает 1–2 м и обычно уменьшается с удалением от очага, но при выходе на прибрежное мелководье волны цунами замедляют свое движение, и их высота значительно возрастает. В табл. 1.1 приводятся некоторые из зарегистрированных высот у берега для наиболее значительных цунами сейсмического происхождения (вызванных землетрясениями).

К числу наиболее разрушительных относится подводное землетрясение в Индийском океане, произошедшее 26 декабря 2004 г., которое было признано самым смертоносным стихийным бедствием в современной истории. Магнитуда землетрясения составила 9,0, оно было самым крупным после землетрясения на Аляске в 1964 г. (9,2 балла), а также четвёртым по силе с 1900 г. Эпицентр землетрясения находился в Индийском океане в 160 км северо-западнее острова Суматры (Индонезия). Цунами достигло берегов Индонезии, Шри-Ланки, юга Индии, Таиланда и других стран. По-

следствия цунами отмечались даже в Порт-Элизабет в ЮАР в 6900 км от эпицентра. Высота волн при подходе к берегу в отдельных местах превышала 15 м. Цунами привело к огромным разрушениям и очень большому числу погибших людей. По разным оценкам, погибло от 225 000 до 234 000 человек. Впрочем, истинное число погибших вряд ли когда-либо станет известно, потому что множество тел было унесено водой в море.

*Таблица 1.1*

**Высота некоторых катастрофических цунами за последнее столетие**

Место	Камчатский залив, Россия	о. Парамушир, Россия	Санрику, Япония	Аляска, США	Чили	Индонезия, Таиланд и др.
Год	1923	1952	1933	1964	1960	2004
Высота, м	20	18	24	7–10	25	10–15

Хотя цунами несейсмического происхождения случаются реже, однако, именно с ними связаны рекордные высоты подъема уровня. Наиболее известным из них является цунами, вызванное взрывом вулканического острова Кракатау 27 августа 1883 г., при котором возникли волны высотой около 30 м. Уникальное явление, которое тоже можно отнести к разряду цунами, было отмечено в бухте Литуя (Аляска). Здесь после землетрясения 9 июля 1958 г. в результате разлома, сброса и падения в воду большой массы береговых пород высота заплеска воды на противоположный берег составила около 500 м.

Важным геолого-геодинамическим процессом является седиментация, т.е. накопление донных осадков за счет твердого стока рек, ледников, эрозии берегов и т.д. Поверхностный слой литосферы под океаном образует грунт, который может быть представлен как коренными породами, так и скоплениями рыхлого материала, состоящего из твердых частиц различного происхождения и состава. Такой тип морского грунта называется донными отложениями, или донными осадками. Формирование донных отложений определяется многообразием взаимодействия геологических, геоморфологических, океанологических и биологических факторов. Скорость осадконакопления обычно определяется толщиной слоя в миллиметрах за 1000 лет, которая называется единицей Бубнова (В). Минимальное накопление (менее 1 мм) наблюдается в тех

районах, где на поверхность дна, особенно в горных хребтах, выходят обнаженные коренные породы. Максимальное накопление осадков со скоростью от сотен миллиметров до сотен сантиметров за 1000 лет происходит на приустьевых участках наиболее крупных рек, причем в тропических дельтах оно может достигать даже нескольких метров. В табл. 1.2 даются оценки поступления в Мировой океан осадочного материала за счет различных процессов в современных условиях по данным разных авторов, приведенных в монографиях [40, 103].

Таблица 1.2

**Поступление осадочного материала в Мировой океан по данным разных авторов, систематизированных в монографиях [40, 103]**

Тип осадков	История гидросферы [40]		Физическая география Мирового океана [103]	
	млрд т/год	%	млрд т/год	%
Твердый сток рек	21,3	35,7	13,9	55,8
Размыв берегов	16,7	27,9	0,7	2,8
Эоловые процессы	11,6	18,4	2,0	8,1
Растворенные вещества	3,5	5,8	3,2	12,9
Вулканогенная седиментация	3,0	5,0	1,8	7,2
Вынос ледниками твердых веществ	2,5	4,2	1,5	6,0
Биогенная седиментация	1,8	3,0	1,8	7,2
Всего	59,8	100	24,9	100

Как видно из табл. 1.2, в современных условиях в океане может накапливаться ежегодно 25–60 млрд т осадков. С учетом плотности осадочного материала, которая оценивается 1,5–2,7 г/см<sup>3</sup> [82, 162], объем твердых осадков может составлять примерно 12–30 км<sup>3</sup>/год, что должно приводить к повышению уровня на 35–83 мм за 1000 лет или 0,04–0,08 мм/год. Отметим, что в Третьем докладе МГЭИК [167] рост глобального среднего уровня океанов (Global Mean Sea Level или GMSL), который далее будем называть просто уровнем Мирового океана (УМО), за счет осадконакопления в XX столетии оценивается в диапазоне 0,0–0,05 мм/год. Отсюда следует, что при изучении колебаний УМО за период инструментальных наблюдений скоростью осадконакопления можно пренебречь в виду ее малости.

Особо следует остановиться на тектонических движениях земной коры. Естественно, что локальные изменения уровня за



счет тектонических процессов и связанных с ними вертикальных движений земной коры в районе побережий могут быть уже заметными и носить разнонаправленный характер. За последние 600 миллионов лет на различных участках побережья за счет разнонаправленных вертикальных движений земной коры многократно происходило значительное осушение и затопление суши, причем эти процессы в целом не уравнивались и в итоге за указанный период имели тенденцию, соответствующую падению уровня со средней скоростью около  $3 \cdot 10^{-3}$  мм/год [40].

При рассмотрении современных колебаний уровня главную роль играют локальные вертикальные смещения берегов, имеющие различный знак на разных участках побережья Мирового океана. В послеледниковый период и вплоть до настоящего времени эти смещения в значительной степени связаны с деформациями, которые обусловлены перераспределением масс при переходе земной коры к состоянию нового изостатического равновесия после ликвидации ледовой нагрузки. В общем, это ведет к «изостатическому поднятию» (с соответствующим видимым понижением местного уровня моря) районов, освободившихся от ледников, и к некоторому опусканию (с видимым повышением уровня) в других местах побережий. К районам наиболее значительного «изостатического поднятия» относится, например, побережье Финляндии и восточной Швеции, где средняя скорость подъема в прошлом столетии составляла около 5 мм/год, а к районам опускания – побережье Мексиканского залива, где в районе Галвестона отмечена средняя скорость порядка 4 мм/год.

Вертикальные движения земной коры могут быть обусловлены не только гляциоизостатическими, но и эндогенными (внутренними) тектоническими причинами, например, конвективными процессами в мантии. К районам, где преобладают такие движения, относятся различные участки побережий Новой Гвинеи, Средиземного моря, Японии, Новой Зеландии и др. Средняя скорость вертикальных движений в этих районах оценивается в 2–4 мм/год, хотя в ряде мест возможны и более резкие видимые изменения уровня при интенсификации тектонических процессов. Часто вертикальные движения берегов в одном и том же районе обусловлены различными причинами одновременно.

Если в масштабе геологических эпох влияние тектонических процессов на уровень Мирового океана является значительным, то в масштабе межгодовых и десятилетних изменений естественно принять гипотезу о нивелировании (сглаживании) разнонаправленных вертикальных движений при осреднении их в глобальном масштабе [38, 63]. Так, в работе Р.К. Клиге [38] отмечено, что среднее значение вертикальных движений земной коры резко убывает по мере увеличения длины береговой линии, в пределах которой осредняются данные о колебаниях морского уровня. При длине участка побережья порядка десятков тысяч километров значение разнонаправленных вертикальных движений берегов практически приближается к нулю. Тем более, при глобальном осреднении колебания уровня за счет тектонических движений земной коры, имеющие разный знак в различных регионах Земли, должны нивелировать друг друга. В Третьем и Четвертом оценочных докладах МГЭИК [165, 167] также пренебрегается результирующим влиянием вертикальных тектонических движений земной коры на современные межгодовые колебания УМО. Кроме того, указывается, что геологические наблюдения подтверждают незначительный характер изменений глобального уровня (0,0–0,2 мм в год) в течение, по крайней мере, последних 2000 лет до н.э. [167]. Косвенная оценка влияния вертикальных движений земной коры на УМО была получена в работе [122], авторы которой рассчитали глобальную вертикальную скорость по данным более 200 постоянных станций GPS, находящихся рядом с мареографными станциями. Было установлено, что при глобальном осреднении темпы роста УМО с учетом и без учета вертикальных скоростей в XX столетии почти совпадают.

Итак, можно сделать достаточно очевидный вывод, что влиянием тектонических процессов на глобальный уровень океана в межгодовом масштабе времени в современных условиях можно пренебречь.

Таким образом, анализ космогеофизических сил и геолого-геодинамических процессов показывает, что деформационные колебания уровня Мирового океана для современных условий весьма малы. Аналогичный вывод можно сделать и в отношении водообмена океана через его дно. За последний миллиард лет уровень

Мирового океана поднимался за счет поступления ювенильных вод из недр Земли со скоростью 1 мм/1000 лет, причем эта скорость на более ранних этапах геологической истории была выше, а на последних – заметно ниже [40]. Впрочем, на этот счет есть альтернативная точка зрения. Например, по мнению В.В. Орленка [86], поступление воды через дно океана в настоящее время составляет примерно  $3,6 \cdot 10^{17}$  г/год или почти 1 мм/год. Поскольку веских доказательств автор не приводит, то это не более чем предположение.

**Гидрометеорологические процессы.** С практической точки зрения особый интерес представляют гидрометеорологические процессы, к которым относятся составляющие водного баланса, ветер, атмосферное давление, изменения плотности морской воды, течения. Их совокупность формирует широкий спектр временных колебаний уровня с периодами от минут до сотен и тысяч лет. При этом колебания уровня, обусловленные составляющими водного баланса, получили название гляциоэвстатических, или просто *эвстатических*, вызванные изменениями атмосферного давления – *анемобарическими* (статическими), а изменениями плотности морской воды – *стерическими* (плотностными). Суммарный эффект действия гидрометеорологических факторов, исключая ветровые волны, обычно составляют десятки сантиметров, а для некоторых районов при определенных условиях (например, во время штормовых нагонов) может достигать нескольких метров. Ветровые волны при штормовых условиях могут быть до десятка и более метров.

Вследствие неодинакового воздействия различных факторов на уровенную поверхность Мирового океана, её пространственные изменения оказываются весьма значительными. Как было установлено, среднемноголетний уровень в Тихом океане, особенно севернее экватора, на одной и той же широте на многие десятки сантиметров превышает уровень Атлантического океана. Так, в районе Панамы он выше на 30–50 см, а различия в уровне между восточными и западными побережьями США достигают 50–70 см. Максимальные различия отмечаются в зоне 30–40 ° с.ш., где они могут превышать 1 м. Очевидно, к основным причинам такого положения уровня относятся превышение эффективного испарения и заметное увеличение плотности воды в Атлантическом океане по

сравнению с Тихим. Уровень Северной Атлантики в среднем на 50 см ниже глобального уровня Мирового океана, в то время как уровень Северной части Тихого океана примерно на 40 см выше. В южной части океанов и, прежде всего, в зоне АЦТ уровень почти на 1 м везде ниже среднего глобального значения, а перепад в уровне между экватором и приполюсными районами составляет от 100 до 200 см. Очевидной причиной этого является огромное различие в температуре толщи океана, вследствие чего плотность воды на экваторе существенно меньше. Это обеспечивает наличие постоянного уклона в сторону полюсов и соответственно направление преобладающих меридиональных течений также от экватора к полюсам.

При изучении временной изменчивости выделяют следующие средние уровни: суточный, месячный, годовой, многолетний. Из всего спектра временной изменчивости уровня наибольший практический интерес представляют кратковременные, сезонные и межгодовые колебания. Поскольку последним будет посвящен специальный раздел, то остановимся вкратце на характеристике кратковременных и сезонных колебаний уровня.

*Кратковременные колебания уровня.* Кратковременные колебания уровня могут быть периодическими (приливы) и непериодическими (ветровые волны, сейши, сгонно-нагонные колебания). В частности, повсеместно распространены сгонно-нагонные колебания, которые в среднем имеют амплитуду несколько десятков сантиметров. Однако наиболее опасными являются штормовые нагоны, амплитуда которых может превышать один, два и более метров и зачастую приводящие к разрушительным последствиям. Наиболее подвержены штормовым нагонам Мексиканский залив, Северное и Балтийское моря, тихоокеанское побережье Японии и других стран Восточной Азии, а также Бенгальский залив, где отмечен ряд катастрофических наводнений. Так, в 1970 г. в Бангладеш нагонная волна высотой 7 м, вызванная циклоном, по некоторым данным унесла жизни более 500 000 человек.

Как известно, колебания атмосферного давления должны создавать статические колебания уровня по принципу «обратного барометра»: при повышении атмосферного давления на 1 гПа уровень понижается на 1 см, при понижении давления – наоборот.

Однако это простое соотношение выполняется лишь для стационарных условий. В случае быстро движущегося атмосферного возмущения данное соотношение не выполняется, так как одновременно возникает поле ветра, касательное напряжение которого создает ветровые течения, деформирующие уровень. Таким образом, изменения атмосферного давления вызывают сразу два эффекта: статический – от непосредственного действия давления на уровень и динамический – от действия касательного напряжения ветра. Максимальный эффект статических колебаний уровня обычно не превышает 10–15 см.

Вообще говоря, взаимодействие ветра и давления носит очень сложный характер. Поэтому рассмотрим только упрощенную схему их совместного воздействия на уровень при движении глубокого циклона над глубоким морем. Циклон своим статическим и динамическим воздействием создает длинные волны, перемещающиеся вместе с ним, причем высота волн зависит от скорости движения циклона. Если его скорость меньше фазовой скорости длинной волны, то повышение уровня в его центре за счет статического и динамического эффектов усиливают друг друга. Если же скорость циклона, наоборот, превышает скорость длинной волны, то вместо повышения может наблюдаться понижение уровня. При совпадении скоростей циклона и длинной волны наступает явление резонанса, и высота уровня возрастает особенно сильно. При подходе к берегу такие волны ещё более увеличивают свою высоту на мелководье, в результате чего могут возникать наводнения.

Известные всем наводнения в Невской губе Финского залива в основном соответствуют изложенному выше механизму. Действительно, при прохождении циклона над северной частью Балтийского моря в направлении на восток или северо-восток в море образуется длинная волна. Входя в Финский залив, она существенно увеличивает свою высоту вследствие уменьшения глубин. Возникает подпор, препятствующий распространению потока речных вод Невы, что приводит к резкому повышению уровня. Однако для формирования сильного наводнения указанных факторов еще недостаточно. Важно, чтобы глубокий циклон перемещался не строго по оси Финского залива, а севернее его примерно на 200 км. Наиболее опасная траектория циклона вдоль 61,50 с.ш. с запада на

восток с небольшой северной составляющей [3]. В этом случае, принимая во внимание движение воздуха в циклоне против часовой стрелки, штормовой ветер будет направлен как раз по оси Финского залива и тем самым способствовать усилению наводнения.

Определенный вклад в подъем морского уровня могут вносить сейши, возникающие при резких колебаниях атмосферного давления, т.е. при быстром прохождении интенсивных циклонов, сопровождающихся сильным ветром. Наибольшую повторяемость в устье Невы имеют колебания воды, вызванные одноузловыми сейшами с периодом от 24 до 28 ч, высота которых обычно не превышает 50–60 см [85]. Однако высота сейш может увеличиться более чем в два раза, если циклоны движутся друг за другом с интервалом примерно сутки, ибо в этом случае возникает эффект резонанса сейшевых колебаний.

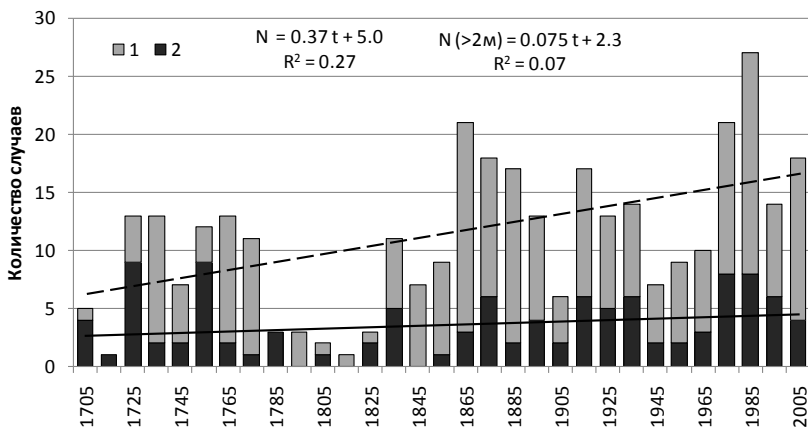


Рис. 1.2. Временной ход суммарных по десятилетиям невских наводнений (1), сильных наводнений (с уровнем выше 2,0 м) (2) и их линейные тренды. По данным [109]

На рис. 1.2 приведена изменчивость суммарного по десятилетиям числа наводнений и сильных наводнений (с уровнем выше 2,0 м) за весь период наблюдений с 1703 г. на основе уровенных данных у Горного института. При этом наводнением считается подъем уровня воды выше 160 см. Общее число наводнений за истекший период уже превысило 360. Нетрудно видеть, что конец XVIII и начало XIX в. явно выделяются из общего временного ря-

да по числу наводнений. Очевидно, скорее всего, это связано с засекреченностью сведений о них, вследствие чего внутренняя структура ряда оказывается несколько искаженной.

Тем не менее, из рис. 1.2 отчетливо видно, что на фоне нерегулярных колебаний уровня выделяется устойчивая тенденция к увеличению наводнений, наиболее ярко проявляющаяся в последние три десятилетия XX-го столетия. При этом если в начале XVIII в. число наводнений составляло 6 случаев за 10 лет, то сейчас оно равно 16 случаев за 10 лет, т.е. увеличилось в почти три раза. При этом вклад тренда в дисперсию исходного ряда составляет 27 %. Что касается сильных наводнений, то их число мало меняется со временем. В начале XVIII в. оно было равно 2,4 за десятилетие, а в начале нашего века – 4,2, т.е. увеличилось всего на 2 наводнения. Несомненно, что усиление повторяемости наводнений связано с глобальным и региональным потеплением климата. Так, именно в последние три десятилетия прошлого столетия произошло резкое повышение температуры в Северном полушарии. В течение 1976–2005 гг. положительный тренд температуры составлял  $0,025\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ , в то время как в течение 1941–1975 гг. в Северном полушарии отмечалось слабое похолодание [60]. Средняя частота наводнений в холодный период (1941–1975 гг.) была равна 1 случаю за год, а при потеплении климата она увеличилась до 2 случаев за год, т.е. в два раза.

*Сезонные изменения уровня.* Основной характеристикой сезонных колебаний является амплитуда (размах) годового хода, т.е. разность между его максимальными и минимальными среднемесячными значениями. В среднем сезонные колебания составляют 20–25 см, однако пространственные изменения их весьма значительны. В некоторых экваториальных районах сезонные колебания почти не выражены, в то время как на северном побережье Бенгальского залива они могут достигать 1 м.

В Атлантическом океане максимальные значения сезонных колебаний отмечаются вблизи Исландии, а в Тихом – в заливе Аляска, где они превышают 40 см. При этом наибольшие значения уровня наблюдаются обычно в конце лета, а наименьшие – в конце зимы. Особенно сложный характер пространственных изменений амплитуды годового хода уровня отмечается в Тихом океане. Это

связано зачастую с противоположным воздействием на уровень определяющих гидрометеорологических процессов: атмосферного давления, плотности воды, составляющих водного баланса, морских течений, ветрового режима, а также годового и полугодового солнечного прилива.

В среднем для Мирового океана величина сезонных колебаний уровня за счет изменений атмосферного давления, связанных с перемещением масс воздуха с океанов на материки и обратно, составляет порядка 2 см. Но в отдельных районах, особенно в высоких широтах Северного полушария, она может быть значительной. Так, около Исландии и Алеутских островов статический эффект в изменениях уровня оказывается максимальным и составляет 14–16 см. Однако следует иметь в виду, что статический эффект, как правило, уменьшает амплитуду годового хода уровня, поскольку минимальное атмосферное давление отмечается зимой, а максимальное – летом.

Важную роль в формировании сезонных колебаний играет эвстатический эффект, обусловленный внутригодовой изменчивостью составляющих водного баланса и прежде всего эффективного испарения. В высоких широтах зимой испарение существенно превышает осадки, а летом между ними отмечается обратное соотношение. В результате амплитуда годового хода эффективного испарения оказывается значительной. Особенно это относится к Северной Атлантике, где она может достигать 30–35 см, а её среднеширотные значения превышают 20 см (табл. 1.3).

Таблица 1.3

**Амплитуда годового хода зонально-средненных значений эффективного испарения для отдельных океанов, см [56]**

Широтная зона, °	Северное полушарие			Южное полушарие		
	Атлантический	Тихий	Индийский	Атлантический	Тихий	Индийский
70–60	21,0	–	–	–	–	–
60–50	21,5	11,6	–	5,0	8,8	9,4
50–40	11,7	10,0	–	3,4	7,5	4,1
40–30	9,5	13,5	–	3,8	4,6	4,8
30–20	8,9	9,3	13,5	7,6	11,6	4,0
20–10	14,5	18,9	15,8	2,5	13,7	11,3
10–0	12,7	13,9	9,5	13,0	12,0	13,2



В низких широтах эвстатический эффект связан главным образом с действием внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), смещение которой из одного полушария в другое носит сезонный характер и сопровождается резким изменением в количестве выпавших осадков, причем максимум их приходится на летнее полушарие. Вследствие этого эвстатические колебания уровня в отдельных районах превышают 30, 40 и более см, а среднеширотные значения их составляют 10–19 см. При осреднении по акватории Северного и Южного полушарий, а также Мирового океана в целом, эвстатические колебания соответственно равны 8,8, 6,6 и 2,2 см.

Стерическая составляющая сезонных колебаний уровня обусловлена изменениями температуры и солености в деятельном слое океана, за глубину которого принимается такая поверхность, где сезонные колебания плотности воды становятся пренебрежимо малыми. При повышении температуры и понижении солености удельный объем увеличивается и, следовательно, уровень повышается. Деятельный слой имеет максимальную глубину в высоких широтах, причем зависит главным образом от годового хода температуры, который, в свою очередь, определяется изменчивостью компонент теплового баланса. Поэтому именно в высоких широтах, особенно в Северной Атлантике, стерический эффект оказывается максимальным и может достигать 6–8 см. В низких широтах, за редким исключением, он не выражен. Стерические колебания более отчетливо проявляются в некоторых внутренних морях, таких, как Средиземное, Черное, Японское, Каспийское. Например, в Каспийском море они составляют около 15 см, а в центральной части Черного моря достигают 20 см.

Ветровая составляющая сезонных колебаний уровня связана в основном с муссонной циркуляцией, которая особенно ярко выражена в Индийском океане. В зимний период холодный сухой воздух выносится с материка через Бенгальский залив к экватору, а летом циркуляция воздушных масс меняет направление на противоположное. В результате на побережье Бенгальского залива создаются сезонные сгонно-нагонные колебания, усиливающиеся благодаря сезонным изменениям эффективного испарения. Поэтому именно здесь отмечаются максимальные сезонные колебания уровня.

Что касается амплитуд полугодовой и годовой приливных волн, то их суммарный эффект, достигающий максимума на экваторе и в приполярных районах, составляет около 1–2 см. Учитывая глобальный характер формирования долгопериодного прилива, он оказывает определенное влияние на сезонные колебания уровня, особенно в высоких широтах.

Итак, из анализа факторов формирования колебаний УМО следует, что его деформационными изменениями можно пренебречь без существенной потери точности. Объемные изменения УМО представляют собой сумму эвстатических факторов и стерической компоненты, т.е.

$$\Delta h_M = \Delta h_{\text{эвт}} + \Delta h_{\text{стер}}. \quad (1.2)$$

Принципиальное отличие между ними состоит в том, что вторая компонента меняет объем Мирового океана без изменения его массы.

## **1.2. Методологические аспекты оценивания временной изменчивости морского уровня**

### **1.2.1. Анализ трендовой компоненты**

В общем виде структуру сезонно-межгодовой изменчивости временного ряда  $\Phi(t)$  можно представить в виде следующего разложения [54]:

$$\Phi(t) = Tr(t) + \sum_{j=1}^k A_j \cos(\omega_j t + \varphi_j) + P(t) = Tr(t) + C(t) + P(t), \quad (1.3)$$

где  $Tr(t)$  – трендовая составляющая;  $C(t)$  – циклическая компонента, характеризующая регулярные (циклические) сезонные и межгодовые колебания;  $P(t)$  – остаточная часть, характеризующая случайные колебания, которые можно отождествить с моделью «белого» шума;  $A_j$ ,  $\omega_j$ ,  $\varphi_j$  – параметры гармоник (циклов), характеризующих регулярные сезонные и межгодовые колебания;  $k$  – число гармоник.

Подробно методы выделения и анализа отдельных составляющих данного разложения изложены в работе [54]. Как правило, анализ изменчивости временных рядов начинается с выделения и оценивания трендовой составляющей. В разложении (1.3) *под*

*трендовой составляющей* понимается некоторое медленное изменение процесса с периодом, превышающим длину исходной реализации. Отсюда следует, что само существование тренда полностью определяется длиной ряда. При изменении его длины тренд может появляться, исчезать, менять свою интенсивность и форму. Но при этом он не может образовывать циклы, которые, как видно из разложения (1.3), описываются вторым слагаемым.

Следует отличать трендовую компоненту от *тенденции* временного ряда, под которой обычно понимают *главные закономерности в развитии случайного процесса*. Таким образом, в отличие от тренда, тенденция ряда может образовывать циклы. Довольно часто именно долгопериодная изменчивость временного ряда и принимается в качестве его основной тенденции. Кроме того, отсюда следует, что значимый тренд является частным случаем тенденции, но не наоборот.

Очевидно, в некоторых случаях помимо *основного* (главного) тренда целесообразно выделять и *локальные* тренды. Основным является тренд для всего временного ряда. Если же ряд разбить на отдельные характерные отрезки, отличающиеся друг от друга направленностью временных колебаний, то для каждого из них можно построить свои локальные тренды.

Тренд может быть как линейного, так и нелинейного вида. Наиболее часто на практике используется линейное представление тренда:

$$Tr(t) = a_0 + a_1 t, \quad (1.4)$$

где  $t$  – время. Нелинейный тренд обычно аппроксимируется полиномом второй степени:

$$Tr(t) = a_0 + a_1 t + a_2 t^2. \quad (1.5)$$

Отметим, что если коэффициент  $a_1$  означает скорость роста (падения) уровня и имеет размерность мм/год, то коэффициент  $a_2$  в формуле (1.5) показывает ускорение роста (падения) уровня и имеет размерность мм/год<sup>2</sup>. Очевидно, что уравнения тренда могут рассматриваться как уравнения линейной (нелинейной) регрессии, а их коэффициенты, а также характеристики регрессии (характеристики тренда), – рассчитываться на основе метода наименьших квадратов.

Основными характеристиками тренда являются:

1. Линейный (нелинейный) коэффициент детерминации, отражающий вклад тренда в общую дисперсию ряда. Определяется в линейном и нелинейном варианте по одной и той же формуле:  $R^2 = \sigma_{y(x)}^2 / \sigma_y^2$ , где числитель – дисперсия тренда, знаменатель – дисперсия исходного ряда.

2. Величина тренда  $Tr$ , определяемая в линейном случае как

$$Tr = \frac{(a_0 + a_1 t_n) - (a_0 + a_1 t_1)}{n} = \frac{a_1(n-1)}{n} \approx a_1, \quad (1.6)$$

где  $n$  – длина выборки.

Отсюда видно, что величина линейного тренда определяется коэффициентом регрессии. Аналогичным образом для нелинейного тренда вычисляются его первое и последнее значения по формуле (1.5) и затем разность делится на длину интервала. В результате получаем величину тренда в единицу времени. Следует иметь в виду, что рассчитанный таким образом для нелинейного тренда коэффициент детерминации выше по сравнению с линейным трендом. При этом чем больше «крутизна» тренда, тем больше различие между линейным и нелинейным трендами, тем выше ускорение роста (падения) уровня.

При оценке тренда наиболее важным представляется оценка его значимости, т.е. насколько существен его вклад в изменчивость случайного процесса. Традиционно для этой цели используется параметрический критерий Стьюдента. Так, при оценке значимости линейного тренда записывается нулевая гипотеза по отношению к коэффициенту регрессии  $a_1$  и коэффициенту корреляции  $r$ :

$$H_0 : |a_1| = 0, H_0 : |r| = 0. \quad (1.7)$$

Для проверки этих гипотез рассчитывается выборочный критерий Стьюдента  $t$ , причем можно показать, что  $t_r = t_{a1}$ . Это облегчает оценку значимости тренда. Запишем:

$$t = \frac{|r|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}. \quad (1.8)$$

Тренд считается значимым, если оценки критерия Стьюдента превышают его критическое значение при заданном уровне значимости, т.е.

$$t > t_{\text{кр}}(\alpha, \nu = n-2). \quad (1.9)$$

где  $\alpha$  – уровень значимости;  $\nu$  – число степеней свободы.

В современных пакетах прикладных статистических программ значимость тренда может быть определена непосредственно по оценке *p-level* коэффициента  $a_1$ . При оценке значимости нелинейного тренда рассчитывается корреляционное отношение  $\eta$ , а затем осуществляется проверка нулевой гипотезы как коэффициента корреляции.

Итак, коэффициент детерминации и величина тренда исчерпывающим образом характеризуют поведение тренда. Однако необходимо помнить, что рассмотренная выше процедура оценивания трендов является параметрической, эффективность которой существенно зависит от того, насколько точно исходный ряд близок к нормальному распределению и от его длины. Действительно, для длинных рядов, даже если исходный ряд не является нормальным, оценка тренда может быть осуществлена рассмотренным выше образом. Для коротких рядов, особенно когда распределение исходных данных неизвестно, эффективность оценивания тренда по формулам (1.6)–(1.9) резко снижается. В этом случае могут быть использованы непараметрические коэффициенты ранговой корреляции Спирмена или Кендалла с последующей приближенной оценкой на значимость по критерию Стьюдента.

Отметим, что в зарубежных исследованиях не принято применять описанную выше процедуру. Обычно приводится только величина тренда и его ошибка. В связи с этим часто непонятно, является ли тренд значимым или нет и неясен его вклад в изменчивость исходного ряда.

### ***1.2.2. Анализ циклических колебаний***

В отличие от трендовой компоненты выделение и оценивание циклических (гармонических) колебаний представляет значительно более сложную задачу. Прежде всего, отметим принципиальное различие между понятиями «гармоника» и «циклическое колебание». Гармоника – колебание, все параметры которого (амплитуда,

период и фаза) строго постоянны во времени. Циклическое колебание – такое колебание, параметры которого (амплитуда, период и фаза) испытывают нерегулярные изменения во времени в пределах некоторого диапазона. Аппаратом выделения и оценивания гармонических колебаний служат классический гармонический анализ (разложение в ряд Фурье), позволяющий выделять гармоники на бесконечном интервале и его обобщение на конечный интервал – спектральный анализ. Теория и практическое применение гармонического и спектрального анализа хорошо разработаны и активно используются в гидрометеорологических приложениях [22, 25, 35, 78, 90, 93 и др.].

Однако известно, что природные процессы не являются строго гармоническими. Очевидно, близки к гармоническим колебаниям только приливные волны. Действительно, периоды полусуточных и суточных приливных волн можно считать практически постоянными. Однако амплитуда даже самых «правильных» полусуточных волн меняется во времени. Причиной этого является полумесячное неравенство приливов. В соответствии с этим неравенством максимальный полусуточный прилив наблюдается в сизигию, т.е. момент времени, когда Луна, Земля и Солнце находятся на одной прямой, а минимальный полусуточный прилив отмечается в квадратуру, когда Луна, Земля и Солнце составляют угол  $90^\circ$ . В результате во временном ходе уровня моря амплитуда его колебаний плавно изменяется от наибольших значений в сизигию до наименьших в квадратуру.

Кроме того, на формирование амплитуды прилива существенное влияние могут оказывать местные условия, которые либо уменьшают его величину, либо, наоборот, увеличивают. Как известно, максимальные приливы, наблюдающиеся в заливе Фанди на атлантическом побережье Канады, могут достигать 16 м. Причиной этого является совпадение по фазе собственных свободных колебаний уровня и приливных колебаний, вследствие чего возникает явление резонанса и происходит резкое увеличение амплитуды колебаний.

Помимо приливных колебаний к явлениям с относительно строгой периодичностью для многих районов земного шара можно отнести годовой и суточный ход основных гидрометеорологиче-

ских характеристик. Однако и в данном случае относительно постоянным оказывается лишь период этих колебаний, в то время как амплитуда может проявлять существенную изменчивость. Поэтому использование гармонического или спектрального анализа при исследовании гидрометеорологических процессов имеет весьма ограниченное применение. Очевидно, вторую компоненту в разложении (1.3) более естественно трактовать как совокупность циклических колебаний, а для их выделения и оценивания использовать вейвлет-анализ, который обладает целым рядом преимуществ.

Дословно вейвлет (wavelet) – это «маленькая волна». Вейвлеты – это семейство функций, которые локальны во времени и по частоте и в которых все функции получаются из одной посредством её сдвигов и растяжений по оси времени. Основы вейвлет-анализа были разработаны в середине 80-х годов прошлого столетия А. Гроссманом и Ж. Морле как альтернатива преобразованию Фурье для исследования временных или пространственных рядов с выраженной неоднородностью. В отличие от преобразования Фурье, локализирующего частоты, но не дающего временного разрешения процесса, вейвлет-преобразование, обладающее самонастраивающимся подвижным частотно-временным окном, одинаково хорошо выявляет как низкочастотные, так и высокочастотные характеристики сигнала на разных временных масштабах. По этой причине вейвлет-анализ часто сравнивают с "математическим микроскопом", вскрывающим внутреннюю структуру существенно неоднородных объектов, поскольку он позволяет исследовать каждый масштаб с необходимой и достаточной для него разрешающей способностью.

Указанная универсальность обеспечила вейвлет-анализу широкое использование в самых различных областях знаний и на сегодняшний день он является одной из самых перспективных технологий анализа данных. Отметим, что в 1997 г. два самых знаменитых немецких математика, Мюллер и Хирцебрух, написали статью о развитии математики за последние десять лет. За это время, по их мнению, произошло два важнейших события – доказательство великой теоремы Ферма и появление вейвлет-анализа. Поскольку оба автора – чистейшие теоретики, то их оценка вейвлет-

анализа представляется весьма важной. Хотя роль его в самой математике пока что не слишком велика, однако в последние годы не было другой математической концепции, которая бы так стремительно проникла во все естественные науки, многие области техники, экономику и финансы.

Достаточно подробно основы вейвлет-анализа на русском языке изложены в работах [7, 16, 30, 32 и др.]. Вейвлет-преобразование сигнала можно рассматривать как обобщение спектрального анализа, в основе которого лежит классическое преобразование Фурье. Применяемые для этой цели базисы названы вейвлетами, солитонобразными функциями двух аргументов – масштаба и сдвига. В вейвлет-анализе роль простых колебаний играют вейвлеты. Понятие частоты классического спектрального анализа здесь заменено масштабом, и, чтобы перекрыть короткими волнами всю временную ось, введен сдвиг функций во времени. В отличие от традиционного преобразования Фурье, вейвлет-преобразование обеспечивает двумерное представление исследуемого одномерного сигнала в частотной плоскости частота – положение. Аналогом частоты при этом является масштаб аргумента базисной функции, а положение характеризуется ее сдвигом. Это позволяет локализовать крупные и мелкие детали сигналов, одновременно локализуя их на временной шкале. Иными словами, вейвлет-анализ можно охарактеризовать как локализованный спектральный анализ или спектральный анализ локальных возмущений [7].

Недостатки разложения Фурье, представляющего собой ортогональное разложение исследуемого временного процесса  $f(t)$  в ряд по тригонометрическим функциям, хорошо известны. Классический анализ Фурье основан на возможности исследования функций во временной и частотной областях с помощью прямого и обратного преобразований Фурье, который демонстрирует замечательную способность фокусировать в точку "размазанную" по времени информацию о периодичности функции при переходе из временной области в частотную. Достигается это за счет того, что ядро преобразования Фурье не локализовано во времени, но имеет предельную локализацию в частотной области. Это обстоятельство и делает преобразование Фурье отличным инструментом для изучения стационарных процессов, свойства которых не меняются со



временем. В то же время именно оно же делает преобразование Фурье плохим методом для исследования функций, характеристики которых эволюционируют во времени. Например, преобразование Фурье не отличает сигнал, представляющий собой сумму двух синусоид, от сигнала, состоящего из тех же синусоид, но включаемых последовательно.

В результате разложения Фурье получаем конечный набор гармонических колебаний со строго постоянными в интервале от  $-\infty$  до  $\infty$  характеристиками: периодом, частотой, амплитудой и фазой. В то же время вейвлет-разложение обеспечивает получение набора циклических колебаний, параметры которых могут меняться во времени.

Вейвлет-преобразование сигнала  $f(t)$  заключается в разложении в виде:

$$f(t) = c_0 \psi(t) + \sum_{j=1}^N \sum_{k=0}^{2^j-1} c_{jk} \varphi_{jk}(t), \quad (1.10)$$

где  $\psi(t)$  называют *отцовским вейвлетом*, являющимся аналогом константы;  $\{\varphi_{jk}(t)\}$  – функции, полученные из материнского вейвлета  $\varphi(t)$  путем двух основных операций: *сжатия* (scaling) и *сдвига* (shifting), при этом производится временное сжатие в  $2^j$  раз и сдвиг полученной функции на  $2^{-j}k$ :  $\varphi_{jk}(t) = 2^{j/2} \varphi(2^j t - k)$ , например  $\varphi_{10}(t) = \sqrt{2} \varphi(2t)$ .

При конструировании базисной анализирующей функции  $\psi(t)$  должны выполняться следующие необходимые условия.

*Локализация* – вейвлет должен быть локализован вблизи нуля аргумента как во временном, так и в частотном пространстве.

*Нулевое среднее*:  $\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0$ . Как следствие, вейвлет должен

быть знакопеременной функцией.

*Ограниченность*:  $\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t)^2 dt < \infty$ . Это означает, что вейвлет

должен быть достаточно быстро убывающей функцией временной или пространственной переменной.

Базис одномерного дискретного вейвлет-преобразования (ДВП) строится на основе вейвлета  $\psi(t)$  посредством операций сдвигов и растяжений вдоль оси  $t$ . Вводя аналог синусоидальной частоты и принимая для простоты в качестве ее значений степени двойки, получаем для функций базиса  $\psi_{jk}(t) = 2^{j/2}\psi(2^j t - k)$ . Базис нормирован, если вейвлет имеет единичную норму.

Вейвлет называется ортогональным, если семейство  $\{\psi_{jk}\}$  представляет ортонормированный базис функционального пространства  $L^2(\mathbb{R})$ , т.е.  $\langle \psi_{jk}, \psi_{lm} \rangle = \delta_{jl}\delta_{km}$ . В этом случае любая функция  $f \in L^2(\mathbb{R})$  может быть представлена в виде ряда:

$$f(t) = \sum_{j,k=-\infty}^{\infty} c_{jk} \psi_{jk}(t), \quad (1.11)$$

где

$$c_{jk} = 2^{j/2} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi(2^j t - k) dt. \quad (1.12)$$

Непрерывное вейвлет-преобразование (НВП) строится аналогичным образом с помощью непрерывных масштабных преобразований и переносов вейвлета  $\psi(t)$  с произвольными значениями масштабного коэффициента  $a$  и параметра сдвига  $b$ :

$$W(a,b) = \frac{1}{|a|^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi^* \left( \frac{t-b}{a} \right) dt, \quad \text{где } a, b \in \mathbb{R}, \quad a \neq 0, \quad (1.13)$$

где символ  $*$  обозначает операцию комплексного сопряжения.

Параметр  $a$  определяет размер вейвлета и называется *масштабом* (*scale*). Его аналогом в Фурье-анализе является период или частота гармонического колебания. Следует сказать, что понятие *масштаба* – более широкое, хотя и менее наглядное, чем понятие периода. Связано это с тем, что в Фурье-преобразовании функциональный вид ядра преобразования зафиксирован раз и навсегда, в то время как вейвлет-преобразование одной и той же функции можно получить с помощью различных базисных вейвлетов, т.е. в разных системах масштабов. Параметр  $b$  задает временную локализацию вейвлета и называется *сдвигом* (*shift*). Этот параметр не имеет аналога в Фурье-преобразовании. Чтобы обеспечить обратимость вейвлет-преобразования, его нулевой момент должен быть равным нулю. Для практических приложений бывает

важно, чтобы не только нулевой момент, но и  $m$  старших моментов тоже были равны нулю. Вейвлеты, обладающие таким свойством, оказываются полезными при анализе временных рядов с полиномиальными трендами. Игнорируя тренд, они сразу позволяют исследовать высокочастотные компоненты ряда.

Обратное интегральное вейвлет-преобразование для функций  $f(t)$  из  $L^2(\mathbb{R})$  задается выражением:

$$f(t) = \int_0^\infty \int_{-\infty}^\infty W(a,b) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \frac{dadb}{a^2}. \quad (1.14)$$

Таким образом, любая функция из  $L^2(\mathbb{R})$  может быть представлена суперпозицией масштабных преобразований и сдвигов базисного вейвлета с коэффициентами, зависящими от масштаба и параметра сдвига. Помимо интегральных вейвлет-преобразований в отдельных приложениях, таких как численное моделирование, сжатие изображений и т.д., нашли широкое применение *дискретные вейвлет-преобразования*, основанные на использовании целочисленных сдвигов и задании масштабов степенями двойки. Опыт показал, что для анализа временных рядов непрерывные преобразования более удобны, чем дискретные.

Двухпараметрическая функция  $W(a, b)$  дает информацию об изменении относительного вклада компонент разного масштаба во времени и называется спектром коэффициентов вейвлет-преобразования. Располагая вейвлет-спектром, можно рассчитать полную энергию сигнала:

$$E_f = \int f^2(t) dt = \iint W^2(a,b) \frac{dadb}{a^2} \quad (1.15)$$

и глобальный спектр энергии – распределение полной энергии по масштабам, т.е. скейлограмму вейвлет-преобразования:

$$E_W(a) = \int W^2(a,b) db. \quad (1.16)$$

Скейлограмма соответствует спектру мощности Фурье-преобразования сигнала, сглаженному на каждом масштабе спектром Фурье анализирующего вейвлета:

$$E_W(a) = \int |\hat{f}(\omega) \hat{\psi}(a\omega)|^2 d\omega, \quad (1.17)$$

где знак  $\wedge$  обозначает Фурье-образ функции.

В табл. 1.4 приводятся характеристики конкретных вейвлетов, применяемых на практике. Выбор того или иного вейвлета диктуется спецификой задачи и тем, какую информацию нужно извлечь из сигнала. Опыт использования вейвлетов применительно к изучению частотной структуры гидрометеорологических рядов показал [10], что лучше всего соответствует этой задаче вейвлет Морле, представляющий собой уединенную плоскую волну, модулированную гауссианой. Параметр  $a$  задает ширину гауссианы, параметр  $k_0$  – частоту плоской волны. Обычно выбирают  $a = 2$  и  $k_0 = 2\pi$ . При этих значениях с достаточной точностью можно принять:

$$\psi(t) = e^{-t^2/a^2} e^{i2\pi t}.$$

Введенными выше определениями интегрального вейвлет-преобразования, локального и глобального энергетического спектра нельзя воспользоваться на практике, поскольку при обработке результатов измерений основными объектами преобразования являются не функции, заданные на всей оси времени, а временные ряды, длина которых всегда конечна. По этой причине вместо указанных выше теоретических понятий следует ввести их практические аналоги. В этом случае для оценки вейвлет-преобразования можно воспользоваться следующим выражением [16]:

$$W_A(a, b) = \frac{1}{n(a, b)} \sum_{k=0}^{N-1} f_k \psi^* \left( \frac{t_k - b}{a} \right), \quad (1.18)$$

где

$$n(a, b) = \sum_{k=0}^{N-1} e^{-\frac{1}{B} \left( \frac{t_k - b}{a} \right)^2}, \quad (1.19)$$

причем  $B = 2$  для МНАТ-вейвлета и  $B = a^2$  для вейвлета Морле.

*Фостер* назвал оценку (1.18) *амплитудной вейвлет-функцией*.

Используя (1.18), введем оценку локального спектра энергии:

$$S(a_i, b_i) = |W_A(a_i, b_i)|^2. \quad (1.20)$$

## Характеристики наиболее часто используемых вейвлетов

<i>HAAR</i> -вейвлет:	
$\psi(t) = \begin{cases} 1, & 0 \leq t < 1/2 \\ -1, & 1/2 \leq t < 1 \\ 0, & t < 0, t \geq 1 \end{cases}$	
<i>FHAT</i> -вейвлет ("Французская шляпа" – French hat):	
$\psi(t) = \begin{cases} 1, &  t  \leq 1/3 \\ -1/2, & 1/3 <  t  \leq 1 \\ 0, &  t  > 1 \end{cases}$	
<i>Wave</i> -вейвлет:	
$\psi(t) = t \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)$	
<i>MHAT</i> -вейвлет ("Мексиканская шляпа" – Mexican hat):	
$\psi(t) = (1-t^2) \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)$	
<i>Вейвлет Морле</i> (образует комплексный базис):	
$\psi(r) = \exp\left(ik_0 r - \frac{r^2}{2}\right)$	

Эту функцию обычно называют *скалограммой* (*scalogram*), подчеркивая тем самым ее способность описывать распределение энергии по масштабам. Поскольку это распределение локализовано во времени с помощью параметра сдвига  $b$ , уместно называть его *локальной скалограммой*, однако такой термин не нашел широкого распространения.

Очевидно, что на основе скалограммы  $S(a_i, b_j)$  можно ввести также и оценку глобального спектра энергии как:

$$G(a_j) = \frac{1}{N^*} \sum_j S(a_i, b_j), \quad (1.21)$$

где  $N^*$  – число точек, по которому осуществляется осреднение.

Функцию (1.21) называют *скейлограммой* (*scalegram*). Скейлограмма в вейвлет-анализе является прямым аналогом сглаженной периодограммы в Фурье-анализе.

В общем случае анализ сигналов производится в плоскости вейвлет-коэффициентов (масштаб – время – уровень) (Scale-Time-Amplitude). При этом по одной оси откладываются сдвиги вейвлета или ось времени, а по другой – масштабы, т.е. ось масштабов. Затем «раскрашиваются» точки получившейся схемы в зависимости от величины соответствующих коэффициентов: чем больше значение коэффициента, тем ярче цвет. Получившееся изображение называют результатом вейвлет-преобразования, или вейвлет-изображением. Вейвлет-изображение – это как бы «рентгеновский снимок» исследуемого процесса. На ней видны все его характерные особенности: масштаб и интенсивность периодических изменений, направление и величина трендов, наличие, расположение и длительность скачков – то есть все факторы, определяющие изменчивость исследуемой характеристики. Кроме того, целесообразно проводить линии локальных экстремумов поверхностей  $W(a, b)$  с помощью «скелетона» ("skeleton"), позволяющего более четко выявлять структуру анализируемого процесса.

Картина интегрального вейвлет-преобразования зависит от выбранного вейвлета. Например, модуль коэффициентов преобразования с помощью вейвлетов Морле, примененного к гармоническому сигналу, на интегральном вейвлет-преобразовании отображается в виде непрерывной линии, параллельной оси времени, центр которой расположен на частоте сигнала и соответствует но-

меру строки в матрице коэффициентов  $a = N(\log_2(\pi T_0/k_0 T)) - 1$ . При этом толщина линии определяется параметром  $k_0$  и уменьшается при его увеличении. Модуль коэффициентов преобразования с помощью вейвлетов МНАТ в этом случае на интегральном вейвлет-преобразовании отобразится в виде периодически повторяющихся отрезков, параллельных друг другу и оси  $a$ , центр которых расположен на частоте сигнала и соответствует номеру строки в матрице коэффициентов:  $a = N(\log_2(\pi T_0/T)) - 1,5$ . Центр расположения отрезков по времени соответствует положениям экстремумов коэффициентов гармонического сигнала.

Информация об особенностях исходного ряда заключена в асимптотическом поведении коэффициентов  $W(a, b)$  при малых значениях  $a$ . Если коэффициенты на малых масштабах расходятся, то в данной точке имеется особенность. При использовании интегрального вейвлет-преобразования необходимо учитывать, что каждое значение  $W(a, b)$  вычисляется по отрезку исходного ряда, длина которого увеличивается с увеличением масштаба  $a$  и определяется размером вейвлета на каждой строке матрицы. Для строки с номером  $a$  длина анализирующего вейвлета  $L = T_0 2^{(1 - A/N)}$ . Начальные и конечные по времени участки массива имеют расширяющиеся области, в которых достоверность коэффициентов  $W(a, b)$  постепенно уменьшается при приближении к краям, поскольку коэффициенты вычисляются по отрезкам, выходящим за границы исходного ряда.

Методология оценивания циклических колебаний на основе вейвлет-анализа дается в работах [230, 239]. С этой целью для временного ряда рассчитываются теоретические модели «белого» и «красного» шума, их 95 %-ные доверительные вероятности, которые наносятся на график глобального вейвлет-спектра. Кроме того, для глобального вейвлет-спектра строится доверительный интервал на основе критерия  $\chi^2$ . В результате этого становится возможным сделать корректные статистические выводы относительно значимости циклических колебаний.

В качестве примера в работе [230] представлено вейвлет-разложение на основе вейвлета Морле температуры поверхности океана за период 1871–1996 гг. в экваториальной зоне Тихого океана, ограниченной 5°S–5°N и 0°–150°W (Nino3SST) и характеризующей

изменчивость явления Эль-Ниньо. Показано, что наиболее отчетливо выделяется квазитрехлетний цикл, характерной особенностью которого является то, что он существует лишь в отдельные промежутки времени: в течение 1871–1920 гг. и 1960–1990 гг. и отсутствует в течение сорока лет (1921–1960 гг.), когда отмечается слабое 5–6-летнее колебание. Естественно, обнаружить подобный факт с помощью спектрального анализа не представляется возможным.

Рассчитанный глобальный спектр вейвлет-разложения (рис. 1.3) свидетельствует о том, что выделяется «двухмодовая» цикличность, состоящая из основного квазитрехлетнего цикла и дополнительного более слабого квазишестилетнего цикла. Первый из них превышает уровень выше 95 %-ной доверительной вероятности модели временного ряда «красный шум», а второй лежит выше 95 %-ной доверительной вероятности модели «белый шум». Традиционный спектральный анализ на основе быстрого преобразования Фурье дает несколько иную частотную структуру временного ряда. Значимыми и примерно одинаковыми являются три цикла: 3,5 года, 5,5 и 2,9 лет, разделенные друг от друга довольно глубокими провалами.

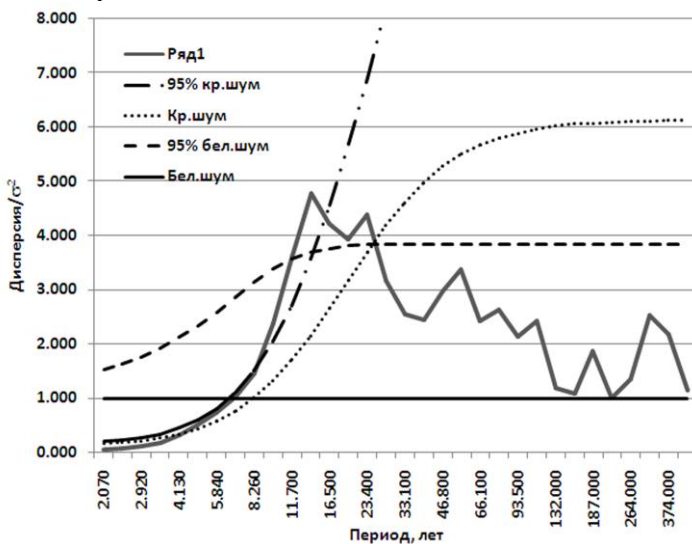


Рис. 1.3. Спектр вейвлет-разложения температуры поверхности океана в экваториальной зоне Тихого океана, ограниченной 5°S–5°N и 0°–150°W за период 1871–1996 гг.



### **1.3. Изменчивость уровня Мирового океана по футшточным наблюдениям**

#### *1.3.1. Обзор береговых наблюдений за морским уровнем*

В настоящее время существуют две принципиально различные системы наблюдений за морским уровнем. Это метод спутниковой альтиметрии, который позволяет получить оценки уровня поверхности океана практически на всей его акватории и береговые футшточные (мареографные) измерения уровня, имеющие довольно длительную историю. Безусловное достоинство береговых наблюдений – это наличие длительных серий наблюдений, а принципиальный недостаток – невозможность измерения уровня вне береговой черты. В качестве уровнемера служит футшток, представляющий собой рейку (брус) с делениями и установленный на водомерном посту для непосредственных визуальных наблюдений уровня воды в море, реке или озере. Основные морские футштоки служат для изучения изменения уровня в данном месте, определения среднего уровня моря и установления начального уровня для исчисления высот и глубин. При этом нуль футштока, фиксирующий средний многолетний уровень воды, называется ординаром. Колебания уровня отсчитываются выше и ниже ординара с точностью до сантиметра.

Первые измерения уровня выполнялись еще в глубокой древности. Например, измерения уровня Нила с помощью так называемых «ниломеров» историки относят к периоду от III до I тысячелетия до н. э. Однако относительно систематические наблюдения за морским уровнем датируются началом XVIII в. (Амстердам и Кронштадт), а регулярные футшточные измерения уровня начались в Амстердаме в 1765 г. (рис. 1.4). Наиболее длинные ряды по уровню отмечаются на станции Брест (Франция,  $48^{\circ}23'$  с.ш.,  $4^{\circ}30'$  з.д.), где они начались с 1807 г., в Свиноуйсьце (Польша,  $53^{\circ}55'$  с.ш.,  $14^{\circ}14'$  в.д.) – с 1811 г., в Стокгольме (Швеция) – с 1825 г., в Хельсинки (Финляндия) – с 1857 г. Приблизительно в то же время подобные посты появились в Бомбее (Индия) с 1878 г., Сан-Франциско (США) с 1898 г. и в некоторых других странах.

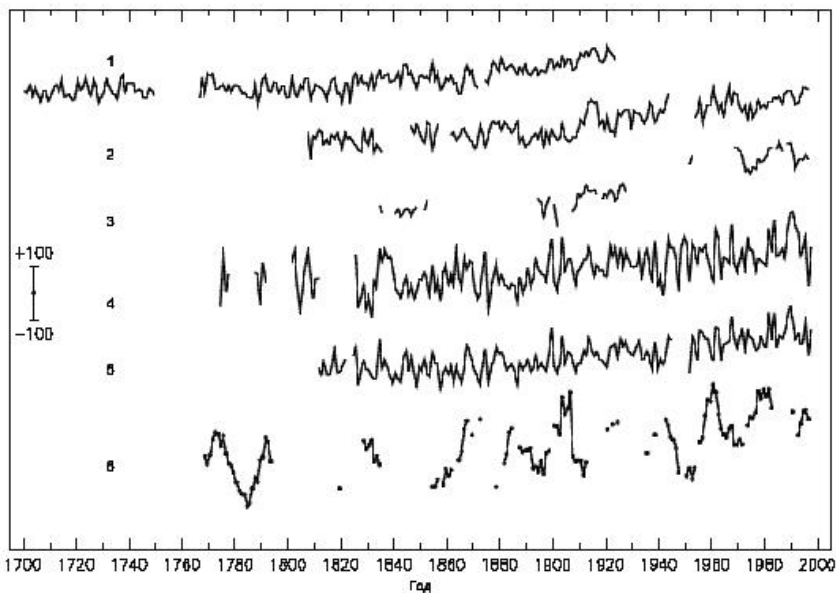


Рис. 1.4. Межгодовая изменчивость уровня моря для станций Европы с наиболее длинными рядами наблюдений [165]. 1 – Амстердам, 2 – Брест, 3 – Ширнесс, 4 – Стокгольм, 5 – Свиноустьеце, 6 – Ливерпуль

Специально следует остановиться на истории наблюдений за уровнем на старейшем водомерном посту России – Кронштадте, который можно отнести к пятерке старейших уровнемерных постов на земном шаре. После наводнения в августе 1703 г., когда вода в Неве поднялась на 200 см, Пётр I повелел организовать футшточные измерения уровня в ее устье, а в 1707 г. появилась футшточная служба на Котлине. В 1840 г. по предложению гидрографа М. Ф. Рейнеке на каменном устое Синего моста через кронштадтский Обводный канал нанесена черта, соответствующая среднему уровню воды Финского залива по наблюдениям 1825–1839 гг., которая была принята за нуль Кронштадтского футштока. Впоследствии было выяснено, что он на 10 мм выше среднего уровня Балтийского моря. В 1886 г. астроном-геодезист Витрам на месте нулевой метки вделал в камень медную пластину с горизонтальной чертой, которая и представляет нуль Кронштадтского футштока. В 1898 г. был установлен автоматический самопишущий прибор-мареограф, фиксирующий изменения уровня воды.

Сначала он располагался в деревянной будке, затем в специальном павильоне с колодезцем. В 1913 г. заведующий инструментальной камерой Кронштадтского порта Х. Ф. Гонберг установил новую пластину с горизонтальной чертой, которая и служит до настоящего времени исходным пунктом всей нивелирной сети России.

Значение Кронштадтского футштока состоит также в том, что он был принят в качестве реперного в бывшем Советском Союзе. Так, согласно введенной в 1977 г. Балтийской системе (БС), отсчет абсолютных высот ведётся от нуля кронштадтского футштока. От этой отметки отсчитаны высоты опорных геодезических пунктов, а также морских, озерных и речных футштоков в пределах страны. Достаточно подробные сведения об истории и организации наблюдений за морским уровнем и их характеристика приводятся в работах [1, 12, 15], а непосредственно значения морского уровня (среднемесячные, среднегодовые, максимальные и минимальные), начиная с 1836 г., даются в работе [121] и на сайте Сервиса непрерывных измерений среднего уровня моря PSMSL (<http://www.psmsl.org/>).

На рис. 1.5 приводится межгодовой ход уровня моря в Кронштадте за 1836–2007 гг. Нетрудно видеть, что характерной чертой межгодовой изменчивости уровня в Кронштадте является наличие однонаправленного линейного тренда, величина которого составляет 0,56 мм/год, а вклад его в дисперсию исходного процесса равен 12 % (табл. 1.5). На фоне основного тренда можно выделить два промежутка времени, в течение которых временной ряд морского уровня имеет разную направленность. Прежде всего, это длительный период стояния морского уровня (1836–1945 гг.), когда тренд отсутствовал. Начиная с 1946 г. уровень начал довольно интенсивно расти со скоростью 1,9 мм/год, причем вклад его в дисперсию исходного ряда составляет 16 %.

Таблица 1.5

**Оценки параметров основного и локальных трендов  
за разные промежутки времени для морского уровня в Кронштадте**

Промежуток времени	Коэффициент детерминации, $R^2$	Величина тренда, $T_r$ , мм/год	Среднее значение уровня, см
1836–1945	0,001	0,06	–1,50
1946–2007	0,16	1,91	4,06
1836–2007	0,12	0,56	0,50

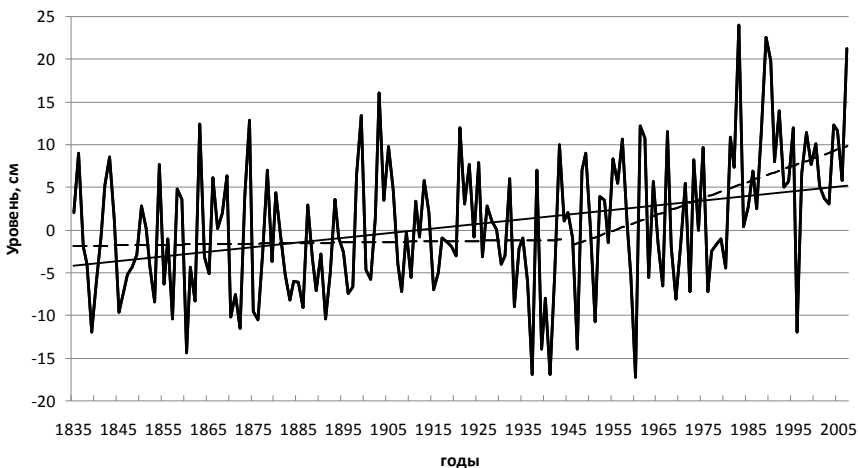


Рис. 1.5. Межгодовой ход уровня моря в Кронштадте за 1836–2007 гг. и его линейные тренды

В настоящее время наиболее развитую сеть постоянно действующих уровенных станций имеют Балтийское море, Северное море, побережья Северной Атлантики, менее развита сеть на побережьях Африки, Южной Америки, западном берегу Австралии. Несомненно, самым популярным источником футшточных наблюдений является глобальный архив долгопериодных изменений уровня моря – Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), основанный в 1933 г., который находится в свободном доступе в сети Интернет. Его используют для обработки и анализа информации, получаемой с крупномасштабной сети мареографов. Архив объединяет около 2000 различных уровенных постов, включая данные единой сети мареографов, организованной проектом Global Sea Level Observing System (GLOSS). Все эти программы поддерживаются Совместной Технической Комиссией ВМО (Всемирная Метеорологическая Организация) и Межправительственной океанографической комиссией (МОК) при ЮНЕСКО.

В PSMSL поступают среднемесячные и среднегодовые данные по уровню моря почти от 200 органов государственной власти, расположенных по всему миру, отвечающих за мониторинг уровня моря в разных странах или регионах. Ежегодно происходит пополнение данными, которые проверяются и приводятся к еди-

ной системе отсчета. В базу METRIC помещаются реальные проверенные данные, а в базу RLR (REVISED LOCAL REFERENCE) поступает уже приведенная к единой точке отсчета информация. Расположение станций архива PSMSL представлено на рис. 1.6. Подробное описание данного архива содержится в работе [243].

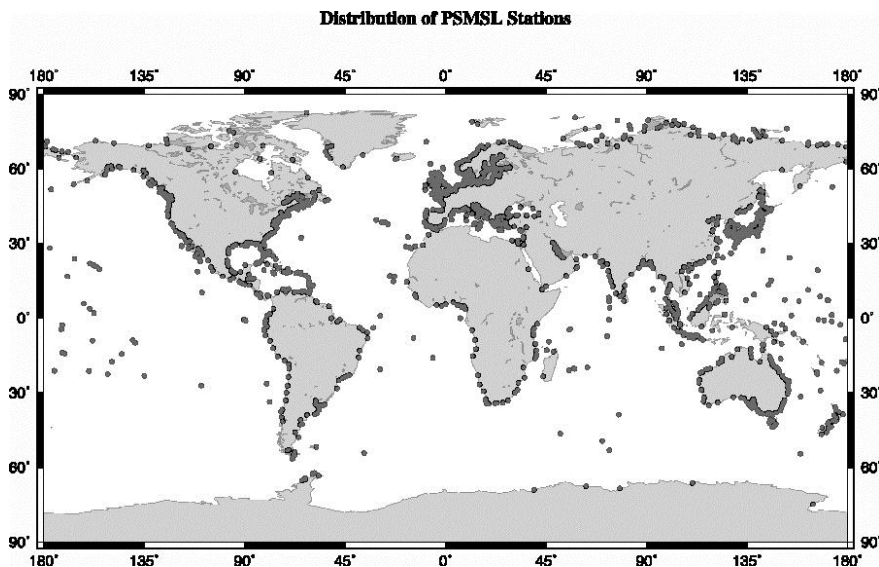


Рис. 1.6. Расположение береговых станций наблюдений за морским уровнем архива PSMSL [243]

Принимая во внимание, что для архива PSMSL характерно наличие большого числа пропусков и неоднородность данных, то предварительно из него были отобраны длиннорядные станции с минимальными пропусками [108]. В новый архив вошло 230 станций, объем наблюдений за уровнем на которых превысил 30 лет, в том числе 89 станций с длиной наблюдений более 50 лет и всего 17 станций – более 100 лет. Естественно, что подавляющее большинство длиннорядных станций сосредоточено в Европе и Северной Америке (рис. 1.7), в то время как Южное полушарие практически не освещено данными наблюдений. Именно данный архив послужил основой для реконструкции УМО за период инструментальных наблюдений.

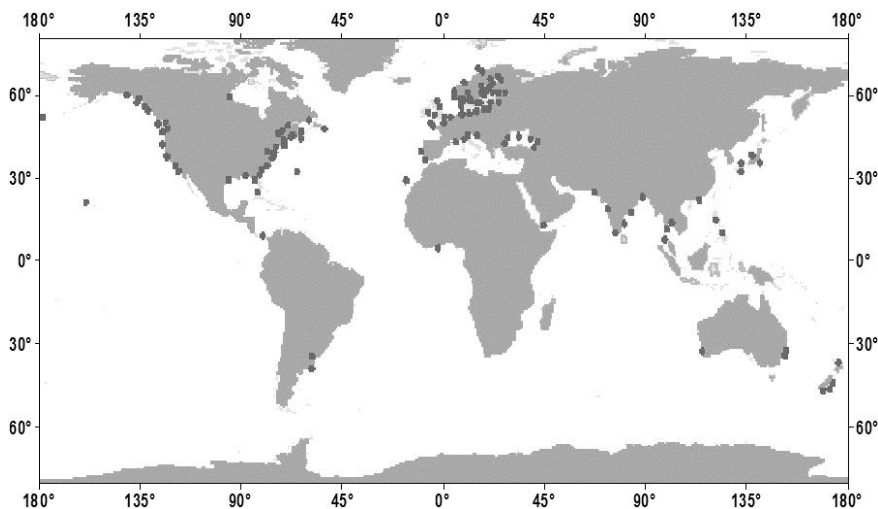


Рис. 1.7. Распределение береговых станций наблюдений за морским уровнем с периодом наблюдений более 60 лет

Естественно, что помимо частных задач, связанных с изучением изменений морского уровня для отдельных регионов, большое внимание исследователями уделялось оценке глобальных колебаний уровня и, прежде всего, оценкам линейного тренда за различные периоды времени. Очевидно, одна из первых попыток определения линейного тренда в колебаниях УМО принадлежит Гуттенбергу (Gutenberg, 1941 г.), который за период 1807–1937 гг. оценил его равным 1,1 мм/год (табл. 1.6). Близкий результат (1,3 мм в год) получен Кюнен (Kuonen, 1950), который изучал уровень океана за 1880–1950 гг. В дальнейшем разными авторами рассчитывались оценки трендов УМО за различные продолжительные промежутки времени. В табл. 1.6 приводятся сведения, заимствованные из работы [37], интернет-сайта [110] и дополненные данными из других литературных источников. Хотя этот перечень не является исчерпывающим, тем не менее, можно отметить, что все оценки трендов довольно хорошо согласуются между собой. Систематизация оценок трендов была выполнена экспертами МГЭИК [167]. Ими показано, что в XX столетии (1910–1990 гг.) диапазон роста УМО по данным футшточных наблюдений составляет 1,5–2,0 мм/год.

Таблица 1.6

**Оценки линейных трендов УМО по футшточным наблюдениям  
по данным разных авторов**

Величина тренда, мм/год	Период измерений, годы	Количество станций	Авторы, год публикации
1,1	1807–1937	–	Gutenberg, 1941
1,3	1880–1950	–	Kuenen, 1950
1,14	1890–1950		Dietrich, 1954
1,2	1890–1960	–	Fairbridge, Krebs, 1962
1,2	1807–1943	6	Lisitsin, 1965
1,7	1919–1964	12	Калинин, Клиге, 1972
1,5	1900–1964	126	Калинин, Клиге, 1974
1,2	1880–1980	193	Gornitz et al., 1982
1,43	1881–1980	152	Barnett, 1984
2,27	1930–1980	152	Barnett, 1984
1,4	1900–1975	126	Клиге, 1985
0,82	1881–1985	126	Клиге, 1985
1,2	1880–1982	130	Gornitz, Lebedeff, 1987
2,4	1920–1970	40	Peltier, Tushingham, 1989
1,75	1900–1979	84	Trupin, Wahr, 1990
1,8	1880–1980	21	Douglas, 1991
1,62	1807–1988	213	Unal, Ghil, 1995
1,7	1870–2001	–	Church, White, 2006
2,4	1807–2002	1023	Jevrejeva et al., 2006
1,4	1860–2005	10	Малинин и др. 2007
1,8	1901–2000	5	Малинин и др. 2007
1,7	1904–2003	9	Holgate (2007)
1,5	1955–1990	134	Merrifield et al. (2009)
1,7	1900–2009	–	Church, White, 2011

Первая отечественная работа по изучению межгодовой изменчивости УМО была выполнена в 1972 г. Г.П. Калининым, Р.К. Клиге [36], которые по данным 12 береговых станций, расположенных в районах, где вертикальные движения считались пренебрежимо малыми, определили рост УМО за период 1919–1964 гг. равным 1,7 мм/год. В 1974 г. ими выполнен более точный расчет изменений УМО на основе 126 береговых постов, сравнительно равномерно расположенных по берегам Мирового океана [80]. Одновременно впервые представлены результаты влияния колебаний объемов вод в различных резервуарах на глобальный уровень и показано, что его рост в течение 1900–1964 гг. составлял 1,5 мм/год. В дальнейшем Р.К. Клиге [38] удлинил расчетный пе-

риод до 1981 г., осуществил прогноз глобального уровня на основе его корреляционной связи с температурой воздуха Северного полушария на 1982–1995 гг. и реконструировал уровень назад до 1881 г. В последние годы в РГГМУ был выполнен цикл исследований [58, 59, 70, 72, 75 и др.], в которых по футшточным наблюдениям реконструирован глобальный уровень более чем за 140 лет, рассмотрены причины его колебаний в XX столетии и предложен новый подход по оценке формирования тренда.

### ***1.3.2. Реконструкция уровня Мирового океана за период инструментальных наблюдений***

Как было показано выше, расчет УМО по береговым наблюдениям в XX столетии осуществлялся многими авторами. Анализ их показал, что оценка УМО почти во всех работах осуществлялась простым арифметическим осреднением. Это вполне правомерно, ибо эффекты сгонно-нагонных колебаний, ветровых денивелляций, приливо-отливных колебаний и других локальных явлений, которые носят кратковременный характер, устраняются при большом временном (в данном случае 1 год) и пространственном (площадь Мирового океана) осреднении. При более детальном статистическом анализе пяти временных рядов [38, 117, 147, 148, 157] было выяснено, что они обладают почти одинаковыми средними значениями, близкими дисперсиями и имеют очень высокую корреляцию друг с другом. Поскольку трудно отдать предпочтение какому-либо одному из них, было выполнено арифметическое осреднение рядов УМО за период 1901–1958 гг., который является общим для указанных рядов. Отметим, что предварительно все ряды были приведены к единой системе отсчета, в качестве которой с целью удобства за начало отсчета принята величина 100 мм в 1901 г. Возможно, в результате такого осреднения происходит некоторое занижение дисперсии межгодовых колебаний УМО, зато исключаются случайные ошибки и более явно проявляются долговременные тенденции в их колебаниях.

Полученный таким образом ряд УМО был принят в качестве базового. Поскольку данный ряд имеет довольно короткую длину, то вполне естественно возникает задача его удлинения настолько, насколько это может позволить архив PSMSL. Учитывая, что для



архива PSMSL характерно наличие большого числа пропусков и неоднородность данных, то, как уже указывалось выше, предварительно был создан новый архив из 230 длиннорядных станций с минимальными пропусками [108].

По-видимому, для решения задачи реконструкции УМО на достаточной для практических целей точностью. Принципиальная особенность основе футшточных наблюдений может быть использован пошаговый метод множественной регрессии, который позволяет последовательно отбирать наиболее значимые факторы и подробно исследовать их статистическую значимость. Процедура отбора оптимальной регрессионной модели довольно подробно описана в работах [8, 54]. Именно таким образом могут быть выявлены станции с многолетними наблюдениями за морским уровнем, обеспечивающие минимальную ошибку восстановления глобального УМО с данного подхода состоит в том, что на каждом шаге отбирается станция, дающая максимальный вклад в дисперсию исходного ряда УМО, при этом абсолютно неважно, где эта станция расположена. Порядок регрессионной модели оценивался по минимуму среднеквадратической ошибки при условии значимости всех коэффициентов модели по критерию Стьюдента и значимости самой модели по критерию Фишера, критические значения которых определялись при условии автокоррелированности исходных рядов уровня.

Отметим, что удлинение ряда УМО было осуществлено в обе стороны: после 1958 г. и до 1901 г. При удлинении ряда УМО вперед зависимая выборка составила  $n = 50$  лет (1909–1958 гг.), а общее число предикторов было равным  $m = 21$ . Было получено, что оптимальной является модель, содержащая 5 станций [75]:

$$h_M = -b_0 + b_1 \cdot h_{156} + b_2 \cdot h_{123} + b_3 \cdot h_{138} + b_4 \cdot h_{42} - b_5 \cdot h_{21}. \quad (1.22)$$

В данном уравнении станции указаны в порядке их значимости, то есть по вкладу в описание изменчивости исходного ряда  $h_{УМО}$ , причем индекс означает номер станции в базе PSMSL. Это New York (40°47' с.ш., 74°01' з.д.), Seattle (47°36' с.ш., 122°20' з.д.), Galveston (29°19' с.ш., 94°48' з.д.), Swinoujscie (53°55' с.ш., 14°14' в.д.) и Ratan (64° с.ш., 20°55' в.д.). Уже первый коэффициент корреляции УМО со ст. 156 (New York) достигает 0,91.

Коэффициент детерминации данной модели равен  $R^2 = 0,94$ , то есть модель описывает 94 % дисперсии функции отклика, а стандартная ошибка модели составляет  $\sigma_{y(x)} = 6,6$  мм/год (табл. 1.7). Поскольку на зависимых данных модель (1.22) с высокой точностью описывает изменчивость исходного ряда УМО, то был произведен расчет УМО за независимый промежуток времени 1959–1999 гг. В результате продолжительность временного ряда УМО возросла до  $n = 99$  лет (1901–1999 гг.). Отметим, что в дальнейшем после получения «свежих» данных из архива *PSMSL* ряд УМО был удлинен до 2005 г.

Таблица 1.7

**Оценка параметров регрессионных моделей расчета УМО [75]**

Модель	Число предикторов	Коэффициент детерминации, $R^2$	Стандартная ошибка модели $\sigma_{y(x)}$ , мм/год
(1.22)	5	0,94	6,6
(1.23)	5	0,75	6,5

При реконструкции ряда УМО от 1901 г. назад, к сожалению, удалось отобрать только 8 станций, для которых общее начало наблюдений за уровнем начинается с 1861 г. Общий конец наблюдений за уровнем датируется 1934 г. Таким образом, зависимая выборка имеет длину  $n = 34$  года (1901–1934 гг.). Использование аппарата пошаговой регрессии позволило установить, что оптимальной следует считать модель с 5 предикторами, имеющую вид

$$h_M = -b_0 + b_1 \cdot h_{52} - b_2 \cdot h_{25} + b_3 \cdot h_{42} + b_4 \cdot h_{127} + b_5 \cdot h_{26}. \quad (1.23)$$

Первый коэффициент корреляции УМО с наиболее значимой станцией Brest равен  $r = 0,63$ , коэффициент детерминации полной модели с пятью переменными равен  $R^2 = 0,75$ , стандартная ошибка модели  $\sigma_{y(x)} = 6,5$  мм/год. При этом все коэффициенты регрессии значимы по критерию Стьюдента, а сама модель значима по критерию Фишера. Хотя доля описания дисперсии УМО по данной модели существенно хуже по сравнению с моделью (1.22), однако оценки случайной ошибки  $\sigma_{y(x)}$  практически одинаковы. Причиной этого является то, что стандартное отклонение ряда УМО для модели (1.23) более чем в два раза меньше ( $\sigma = 13$  мм/год).

Межгодовой ход УМО за весь период времени (1861–2005 гг.) дается на рис 1.8. Как и следовало ожидать, главной закономерности

стью колебаний УМО является наличие мощного линейного тренда. Средняя скорость роста уровня МО за рассматриваемый промежуток времени составляет 1,4 мм/год, причем тренд описывает более 90 % дисперсии исходного ряда. На фоне основного тренда в межгодовом ходе УМО довольно отчетливо выделяется несколько периодов с различным характером изменений УМО, для которых локальные тренды существенно различны (табл. 1.8). Это довольно быстрый рост УМО в 1861–1877 гг. ( $Tr = 2,0$  мм/год), затем в течение 1879–1923 гг. уровень практически не менялся, т.е. наблюдалась фаза почти стояния уровня ( $Tr = 0,4$  мм/год), затем вплоть до 1999 г. он опять начал быстро расти ( $Tr = 2,0$  мм/год). В течение 20-го столетия по нашим данным величина тренда достигала почти 1,8 мм/год. Исключая период 1878–1923 гг., тренд вносит преобладающий вклад в изменчивость УМО.

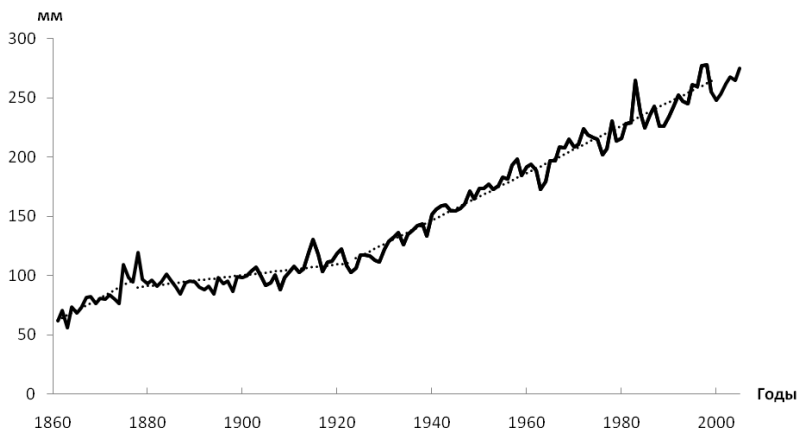


Рис. 1.8. Межгодовая изменчивость уровня Мирового океана за 1861–2005 гг. и его локальные тренды

Таблица 1.8

**Оценка параметров локальных линейных трендов для разных периодов для временного ряда УМО**

Годы	$R^2$	$Tr$ , мм/год	Среднее значение, мм/год
1861–1877	0,69	2,00	79,1
1878–1923	0,34	0,45	100,4
1924–1999	0,96	1,96	187,4
1861–1999	0,92	1,39	146,5
1901–1999	0,96	1,79	170,1

Естественно, весьма важным является вопрос точности выполненной таким образом реконструкции временного ряда УМО. В работах [135, 136, 171, 172] приводятся аналогичные ряды УМО, полученные с использованием базы PSMSL за длительные промежутки времени. Church, White вначале рассчитали УМО за 1870–2001 гг. [136], затем до 2009 г. [135]. Jevrejeva et al. [171] вычислили УМО за еще более длительный промежуток времени (1807–2002 гг.), который в последствии был продлен почти на 100 лет назад (1700–2002 гг.) [172]. В этих работах применен сравнительно простой способ оценки глобальных значений уровня океана. Вначале проводилось осреднение близлежащих станций для ряда сравнительно однородных регионов, а затем проводилось повторное осреднение уже по всей акватории МО с учетом «веса» этих регионов. Пропуски в данных восстанавливались путем интерполяции. Всего использовалось 1023 станции архива PSMSL, содержащих 385 324 индивидуальных ежемесячных оценок, из которых 22 130 месяцев были заполнены путем интерполяции. Максимальное количество используемых в расчетах станций для конкретного года составило 585, а минимальное – 5 в 1850 г.

Более сложный подход для оценки глобальных значений уровня океана был применен в работах [135, 136], в которых для этой цели использовалась упрощенная методология оптимальной пространственной интерполяции [175]. В качестве пространственных функций служили эмпирические ортогональные функции (главные компоненты) изменчивости морского уровня, оцененные по спутниковым альтиметрическим данным. Разложение среднемесячных данных о морском уровне в узлах одноградусной географической сетки показало довольно высокую сходимость собственных чисел и их устойчивость во времени. Каждой береговой станции присваивалась оценка собственного вектора разложения ближайшего узла с альтиметрическим уровнем. Таким образом в модель вводятся данные береговых станций. После этого выполняется процедура оптимальной пространственной интерполяции и осреднение значений морского уровня по акватории МО. Хотя при этом возникают значительные неопределенности, связанные с изменением числа вводимых станций, однако, как показывают конечные результаты, их оценки не выходят за пределы среднеквад-

ратической ошибки. Более подробно данная процедура нахождения оценки УМО дается в работе [137].

Для сравнения рядов УМО в работах [136, 171] с приведенным выше на рис. 1.8 они были совмещены в 1901 г. на отметке 100 мм. Сопоставление всех трех рядов УМО приводится на рис. 1.9. В целом наблюдается очень хорошее соответствие, особенно с работой [136]. Однако справедливости ради необходимо отметить, что в XIX-м столетии расхождения между рядами УМО более существенные, особенно это касается сопоставления с данными [171]. Так, в 1861 г. расхождение наших данных с [171] достигает почти 7 см. Очевидно, значительные расхождения в оценках УМО в XIX в. обусловлены слабым освещением МО футшточными наблюдениями, вследствие чего любые методы реконструкции УМО за этот период будут вызывать обоснованные сомнения.

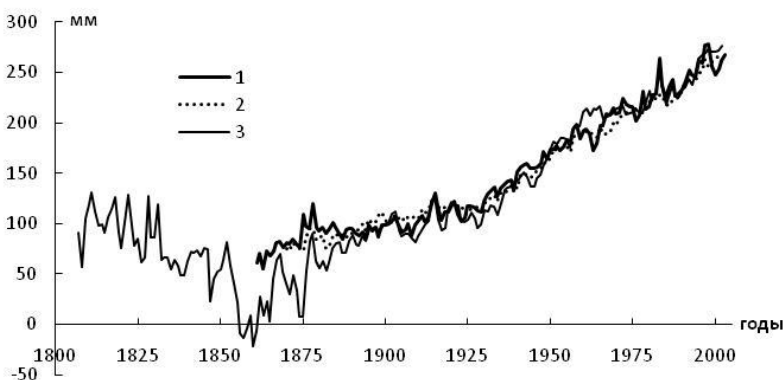


Рис. 1.9. Сопоставление временных рядов УМО, рассчитанных разными авторами. 1 – модель РГМУ, 2 – данные [136], 3 – данные [171]

Для более подробного сравнения всех трех указанных рядов УМО были рассчитаны различные статистические параметры для XX столетия, результаты которого приводятся в табл. 1.9. Расхождения между средними значениями и дисперсиями по критериям Стьюдента и Фишера за основной расчетный период 1900–1999 гг. являются незначимыми. Поэтому коэффициенты вариации очень близки друг к другу, а их малая величина свидетельствует о незначительной межгодовой изменчивости УМО.

Сравнение оценок трендов, исключая период 1870–1900 гг., тоже свидетельствует об их близости друг к другу (табл. 1.10). По нашим данным, в течение XX в. УМО повышался со скоростью 1,8 мм/год, по данным работ [136, 171] – со скоростью 1,7–1,9 мм/год.

Таблица 1.9

**Значения уровня Мирового океана в отдельные годы и статистические характеристики за 1901–1999 гг. по данным разных авторов, мм**

Источник данных	Год				Статистические характеристики за период 1900–1999 гг.		
	1861	1870	1958	1999	Среднее	Стандартное отклонение	Коэфф. вариации
Малинин, Гордеева, Шевчук [76]	61,6	80,8	198,4	255,3	170,1	10,4	0,06
Church, White [136]	–	74,9	188,8	260,0	166,9	9,1	0,05
Jevrejeva et. al. [171]	–6,5	40,2	197,9	270,6	167,7	13,8	0,08

Таблица 1.10

**Оценка параметров линейных трендов УМО для различных промежутков времени по данным разных авторов**

Источник данных	1870–1900		1901–1958		1959–1999		1901–1999		1870–1999	
	$R^2$	$Tr$	$R^2$	$Tr$	$R^2$	$Tr$	$R^2$	$Tr$	$R^2$	$Tr$
Малинин и др. [76]	0,03	0,16	0,89	1,62	0,83	1,92	0,96	1,79	0,92	1,44
Church, White [136]	0,72	0,95	0,86	1,34	0,93	1,73	0,97	1,67	0,95	1,39
Jevrejeva et al. [171]	0,68	2,19	0,80	1,65	0,75	1,44	0,94	1,89	0,94	1,69

Итак, можно достаточно уверенно утверждать, что в результате регрессионного анализа выявлены станции с многолетними наблюдениями за морским уровнем, обеспечивающие минимальную ошибку восстановления УМО с достаточной для практических целей точностью. При этом результаты сравнения межгодового хода УМО с оценками других авторов свидетельствуют, что его реконструкция является весьма точной, отражает общие закономерности многолетних колебаний и полностью совместима с аналогичными реконструкциями уровня других авторов.

Однако принципиальное ее отличие заключается в том, что оценки УМО могут быть получены по регрессионной модели с малым числом станций. Поскольку независимый расчет глобальных значений уровня за более чем 40-летний период показывает устойчивость регрессионных коэффициентов, то статистическая модель (1.22), построенная по данным пяти стационарных береговых станций, может по существу рассматриваться как основа системы мониторинга УМО.

Хотя линейный тренд описывает подавляющую часть дисперсии рассмотренных выше временных рядов УМО, тем не менее, выявление циклических колебаний имеет определенный интерес, особенно с точки зрения сопряженности с другими глобальными гидрометеорологическими процессами. Поскольку частотная структура рядов УМО является очень близкой, то для дальнейшего анализа был взят ряд Church, White [135], имеющий среднемесячное разрешение. На рис. 1.10 дается временной ряд среднемесячных значений УМО в отклонениях от линейного тренда. Нетрудно видеть, что отмечается ярко выраженный нелинейный тренд, коэффициент детерминации которого равен  $R^2 = 0,61$ .

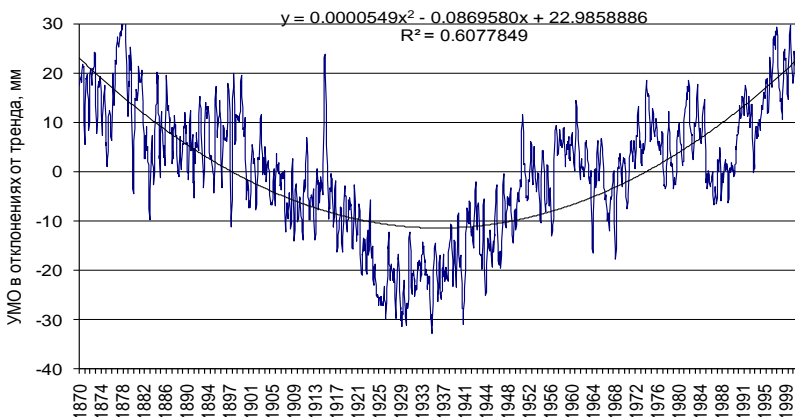


Рис. 1.10. Временной ряд среднемесячных значений УМО [135] в отклонениях от линейного тренда

После исключения нелинейного тренда временной ряд УМО был подвергнут вейвлет-разложению (рис. 1.11). Наиболее мощным является 60-летний цикл, амплитуда и период которого почти

постоянны в течение всего интервала времени. Первый максимум 60-летнего цикла приходится на 1900 г., второй – на 1960 г., а минимум, соответственно, на 1931 г. Отметим, что 60-летний цикл довольно хорошо выражен в глобальной температуре воздуха [23, 67]. Кроме того, отмечается слабый 20-летний цикл, для которого свойственно небольшое увеличение периода после 1960 г. Короткопериодные циклы отсутствуют.

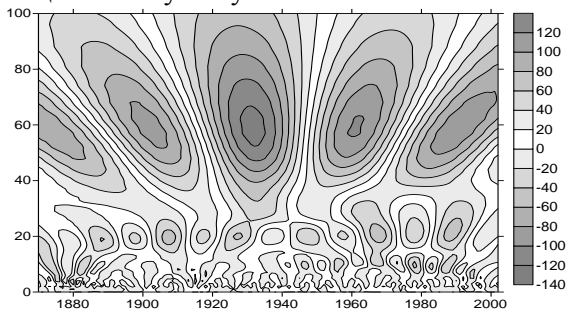


Рис. 1.11. Вейвлет-разложение среднемесячных значений УМО [135] в отклонениях от нелинейного тренда

Спектр вейвлет-разложения среднемесячных значений УМО представлен на рис 1.12. Как и следовало ожидать, значимым является 60-летний цикл, превышающий 95%-ную доверительную вероятность процесса «красного шума». Мощность его в 6 раз превышает мощность 20-летнего цикла.

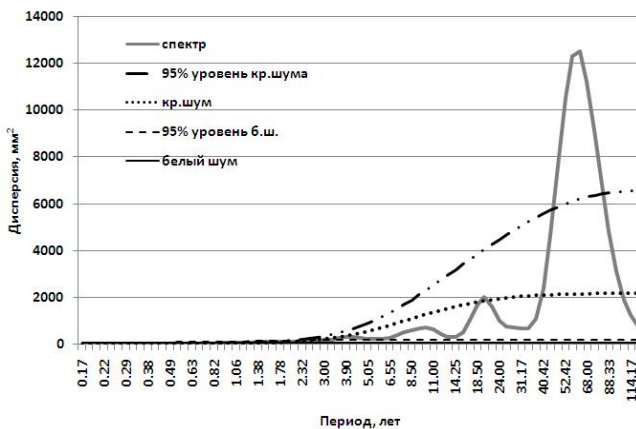


Рис. 1.12. Спектр вейвлет-разложения среднемесячных значений УМО [135] в отклонениях от нелинейного тренда



В дисперсионном виде при условии некоррелированности отдельных составляющих разложение (1.3) можно записать как

$$D(\Phi) = D(Tr) + D(C) + D(P). \quad (1.24)$$

Применительно к временному ряду УМО данное соотношение примет вид:

$$D(\Phi) = D(Tr) + D(Tr_{\text{нел}}) + D(C_{60}) + D(P). \quad (1.25)$$

Дисперсия линейного тренда составляет 94 % от исходного ряда. Из оставшихся 6% дисперсии 61 % приходится на нелинейный тренд, 20 % на 60-летний цикл. В результате получим  $D(\Phi) = 94 + 4 + 1 + 1 = 100$ . Итак, с помощью вейвлет-анализа удалось выделить достоверное 60-летнее циклическое колебание в УМО, несмотря на его малый вклад в дисперсию исходного ряда.

#### **1.4. Изменчивость морского уровня по альтиметрическим данным**

Несмотря на сравнительно короткую историю, развитие спутниковой альтиметрии идет быстрыми темпами. Спутниковые методы получения информации об океане привели к существенным изменениям в современной океанологии. Дистанционное зондирование океана позволяет производить регулярные измерения с высоким пространственным разрешением и открывает принципиально новые, уникальные возможности исследования океанологических полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов.

Как известно, альтиметр измеряет высоты спутника относительно поверхности Земли по времени и прохождению сигнала, посылаемого и получаемого после отражения от поверхности спутником. Первые измерения расстояния до подстилающей поверхности с помощью альтиметра были проведены с борта орбитальной станции Skylab IV еще в ноябре 1973 г. [48]. Затем были запущены спутники GEOS-3 (апрель 1975 г.) и SEASAT (июнь 1978 г.).

Развитие спутниковой альтиметрии условно можно разделить на три этапа. Первый этап (с 1974 по 1980 г.) спутниковой альтиметрии – это реализация программ, связанных с исследованием потенциальной возможности использования спутниковой альти-

метрии, в первую очередь для решения геодезических задач. Обработка полученных альтиметрических измерений позволила уточнить форму поверхности морского геоида, построить уточненную модель гравитационного поля Земли, а также экспериментально подтвердить, что спутниковая альтиметрия является эффективным средством изучения уклонов отвеса, рельефа дна и динамики вод Мирового океана.

Второй этап (с 1985 по 1992 г.) – выполнение целенаправленных спутниковых экспериментов для решения геодезических программ и исследования возможностей применения спутниковых альтиметрических измерений в других науках о Земле (например, океанологии, гляциологии, гидрологии и т.д.). Начало его связано с запуском в марте 1985 г. спутника GEOSAT, который позволил осуществить программу альтиметрических измерений морской поверхности. Она закончилась в январе 1990 г. и стала прообразом системы спутникового мониторинга поверхности Мирового океана. Третий этап (с 1993 г. по настоящее время) – проведение постоянного мониторинга водной поверхности Мирового океана, окраинных и внутренних морей.

В настоящее время существуют три основные программы спутникового мониторинга изменчивости высоты морской поверхности. Европейская программа начала действовать с 1991 г. и продолжается по настоящее время. В рамках нее были запущены спутники ERS-1 (1991 г.), ERS-2 (1995 г.) и ENVISAT (2002 г.). Совместная программа США и Франции началась с запуска в августе 1992 г. спутника TOPEX/Poseidon и второго спутника Jason-1 в декабре 2001 г. Программа ВМС США GFO (GEOSAT Follow On) мониторинга топографии поверхности океана началась с вывода на орбиту спутника GFO-1 (1998 г.). В будущем планируется запуск еще нескольких спутников с усовершенствованными радарми-альтиметрами в рамках международных геофизических программ.

Основные программы спутниковой альтиметрии [48] можно условно разделить на два типа. Первые направлены на решение геодезических задач: уточнение формы и высот геоида и гравитационного поля Земли. Вторые – на осуществление мониторинга изменчивости высоты морской поверхности. Круг задач, которые

могут решаться в рамках этих программ, достаточно широк – от различных океанологических задач до исследований глобальных изменений климата.

Для решения геодезических задач параметры орбиты подбираются таким образом, чтобы плотность покрытия подспутниковыми трассами (треками) Мирового океана была максимальной – в пределах нескольких километров. Изомаршрутные программы предполагают повторяемость трасс в пределах  $\pm 1$  км через определенный период (цикл) времени, что соответствует пространственной дискретности измерений примерно в 7 км. Они позволяют реализовать режим повторных измерений по сетке равномерно расположенных по поверхности Земли треков. Изомаршрутные программы направлены в первую очередь на решение задач мониторинга пространственно-временной изменчивости высоты морской поверхности или уровня океана. Подспутниковые трассы для различных программ имеют различные расстояния между треками одного типа в зависимости от широты места.

В настоящее время доступны альтиметрические оценки морского уровня, полученные путем обработки вдольтрековых измерений со спутников Topex/Poseidon и Jason-1, начиная с ноября 1992 г. Исходные альтиметрические данные покрывают океан от  $66^\circ$  с.ш. до  $66^\circ$  ю.ш., имеют пространственное разрешение  $1/3^\circ$  в меркаторской проекции, дискретность – 9,9 суток и точность расчета – 4,2 см [47].

Безусловно, с точки зрения решения многих локальных океанологических задач, погрешности измерения высоты морской поверхности остаются еще довольно высокими. В то же время при осреднении для больших акваторий океана и особенно Мирового океана в целом влияние случайных ошибок на точность оценок морского уровня становится пренебрежимо малым. Кроме того, отметим, что при выполнении статистических расчетов (оценки тренда, корреляционно-регрессионный анализ и др.) систематические ошибки также не сказываются на полученных результатах. Все это, безусловно, повышает степень доверия к глобальным оценкам уровня океана и его статистическим характеристикам. Оценка глобального уровня может быть получена двумя способами: поэтапно (каждые 10 дней) непосредственно по вдольтреко-

вым спутниковым данным или по ежемесячным значениям морского уровня в узлах географической сетки. Сравнение этих способов показало, что различия между ними малы, тренды отличаются всего на 0,2 мм в год, а стандартное отклонение практически одинаково [135].

Достаточно подробный спутниковый мониторинг изменений уровня Мирового океана проводится в Центре по хранению, верификации и интерпретации спутниковых океанографических данных во Франции (AVISO или Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) [191].

Аналогичный мониторинг УМО выполняется также в университете Колорадо, США [110]. Естественно, представляет интерес сравнение результатов мониторинга, выполненных в разных центрах по различающимся методикам. На рис. 1.13 приводятся декадные значения УМО за период 1993–2008 гг. по данным AVISO [191] и colorado.edu [215], сглаженные 60-дневным фильтром. Можно отметить хорошее соответствие между этими рядами, особенно после 1998 г. Линейные тренды уровня также хорошо согласуются, однако тренд по данным colorado.edu (3,2 мм/год) несколько выше, чем по данным AVISO (3,0 мм/год). Корреляция между указанными рядами составляет  $r = 0,993$ , но после исключения тренда она значительно уменьшается ( $r = 0,73$ ).

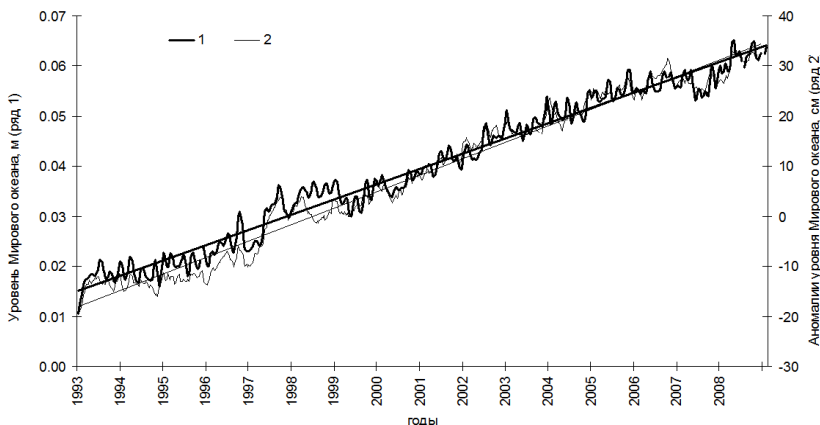


Рис. 1.13. Средний уровень Мирового океана по оценкам спутниковой альтиметрии за 1993–2008 гг.: 1 – по данным AVISO [191]; 2 – по данным colorado.edu. [215]

Можно выделить достаточно большой ряд работ [130, 134, 138, 154, 193 и др.], посвященных анализу сезонной и межгодовой изменчивости УМО и сопоставлению альтиметрических оценок морского уровня с мареографными (футшточными) наблюдениями для различных районов Мирового океана. Выполненные многочисленные работы по исследованию сезонно-межгодовой структуры УМО [126, 137, 196, 197] позволили выявить основные закономерности его колебаний за различные промежутки времени. Как правило, начальной точкой отсчета при этом являлся ноябрь 1992 г. или январь 1993 г. Достаточно убедительно показано, что тренд УМО по альтиметрическим данным составляет 3,0–3,3 мм/год, т.е. в конце XX в. произошло существенное ускорение роста глобального уровня.

Возникает вопрос, насколько точно глобальный уровень океана, рассчитанный по альтиметрическим и береговым (мареографным) данным, соответствует друг другу? Дело в том, что по спутниковым наблюдениям в открытом океане в основном регистрируются объемные изменения уровня поверхности и приливные статические колебания, в то время как береговые наблюдения фиксируют результирующий эффект в изменениях уровня от действия всей совокупности факторов, рассмотренных в разделе 1.1. Поэтому вопрос, при каких условиях выполняется равенство

$$h_{\text{Мберег}} = h_{\text{Мспутн}}, \quad (1.26)$$

является отнюдь не праздным. К сожалению, ответа на него до сих пор нет. Из общих соображений понятно, что при пространственном осреднении происходит сглаживание (нивелирование) деформационных эффектов в колебаниях морского уровня у береговой черты. Из сопоставления годовых значений УМО по спутниковым и береговым данным (рис. 1.14) видно, что в целом отмечается согласованный характер межгодового хода глобального уровня с очень близкими значениями линейного тренда. Однако дисперсия колебаний УМО, рассчитанного по береговым станциям, как и следовало ожидать, существенно выше. Сравнение годовых значений УМО по спутниковым и береговым данным за более длительный период времени (1993–2009 гг.) подтвердило, что межгодовая изменчивость  $h_{\text{Мспутн}}$  очень мала, расхождения между  $h_{\text{Мберег}}$  и

$h_{\text{Мспутн}}$  меньше стандартного отклонения, равного 7 мм, а тренды практически совпадают [135].

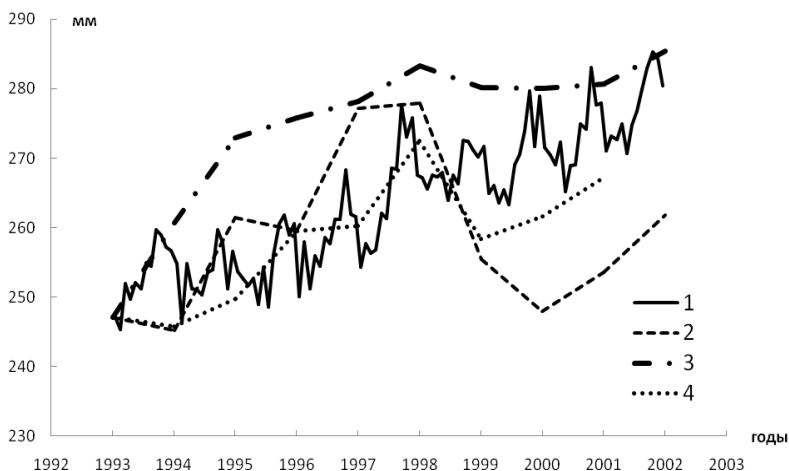


Рис. 1.14. Сопоставление межгодовых колебаний УМО, рассчитанных по футшточным наблюдениям разными авторами и по альтиметрическим данным. 1 – [191], 2 – [75], 3 – [171], 4 – [136]

Отметим, что именно на совмещении альтиметрических и береговых (мареографных) данных за морским уровнем основан метод реконструкции колебаний УМО [135, 136], сущность которого изложена выше. На рис. 1.15 дается их сопоставление за период 1993–2010 гг. Нетрудно видеть, что расхождения между альтиметрическими и береговыми оценками УМО малы и не выходят из диапазона стандартного отклонения УМО, рассчитанного по береговым данным.

На рис. 1.16 приводится пространственное распределение трендов уровня океана по данным AVISO [191]. Нетрудно видеть, что отмечается значительный разброс в оценках и преобладает очаговый характер в их распределении. Особенно это характерно для Тихого океана, которому свойственна ярко выраженная оппозиция положительных значений тренда уровня на западе и отрицательных – на востоке. При этом максимальные положительные значения тренда достигают почти 10 мм/год. Максимальные пространственные градиенты трендов уровня отмечаются в Южном

полушарии, особенно в зоне действия Антарктического циркумполярного течения. Обращают на себя внимание значительные отрицательные тренды в зоне Гольфстрима.

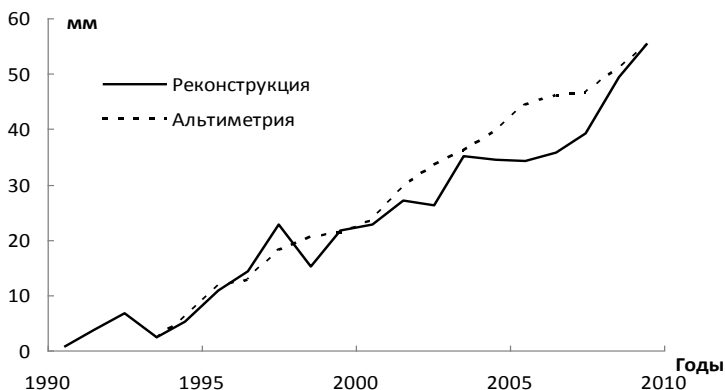


Рис. 1.15. Сопоставление межгодовых колебаний УМО, рассчитанных по альтиметрическим и береговым данным за 1993–2010 гг.

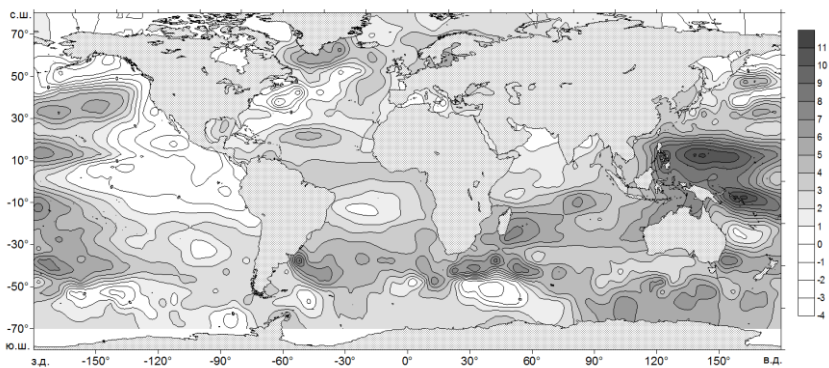


Рис. 1.16. Пространственное распределение трендов уровня океана за октябрь 1992 – декабрь 2008 гг. по альтиметрическим данным [191]

Основной причиной подобного распределения трендов в морском уровне, судя по всему, является изменчивость стерической компоненты уровня, обусловленной изменениями плотности морской воды за счет соответствующих изменений температуры и солености. Как следует из результатов оценки трендов стерической компоненты уровня в слое 0–700 м за период 1993–2006 гг. [192],

ее распределение в общих чертах соответствует распределению трендов в уровне на рис. 1.16.

Для выявления меридиональных особенностей в распределении трендов их значения, заданные в узлах  $1,3 \times 1,3$ -градусной сетки [191], были усреднены вначале для пятиградусных «квадратов» океана, а затем по 5-градусным широтным зонам отдельных океанов и Мирового океана в целом [74]. Учитывая дипольный характер трендов в Тихом океане, осреднение проводилось отдельно для его восточной и западной частей. Границей послужил меридиан  $160^\circ$  з.д. Меридиональное распределение трендов за октябрь 1992 – декабрь 2008 гг. по альтиметрическим данным приводится на рис. 1.17. Наиболее интересной является широтная зона  $40\text{--}50^\circ$ . Если в Южном полушарии здесь отмечаются максимальные тренды (более 4 мм/год), то в Северном полушарии – минимальные тренды (менее 2 мм/год). Наибольшие отклонения от средних широтных значений трендов УМО наблюдаются в зоне  $20^\circ$  с.ш. –  $20^\circ$  ю.ш. Весьма важным представляется, что меридиональное распределение трендов в Атлантическом океане очень близко к меридиональной кривой трендов УМО.

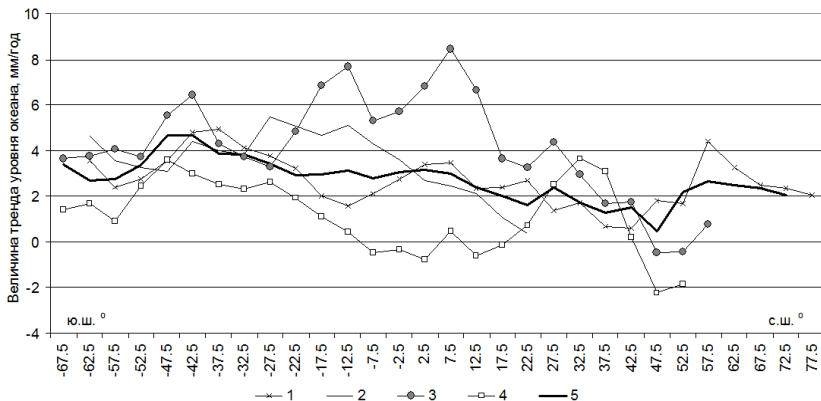


Рис. 1.17. Меридиональное распределение зонально-осредненных трендов уровня отдельных океанов (мм/год) за октябрь 1992 – декабрь 2008 гг. по альтиметрическим данным по [74]. 1 – Атлантический океан, 2 – Индийский океан, 3 – Западная Пасифика, 4 – Восточная Пасифика, 5 – Мировой океан

Дополнительный интерес представляет оценка трендов для рядов уровня с внутригодовой изменчивостью. По среднемесяч-



ным данным colorado.edu [215] рассчитаны характеристики трендов для различных океанов, которые приведены в табл. 1.11. Коэффициент детерминации  $R^2$  означает долю дисперсии исходного ряда, которая описывается трендом. Как видно из табл. 1.11, максимальная величина тренда отмечается в Индийском океане ( $Tr = 3,4$  мм/год), а минимальная – в Атлантическом океане ( $Tr = 3,1$  мм/год).

Таблица 1.11

**Оценки линейного тренда уровня отдельных океанов и коэффициентов корреляции между ними за период 1993–2008 гг.**

Океан	Параметры тренда		Коэффициенты корреляции		
	$R^2$	$Tr$ , мм/год	Атлантический	Индийский	Тихий
Атлантический	0,58	3,07	1	-0,36	0,17
Индийский	0,63	3,41	-0,36	1	-0,42
Тихий	0,81	3,22	0,17	-0,42	1
Мировой	0,91	3,16	0,68	-0,23	0,70

Максимальная корреляция УМО наблюдается с уровнем Тихого океана ( $r = 0,70$ ), чуть меньше – с уровнем Атлантического океана ( $r = 0,68$ ). Однако с Индийским океаном корреляция отрицательная ( $r = -0,23$ ). Впрочем, Индийскому океану свойственна противофазность в колебаниях уровня также и со всеми другими океанами. Причина этого достаточно очевидна и заключается в том, что Индийский океан расположен преимущественно в Южном полушарии. Поэтому сезонная изменчивость его уровня находится в противофазе к сезонным колебаниям уровня в Северном полушарии других океанов, что сказывается на оценках корреляции.

Оценки вклада тренда в дисперсию исходного процесса ( $R^2$ ) уже приведены в табл. 1.11, поэтому ограничимся оценкой дисперсии двух других составляющих (1.3). После вычитания из исходного ряда трендовой компоненты, т.е.  $\Phi'(t) = \Phi(t) - Tr(t)$ , на основе классического гармонического анализа Фурье для стационарного ряда  $\Phi'(t)$  были выделены значимые по критерию Стьюдента гармоники, вклад которых в полную дисперсию уровня  $[D(\Phi)]$  дается в табл. 1.12.

Как видно из табл. 1.12, если исключить преобладающий вклад тренда в дисперсию исходных процессов, то даже для годовой гармоники доля дисперсии оказывается мала. Причем в Тихом океане она почти на порядок меньше, чем в Атлантическом оке-

ане. Это связано с тем, что в северной и южной частях океана сезонный ход уровня, как правило, противоположен, что нивелирует годовую гармонику в среднем по Мировому океану.

Остальные гармоники с периодом больше одного года хотя и являются значимыми, но вклад их в дисперсию настолько мал, что не имеет смысла их обсуждать. На долю случайных колебаний в уровне отдельных океанов приходится от 12 до 15 %, в УМО – 5 %. Итак, вклад в межгодовые колебания УМО космогеофизических и геолого-геодинамических факторов в современных климатических условиях ничтожно мал, поэтому они почти полностью обусловлены соответствующими изменениями климата.

Таблица 1.12

**Оценки вкладов отдельных составляющих разложения (1) в дисперсию временных рядов уровня океанов, %**

Гармоники, период	Океан			
	Атлантический	Индийский	Тихий	Мировой
6 мес.	3	–	–	–
12 мес.	27	16	4	4
20 мес.	–	1,7	–	–
3 года	–	–	1,6	–
3,8 года	–	1,3	1,2	–
5 лет	–	1,3	–	–
7,5 лет	–	1,8	–	–
Сумма	30	22,1	6,8	4
Тренд	58	63	81	91
Белый шум	12	14,9	12,2	5

### **1.5. О формировании тренда в колебаниях уровня Мирового океана**

Уровень замкнутого водоема (в том числе Мирового океана) в некоторый конечный момент времени  $t$  может быть выражен через его приращения следующим образом [57, 58]:

$$h_t = h_0 + \int_0^t \frac{\partial h}{\partial t} dt, \quad (1.27)$$

где  $h_t$  и  $h_0$  – соответственно уровень водоема в конечный и начальный момент времени;  $\partial h / \partial t$  – приращение уровня за период  $t$ , которое может быть определено либо непосредственно по разности уровней конечного и начального момента времени, либо по уравнению водного баланса океана.

Очевидно, что для оценки средних за период  $t$  значений уровня может быть применено близкое по смыслу уравнение. Если принять период осреднения, например, равным 1 году, то естественно полагать, что средние годовые значения уровня  $\bar{h}$  также должны зависеть от начальных значений уровня и его внутригодовых приращений  $\Delta h$ . Однако, как показано на примере Каспийского моря в работе [57], в отличие от детерминистического уравнения (1.27) зависимость  $\bar{h}$  от указанных параметров уже носит статистический характер, то есть

$$\bar{h} = f(h_0, \Delta h). \quad (1.28)$$

Выражение (1.28) можно интерпретировать как двухфакторную регрессионную модель, параметры которой определяются классическим методом наименьших квадратов. Применительно к МО при использовании средних месячных значений уровня в качестве  $h_{M0}$  целесообразно использовать оценки уровня за декабрь предшествующего или январь текущего года. В данной работе были взяты январские значения уровня  $h_{M1}$ . Приращения  $\Delta h_M$  для УМО брались как  $\Delta h_M = h_{M(i+1)} - h_{M1i}$ . Тогда

$$\bar{h}_M = f(h_{M1i}, \Delta h_M). \quad (1.29)$$

Значения  $h_{M1i}$  и  $\Delta h_M$  характеризуют соответственно инерционную и динамическую составляющие в изменениях уровня. Если  $\Delta h_M > 0$ , то уровень повышается, если  $\Delta h_M < 0$ , то он понижается. Следует отметить, что первый фактор в зависимости (1.29) дает максимальный вклад в дисперсию  $\bar{h}_M$ , причем роль его резко возрастает в периоды монотонных изменений уровня.

Исходными данными послужили средние годовые и среднемесячные значения уровня Мирового океана за период 1870–2001 гг., вычисленные по футшточным наблюдениям в работе [136]. В результате расчетов было получено следующее уравнение:

$$\bar{h}_M = 0,46 + 0,990h_{M1i} + 0,389\Delta h_M. \quad (1.30)$$

Если принять  $h_{M1i} = 0$ , то получаем, что средний годовой уровень соответствует величине, несколько меньшей половины приращения  $\Delta h_M$ . Оценки параметров данного уравнения приводятся в табл. 1.13. Нетрудно видеть, что коэффициент детерминации за-

висимости (1.30) составляет  $R^2 = 0,996$ , стандартная ошибка модели  $\sigma_{(x)} = 3,6$  мм/год, причем все коэффициенты модели значимы по критерию Стьюдента. Как и следовало ожидать, очень высокая связь отмечается для чисто инерционной модели  $\bar{h}_M = f(h_{M1})$ , в то время как для чисто динамической модели она полностью отсутствует. Однако без учета значений  $\Delta h_M$  стандартная ошибка модели  $h_M = f(h_{M1})$  возрастает до  $\sigma_{(x)} = 4,9$  мм/год.

Таблица 1.13

**Статистические оценки параметров регрессионных моделей среднего годового уровня Мирового океана от определяющих факторов за период 1870–2001 гг.**

Модель	Коэффициент детерминации $R^2$	Стандартная ошибка модели $\sigma_{(x)}$ , мм/год	Критерий Фишера $F$
$\bar{h}_M = f(h_{M1})$	0,992	4,9	16578
$\bar{h}_M = f(\Delta h_M)$	0,042	54,9	0,23
$\bar{h}_M = f(h_{M1}, \Delta h_M)$	0,996	3,6	14924

На рис. 1.18 приводится межгодовой ход фактических и вычисленных по зависимости (1.30) значений  $\bar{h}_M$ . Нетрудно видеть их очень хорошее соответствие. При этом линейный тренд, рассчитанный по обоим временным рядам, полностью совпадает (табл. 1.14).

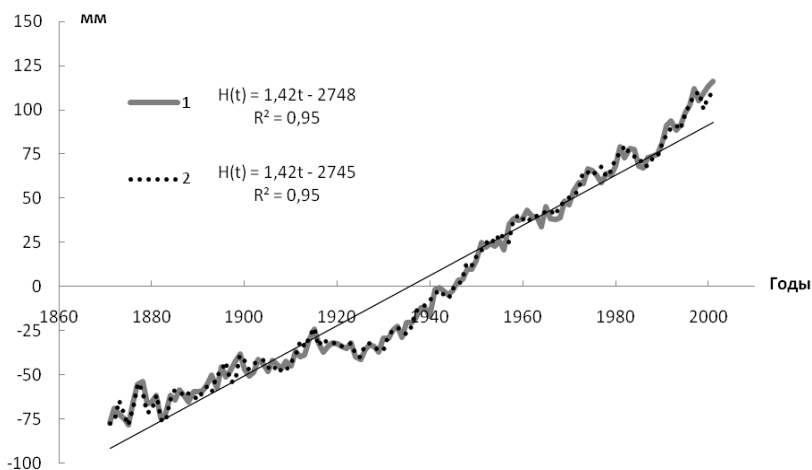


Рис. 1.18. Сопоставление фактических и вычисленных по уравнению (1.16) средних годовых значений уровня Мирового океана за период 1870–2001 гг. [57]

Таблица 1.14

## Оценки линейного тренда уровня Мирового океана за период 1870–2001 гг.

Характеристика	$Tr$ , мм/год	$R^2$
Фактические значения $\bar{h}_M$	1,420	0,948
Рассчитанные значения $h_M$	1,419	0,953
Январские значения $h_{M1}$	1,422	0,949
Модель «случайного блуждания»	1,413	0,949

При этом межгодовая изменчивость значений  $\Delta h$  представляет случайный стационарный процесс, развивающийся по типу модели «красный шум», так как коэффициент автокорреляции на первом сдвиге ( $r_\tau = -0,36$ ) заметно перекрывает уровень значимости, а на всех остальных сдвигах он незначим.

Принимая начальное значение  $h_{1i} = 0$  и рассчитывая по уравнению водного баланса приращения  $\Delta h$ , нетрудно получить временной ряд январских значений уровня

$$h_{M1i} = 0$$

$$h_{M1(i+1)} = \Delta h_{M1}$$

$$h_{M1(i+2)} = \Delta h_{M1} + \Delta h_{M2}$$

$$h_{M1(i+n)} = \Delta h_{M1} + \Delta h_{M2} + \dots + \Delta h_{Mn} = \sum \Delta h_{Mi} = \sum h_{M1(i+n-1)} + \Delta h_{Mn}$$

Новый ряд значений  $h_{Mi}$ , приведенный на рис. 1.19, представляет модель по типу «случайного блуждания» [54]. В отличие от исходных значений для преобразованного ряда уже характерно наличие явно выраженного линейного тренда. Расчет уравнения тренда показывает, что он практически идентичен тренду в колебаниях средних годовых значений уровня (табл. 1.14). Очевидно, именно таким образом и происходит формирование реального тренда в колебаниях УМО. Отсюда следует:

$$Tr(h_M) = Tr(\sum \Delta h_M). \quad (1.31)$$

Итак, линейный тренд среднегодовых значений уровня Мирового океана идентичен тренду статистической модели по типу «случайного блуждания», полученной путем последовательного суммирования внутригодовых приращений УМО. Физический смысл данного результата состоит в том, что при оценке вклада разных факторов в формирование тренда УМО представляется

возможным использовать уравнения пресноводного баланса океана и изменений баланса вод в гидросфере.

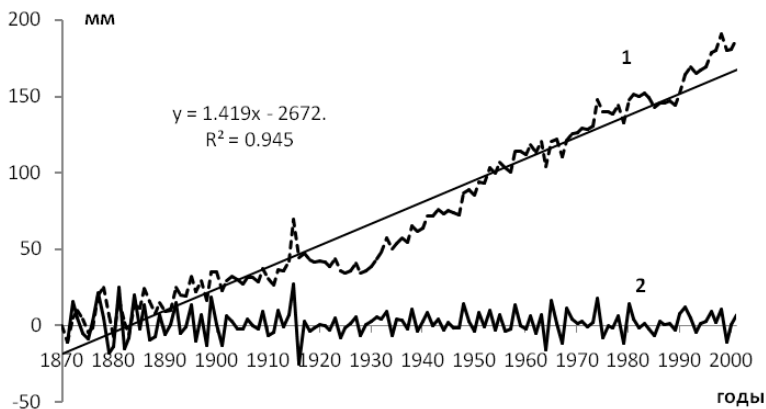


Рис. 1.19. Межгодовой ход внутригодовых изменений уровня Мирового океана (2) и его модель в виде «случайного блуждания» (1)

## **Глава 2.**

# **ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА**

### **2.1. Резервуарная модель глобального водного баланса**

Глобальный водный баланс представляет собой совокупность уравнений, описывающих изменения воды во всех агрегатных состояниях в системе «гидросфера–гидрологический цикл». Понятие гидросферы было введено в научную литературу Э. Зюссом в 1875 г., который понимал под ней единую водную оболочку планеты, состоящую в основном из Мирового океана. Более широкая трактовка этого понятия дана Дж. Мерреем в 1910 г. По Меррею, гидросфера «в большей части состоит из вод океана и в неё входят также озера и реки. Часть воды может быть в твердом и газообразном состоянии, в виде льда, снега, града и водяных паров атмосферы. Вода также глубоко проникает в каменистую кору Земли, где она производит гидратацию минералов, а также составляет значительную часть биосферы» [102].

Однако такое широкое толкование «гидросферы» не нашло полного признания среди исследователей. Поэтому вплоть до настоящего времени встречаются различные определения данного понятия [17, 40, 50, 80, 81, 107, 111]. При этом общепризнанным считается только, что в состав гидросферы нужно включать Мировой океан и поверхностные воды суши. Разногласия касаются, прежде всего, атмосферной и биосферной влаги, ледников и подземной воды. В частности, следует ли включать в состав гидросферы воду в газообразном и твердом состоянии, а также, какую именно часть подземных вод.

Например, А.И. Чеботарев [107] под гидросферой понимает «прерывистую водную оболочку земного шара, расположенную на поверхности и в толще земной коры и представляющую совокупность океанов, морей и иных субъектов суши (рек, озер, подземных вод), включая скопления воды в твердой фазе (снежный покров, ледники)». В этом определении в состав гидросферы не включается атмосферная влага, а также не оговаривается, какие

конкретные виды подземных вод (свободные, связанные) входят в гидросферу. Аналогичного взгляда придерживаются многие американские ученые. Так, в энциклопедии «Ocean and Atmospheric Sciences» [111] в состав гидросферы включены все виды вод в жидком и твёрдом состоянии, причём нижней границей подземных вод принимается глубина 4000 м.

Однако имеется и другая точка зрения, согласно которой атмосферная влага является составной частью гидросферы. Действительно, природная вода существует в трех фазах (жидкой, твердой, газообразной) и если мы включаем в состав гидросферы твердую фазу воды, то логично включать и газообразную фазу, т.е. фактически атмосферную влагу. Ещё больше споров у гидрогеологов относительно нижней границы гидросферы и о том, какие виды подземных вод к ней относятся, а какие нет. В фундаментальной монографии [40] к гидросфере относятся все виды вод, в том числе в биологически и химически связанном состоянии до глубины примерно 300 км, включая воду в различных горных породах и отложениях и входящую в химический состав минералов. Такое чрезмерно широкое понятие гидросферы, включающее в ее состав химически связанную воду, имеющую огромный объем, который практически не участвует в гидрологическом цикле, вряд ли можно считать обоснованным, особенно при изучении глобального водного баланса.

П.А. Федосеев [102], обобщая работы предшественников, дал следующее определение: *под гидросферой понимается сплошная оболочка земного шара, простирающаяся вниз до верхней мантии, где в условиях высоких температур и давления наряду с разложением молекул воды непрерывно проходит их синтез, а вверх – примерно до высоты тропопаузы, выше которой молекулы воды подвергаются фотодиссоциации (разложению)*. В принципе, с этим определением гидросферы можно почти согласиться. Из него исключается вода, находящаяся в связанном состоянии. Кроме того, поскольку под гидросферой понимается сплошная оболочка, то в нее включаются воды Мирового океана, криосферы, литосферы и атмосферы, но исключается вода биосферы. Действительно, при включении в состав гидросферы биосферной влаги водная оболочка перестает быть сплошной и, кроме того, содержание воды



в биосфере (1120 км<sup>3</sup>) пренебрежимо мало по сравнению с другими оболочками, даже с атмосферой. Поэтому гидросферу можно рассматривать как среду обитания биосферы, причем без нее невозможно само существование последней. Значение биосферы состоит в том, что транспирация, т.е. процесс испарения воды растительным покровом, который можно рассматривать как естественную часть природного ландшафта, составляет до 12 % суммарного испарения с поверхности суши.

Недостаток определения гидросферы, данный Федосеевым, состоит в том, что в ее состав включается и та часть свободных подземных вод, которая образовалась и находится глубоко в земной коре в закупоренном состоянии миллионы лет и никогда не поднималась к поверхности земли, чтобы участвовать в процессе круговорота влаги. В этом случае гидросфера перестает быть сплошной оболочкой. Естественно, включение такого рода «мертвых» вод в состав гидросферы представляется нецелесообразным. Поэтому дадим следующее более «узкое» определение гидросферы [55], под которой *следует понимать сплошную оболочку Земли, содержащую воду во всех агрегатных состояниях в пределах Мирового океана, криосферы, литосферы и атмосферы и принимающую непосредственное участие в планетарном круговороте влаги (гидрологическом цикле)*. Именно участие в гидрологическом цикле (ГЦ) исключает все виды «мертвых» природных вод.

В монографии «Водные ресурсы России и их использование» И.А. Шикломановым [17] было дано очень близкое определение: в состав гидросферы включаются все виды воды на нашей планете в жидкой, твердой и газообразной форме, которая находится в свободном состоянии и участвует в гидрологическом цикле. Очевидно, упоминание вод в «свободном состоянии» излишне, так как воды в связанном состоянии не могут принимать участие в ГЦ. Нельзя согласиться также с тем, что гидросфера не является сплошной оболочкой и в нее следует включать воду биосферы.

Необходимо отметить, что не существует единой точки зрения и на понятие криосферы. Впервые, очевидно, термин «криосфера» был предложен польским ученым А. Добровольским в 1923 г. В соответствии с [20], **криосфера** – это оболочка Земли неправильной формы в области взаимодействия атмосферы, гидросферы

и литосферы, отличающаяся отрицательной или нулевой температурой и наличием воды в твердой фазе или переохлажденном состоянии. При таком определении криосферы она простирается от подошвы мерзлых и охлажденных горных пород под поверхностью Антарктиды на глубинах 4–5 км до высот 100 км, включая в себя сильно охлажденную мезопаузу с серебристыми облаками.

Однако такое толкование «криосферы», на наш взгляд, представляется чересчур широким и не совсем оправданным. Во-первых, сама криосфера является частью гидросферы, во-вторых, использование температуры как определяющего признака криосферы вносит некоторую путаницу. Действительно, переохлажденные горные породы, так же как и верхние слои атмосферы, вряд ли следует включать в состав криосферы, поскольку они практически не содержат воду в твердой фазе. Поэтому, очевидно, целесообразно дать более узкое определение криосферы *как оболочки Земли, характеризующейся содержанием воды в твердой фазе*. Тогда основными (базовыми) компонентами криосферы следует считать покровные ледники Антарктиды и Гренландии, морские льды, горные ледники, сезонный снежно-ледовый покров и льды многолетнемерзлых пород (вечная мерзлота).

Сравнение оценок различных составных частей (компонентов) гидросферы, выполненное в работе [155], свидетельствует, что они значительно различаются. Это связано как с разными представлениями о составе гидросферы, так и с ограниченностью современных знаний даже в отношении ее глобальных характеристик. Особенно велики различия в оценках запасов воды в ледовом покрове и подземных горизонтах в зоне вечной мерзлоты, что связано с большими трудностями их определения косвенными методами. Общие запасы вод в гидросфере в настоящее время оцениваются в  $1388 \times 10^6 \text{ км}^3$ . Наиболее точно известны запасы воды в самом большом и самом малом резервуарах. В Мировом океане находится  $1338 \times 10^6 \text{ км}^3$ , или 96,4 %, от общих запасов воды на Земле (табл. 2.1), в то время как в атмосфере содержится лишь  $13 \times 10^3 \text{ км}^3$ , или 0,001 %, от общих запасов природных вод. Несмотря на такую величину, значение атмосферной влаги для ГЦ чрезвычайно велико.

Таблица 2.1

**Запасы воды в гидросфере Земли по данным разных источников**

Вид воды	Площадь распространения, млн км <sup>2</sup>	Объем, млн км <sup>3</sup>	Доля от глобальных запасов, %
<b>Суммарные запасы</b>	510	1387,7	100
<i>Мировой океан</i>	361,3	1338	96,42
<i>Воды суши: всего</i>		23,635	1,70
Подземные воды	148,8	23,4	1,70
Почвенная вода	82,0	0,04	0,003
Озера	2,06	0,176	
Болота	2,68	0,0115	
Вода в руслах рек	148,8	0,002	
Водохранилища	0,4	0,006	
<i>Криосфера: всего</i>		26,105	1,88
Антарктида	14,0	23,3	1,68
Гренландия	1,8	2,36	0,17
Морские льды	25,9	0,035	
Льды зоны многолетне-мерзлых пород	21	0,3	0,02
Горные ледники, включая арктические острова	0,45	0,11	0,008
<i>Вода в атмосфере</i>	510	0,013	0,001

Менее точно известны запасы вод в криосфере и на континентах. В значительной степени это связано с большим многообразием видов природных вод в указанных резервуарах. Так, материковые воды можно разделить на речные, озёрные, болотные, почвенные, подземные (включая гравитационные и капиллярные). Наиболее сложно определить объем подземных вод, вклад которых в общие запасы вод суши максимальны. По современным оценкам, запас подземных вод достигает 23,4 млн км<sup>3</sup>, а суммарное количество всех вод суши оценивается величиной 23,64 млн км<sup>3</sup>, что составляет 1,7 % от общих запасов гидросферы.

Принципиальная особенность вод криосферы состоит в их территориальной разобщенности. Очевидно, сезонный снежный покров вследствие его «сезонности» вряд ли имеет смысл учитывать в запасах вод криосферы. В то же время объем морских льдов по непонятным причинам даже в фундаментальных исследованиях [17, 80 и др.] не включается в запас вод криосферы. Однако постоянный суммарный объем морского льда не так уж и мал и достигает  $35,5 \times 10^3$  км<sup>3</sup> [34]. Весьма приблизительно известен запас льдов

в зоне вечной мерзлоты многолетнемерзлых пород. Заметно различаются оценки объемов льда в Антарктиде и Гренландии. Например, по данным Унтерштайнера [18], объем льда в них составляет  $28 \times 10^6$  и  $2,7 \times 10^6$  км<sup>3</sup> соответственно, в то время как отечественные ученые дают существенно меньшие значения (см. табл. 2.1). Итак, приблизительно суммарную массу льда в криосфере можно оценить в 26,105 млн км<sup>3</sup> твердой воды или около 1,9 % всего объема гидросферы, причем 90 % этой воды приходится на Антарктиду.

Отметим, что в зарубежных исследованиях часто приводятся оценки вод гидросферы, полученные в работе [118]: общее количество воды на Земле составляет  $1,5 \times 10^9$  км<sup>3</sup>, в том числе в Мировом океане –  $1,4 \times 10^9$  км<sup>3</sup>. Около  $29 \times 10^6$  км<sup>3</sup> содержится в криосфере и  $15 \times 10^6$  км<sup>3</sup> – в подземных водах суши. Нетрудно видеть, что указанные оценки существенно отличаются от приведенных в табл. 2.1 и, на наш взгляд, являются весьма приближенными. Итак, наименьшую достоверность имеют оценки подземных вод глубоких горизонтов, подземного льда в зонах вечной мерзлоты, запасы почвенной влаги, запасы воды в ледниках отдельных горных районов.

В общем случае *гидрологический цикл представляет собой непрерывный процесс циркуляции и перераспределения всех видов природных вод как между отдельными резервуарами гидросферы, так и внутри самих резервуаров, и устанавливающий определенные соотношения между ними при различных масштабах осреднения* [56]. Следовательно, к компонентам ГЦ относятся все виды потоков воды во всех агрегатных состояниях как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. Наиболее важными компонентами ГЦ являются испарение, осадки, речной сток, морские течения, перенос водяного пара в атмосфере и др.

Причинно-следственная цепочка процессов, образующих глобальный гидрологический цикл, достаточно проста: циркуляция вод океана – эффективное испарение – (разность «испарение–осадки») над океаном – горизонтальный перенос атмосферной влаги – выпадение осадков над сушей (ледниковыми щитами) и формирование увлажнения – водные ресурсы и материковый сток в океан (откалывание айсбергов). Естественно, данная цепочка процессов круговорота влаги усложняется при отказе от глобаль-

ного масштаба осреднения. Так, на рис. 2.1 в схеме формирования ГЦ территория суши разделена на две области: внешнего стока и бессточные области. Это связано с тем, что бессточные области (области внутреннего стока) не дают стока в океан. Еще более сложной схема ГЦ становится, если более подробно учесть компоненты криосферы, т.е. разделение ее на покровные ледники, горные ледники, морские льды, сезонный снежный покров и зону вечной мерзлоты.

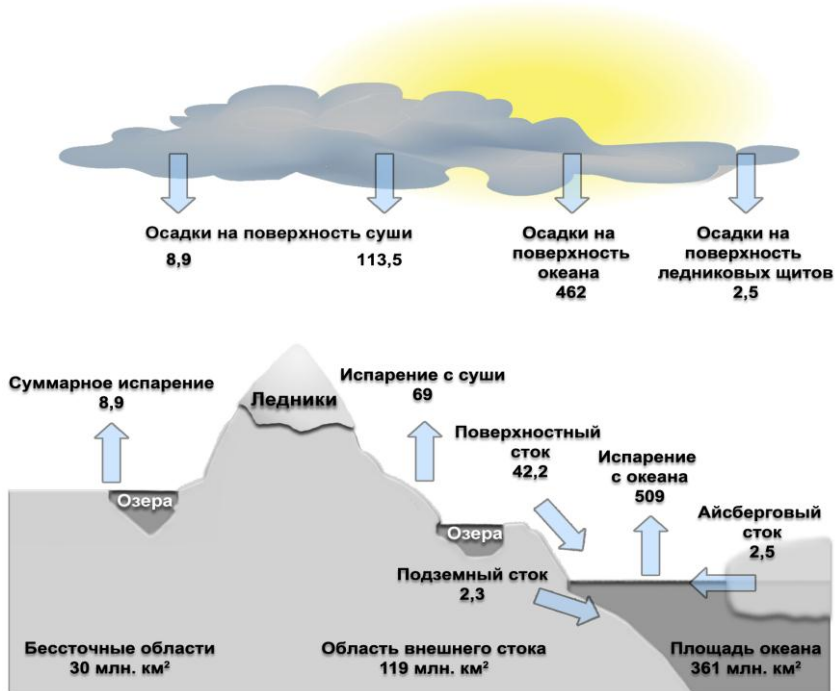


Рис. 2.1. Упрощенная схема глобального гидрологического цикла (оценки потоков даны в  $\times 10^3 \text{ км}^3$ ) [53]

Таким образом, в общем случае гидросферу Земли и гидрологический цикл целесообразно рассматривать как единую самоорганизующуюся систему, состоящую из четырёх резервуаров (океан, криосфера, атмосфера, литосфера), которые через процессы влагообмена находятся в постоянном взаимодействии между собой. Естественно, что в данном случае под резервуаром «лито-

сфера» понимаются только поверхностные и подземные воды суши, причем последние – только те из них, которые дренируются речным стоком и, следовательно, принимают участие в ГЦ.

Отметим, что все потоки вод внутри отдельных резервуаров и на их границах можно рассматривать как самостоятельные звенья ГЦ, т.е. процессы влагообмена для каждого звена ГЦ можно считать относительно независимыми друг от друга. В результате имеем четыре звена (ветви) ГЦ: океаническое, литосферное (материковое), криосферное и атмосферное, которые примем в качестве основных структурных единиц ГЦ. Характерной особенностью звеньев ГЦ является то, что, несмотря на относительную независимость, они в то же время довольно тесно связаны между собой, прежде всего через потоки испарения и осадков. Вследствие этого, имеет смысл рассматривать взаимодействующие звенья как единые гидрологические системы. Следовательно, имеем шесть таких систем, весьма неравноценных по своей значимости.

На рис. 2.2 приведена детализация системы «гидросфера–гидрологический цикл» с учетом наиболее важных природных вод и процессов влагообмена [56]. Первые из них помещены в прямоугольники, а вторые – в овалы. Очевидной является центральная роль системы «океан–атмосфера» в формировании глобального водного баланса не только вследствие огромного пространства, ею занимаемого, но и вследствие тех гидрологических процессов, которые в ней протекают. Атмосфера является единственным источником возобновления в природе пресных вод (испарение) и главным источником пополнения и регулятором перераспределения запасов вод (осадки) как между отдельными резервуарами, так и между различными частями одного и того же резервуара.

Атмосфера представляет собой единственную оболочку планеты, содержащую воду во всех трех агрегатных состояниях, из которых газообразное (водной пар) является главным и не содержится более ни в одной другой оболочке. В атмосфере постоянно происходят фазовые переходы, из которых важнейшим является процесс конденсации водяного пара, сопровождающийся выделением огромного количества тепла, которое, в свою очередь, играет весьма значительную роль для поддержания общей циркуляции.

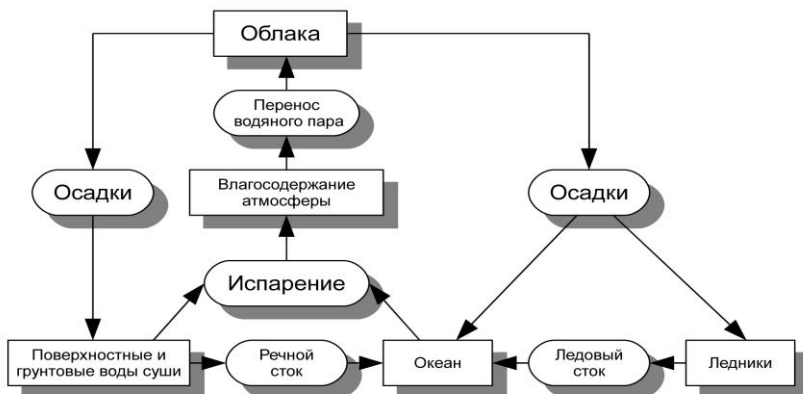


Рис. 2.2. Схема глобального водного баланса с учетом наиболее важных видов природных вод и процессов влагообмена [56]

Атмосфера является наиболее подвижным компонентом ГЦ. Так, характерная скорость горизонтального переноса атмосферной влаги на порядок больше скорости движения речных вод и на два порядка – типичной скорости океанских течений. В соответствии с этим период полного возобновления атмосферной влаги составляет примерно 8 суток, что значительно меньше, чем в других резервуарах (табл. 2.2). Для сравнения укажем, что период возобновления вод в МО составляет около 2500 лет, а в ледниковых покровах и зоне вечной мерзлоты он достигает 10 000 лет.

Таблица 2.2

**Периоды полного возобновления различных видов природных вод [17]**

Виды вод	Период возобновления
Мировой океан	2500 лет
Подземные воды	1400 лет
Почвенная влага	1 год
Ледниковые покровы	9700 лет
Горные ледники	1600 лет
Подземный лед зоны вечной мерзлоты	10 000 лет
Запасы воды в озерах	17 лет
Воды болот	5 лет
Вода в руслах рек	16 суток
Атмосферная влага	8 суток

Нельзя не отметить и огромной роли Мирового океана (МО) в поддержании ГЦ. Он является самым большим резервуаром природных вод, главной причиной существования круговорота влаги на земном шаре и основным поставщиком энергии для атмосферы (через испарение). Кроме того, океан вследствие превышения испарения над осадками предопределяет само формирование водных ресурсов (речного стока), существование биосферы на континентах, т.е., в конечном счете, существование человеческой цивилизации.

По современным представлениям общие запасы природных вод в течение длительного периода, измеряемого как минимум многими тысячелетиями, практически остаются неизменными, т.е. поступление воды из земных недр и космического пространства на поверхность Земли очень мало и почти компенсируется безвозвратной потерей воды вследствие рассеивания водяного пара в верхних слоях атмосферы в космос. Это означает, что гидросфера, объединяющая все четыре резервуара, является квазизамкнутой системой и, следовательно, с высокой степенью точности можно записать выражение:

$$V_O + V_C + V_L + V_A = \text{const}, \quad (2.1)$$

которое для изменений вод в гидросфере трансформируется следующим образом:

$$\Delta V_O + \Delta V_C + \Delta V_L + \Delta V_A = 0. \quad (2.2)$$

Здесь  $V_O$ ,  $V_C$ ,  $V_L$  и  $V_A$  – соответственно суммарные запасы воды в Мировом океане, криосфере, материках и атмосфере.

Несмотря на замкнутость системы, внутри неё между отдельными резервуарами постоянно происходит перераспределение вод, в результате чего запасы вод в каждом резервуаре меняются во времени. Эти колебания могут быть разного масштаба: короткопериодными, сезонными, многолетними, вековыми и многовековыми. Наиболее мощными являются сезонные и многовековые колебания. Перераспределение запасов вод происходит за счет процессов гидрологического цикла.

Математической моделью системы «гидросфера–гидрологический цикл» служит уравнение глобального водного баланса, которое выражает универсальный закон сохранения вещества и



в самом общем виде в алгебраической записи может быть представлено следующим образом:

$$\sum \Delta X_i = \sum X_{\text{пр},i} - \sum X_{\text{р},i}, \quad (2.3)$$

где  $\sum \Delta X_i$  – сумма аккумуляционных составляющих водного баланса, характеризующих изменения запасов вод во времени;  $\sum X_{\text{пр},i}$  – сумма приходных компонентов водного баланса, означающих увеличение объема вод;  $\sum X_{\text{р},i}$  – сумма расходных компонентов, характеризующих уменьшение объема вод. В этой формуле ее левая часть представляет гидросферу в целом или ее отдельные части, а правая часть – компоненты гидрологического цикла (круговорота воды в природе).

Для закрытой системы, какой является гидросфера, т.е. при условии постоянства вод в гидросфере,  $\sum \Delta X_i = 0$ . Отсюда следует равенство глобальных оценок осадков ( $P_{\text{гл}}$ ) и испарения ( $E_{\text{гл}}$ ), т.е.

$$P_{\text{гл}} = P_O + P_L + P_C = E_O + E_L + E_C = E_{\text{гл}}, \quad (2.4)$$

где все слагаемые могут быть выражены в единицах объема ( $\text{км}^3/\text{год}$ ) или толщины слоя ( $\text{мм}/\text{год}$ ). Для перевода их из одной системы единиц в другую достаточно умножить (разделить) на соответствующую площадь резервуара. Оценки компонентов вертикального влагообмена за многолетний период времени приводятся в табл. 2.3. Отметим, что за криосферу в ней приняты ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии. При этом испарение с поверхности ледников вследствие его малости считается равным нулю.

Таблица 2.3

**Глобальные оценки осадков и испарения для отдельных резервуаров и Земного шара в целом для средних многолетних условий [80]**

Поверхность	Площадь, млн км <sup>2</sup>	Осадки		Испарение	
		мм	км <sup>3</sup>	мм	км <sup>3</sup>
Земной шар	510	1130	577 000	1130	577 000
Мировой океан	361	1270	458 000	1400	505 000
Суша	132,82	872	115 760	542	72 000
Криосфера:					
Антарктида	14,0	177	2480	0	0
Гренландия	1,8	349	760	0	0

Если рассматривать водный баланс для отдельных резервуаров, то они представляют собой уже открытые системы и, следовательно, аккумуляционные составляющие могут обращаться в нуль лишь для среднего многолетнего периода и то не во всех случаях, а лишь для стационарных климатических условий. Кроме того, следует иметь в виду, что с уменьшением пространственных масштабов уравнение водного баланса обычно усложняется, причем иногда членам уравнения (2.3) не удастся придать даже количественные значения. Прежде всего, это касается суши, где наблюдается исключительное разнообразие природных ландшафтов.

Естественно, что гидросфера является важнейшей составной частью климатической системы, которая представляет совокупность взаимодействующих между собой и обменивающихся влагой, теплом, импульсом (количеством движения), газами и солями различных оболочек планеты: океана, атмосферы, литосферы, криосферы и биосферы. В результате имеем пять планетарных круговоротов (циклов): влаги, тепла, импульса, газов и солей, связанных друг с другом и образующих единую систему, полностью контролирующую «поведение» климатической системы. При этом именно гидрологический и энергетический циклы играют важнейшую роль в формировании климата, в значительной степени определяя спектр его изменений, начиная с мелкомасштабных и кончая ледниковыми эпохами. Но одновременно с этим их компоненты сами являются отражением колебаний климата и служат их индикатором. Очевидно, именно это обстоятельство определяет фундаментальное значение выявления генезиса крупномасштабной изменчивости колебаний вод гидросферы как важнейшей составной части климатической системы.

Резервуарная модель природной системы «гидросфера–гидрологический цикл» в упрощенном виде приводится на рис. 2.3. Стрелками на рис. 2.3 показаны потоки влаги между отдельными резервуарами, причем  $P$  – осадки,  $E$  – испарение,  $M$  – материковый сток в океан, представляющий сумму речных и подземных вод,  $I$  – айсберговый сток, а цифры означают их интенсивность в  $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$ .

Количественным отражением длительных изменений природной воды в пределах гидросферы под воздействием планетарного

круговорота воды является глобальный водный баланс. Он представляет собой систему уравнений, описывающих изменения воды во всех ее агрегатных формах в четырех (океан, криосфера, атмосфера, литосфера) резервуарах гидросферы за счет потоков воды (компонентов гидрологического цикла) на их границах.

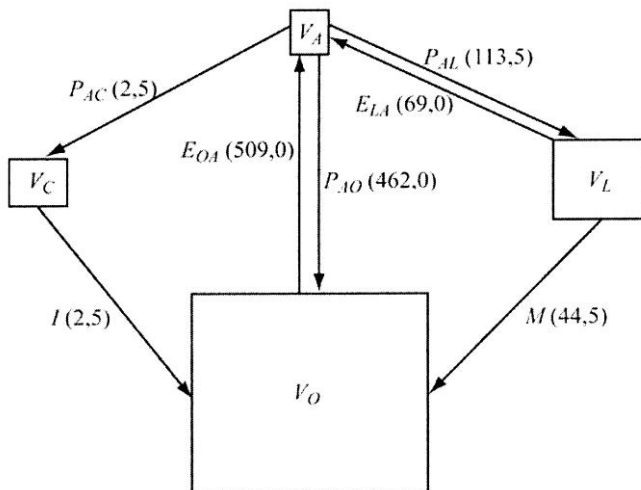


Рис. 2.3. Резервуарная модель глобального водного баланса.  
В скобках оценки потоков в  $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$  [28]

Исходя из рис. 2.3 и формулы (2.3), нетрудно составить систему из 4-х балансовых уравнений, которые будут полностью описывать изменения запасов воды в резервуарах и потоки вод между ними:

$$\begin{aligned}
 \Delta V_A &= E_{AO} + E_{AL} + E_{AC} - P_{AO} - P_{AL} - P_{AC}, \\
 \Delta V_O &= P_{OA} + M + I - E_{OA}, \\
 \Delta V_C &= P_{CA} - E_{CA} - I, \\
 \Delta V_L &= P_{LA} - E_{LA} - M,
 \end{aligned}
 \tag{2.5}$$

где нижние индексы означают направленность потоков между резервуарами. Отметим, что система уравнений (1.5), описывающих глобальный водный баланс, «не может рассматриваться частной проблемой океанологии, метеорологии или гидрологии, а представляет собой очень сложную геофизическую проблему» [95]. Поэтому именно геофизический подход, означающий совместный

анализ всех запасов и потоков природных вод внутри резервуаров и на их границах, является главным методологическим принципом изучения водного баланса всех масштабов: от глобального до локального.

Если сложить уравнения системы (2.5), то получим уравнение (2.2). Нетрудно видеть, что правая часть в первом уравнении системы (2.5) представляет разность глобальных оценок испарения и осадков, т.е.

$$\Delta V_A = E_{Gl} - P_{Gl}. \quad (2.6)$$

Так как запас влаги в атмосфере на несколько порядков меньше, чем в других резервуарах, и поскольку она является неинерционной средой, то изменениями влагосодержания в ней можно пренебречь. В результате приходим к уравнению (2.4). Исходя из этого, запишем:

$$\Delta V_O = -\Delta V_C - \Delta V_L. \quad (2.7)$$

В уравнении (2.7) величина  $\Delta V_O$  представляет изменения объема вод океана только за счет эвстатических факторов, т.е. составляющих водного баланса. Это означает, что величину  $\Delta V_O$  нельзя определить непосредственно по фактическим данным о морском уровне, которые включают в себя также и стериическую компоненту.

Принимая площадь Мирового океана ( $M_O$ ) в современных климатических условиях неизменной, перепишем уравнение (2.7) в виде:

$$\Delta h_{\text{э}} = A_M^{-1} \Delta V_O = A_M^{-1} (-\Delta V_C - \Delta V_L), \quad (2.8)$$

где  $\Delta h_{\text{э}}$  – изменения УМО за счет эвстатических факторов;  $A_M$  – площадь МО. Если принять, что  $A_M = 361$  млн км<sup>2</sup>, то при изменении УМО на 1 мм объем МО изменится на 361 км<sup>3</sup>. С другой стороны, изменчивость составляющих ГЦ также позволяет судить о колебаниях вод в отдельных резервуарах. Поскольку разность осадков и испарения над сушей и ледниковыми покровами для стационарных условий, т.е. постоянства запасов влаги в этих резервуарах, означают соответственно материковый (поверхностный и подземный) и ледниковый (твердый и жидкий) сток, то  $P_L - E_L = M$ ,  $P_C - E_C = I$ . Используя данные соотношения, формулу (2.4) перепишем как

$$E_O - P_O = M + I = Q_{\text{гл}}, \quad (2.9)$$

где  $Q_{\text{гл}}$  – глобальный горизонтальный приток к МО пресных вод, состоящий из суммы материкового и ледового стока.

Выражение (2.9) по существу представляет собой уравнение пресноводного баланса Мирового океана для стационарных условий, т.е. при отсутствии изменений объема вод океана. Например, стационарным был период 1880–1910 гг., когда тренд в УМО отсутствовал. Впрочем, даже для периодов роста УМО изменения объема вод МО малы по сравнению с изменениями испарения и осадков. Из уравнения (2.9) следует, что эффективное испарение ( $E_0 - P_0$ ) является *глобальным стокоформирующим фактором*.

Очевидно, эвстатические изменения УМО можно также выразить через нестационарное уравнение пресноводного баланса Мирового океана:

$$\Delta h_{\text{э}} = A_{\text{М}}^{-1}(P_{\text{М}} + M + I - E_{\text{М}}), \quad (2.10)$$

где  $\Delta h_{\text{э}}$  – внутригодовые приращения УМО за счет составляющих водного баланса.

Итак, из уравнений (2.8) и (2.10) следует, что эвстатическая изменчивость УМО есть отражение процессов перераспределения вод в гидросфере между отдельными оболочками Земли и, прежде всего, между водами литосферы и криосферы [59, 72]. Поэтому эвстатическая компонента УМО является своеобразным *интегральным индикатором* глобального водообмена.

## **2.2. Влагообмен в системе «океан–атмосфера»**

### **2.2.1. Климатологическое распределение составляющих влагообмена**

Как следует из уравнения пресноводного баланса вод океана (2.10), вертикальный влагообмен состоит из двух взаимно противоположных процессов: испарения с поверхности океана и осадков, выпадающих на его поверхность. Испарение можно считать началом круговорота воды в природе, по существу единственным источником возобновления пресной воды, основным поставщиком энергии (в скрытой форме) для атмосферы, реализация которой осуществляется при конденсации водяного пара обычно за многие сотни и даже тысячи километров от места испарения молекул вод и идет на поддержание процессов атмосферной циркуляции.

Хотя физические механизмы процесса испарения в основном хорошо известны [13, 14 и др.], тем не менее, проблема надежного его определения, а тем более изучения пространственно-временной структуры, остается открытой. Это связано как с недостаточно высокой точностью методов расчета испарения, предназначенных главным образом для умеренных скоростей ветра, так и (в большей степени) с отсутствием необходимой для его вычисления информации. Возможно, вследствие этого даже глобальные климатологические (средние за продолжительный период времени) оценки испарения с Мирового океана, полученные разными авторами, сильно различаются между собой (табл. 2.4). Как видно из табл. 2.4, минимальное испарение составляет 118 см/год, а максимальное – 149 см/год, т.е. разброс равен 31 см/год или 21 % от средней величины испарения.

Таблица 2.4

**Климатологические оценки компонентов вертикального влагообмена в системе «океан–атмосфера», полученных разными авторами (с 1970 г.), на основе обобщающих работ [28, 56, 167 и др.], см/год**

Оценка	Испарение	Осадки	Эффективное испарение
Минимальная	118	93	11
Средняя	137	118	14
Максимальная	149	131	18

На рис. 2.4 приводится меридиональное распределение среднеширотных климатологических значений испарения для Мирового океана, полученных разными авторами. Основная закономерность – максимум испарения, отмечающийся в тропической зоне (10–20°) каждого полушария, и быстрое его убывание по направлению к полярным широтам. Анализ определяющих факторов свидетельствует, что подобное распределение значений испарения обусловлено в основном меридиональным распределением перепада влажности в приводном слое и сравнительно мало зависит от скорости ветра, меридиональное распределение которой в значительной степени носит нерегулярный характер. Если же рассматривать межгодовую изменчивость глобального испарения, то в этом случае определяющую роль, по мнению L.Yu [250], уже играет скорость ветра.

Кроме того, из рис. 2.4 видно, что наибольший разброс в оценках испарения отмечается в высоких и низких широтах Се-

верного полушария. Но если в низких широтах относительная ошибка ( $E_{\max} - E_{\min}/E_{\text{ср}}$ ) невелика (25–35 %), то в высоких широтах она достигает 70–95 %. Несколько нелогичным кажется то, что минимальные расхождения наблюдаются на большей части акватории Южного полушария. Возможно, это связано, с одной стороны, с большей однородностью гидрометеорологических условий, а с другой – крайне скудным информационным обеспечением обширных акваторий Южного океана. В результате исследователи вынуждены использовать одни и те же архивы данных, что приводит к получению близких оценок испарения.

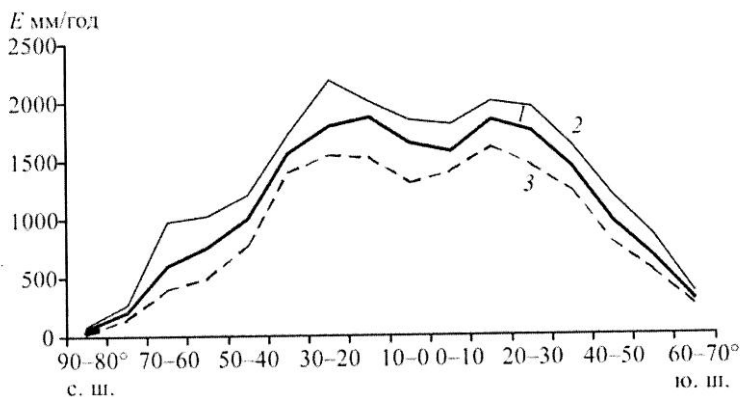


Рис. 2.4. Распределение среднеширотных значений испарения для Мирового океана, полученных разными авторами.

1 – средние значения, 2 – минимальные значения, 3 – максимальные значения

Несомненно, что количество выпавших над океаном осадков относится к числу наиболее трудно определяемых компонентов гидрологического цикла [56]. Связано это с огромными сложностями измерения осадков над морской поверхностью. Действительно, точность судовых измерений количества осадков невысока в силу целого ряда причин, к которым относятся:

- 1) инструментальные погрешности, обусловленные конструкцией прибора;
- 2) искажения ветрового потока, возникающие в результате ветрового сопротивления надводного борта и надстроек судна;
- 3) попадание в приемное отверстие прибора брызг морской воды, а также капель и брызг с судовых надстроек и мачт;

4) отклонение плоскости приемного отверстия от горизонтали из-за качки.

Возможное сочетание погрешностей, обусловленных указанными факторами, в реальных условиях весьма разнообразно и практически не поддается строгому количественному учету. Поэтому суммарная погрешность оценки количества выпавших осадков может меняться в широких пределах, а идентификация ее чрезвычайно затруднена. Кроме того, информацией об осадках, получаемой с береговых и островных станций, фактически нельзя пользоваться, поскольку количество выпавших здесь осадков очень сильно искажается вследствие орографического эффекта и бризовой циркуляции.

До последнего времени массовые расчеты осадков (в том числе климатологических карт) осуществлялись косвенными методами. Основой большинства косвенных методов служит соотношение  $P = I\tau$ , где  $I$  – средняя интенсивность выпадения осадков;  $\tau$  – продолжительность выпадения осадков, рассчитываемая обычно по их повторяемости. Значения интенсивности тем или иным способом экстраполируются на поверхность океана по данным, полученным на малых островах и побережьях континентов. Значения повторяемости либо также экстраполируются с островов и побережий, либо вычисляются по эмпирическим формулам, связывающим повторяемость с метеорологическими характеристиками. Именно таким образом были построены климатологические карты распределения осадков и выявлены их основные закономерности.

На рис. 2.5 представлено распределение среднеширотных значений осадков над Мировым океаном, полученных разными авторами. Нетрудно видеть, что максимальное количество их выпадает в экваториальных районах, находящихся под воздействием *внутритропической зоны конвергенции* (ВЗК), которая понимается как зона схождения пассатов Северного и Южного полушарий. В среднем ширина ВЗК составляет несколько градусов широты. В большинстве случаев она располагается в летнем полушарии, однако, над Атлантическим океаном и на востоке Тихого океана ВЗК остается в Северном полушарии весь год.



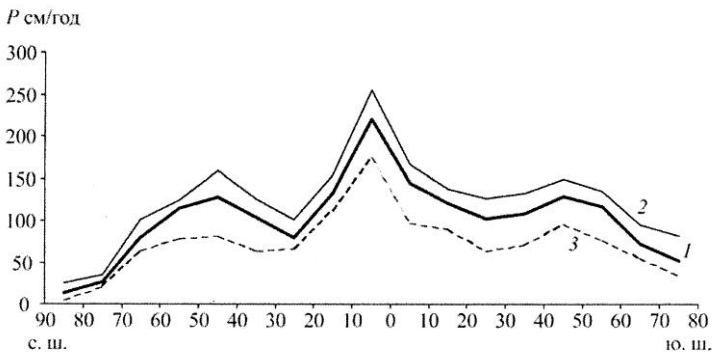


Рис. 2.5. Распределение среднеширотных значений осадков над Мировым океаном, полученных разными авторами.

1 – средние значения, 2 – минимальные значения, 3 – максимальные значения

Наиболее отчетливо закономерности меридионального распределения осадков проявляются в Северном полушарии: максимум – в экваториальной зоне, резкое уменьшение к тропикам (30–20° с.ш.), обусловленное поясом высокого атмосферного давления, затем увеличение количества осадков в умеренных широтах и, наконец, понижение в полярных районах. В Южном полушарии наблюдается значительно более сглаженный меридиональный ход осадков. Как и следовало ожидать, в большинстве широтных зон отмечается значительный разброс в оценках осадков. Особенно велик он на экваторе и в умеренных широтах Северного полушария. Именно поэтому расхождение между максимальным (131 см/год) и минимальным (93 см/год) количеством осадков над Мировым океаном достигает 38 см/год или 32 % от средней величины (табл. 2.4).

Разность между испарением и количеством выпавших осадков, т.е. эффективное испарение ( $E-P$ ) в открытых районах океана представляет собой результирующий вертикальный поток массы через его поверхность, который влияет на уровень как прямо, так и опосредованно. При  $P > E$  морской уровень повышается, при  $E > P$  – понижается. Кроме того, этот поток влияет на формирование полей температуры и солености поверхностного слоя воды и, следовательно, на формирование поля плотности. При уменьшении плотности уровень повышается, при увеличении – понижается.

Существует несколько способов определения эффективного испарения. Прежде всего, это традиционный метод, основанный на построении карт испарения и количества осадков с последующим определением их разности. Естественно, что в данном случае эффективное испарение для многих районов океана представляет разность больших величин и, следовательно, вполне может оказаться сравнимым с погрешностью измерения испарения и особенно количества осадков. Так как в каждом конкретном случае знаки этих погрешностей неизвестны, то значения эффективного испарения могут оказаться достаточно точными, если погрешности будут иметь разные знаки и примерно одинаковые значения, либо даже могут противоречить здравому смыслу при больших погрешностях одного знака.

Общее представление о характере формирования положительных и отрицательных зон эффективного испарения дает рис. 2.6, на котором приводится меридиональное распределение осадков и испарения над Мировым океаном по данным [56].

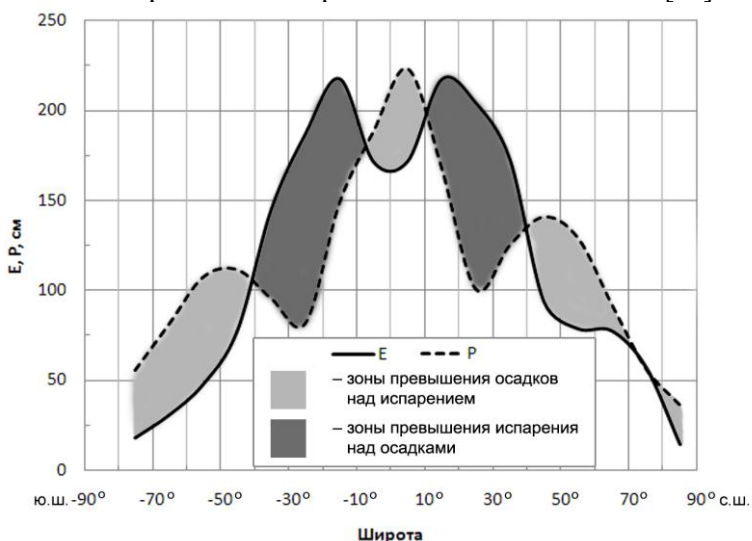


Рис. 2.6. Меридиональное распределение осадков и испарения над Мировым океаном по данным [56]

Нетрудно видеть, что в субтропических и тропических широтах обоих полушарий в пределах с 40° по 10° с.ш. и с 10° по

40° ю.ш. испарение существенно превышает осадки, при этом особенно значительно в Южном полушарии. В приэкваториальной зоне, а также в умеренных и высоких широтах обоих полушарий выпавших осадков значительно больше по сравнению с испарившейся водой. В районах, где  $E > P$ , происходит повышение плотности морской воды и усиление конвекции, способствующих формированию термохалинной циркуляции и трансформации водных масс.

Отметим, что для отдельных частей Мирового океана различия между оценками испарения и осадков могут достигать 1500–2000 мм и более. Максимальные отрицательные значения эффективного испарения, как и следовало ожидать, встречаются в экваториальных широтах и обусловлены деятельностью ВЗК. При этом абсолютный максимум превышения осадков над испарением наблюдается в западной части экваториальной зоны Тихого океана и составляет 2400 мм/год [101]. Это означает, что морской уровень здесь ежегодно повышался бы на 2,4 м, если бы не было притока воды из других районов.

Наибольшие положительные значения эффективного испарения отмечаются в тропических широтах, где располагаются пояса высокого давления. Абсолютный максимум эффективного испарения, превышающий 2000 мм/год, наблюдается сразу в трех районах: над Гольфстримом южнее м. Хаттерас, в северо-западной части Аравийского моря, где в силу особенностей общей циркуляции атмосферы количество выпадающих осадков минимально, а испарение, напротив, велико, и в тропической зоне Южного полушария между Америкой и Африкой [101].

Другой способ нахождения оценок эффективного испарения основан на уравнении водного баланса атмосферы (ВБА), которое при достаточно больших масштабах пространственно-временного усреднения [56] может быть представлено следующим образом:

$$\partial W/\partial t + \operatorname{div}\mathbf{F} = E - P, \quad (2.11)$$

где  $\mathbf{F}$  – вертикально-интегрированный полный горизонтальный поток водяного пара, зональную ( $F_x$ ) и меридиональную ( $F_y$ ) компоненты которого в изобарической системе можно записать как

$$F_x = \frac{1}{g} \int_{p_k}^{p_0} q u d p, \quad F_y = \frac{1}{g} \int_{p_k}^{p_0} q v d p, \quad (2.12)$$

где  $p_0$  и  $p_k$  – давление у подстилающей поверхности и на верхней границе тропосферы;  $u$  и  $v$  – зональная и меридиональная компоненты скорости ветра. Отличительной особенностью уравнения ВБА служит то, что его левая и правая части определяются с использованием принципиально различных систем наблюдений. Левая часть (атмосферные компоненты) рассчитываются по данным аэрологического зондирования атмосферы, в то время как правая часть (гидрологические компоненты) может быть определена по наблюдениям у подстилающей поверхности.

Из атмосферных компонентов наибольший вклад в уравнение ВБА дает величина  $\text{div}\mathbf{F}$  и одновременно она же вызывает наибольшие трудности в расчетах. Точность вычисления  $\text{div}\mathbf{F}$  зависит от следующих факторов: инструментальных погрешностей скорости ветра и влажности воздуха, метода численной реализации  $\text{div}\mathbf{F}$ , систематических погрешностей, возникающих при аппроксимации суточного потока влаги срочными (мгновенными) наблюдениями и др. В свою очередь, эти погрешности зависят от многих других, в том числе от количества и репрезентативности аэрологических станций, однородности систем наблюдений, от числа сроков зондирования, рельефа местности и т.д. В общем, погрешность вычисления  $\text{div}\mathbf{F}$  за счет суммарного действия всех видов ошибок уменьшается с увеличением площади  $A$  и периода осреднения  $\tau$ . Однако мнения разных исследователей о минимальных значениях  $A$  и  $\tau$ , обеспечивающих «достаточную» точность вычисления  $\text{div}\mathbf{F}$ , существенно расходятся. В работе [98] было показано, что при достаточно плотной сети аэрологических станций уравнение ВБА наиболее точно выполняется для площадей более  $10^6 \text{ км}^2$  и периода осреднения, превышающего несколько суток, т.е. фильтрующего синоптическую изменчивость.

Итак, по аэрологическим данным нетрудно рассчитать левую часть уравнения (2.19) и, следовательно, оценить эффективное испарение. Однако с учетом того, что аэрологические станции имеются лишь на немногих островах и побережьях континентов, точность таких оценок эффективного испарения, за исключением спе-

циально спланированных натуральных экспериментов, вряд ли может быть высокой.

Наконец, еще один способ определения эффективного испарения заключается в развитии расчетных методов, основанных на различных физических представлениях о формировании вертикального потока пресных вод через поверхность океана. Так, исходя из анализа взаимосвязи испарения, осадков и солености, можно записать следующее выражение [64]:

$$[S_0 - S_{gl}] = \beta[E - P], \quad (2.13)$$

где  $S_0$  – соленость поверхностного слоя;  $S_{gl}$  – среднее глобальное значение солености,  $\beta = f(A_{oi}/A_i)$ ;  $A_{oi}$  – площадь океана внутри широтной зоны;  $A_i$  – площадь широтной зоны, а квадратные скобки означают осреднение вдоль круга широты. Зависимость  $\beta$  от балла океанов  $\alpha = A_{oi}/A_i$  может быть представлена эмпирической формулой [64]:

$$\beta = \begin{cases} 0,0161 - 0,0392\alpha + 0,0243\alpha^2, & \text{где } f = 0 - 70^\circ \text{ с.ш.} \\ 0,0016 & \text{где } f = 0 - 70^\circ \text{ ю.ш.} \end{cases} \quad (2.14)$$

т.е. Южное полушарие не оказывает фактически никакого влияния на характер взаимосвязи процессов испарения, выпадения осадков и формирования солености.

Отметим, что на важное значение изменений солености поверхностного слоя океана как индикатора эффективного испарения указывается в работе [213].

На рис. 2.7 приводятся среднеширотные значения эффективного испарения для Мирового океана, полученные разными авторами. В низких широтах, исключая экваториальную зону Северного полушария, испарение существенно превышает количество осадков. Максимум превышения испарения над осадками отмечается в тропиках (30–20° с.ш.). В умеренных и высоких широтах уже осадки преобладают над испарением, причем максимальное отрицательное значение эффективного испарения наблюдается вблизи берегов Антарктиды (60–50° ю.ш.). Наибольший разброс в его оценках отмечается на большей части Северного полушария, причем как при  $[P] > [E]$ , так и при  $[E] > [P]$ , где квадратные скоб-

ки означают зональное осреднение. Относительная погрешность климатологической оценки эффективного испарения составляет 50 % (табл. 2.4), а разброс в оценках испарения и осадков (31 и 38 см/год) в несколько раз превышает среднюю оценку эффективного испарения.

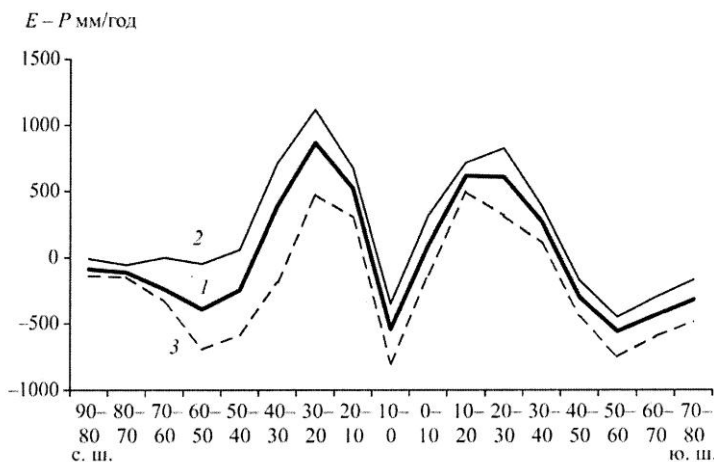


Рис. 2.7. Распределение среднеширотных значений эффективного испарения над Мировым океаном, полученных разными авторами.  
1 – средние значения, 2 – минимальные значения, 3 – максимальные значения

Итак, расхождения в оценках компонентов вертикального влагообмена, полученные разными авторами, очень велики. Естественно, возникает вопрос оценки их точности. Из многочисленных публикаций известно, что расхождения в оценках глобального притока пресных вод к океанам ( $Q_{\text{гл}}$ ) малы. Это свидетельствует, с одной стороны, о сравнительно высокой точности его определения, а с другой – о малой временной изменчивости.

Отсюда следует, что величина  $Q_{\text{гл}}$  в уравнении (2.8) может служить критерием точности расчета глобальных оценок эффективного испарения для стационарных условий. Кроме того, можно ввести дополнительные физические критерии, точность которых известна, для контроля глобальных оценок испарения и осадков. С этой целью уравнение теплового баланса для МО при средне-многолетнем осреднении можно записать в виде

$$R_M = LE_M(1 + B_{oM}), \quad (2.15)$$

где  $R_M$  – радиационный баланс на поверхности океана;  $Bo_M$  – отношение Боуэна ( $Bo_M = H_M/LE_M$ );  $H_M$  – турбулентный обмен океана с атмосферой;  $LE_M$  – затраты тепла на испарение, а индекс «М» означает осреднение по акватории Мирового океана. С наиболее высокой точностью в данном уравнении определяется величина  $R_M$ .

Поскольку  $H_M$  на порядок меньше  $R_M$ , то даже заметные ошибки в значениях  $Bo_M$  не могут заметно сказаться на точности  $LE_M$ . Примем для всей акватории Мирового океана  $Bo_M = 0,11$  и  $R_M = 119–126$  Вт/м<sup>2</sup> [56, 100]. Тогда из уравнения (2.15) следует, что среднее глобальное испарение должно составлять 139–146 см/год. Из табл. 2.4 видно, что средняя оценка испарения находится чуть ниже этого диапазона.

Исходя из уравнений (2.8) и (2.15), нетрудно получить следующее соотношение:

$$R_M/L - (1 + Bo_M)Q_{гл} = (1 + Bo_M)P_M, \quad (2.16)$$

которое можно интерпретировать как уравнение взаимосвязи пресноводного и теплового балансов. Совершенно очевидно, что все параметры в данном уравнении определяются значительно более точно, чем осадки. Поэтому выражение (2.16) может служить для контроля глобального количества осадков над Мировым океаном. Принимая указанные выше оценки для  $R_M$  и  $Bo_M$ , а  $Q_{гл} = 13$  см/год, получим, что величина  $P_M$  должна составлять 127–132 см/год.

Значительно сложнее проконтролировать точность испарения, осадков и эффективного испарения для масштабов, меньших глобального. Тем не менее, это принципиально возможно. Представим уравнение водного баланса атмосферы для каждого из полушарий следующим образом [56]:

$$L| [F_y]_{\varphi=0} = Q_h - \int [E - P] dA_M, \quad (2.17)$$

где  $L$  – длина экватора;  $F_y$  – интегрированный по вертикали перенос атмосферной влаги через экватор;  $Q_h$  – приток пресных вод в пределах полушария;  $A_M$  – площадь океана в пределах полушария, а квадратные скобки означают осреднение вдоль круга широты. В этом уравнении пресный сток и перенос влаги через экватор определяются значительно точнее, чем эффективное испарение.

Исходя из аэрологических данных, примем, что перенос влаги через экватор происходит в Северное полушарие и составляет  $2,6 \times 10^{11}$  г/с или  $8,2 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год [56], а сток в пределах Северного и Южного полушарий равен соответственно  $26,8 \times 10^3$  и  $19 \times 10^3$  км<sup>3</sup> [80]. Потоком речных вод через экватор можно пренебречь, поскольку он, по меньшей мере, на два порядка меньше стока пресных вод в пределах каждого из полушарий. Из уравнения (2.17) следует, что эффективное испарение в Северном полушарии должно составлять  $18,6 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год или 12 см/год, а в Южном –  $27,2 \times 10^3$  км<sup>3</sup>/год или 13,2 см/год.

Для контроля полушарных оценок испарения можно опять воспользоваться уравнением (2.15), которое приближенно выполняется в масштабах каждого из полушарий. Это связано с тем, что результирующий перенос тепла течениями через экватор оказывается малым по сравнению с другими компонентами уравнения теплового баланса. Из экспериментальных исследований следует, что отношение Боуэна для обоих полушарий практически одинаково. Тогда:

$$R_N/R_S = E_N/E_S = k, \quad (2.18)$$

где индексы «N» и «S» относятся к Северному и Южному полушариям. По экспериментальным оценкам радиационного баланса [100] величина  $k = 1,04$ . Обратимся теперь к уравнению (2.16) и, принимая во внимание, что  $Q_N \ll R_N/L$ ,  $Q_S \ll R_S/L$ , получим:

$$R_N/R_S \approx P_N/P_S \approx k. \quad (2.19)$$

Итак, зная радиационный баланс поверхности океана, который достаточно надежно определяется по спутниковым данным, можно контролировать одновременно испарение и осадки. Более подробно методика корректировки компонентов влагообмена дается в работе [62].

Таким образом, система уравнений (2.8), (2.15) и (2.16) может служить для контроля компонентов вертикального влагообмена всего Мирового океана, а соотношения (2.17)–(2.19) – для их контроля в пределах полушарий. В табл. 2.5 приводятся откорректированные оценки компонентов влагообмена как для всего Мирового океана, так и для отдельных океанов. Если не принимать во внимание в силу специфических условий СЛЮ, то максимальные



значения испарения и осадков отмечаются в Тихом, а минимальные – в Атлантическом океанах. По-иному обстоит дело с распределением эффективного испарения, которое в Атлантическом океане составляет более половины его глобальной величины. Действительно, из-за особенностей географического положения этот океан является источником водяного пара для других океанов: даже в Тихий океан из него через Карибское море выносятся значительно больше влаги, чем вносится в районе пр. Дрейка. Если учесть также, что приток пресных вод в Атлантический океан составляет около половины глобального стока [80], то не вызывает сомнения, что именно Атлантический океан играет важнейшую роль в формировании глобального гидрологического цикла. «Идеальные» глобальные оценки испарения, осадков и их разность для Мирового океана равны 141, 128 и 13 см/год.

Таблица 2.5

**Оценки компонентов вертикального влагообмена отдельных океанов и Мирового океана в целом, см/год [62]**

Океан	Испарение		Осадки		Эффективное испарение	
	см/год	$\times 10^3$ , км <sup>3</sup> /год	см/год	$\times 10^3$ , км <sup>3</sup> /год	см/год	$\times 10^3$ , км <sup>3</sup> /год
Тихий	150	268	144	257	6	11
Атлантический	140	128	109	100	31	28
Индийский	144	110	132	100	12	10
Северный Ледовитый	22	3	36	5	-14	-2
Северное полушарие	145	224	133	204	12	20
Южное полушарие	139	285	126	258	13	27
Мировой	141	509	128	462	13	47

### **2.2.2. Межгодовая изменчивость характеристик влагообмена над Мировым океаном**

В течение почти всего прошлого столетия проблема изучения межгодовой изменчивости испарения и осадков над Мировым океаном казалась невыполнимой. Это было связано, как уже упоминалось выше, с отсутствием необходимой для выполнения расчетов исходной информации. Однако гигантский прогресс в дистанционном зондировании атмосферы и поверхности океана со спут-

ников и интенсивная разработка глобальных архивов гидрометеорологической информации сделали свое дело, и в настоящее время многие исследователи плодотворно работают в данном направлении [72, 112, 119, 176, 225, 245, 250, 251].

В частности, для оценки межгодовых колебаний испарения и осадков в работе [193] использован глобальный гидрометеорологический архив CDAS (Climate Data Assimilation System), являющийся частью системы так называемого «ретроспективного» анализа» (реанализ) NOAA NCEP/NCAR Reanalysis [174] и находящийся в свободном доступе в Интернете. В нем приводятся среднемесячные данные по осадкам и испарению, заданные в узлах первичной широтно-долготной сетки  $1,875 \times 1,875^\circ$  с 1949 г. и оперативно пополняемые с очень небольшим запаздыванием во времени.

Архив CDAS использован также в работах [76, 238] для оценки межгодовой изменчивости испарения и осадков над Северной Атлантикой. Так, в работе [76] приводятся результаты расчета тренда осредненных по акватории Северной Атлантики в широтной зоне от  $25$  до  $70^\circ$  с.ш. значений компонентов влагообмена с 1949 по 2001 г., а в работе [238] – оценки межгодовых колебаний испарения и осадков за период 1958–1997 гг.

Принципиальный недостаток архива CDAS заключается в том, что значения испарения и осадков по существу являются модельными полями, полученными в результате численного моделирования системы «океан–атмосфера», которые лишь корректируются данными наблюдений. Вследствие этого, безусловно, в рядах испарения и осадков возможно наличие систематических погрешностей, которые очень трудно выявить, но еще труднее исключить.

Другая опасность в использовании данных реанализа состоит в неоднородности статистических рядов. Это связано как с технологическими особенностями самой системы CDAS, так и с ассимиляцией новых систем натуральных данных, в частности, спутниковых наблюдений. Естественно, что при использовании таких архивов необходимо очень осторожно относиться к полученным результатам и тем более к их интерпретации. Так, первичный статистический анализ временных рядов осадков и испарения над Северной Атлантикой с использованием критериев Стьюдента, Фи-

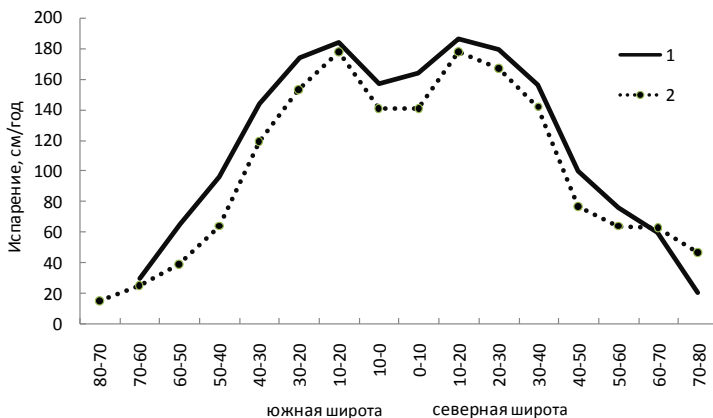
шера и Уилкоксона [72] показал, что относительно однородными данные ряды можно считать, начиная с 1980 г. Поэтому основным был принят период 1980–2005 гг., характеризующийся особенно резким потеплением глобального климата.

Среднемесячные данные по осадкам и испарению выбирались в узлах первичной сетки в пределах  $70^\circ$  с.ш. –  $70^\circ$  ю.ш. над всеми океанами, исключая Северный Ледовитый океан, за период 1980–2005 гг. Общее количество узлов составило 15 965. Так как некоторые из них попали на острова и побережье суши, то в результате определения четких границ океанов и выделения островов число узлов сократилось до 11 770. Как было показано В.Н. Степановым [99], оптимальным масштабом пространственного осреднения при изучении крупномасштабной изменчивости гидрологических процессов в океане является географическая сетка  $5 \times 5^\circ$ . Поэтому было осуществлено осреднение исходных данных в центры пятиградусных трапеций, что позволило сократить число узлов до 1305. Именно поля испарения, осадков и их разности  $E_{\text{эф}}$  в пятиградусных трапециях акватории МО послужили основой для выполнения всех последующих расчетов.

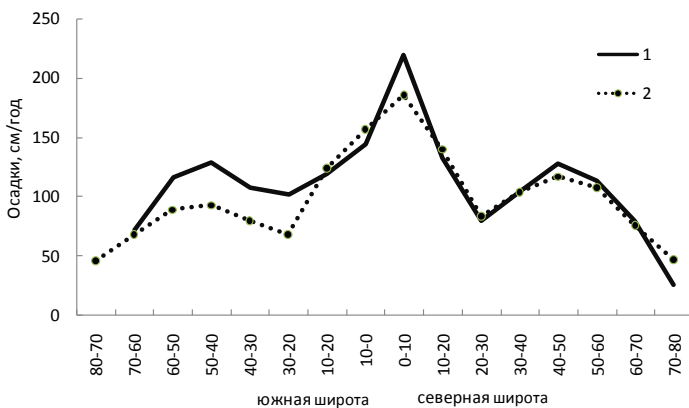
Очевидно, прежде всего, представляет интерес оценка точности компонентов вертикального влагообмена. Поэтому на первом этапе выполнен расчет зонально-осредненных годовых значений испарения, осадков и их разности для каждого из океанов и Мирового океана в целом для 10-градусных широтных зон за рассматриваемый период времени. Затем рассчитывались глобальные оценки испарения, осадков и их разности. На рис. 2.8 приводится сопоставление климатических оценок испарения и осадков [56] с их значениями, вычисленными на основе архива CDAS для 10-градусных широтных зон.

Как видно из рис. 2.8, рассчитанное по архиву CDAS испарение практически во всех широтных зонах занижено относительно климатических значений на 10–30 %. Что касается осадков, то в Северном полушарии, исключая экваториальную зону, отмечается очень хорошее соответствие. И только на большей части южного и в экваториальной зоне Северного полушария осадки из архива CDAS существенно занижены по сравнению с их климатическими оценками. Естественно, глобальные значения испарения и осадков

над МО также оказываются заниженными (соответственно 120 и 109 см/год). Но поскольку это занижение почти одинаково, то величина эффективного испарения (11 см/год) мало отличается от ее «идеальной» оценки. Для средних полушарных значений испарения и осадков имеем  $E_N/E_S = 1,18$  и  $P_N/P_S = 1,29$ . Это также подтверждает, что составляющие влагообмена по данным CDAS, особенно осадки, в Южном полушарии существенно занижены.



*a*



*б*

Рис. 2.8. Сопоставление климатических зонально-средненных оценок испарения (*a*) и осадков (*б*) [56] с их аналогичными оценками, полученными за 1980–2005 гг. на основе архива CDAS: 1 – климатические оценки испарения и осадков, 2 – оценки испарения и осадков на основе архива CDAS

Систематические ошибки в значениях компонентов влагообмена для всего МО и отдельных океанов могут быть устранены в результате несложной корректировки путем введения соответствующих поправок в их среднемноголетние за период 1980–2005 гг. значения, результаты которой приводятся в табл. 2.6. Нетрудно видеть, что испарение и осадки над Тихим океаном практически соответствуют их идеальным оценкам в табл. 2.5. Наибольшие изменения отмечаются для Атлантического океана, где испарение и осадки оказались меньше на 5 и 4 см/год соответственно. Затем вводились поправки в ряды первоначальных годовых значений компонентов влагообмена, выраженных в единицах слоя, т.е. в см/год. Весьма важно, что выполненная таким образом корректировка в рядах испарения и осадков практически никак не повлияла на последующие статистические расчеты (оценки трендов, корреляцию и др.).

Таблица 2.6

**Откорректированные среднемноголетние (1980–2005 гг.) значения компонентов влагообмена для Атлантического, Тихого, Индийского океанов и Мирового океана в целом**

Океан	Испарение		Осадки		Эффективное испарение	
	см/год	$\times 10^3$ , км <sup>3</sup> /год	см/год	$\times 10^3$ , км <sup>3</sup> /год	см/год	$\times 10^3$ , км <sup>3</sup> /год
Атлантический	135	123	105	96	30	27
Индийский	149	114	134	101	15	13
Тихий	150	268	145	259	5	9
Северный Ледовитый [62]	22	3	36	5	–14	–2
Мировой	141	508	128	461	13	47

Межгодовой ход откорректированных значений испарения и осадков для отдельных океанов представлен на рис. 2.9. Нетрудно видеть, что для всех рядов наиболее важной закономерностью является наличие хорошо выраженного линейного тренда, числовые характеристики которого приведены в табл. 2.7. Из табл. 2.7 следует, что с увеличением площади вклад тренда в изменчивость рассматриваемых характеристик возрастает. Но если коэффициент детерминации для испарения и осадков почти одинаков, то величина тренда уже существенно различна. Самый высокий тренд, причем как в осадках, так и в испарении, отмечается над Индийским океаном.

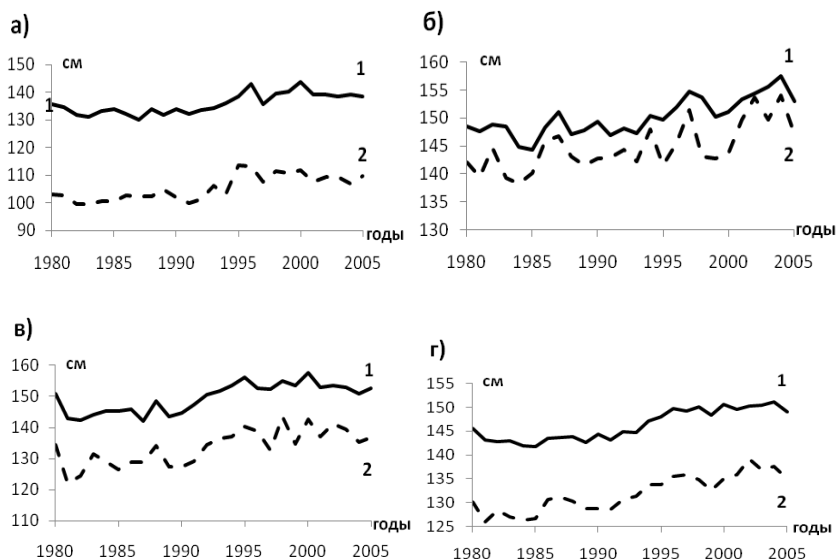


Рис. 2.9. Межгодовой ход испарения (1) и осадков (2) для отдельных океанов за период 1980–2006 гг. в см/год. *а* – Атлантический океан; *б* – Тихий океан; *в* – Индийский океан; *г* – Мировой океан

Таблица 2.7

**Характеристики линейного тренда в межгодовых колебаниях испарения и осадков над отдельными океанами и Мировым океаном в целом за период 1980–2005 гг. [72]**

Океан	Площадь, $10^6 \text{ км}^2$	Испарение		Осадки		Эффективное испарение	
		$R^2$	$Tr$ , мм/год	$R^2$	$Tr$ , мм/год	$R^2$	$Tr$ , мм/год
Атлантический	42	0,56	3,5	0,58	4,4	0,11	-0,9
Индийский	75	0,58	4,5	0,55	5,3	0,10	-0,9
Тихий	180	0,63	3,3	0,47	3,7	0,03	-0,4
Мировой	362	0,78	3,6	0,79	4,2	0,16	-0,6

Что касается Мирового океана, то величина тренда для осадков составляет  $Tr = 4,2$  мм/год, а для испарения –  $Tr = 3,6$  мм/год (см. табл. 2.7). Очевидно, что главной причиной их формирования является достаточно интенсивное потепление климата в рассматриваемый период времени которое характеризуется трендом в глобальной температуре воздуха равным  $Tr = 0,18$  °C/10 лет. Дей-

ствительно, корреляция глобальной температуры воздуха с рядами испарения и осадков для МО, составляющая соответственно  $r_{E,T} = 0,82$  и  $r_{P,T} = 0,80$ , подтверждает это.

Поскольку количество выпавших осадков над МО растет быстрее испарения, то тренд в эффективном испарении оказывается отрицательным (рис. 2.10). Наибольшая величина его отмечается для Атлантического и Индийского океанов. Для Тихого океана тренд незначим по критерию Стьюдента. Величина тренда в межгодовом ходе эффективного испарения для МО в целом составляет  $Tr = -0,6$  мм/год. Итак, уменьшению эффективного испарения на 0,6 мм/год соответствует увеличение УМО на 0,6 мм/год или на  $217 \text{ км}^3/\text{год}$ .

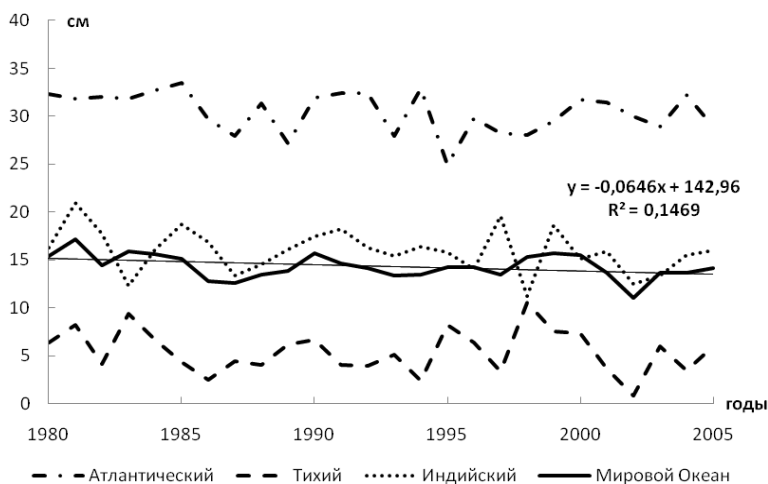


Рис. 2.10. Межгодовой ход эффективного испарения над отдельными океанами за период 1980–2006 гг. в см/год [72]

Естественно, наличие тренда во всех рядах существенно увеличивает степень временной связности рядов испарения и осадков. Так, корреляция между этими компонентами для МО составляет  $r_{E,P} = 0,94$ , а после исключения трендов  $r_{E,P} = 0,74$ . Примерно также обстоит дело с корреляцией между испарением и осадками для отдельных океанов. Максимальная корреляция после исключения трендовой компоненты отмечается для Индийского океана, а ми-

нимальная – для Тихого океана (табл. 2.8). Испарение над МО наиболее тесно связано с испарением над Атлантическим океаном, а осадки над МО – с осадками над Тихим океаном. Наиболее обособленно во времени изменяются компоненты влагообмена над Тихим океаном. Очевидно, это обусловлено размерами океана, вследствие чего даже крупномасштабные гидрометеорологические процессы над ним имеют значительно большую степень самостоятельности, чем над другими океанами.

Таблица 2.8

**Распределение коэффициентов корреляции между испарением и осадками для отдельных океанов после исключения в рядах трендовой компоненты [72]**

Океан	Характеристика	Испарение над океаном			Осадки над океаном		
		Атлантический	Индийский	Тихий	Атлантический	Индийский	Тихий
Атлантический	Испарение	1	0,44	0,09	0,69	0,26	-0,23
	Осадки	0,69	0,36	-0,28	1	0,34	-0,28
Индийский	Испарение	0,44	1	-0,39	0,36	0,80	-0,33
	Осадки	0,26	0,80	-0,22	0,34	1	-0,22
Тихий	Испарение	0,09	-0,39	1	0,09	-0,14	0,63
	Осадки	-0,23	-0,33	0,63	-0,28	-0,22	1
Мировой	Испарение	0,75	0,37	0,62	0,63	0,38	0,21
	Осадки	0,30	0,29	0,57	0,47	0,47	0,60

Межгодовая изменчивость испарения и осадков над отдельными океанами и МО в целом примерно одинакова и невелика, коэффициент вариации составляет  $C = 0,2-0,4$ . Существенно более высокой оказывается изменчивость  $E_{эф}$ , так как его средние значения существенно меньше средних значений  $E$  и  $P$ . Наибольший коэффициент вариации отмечается для Тихого океана ( $C = 0,42$ ). Для МО в целом  $C = 0,10$ . Заметим, что он значительно больше коэффициента вариации притока пресных вод к МО, который, по данным [244], равен  $C = 0,02$ .

Зарубежными исследователями также использовались различные глобальные архивы гидрометеорологических данных для изучения межгодовой изменчивости испарения над Мировым океаном. В работе [214] приводится обобщающий график межгодового



хода испарения за период 1958–2005 гг., рассчитанного на основе разных архивов (рис. 2.11). Нетрудно видеть, что отмечается согласованный ход всех временных рядов, для которых абсолютный минимум испарения наблюдался в конце 1970-х годов, затем происходит сравнительно быстрый рост испарения. Это в общем согласуется с межгодовым ходом глобальной температуры воздуха и поверхности океана. По мнению [250], положительный тренд в испарении обусловлен усилением глобальной атмосферной циркуляции, проявлением которой является приводный ветер. На наш взгляд, данный вопрос требует дальнейшего изучения. Возможно, рост испарения может быть в определенной степени связан с ростом вертикального градиента влажности в приводном слое над океаном.

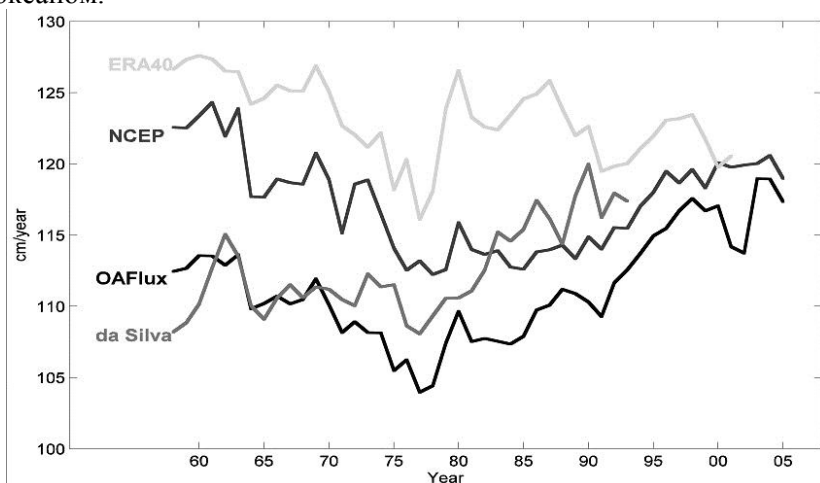


Рис. 2.11. Межгодовой ход испарения над Мировым океаном за период 1958–2005 гг. по данным различных архивов гидрометеорологических данных [214], см/год

Естественно, возникает вопрос надежности полученных оценок испарения на рис. 2.10 и степень их соответствия с представленными выше результатами. С этой целью были рассчитаны средние значения испарения за 1958–1979 и 1980–2005 гг., а также оценки трендов (табл. 2.9). Для сравнения в этой же таблице приводятся соответствующие оценки испарения (без корректировки), полученные в РГГМУ. Из табл. 2.9 видно, что наименьшие оценки испарения свойственны OAFflux, а максимальные – ERA40, причем

расхождения между ними относительно невелики. Однако принципиально важно, что все они имеют систематическое занижение 20–30 см. Поэтому выяснение причин систематического занижения глобальных оценок испарения представляет собой весьма актуальную задачу.

Таблица 2.9

**Статистические характеристики глобальных оценок испарения с поверхности Мирового океана по данным разных источников [53]**

Источник данных	1958–1979 гг.			1980–2005 гг.		
	Среднее значение, см	Характеристика тренда		Среднее значение, см	Характеристика тренда	
		$R^2$	$Tr$ , см/год		$R^2$	$Tr$ , см/год
OAFflux	110	0,82	–0,41	113	0,85	0,46
da Silva	111	0,03	–0,05	116*	0,69*	0,53
NCEP	118	0,80	–0,53	116	0,80	0,32
ERA40	124	0,69	–0,42	123**	0,32**	–0,17
PIGMY	–	–	–	116 (120)	0,78	0,37

Примечания: \* – среднее и тренд за 1980–1993 гг., \*\* – среднее и тренд за 1980–2001 гг.

Наиболее вероятной причиной такого занижения, очевидно, является весьма низкий уровень современных знаний о процессах взаимодействия океана и атмосферы при штормовых ветрах, т.е. более 14–15 м/с. В этих условиях происходит обрушение ветровых волн и в приводном слое формируется брызговое облако и пена, вследствие чего испарение резко возрастает. Есть основания полагать, что вклад штормов в суммарный влагообмен [13, 83] может быть решающим.

В современных массовых расчетах испарения в основном используются те или иные модификации аэродинамического метода (балк-метода), несомненным достоинством которого является то, что он требует минимум исходной информации, т.е. данных о средней скорости ветра, температуры и влажности на стандартной высоте 10 м и температуры поверхности океана. Однако при осреднении во времени штормовые эффекты сглаживаются и слабо отражаются уже в среднемесячных значениях ветра. Интерполяция в пространстве также приводит к сглаживанию оценок скорости ветра. Кроме того, в численных расчетах используется экстраполяция законов сопротивления, полученных при умеренных

скоростях ветра, на условия сильных и ураганных ветров. В результате происходит существенная недооценка интенсивности потоков количества движения, тепла и влаги. Поэтому реальный прогресс в данном направлении может быть достигнут только путем построения физически обоснованных параметризаций законов сопротивления, учитывающих особенности взаимодействия океана и атмосферы при сильных и ураганных ветрах [178].

Кроме того, из табл. 2.9 следует, что максимальное уменьшение испарения в течение 1958–1979 гг. свойственно для архива NCEP ( $Tr = -0,53$  см/год), а минимальное – для данных da Silva (архив COADS), имеющих незначимый тренд ( $Tr = -0,05$  см/год). Максимальный рост испарения отмечается по данным da Silva ( $Tr = 0,53$  см/год). Наша оценка тренда ( $Tr = 0,36$  см/год) находится в середине диапазона из данных разных источников.

Расчет коэффициентов корреляции между разными временными рядами испарения показал, что почти функциональная линейная связь отмечается для данных РГГМУ с NCEP ( $r = 0,99$ ) и с OAFflux ( $r = 0,93$ ). Между другими временными рядами связь значительно слабее.

Естественно, межгодовая изменчивость осадков над океанами изучена значительно хуже по сравнению с испарением. Наиболее известными являются проекты NOAA Climate Prediction CMAP (Centre Merged Analysis of Precipitation) [245], GPCP (Global Precipitation Climatology Project) [112] и ERA40 (European reanalysis) [159], выполняемый в European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). В CMAP осадки рассчитываются на основе численной модели атмосферы с использованием спутниковых данных и наблюдений с осадкомерной сети станций. В проекте GPCP применяется комбинация спутниковых и натуральных наблюдений за осадками на судах, буях и малых островах в океане. В проекте ERA40 для изучения гидрологического цикла период 1958–2001 гг. был разделен на три промежутка: доспутниковый (1958–1972 гг.), переходный (1973–1988 гг.), когда число спутниковых наблюдений резко возросло и спутниковый (1989–2001 гг.).

На рис. 2.12 приводится сопоставление средних годовых осадков над МО по проектам CMAP, GPCP и РГГМУ, причем данные РГГМУ даны без корректировки. Нетрудно видеть, что между

рядами GPCP и РГГМУ существует хорошее соответствие с равенством средних значений (110 см/год) и корреляцией между ними, равной  $r = 0,70$  (табл. 2.10). Расхождение проявляется только в трендах. Для временного ряда GPCP он равен  $Tr = 0,11$  см/год, а для ряда РГГМУ он в четыре раза больше ( $Tr = 0,44$  см/год). Что касается проекта СМАР, то его результаты свидетельствуют о значительных расхождениях в ходе осадков с GPCP и РГГМУ в XX столетии и только начиная с 2000 г. их можно считать несущественными.

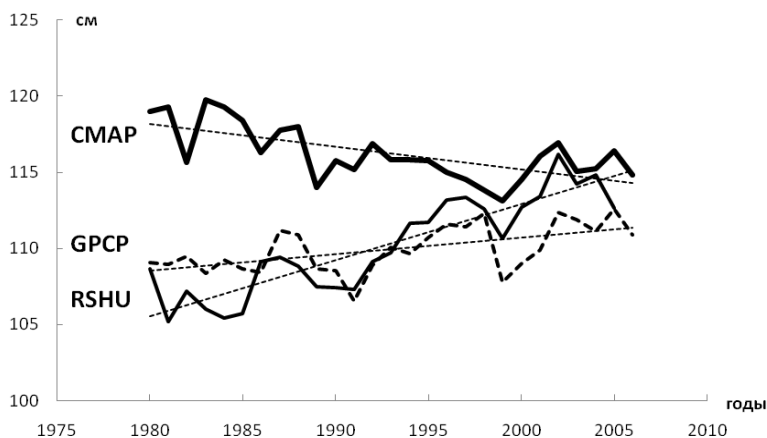


Рис. 2.12. Межгодовой ход осадков над Мировым океаном за период 1980–2005 гг. по данным различных источников, см/год

Таблица 2.10

**Статистические характеристики глобальных оценок осадков над Мировым океаном за период 1980–2005 гг. по данным разных источников [53]**

	Среднее, см/год	Характеристика тренда		Коэффициент корреляции	
		$R^2$	$Tr$ , см/год	СМАР	GPCP
СМАР	116	0,42	-0,15	1	-0,14
GPCP	110	0,31	0,11	-0,14	1
РГГМУ	109	0,79	0,44	-0,54	0,70

Оценка осадков над Мировым океаном по проекту ERA40 для спутникового периода (1989–2001 гг.) составляет 138 см/год, что значительно больше чем по проектам GPCP и СМАР (105 и 109 см/год) [159]. При этом испарение за указанный период равно 125 см/год [159]. В результате получается отрицательное значение эффективного испарения (-13 см/год), что принципиально невоз-

можно. Это означает, что определяемые по спутниковым данным осадки над МО сильно завышены.

Подтверждается рост осадков в период интенсивного глобального потепления (с 1975 г.) в недавно опубликованной работе [224], в которой за период 1900–2008 гг. выполнена реконструкция океанических осадков. Ее основой является канонический корреляционный анализ (ССА) косвенных корреляционных связей океанических осадков с температурой поверхности океана и давлением на уровне моря. Методология такой реконструкции подробно описывается в работе [222]. Несмотря на значительные неопределенности, обусловленные малым числом данных, их разрозненностью и невысокой надежностью, в целом получены вполне разумные глобальные оценки осадков над океанами. На рис. 2.13 приводится межгодовой ход осадков над Мировым океаном за период 1900–2005 гг. на основе реконструкции методом канонического корреляционного анализа и дается сопоставление полученных оценок с аналогичными, вычисленными по комплексу климатических моделей (AR4) и по проекту Global Precipitation Climatology Project (GPCP).

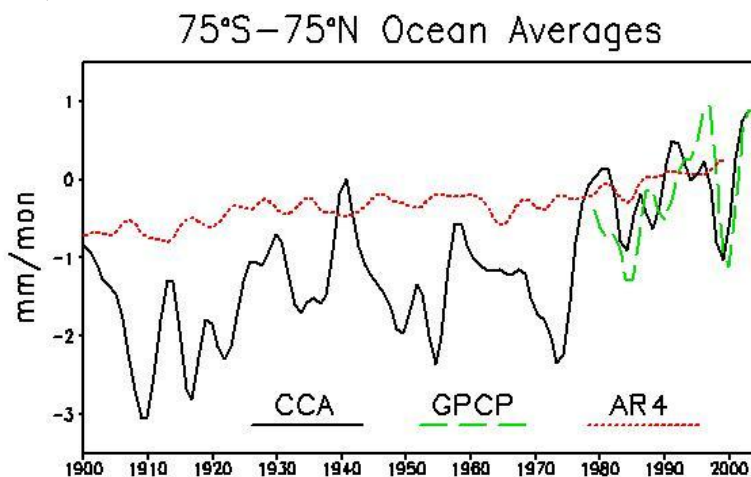


Рис. 2.13. Реконструкция на основе канонического корреляционного анализа (ССА) годовых значений осадков над Мировым океаном и сопоставление их с аналогичными значениями осадков, вычисленных по комплексу климатических моделей (AR4) и Global Precipitation Climatology Project (GPCP) за 1900–2005 гг. [224]

Нетрудно видеть, что в целом отмечается отчетливо выраженный рост осадков на протяжении всего рассматриваемого промежутка времени. Тем не менее, на фоне основного тренда можно выделить локальные периоды, когда изменчивость осадков существенно различна. До 1940 г. отмечается рост осадков, затем до середины 70-х годов некоторое уменьшение и опять интенсивный рост, продолжающийся и в последние годы. На качественном уровне это полностью согласуется с глобальным ходом температуры воздуха [165].

### **2.3. Горизонтальный приток пресных вод к океану**

#### **2.3.1. Материковый сток**

В общем случае глобальный приток пресных вод к Мировому океану складывается из суммы речных (поверхностных) вод  $Q_{\text{реч}}$ , подземных вод, не дренируемых реками  $Q_{\text{под}}$ , а также ледникового стока, состоящего из айсбергов и жидкого стока  $Q_{\text{лед}}$ , т.е.

$$Q_{\text{гл}} = Q_{\text{реч}} + Q_{\text{под}} + Q_{\text{лед}}. \quad (2.20)$$

Здесь не учитываются фазовые превращения морского льда, поскольку считается, что в среднем за многолетний период ледообразование и таяние компенсируют друг друга. Однако это справедливо только для стационарных климатических условий. Суммарный ледниковый сток состоит из откальывающихся айсбергов Антарктиды и Гренландии и жидкого стока с Гренландии.

Подробные оценки притока пресных вод к океанам за 1918–1967 гг. содержатся в книге «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» [80]. В монографии [244] представлены результаты оценки притока речных вод к Мировому океану до 1985 г. Затем временной ряд притока речных вод был удлинен в работе В.И. Бабкина, Р.К. Клиге [9] до 2005 г.

Используя эти данные, рассмотрим основные закономерности формирования и колебаний речного стока для отдельных континентов. В табл. 2.11 приводятся его первичные статистические характеристики (среднее  $X_{\text{ср}}$ , коэффициент вариации  $C_v$ , размах колебаний  $R$  и др.). Нетрудно видеть, что межгодовая изменчивость речного стока, характеризуемая коэффициентом вариации, мала и примерно одинакова на всех континентах. Однако по слою стока

континенты значительно отличаются друг от друга. Самым многоводным континентом является Южная Америка, где слой стока достигает 670 мм/год, в то время как в Африке он составляет лишь 136 мм/год.

Таблица 2.11

**Первичные статистические характеристики притока поверхностных вод к океанам с отдельных континентов в км<sup>3</sup>/год за период 1921–1985 гг. по данным [244]**

Континент	$A_s$ , 10 <sup>3</sup> км <sup>2</sup>	$X_{ср}$ , км <sup>3</sup> /год	$C_v$	$R$ , км <sup>3</sup> /год	$Q_{МАХ}$ , км <sup>3</sup> /год	$Q_{МИН}$ , км <sup>3</sup> /год
Европа	10 500	2 890	0,06	734	3 176	2 442
Азия	43 475	13 125	0,06	3 283	14 629	11 346
Африка	30 120	4 090	0,10	1 775	5 082	3 307
Австралия	8 950	2 332	0,09	938	2 781	1 843
С. Америка	24 200	7 766	0,06	2 160	8 820	6 660
Ю. Америка	17 800	11 910	0,06	3 773	14 103	10 330
Суша в целом		41 150	0,02	4 612	42 849	38 237

Несмотря на малую изменчивость, в колебаниях стока на всех континентах присутствуют длительные однонаправленные изменения, т.е. многоводные и маловодные фазы водности. Особенно наглядно они проявляются в разностных интегральных кривых, из которых следует, что на каждом из континентов отчетливо выделяются длительные многоводные и маловодные периоды (фазы) водности, обусловленные, очевидно, соответствующими изменениями в увлажнении поверхности суши.

Несмотря на значительную пространственную неравномерность притока речных вод, при осреднении его внутри широтных зон Мировой океан происходит «размазывание» этой неравномерности, что наглядно проявляется в табл. 2.12. Прежде всего, это касается Северного полушария, где только в экваториальной зоне наблюдается значительное увеличение притока вод с суши. Абсолютный максимум, превышающий более четверти от суммарного стока, приурочен к зоне 0–10° ю.ш. и связан с такими крупнейшими реками, как Амазонка и Конго. При этом сток Амазонки распределен поровну между зонами 0–10° с. и 0–10° ю.ш.

Оценки отдельных составляющих уравнения (1.20) за многолетний (1910–1990 гг.) период времени приводятся в табл. 2.13. Как и следовало ожидать, максимальный вклад в изменения объема Мирового океана дает приток речных вод, который оставляет

90 %, а наименьший – суммарный (жидкий и твердый) сток с Гренландии. Приток подземных вод, не дренированных руслами рек, и твердый сток Антарктиды примерно равнозначны.

Таблица 2.12

**Распределение притока речных вод к отдельным океанам и Мировому океану внутри 10-градусных широтных зон в км<sup>3</sup>/год [244]**

Широтная зона	Северный Ледовитый океан	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	Мировой океан
90–80° с.	50	–	–	–	50
80–70	2126	–	–	–	2126
70–60	2105	560	–	926	3621
60–50	–	1903	–	1711	3614
50–40	–	1975	–	728	2703
40–30	–	377	–	1771	2148
30–20	–	931	1574	814	3319
20–10	–	851	1170	636	2657
10–0	–	2519	444	1840	4803
0–10° ю.	–	9040	909	2043	11992
10–20	–	229	514	195	938
20–30	–	148	160	70	378
30–40	–	779	49	326	1154
40–50	–	444	38	689	1171
50–60	–	43	–	432	475
Всего	4280	19800	4860	12210	41150

Таблица 2.13

**Приток вод в Мировой океан в XX столетии (1910–1990 гг.) по данным разных источников [9, 17, 41, 80, 244]**

Составляющие притока в Мировой океан	Объем, км <sup>3</sup> /год	Объем, %	Вклад в УМО, мм/год
Приток речных вод	41 200	89,6	113,8
Приток подземных вод	2200	4,8	6,1
Жидкий сток Гренландии	300	0,6	0,8
Айсберговый сток Антарктиды	2072	4,5	5,8
Айсберговый сток Гренландии	235	0,5	0,6
Суммарный приток в океан	46 007	100,0	127,1

Довольно подробно межгодовая изменчивость притока речных вод к МО рассматривается в работе [141]. Для оценки притока за период 1949–2004 гг. используются данные 925 крупных рек земного шара, которые покрывают около 80 % глобальной водосборной площади. Как следует из рис. 2.14, на котором приводится межгодовой ход притока речных вод, в целом за период 1949–2004 гг.



тренд является незначимым по критерию Стьюдента. Однако в межгодовых колебаниях речного стока можно выделить два интервала времени, для которых отмечаются разнонаправленные тренды, причем для периода 1980–2004 гг. тренд значим. Рост притока речных вод к МО проявляется в период интенсивного глобального потепления. Следует также отметить, что суммарный приток, равный  $36\,400\text{ км}^3/\text{год}$ , существенно меньше приведенного в табл. 2.13. Это связано с тем, что в работе [141] не учитывался приток в океан из относительно малых рек и сток ниже используемых гидрометрических створов.

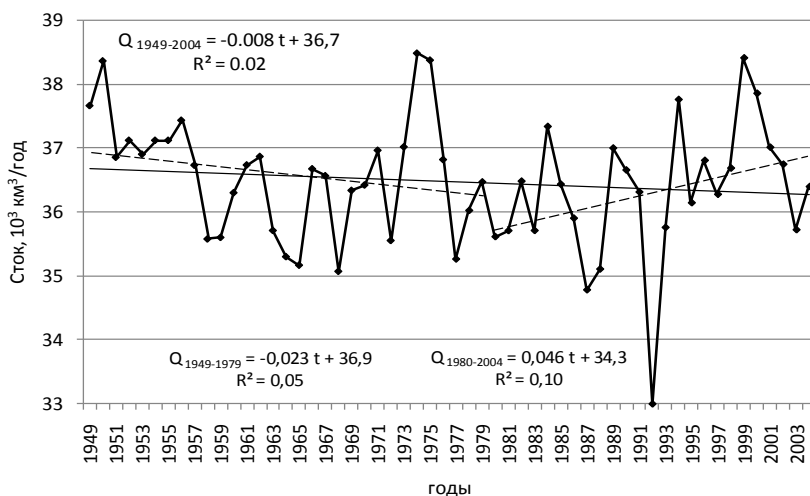


Рис. 2.14. Межгодовой приток речных вод к Мировому океану за 1949–2004 гг. по данным работы [141]

С.Г. Добровольский [27] путем взаимной коррекции данных о притоке из работ [80, 141] осуществил реконструкцию межгодового притока речных вод к Мировому океану за период 1918–2004 гг. Среднее значение притока равно  $44\,270\text{ км}^3/\text{год}$ , стандартное отклонение  $1350\text{ км}^3/\text{год}$ , коэффициент вариации 0,031. По его мнению, временной ряд отличается большой стабильностью и представляет собой стационарную последовательность, распределенную по нормальному закону, что означает отсутствие тренда.

Несколько иная картина получается, если обратиться к временному ряду притока речных вод, заимствованному из работ [9,

244] (рис. 2.15). В целом за период 1921–2005 гг. отмечается рост суммарного стока речных вод со скоростью 17 км<sup>3</sup>/год. Однако до 1980 г. тренд практически отсутствовал, и только начиная с 1980 г. отмечается довольно интенсивный рост притока речных вод, равный 55 км<sup>3</sup>/год или в пересчете на УМО – 0,15 мм/год. Среднее значение притока за 1921–2005 гг. составляет 41 400 км<sup>3</sup>/год. При этом корреляция рассматриваемого временного ряда с притоком речных вод, по данным [141], равна  $r = 0,50$ .

Кроме того, из рис. 2.14 и 2.15 видно, что для периода относительного похолодания земного шара (1946–1975 гг.) суммарный речной сток имел тенденцию к уменьшению, в то время как в период интенсивного потепления климата наблюдается заметно выраженный рост притока речных вод. Естественно, возникает резонный вопрос, с чем это связано?

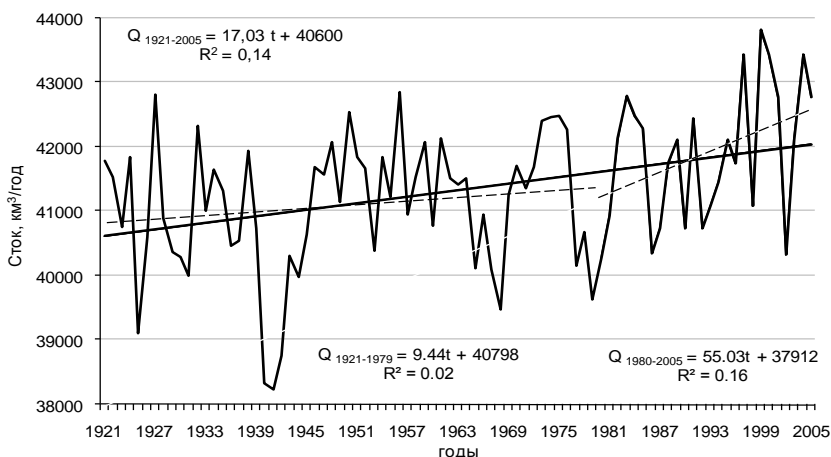


Рис. 2.15. Межгодовой приток речных вод к Мировому океану за 1921–2005 гг. по данным работ [9, 244]

На наш взгляд, прежде всего, следует учитывать два противоположных процесса. С одной стороны, это усиление хозяйственной деятельности, из которой наибольшее значение имеет безвозвратное водопотребление. Преобладающая его доля (до 85–90 %) обусловлена дополнительным испарением в атмосферу при орошении сельскохозяйственных земель в засушливых районах земного шара. Действительно, как видно из рис. 2.16, на котором

представлен межгодовой ход безвозвратного водопотребления в XX столетии, для него характерен почти экспоненциальный рост. При этом если в целом за период 1900–1990 гг. линейный тренд составляет  $25 \text{ км}^3/\text{год}$  или в пересчете на УМО –  $0,07 \text{ мм}/\text{год}$ , то за период 1950–2000 гг. он становится равным  $39 \text{ км}^3/\text{год}$  или  $0,11 \text{ мм}/\text{год}$ .

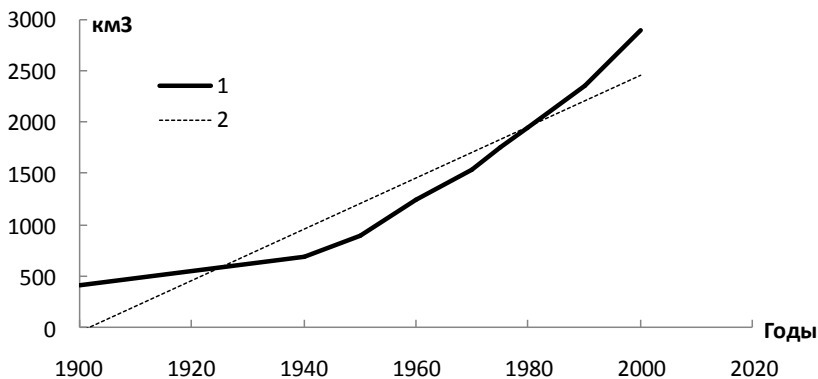


Рис. 2.16. Межгодовой ход безвозвратного водопотребления на земном шаре,  $\text{км}^3/\text{год}$ . 1 – безвозвратное водопотребление, 2 – линейный тренд [59]

Еще большее влияние на сток речных вод оказывает строительство водохранилищ, особенно интенсивное в середине XX столетия, которое изъяло из оборота довольно значительный объем воды. Так, в работе [132] детально рассчитан суммарный объем воды, изымаемый при строительстве водохранилищ, на земном шаре в XX столетии. Получено, что суммарный объем их составляет  $10\ 800 \text{ км}^3$ . Это означает, что приток поверхностных вод к океанам при отсутствии водохранилищ должен иметь в XX столетии сильный положительный тренд, равный  $108 \text{ км}^3/\text{год}$ . В свою очередь, УМО должен быть на  $30 \text{ мм}$  выше фактического, что соответствует тренду в УМО в  $0,30 \text{ мм}/\text{год}$ . С учетом наиболее интенсивного строительства водохранилищ начиная с 30-х годов, тренд за период 1930–2007 гг. мог составить  $Tr = 0,55 \text{ мм}/\text{год}$ . В результате этого восстановленный тренд в УМО мог бы составить  $1,91 + 0,55 = 2,46 \text{ мм}/\text{год}$  (рис. 2.17).

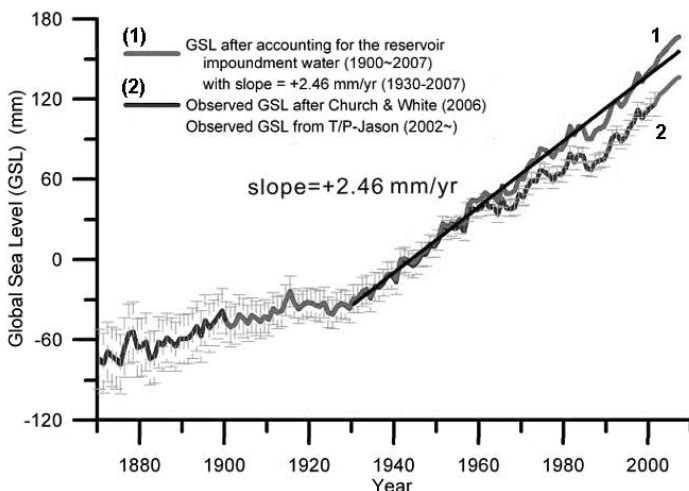


Рис. 2.17. Межгодовой ход уровня Мирового океана по футшточным данным [136] (черная кривая) и его реконструкция, связанная со строительством водохранилищ на Земном шаре [132] (серая кривая)

Напомним, что в работе [52] суммарный объем воды для созданных в XX столетии водохранилищ принят равным  $6370 \text{ км}^3$ , т.е. примерно на 30 % меньше чем в работе [95]. Расхождение, безусловно, значительное, и очень сложно судить, чем оно вызвано. Во всяком случае, последняя оценка близка к результатам, представленным в табл. 2.21. Возможно, оценка роста объема воды в водохранилищах в работе [132] несколько завышена. Очевидно, достаточно уверенно можно только утверждать, что влияние антропогенной деятельности на водные ресурсы весьма существенно уже в глобальном масштабе и им нельзя пренебрегать.

С другой стороны, необходимо принимать во внимание таяние горных ледников. Как известно, в XX столетии в связи с потеплением климата начался интенсивный процесс таяния горных ледников. Величина его тренда равна  $109 \pm 32,5 \text{ км}^3/\text{год}$  или в пересчете на УМО –  $0,30 \pm 0,09 \text{ мм/год}$  [167], причем в конце XX в. этот процесс усилился более чем в два раза. Так, за период 1993–2003 гг. он составлял уже  $0,77 \pm 0,22 \text{ мм/год}$  [165]. Эксперты МГЭИК [165, 167] рассматривают таяние горных ледников как прямой фактор роста УМО. Однако с этим трудно согласиться. Дело в том, что их таяние может давать непосредственный вклад

в изменения УМО только с ледников, расположенных на островах в Северном Ледовитом океане и частично с территории Аляски. Величина такого тренда вряд ли может превышать 0,10–0,15 мм/год.

Горные ледники, находящиеся в Европе, Азии, Африке и Южной Америке, могут влиять на УМО, очевидно, только через приток речных вод к океану. Естественно, существенная часть стока горных рек разбирается на орошение, некоторая часть попадает в бессточные области (например, с ледников Памира и Тянь-Шаня) и только оставшаяся часть, которую чрезвычайно сложно оценить, может доходить до морского побережья. Поскольку скорость роста таяния горных ледников существенно превышает рост безвозвратного водопотребления в период интенсивного потепления климата, то разность их трендов является положительной. Именно поэтому отмечается рост притока речных вод к Мировому океану при потеплении климата и тенденция к его уменьшению при его похолодании.

Отметим также, что поскольку величина подземного притока к Мировому океану, как показано в табл. 2.13, более чем в 20 раз меньше притока поверхностных вод, то в первом приближении его межгодовыми изменениями можно пренебречь. Таким образом, естественно принять, что суммарный тренд в притоке подземных вод близок к нулю.

### ***2.3.2. Ледниковый сток и водный баланс Антарктиды и Гренландии***

Уравнение баланса массы ледникового щита Антарктиды и Гренландии в общем случае может быть представлено в виде

$$\Delta V_C = \Sigma P_C - E_C - I \pm \Delta V_{\text{шл}}, \quad (2.21)$$

где  $\Sigma P_C$  – суммарные атмосферные осадки, состоящие из вертикальных осадков, выпадающих из облаков и конденсационных (горизонтальных) осадков, образующихся из наземных гидрометеоров (иней, изморози, ледяных игл и др.);  $E_C$  – суммарное испарение;  $I$  – полный сток, складывающийся из твердого стока (откалывания айсбергов), жидкого стока (стекания жидкой воды во время оттепелей) и сноса снега с поверхности ледникового щита в океан (за счет действия стокового ветра в нижнем слое атмо-

сферы);  $\Delta V_{\text{шл}}$  – изменения массы подводной части шельфовых ледников, опускающихся в море, за счет их намерзания (таяния).

Естественно, вклад указанных компонент в формирование баланса массы существенно неодинаков. Для Гренландии уравнение баланса без учета малых слагаемых приобретает вид

$$\Delta V_{\text{Гр}} = P_{\text{Гр}} - Q_{\text{ГрТВ}} - Q_{\text{ГрЖид}}, \quad (2.22)$$

где  $Q_{\text{ГрТВ}}$  – твердый (айсберговый) сток;  $Q_{\text{ГрЖид}}$  – жидкий сток. Для Антарктиды имеем следующее уравнение баланса массы:

$$\Delta V_{\text{Ан}} = P_{\text{Ан}} - Q_{\text{АнТВ}} \pm \Delta V_{\text{шл}}. \quad (2.23)$$

Примерно до середины 70-х годов XX столетия считалось, что внутриводное таяние и намерзание краев шельфовых ледников примерно компенсируют друг друга и никак не влияют на баланс массы ледникового щита [4, 42]. Однако в условиях начавшегося интенсивного потепления климата естественно полагать, что таяние стало превалировать над намерзанием. В работах [59, 167] показано, что учет  $\Delta V_{\text{шл}}$  в условиях современного потепления климата необходим, поскольку может дать заметную поправку в изменения массы ледникового щита Антарктиды. Данный процесс не оказывает влияние на изменения объема вод океана, так как края шельфовых ледников находятся непосредственно в воде, но изменяет его массу. Поскольку при этом происходит некоторое уменьшение плотности морской воды, то это в определенной степени способствует росту УМО. К сожалению, оценить количественно данный эффект чрезвычайно трудно. В работе [218] выполнена оценка изменений роста УМО за период 1994–2004 гг. за счет уменьшения объема морских льдов, которые также изменяют массу океана без изменения его объема. Было выявлено, что он добавляет к повышению уровня моря 0,049 мм в год. Очевидно, учет подводного таяния шельфовых ледников может существенно увеличить эту добавку.

В табл. 2.14 приводятся составляющие водного баланса Антарктиды и Гренландии за многолетний (1910–1990 гг.) период, заимствованные из Третьего отчета МГЭИК [167]. Испарение принято равным нулю, поскольку его величина в среднем за год для всего ледникового покрова (ЛП) Антарктиды близка к конден-

сации влаги. Как следует из табл. 2.14, разброс в оценках компонентов ледового баланса Антарктиды (разность между максимальной и минимальной оценками) примерно одинаков. Однако если по отношению к осадкам и айсберговому стоку он не превышает 20%, то по отношению к донному таянию он практически сравним с его средним значением. Это означает, что даже точность средне-многолетних значений донного таяния в настоящее время практически не поддается количественной оценке. Донное таяние шельфовых ледников наиболее интенсивным является, очевидно, в последние два десятилетия XX в. При этом оно хотя и не повышает УМО, однако перманентно охлаждает прибрежные воды. Возможно, поэтому отсутствует положительный тренд в температуре воды в морях, омывающих Антарктиду и в зоне Антарктического циркумполярного течения [47], ибо дополнительное тепло, получаемое из атмосферы, как раз и расходуется на донное таяние ледников.

Таблица 2.14

**Водный баланс Антарктиды и Гренландии в Гт/год =  $10^{12}$  кг/год = км<sup>3</sup>/год в XX в. (1910–1990 гг.) по данным экспертов МГЭИК [167]**

Компонент баланса	ЛП Антарктиды			ЛП Гренландии		
	минимум	среднее	максимум	минимум	среднее	максимум
Аккумуляция	2000	2246	2344	461	520	547
Твердый сток	1800	2072	2400	205	235	280
Жидкий сток	0	0	0	256	297	347
Донное таяние	320	540	736	0	0	0
Баланс	-120	-366	-792	0	-12	-80

Итак, анализ данных в табл. 2.14 позволяет сделать достаточно очевидный вывод, что для XX столетия характерно некоторое уменьшение массы ЛП Антарктиды. Заметим, что аналогичный вывод, вероятно, впервые был сделан в России В.М. Котляковым, К.С. Лосевым и И.А. Лосевой [45], которые пришли к выводу, что, скорее всего, наблюдается уменьшение ЛП Антарктиды, составляющее около 750 км<sup>3</sup>, которое должно вызвать подъем УМО на 2–3 мм/год. Из табл. 2.14 следует, что доля айсбергов в суммарном притоке пресных вод к океану составляет чуть более 4 %. Однако по сравнению с притоком речных вод, изменчивость которых очень мала, межгодовые колебания откалывания айсбергов, наоборот, очень велики и даже могут превышать ее среднюю оценку.

Кроме того, нужно учитывать, что в настоящее время общий объем постоянно плавающих вокруг Антарктиды айсбергов составляет примерно  $15\,000\text{ км}^3$  [44]. Поскольку для изменения УМО на 1 мм достаточно всего  $361\text{ км}^3$  воды, то достаточно очевидно, что айсберговый сток может играть значительную роль в межгодовых колебаниях глобального уровня океана.

Что касается водного баланса Гренландии в XX столетии, то его можно считать близким к равновесному (табл. 2.14). Только максимальные оценки дают некоторое превышение расходных компонентов над приходными.

После публикации третьего отчета МГЭИК стали появляться работы, в которых приводились более «свежие» данные о состоянии баланса массы ЛП Антарктиды и Гренландии, свидетельствующие об ускорении процесса уменьшения их массы. Эти данные были затем систематизированы в Четвертом отчете МГЭИК [165]. Оценки вклада изменений массы ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды в рост УМО на основе результатов, полученных разными авторами, приводятся в табл. 2.15.

Отметим, что оценки изменений массы ледниковых щитов осуществлялись разными методами за различные периоды времени – от традиционных воднобалансовых методов до дистанционных наблюдений со спутника последнего поколения GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment). GRACE является совместной программой NASA и немецкого космического агентства, которая осуществляет детальные измерения гравитационного поля Земли с момента ее создания в марте 2002 г.

*Таблица 2.15*

**Оценки вклада изменений массы ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды в рост УМО по данным разных авторов [165], мм/год**

Ледниковый щит	Минимальная оценка, источник	Средняя оценка	Максимальная оценка, источник
Гренландия	-0,08 [173]	0,19	0,60 [207]
Антарктида	0,07 [208]	0,19	0,42 [233]

GRACE является первой программой космического мониторинга Земли, причем измерения производятся без использования отражения электромагнитных волн от поверхности Земли. Вместо этого используется СВЧ диапазон для точного измерения изменений скорости и расстояния между двумя идентичными космиче-



скими аппаратами, летающими на полярной орбите на расстоянии около 220 км друг от друга и в 500 км над поверхностью Земли. Спутники GRACE облетают земной шар 16 раз в день. Система настолько чувствительна, что способна обнаруживать изменение расстояния между спутниками с точностью до 10 микрон [113, 131].

Когда первый спутник проходит над регионом с аномалией силы тяжести, это слегка изменяет скорость его движения, что приводит к изменению расстояния между спутниками. Измерение постоянно меняющегося расстояния между двумя спутниками и объединение этих данных с точными измерениями местоположения по GPS дает возможность построения детальной карты гравитационного поля Земли. Ежемесячные карты гравитационного поля Земли, построенные с помощью GRACE, до 1000 раз точнее, чем полученные с помощью других систем измерения, что позволяет существенно повысить точность многих методов, используемых для изучения климата [185].

Очевидно, что использование данных спутника GRACE, особенно при удлинении периода наблюдений, представляется наиболее перспективным. Так, в работе [234] показано, что за период апрель 2002 г. – апрель 2006 г. Гренландия теряла ежегодно в среднем  $248 \pm 36 \text{ км}^3/\text{год}$ . При этом уменьшение мощности ледового покрова происходило исключительно за счет южной части Гренландии, в том числе за счет расширения зоны жидкого стока с поверхности ЛП. Действительно, по данным работы [160], только в течение 1998–2003 гг. жидкий сток увеличился с 273 до 373  $\text{км}^3/\text{год}$ , то есть более чем на треть. При этом масса льда в северных районах оставалась практически неизменной.

И все же, как видно из табл. 2.15, наблюдается огромный разброс оценок изменений массы ледникового щита Гренландии. Так, баланс массы щита изменяется от положительного [173] до значительного отрицательного [207], вклад которого в рост УМО достигает почти 0,6 мм/год. В работе [209] вклад Гренландии в тренд УМО за период 2003–2008 гг. оценивается в 0,5 мм/год. В последние годы скорость уменьшения массы ледникового щита Гренландии еще более увеличилась и за период 2003–2011 гг. по данным GRACE она составляет примерно 200 Гт/год [170], что в пересчете

на УМО эквивалентно 0,55 мм/год. Итак, в XXI в. отчетливо проявляется тенденция к уменьшению массы этого ледникового щита, которая обусловлена, главным образом, существенным усилением доли жидкого стока, в то время как твердый сток почти не изменяется.

Использование глобальной системы GPS для слежения за движением ледников позволило выявить, что ледники Гренландии стали таять быстрее чем раньше, а скорости их движения к океану увеличились вдвое. Возможно, это связано с физическим процессом воздействия талой воды на ледник. Если кусок льда положить на наклонную сухую поверхность, то он будет двигаться очень медленно, но как только лёд начинает таять, между ним и поверхностью попадает вода, которая играет роль смазки, вследствие чего лёд начинает двигаться намного быстрее. Именно так обстоит дело в Гренландии. Из-за более интенсивного таяния талая вода начала протекать вниз по трещинам и накапливаться под ледником, где она становилась смазкой при соприкосновении ледника и земли. В результате трение, удерживающее его на месте, уменьшается, и ледник быстрее начинает скользить к морю.

В Антарктиде процесс воздействия талой воды на ледник принципиально иной, что связано с огромной толщиной ледникового щита. Талая вода накапливается и просачивается в трещины и щели внутри ледника, но поскольку эти щели не доходят до скал подо льдом, то талая вода скапливается в трещинах, замерзает и расширяется (при замерзании объём воды увеличивается на 9%). Как следствие – трещины расходятся, ледник разрушается и соскальзывает в море. Особенно это касается западно-антарктического ледникового щита, потепление над которым идет ускоренными темпами, вследствие чего он становится всё более нестабилен.

Действительно, как видно из рис. 2.18, западно-антарктический весьма интенсивно уменьшается, но одновременно с этим восточно-антарктический ледниковый щит растет. Впрочем, на территории восточно-антарктического щита также существуют области расходования массы, а на западно-антарктическом щите, наоборот, – области накопления массы. Рост восточного щита обусловлен увеличением количества осадков за счет усиления атмосферной циркуляции, а уменьшение западного связано, главным образом, с повышением скорости движения ледников за счет рас-

смотренного выше физического механизма, что приводит к значительному увеличению числа откалывающихся айсбергов.

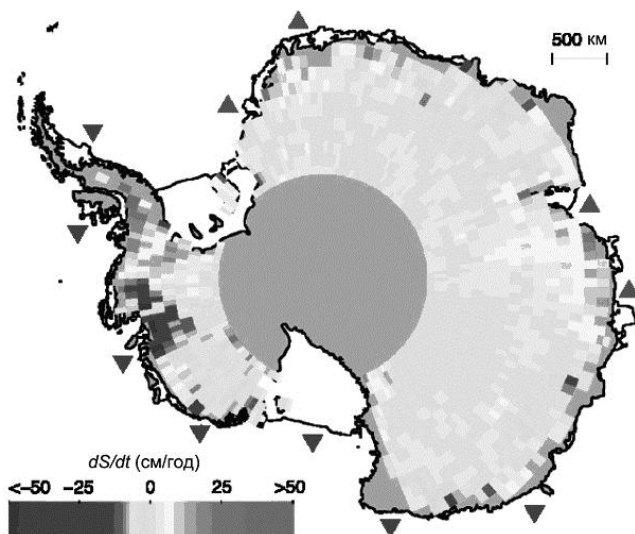


Рис. 2.18. Распределение скоростей изменений массы ( $dS/dt$ ) Антарктического ледникового щита по альтиметрическим данным за период 1992–2003 гг., см/год [143]. Треугольники – местоположение шельфовых ледников со скоростями увеличения (уменьшения) массы  $> 30$  см/год [253]

Действительно, за последние два десятилетия число антарктических айсбергов, регистрируемое с помощью ИСЗ Национальным Ледовым Центром США, увеличилось в несколько раз. По данным [233], основанным на спутниковом эксперименте GRACE, Антарктида в XXI столетии теряет ежегодно  $152 \pm 80$  км<sup>3</sup>/год льда, что составляет около 0,4 мм/год в росте УМО. В то же время в работе [133], также основанной на данных эксперимента GRACE, общее уменьшение баланса массы Западной Антарктиды составило  $77 \pm 14$  км<sup>3</sup>/год, а масса льда Восточной Антарктиды увеличилась на  $80 \pm 16$  км<sup>3</sup>/год. Это означает, что баланс массы близок к стационарному состоянию. Как видим, расхождения между приведенными оценками баланса массы ЛП весьма велики. Кроме того, удивляет то обстоятельство, что в Четвертом отчете МГЭИК [165] уделено очень мало внимания проблеме таяния шельфовых ледни-

ков. Если в среднем, по данным [165], вклад Антарктиды в тренд УМО составлял около 0,2 мм/год, то судя по последним работам [170, 210, 217], он мог удвоиться. Так, в работе [170] представлены изменения массы ледникового щита Антарктиды по данным спутника GRACE за период 2003–2011 гг. Уменьшение массы щита составляет примерно 175 Гт/год или в пересчете на УМО – 0,48 мм/год.

Как указано в табл. 2.13, айсберговый сток Антарктиды в XX столетии оценивается величиной 2072 км<sup>3</sup>/год. В целях исследования динамики айсбергового стока Антарктиды и его связи с колебаниями уровня океана для периода 1845–1995 гг. в работе [39] было проведено сопоставление годовых приращений в уровне океана с колебаниями движения края антарктических ледников. Именно подвижки краевых частей шельфовых ледников определяют главным образом формирование айсбергов. Степень согласованности изменения приращений уровня МО и подвижек шельфовых ледников Антарктиды составила  $r = 0,68$ .

Для оценки айсбергового стока с Антарктиды воспользуемся данными Национального Ледового Центра США, осуществляющего спутниковый мониторинг антарктических айсбергов, начиная с 1976 г. При этом регистрируются айсберги, присутствие которых отмечается в течение последних 30 суток, а наименьший размер составляет, по крайней мере, 10 км. На рис. 2.19 представлен межгодовой ход айсбергов с 1978 г., рассчитанный Н. Оверко. Нетрудно видеть, что число айсбергов за это время увеличилось примерно в 5 раз. Скорость роста числа айсбергов составляет 1,7 в год. К сожалению, очень сложно судить о том, является ли указанный результат следствием исключительно потепления климата или в какой-то мере связан с совершенствованием методов обнаружения и регистрации айсбергов с ИСЗ. Однако несомненно, что первая причина является главенствующей.

С использованием работы [94] данные о числе айсбергов можно приближенно пересчитать в объем льда и далее в объем содержащейся в них воды. В результате было получено, что линейный тренд межгодовых колебаний объема воды в ледниковом стоке равен  $Tr = 77,5$  км<sup>3</sup>/год или в пересчете на уровень океана 0,22 мм/год. Однако в конце столетия отмечается существенное увеличение

ледникового стока, вследствие чего тренд увеличивается за период 1993–2003 гг. почти в два раза (0,44 мм/год).

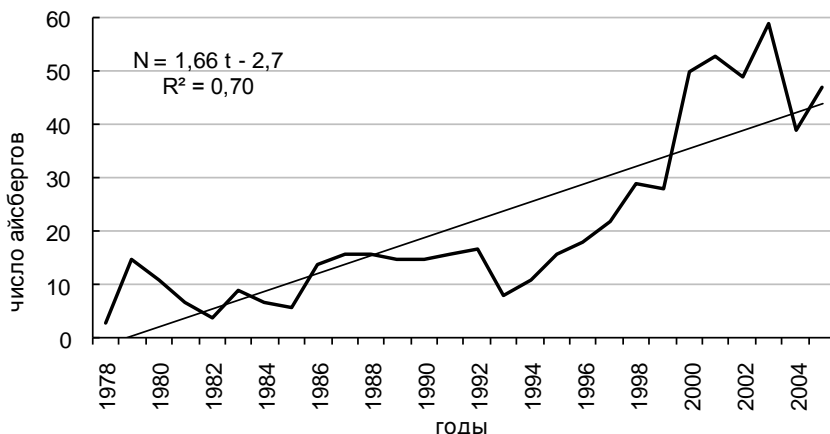


Рис. 2.19. Межгодовой ход числа антарктических айсбергов за период с 1978 по 2005 гг.

## 2.4. Стерические колебания уровня Мирового океана

### 2.4.1. Общая характеристика

Как уже указывалось выше, стерические колебания уровня обусловлены изменениями плотности морской воды за счет соответствующих изменений температуры и солености. Для оценки их величины используются различные методики, обзор которых дается в работе [11]. Широкое распространение получил метод, связанный с понятием динамической высоты, расчеты которой проводят путем разложения в ряд Тейлора удельного объема  $\Delta\alpha$  по малым отклонениям температуры, солености и давления ( $T, S, P$ ) от средних значений ( $\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}$ ). Если пренебречь членами второго и более высоких порядков малости, то разложение  $\Delta\alpha$  в ряд Тейлора примет вид [91]:

$$\begin{aligned} \Delta\alpha &= \alpha(T, S, P) - \alpha(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}) = \\ &= \left(\frac{\partial\alpha}{\partial T}\right)_{TSP} \Delta T + \left(\frac{\partial\alpha}{\partial S}\right)_{TSP} \Delta S + \left(\frac{\partial\alpha}{\partial P}\right)_{TSP} \Delta P, \end{aligned} \quad (2.24)$$

где  $\Delta T$ ,  $\Delta S$ ,  $\Delta P$  – соответственно отклонения температуры, солёности и давления от их средних значений.

Если при вычислении удельного объема пренебречь поправками на сжимаемость и не учитывать влияние давления, то, используя уравнение гидростатики для отклонения уровня от среднего, обусловленного только температурой и солёностью, получаем:

$$\Delta h_c = \Delta Z_T + \Delta Z_S = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P_H} \frac{\partial \alpha}{\partial T} \Delta T dP + \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P_H} \frac{\partial \alpha}{\partial S} \Delta S dP = \frac{1}{g} \int_{P_0}^{P_H} \Delta \alpha dP, \quad (2.25)$$

где  $\Delta h_c$  – величина стерических колебания морского уровня;  $\Delta Z_T$ ,  $\Delta Z_S$  – соответственно термическая и солёностная составляющие стерического уровня;  $g$  – ускорение свободного падения;  $P_H$  – давление, до которого производится интегрирование;  $P_0$  – атмосферное давление на уровне моря.

На практике в целях удобства обычно переходят к условному удельному объёму, считая его значение на глубине  $H$  равным значению при давлении  $P$ . Тогда уравнение (2.25) переписывается в виде:

$$\Delta h_c = \frac{1}{g} \Delta \alpha P = 0,1 \Delta V_i H, \quad (2.26)$$

где  $\Delta V_i$  – отклонения условного удельного объёма. При послойных расчетах суммарный стерический уровень  $h_c$  определяется суммированием:

$$h_c = \sum_{i=1}^n 0,1 \Delta V_i \Delta Z_i, \quad (2.27)$$

где  $\Delta Z_i$  – расстояние между горизонтами;  $\Delta V_i$  – отклонение условного удельного объёма в  $i$ -м слое от такового на горизонте нулевой динамической поверхности;  $n$  – количество слоев.

По оценкам [91], ошибки расчетов не превышают 10 %. Особенно заметными они могут быть в областях со сложным динамическим режимом. На основе данного метода существуют различные вариации формул расчета стерических колебаний представленные в работе [11].

При расчете стерического уровня для всего Мирового океана в работе Ishii et. al. [169] применялась формула:

$$h_c(T, S) = h(T^c, S^c) + \sum_k \frac{\partial v_k}{\partial T_k} \Big|_{\substack{T_k=T_k^c \\ S_k=S_k^c}} (T_k - T_k^c) \delta z_k + \sum_k \frac{\partial v_k}{\partial S_k} \Big|_{\substack{T_k=T_k^c \\ S_k=S_k^c}} (S_k - S_k^c) \delta z_k, \quad (2.28)$$

где  $T^c$  – климатическая температура;  $S^c$  – климатическая соленость;  $k$  – номер слоя;  $\delta z$  – толщина слоя;  $v$  – удельный объем.

Другой подход был предложен Фуksom [106], в котором стерические колебания рассчитывались исходя из уравнения неразрывности массы:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \text{div} \vec{V} + \frac{\partial w}{\partial z} = \Pi, \quad (2.29)$$

где  $\vec{V}$  – вектор горизонтальной скорости течения;  $w$  – вертикальная составляющая скорости течения;  $\Pi$  – пресный баланс.

Приняв пресный баланс равным нулю и проинтегрировав уравнение (2.29) от поверхности до дна, с учетом приближенного кинематического условия на поверхности моря  $w = \frac{\partial \xi}{\partial t}$  и условия непротекания на дне  $w = 0$ , уравнение (2.29) можно переписать в виде:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\text{div} \vec{V} H - \int_0^H \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} dz, \quad (2.30)$$

где  $\vec{V}$  – вектор средней по вертикали скорости течения;  $\vec{V} H$  – вектор полного потока.

Первое слагаемое в правой части уравнения (2.30) отвечает за скорость "динамического" изменения уровня, а второе – за скорость стерического изменения уровня моря. При условии, что адвекция мала, можно принять  $\frac{d\rho}{dt} \approx \frac{\partial \rho}{\partial t}$ . Тогда скорость изменения стерического уровня можно рассчитать по формуле:

$$\frac{d\xi_c}{dt} = - \int_0^H \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial t} dz, \quad (2.31)$$

После этого, используя начальные данные, нетрудно перейти к абсолютным оценкам стерических колебаний уровня. Однако

данный подход также имеет ряд недостатков, связанных с принятыми допущениями, поскольку в нем не учитывается роль адвекции массы течениями и принимается равным нулю пресный баланс океана на его поверхности.

Сравнительный вклад глобальных стерических колебаний в формирование тренда УМО для различных периодов времени на основании зарубежных исследований дается в обобщающих отчетах МГЭИК [165, 167]. По этим оценкам, если тренд стерических колебаний уровня Мирового океана (СКУМО) в XX столетии (1910–1990 гг.) составлял 0,5 мм/год (0,33 от тренда УМО), то в 1993–2003 гг. он достигал 1,6 мм/год, что составляет более 0,50 от тренда УМО. Таким образом, на рубеже XX–XXI вв. отмечается заметный рост вклада стерических колебаний в повышение УМО.

Несмотря на большую значимость исследований СКУМО, осуществить это весьма сложно, особенно за длительный период времени. Дело в том, что необходимые для расчета глубоководные данные температуры и солёности воды для многих районов океана просто отсутствуют. Кроме того, следует иметь в виду, что число наблюдений постоянно менялось во времени, причем год от года их число могло изменяться до 50 %. В среднем отмечается постепенный рост числа наблюдений. Так, в начале 50-х годов прошлого столетия оно составляло  $\sim 5 \times 10^4$ , в начале 80-х  $\sim 10 \times 10^4$ , в начале XXI в. оно достигло  $\sim 15 \times 10^4$  наблюдений [169]. Хотя число глубоководных наблюдений возросло в три раза, однако для многих районов океана и, особенно в Южном полушарии, их по-прежнему недостаточно. Естественно, все это должно существенно сказываться на точности оценок стерических колебаний. Поэтому выполненные рядом авторов [116, 146, 169, 189, 242] оценки СКУМО несмотря на то, что точность их вряд ли может быть высокой, имеют огромную ценность.

На рис. 2.20 представлен межгодовой ход стерических колебаний уровня Мирового океана (СКУМО), рассчитанный разными авторами. Из рис. 2.20 видно, что временные ряды СКУМО хорошо согласуются друг с другом, особенно это касается рядов [116] и [169], корреляция между которыми достигает  $r = 0,96$  (табл. 2.16). Впрочем, это неудивительно, так как в основу расчетов были положены одни и те же глубоководные данные о температуре, разли-



чие заключалось лишь в методике их обработки. Поэтому в этой работе предпочтение было отдано данным Антонова и др. [116].

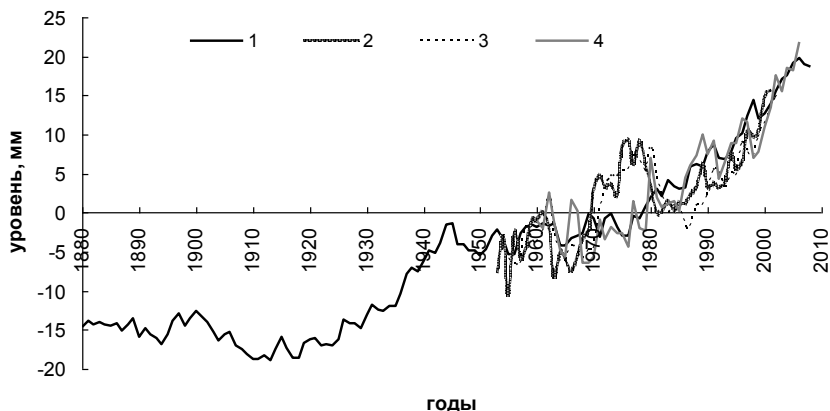


Рис. 2.20. Межгодовой ход стерических колебаний УМО, рассчитанный разными авторами. 1 – Marčelja [189], 2 – Antonov et al. [116], 3 – Ishii et al. [169], 4 – Domingues et al. [146]

Таблица 2.16

**Статистические характеристики временных рядов СКУМО, рассчитанных разными авторами за период 1960–2005 гг.**

Автор	Коэффициент корреляции			Стандартное отклонение, мм/год	Коэффициент детерминации тренда, $R^2$	Величина тренда, $Tr$ , мм/год
	Antonov et al., [116]	Ishii et al., [169]	Dominguez et al., [146]			
Antonov et al., [116]	1			5,7	0,60	0,33
Ishii et al., [169]	0,96	1		5,6	0,58	0,33
Domingues et al., [146]	0,73	0,71	1	6,9	0,77	0,45
Marčelja, [189]	0,75	0,73	0,92	6,7	0,89	0,47

В дальнейшем адекватность исходной информации по глубокочувствительной температуре океана на основе зондов ХВТ, относящейся к середине прошлого столетия и используемой в работах [116, 169], была поставлена под сомнение. Существенный недостаток

ХВТ зондов заключался в расчете глубин океана по скорости падения прибора, что вносило дополнительную ошибку. При сравнении температур, полученных с помощью ХВТ и STD зондов еще в середине 1970-х гг., было выявлено, что в данные ХВТ зондов необходимо вносить поправки при определении глубины, однако на то, чтобы исправить архивные данные, потребовалось более 30 лет [241]. При этом для различных видов прибора (шельфовых и глубоководных) требовались различные поправочные коэффициенты. В работе [146] архивные данные по температуре воды были пересмотрены и скорректированы с учетом внесенных поправок. Это позволило уточнить временной ряд СКУМО, корреляция которого с рядами [116, 169] составляет  $r = 0,71-0,73$  (табл. 2.16).

Применение спутников с середины 90-х годов и запущенная в 2000 г. система наблюдения за океаном Argo позволяют получать более надежную информацию о температуре Мирового океана на большей площади [187], что привело к тому, что все значения стерических колебаний, рассчитанные за этот период времени разными авторами, имеют схожие величины.

Принципиально иной подход лежит в основе расчета временного ряда стерических колебаний УМО в работе Marčelja [189]. Марселиа предложил рассчитывать стерические колебания УМО на основании только температуры поверхности океана (ТПО), не прибегая к глубоководным данным. Это, с одной стороны, значительно облегчает расчеты, а с другой – позволяет получить оценки СКУМО за более длительный многолетний период, поскольку наблюдения за ТПО начали проводиться намного раньше и имеют гораздо больший пространственный охват по сравнению с глубоководными наблюдениями. В результате такого подхода в работе [189] был получен временной ряд СКУМО с 1880 г.

Для расчета стерических колебаний Марселиа использовал уравнение Манка, основанное на балансе состояния устойчивости между турбулентной диффузией и апвеллингом:

$$\frac{\partial \psi(z,t)}{\partial t} = A_z \frac{\partial^2 \psi(z,t)}{\partial z^2} - W \frac{\partial \psi(z,t)}{\partial z}, \quad (2.32)$$

где  $\psi(z,t)$  – потенциальная температура;  $A_z$  – вертикальная турбулентная диффузия;  $W$  – средняя вертикальная скорость. Решение

данного уравнения позволяет определять изменения поверхностной температуры с глубиной, на основании которых по уравнению состояния морской воды и рассчитывается стерический уровень. Но поскольку в уравнении единственной переменной является поверхностная температура, а значения  $A_z$ ,  $W$  и коэффициенты термического расширения для определенных глубин были заданными, то коэффициент корреляции временного ряда СКУМО с осредненной температурой поверхности Мирового океана [189] оказался равным  $r = 0,95$ . В результате модель линейной регрессии для ряда значений стерического уровня, рассчитанная по данным поверхностной температуры, описывает 90 % дисперсии исходного ряда СКУМО. Отсюда следует, что вклад глубинных изменений температуры составляет лишь 10 %. Несмотря на это временной ряд СКУМО [189] имеет очень высокую корреляцию с рядом СКУМО, рассчитанным в работе [146], и несколько более худшую корреляцию с рядами [116, 169] (табл. 2.16).

Несмотря на высокую корреляцию между рядами СКУМО, оценки линейных трендов заметно различаются, однако все они являются значимыми. Максимальный тренд в СКУМО ( $Tr = -0,47$  мм/год) отмечается у Маг'сел'жа [189], который описывает 85 % дисперсии исходного ряда, а минимальный тренд проявляется в данных [116, 169], составляющий  $Tr = 0,33$  мм/год.

Если же рассматривать самый длинный временной ряд СКУМО за 1880–2008 гг., то на фоне перманентного роста стерического уровня океана ( $Tr = 0,26$  мм/год) можно выделить несколько промежутков времени, заметно отличающихся друг от друга характером колебаний уровня и, следовательно, величиной локальных трендов. Первый промежуток (1880–1909 гг.), для которого трендовая компонента отрицательная и составляет  $Tr = -0,065$  мм/год, второй (1910–1945 гг.), когда тренд равен  $Tr = -0,47$  мм/год, третий (1946–1975 гг.) –  $Tr = 0,11$  мм/год и четвертый (1976–2008 гг.), когда наблюдается наиболее интенсивный рост уровня и величина тренда достигает  $Tr = 0,66$  мм/год. Все тренды за данные периоды являются статистически значимыми и хорошо согласуются с изменениями ТПО и температуры воздуха, для которых второй и четвертый периоды соответствуют интенсивному потеплению, а первый и третий – относительно похоло-

лоданию. Однако начиная с 2003 г. рост СКУМО, судя по всему, замедлился. Об этом свидетельствуют последние оценки, основанные на данных буев АРГО: для периода 2003–2007 гг. рассчитанный тренд СКУМО составляет  $Tr = 0,5$  мм/год [169], а для периода 2004–2007 –  $0,8 \pm 0,8$  мм/год [116].

Что касается отечественных исследований, то в нашей стране изучение стерических колебаний, осуществлялось в основном на региональном уровне [6, 11, 89, 92]. Исключение составляют несколько работ, выполненных в РГГМУ [19, 66, 73], в которых предложена статистическая модель «быстрой» компоненты СКУМО, ответственная за ее случайные колебания и обусловленная синхронным взаимодействием системы «океан–атмосфера», разработана прогностическая физико-статистическая модель, позволяющая предвычислять значения СКУМО на два десятилетия по данным о ТПО и осуществлен статистический анализ колебаний СКУМО.

Естественно, что роль термической (термостерической) и соленостной (халостерической) компонент в стерических колебаниях уровня существенно неодинакова. Если в низких широтах океана доминирует термическая компонента, то в высоких широтах, особенно в морях с ледовым покрытием, соленостная компонента уже преобладает [169]. Однако при глобальном осреднении роль соленостной компоненты резко снижается. В этом случае изменения халостерической компоненты носят практически случайный характер, тренд в ней практически отсутствует. В то же время в межгодовом ходе термостерической компоненты положительный тренд явно выражен ( $0,31 \pm 0,07$  мм/год), причем его величина практически точно соответствует тренду в стерических колебаниях уровня [169, 182].

Поэтому в первом приближении для определения СКУМО ( $h_{\text{стер}}$ ) можно ограничиться данными по вертикальному распределению температуры воды до такой глубины океана, где ее изменениями можно пренебречь. Эта задача является не такой простой, как может показаться на первый взгляд. Понятно, что в качестве отсчетной поверхности следует принять глубину границы главного термоклина, ниже которого водная толща практически однородна по температуре. Однако его нижняя граница очень сильно варьи-

рует по глубине [55]. В умеренных широтах Северного полушария она максимальна и опускается ниже 3000 м, а в приполярных широтах выходит к поверхности. В работе [116] было показано, что тренд в слое 0–700 и 0–3000 м за период 1957–1996 гг. составляет 0,30 и 0,40 мм/год соответственно, т.е. слой 0–700 м объясняет около 75 % стерических колебаний уровня в слое 0–3000 м. При этом корреляция между стерическими компонентами УМО в указанных слоях равна  $r = 0,99$ . Отсюда следует, что хотя слой 0–700 м адекватно описывает межгодовые стерические колебания УМО, однако он заметно занижает величину тренда.

В табл. 2.17 представлены оценки линейного тренда в слое 0–700 м для отдельных океанов по данным [116] и их вклад в дисперсию межгодовых стерических колебаний уровня в виде коэффициента детерминации  $R^2$ . Если рассматривать весь период времени, то максимальный тренд отмечался в Атлантическом океане, причем он почти в три раза превышал оценки тренда для других океанов. Однако в последнее десятилетие максимальный рост термостерической компоненты УМО наблюдался уже в Тихом океане. Очевидно, именно в Тихом океане происходила максимальная интенсификация процесса потепления, в том числе за счет увеличения повторяемости явления Эль-Ниньо во второй половине XX столетия, причем в течение 1993–2003 гг. оно отмечалось три раза.

Таблица 2.17

**Линейные тренды стерических колебаний уровня в слое 0–700 метров для отдельных океанов по данным [169]**

Океан	1955–2003 гг.		1993–2003 гг.	
	$Tr$ , мм/год	$R^2$ , %	$Tr$ , мм/год	$R^2$ , %
Мировой	0,33	62,5	1,23	88,4
Атлантический	0,60	82,8	1,06	40,8
Индийский	0,25	33,1	0,97	41,3
Тихий	0,22	27,2	1,45	73,8

Обратимся теперь к пространственному распределению трендов термостерического уровня Мирового океана в слое 0–700 м за период с 1955 по 2005 г. [169], представленному на рис. 2.21. Из рисунка видно, что на большей части МО происходит подъем уровня, наиболее интенсивный в районах, прилегающих к восточ-

ному побережью Северной Америки. Максимум роста стерического уровня отмечается в зоне Гольфстрима и составляет 3 мм/год. Опускание уровня происходит главным образом в экваториальной зоне западной части Тихого океана и в его умеренных широтах.

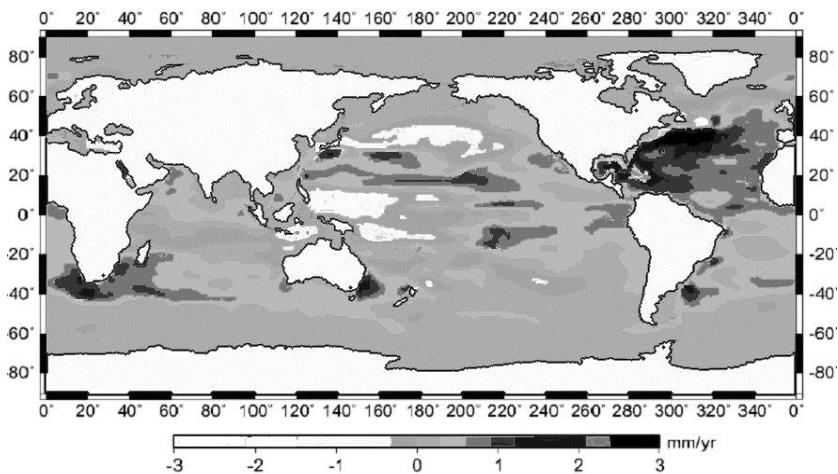


Рис. 2.21. Пространственное распределение трендов термостерического уровня МО в слое 0–700 м за период с 1955 по 2005 гг. [169]

Из результатов зонального осреднения трендов (рис. 2.22) следует, что его максимальные значения отмечаются в тропиках Северного полушария, а минимальные – на экваторе и приполюсных районах [116, 169]. Отметим, что в указанных работах причины формирования этих трендов не рассматриваются, хотя, на наш взгляд, данный вопрос представляется принципиальным. Достаточно очевидными можно считать лишь причины формирования минимального тренда в приполюсных районах, где из-за наличия морского льда главный термоклин, как уже было указано выше, вырождается к поверхности океана.

Однако причины формирования минимального тренда в приэкваториальных широтах Южного полушария и максимального тренда в тропиках Северного полушария не столь очевидны. Из общих представлений понятно, что они могут быть обусловлены соответствующими изменениями вертикального потока тепла вглубь океана, косвенной характеристикой которого является тренд в ТПО, или

адвекцией тепла течениями. Выполненный в работе [66] анализ трендов среднеширотных значений ТПО за указанный период времени по данным [<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/>] показал, что максимальные оценки трендов в ТПО приходятся на зону 0–12° ю.ш., где как раз отмечаются минимальные значения трендов в стерических колебаниях УМО. При этом они совершенно не соответствуют трендам на рис. 2.22.

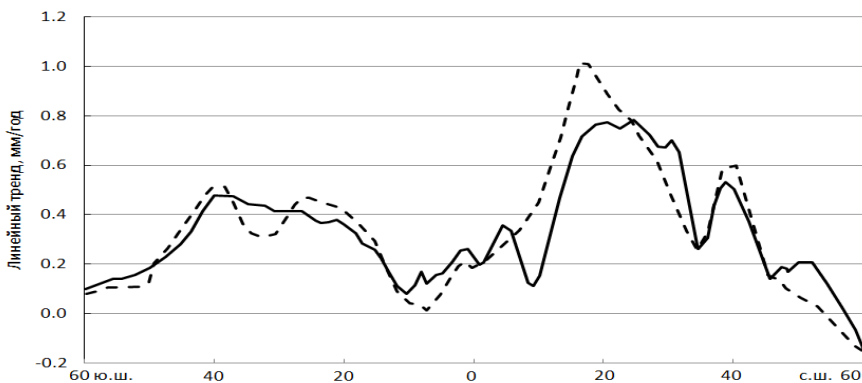


Рис. 2.22. Распределение трендов зонально-осредненных значений стерического уровня океана по данным [169] (непрерывная линия) и [116] (пунктирная линия) за период 1955–2003 гг.

В связи с этим была выполнена оценка трендов вертикального распределения температуры воды для широтных зон 15,5–20° и 32,5–37° с.ш., в первой из которых, как следует из рис. 2.21, тренд максимален, а во второй – весьма мал [73]. Основой выполнения расчетов послужил глобальный архив SODA (Simple Ocean Data Assimilation), содержащий глубоководные гидрологические данные до 5000 м [127]. В настоящей работе использовались среднемесячные данные по температуре воды от горизонта 5 м до глубины 3125 м за период 1955–2003 гг. в узлах полуградусной географической сетки. Предварительно осуществлялось осреднение по пространству глубоководных среднемесячных данных по температуре для широтных зон 15,5–20° и 32,5–37° с.ш. каждого океана и Мирового океана в целом, а затем для каждого горизонта (всего 31 горизонт) выполнялся расчет величин трендов и коэффициен-

тов детерминации, показывающих вклад тренда в дисперсию средних годовых значений температуры.

Результаты расчетов вертикального распределения линейных трендов временных рядов температуры воды для указанных широтных зон за 1955–2003 гг. даны на рис. 2.23. В тропиках самый высокий тренд отмечается в Атлантическом океане, максимум которого находится вблизи глубины 300 м ( $Tr = 0,1 \text{ } ^\circ\text{C}/10 \text{ лет}$ ). В Тихом океане тренд заметно ниже, его максимальные значения приурочены к верхнему казиднородному слою. Вблизи 1500 м оба тренда становятся близкими к нулю. Значительно сложнее вертикальное распределение тренда в Индийском океане, значения которого несколько раз переходят через нуль. Естественно, тренд для всего Мирового океана имеет более гладкий ход, однако на многих глубинах он близок к тренду Тихого океана, который в данной широтной зоне имеет наибольшую площадь.

В зоне 32,5–37° с.ш. рост температуры воды отмечается на всех глубинах Атлантики, максимальные значения его приурочены к верхнему 200-метровому слою. В Тихом океане примерно до глубины 850 м температура воды уменьшается, а ниже – слабо растет. Вследствие этого тренд для Мирового океана дважды переходит через нуль и ниже 1700 м уже окончательно приближается к нулю.

Итак, распределение трендов в разных океанах существенно отличается, что свидетельствует о неодинаковых причинах их формирования. Если бы нагревание водной толщи происходило только за счет процессов даунвеллинга, то тренды были бы близкими друг другу. Очевидно, решающее влияние на формирование трендов оказывает система океанской циркуляции, заметно различающаяся в каждом из океанов, которая «размывает» поступающий сверху «климатический сигнал» практически по всей акватории океана. Из рис. 2.23 видно, что на горизонте 700 м наблюдаются значимые тренды в температуре воды, поэтому ограничиваться слоем 0–700 м для оценки стерических колебаний уровня, как это делается во многих работах [116, 169, 242], нецелесообразно. Очевидно, в первом приближении в качестве нижней границы океана при оценке стерических колебаний можно принять горизонт 1500 м.



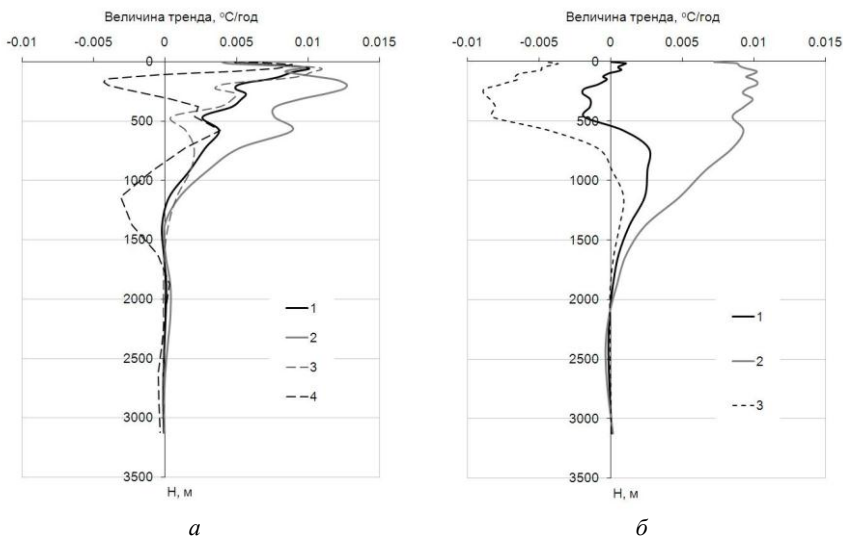


Рис. 2.23. Вертикальное распределение тренда температуры воды на широтах 15,75–19,75° с.ш. (а) и 32,75–36,75° с.ш. (б) [73].  
1 – Мировой; 2 – Атлантический; 3 – Тихий; 4 – Индийский океан

Рассмотрим теперь частотную структуру самого длинного ряда СКУМО, рассчитанного Магселжа [189] за период 1880–2005 гг. На рис. 2.24 представлено вейвлет-преобразование этого ряда после исключения линейного тренда на основе вейвлета Морле. Отрицательным значениям на рисунке соответствуют темные области, а положительным – светлые. Из рис. 2.24 видно, что можно выделить три цикла, наиболее устойчивый из которых (57-летний цикл) проявляется на всем протяжении временного отрезка и остается постоянным по времени. Значительно слабее выражен 19–20-летний цикл, который проявляется почти на всем интервале до середины 1980-х годов. Кроме того, есть слабые 6–8-летние колебания, которые наблюдаются с середины прошлого столетия. Вейвлет-анализ временного ряда температуры поверхности Мирового океана выявил циклы с близкими периодами с небольшим опережением максимумов относительно уровня. В частности, для основного 57-летнего цикла уровень отстает от ТПО на 3–4 года. Корреляция между вейвлет-коэффициентами на этих сдвигах составляет  $r = 0,99$ .

Отметим также, что 60-летний цикл отчетливо выражен в изменениях глобальной температуры воздуха [23, 67] и опережает СКУМО на 7–8 лет. Коэффициент корреляции между вейвлет-коэффициентами для данных сдвигов составил  $r = 0,96$ . Естественно, что 60-летний цикл в изменениях глобальной температуры воздуха опережает аналогичный цикл в ТПО на 4 года ( $r = 0,98$ ). Очевидно, этот цикл имеет атмосферное происхождение.

Отметим, что частотная структура более коротких временных рядов СКУМО [116, 146] заметно отличается от данных [189]. Например, для ряда СКУМО [116] характерен всего один цикл, период которого сильно меняется во времени: от 12 лет в начале периода до 24 лет в его конце, причем наиболее резкое изменение отмечается до 1980 г.

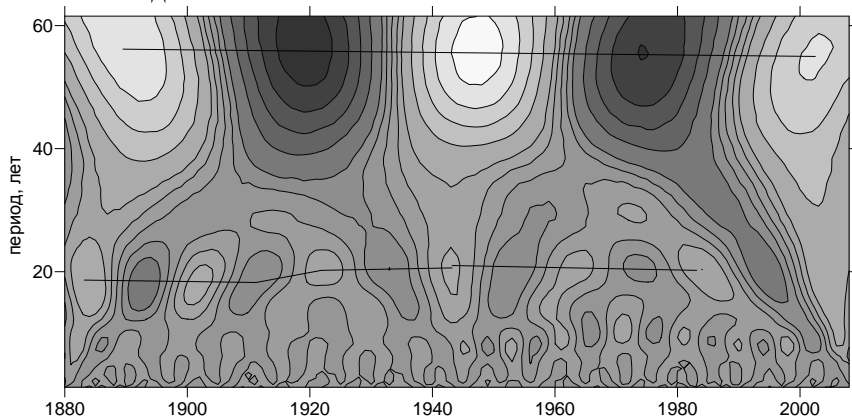


Рис. 2.24. Вейвлет-разложение ряда СКУМО по данным [189]

#### **2.4.2. Физико-статистическая модель и долгосрочный прогноз стерических колебаний уровня океана**

В общем случае формирование термостерической компоненты в конкретный момент времени представляет сумму двух составляющих: «быстрой» и «медленной» [73]. «Быстрая» составляющая обусловлена внешним тепловым балансом океана, представляющим собой результирующий вертикальный поток тепла, который определяет колебания теплосодержания деятельного слоя океана. Период тепловой адаптации системы «океан–атмосфера», как известно, составляет несколько недель. «Медленная» составляющая –

это нагревание (охлаждение) океана сверху и перераспределение тепла по всей его толще до нижней границы главного термоклина. Данный процесс вследствие малых вертикальных скоростей происходит многие годы и даже десятилетия.

На рис. 2.25 представлено пространственное распределение средней за 2007 г. вертикальной скорости на горизонте 50 м на основе глобального архива SODA, в котором оценки 3-х мерных скоростей течений рассчитываются на основе численной имитационной модели общей циркуляции океана по данным о фактическом ветре [223] с учетом ассимиляции в модель глубоководных и поверхностных наблюдений за температурой, соленостью и уровнем океана, полученных с помощью судовых, буйковых и спутниковых станций [128]. Из архива SODA выбирались среднемесячные значения вертикальной скорости в узлах полуградусной географической сетки от 75,5° ю.ш. до 80,5° с.ш. за 2007 г.

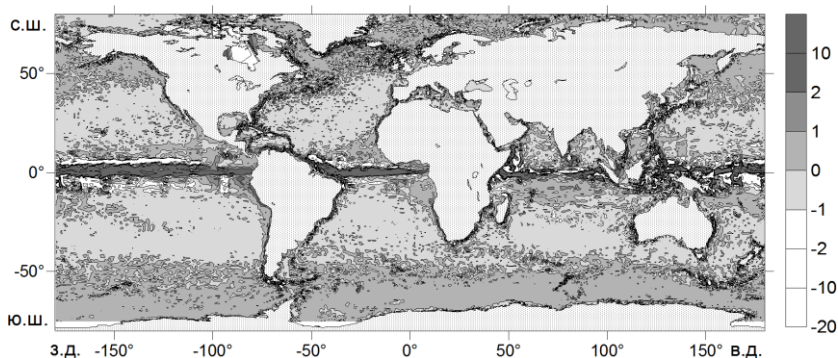


Рис. 2.25. Распределение средней на горизонте 50 м вертикальной скорости за 2007 г. в см/час на основе данных архива SODA [127]

Как видно из рис. 2.25, в узкой полосе вдоль экватора наблюдается ярко выраженный апвеллинг с высокой вертикальной скоростью, которая может превышать 50 см/ч. За этой полосой по направлению к полюсам происходит опускание водных масс вниз, причем максимальные отрицательные скорости отмечаются в приэкваториальной зоне, где они также могут достигать 50 см/ч. В умеренных и высоких широтах опускание водных масс преобладает с характерной вертикальной скоростью 1–2 см/ч. Обращает на себя внимание существование слабого апвеллинга в зоне дей-

ствия Антарктического циркумполярного течения на глубине 50 м, происхождение которого, вообще говоря, не очень ясно.

При осреднении для Мирового океана в целом положительная и отрицательная вертикальная скорость соответственно составляют 0,9 и  $-0,7$  см/ч и с учетом площадей полностью компенсируют друг друга. Отсюда нетрудно получить, что в течение года водные массы опускаются до глубины  $h_{\text{верх}} \approx 60$  м. При сохранении вертикальной скорости неизменной через 10 лет тепловой импульс достигнет глубины около 600 м, а через 20 лет – глубины порядка 1200 м. Однако анализ карт вертикальной скорости из архива SODA свидетельствует, что ниже ВКС средняя глобальная скорость даунвеллинга увеличивается на многих горизонтах до 1–2 см/ч. Поэтому за 20 лет климатический сигнал может дойти до глубин  $h_{\text{нижн}} \approx 1500\text{--}1800$  м.

Итак, основной вывод: в течение года стерические колебания формируются лишь в пределах ВКС. Следовательно, межгодовые стерические колебания УМО определяются суммой составляющих теплового баланса синхронного взаимодействия системы «океан–атмосфера» в конкретный год и предыдущими изменениями температуры воды в толще океана в течение многих лет. К сожалению, отделить эти составляющие друг от друга чрезвычайно сложно, поскольку в каждом районе океана они зависят от множества локальных условий циркуляции. Однако при осреднении по Мировому океану в целом локальные условия нивелируются и разделение «быстрой» и «медленной» стерических компонент, на наш взгляд, становится уже возможным [73]. В этом случае  $h_{\text{стер}} = h_{\text{быст}} + h_{\text{медл}}$ .

Поскольку отношение СКУМО выше и ниже ВКС ( $h_{\text{верх}} / h_{\text{нижн}}$ ) составляет менее 5 %, то вполне разумно полагать, что формирование тренда в  $h_{\text{стер}}$  обусловлено главным образом медленными изменениям температуры воды в толще океана ниже ВКС. В результате медленная стерическая компонента будет представлять сумму тренда и малых случайных колебаний температуры, т.е.  $h_{\text{медл}} = Tr_{\text{стер}} + \delta T$ .

Исходя из этого, представим межгодовую изменчивость стерических колебаний УМО в виде [73]:

$$h_{\text{стер}} = h_{\text{быст}} + Tr_{\text{стер}} + \delta T. \quad (2.33)$$

В работе [66] выполнена оценка быстрой стерической компоненты по данным о ТПО на основе многомерной статистической модели. С этой целью из принятого нами за основу временного ряда стерических изменений УМО [116] был исключен линейный тренд, обуславливающий их «медленную» составляющую. Дисперсия тренда составляет  $20,98 \text{ мм}^2$ , что составляет  $62,5 \%$  от общей дисперсии исходного ряда (табл. 2.18). При этом дисперсия остаточного ряда, определяемая как  $D_{\text{ост}} = D_{\text{стер}} - D_{\text{трен}}$ , характеризует преимущественно быструю компоненту стерических колебаний уровня.

Таблица 2.18

**Оценки отдельных видов дисперсии временного ряда стерических колебаний уровня за 1955–2003 гг.,  $\text{мм}^2$**

Характеристика дисперсии	Общая дисперсия ряда, $D_{\text{стер}}$	Дисперсия тренда, $D_{\text{трен}}$	Дисперсия остаточного ряда, $D_{\text{ост}}$	Дисперсия $h_{\text{быст}}$	Дисперсия случайной части, $D_{\text{случ}}$
Величина, $\text{мм}^2$	33,59	20,98	12,61	9,33	3,28
Вклад, %	100	62,5	37,5	27,8	9,7

Затем осуществлялись оценка линейных трендов в ТПО для акватории Мирового океана и последующее их исключение из временных рядов, чтобы предотвратить их возможное влияние на формирование тренда в стерических колебаниях уровня. Общее число точек (узлов) с данными о ТПО составило 5130. Всего значимых по критерию Стьюдента на уровне  $\alpha = 0,05$  выявлено 3770 трендов, что составляет  $73 \%$  от общего числа точек.

Поскольку не все районы океана оказывают равнозначное влияние на формирование стерических колебаний уровня, то вначале был выполнен расчет коэффициентов корреляции между  $h_{\text{быст}}$  и аномалиями ТПО в отобранных точках и осуществлен отбор значимых по критерию Стьюдента значений  $r$ . В результате было отобрано 307 значимых коэффициентов корреляции, в том числе для Атлантического океана – 94, Индийского – 82 и Тихого – 131. После этого строилась пошаговая регрессионная модель, в которой отбор предикторов осуществлялся методом включения переменных. Результаты расчетов показали, что поскольку до 9 шага все включаемые в модель переменные являются значимыми при уровне значимости  $\alpha = 0,10$ , то она на этом шаге может быть принята в качестве оптимальной модели, т.е.

$$\Delta h_{\text{быстр}} = a_0 + a_1 T_1 + \dots + a_9 T_9, \quad (2.34)$$

где  $T_i$  – аномалии ТПО в отобранных реперных точках МО.

Данная модель описывает 74 % дисперсии остаточного ряда  $h_{\text{ост}} = h_{\text{стер}} - Tr_{\text{стер}}$ , а ее стандартная ошибка равна  $\sigma_{y(x)} = 2,02$  мм/год, что составляет 58 % от стандартного отклонения функции отклика. На рис. 2.26 приводится сопоставление быстрой компоненты стерических колебаний уровня океана за период 1955–2002 гг. по данным [116] и вычисленных по статистической модели (2.34). При этом промежуток 2003–2007 гг. являлся независимым. Как и следовало ожидать, в 2003 г. отмечается максимальное расхождение между вычисленной и фактической экстремальной оценкой стерических колебаний уровня.

Итак, не описываемые моделью (2.34) 26 % дисперсии остаточного ряда  $h_{\text{ост}}$  представляют вклад случайной компоненты. При этом ее вклад в общую дисперсию ряда составляет менее 10 % (табл. 2.18). Поскольку данная компонента не описывается моделью оценки  $h_{\text{быстр}}$ , то ее естественно отнести к медленной компоненте  $h_{\text{медл}}$ . В результате имеем  $D_{\text{медл}} = D_{\text{трен}} + D_{\text{случ}}$ . Таким образом, физический смысл отдельных слагаемых уравнения (2.32), оценки которых даны в табл. 2.18, становится очевиден, и общая дисперсия ряда стерических колебаний примет вид:

$$D_{\text{стер}} = D_{\text{быстр}} + D_{\text{трен}} + D_{\text{случ}}. \quad (2.35)$$

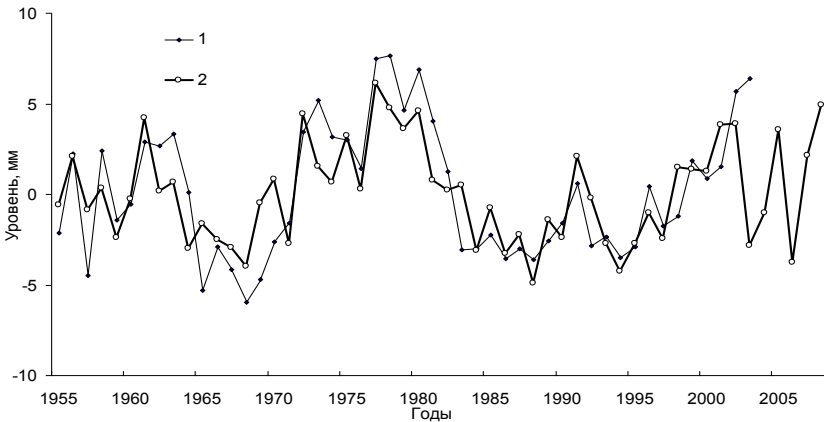


Рис. 2.26. Сопоставление быстрой компоненты стерических колебаний уровня океана по данным [116] (1) и вычисленных по статистической модели (2.34)

Для описания  $h_{\text{медл}}$  была сформирована матрица среднегодовых значений ТПО с 1955 по 2002 г. в 5897 узлах двухградусной сетки Мирового океана архива ERSST, который является дополнением и продолжением известного архива COADS и находится в свободном доступе в сети Интернет [[http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.](http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/)]. Прогностическую регрессионную модель компоненты  $h_{\text{медл}}$  можно записать как:

$$h_{\text{медл},i} = f(\text{ТПО}_{1(i-\tau)}, \text{ТПО}_{2(i-\tau)}, \dots, \text{ТПО}_{m(i-\tau)}), i = 1, m, \quad (2.36)$$

где  $\tau$  – сдвиг в годах;  $m$  – число исходных точек ( $m = 5897$ ). Далее использовалась процедура сдвиговой пошаговой множественной регрессии, суть которой заключалась в следующем. Вначале на нулевом сдвиге строилась модель описания  $h_{\text{медл}}$  методом включения переменных. Оптимальность модели оценивалась путем учета различных статистических критериев [65]. Затем в исходной матрице осуществлялся сдвиг с запаздыванием компоненты  $h_{\text{медл}}$  на 1 год относительно переменных ТПО и строилась новая модель. Подобным образом были построены прогностические модели  $h_{\text{медл}}$  до сдвига 20 лет. Анализ моделей показал довольно высокую точность аппроксимации  $h_{\text{медл}}$  уже при малом числе предикторов. Оптимальные модели на разных сдвигах включают от 3 до 7 предикторов, причем они описывают 80–90 % дисперсии исходного ряда. Отметим, что уже при включении в модели первых двух предикторов точность описания  $h_{\text{медл}}$  достигает 67–88 % дисперсии, при этом стандартные ошибки моделей  $\sigma_{y(x)}$  изменяются от 2,88 мм/год (сдвиг 2 года) до 1,48 мм/год (сдвиг 18 лет). Если учесть, что при оптимальном числе предикторов в моделях уменьшение значений  $\sigma_{y(x)}$  составляет лишь 0,1–0,3 мм/год, то, очевидно, в первом приближении можно ограничиться учетом только первых двух из них.

На основе комплекса из 20 прогностических моделей можно рассчитать 20 прогностических значений  $h_{\text{медл}}$  на 2003 г. и 1 значение  $h_{\text{медл}}$  на 2023 г. Естественно, с увеличением заблаговременности степень надежности прогностических оценок  $h_{\text{медл}}$  уменьшается, поэтому последние пять лет были исключены из анализа. Результаты прогноза медленной составляющей стерических колебаний УМО приводятся на рис. 2.27. Прогностическая кривая есть результат осреднения оценок  $h_{\text{медл}}$  на каждом сдвиге  $\tau$ , а верти-

кальная линия – доверительный интервал, в качестве которого принято значение  $\pm\sigma$ .

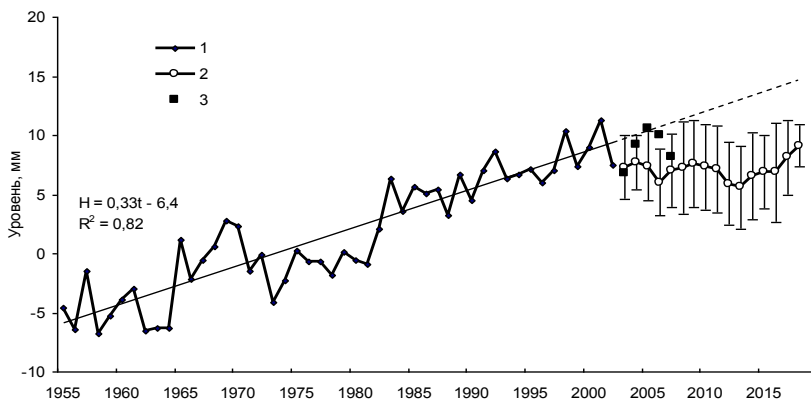


Рис. 2.27. Фактические (1) и прогностические (2) оценки медленной составляющей стерических колебаний УМО [73].

Вертикальные линии показывают доверительный интервал равный  $\pm\sigma$ . Черные квадратики (3) означают стерические колебания УМО, рассчитанные в работе [129] как разность между фактическими изменениями УМО по альтиметрическим наблюдениям и изменениями массы Мирового океана, оцененными с помощью спутника GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment)

Кроме того, на рис. 2.27 даны оценки стерической компоненты УМО за 2003–2007 гг., рассчитанные как разность между фактическими изменениями УМО по альтиметрическим наблюдениям и изменениями массы Мирового океана, оцененными с помощью спутника последнего поколения GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) [129]. Нетрудно видеть, что после 2002 г. отмечается заметное занижение значений  $h_{\text{стер}}$ , но при этом они фактически не выходят из диапазона доверительных интервалов прогностических значений  $h_{\text{медл}}$  на каждом шаге. Еще более резкое занижение  $h_{\text{стер}}$  характерно для ее прогностических оценок, причем практически все они лежат ниже линии тренда фактических значений  $h_{\text{медл}}$ . Оценка тренда за 2003–2018 гг. ( $Tr = 0,1$  мм/год) показала, что он является незначимым по критерию Стьюдента.

Итак, формирование тренда в стерических колебаниях уровня Мирового океана происходит главным образом за счет «медленной» компоненты, вклад которой составляет более 70 % от дис-



персии исходного процесса. Установлено отсутствие значимого тренда в прогностических оценках стерических колебаний, начиная с 2003 г., что означает заметное замедление роста стерической компоненты УМО в первые два десятилетия XXI в. Очевидно, это возможно только вследствие охлаждения Мирового океана в результате уменьшения его теплосодержания.

### 2.4.3. Изменения теплосодержания океана

Как было отмечено выше, при глобальном осреднении СКУМО практически полностью определяются изменением теплосодержания Мирового океана, которое вследствие своей высокой теплоемкости и инерционности является также важнейшим фактором изменений глобального климата. В частности, общее увеличение теплосодержания Земли за период 1955–1998 гг. на 84 % было обеспечено именно Мировым океаном [182]. Теплосодержание Мирового океана (ТМО) в слое от поверхности до глубины  $h$  может быть вычислено по следующей формуле [168]:

$$H = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{z_1}^{z_2} \rho(T, S_c) C_p (T - T_o) a^2 \cos(\varphi) dz d\varphi d\lambda, \quad (2.37)$$

где  $\rho(T, S_c)$  – плотность морской воды при температуре  $T$  и климатической солености  $S_c$  на глубине  $z$ ;  $C_p$  – теплоемкость морской воды;  $T_o$  – отсчетная температура;  $R$  – радиус Земли;  $\varphi$  – широта;  $\lambda$  – долгота. Отметим, что хотя существует широкий выбор величины  $T_o$ , этот выбор является не столь существенным, чтобы повлиять на конечный результат расчета ТМО.

Две основные проблемы определения ТМО были уже отмечены выше. Это, прежде всего, неопределенность получаемых оценок ТМО из-за пространственно-временной неоднородности глубоководных данных по температуре воды, которые, с одной стороны, для многих районов океана просто отсутствуют, а с другой – их число постоянно менялось во времени. Кроме того, в середине 70-х гг. прошлого века были выявлены большие расхождения между данными температуры, полученной обрывными термозондами (ХВТ) и данными зондов Conductivity-Temperature-Depth (CTD-зонды). Расхождения в значениях температуры воды в среднем составляли 0,2–0,4 °С, т.е. были весьма значительны и заключались

в ошибках расчета глубин океана по скорости падения ХВТ-зондов. Естественно, это приводило к заметным искажениям в получаемых оценках ТМО и потребовало корректировки данных ХВТ-зондов. И хотя работа над исправлением данных была начата еще в конце 70-х годов, более надежные оценки изменения теплосодержания океана стали доступны лишь в течение нескольких последних лет.

В настоящее время мы имеем несколько длительных откорректированных временных рядов аномалий ТМО [146, 158, 168, 183, 241]. В работе [123] дается их сравнение со значениями ТМО без коррекции. Во всех случаях расхождения весьма значительны, особенно в 70-е годы прошлого столетия. Автором делается вывод, что, несмотря на исключение систематических ошибок, тем не менее, возникают дополнительные неопределенности в оценках ТМО из-за различий в самой методике коррекции. В связи с этим для анализа межгодовых колебаний ТМО имеет смысл рассматривать не каждый ряд в отдельности, а результат их осреднения во времени.

На рис. 2.28 приводится осредненная кривая аномалий ТМО по данным [146, 158, 168, 183, 241]. На этом же рисунке в виде вертикальных линий приведены максимальные отклонения от среднего ТМО для каждого года, которые, по сути, представляют оценку неопределенности значений ТМО, а также дается временной ряд ТМО без коррекции. Нетрудно видеть, что расхождения между «истинными» значениями ТМО и ими без коррекции меняются во времени и даже меняют знак. Если до 1970 г. откорректированные оценки ТМО превышают их значения без коррекции, то затем до начала 80-х годов, наоборот, они уже существенно занижены. Что касается рассеяния оценок ТМО отдельных авторов от осредненной кривой, то чаще всего в качестве крайних значений (29 %) оказывались оценки ТМО, полученные в работе [146], а реже всего (11 %) данные [241]. Наибольший разброс свойствен не начальному периоду, когда число наблюдений было наименьшим, а последнему десятилетию столетия.

В табл. 2.19 приводятся оценки трендов для различных временных рядов ТМО. Осредненному ряду ТМО свойствен отчетливый линейный тренд ( $Tr = 0,22 \times 10^{22}$  Дж/год), описывающий 75 % дисперсии исходного ряда. Хуже всего тренд выражен в данных [158], лучше всего – в данных [182, 168]. Однако на фоне основного трен-

да можно выделить промежутки времени, где изменения ТМО имеют иной характер. В частности, в течение 1955–1975 гг. тренд вообще отсутствует, а в XXI-м столетии он заметно усиливается.

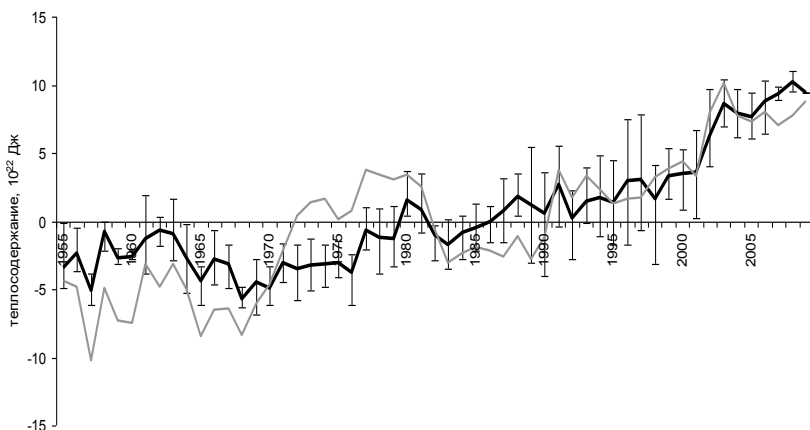


Рис. 2.28. Межгодовой ход аномалий теплосодержания Мирового океана, усредненных по данным разных авторов [146, 158, 168, 183, 241] (черная кривая). Серая кривая – данные аномалий ТМО без коррекции.

Вертикальные линии – крайние значения аномалий ТМО для каждого года

Таблица 2.19

**Оценки линейных трендов теплосодержания Мирового океана за 1955–2008 гг. по данным разных авторов [146, 158, 168, 183, 241]**

	Gouretski et. al. [158]	Levitus et. al. [182]	Wijffels et. al. [241]	Ishii et. al. [168]	Dominges et. al. [146]	Сред- ний
$Tr, \times 10^{22}$ Дж/год	0,16	0,25	0,18	0,18	0,26	0,22
$R^2, \%$	36	76	60	76	68	75

В табл. 2.20 представлены оценки коэффициентов корреляции для временных рядов ТМО. Как и следовало ожидать, корреляция между исходными временными рядами ТМО, исключая данные [158] и [146], является довольно высокой и изменяется в пределах от 0,70 до 0,94, а после исключения трендов – в пределах от 0,54–0,79 (табл. 2.20). Наиболее тесная статистическая связь отмечается для данных [168] и [182]. Осредненный ряд ТМО имеет максимальную корреляцию с данными [182], причем даже после исключения тренда она составляет  $r = 0,90$ , а минимальную – с данными [158].

Полученные в предыдущем разделе результаты означают, что следует ожидать значительное замедление роста стерической компоненты УМО в первые два десятилетия XXI в. в результате охлаждения Мирового океана из-за уменьшения его теплосодержания. Но действительно ли началось охлаждение Мирового океана? Очевидно, в работе [188] было впервые показано, что монотонный рост теплосодержания в течение 1993–2003 гг. сменился в 2004–2005 гг. его резким уменьшением. На этом основании авторами высказано предположение о начавшемся периоде охлаждения океана (Cooling of the Ocean). В дальнейшем неоднократно исследователями высказывались различные точки зрения по данному вопросу.

Таблица 2.20

**Корреляционная матрица временных рядов ТМО [146, 158, 168, 183, 241].**

**Правый треугольник – коэффициенты корреляции исходных рядов,  
левый треугольник – коэффициенты корреляции после удаления  
трендовой составляющей**

Авторы	Gouretski et. al. [158]	Levitus et. al. [182]	Wijffels et. al. [241]	Ishii et. al. [168]	Dominges et. al. [146]	Усред- ненный ряд
Gouretski et. al. [158]	1	0,85	0,70	0,74	0,48	0,87
Levitus et. al. [182]	0,79	1	0,84	0,94	0,87	0,98
Wijffels et. al. [241]	0,57	0,55	1	0,81	0,80	0,92
Ishii et. al. [168]	0,65	0,77	0,46	1	0,85	0,95
Dominges et. al. [146]	0,30	0,54	0,55	0,60	1	0,92
Средний	0,87	0,90	0,76	0,82	0,71	1

На рис. 2.29 представлена осредненная кривая ТМО за 2000–2009 гг. по данным [154, 171, 173]. Вертикальные прямые – это максимальные отклонения от среднего ТМО. Нетрудно видеть, что до 2003 г. ТМО росло, а затем вплоть до 2009 г. отмечается его стабилизация, т.е. происходят лишь небольшие отклонения от среднего значения, равного  $1,6 \times 10^{22}$  Дж. На этом же рисунке нанесен межгодовой ход СКУМО по прогностической физико-статистической модели [73]. Достаточно очевидно, что в течение 2003–2009 гг. отмечается и определенная стабилизация в стерических

колебаниях УМО, т.е. изменения обоих временных рядов носят согласованный характер.

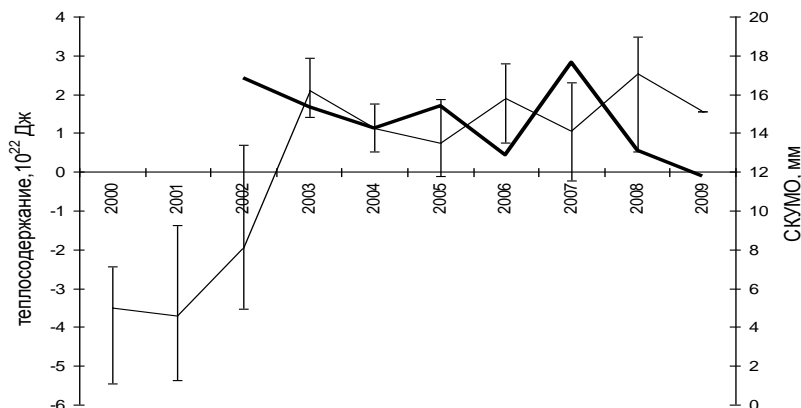


Рис. 2.29. Межгодовой ход аномалий теплосодержания Мирового океана в слое 0–700 м осредненных по данным [146, 158, 168, 183, 241] (тонкая кривая) и прогностических значений стерических колебаний уровня Мирового океана (толстая кривая) по данным [73] за период 2000–2009 гг. Вертикальные прямые – максимальные отклонения от аномалий среднего теплосодержания

Поскольку изменения ТМО обусловлены главным образом поступлением тепла через поверхность океана и дальнейшим его перераспределением по всей толще океана в течение длительного времени, то это означает принципиальную возможность построения статистической модели ТМО на основе данных о ТПО. Для этой цели использован временной ряд ТМО [182], который постоянно пополняется новыми данными и находится в свободном доступе в сети Интернет. Указанный ряд был разделен на две выборки: зависимую (1968–2004 гг.), по которой определялись параметры модели, и независимую (2005–2009 гг.), используемую для проверки ее качества. Исходными данными послужили значения аномалий поверхностной температуры Мирового океана от 60° с.ш. до 60° ю.ш. в узлах 2-градусной сетки, полученные из архива NOAA NCDC ERSST, находящегося в свободном доступе в интернете. Суммарное число узлов составило 8200 значений.

Итак, статистическая модель средних годовых значений ТМО в зависимости от аномалий ТПО имеет вид:

$$H = f(\Delta T_1, \Delta T_2, \dots, \Delta T_m), \quad (2.38)$$

где  $\Delta T_i$  – аномалии ТПО в узлах 2-х градусной сетки;  $m$  – число исходных точек ( $m = 8200$ ). При построении модели (2.38) использован метод множественной литейной регрессии с пошаговым включением переменных [65]. На рис. 2.30 представлено изменение характеристик стандартной ошибки модели ( $\sigma_y$ ) и коэффициента детерминации ( $R^2$ ) в зависимости от числа включаемых переменных. Из рис. 2.30 видно, что коэффициент детерминации плавно возрастает, а стандартная ошибка модели также плавно убывает. На 10 шаге  $R^2 = 0,93$ , а  $\sigma_y = 0,4 \times 10^{22}$  Дж. Критерий Фишера значим на всех шагах, а оценки  $p$ -level коэффициентов регрессии (на уровне значимости  $\alpha = 0,05$ ) показали, что в моделях с 8 и 10 предикторами несколько коэффициентов регрессии являются незначимыми. Поэтому в качестве оптимальной была принята модель с 7 предикторами, для которой  $R^2 = 0,88$ , а  $\sigma_y = 0,6 \times 10^{22}$  Дж. Географическое распределение исходных точек ТПО охватывает всю акваторию Мирового океана (Тихий океан – 3 предиктора, Атлантический океан – 3 предиктора, Индийский океан – 1 предиктор).

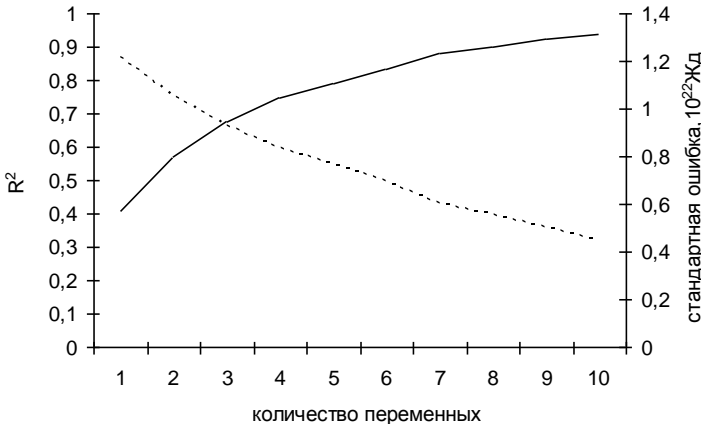


Рис. 2.30. Распределение статистических параметров моделей зависимости ТМО от ТПО до 10 шага. Сплошная линия – коэффициент детерминации  $R^2$ , пунктирная – стандартная ошибка модели  $\sigma_y$  (в  $10^{22}$  Дж)

На рис. 2.31 приводится сопоставление фактических и вычисленных по модели (2.38) значений ТМО. С 2005 г. осуществлялся

расчет ТМО по независимым данным ТПО, т.е. не используемым для оценки коэффициентов модели. Нетрудно видеть, что в течение всех пяти лет (2005–2009 гг.) расхождения между фактическими и вычисленными по модели значениями ТМО малы и носят случайный характер. При этом стандартная ошибка «спрогнозированных» значений меньше стандартной ошибки исходной выборки.

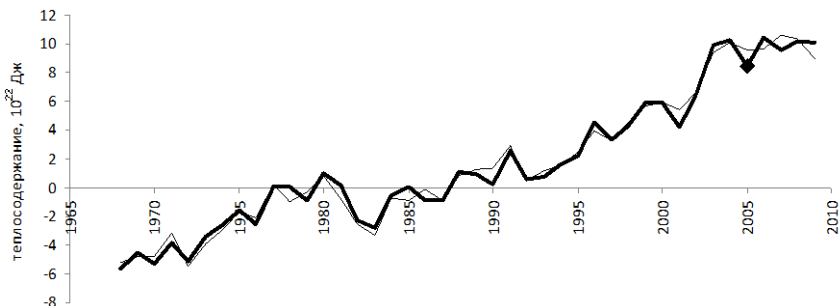


Рис. 2.31. Временной ход теплосодержания Мирового океана по данным [182].

Толстая кривая – исходные значения ТМО, тонкая кривая – вычисленные значения ТМО по модели (2.38).

Квадрат – начало расчета ТМО по независимым данным ТПО

Итак, статистическая модель на основе данных всего лишь 7 двухградусных квадратов ТПО обеспечивает минимальную ошибку восстановления ТМО с достаточной для практических целей точностью. Очевидно, что она может рассматриваться как часть системы мониторинга теплосодержания Мирового океана, позволяющая по малому числу реперных точек косвенно оценить изменения ТМО. Огромным преимуществом статистической модели (2.38) является ее простота, доступность и отсутствие необходимости в использовании глубоководных данных температуры воды.

## **2.5. Оценка вклада различных факторов в колебания уровня Мирового океана**

### ***2.5.1. Методические аспекты оценивания вкладов различных факторов***

Поскольку на морской уровень влияет очень большое число самых разнообразных факторов, то разработка методов оценки их

вкладов становится весьма актуальной. В 1 разделе было показано, что в современных климатических условиях при изучении межгодовой изменчивости УМО деформационными факторами можно пренебречь без существенной потери точности, вследствие чего она определяется суммой стерических и эвстатических факторов. Поэтому перепишем выражение (1.2) с учетом (2.10) в следующем виде:

$$\Delta h_M = \Delta h_{\text{Э}} + \Delta h_{\text{стер.}} = A_M^{-1}(P_{MO} + M + I - E_{MO} + \Delta V_{\text{стер.}}). \quad (2.38)$$

Все слагаемые правой части уравнения (2.38) зависят в основном от приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) [60, 73, 105]. Действительно, изменения ПТВ формируют режим накопления (расходования) массы горных ледников, морских льдов, в значительной степени покровных ледников и, следовательно, определяют поступление пресных вод ледников в океан. Кроме того, ПТВ влияет на изменчивость испарения и осадков над океаном, а через изменения температуры поверхности океана вызывает стерические колебания уровня. Отсюда следует, что поскольку суммарные изменения УМО зависят от глобальной температуры воздуха, то их можно рассматривать в виде индикатора колебаний глобального климата Земли.

Компоненты уравнения (2.38), непосредственно влияющие на изменения УМО, назовем первичными (внутренними) уровнеобразующими факторами, а факторы, определяющие формирование самих компонентов уравнения (2.38) и, следовательно, опосредованно воздействующими на УМО, – вторичными (внешними) факторами. Например, испарение определяется перепадом влажности в приводном слое атмосферы и скоростью ветра, а стерические колебания УМО обусловлены вертикальным распределением в океане температуры и солености. В свою очередь, эти характеристики определяются еще более «внешними» факторами. В результате получаем целую иерархическую цепочку воздействующих на УМО факторов.

Кроме того, подставляя в выражение (1.2) формулу (2.8), получим:

$$\Delta h_M = \Delta h_{\text{Э}} + \Delta h_{\text{стер.}} = A_M^{-1}(-\Delta V_K - \Delta V_{\text{Л}} + \Delta V_{\text{стер.}}). \quad (2.39)$$



Таким образом, отличие уравнений (2.38) и (2.39) состоит в том, что в первом случае оценивание вкладов в формирование колебаний УМО осуществляется на основе составляющих пресноводного баланса, а во втором – через изменения массы (объема) вод в криосфере и литосфере Земли. При этом возможно несколько способов оценки вкладов разных факторов. На наш взгляд, наиболее точным является использование модели множественной линейной регрессии (МЛР). Покажем суть этого способа на примере уравнения (2.38). Запишем модель МЛР в виде:

$$y_i = b_0 + \sum_{j=1}^m b_j x_{ij} + \varepsilon_i, \quad (2.40)$$

где  $y_j$  – приращение УМО в  $i$ -й год ( $\Delta h_{Mi}$ );  $x_{ij}$  – значение  $j$ -й компоненты уравнения (2.38) в  $i$ -й год;  $m$  – число компонент;  $\varepsilon_i$  – ошибка модели (2.40), которая определяется как разность между фактическими и вычисленными по уравнению (2.38) значениями  $\Delta h_{Mi}$  в  $i$ -й год. В этом случае сумма слагаемых в правой части (2.40) всегда будет равна фактической величине  $\Delta h_{Mi}$ . Далее методом наименьших квадратов рассчитываются все параметры модели МЛР. В результате получаем коэффициент детерминации модели, равный  $R^2 = 1$ . Перейдем от коэффициентов регрессии  $b_j$  к их стандартизованным аналогам  $\beta_j$ , определяемым по формуле  $\beta_j = b_j(\sigma_x/\sigma_y)$ , где  $\sigma_x$  – стандартное отклонение переменной  $x_j$ , а  $\sigma_y$  – стандартное отклонение переменной  $y_j$ . В этом случае стандартизованное уравнение МЛР примет вид:

$$z_y = \beta_1 z_1 + \beta_2 z_2 + \dots + \beta_m z_m = \sum \beta_j z_j. \quad (2.41)$$

Здесь  $z_y$ ,  $\beta_j$ ,  $z_j$  – стандартизованные значения функции отклика, коэффициентов регрессии и предикторов соответственно. Стандартизованные коэффициенты регрессии обладают тем свойством, что их математическое ожидание равно нулю, а дисперсия – единице. Поэтому их физический смысл состоит в том, что они показывают относительную роль каждого предиктора в описании изменчивости функции отклика. Коэффициент детерминации функции отклика может быть представлен как

$$R^2 = \sum \beta_j r_{yj} = \beta_1 r_{y1} + \beta_2 r_{y2} + \dots + \beta_m r_{ym}, \quad (2.42)$$

где  $r_{yj}$  – парный коэффициент корреляции между предиктантом и  $j$ -м предиктором. Отсюда следует, что произведение  $\beta_j r_{yj}$  представляет собой вклад каждого из предикторов  $X_j$  в описание изменчивости функции отклика.

К сожалению, данный способ оценивания вкладов уровнеобразующих факторов до настоящего времени в расчетах не использовался. Наиболее распространенным способом является оценка вкладов на основе линейных трендов. Суть ее состоит в следующем. За некоторый промежуток времени по фактическим (футшточным или альтиметрическим) данным рассчитывается тренд УМО. Одновременно за этот же промежуток времени вычисляются линейные тренды уровнеобразующих факторов, которые сравниваются с фактическим трендом УМО. Дополнительно сравнивается суммарный тренд уровнеобразующих факторов с фактическим трендом. Разность между ними (невязка) показывает суммарную погрешность уровнеобразующих факторов. Исходя из сказанного и принимая во внимание (1.31), запишем уравнение (2.38) с учетом линейной независимости его отдельных членов в виде:

$$\begin{aligned} Tr(h_M) &= Tr(\Sigma \Delta h_M) = \\ &= Tr(P_M) - Tr(E_M) + Tr(M) + Tr(I) + Tr(\Delta V_C). \end{aligned} \quad (2.43)$$

Вклад каждого фактора определяется как  $k_j = Tr(X_j)/Tr(h_M)$ , где  $X_j$  –  $j$ -я компонента в формуле (2.43). Суммарная невязка, равная  $\eta = \Sigma Tr(X_j) - Tr(h_M)$ , показывает расхождение между вычисленным по уравнению (2.43) и фактическим трендом УМО.

Рассмотрим теперь трендовый подход применительно к уравнению (2.39). С этой целью представим уравнение воды в твердой фазе следующим образом:

$$\Delta V_K = \Delta V_{ЛЩ} + \Delta V_{ГЛ} + \Delta V_{МЛ} + \Delta V_{ВМ}, \quad (2.44)$$

где слагаемые в правой части данной формулы означают изменения объема ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии ( $\Delta V_{ЛЩ}$ ), горных ледников ( $\Delta V_{ГЛ}$ ), морских льдов ( $\Delta V_{МЛ}$ ), и вечной мерзлоты ( $\Delta V_{ВМ}$ ). В еще более простом виде запишем уравнение водного баланса верхнего слоя литосферы:

$$\Delta V_{Л} = \Delta V_{пов} + \Delta V_{под}, \quad (2.45)$$

где  $\Delta V_{\text{пов}}$  – изменения объема поверхностных вод суши за счет соответствующих изменений в озерах и водохранилищах, болотах, русловой сети;  $\Delta V_{\text{под}}$  – изменения объема подземных вод суши. Подставляя (2.44) и (2.45) в (2.39), получим:

$$\begin{aligned} Tr(h_M) = & Tr(\Delta V_{\text{лщ}}) + Tr(\Delta V_{\text{гл}}) + Tr(\Delta V_{\text{мл}}) + \\ & + Tr(\Delta V_{\text{вм}}) + Tr(\Delta V_{\text{пов}}) + Tr(\Delta V_{\text{под}}) + Tr(\Delta V_{\text{с}}). \end{aligned} \quad (2.46)$$

В зарубежных исследованиях именно данное уравнение в основном используется для оценки вкладов разных факторов в формирование тренда УМО за различные интервалы времени. Их результаты обобщены в отчетах МГЭИК [165, 167] и ряде других обобщающих работ. Естественно, при этом учитываются не все члены уравнения (2.46). Так, в Третьем отчете МГЭИК, где рассматривается XX столетие (1910–1990 гг.), не учитываются изменения морских льдов, подземных вод суши и др.

Естественно, чисто трендовый подход лишь приближенно позволяет судить о вкладе отдельных факторов и сильно зависит от коэффициента детерминации тренда. Чем больше его величина, тем точнее оценки вкладов отдельных факторов отражают изменчивость исходного процесса. Поэтому при малой величине коэффициента детерминации использование данного подхода вряд ли имеет смысл. Учитывая, что начиная с 1924 г. величина  $R^2$  для тренда УМО составляет более 90 % (см. табл. 1.5), то трендовый подход допустим. Вследствие своей простоты именно он является основным не только в зарубежных, но и в отечественных исследованиях.

### ***2.5.2. Результаты оценивания вкладов различных факторов***

В главе 1 было показано, что доминирующий вклад в изменения УМО в межгодовом масштабе времени вносят климатические факторы. Их оценки по мере накопления фактического материала, особенно спутниковых наблюдений, в последние десятилетия быстро возрастают. Наиболее детальный систематический анализ, безусловно, принадлежит группе экспертов МГЭИК, которые в Третьем отчете [167] обобщили результаты очень многих исследований и представили оценки вкладов различных факторов за период 1910–1990 гг., а в Четвертом отчете [165] – за отдельные более короткие (1961–2003 и 1993–2003 гг.) интервалы времени.

Однако весьма важно, что к числу первых оценок вклада современных изменений запасов вод в пределах криосферы и литосферы в возможные изменения УМО относятся результаты, полученные Т.П. Калининым и Р.К. Клиге [80]. По их данным, рост УМО за 1900–1960 гг., равный 1,6 мм/год, обусловлен, в основном, падением объема подземных вод (0,8 мм/год) и таянием ледниковых покровов (0,7 мм/год). Более подробная оценка вклада изменений запасов вод в пределах криосферы и литосферы в возможные изменения УМО была сделана Р.К. Клиге [38] за период с 1900 по 1975 г.

Таблица 2.21

**Оценки вклада изменений запасов вод в различных резервуарах на колебания УМО с 1900 по 1975 г. по данным Клиге [38] и Робина [18] и с 1910 по 1990 г. по данным МГЭИК [167]**

Резервуары	Изменения запасов воды, км <sup>3</sup> /год		Изменения уровня Мирового океана, мм/год			
	Клиге	Робин	Клиге	Робин	IPCC	
					Min	Max
Плотностные изменения УМО	–	137	–	0,38	0,3	0,7
<i>Литосфера</i>						
Бессточные озера	–63	–72	0,17	0,20	–	–
Водохранилища	69	69	–0,19	–0,19	–	–
Подземные воды	–136	–25	0,38	0,07	–	–
Всего	–130	–28	0,36	0,08	–1,1	0,4
<i>Криосфера</i>						
Антарктида	–315	100	0,87	–0,28	–0,2	0,0
Гренландия	–82	–110	0,23	0,30	0,0	0,1
Ледниковые щиты: долгопериодные колебания	–	–	–	–	0,0	0,5
Горные и арктические ледники	–15	–145	0,04	0,50	0,2	0,4
Мировой океан в целом	–542	–183	1,50	0,88	1,0	2,0

В табл. 2.21 приводятся оценки вкладов различных факторов в колебания УМО по данным Клиге в сопоставлении с результатами Робина [18] и за период с 1910 по 1990 г. по экспертным данным МГЭИК [167], причем учитывая значительный разброс в оценках, даются как минимальные, так и максимальные значения вкладов в изменения УМО. Если сравнивать результаты Клиге и Робина, то можно отметить почти полное совпадение в изменении-

ях объема бессточных озер и водохранилищ, а наиболее существенные расхождения – в оценках вкладов изменений запасов подземных вод. По данным Клиге, их вклад составляет 0,38 мм/год, в то время как по данным Рубина – всего 0,07 мм/год. Огромные расхождения отмечаются также в оценках вклада Антарктиды. Если оценка Р.К. Клиге представляется завышенной, то оценка Рубина – физически недостоверной. В результате суммарный вклад всех факторов в первом случае составляет 1,5 мм/год, а во втором – 0,88 мм/год. По фактическим данным, рост УМО за рассматриваемый период равен 1,8 мм/год [75].

По существу, единственный фактор, дающий отрицательный вклад в УМО, – это изменения объема водохранилищ, строительство которых, особенно интенсивное в середине XX столетия, изъяло из оборота довольно значительный объем воды. Суммарный объем воды, изымаемый при строительстве водохранилищ на земном шаре в XX столетии, как уже отмечалось выше, составляет  $10\,800\text{ км}^3$ , что соответствует падению УМО на 30 мм или отрицательному тренду в УМО, равному 0,30 мм/год [132].

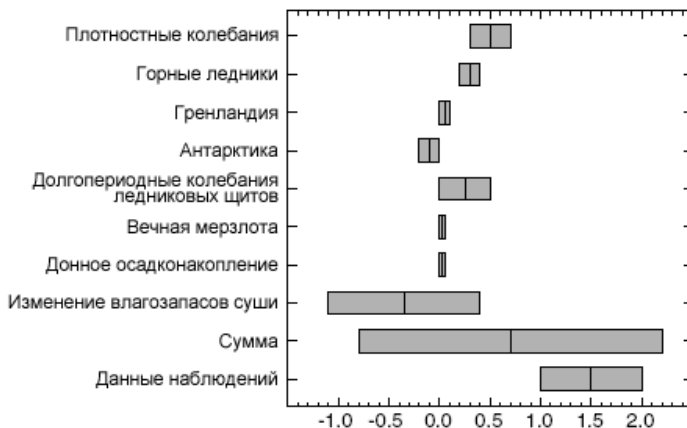


Рис. 2.32. Оценки вклада различных факторов в формирование тренда УМО по данным различных авторов за период 1910–1990 гг. [167]

Обратимся теперь к рис. 2.32, на котором дается обобщенная схема вклада различных факторов в формирование тренда УМО по данным различных авторов за период 1910–1990 гг. [167]. Ширина диапазона вклада фактора показывает степень недостаточности

наших знаний о его роли в изменениях УМО. Так, по данным береговых станций, рост УМО в XX в. варьирует в пределах 1,0–2,0 мм/год при среднем значении 1,5 мм/год. Особенно впечатляет разброс оценок суммарных изменений влагозапасов континентов, который варьирует в пределах от –1,1 до 0,4 мм/год. Такой значительный разброс обусловлен в основном малонадежными оценками изменений запасов подземных вод. Принимая во внимание, что именно на суше мы имеем наиболее репрезентативную измерительную сеть за водами гидросферы, подобные расхождения не могут не настораживать. По существу это свидетельство очень низкой точности крупномасштабных воднобалансовых расчетов.

По данным экспертов МГЭИК, рост УМО в наибольшей степени обусловлен плотностными изменениями толщи вод океана (0,3–0,7 мм/год) и долгопериодными колебаниями ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии (0,0–0,5 мм/год). Вклад горных ледников составляет 0,2–0,4 мм/год. Однако таяние горных ледников, которое весьма существенно, может давать непосредственный вклад в изменения УМО только с ледников, расположенных на островах в СЛО и территории Аляски. Горные ледники, находящиеся в Европе, Азии, Африке и Южной Америке, могут влиять на УМО, очевидно, только через приток речных вод к океану. Поэтому вряд ли следует непосредственно учитывать их вклад в тренд УМО. Вклад вечной мерзлоты и донного осадконакопления пренебрежимо мал.

Эксперты МГЭИК разграничили влияние ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды на УМО на две компоненты: короткопериодную, обусловленную непосредственно изменениями климата за 1910–1990 гг., и долгопериодную, связанную с палеоклиматическими колебаниями. Из их оценок следует, что эти компоненты имеют противоположные тенденции. С одной стороны, вследствие потепления климата и повышения количества осадков происходит некоторое увеличение массы ледникового покрова Антарктиды, а с другой – его разрушение за счет откалывания айсбергов.

Итак, по данным экспертов МГЭИК, суммарный вклад всех рассматриваемых факторов составил от –0,8 до 2,2 мм/год при средней оценке 0,7 мм/год. Следовательно, вклад изменений запа-

сов вод криосферы и литосферы практически в два раза меньше роста УМО по данным наблюдений (1,5 мм/год). Если же исключить из суммарного вклада оценку таяния горных ледников, то он вообще уменьшится до 0,4 мм/год. В результате имеем огромную невязку (дисбаланс) между рассчитанными и фактическими значениями тренда в колебаниях УМО. Это свидетельствует о явно неудовлетворительном состоянии оценок запасов вод в литосфере и криосфере.

В последующие годы в зарубежных исследованиях оценки вклада различных факторов в колебания УМО неоднократно пересматривались. Так, в Четвертом отчете МГЭИК [165] представлены обобщенные оценки разных авторов за 1961–2003 и 1993–2003 гг. (табл. 2.22). Кроме того, в табл. 2.22 приводятся оценки вкладов различных факторов на основе спутниковых наблюдений GRACE и буев ARGO за период 2003–2008 гг., полученные в работе [129]. Сразу же отметим, что оценки трендов за короткие периоды времени являются малонадежными, ибо даже изменение длины ряда на 1 год может привести к существенному изменению не только величины тренда, но даже смены его знака. Поэтому оценки трендов за 1993–2003 и 2003–2008 гг. являются сугубо ориентировочными.

Таблица 2.22

**Вклады различных факторов в формирование тренда уровня Мирового океана**

Факторы, влияющие на УМО	Тренды для периода, мм/год			
	1910–1990 гг. [167]	1961–2003 гг. [165]	1993–2003 гг. [165]	2003–2008 гг. [129]
Термическое расширение	0,51 ± 0,20	0,42 ± 0,12	1,6 ± 0,5	0,31 ± 0,15
Ледники и ледниковые шапки	0,30 ± 0,09	0,5 ± 0,18	0,77 ± 0,22	1,1 ± 0,24
Гренландский ледниковый щит	0,06 ± 0,05	0,05 ± 0,12	0,21 ± 0,07	1,00 ± 0,15
Антарктический ледниковый щит	–0,09 ± 0,10	0,14 ± 0,41	0,21 ± 0,35	
Другие факторы*	–0,07 ± 0,78	–	–	0,17 ± 0,10
Сумма	0,70 ± 0,82	1,1 ± 0,5	2,8 ± 0,7	2,58 ± 0,34
Наблюденный уровень моря	1,5 ± 0,50	1,8 ± 0,5	3,1 ± 0,7	2,5 ± 0,4

*Примечание.* \* Другие факторы: за период с 1910 по 1990 гг. вошли: вечная мерзлота, донное осадконакопление и материковый сток, а за период с 2003 по 2008 г. – только материковый сток.

Как видно из табл. 2.22, если оценки трендов за интервал времени 1961–2003 гг. близки к периоду 1910–1990 гг., то в последнее десятилетие (1993–2003 гг.) уже отмечается резкое увеличение вклада всех факторов в тренд УМО. При этом в 4 раза возросли вклады стерической компоненты и гренландского ледяного щита, причем по абсолютной величине преобладает вклад термического расширения вод океана, который составляет половину роста УМО по данным альтиметрических наблюдений [165].

Отметим, что невязка расчетов, определяемая как разность между вычисленными и фактическими оценками тренда УМО, весьма значительна. За период 1961–2003 гг. она по абсолютной величине превышает вклад любого фактора формирования УМО. Тем более, как уже говорилось выше, в невязку следует включать оценку вклада горных ледников за вычетом ледников СЛО и частично Аляски. Суммарный вклад их вряд ли будет превышать 0,15–0,2 мм/год. В этом случае для 1961–2003 гг. невязка возрастет до 1,0 мм/год, а для 1993–2003 гг. – до 0,9 мм/год. Еще раз подчеркнем, что в последнем случае оценки трендов весьма условны. Тем не менее, мы можем сделать достаточно очевидный вывод, что использование зарубежными исследователями уравнения (2.39) для оценки тренда УМО требует знания большого числа разных весьма трудно определяемых факторов, точность величин которых во многих случаях даже невозможно проконтролировать. В связи с этим оценку трендов УМО, на наш взгляд, целесообразно осуществлять с использованием уравнения пресноводного баланса Мирового океана (2.38).

Что касается интервала 2003–2008 гг., то мы видим резкое снижение вклада стерической компоненты (более чем в 4 раза по сравнению с 1993–2003 гг.) и одновременно значительное усиление суммарного вклада ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии. В результате суммарная невязка с учетом вычитания вклада горных ледников составит  $\eta = 2,5 - 1,7 = 0,8$  мм/год, что несколько меньше предыдущих оценок.

Рассмотрим теперь оценки трендов в формирование тренда УМО за 1980–2005 и 1993–2003 гг. на основе уравнения пресноводного баланса Мирового океана (табл. 2.23), временная измен-



чивость составляющих которого обсуждалась выше. Тренд в стерических колебаниях УМО был заимствован из работы [116].

Суммируя приведенные в табл. 2.23 оценки трендов, получим вклад всех факторов в рост УМО соответственно 1,56 мм/год (1980–2005 гг.) и 2,88 мм/год (1993–2003 гг.). Отметим, что последний промежуток времени взят для сравнения с результатами табл. 2.22. Сравнивая указанные оценки с фактическим трендом УМО за период 1980–2005 гг. по данным береговых наблюдений [76] и за 1993–2003 гг. по альтиметрическим наблюдениям [165], получим, что невязка в расчетах составляет 0,23 и 0,22 мм/год. Нетрудно видеть, что по сравнению с невязками по уравнению (2.46), равными 1,0 и 0,9 мм/год, их оценки по уравнению (2.43) более чем в 3 раза меньше. Таким образом, наилучшее согласие фактических и вычисленных трендов в УМО может быть получено на основе уравнения пресноводного баланса океана.

Таблица 2.23

**Оценки вклада различных факторов в формирование тренда УМО за 1980–2005 и 1993–2003 гг. с использованием уравнения пресноводного баланса Мирового океана, мм/год**

Источник роста УМО	1980–2005 гг.	1993–2003 гг.
Стерические колебания уровня океана	0,30	1,60
Суммарный сток с Гренландии	0,14	0,22
Твердый сток с Антарктиды	0,24	0,44
Приток материковых вод	0,16	0,19
Вертикальный влагообмен (осадки минус испарение)	0,62	0,43
Суммарный вклад факторов	1,56	2,88
Рост УМО по данным наблюдений	1,79	3,10
Дисбаланс (невязка)	0,23	0,22

По мнению автора, оценки трендов факторов, обуславливающих изменения УМО, целесообразно разделить на три категории [59]. Относительно точные оценки трендов могут быть получены для суммарного притока пресных вод с материков, айсбергового стока с материковых щитов Антарктиды и Гренландии на основе дистанционных измерений с ИСЗ. С меньшей точностью рассчитываются тренды в характеристиках вертикального влагообмена. Наконец, наиболее сложными и в то же время вызывающими наименьшую степень доверия являются тренды в стерических колебаниях уровня. Если учесть, что именно они во многом имеют

определяющее значение в росте УМО в современных условиях потепления климата, то довольно большие значения невязок становятся вполне понятными и объяснимыми.

Рассмотрим теперь относительную роль различных компонентов уравнения (2.38) в изменения УМО с помощью стандартизованного уравнения регрессии (2.41). С этой целью дополнительно введем в уравнение (2.38) суммарную невязку  $\eta$ , которую определим как

$$\eta = \Delta h_M - A_M^{-1}(P_{MO} + M + I - E_{MO} + \Delta V_{\text{стер.}}), \quad (2.47)$$

где  $\Delta h_M$  вычисляется по фактическим данным об УМО. Следовательно, невязка показывает суммарный вклад ошибок отдельных факторов и неучитываемых в уравнении (2.47) слагаемых. Для оценки  $\Delta h_M$  использовались среднемесячные данные УМО за 1980–2001 гг. [136], полученные по футшточным наблюдениям. Поскольку точность среднемесячных значений УМО невозможно контролировать, то оценки  $\Delta h_M$  рассчитывались тремя способами:

1) по разности между декабрьскими и январскими значениями УМО текущего года:

$$\Delta h_{Mi} = h_{M12i} - h_{M1i}; \quad (2.48)$$

2) по разности между январскими значениями УМО последующего и текущего годов:

$$\Delta h_{Mi} = h_{M1(i+1)} - h_{M1i}; \quad (2.49)$$

3) по центральным разностям средних годовых значений УМО:

$$\Delta h_{Mi} = (h_{M(i+1)} - h_{M(i-1)}) / 2. \quad (2.50)$$

Среднегодовые значения испарения, осадков, притока речных вод, айсберговый сток с Антарктиды и стерические колебания уровня в уравнении (2.38) известны. Межгодовые колебания твердого и жидкого стока с Гренландии и притока подземных вод не учитывались. Впрочем, как видно из табл. 2.13, вклад их в УМО по сравнению с другими эвстатическими компонентами относительно невелик.

При введении в регрессионную модель невязки коэффициент детерминации становится равным  $R^2 = 1$ . В табл. 2.24 приведены

стандартизованные коэффициенты  $\beta_j$  и вклад каждого фактора  $X_j$  в описание изменчивости функции отклика  $z_j$ .

Как видно из табл. 2.24, распределение коэффициентов  $\beta_j$  для всех вариантов задания  $\Delta h_{Mi}$  физически соответствует уравнению (2.38), в соответствии с которым при уменьшении испарения и росте других компонентов происходит увеличение  $\Delta h_{Mi}$ . При этом оценки  $\beta_j$  для испарения и осадков более чем в два раза выше невязки и на порядок превышает значения  $\beta_j$  для других компонентов. Однако если теперь рассмотреть вклад отдельных факторов в изменчивость УМО, то становится очевидным, что 1-й вариант задания  $\Delta h_{Mi}$  (2.48) с физической точки зрения несостоятелен. Это следует из «неправильного» знака корреляции между некоторыми факторами и функцией отклика. Например, между испарением и  $\Delta h_{Mi} = h_{M12i} - h_{M1i}$  корреляция положительна, а должна быть отрицательной.

Таблица 2.24

**Оценки стандартизованных коэффициентов  $\beta_j$  и вклада отдельных факторов в описание изменчивости функции отклика  $z_j$  [54]**

Факторы	Оценка коэффициента $\beta_j$ в модели			Вклад в изменчивость УМО, %		
	(2.48)	(2.49)	(2.50)	(2.48)	(2.49)	(2.50)
Испарение	-5,27	-4,88	-3,75	19	-60	-18
Осадки	5,80	5,42	4,54	-10	94	55
Приток речных вод	0,51	0,48	0,34	13	09	-07
Айсберговый сток с Антарктиды	0,34	0,31	0,26	-02	04	01
СКУМО	0,25	0,36	0,22	07	15	02
Невязка	2,36	2,02	1,71	73	38	67

Поэтому более предпочтительным представляется 2-й вариант задания  $\Delta h_{Mi}$ , для которого все знаки вкладов отдельных факторов в колебания УМО являются «правильными». Из табл. 2.24 видно, что вклад компонентов вертикального влагообмена преобладает, причем роль осадков в колебаниях УМО заметно выше испарения. Значение невязки тоже существенно. Практически не оказывают влияние на изменчивость УМО ледниковый сток с Антарктиды и приток речных вод. Итак, на наш взгляд, подобный подход к оценке вкладов факторов в колебания УМО более содержателен по сравнению с анализом трендов.

Подводя итоги, отметим, что несмотря на многочисленные исследования по проблеме глобального водного баланса, состояние его изученности вряд ли можно признать удовлетворительным. Действительно, различия в оценках тренда УМО по фактическим данным и вычисленные по компонентам водного баланса весьма велики, и в настоящее время можно лишь ориентировочно полагать, чем они обусловлены, ибо точность оценок многих компонентов невозможно даже проконтролировать. Достаточно очевидно, что совершенствование методов измерений и расчетов составляющих глобального водного баланса еще на многие десятилетия останется наиболее важной и актуальной проблемой глобальной гидрологии. В частности, первостепенной задачей является детальный анализ и взаимная увязка компонентов вод гидросферы с учетом их возможных погрешностей в глобальном масштабе.

## **Глава 3**

# **ПРОБЛЕМА ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА**

### **3.1. Современные изменения глобального климата**

В предыдущих разделах было показано, что основные факторы, определяющие колебания УМО (испарение, осадки, плотность морской воды, ледниковые покровы) в значительной степени зависят от изменений глобального климата и прежде всего его важнейшей характеристики – приповерхностной температуры воздуха (ПТВ). Относительно достоверные оценки ее изменений могут быть получены по результатам инструментальных наблюдений, которые ведутся лишь с середины XIX в. Межгодовой ход глобальной ПТВ, систематизированный в Четвертом оценочном отчете МГЭИК [165] и основанный на глобальных архивах гидрометеорологической информации [124, 161, 186, 221], свидетельствует о постепенном росте ПТВ в течение всего периода инструментальных наблюдений (рис. 3.1). При этом средний рост глобальной температуры в течение XX в. составлял 0,6–0,7 °С. Можно отметить согласованный ход указанных временных рядов ПТВ, для которых отмечается очень высокая корреляция ( $r \geq 0,92$ ), почти одинаковые средние значения и близкие оценки дисперсии.

На первый взгляд, это свидетельствует о высокой точности глобальных оценок ПТВ. Однако это не совсем так. Практически все архивы используют одни и те же исходные исторические данные по температуре воздуха, и главное различие между ними состоит только в методологии их обработки. На наш взгляд, вопрос точности глобальных оценок ПТВ по-прежнему остается открытым. Это связано с тем, что глобальные гидрометеорологические архивы в значительной степени представляют собой «черные ящики», содержимое которых недоступно рядовому потребителю. Наглядно это проявилось во время скандала «Климатгейт» – переписке, содержавшейся на сервере CRU (Climate research unit) Университета Восточной Англии и выложенной в интернетовскую сеть неизвестным хакером незадолго до проведения Всемирной

конференции по климату в Копенгагене (декабрь 2009 г.). В этом университете ведется глобальный архив ПТВ HadCRUT, который находится в свободном доступе в сети Интернет. Некоторое время этот сайт был закрыт, а когда вновь открылся, то выяснилось, что сеть исходных данных по температуре воздуха претерпела существенные изменения в сторону уменьшения. Очевидно, сомнительные данные, которые ранее использовались в расчетах, были исключены.

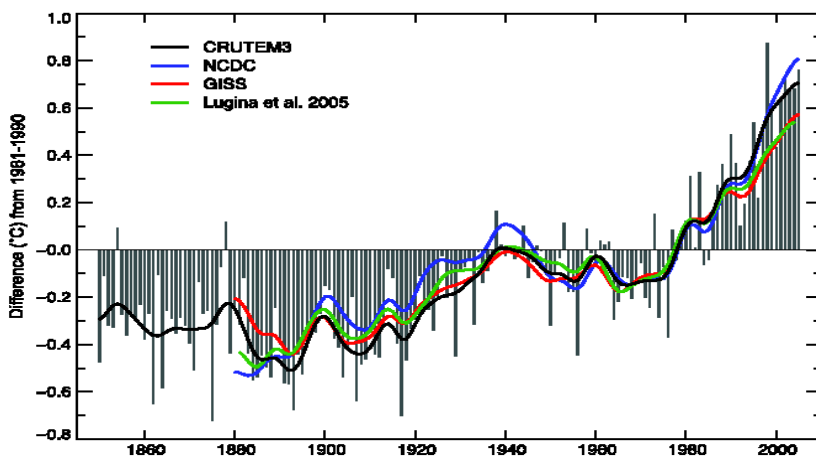


Рис. 3.1. Межгодовой ход глобальной температуры воздуха за период инструментальных измерений [165] по данным разных авторов: CRUTEM3 [124], NCDC [221], GISS [161], Lugina et al. [186]

Принципиальный момент, связанный с оценкой точности глобальных оценок ПТВ – это неопределенности, обусловленные крайне неравномерным покрытием данными земного шара, особенно океанических акваторий и почти полным их отсутствием в XIX-м столетии (рис. 3.2). Кроме того, неопределенности связаны со сложностями выявления и исключения в значениях температуры воздуха эффектов «очагов тепла» крупных городов, в пределах которых находится большинство стационарных метеорологических станций. Известно, что такой эффект проявляется даже в оценках тренда ПТВ. Однако полное исключение этих станций из архива, особенно имеющих длительные периоды наблюдений, резко снижает степень покрытия данными земного шара.

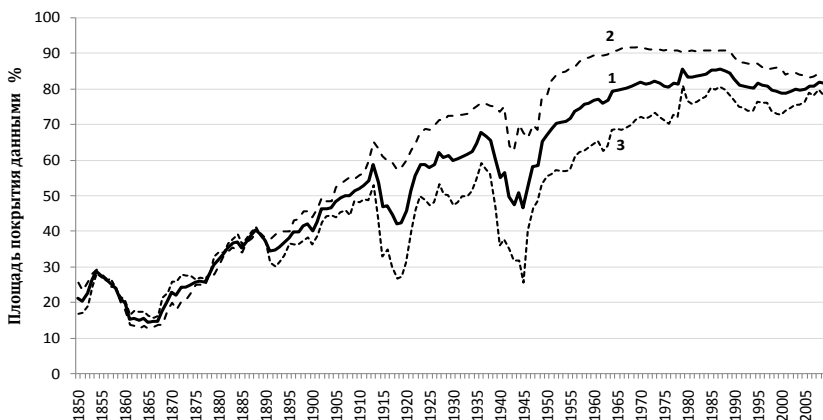


Рис. 3.2. Площадь покрытия данными по температуре воздуха Северного (2) и Южного полушарий (3) и земного шара в целом (1), %

Весьма спорной представляется также замена в некоторых архивах реанализа аномалий приводной температуры воздуха данными аномалий температуры поверхности океана (ТПО). Так, даже сравнительный анализ аномалий ТПО и аномалий температуры воздуха на судне погоды «М» показал их полную несогласованность [65]. Очевидно, что использование в массовых расчетах аномалий ТПО, полученных с коммерческих судов, точность которых является весьма низкой, еще более ухудшает ситуацию.

В принципе, перечень неопределенностей можно было бы продолжить дальше, но в этом мало смысла, ибо получение ретроспективного временного ряда глобальных значений ПТВ с высокой точностью практически невозможно. Поэтому используя эти данные в расчетах, следует иметь в виду, что чем дальше они отступают в прошлое, тем меньше их точность и приближеннее сделанные выводы.

Естественно, временные изменения ПТВ на земном шаре происходят неодинаково. Наряду с промежутками времени, когда отмечалось интенсивное повышение температуры, были такие, когда она понижалась. Поэтому рассматриваемый период времени может быть разделен на три промежутка, два из которых характеризуют интенсивное потепление (1880–1940 и 1976–2005 гг.), а третий – относительное похолодание (1941–1975 гг.). Обратимся

к табл. 3.1, в которой по данным архива HadCRUTv приводятся оценки линейного тренда ПТВ для обоих полушарий и земного шара в целом для различных промежутков времени. Его числовыми характеристиками являются величина тренда ( $Tr$  в  $^{\circ}C/10$ лет) и коэффициент детерминации ( $R^2$ ), показывающий долю объясненной дисперсии исходного процесса трендом.

Таблица 3.1

**Оценки линейных трендов ПТВ за различные периоды времени [60]  
по данным архива HadCRUTv**

Период, годы	Северное полушарие		Южное полушарие		Земной шар	
	$R^2$	$^{\circ}C/10$ лет	$R^2$	$^{\circ}C/10$ лет	$R^2$	$^{\circ}C/10$ лет
1880–2005	0,62	0,072	0,58	0,055	0,64	0,064
1880–1940	0,64	0,109	0,32	0,046	0,59	0,077
1941–1975	0,30	–0,074	0,02	–0,014	0,21	–0,044
1976–2005	0,68	0,252	0,56	0,116	0,65	0,182

Как видно из табл. 3.1, примерно до начала 1940-х годов отмечался рост ПТВ ( $Tr = 0,08^{\circ}C/10$  лет), который особенно ярко проявлялся в высоких широтах Северного полушария. Поэтому 1920–40-е годы получили название «потепление Арктики». Затем вплоть до середины 1970-х годов отмечалось относительное похолодание климата, характеризующееся значимым отрицательным трендом  $Tr = -0,04^{\circ}C/10$  лет. И только после этого произошел резкий рост ПТВ ( $Tr = 0,18^{\circ}C/10$  лет). Естественно, в Северном полушарии указанные процессы протекали более интенсивно по сравнению с Южным полушарием примерно в два раза. Последнее десятилетие XX в. оказалось самым теплым за столетие, а самым теплым стал 1998 г. (рис. 3.3), когда глобальная ПТВ достигла  $0,54^{\circ}C$ . В начале XXI в. рост ПТВ продолжался, максимум которого отмечался в 2005 г. Затем началось довольно быстрое снижение температуры и уже в 2008 г. она уменьшилась до  $\Delta ПТВ_{гл} = -0,32^{\circ}C$ . Но в 2010 г. максимальные оценки глобальной температуры восстановились.

Однако эти результаты не означают, что рост ПТВ на земном шаре везде происходит одинаково. Можно выделить районы, где потепление развивается ускоренными темпами и где оно отсутствует. В частности, для России в целом в течение XX-го столетия потепление составило около  $Tr = 1,0^{\circ}C/100$  лет, причем за последние 30 лет –  $Tr = 0,43^{\circ}C/10$  лет [87], что почти в два раза превы-



шает тренд ПТВ в Северном полушарии. Наиболее интенсивно потепление проявляется в Европейской части России, где за последние 30 лет повышение среднегодовых температур составило  $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$  [46].

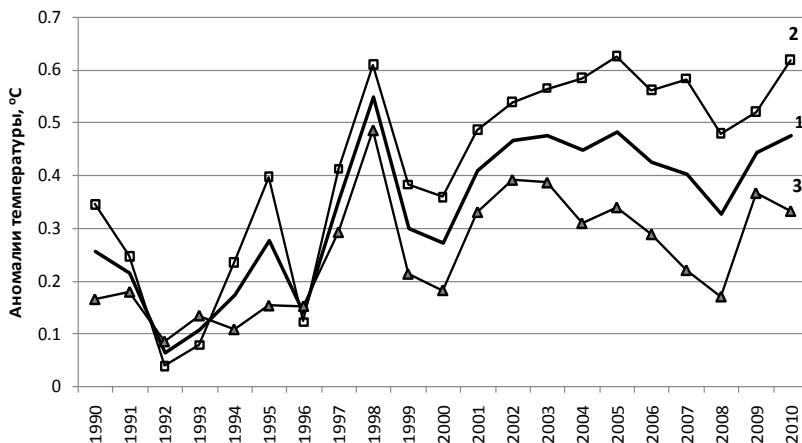


Рис. 3.3. Межгодовой ход аномалий приповерхностной температуры воздуха в течение 1990–2010 гг. на основе архива HadCRUT3: 1 – земной шар, 2 – Северное полушарие, 3 – Южное полушарие

Обратимся теперь к анализу статистической связи ПТВ и УМО, который был рассмотрен в работе [69]. С этой целью использовались временные ряды УМО, определенные по данным береговых станций архива PSMSL за период 1900–2008 гг. [75, 136, 171], и временной ряд среднегодовых значений  $\Delta\text{ПТВ}_{\text{гл}}$  по данным архива HadCRUT3. Для всех трех рядов УМО была рассчитана скользящая по 30-летиям корреляция с  $\Delta\text{ПТВ}_{\text{гл}}$ , результаты которой приводятся на рис. 3.4. Нетрудно видеть, что для рассматриваемых рядов УМО связь практически идентична, при этом максимальная корреляция ( $r > 0,80$ ) отмечается для периодов максимального роста ПТВ, в то время как для периода похолодания глобального климата статистическая связь между  $\Delta\text{ПТВ}_{\text{гл}}$  и УМО практически незначима. Это связано с тем, что в отличие от  $\Delta\text{ПТВ}_{\text{гл}}$  почти непрерывный рост УМО продолжался в течение всего столетия. Причина этого состоит в том, что ПТВ влияет на колебания УМО не только при синхронном взаимодействии океа-

на и атмосферы, но и как будет показано ниже, при запаздывании УМО относительно ПТВ в 20 и 30 лет. Подобное запаздывание колебаний УМО может быть вызвано «медленными» изменениями эвстатической и стерической компонент.

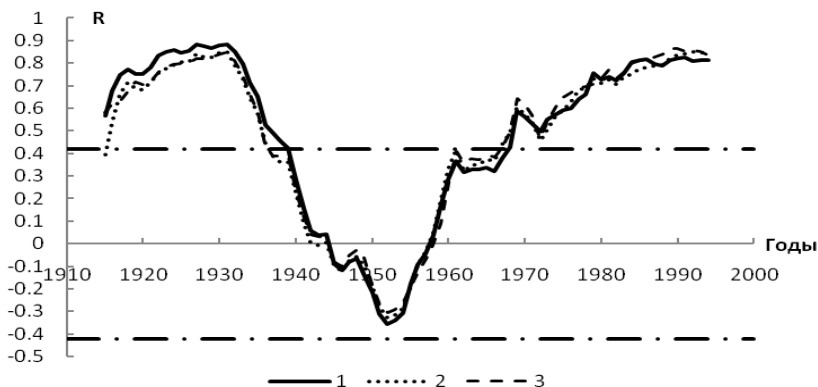


Рис. 3.4. Временной ход скользящей по 30-летиям корреляции аномалий глобальной температуры воздуха ( $\Delta\text{ПТВ}_{\text{гл}}$ ) и уровня Мирового океана (УМО) по данным [75] (1), [171] (2), [136] (3) за период 1900–2008 гг. Горизонтальные линии – доверительный 99 %-ный интервал

Для анализа частотной структуры выполнено вейвлет-преобразование ряда среднегодовых значений глобальной ПТВ за 1855–2005 гг. после исключения линейного тренда на основе вейвлета Морле с помощью программы MATLAB (рис. 3.5). Нетрудно видеть, что наиболее мощным по амплитуде и мало меняющимся в течение всего периода наблюдений является 60-летний цикл. В XIX-м столетии его период составлял около 57 лет, который к концу нашего столетия увеличился до 61 года. В среднем его продолжительность близка к 60 годам. Значительно слабее выражено 20-летнее колебание, которое отмечается лишь в XX-м столетии. Кроме того, в отдельные промежутки времени (1870–1900 и 1950–1990 гг.) проявляется слабое 10-летнее колебание. Использование вейвлет-анализа, на наш взгляд, полностью подтверждает реальность 60-летнего цикла в колебаниях  $\text{ПТВ}_{\text{гл}}$ , существование которого неоднократно отмечалось ранее [23, 24, 84, 194].

Оценим значимость выделенных циклов в стационарном приближении. На рис. 3.6 приводится спектрограмма временного ряда

$\Delta ПТВ_{г\text{л}}$ , рассчитанная после исключения тренда по алгоритму быстрого преобразования Фурье. Нетрудно видеть, что вклад 60-летнего цикла в дисперсию ряда, характеризуемый коэффициентом детерминации, составляет почти  $R^2 = 0,33$ . В пересчете на общую дисперсию исходного процесса вклад 60-летнего цикла равен  $R^2 = 0,12$ . Что касается 20-летнего и 9–11-летнего циклов, то несмотря на их малость, они являются значимыми по критерию Стьюдента, а их вклад в общую дисперсию исходного ряда составляет соответственно 3 и 2 %. Понятно, что для интервалов времени, когда эти циклы выражены сильнее, их вклад становится несколько выше.

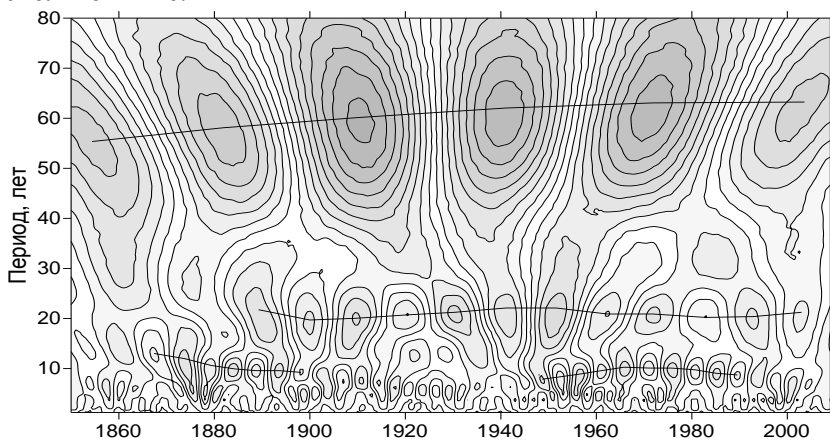


Рис. 3.5. Вейвлет-разложение ряда среднегодовых аномалий глобальной температуры воздуха [67] по данным архива HadCRUT3

В результате суммарный вклад тренда и цикличностей в дисперсию глобальной ПТВ составляет  $R^2 = 0,64 + 0,12 + 0,03 + 0,02 = 0,81$ . Следует иметь в виду, что оценка тренда является весьма условной и полностью определяется длиной ряда. При изменении его длины тренд может изменять свою интенсивность, вследствие чего будет меняться и вклад гармоник в исходный процесс. Однако не вызывает сомнений, что основная изменчивость глобальной температуры воздуха обусловлена двумя факторами – трендом и 60-летним циклом, которые в сумме описывают три четверти дисперсии, причем роль линейного тренда является преобладающей.

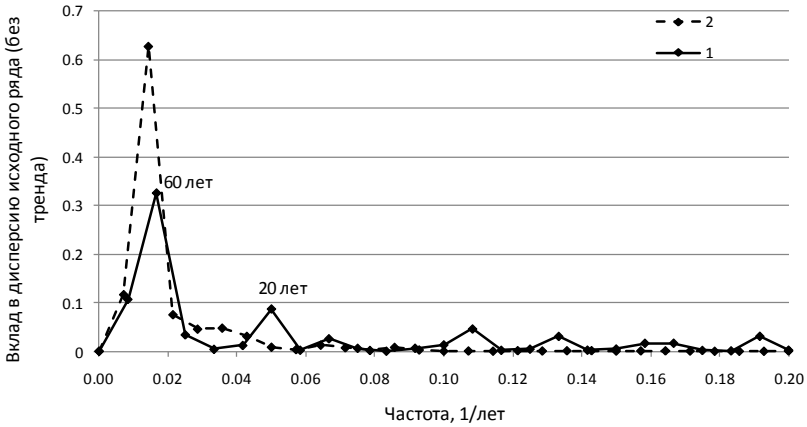


Рис. 3.6. График спектральной плотности временных рядов аномалий глобальной приповерхностной температуры воздуха [67], взятой из архива HadCRUT3 (1) и аномалий длины суток (2). Ось ординат – оценки вклада гармоник в дисперсию исходного процесса (после исключения линейного тренда)

Итак, учитывая определяющий вклад тренда в дисперсию временного ряда температуры воздуха, достаточно уверенно можно утверждать о наличии глобального потепления в 20-м столетии. Но при этом сразу же возникает вопрос о его происхождении (генезисе). Вообще говоря, возможно всего три варианта ответа: глобальное потепление вызвано исключительно естественными факторами, только антропогенными факторами или их совместным действием. Очевидно, в рассматриваемом диапазоне времени (от 1 года до нескольких десятилетий) естественными климатообразующими факторами являются процессы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, природные изменения газового состава воздуха атмосферы за счет вулканизма и других процессов, а также возможно космогеофизические силы (изменения скорости вращения Земли, «полюсный прилив», солнечная активность и др.). Из указанных факторов именно крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы представляет собой важнейший естественный механизм формирования короткопериодных колебаний климата. К антропогенным климатообразующим факторам относятся: рост концентрации парниковых газов за счет промышленного производства и сжигания ископаемого топлива, орошение,

крупномасштабная вырубка лесов, урбанизация и др., из которых важнейшим является антропогенный рост парниковых газов.

В настоящее время самой распространенной является гипотеза *антропогенного характера формирования тренда в глобальной температуре*, в соответствии с которой определяющим признается углекислый газ. Концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере с 1750 по 2005 г. увеличилась на 35 % примерно с 280 до 379 млн<sup>-1</sup>, причем такого уровня она не достигала как минимум последние 650 тыс. лет (180–300 млн<sup>-1</sup>). Скорость роста концентрации  $\text{CO}_2$  продолжает быстро увеличиваться. В начале индустриального периода (1800–1809 гг.) она была всего 0,08 млн<sup>-1</sup> в год, в 1900–1909 гг. – 0,35 млн<sup>-1</sup>, то в конце XX столетия (1990–1999 гг.) составила уже 1,3 млн<sup>-1</sup> в год. Однако известно, что основным парниковым газом является водяной пар, вклад которого совместно с облаками в парниковый эффект (ПЭ) составляет около 75 %, в то время как вклад  $\text{CO}_2$  составляет примерно 20 % [Schmidt et al., 2010]. Вспомним, что глобальное потепление в XX-м столетии проявлялось в нижних слоях атмосферы, а в верхнем слое тропосферы и стратосфере, наоборот, происходило похолодание. Если содержание  $\text{CO}_2$  и других парниковых газов практически постоянно по всей толще атмосферы, то водяной пар убывает по экспоненциальному закону и выше тропосферы его содержание пренебрежимо мало. Отсюда следует, что именно водяной пар может служить определяющим ПЭ фактором [60].

Близкий вывод получен в работе [240], в которой показано, что ПЭ формируется преимущественно при ясном небе. При этом основными «управляющими» ПЭ факторами являются влагосодержание атмосферы (ВА) и средняя температура атмосферы, влияние которых проявляется раздельно. В низких широтах изменчивость величины ПЭ в доминирующей степени определяется ВА, а в умеренных и высоких широтах определяется в основном годовым ходом температуры. Результатом совместного действия этих факторов является формирование меридионального профиля ПЭ при ясном небе, максимум которого отмечается в низких широтах. Следовательно, роль ВА в формировании ПЭ весьма значительна.

В работе автора [56] показано, что в пределах Мирового океана межгодовые колебания влагосодержания атмосферы ( $W$ ) и тем-

пературы приводного слоя  $t(z)$ , функционально связанной со средней температурой атмосферы  $T_A$ , тесно взаимосвязаны друг с другом. Эта связь, исключая полярные районы, выражается формулой:

$$W = 7,8 \cdot 10^{3,83 t(z)/(169-t(z))}. \quad (3.1)$$

Ошибка расчета  $W$  по этой формуле составляет 2–4 % по независимым данным. Примем, например, за начальное значение влагосодержания атмосферы над Мировым океаном ( $W_M$ ) величину  $W_M = 29,6 \text{ кг/м}^2$  (мм), которому соответствует значение  $t(z) = 22,2 \text{ }^\circ\text{C}$  и вычислим оценки  $W_M$  при изменении температуры с шагом  $0,2 \text{ }^\circ\text{C}$  (табл. 3.2).

Таблица 3.2

**Оценка изменений влагосодержания атмосферы и температуры воздуха над Мировым океаном [60]**

Характеристика	Значения характеристики					
	$T, \text{ }^\circ\text{C}$	22,2	22,4	22,6	22,8	23,0
$W_M, \text{ мм}$	29,6	30,0	30,4	30,8	31,3	31,7
$\Delta T, \text{ }^\circ\text{C}$	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
$\Delta W_M, \text{ мм}$	0	0,4	0,8	1,2	1,7	2,1
$\Delta W_M/W_M, \%$	0	1,3	2,6	3,9	5,4	6,6

Из табл. 3.2 видно, что при изменении температуры на  $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$ , соответствующей современному тренду глобального потепления за столетний период,  $W_M$  увеличивается на  $1,2 \text{ кг/м}^2$  или на 4%. Отсюда вполне допустим и обратный вывод, что повышение  $W_M$  всего на 4 % через ПЭ может привести к увеличению температуры на  $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$ . Такие малые колебания  $W_M$  вполне возможны в результате естественных причин, связанных с крупномасштабным влагообменом в системе «океан–атмосфера».

На рис. 3.7 приводится межгодовой ход  $W_M$ , рассчитанный по спутниковым данным за период 1988–2003 гг. [231]. Нетрудно видеть, что на фоне случайных колебаний выделяется резкое увеличение  $W_M$  в 1998–1999 гг., которое, возможно, обусловлено экстремальным проявлением Эль-Ниньо в указанный период времени. Кроме того, во временном ряде  $W_M$  отчетливо выражен положительный тренд, равный  $Tr = 0,04 \text{ мм/год}$ , причиной которого, очевидно, является рост испарения с поверхности Мирового океана [249].

В соответствии с работой [60], глобальная ПТВ за период 1988–2003 гг. увеличилась на  $0,275 \text{ }^\circ\text{C}$ . За это же время, как видно

из рис. 3.7,  $W_M$  возросло на 0,6 мм. Отсюда следует, что при повышении влагосодержания на указанную величину глобальная ПТВ увеличивается на  $0,3\text{ }^\circ\text{C}$  (табл. 3.2), т.е. отмечается удивительное согласие фактического роста ПТВ и вычисленной по изменениям ВА. Следовательно, даже простой модельный расчет показывает, что изменения водяного пара, как сильного парникового газа, вполне могут приводить к наблюдаемым в современный период изменениям температуры воздуха. На наш взгляд, главной причиной повышения влагосодержания над океаном следует считать испарение. На рис. 3.8 дается межгодовой ход испарения и  $W_M$  по данным [231, 249]. Как и следовало ожидать, отмечается хорошее соответствие между этими временными рядами. Достаточно очевидно, что в результате роста испарения растет и влагосодержание над океаном.

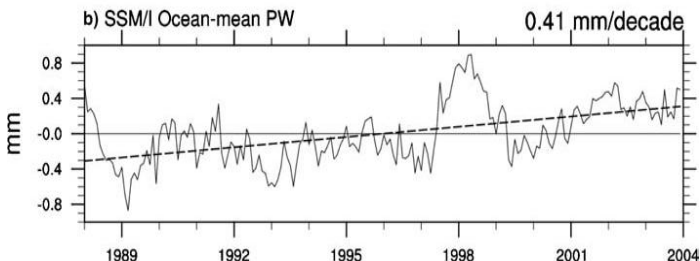


Рис. 3.7. Межгодовой ход осредненного над Мировым океаном влагосодержания атмосферы, рассчитанного по спутниковым данным за период 1988–2003 гг. [231]

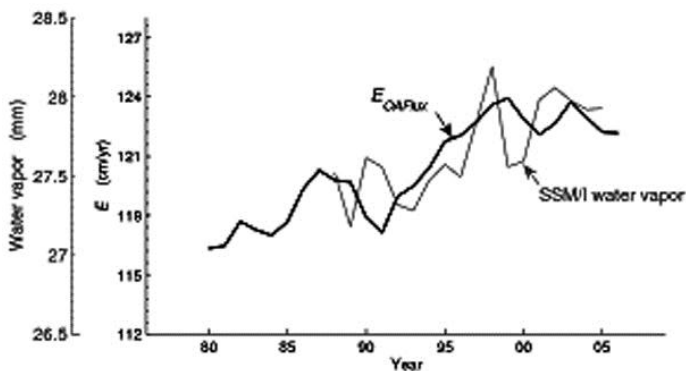


Рис. 3.8. Межгодовой ход испарения и влагосодержания атмосферы над Мировым океаном по данным [231, 249]

Возможно, игнорирование роли водяного пара экспертами МГЭИК в формировании ПЭ как раз связано с его малыми изменениями. Поскольку в реальных условиях рост концентрации  $\text{CO}_2$  и  $W_M$  происходит согласованно и в одной фазе, то очевидно, что их воздействие на ПТВ осуществляется совместно. Поэтому определить, какой из этих парниковых газов оказывается «главным» по влиянию на ПТВ, вряд ли возможно.

Гипотеза антропогенного роста глобальной температуры наиболее широко распространена в зарубежных исследованиях. Но если в Третьем отчете МГЭИК с оговорками признается, что современное глобальное потепление обусловлено антропогенными причинами, то в Четвертом отчете уже безоговорочно антропогенный фактор считается единственным. Выразителем взглядов группы МГЭИК является бывший вице-президент США Альберт Гор, который в своей книге «Неудобная правда» пишет, что чуть ли не 98 % исследователей придерживается данной точки зрения [21]. Трудно сказать, каким образом была получена эта оценка и не выдавалось ли желаемое за действительное, но то, что в нашей стране подобного единомыслия нет и в помине, это достаточно очевидно.

Правда, в Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [87], подготовленном в основном учеными Роскомгидромета, категорически отвергаются все естественные факторы колебаний климата и принимается единственная версия их антропогенного происхождения. Однако практически одновременно вышла в свет монография сотрудников ААНИИ, т.е. учреждения Роскомгидромета, в которой версия антропогенного потепления подвергается жесткой критике и принимается противоположная точка зрения, в соответствии с которой глобального потепления как такового вообще не существует, а есть естественные циклы с противоположными фазами относительного потепления и похолодания [104]. В частности, для современных изменений ПТВ характерен 60-летний цикл, достаточно детально описанный в работе [23] и наиболее ярко проявляющийся в Арктике в виде чередования теплых и холодных эпох.

Очевидно, вполне возможна и «промежуточная» точка зрения, в соответствии с которой современное потепление климата обусловлено не только ростом концентрации парниковых газов, но и



естественными факторами. Наиболее четко она была сформулирована К.Я. Кондратьевым [43], по мнению которого, нет оснований считать, что глобальное потепление обусловлено только ростом концентрации ПГ по следующим причинам:

- пространственное распределение потепления в обоих полушариях совершенно различно и не соответствует результатам численного моделирования;

- оценки «парникового потепления» дают значения, близкие к природной обусловленности климата;

- весьма важно, что потепление в XX-м столетии было сконцентрировано в течение двух периодов: в 1920–1940 гг. и после 1975 г. С 1940-х годов до начала 1970-х в Северном полушарии имело место похолодание климата, хотя в это время промышленность интенсивно развивалась. В Южном полушарии ПТВ оставалась неизменной;

- существует значительная пространственная дифференциация в изменениях климата. В некоторых регионах (в основном, в Северном полушарии) после 1975 г. вплоть до последнего времени продолжалось похолодание.

С указанными доводами трудно не согласиться. К сказанному можно добавить, что рост концентрации  $\text{CO}_2$  и других газов может быть частично вызван и природными факторами, в частности процессами крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана. Учитывая огромное значение этой проблемы с точки зрения изменений климата, рассмотрим ее более подробно. Как известно, Мировой океан является самым крупным резервуаром углерода на планете, его запасы более чем в 50 раз превосходят запасы углерода в атмосфере и в 15 раз – запасы углерода в экосистемах суши (рис. 3.9). Обмен углеродом в экосистемах суши идет посредством фотосинтеза, дыхания, разложения и горения, причем все эти процессы подвержены влиянию человека. Обусловленный этими процессами поток  $\text{CO}_2$  между атмосферой и сушей ориентировочно равен 60 млрд т С/год, причем экосистемы суши поглощают на 1,4 млрд т С/год больше, чем выделяют. С учетом изменений в землепользовании результирующий поток  $\text{CO}_2$  направлен в атмосферу и равен 1,1 млрд т С/год. В результате чистый поток  $\text{CO}_2$  между по-

верхностью суши и атмосферой направлен вниз и составляет всего 0,3 млрд т С/год, т.е. наблюдается почти полный баланс.

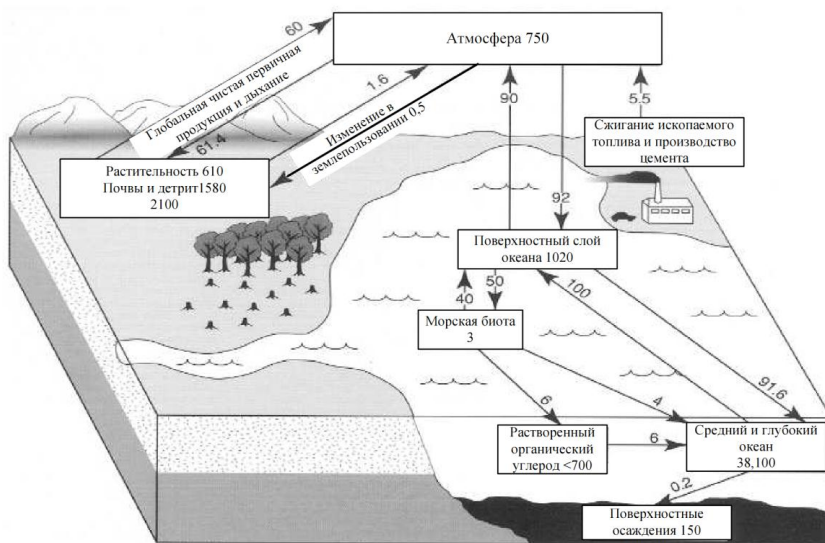


Рис. 3.9. Глобальный среднегололетний баланс углерода на земном шаре по [167]. Запасы  $\text{CO}_2$  в млрд т С, потоки в млрд т С/год

Обмен  $\text{CO}_2$  между океаном и атмосферой происходит при наличии вертикального градиента парциального давления ( $\Delta p\text{CO}_2$ ) между поверхностным слоем морской воды и приводным слоем атмосферы. Если  $\Delta p\text{CO}_2 > 0$ , то происходит выделение  $\text{CO}_2$  из океана в атмосферу и наоборот. В среднем Мировой океан поглощает 92 млрд т С/год, а выделяет в атмосферу 90 млрд т С/год, т.е. он является активным поглотителем углекислого газа, тем самым ослабляя антропогенный парниковый эффект, обусловленный выбросами от сжигания ископаемого топлива и производства цемента, которые составляют 5,5 млрд т С/год.

В последние годы появились новые оценки результирующего потока  $\text{CO}_2$  в системе «океан–атмосфера». В обзорной работе [211] приводятся сравнительные оценки годового потока  $\text{CO}_2$  из атмосферы в океан, полученные как в результате прямых измерений, так и на основе моделирования углеродного цикла (табл. 3.3). Не-

трудно видеть их очень хорошее соответствие, причем все оценки группируются вблизи 2,0 млрд т С/год.

Таблица 3.3

**Сравнительные оценки суммарного годового потока CO<sub>2</sub> из атмосферы в океан, полученные разными авторами [211], млрд т С/год**

Метод	Поглощение CO <sub>2</sub> , млрд т/год	Авторы
Измерения разности парциальных давлений CO <sub>2</sub> в поверхностном слое океана и в воздухе	2,1 ± 0,5	Takahashi et al. (2002)
Инверсия наблюдений за содержанием атмосферного CO <sub>2</sub>	1,8 ± 1,0	Gurney et al. (2002)
Инверсии на основе моделей переноса и наблюдений за содержанием растворенного неорганического углерода (DIC)	2,0 ± 0,4	Gloor et al. (2003)
Результаты моделирования на основе содержания хлорфторуглеродов (ХФУ) и естественного радиоуглерода	2,2 ± 0,4	Matsumoto et al. (2004)
Результаты моделирования с использованием модели OCMIP-2 (Проект сравнения моделей углеродного цикла в океане)	2,4 ± 0,	Orr (2004)
На основе измерения содержания O <sub>2</sub> и CO <sub>2</sub> с поправкой на нагрев и стратификацию океана	2,2 ± 0,5	Bopp et al. (2002)
Модель глобальной циркуляции (GCM) углерода в океане	1,93	Wetzel et al. (2005)
На основе возраста хлорфторуглеродов (ХФУ)	2,0 ± 0,4	McNeil et al. (2003)

Начиная с 1960-х годов, количество измерений CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) в поверхностном слое океана увеличивалось экспоненциальными темпами. Сегодня свыше миллиона наблюдений передаются в центры обработки данных каждый год. Обобщенная Таго Takahashi и его рабочей группой в 1997 г. база данных [179], которая насчитывала тогда около 200 тыс. измерений pCO<sub>2</sub>, к 2002 г. расширилась до 940 тыс. измерений, а в 2010 г. снова была обновлена и на сегодняшний день включает порядка 3 млн измерений, собранных в период с 1970 по 2008 г. Это позволило группе исследователей (Park и др., 2010) [202], проделав поистине гигантскую работу, разработать полуэмпирическую модель расчета потока CO<sub>2</sub>, основанную на измерениях его парциального давления и спутниковых данных о скорости ветра и температуре поверхности океана и осуществить расчет потоков углекислого газа в узлах географической сетки с пространственным разрешением 4° широты × 5° дол-

готы с 1982 г. по настоящее время. База данных распределения потоков  $\text{CO}_2$  находится в свободном доступе на сайте <http://cwgcom.aoml.noaa.gov/erddap/griddap/aomlcarbonfluxes.graph>. На основе среднемесячных данных о потоках  $\text{CO}_2$  в узлах сетки  $4^\circ$  широты  $\times$   $5^\circ$  долготы за период 1982–2010 гг. в работе [68] довольно подробно рассматривается пространственно-временная изменчивость среднеширотных значений потока  $\text{CO}_2$ .

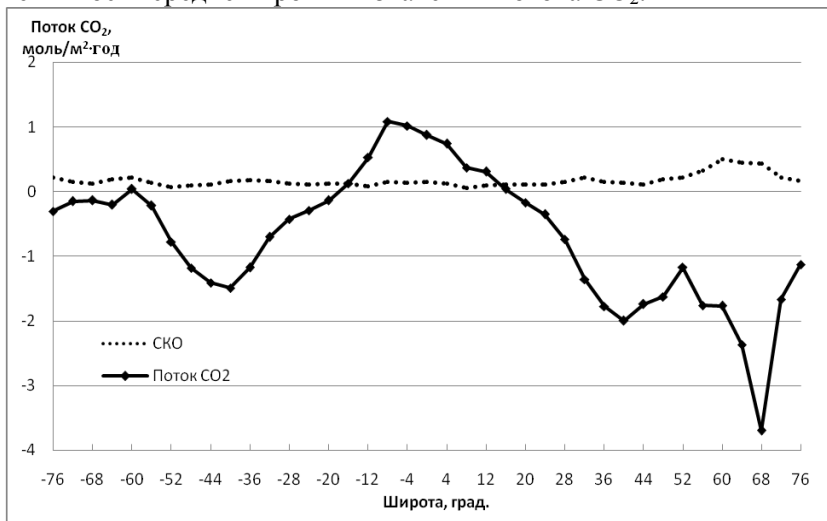


Рис. 3.10. Распределение среднегодовоечных годовых ( $\bar{X}$ ) и среднеквадратических отклонений (СКО) значений потока  $\text{CO}_2$  за период 1982–2010 гг. для 4-х градусных широтных зон Мирового океана в моль/м<sup>2</sup>год [68]. Положительные значения – поток  $\text{CO}_2$  направлен вверх, отрицательные – вниз

На рис. 3.10 приводится среднеширотное распределение среднегодовоечных годовых ( $\bar{X}$ ) и среднеквадратических отклонений (СКО) значений потока  $\text{CO}_2$  за период 1982–2010 гг. для 4-х градусных широтных зон Мирового океана в моль/м<sup>2</sup>год. Нетрудно видеть, что поток  $\text{CO}_2$  направлен в атмосферу в приэкваториальных широтах ( $18^\circ$  ю.ш. –  $14^\circ$  с.ш.) с максимумом вблизи  $8^\circ$  ю.ш., где он достигает  $1,1$  моль/м<sup>2</sup>год. Естественно, что в средних и высоких широтах поток  $\text{CO}_2$  направлен в океан. В Южном полушарии МО его максимум отмечается в зоне  $38$ – $42^\circ$  ю.ш., а в северной части МО он достигает абсолютного максимума ( $3,7$  моль/м<sup>2</sup>) на широте  $68^\circ$ , т.е. вблизи границы Северной Полярной области. Од-

нако несмотря на столь внушительную оценку потока  $\text{CO}_2$  вследствие малой площади МО в приполярной зоне и наличия льдов вклад широтной зоны  $66\text{--}70^\circ$  с.ш. в глобальный поток  $\text{CO}_2$  является малым.

Что касается изменчивости потока  $\text{CO}_2$  в отдельных широтных зонах Мирового океана, то она, исключая Южную Полярную область, существенно ниже средних оценок (рис. 3.10). При этом в Южном полушарии она меньше, чем в Северном. Максимум СКО ( $0,50$  моль/ $\text{м}^2$ год) отмечается вблизи  $60^\circ$  с.ш. за счет огромной изменчивости потока  $\text{CO}_2$  в Норвежском и Гренландском морях.

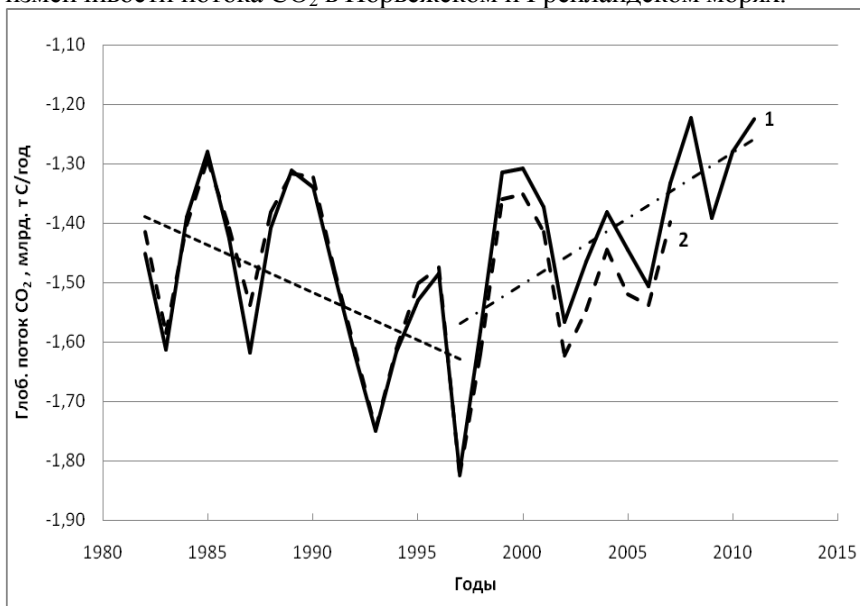


Рис. 3.11. Межгодовой ход результирующего глобального потока  $\text{CO}_2$  в системе «океан–атмосфера» за период 1982–2010 гг. в млрд т С/год.  
1 – работа [68], 2 – работа [202]

На основе полученных среднеширотных оценок потока  $\text{CO}_2$  нетрудно рассчитать межгодовой ход глобального обмена углекислым газом в системе «океан–атмосфера» (рис. 3.11). Как и следовало ожидать, наблюдается очень хорошее соответствие результатов, полученных нами в работе [68] и в статье [202]. Из рис. 3.11 видно, что рассматриваемый период можно разделить на два отно-

сительно однородных промежутка времени с разнонаправленными тенденциями: первому из них (1982–1996 гг.) свойственно возрастание потока  $\text{CO}_2$  из атмосферы в океан, в то время как второму (1997–2010 гг.) – уменьшение потока  $\text{CO}_2$ . В первом случае величина тренда составляет  $Tr = -0,016$  млрд т С/год<sup>2</sup>, а тренд описывает 24 % дисперсии исходного ряда, во втором случае –  $Tr = 0,022$  млрд т С/год<sup>2</sup> при коэффициенте детерминации  $R^2 = 0,39$ , т.е. оценки величин тренда довольно близки друг к другу.

Естественно возникает вопрос, за счет каких широтных зон формируется межгодовая изменчивость глобального потока  $\text{CO}_2$ ? Выполненный корреляционный анализ показал, что наибольшая положительная корреляция ( $0,63 < r < 0,78$ ) с глобальным потоком  $\text{CO}_2$  отмечается для широтной зоны  $18^\circ$  ю.ш. –  $6^\circ$  с.ш., причем абсолютный максимум смещен в зону  $2-6^\circ$  с.ш. Именно в этом широтном поясе поток  $\text{CO}_2$  направлен в атмосферу. Кроме того, другой очаг значимой положительной корреляции ( $0,36 < r < 0,40$ ) приурочен к поясу  $30-42^\circ$  ю.ш., где  $\text{CO}_2$  поглощается океаном. В то же время корреляция отсутствует для широтного пояса  $54-74^\circ$  с.ш., где отмечается максимум поглощения  $\text{CO}_2$  океаном. Очевидно, это связано с малой площадью Мирового океана в пределах данного пояса. Если в ближайшие годы указанная тенденция сохранится, то 1997 г. можно будет считать переломным, после которого Мировой океан начинает превращаться в климатической системе из *стабилизатора* парникового эффекта в его *ускоритель*.

Как известно, от особенностей распределения поля температуры зависит, с одной стороны, растворимость  $\text{CO}_2$  в океане, а с другой – жизнедеятельность морских организмов, за счет которых возникают источники и стоки  $\text{CO}_2$ , обусловленные процессами поглощения  $\text{CO}_2$  при фотосинтезе и, наоборот, выделением  $\text{CO}_2$  при окислении органического вещества. На рис. 3.12 приводится сопоставление глобального потока  $\text{CO}_2$  в системе «океан–атмосфера» и температуры поверхности Мирового океана за период 1982–2010 гг. Нетрудно видеть, что в изменчивости  $\text{CO}_2$  и ТПО отмечаются две противоположные тенденции. С одной стороны, обоим временным рядам присущ положительный линейный тренд. Для потока  $\text{CO}_2$  он равен  $Tr = 0,005$  млрд т С/год<sup>2</sup> с коэффициентом детерминации  $R^2 = 0,09$ , а температуре поверхности Мирового оке-

ана соответствует  $Tr = 0,008 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$  и  $R^2 = 0,52$ . Итак, долговременная климатическая тенденция состоит в том, что с ростом ТПО происходит уменьшение поглощения океаном атмосферного потока  $\text{CO}_2$ . С другой стороны, для короткопериодной (межгодовой) климатической изменчивости характерно наличие обратной связи между  $\text{CO}_2$  и ТПО. Увеличению ТПО соответствует увеличение поглощения океаном атмосферного потока  $\text{CO}_2$ . Особенно ярко это проявляется в годы интенсивного Эль-Ниньо, т.е. в 1985 и 1997 гг. Вот таков двойственный характер взаимосвязи глобальных межгодовых значений ТПО и потока  $\text{CO}_2$ .

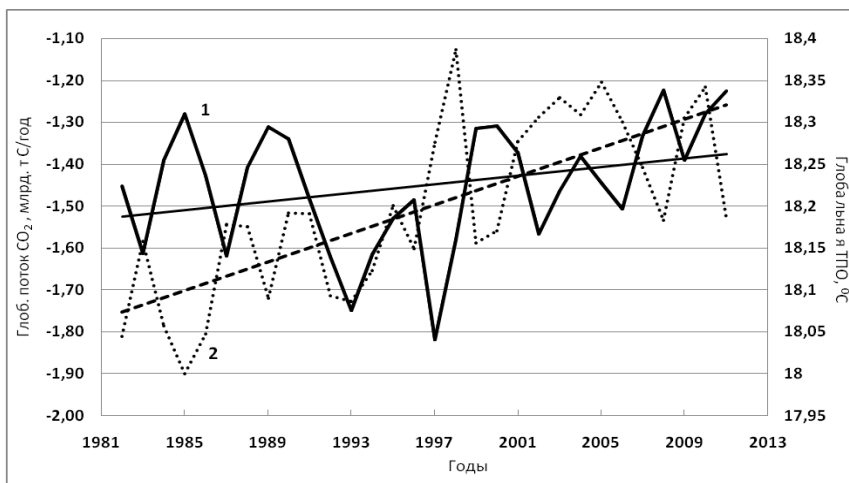


Рис. 3.12. Сопоставление межгодовой изменчивости результирующего глобального потока  $\text{CO}_2$  в системе «океан–атмосфера», в млрд т/год, (1) и температуры поверхности Мирового океана (2) за период 1982–2010 гг. Прямые линии – тренды

Очевидно, *одновременное совместное действие антропогенного фактора и крупномасштабного взаимодействия в системе «океан–атмосфера» – это, возможно, наиболее реальный механизм потепления климата, т.е. формирования тренда в глобальной температуре воздуха*. Дело в том, что температура воздуха и воды океана, влагосодержание атмосферы, концентрация  $\text{CO}_2$ , ледовитость полярных районов – это все процессы, протекающие согласованно, причем изменения одного из них вызывают измене-

ния других, которые характеризуются, как правило, положительной обратной связью. Например, допустим, что первоначальный положительный импульс получает температура воздуха. Это неминуемо сказывается на повышении поверхностной температуры поверхности океана и его теплосодержания, повышении испарения, увеличения влагосодержания атмосферы, дополнительной эмиссии  $\text{CO}_2$  в атмосферу, уменьшения ледовитости Северного Ледовитого океана и повышения его альбедо, таяния ледников и вечной мерзлоты, вследствие чего в атмосферу выделяется метан, который в 4 раза более сильный парниковый газ, чем  $\text{CO}_2$ . Все это, в конечном счете, определяет последующее нагревание атмосферы. При этом антропогенный фактор можно рассматривать в виде своеобразного спускового механизма мощных процессов в системе «океан–атмосфера», который приводит их в действие и одновременно не допускает их самокомпенсации.

Что касается причин возникновения 60-летнего цикла, то, по мнению авторов работы [23], он, по всей вероятности, обусловлен влиянием «диссимметрии солнечной системы». Это понятие обозначает смещение центра Солнца относительно центра масс солнечной системы под влиянием планет (главным образом, Юпитера и Сатурна). Ее воздействие на земную атмосферу может осуществляться как через солнечную активность, так и вследствие изменений расстояния между Землей и Солнцем, связанных с явлением «диссимметрии» [24]. Авторами обнаружен, по данным работы [164], 60-летний цикл в изменениях общей энергии Солнца, амплитуда которого достигает  $4,0 \text{ ватт/м}^2$ , что, по их мнению, не только свидетельствует в пользу этой теории, но и дает основание для объяснения обнаруженного увеличения роли 60-летних циклов с широтой и оппозиции их влияния на климатические изменения в Арктике и Антарктике. Так, вклад тренда в дисперсию в широтной зоне  $70\text{--}85^\circ \text{ с.ш.}$  составляет 13 %, а 60-летнего цикла – 39 %.

Однако достаточно уверенно можно утверждать, что 60-летний цикл в изменениях общей энергии Солнца (Total Solar Irradiance – TSI) отсутствует. На рис. 3.13 представлены три ряда TSI: один основан на результатах прямых измерений с ИСЗ [153] и потому имеет сравнительно короткую длину, а два других – это ре-



зультаты реконструкций, основанные на наблюдениях в сочетании с моделями взаимодействия Земля–Солнце [164, 180]. Нетрудно видеть, что в межгодовых колебаниях TSI, в том числе в ряде [164], присутствует только 11-летний цикл. Характерной особенностью временного хода TSI является наличие в первую половину прошлого столетия положительного тренда. Впрочем, многие исследователи подвергают сомнению сам факт его существования, поэтому в других реконструкциях TSI тренд отсутствует.

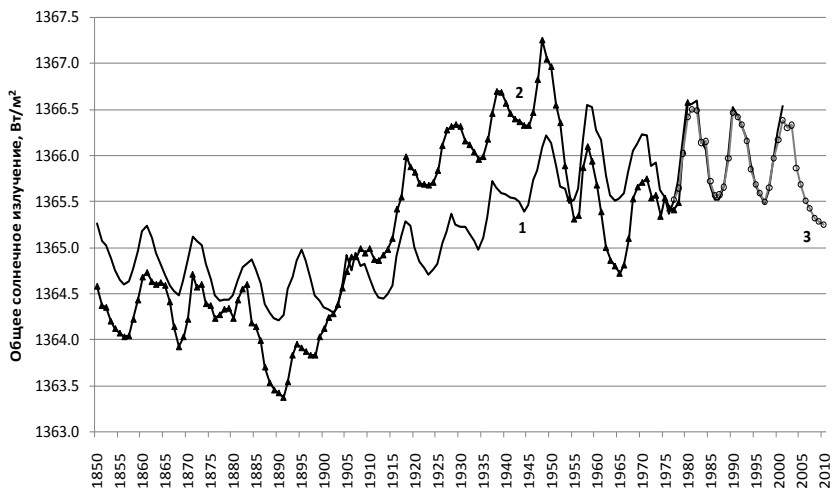


Рис. 3.13. Временной ход изменений потока общей энергии Солнца (Total Solar Irradiance): 1, 2 – результаты реконструкции, основанные на наблюдениях в сочетании с моделями взаимодействия Земля–Солнце (1 – [180] и 2 – [164]); 3 – результаты прямых измерений с ИСЗ [153]

Что касается ряда TSI, полученного на основе прямых измерений с ИСЗ, то он почти полностью совместим с рядом [180] и показывает некоторое уменьшение потока общей энергии Солнца. Итак, в течение рассматриваемого интервала времени 60-летний цикл в TSI отсутствует, поэтому его существование в межгодовых колебаниях ПТВ не может быть объяснено изменениями потока общей энергии Солнца.

Другой внешний фактор, который может оказывать воздействие на климатические процессы, – это неравномерность угловой скорости вращения Земли (УСВЗ). Отметим, что физические осно-

вы взаимодействия атмосферных процессов и УСВЗ в различных масштабах времени достаточно подробно изложены в работе Н.С. Сидоренкова [98]. В сезонном аспекте в январе и июле момент импульса атмосферы уменьшается до минимальных значений, т.е. происходит усиление восточных ветров и ослабление западных, вследствие чего УСВЗ достигает максимальных величин. В апреле и ноябре, наоборот, наблюдается усиление западных ветров и ослабление восточных, и скорость вращения Земли становится минимальной. Однако данный механизм не может объяснить значительные неравномерности межгодовых колебаний УСВЗ [96, 97].

Хотя в настоящее время нет единой теории и существует несколько гипотез объяснения данного феномена (например, взаимодействие ядра и мантии планеты, многолетние вариации геомагнитного поля, «обобщенные приливы», вызванные гравитационным взаимодействием Земли с Луной, Солнцем и планетами и др.), тем не менее, не вызывает сомнения, что в отличие от сезонного механизма уже долгопериодная межгодовая изменчивость УСВЗ должна влиять на межгодовые колебания атмосферных процессов, т.е. на климатические характеристики.

Н.С. Сидоренковым [97] без объяснения показано, что периоды ускорений вращения Земли (уменьшения длительности суток) совпадают с эпохами отрицательных аномалий частоты появления атмосферной циркуляции и с повышением темпов роста температуры Северного полушария. Механизм этой связи изложен в работе [26]. Суть его состоит в следующем. Изменение УСВЗ вызывает изменение скорости вращения атмосферы и соответственно перераспределение масс атмосферы между полярными и тропическими широтами. С увеличением УСВЗ происходит сжатие атмосферы между широтами  $35^\circ$  с.ш. и  $35^\circ$  ю.ш. вследствие переноса части масс воздуха из полярных областей в тропические. Это соответствует уменьшению давления в умеренных и полярных областях и его увеличению в областях субтропических максимумов. В свою очередь, повышению атмосферного давления соответствует преобладание антициклонической циркуляции и меньшей облачности, а пониженному – преобладание циклонической циркуляции и большей облачности. Увеличение облачности в высоких и умеренных широтах, особенно в зимний период, приводит к росту ПТВ

над океаном. Вследствие уменьшения облачности в тропических широтах также происходит некоторый рост ПТВ, особенно заметный летом. Естественно, что при замедлении УСВЗ отмечается обратная картина, а именно ПТВ должна уменьшаться. Корреляция между угловой скоростью и аномалиями ПТВ Северного полушария при десятилетнем осреднении равна 0,81, а для зоны 85–30 °с.ш. она возрастает до 0,91 [26].

На рис. 3.14 представлено вейвлет-разложение аномалий длины суток за 1855–2005 гг. на основе вейвлета Морле. Наиболее мощным по амплитуде и мало меняющимся в течение всего периода наблюдений является 70-летний цикл. Другие циклы значительно слабее и выражены лишь на ограниченных промежутках времени. Вследствие этого на графике спектральной плотности аномалий длины суток (рис. 3.6) присутствует только 70-летний цикл, вклад которого в дисперсию временного ряда после исключения из него тренда составляет около  $R^2 = 0,64$ . Так как вклад тренда за данный интервал времени равен  $R^2 = 0,23$ , то вклад 70-летнего цикла в общую дисперсию временного ряда составляет 49 %.

Таким образом, принципиальная особенность временного ряда длины суток состоит в том, что в его межгодовой изменчивости преобладающей является цикличность, а не тренд, как во временном ряде ПТВ.

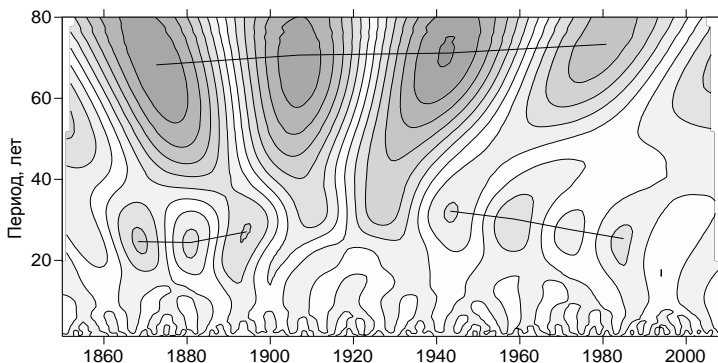


Рис. 3.14. Вейвлет-разложение аномалий длины суток (скорости вращения Земли) [67] по данным [97]

На рис. 3.15 приводится временной ход вейвлет-коэффициентов 60-летнего и 70-летнего циклов ПТВ и УСВЗ. Нетрудно ви-

деть, что из-за разницы в периоде циклов постоянно происходит смещение их фаз. Если в конце XIX-го столетия температура запаздывала по отношению к УСВЗ, то в конце XX-го столетия, наоборот, она стала ее опережать. И только в середине прошлого столетия (в 1910 и 1943 гг.) температура и угловая скорость находились почти точно в противофазе. При уменьшении длины суток и соответственно увеличении скорости вращения Земли глобальная температура увеличивается. С 1943 г. начинается обратный процесс – угловая скорость замедляется и соответственно уменьшается температура. Именно поэтому в работах [26, 97] для прошлого столетия выявлена высокая корреляция между температурой и угловой скоростью после исключения из временных рядов линейного тренда.

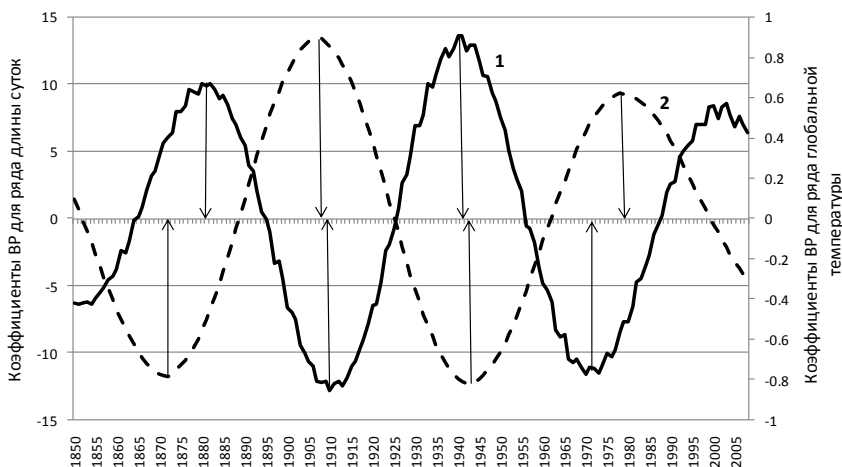


Рис. 3.15. Временной ход вейвлет-коэффициентов 60-летнего и 70-летнего циклов [67]: 1 – температура воздуха, 2 – длина суток

Итак, в течение 1910–1940 гг. отмечается одновременное повышение глобальной температуры за счет 60-летнего и 70-летнего циклов. Если принять во внимание тенденцию роста температуры за счет повышения концентрации парниковых газов, то становится понятным эффект потепления 1920–40-х годов. Затем в течение следующего тридцатипятилетия (1941–1975 гг.) оба цикла действуют на понижение ПТВ, в то время как парниковые газы – на ее повышение. Поэтому отмечается слабое похолодание. Наконец,

после 1975 г. до начала XXI-го столетия все три фактора временно совпадают, причем по сравнению с началом XX-го столетия отмечается резкое усиление действия парниковых газов, что вызывает сильный рост температуры воздуха. Примерно до 2015 г. УСВЗ должна расти и по-прежнему будет поддерживать повышение ПТВ. Далее начнется обратный процесс. Однако нельзя утверждать, что это вызовет процесс похолодания климата, ибо содержание парниковых газов (ВА,  $\text{CO}_2$  и др.) весьма велико, а процессы крупномасштабного взаимодействия в системе «океан–атмосфера» однонаправленно работают в сторону нагревания атмосферы.

### **3.2. Возможные изменения уровня Мирового океана на конец XXI столетия**

В зависимости от заблаговременности проблему долгосрочного прогноза УМО будем рассматривать в трех аспектах: на длительную перспективу (столетие), на ближнюю перспективу (несколько десятилетий) и на текущий период (несколько лет). Такое деление обусловлено, с одной стороны, – физическими закономерностями колебаний УМО и влиянием на них уронеформирующих факторов, а с другой – практическими запросами потребителей.

В настоящее время при прогнозировании УМО на длительную перспективу наиболее широкое распространение получили модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), использующие различные сценарии изменений климата. При этом, хотя в основе любой оценки изменения климата лежат сценарии развития человечества, однако, в конечном счете, именно эмиссия  $\text{CO}_2$  в атмосферу определяет сценарии изменения климата, рассчитываемые по МОЦАО. Сценарии эмиссии парниковых газов и задают временной ход воздействия на состояние атмосферы при моделировании отклика системы «океан–атмосфера» в масштабе текущего столетия – моделировании климатических изменений в зависимости от различных моделей развития человечества, которым соответствуют четыре группы сценариев (*A1*, *A2*, *B1*, *B2*) [87]. Рассмотрим кратко каждый из сценариев.

*Сценарии A1.* Основная линия и сценарное семейство предполагают быстрый экономический рост и внедрение новых эффективных технологий, а также рост народонаселения до середины XXI столетия и последующее его уменьшение. Основными черта-

ми развития будут существенное уменьшение региональных различий в доходах на душу населения и усиление культурных и социальных взаимосвязей. Сценарии этого семейства делятся на три группы, различающиеся по энергетическому акценту: *AIFI* – интенсивное использование ископаемого топлива, *AIT* – интенсивное использование иных видов топлива, *AIB* – сбалансированное использование всех видов топлива. По сценарию *AIB* концентрация основных парниковых газов в атмосфере по сравнению с 1990 г., который принят за базовый, увеличится к 2100 г. для  $\text{CO}_2$  в 2,03,  $\text{CH}_4$  в 1,16 и  $\text{N}_2\text{O}$  в 1,21 раза.

*Сценарии A2.* Основная линия и сценарии этого семейства описывают весьма неоднородный мир. Регионы и страны ориентируются на собственные природные ресурсы при сохранении местных особенностей. Темпы рождаемости в разных регионах сближаются очень медленно, что приведет к дальнейшему росту населения планеты. Экономическое развитие будет в основном регионально ориентированным, а рост подушного дохода и технологические изменения будут более фрагментированными, чем для других семейств сценариев. К 2100 г. концентрация основных парниковых газов в атмосфере увеличится по сравнению с 1990 г. –  $\text{CO}_2$  в 2,42,  $\text{CH}_4$  в 2,19 и  $\text{N}_2\text{O}$  в 1,45 раза.

*Сценарии B1.* Основная линия и сценарии этого семейства описывают такой же мир с динамикой народонаселения, как и основная линия семейства *A1*. Однако при этом предполагаются быстрые изменения в экономической структуре в пользу обслуживающего и информационного компонентов при сокращении материалоемкости и внедрении чистых и ресурсосберегающих технологий.

Главное внимание будет уделяться глобальным решениям экономических и социальных проблем и поддержанию окружающей среды в устойчивом состоянии, включая меры по улучшению положения в области равноправия (регионов, стран). При этом новых инициатив в области регулирования климата не предполагается. К 2100 г. концентрация  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2\text{O}$  в атмосфере увеличится по сравнению с 1990 г. соответственно в 1,53 и 1,22 раза, а концентрация  $\text{CH}_4$  уменьшится на 6%.

*Сценарии B2.* Основная линия и сценарии этого семейства описывают мир, в котором упор делается на локальные решения в области поддержания устойчивости экономики, социальной сферы и окружающей среды. Глобальное народонаселение будет возрастать с темпом меньшим, чем в сценарии *A2*. Темп развития экономики будет средним. Изменения в технологиях будут более медленными и более разнообразными, чем для основных линий семейств *B1* и *A1*. Хотя сценарии этого семейства также предполагают защиту окружающей среды и социальную справедливость, в них главное внимание уделяется вопросам регионального развития. Сценарий *B2* близок к современному уровню развития, и прогностическое увеличение эмиссии  $\text{CO}_2$  в атмосферу примерно соответствует его увеличению за последние 10 лет XX в. В 2100 г. концентрация основных парниковых газов может увеличиться по сравнению базовым:  $\text{CO}_2$  в 1,76,  $\text{CH}_4$  в 1,75 и  $\text{N}_2\text{O}$  в 1,18 раза.

Самый высокий уровень ( $>1800$  GtC) суммарной эмиссии  $\text{CO}_2$  свойствен семейству сценариев *A1* (частично для *A2*); средний/высокий уровень (1450–1800 GtC) – для *A1* и *A2* (частично для *B2*); средний/низкий уровень (1100–1450 GtC) – для *A1*, (частично для *A2*, *B1*, *B2*); низкий уровень ( $<1100$  GtC) – для *B1* (частично для *A1*). Наиболее широкий диапазон уровней охватывает семейство сценариев *A1*, в которых задается самый высокий уровень эмиссии  $\text{CO}_2$ . Самые мягкие прогнозы дает семейство *B1*, средние – семейство *B2*. Все сценарии прогнозируют существенное увеличение суммарной эмиссии  $\text{CO}_2$  к 2100 г. Так, например, по сценарию *A1B* СДСВ (Специальный Доклад о Сценариях Выбросов) к середине 2090-х годов УМО должен быть выше уровня 90-х годов XX столетия на 0,22–0,44 м, т.е. повышаться приблизительно на 4 мм в год. Как и ранее, уровень моря будет изменяться в будущем географически неоднородно с варьированием региональных изменений уровня в пределах  $\pm 0,15$  м от средней модельной проекции [165]. В качестве примера на рис. 3.16 показана эволюция среднего УМО в прошлом и его рост в XXI в. для сценария *A1B* СДСВ [204].

Серая полоса на рис. 3.16 показывает неопределенность в оценках долгопериодной составляющей изменения УМО ранее 1870 г., когда наблюдения морского уровня были малочисленны.

Красная линия показывает реконструкцию среднего уровня Мирового океана по данным футшточных (береговых) наблюдений, а красная заливка отражает размах колебаний. Зеленая линия показывает средний уровень Мирового океана по альтиметрическим данным. Синяя заливка отражает размах модельных оценок по одному из сигнальных сценариев А1В СДСВ для XXI в., рассчитанных независимо от наблюдений.

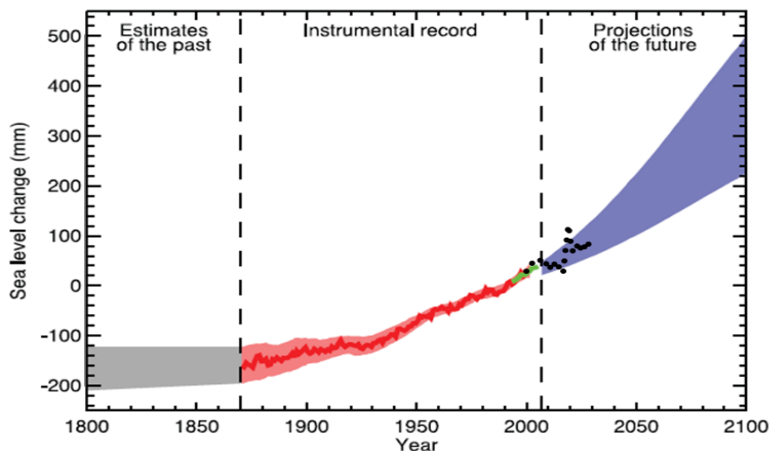


Рис. 3.16. Временная изменчивость среднего уровня Мирового океана (в отклонениях от среднего значения за период 1980–1999 гг.) в прошлом и его рост в XXI в. для сценария А1В СДСВ [204]. Черные точки – прогностические значения УМО по физико-статистической модели (3.11)

Следует иметь в виду, что оценки возможного изменения климата в XXI в. основаны не на расчетах по отдельным моделям, а на осреднениях результатов расчетов по нескольким моделям (ансамблю). Например, в проекте СМIP3 осреднение характеристик проводилось по ансамблю из 16 моделей, вследствие чего происходит нивелирование (сглаживание) оценок, полученных по конкретным моделям, хотя при этом сохраняются систематические ошибки одного знака, присущие моделям как классу [79]. Одновременно с этим крайние оценки характеристик, рассчитанных по численным моделям, позволяют выявить амплитуду их изменчивости (вероятный прогностический интервал).



По мнению одного из наиболее компетентных российских исследователей по численному моделированию климата В.П. Мелешко, современные МОЦАО имеют значительные систематические ошибки в отдельных регионах Земного шара, причем, несмотря на усилия по совершенствованию методов учета физических процессов в МОЦАО, повышение качества расчетов современного климата в последние годы происходило очень медленно. Одной из основных причин появления многих ошибок является недостаточное пространственное разрешение МОЦАО. Его следует увеличить, как минимум, на один порядок в ближайшие годы. Другой причиной ошибок является недостаточно корректное описание ряда климатически значимых физических процессов в атмосфере и океане.

В табл. 3.4 даются *вероятные* диапазоны для глобального среднего потепления приземного слоя воздуха для шести сигнальных сценариев выбросов СДСВ (включая обратные связи климат-углеродный цикл) [165]. Одновременно с этим в табл. 3.4 приводятся прогнозные оценки среднего повышения УМО на 2090–2099 гг. для тех же шести сценариев СДСВ.

Таблица 3.4

**Возможные оценки изменений глобальной приповерхностной температуры воздуха и уровня Мирового океана на конец XXI в. (2090–2099 гг.) по сравнению с концом XX в. (1980–1999 гг.)**

Сценарий выбросов СДСВ	Ансамбль из 16 моделей общей циркуляции атмосферы и океана [165]		Статистическая модель (3.2)
	Вероятный диапазон роста температуры на конец 2090–2099 гг., °С	Вероятный диапазон роста УМО на конец 2090–2099 гг., м	Вероятный диапазон роста УМО на конец 2090–2099 гг., м
Сценарий <i>B1</i>	1,1 – 2,9	0,18 – 0,38	0,12 – 0,31
Сценарий <i>A1T</i>	1,4 – 3,8	0,30 – 0,45	0,15 – 0,41
Сценарий <i>B2</i>	1,4 – 3,8	0,20 – 0,43	0,15 – 0,41
Сценарий <i>A1B</i>	1,7 – 4,4	0,21 – 0,48	0,18 – 0,47
Сценарий <i>A2</i>	2,0 – 5,4	0,23 – 0,51	0,21 – 0,58
Сценарий <i>A1FI</i>	2,4 – 6,4	0,26 – 0,59	0,26 – 0,68

Как видно из табл. 3.4, в результате повышения глобальной температуры воздуха рост УМО к концу XXI в. может составить от 20 до 60 см, что соответствует тренду в 2–6 мм/год. По сравнению с предшествующим отчетом МГЭИК [167] прогностические

оценки уровня на конец столетия уменьшились для некоторых сценариев почти в 2 раза, причем разброс оценок в обоих случаях весьма внушителен. В связи с этим представляется желательным построение альтернативных моделей без использования комплекса МОЦАО.

Очень простая статистическая модель для оценки УМО, основанная на использовании изменений глобальной ПТВ, была предложена в работе [77]. Так, сопоставление глобальных оценок аномалий ПТВ за период 1960–2008 гг., заимствованных из архива HadCRUT3 и УМО, рассчитанного по футшточным (береговым) наблюдениям [75] показало, что с повышением температуры воздуха УМО линейно повышается (рис. 3.17). Это позволило рассчитать методом наименьших квадратов линейное уравнение регрессии

$$h_{\text{УМО}} = 107,1\Delta T_{\text{GL}} + 221,0, \quad (3.2)$$

где  $h_{\text{УМО}}$  – средний глобальный уровень Мирового океана;  $\Delta T_{\text{GL}}$  – аномалии глобальной ПТВ.

Коэффициент детерминации данной модели равен  $R^2 = 0,73$ , т.е. она описывает 73 % дисперсии исходного ряда, средняя квадратическая ошибка модели  $\sigma_{y(x)} = 14,7$  мм.

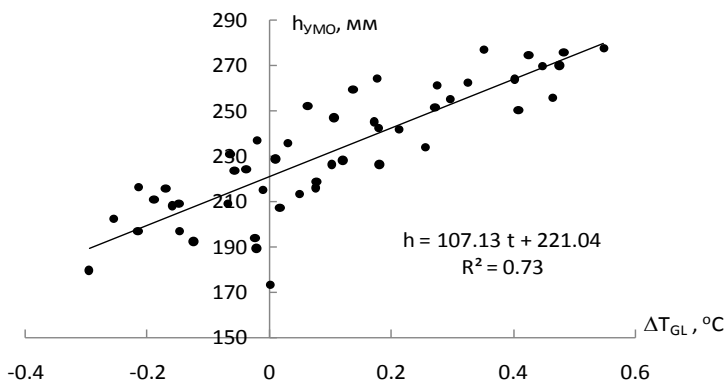


Рис. 3.17. Зависимость межгодовых колебаний уровня Мирового океана от аномалий глобальной приповерхностной температуры воздуха по данным HadCRUT3 за период 1960–2008 гг. [77]

Данное уравнение позволяет весьма просто в линейном приближении прогнозировать возможные изменения УМО в зависи-

мости от изменений глобальной ПТВ. Такие расчеты, соответствующие 6 сценариям выбросов парниковых газов и оценкам повышения ПТВ, были выполнены и также приведены в табл. 3.4. Практически для всех сценариев выбросов оценки возможного роста УМО по статистической модели весьма близки к результатам численного моделирования климата на основе МОЦАО.

Для того чтобы убедиться в достоверности полученных оценок, были построены аналогичные статистические модели УМО от ПТВ с использованием временных рядов глобального уровня океана [136] и [171], а затем выполнены оценки роста УМО в зависимости от ПТВ. На рис. 3.18 дается сопоставление результатов, полученных по трем статистическим моделям для пяти сценариев выбросов. Нетрудно видеть почти полную тождественность в оценках. Только максимальные оценки УМО по данным [171] чуть-чуть ниже.

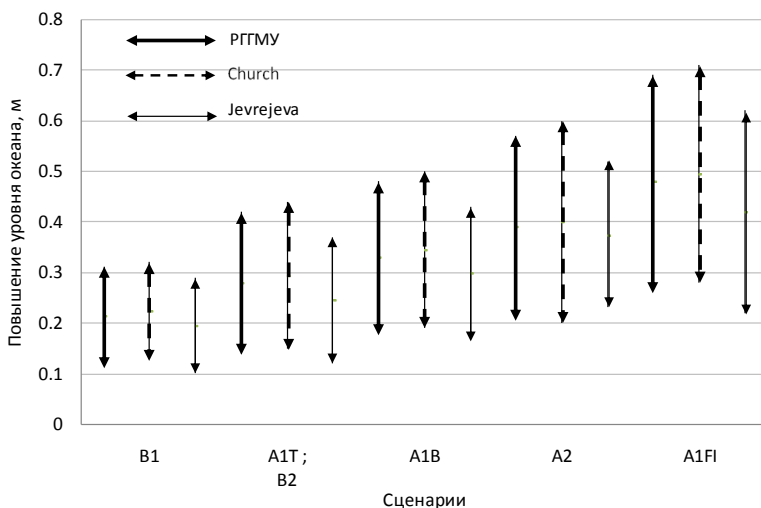


Рис. 3.18. Сопоставление результатов расчета вероятного диапазона роста УМО на конец XXI-го столетия, полученных по трем статистическим моделям для пяти сценариев выбросов

Итак, прогностические оценки УМО на конец XXI в. можно получить с помощью простой линейной статистической зависимости уровня океана от приповерхностной температуры воздуха,

причем полученные оценки практически не отличаются от результатов, основанных на использовании сложных и дорогих МОЦАО.

Отметим, что в работе Рамсторфа [203] предложен близкий по смыслу метод прогноза УМО на столетие, основанный на линейной статистической зависимости колебаний УМО от ПТВ, получивший довольно много критических замечаний. Этот метод основан на использовании следующей формулы:

$$dH/dt = a(T - T_0), \quad (3.3)$$

где  $H$  – глобальный уровень океана;  $t$  – время;  $a$  – коэффициент пропорциональности;  $T$  – глобальная средняя приповерхностная температура;  $T_0$  – предшествующее значение равновесной температуры. Принято, что время установления равновесия составляет порядка тысячелетия, а линейная аппроксимация в виде (3.3) может иметь место в течение нескольких веков. В этом случае рост уровня УМО над предыдущим равновесным состоянием может вычисляться по формуле:

$$H(t) = a \int_0^t (T(t') - T_0) dt', \quad (3.4)$$

где  $t'$  – функция времени. За период 1880–2001 гг. автором была получена высокая корреляция между УМО и глобальной ПТВ подъема уровня моря ( $r = 0,88$ ) и коэффициент регрессии, равный  $a = 3,4$  мм/год на  $1^\circ\text{C}$ . Исходная температура  $T_0$ , при которой УМО равен нулю, составляет  $0,5^\circ\text{C}$  ниже средней температуры периода 1951–1980 гг.

В результате расчетов Рамсторфом [203] получены оценки УМО на конец XXI-го столетия в диапазоне роста ПТВ по основным климатическим моделям  $1,4$ – $5,8$   $^\circ\text{C}$ . На рис. 3.19 представлен межвековой ход УМО с начала XIX в., скомбинированный в работе [219] на основе разных источников. Прогностические оценки УМО Рамсторфа на конец XXI-го столетия даны вместе с оценками, полученными с помощью климатических моделей. Нетрудно видеть, что оценки Рамсторфа резко выделяются в сторону увеличения и составляют на 2100 г.  $0,5$ – $1,4$  м относительно 1990 г. Именно поэтому они привлекли к себе особое внимание и подверглись довольно резкой критике, особенно со статистической

точки зрения. Рамсторфу вменяется в вину некорректность использования статистического аппарата (расчет корреляции при не удаленном тренде, нестационарности и ненормальности исходных временных рядов). Однако все эти замечания вторичны. На наш взгляд, главным является принципиально неверное задание исходного уравнения (3.3), интегрирование которого дает аналитическую формулу (3.4).

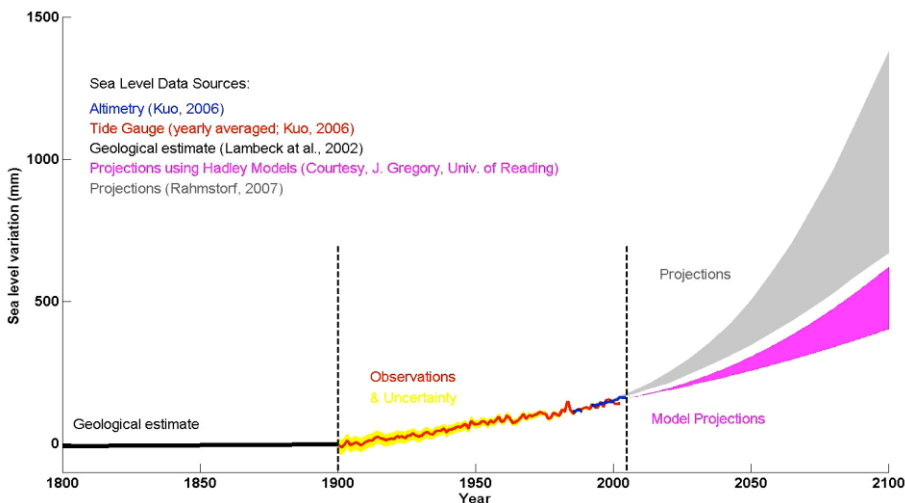


Рис. 3.19. Межвековой ход УМО с начала XIX в. на основе разных источников по данным работы [219]

Вначале вспомним, что исходя из формулы (1.27) уровень замкнутого водоема (в том числе и Мирового океана) в некоторый конечный момент времени  $t$  рассчитывается по данным об уровне в начальный момент времени  $h_0$  и его внутригодовых приращениях  $\partial h/\partial t$ . Примем теперь  $h_0 = 0$  и сравним формулы (1.27) и (3.4):

$$h_t = \int_0^t \frac{\partial h}{\partial t} dt = a \int_0^t (T(t') - T_0) dt'. \quad (3.5)$$

Отсюда следует, что *внутригодовые* изменения УМО должны быть пропорциональны изменениям ПТВ. Однако в соответствии с формулой (3.3) пропорциональность отмечается только в отно-

шении *межгодовых* колебаний УМО от изменений ПТВ. Следовательно, неверное задание исходного уравнения (3.3) приводит в дальнейшем к ошибочным результатам расчета прогностического УМО.

Отметим, что в следующей работе Рамсторфа [235] выполнено «уточнение» исходного уравнения (3.3), в которое добавлено слагаемое  $bdT/dt$ , т.е.

$$dH/dt = a(T - T_0) + b dT/dt. \quad (3.6)$$

Параметр  $b$  представляет произведение коэффициента термического расширения на толщину верхнего квазиоднородного слоя, принятого равным 100 м. В результате расчетов получено, что к 2100 г. УМО повысится на 75–190 см, т.е. еще выше, чем по предыдущей модели. Очевидно дальнейшее «уточнение» модели еще более повысит прогностические оценки УМО. На наш взгляд, подобные результаты в комментариях не нуждаются.

### **3.3. Последствия повышения глобального уровня в 21-м столетии**

Естественно, если рассмотренные выше сценарии изменений климата станут реальностью, то это грозит громадным ущербом для инфраструктуры прибрежных территорий, где проживает многие сотни миллионов жителей Земли. Вполне возможно, что в зоне возможных наводнений могут оказаться дополнительно от 20 до 300 млн человек [226]. В частности, в Англии к 2080 г. в 5 раз больше людей окажутся под влиянием наводнений от штормовых нагонов при росте морского уровня всего на 38 см по сравнению с 1990 г. [199].

Повышение морского уровня имеет несколько прямых и косвенных неблагоприятных *последствий*, которые можно систематизировать на три (экономические, экологические и социальные) группы (табл. 3.5), причем косвенные последствия могут усиливать прямые последствия в несколько раз [77]. Изучение их в глобальном и региональном масштабах представляет важнейшую задачу. Достаточно подробно экономические последствия повышения УМО в 21-м столетии рассматриваются в работе [77].

Из анализа отрицательных последствий роста УМО следует, что в большей степени пострадают такие отрасли хозяйственной

деятельности, как туризм, рекреация, аквакультура, сельское хозяйство, транспортное сообщение, а также под сильной угрозой окажутся прибрежные среды обитания и экологическая обстановка в целом.

Таблица 3.5

**Классификация неблагоприятных последствий от роста морского уровня [77]**

	Прямые последствия	Косвенные последствия
Экономические	<p>Снижение эффективности прибрежной инфраструктуры, построенной над водой (доки, пирсы, дамбы и т.п.) вследствие близости к уровню воды, или ее затопление.</p> <p>Нарушение земель вследствие интрузии соленых вод</p>	<p>Нарушение нормального режима хозяйственной деятельности вне зоны разрушений из-за нарушения функционирования энергетических, транспортных и других коммуникаций и предприятий-смежников, а также из-за непредвиденного отвлечения средств на восстановительные работы</p>
Экологические	<p>Затопление низменных прибрежных участков суши, пляжей, в том числе практически постоянное затопление участков суши, которые уходили под воду только во время приливов, а также повышение уровня грунтовых вод.</p> <p>Вторжение соленой воды как в пресноводные эстуарии, так и в прибрежные водоносные слои, угрожающее водообеспеченности населения прибрежных районов.</p> <p>Усиление эрозии береговых утесов вследствие проникновения в них морской воды.</p> <p>Сокращение функциональной зоны заболоченных земель, которые служили в качестве защиты от наводнений и фильтрами для грунтовых вод.</p> <p>Повышение интенсивности и частоты крупных штормовых нагонов, не без оснований считающееся одним из самых опасных последствий изменения климата</p>	<p>Загрязнение окружающей среды при разрушении стихией предприятий, на которых используются или производятся опасные для здоровья людей и природы материалы</p>
Социальные	<p>Вынужденная миграция населения, появление так называемых климатических беженцев</p>	<p>Потеря доверия людей к способности руководства защитить их от бедствий, в усилении социальных разногласий</p>

Названные последствия повышения уровня крайне неблагоприятны в силу следующих фактов. В мире приблизительно 2 млн км<sup>2</sup> территорий находятся менее 2 м над средней верхней границей прилива. Именно эта пограничная зона между землей и океаном характеризуется особенно разнообразными экосистемами и именно её предпочитает для своей жизни человек. По данным на 1995 г., около 60 млн человек проживали на землях, находящихся менее 1 м выше уровня моря и 275 млн – менее 5 м.

Восемь из десяти крупнейших городов мира находятся на низменных прибрежных территориях, в том числе Нью-Йорк и Токио, а темпы роста численности населения в таких зонах в два раза превышают среднемировой показатель. К концу XXI в. в прибрежных зонах (ПЗ) не выше 1 м над уровнем моря будут проживать уже 130 млн, а в зонах не выше 5 м – 410 млн чел. Например, в США в ПЗ, составляющей около 17 % всей территории страны, проживает более половины ее населения. В 2003 г. примерно 153 млн чел. (53 % населения) жило в 673 прибрежных округах США, увеличившись на 33 млн чел. с 1980 г. по данным [177]. Что касается Российской Федерации, то в приморских районных муниципальных образованиях проживает 12,6 млн человек (данные на 01.01.2007), что составляет примерно 9 % всего населения страны.

Повышение морского уровня только на 40 см в Бенгальском заливе приведет к затоплению 11 % прибрежной зоны Бангладеш и возникновению 7–10 млн беженцев [166]. В качестве примера на рис. 3.20 приводится топографическая карта поверхности суши и Бангладеш, из которой видно, что большая часть территории этой страны находится в зоне не выше 10 м над уровнем моря.

Наибольшее число людей, живущих в низменных районах, приходится на следующие страны: Китай, Индия, Бангладеш, Вьетнам, Индонезия, Япония, Египет, США, Таиланд и Филиппины. При этом наибольшая доля населения, проживающего в низменных районах, сосредоточена в странах: Суринам, Голландия, Багамы, Вьетнам, Гайана, Бангладеш, Джибути, Белиз, Египет и Гамбия. К сожалению, многие страны, наиболее чувствительные к повышению уровня моря, не имеют достаточных ресурсов для подготовки к его последствиям.



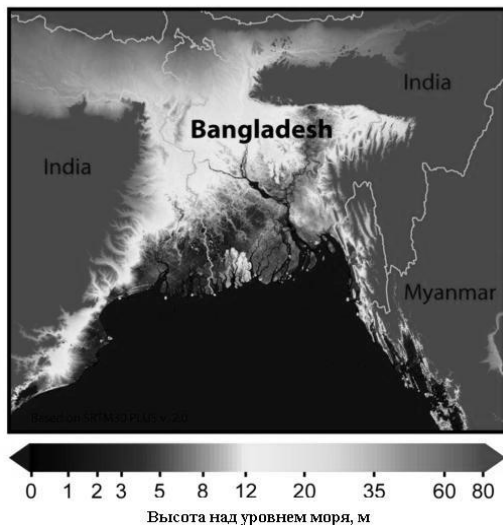


Рис. 3.20. Топографическая карта Бангладеш [216]

В литературе [33] обычно рассматривается три вида *ущерба* от повышения уровня моря (ПУМ): 1) дополнительные капитальные затраты на берегоохранные сооружения, 2) убытки, связанные с потерями прибрежных земель, 3) затраты из-за более частых наводнений. Однако в некоторых случаях в ущерб дополнительно включаются затраты на вынужденное переселение людей, ущерб от интрузии солености и другие факторы.

Исследования, посвященные оценке таких экономических ущербов от ПУМ, можно подразделить в зависимости от масштаба территории, охватываемой анализом:

- на мировом уровне с региональными и национальными макро-оценками (например, [149, 163, 205, 206]);
- на макрорегиональном уровне (например, [148, 151, 184, 198, 246] для Европы);
- на национальном уровне (например, [145] для Сенегала, [237] для Уругвая, [236] для Венесуэлы, [195] для Японии, [252] для Польши);
- на локальном уровне (например, [156] для Fondi plane в Италии, [201] для Венеции, [220] для Таллинна и Пярну, Эстония, и дельты Джуджан в Китае, [212] для Монтевидео).

Одним из выдающихся примеров исследований ПУМ на национальном уровне является программа Foresight (с англ. «предвидение»), запущенная в 1993 г. правительством Великобритании как инструмент реализации Белой книги в целях обеспечения тесного взаимодействия между учеными, промышленностью и правительством и открытия будущих возможностей и угроз научной инженерии и технологиям [152]. Целью этой программы, рассматривающей экономические, социальные и экологические аспекты воздействия наводнений, является долгосрочный прогноз (на период 30–100 лет) возможных будущих наводнений на Британских островах и разработка необходимых мер по защите прибрежной зоны.

Заметим, что Программа носит комплексный характер и ориентирована на различные сценарии изменений климата, обусловленные быстрым ростом в атмосфере парниковых газов. Размах оценок повышения уровня – от 31 см в Юго-Западной Шотландии при сценарии низкого уровня эмиссии CO<sub>2</sub> до 74 см в Юго-Западной Англии при высоком уровне выбросов. Под угрозой паводков и затопления прибрежных областей в Великобритании находится около 2 млн хозяйств, а под угрозой так называемых внутригородских наводнений, вызванных сильными ливнями, которые затапливают городские канализационные системы, – 80 тыс. домов в городах. Только в Англии и Уэльсе под угрозой находятся более 4 млн человек и сооружений, а ущерб оценивается в £200 млрд.

Если политика действий в области управления наводнениями и затраты на нее не изменятся, то к 2080 г. ежегодные потери будут увеличиваться в любом из разработанных сценариев, варьируя в пределах 1–27 млрд фунтов. При текущем уровне затрат на строительство берегозащитных сооружений значительно усилится береговая эрозия, а средний ущерб увеличится в 3–9 раз к 2080 г., хотя в наихудшем случае (£126 млн в год) он будет меньше, чем текущие потери от наводнений (£1 млрд в год). При этом число людей, подверженных риску наступления паводков и затопления прибрежных областей, может увеличиться от 1,6 млн чел. в настоящее время до 2,3–3,6 млн чел. к 2080 г., а риску усиления внутригородского наводнения, вызванного короткопериодными явлениями, – от 200 тыс. чел. до 700–900 тыс. чел.

Экономические исследования последствий повышения уровня Мирового океана начались более 20 лет назад в США [150, 200, 227, 229, 247]. В них в основном оценивались затраты на строительство защитных сооружений и *прямой ущерб* от линейного роста морского уровня на 1 м к концу XXI в., суммарные значения которых варьировались от US\$36 до US\$321 млрд [150]. Это значительное расхождение оценок даже у одних и тех же авторов вызвано различными методологиями подсчета последствий повышения морского уровня. Прямой ущерб связывают с непосредственным физическим контактом вод с хозяйственными объектами, а величину такого ущерба определяют затратами на восстановление хозяйства или текущей рыночной стоимостью разрушенных (или нарушенных) хозяйственных объектов. При этом не вводятся поправки на «ценность» денег (например, паритет покупательской способности или веса), что приводит к переоценке абсолютных значений возможных негативных влияний роста морского уровня [120]. Таким же образом оценивается ущерб от нарушения или разрушения жилых построек и имущества, находящегося в них, а также от разрушения мостов, автомобильных и железных дорог, линий связи и электропередачи, газо- и нефтепроводов. Например, в сельском хозяйстве ущерб определяется в большинстве случаев потерями сельскохозяйственной продукции, затратами на восстановление нарушенного плодородия почв. В него включают также затраты на выплаты по страхованию имущества в случае стихийных бедствий, единовременные выплаты денежных и натуральных пособий, а также затраты на организацию спасательных мероприятий, строительство временных защитных сооружений и т.п. [2].

В этом подходе изменение стоимости вследствие количественного изменения не берется в расчет, т.к. дается сама цена, а не кривая спроса-предложения. Более того, он не рассматривает, как изменение на одном рынке влияет на другой или как влияние одной страны распространяется на другие страны посредством торговли. Прямые ущербы являются частью суммарных экономических последствий изменения климата (*косвенных ущербов*), т.к. они влияют практически на все остальные отрасли экономики [142]. Например, ущерб, причиненный коммерческому сектору, приведет к меньшему доходу владельцев бизнеса, что, в свою оче-

редь, приведет к меньшим тратам, дополнительно снижая экономическую деятельность в других секторах экономики. Это же касается сельского хозяйства, спад в котором приведет к спаду агропромышленного комплекса и т.д.

В исследованиях конца XX в. начали применяться различные модели, позволяющие получить оценки косвенных ущербов (потери из-за нарушения хозяйственных связей, спада производства, торговых и банковских операций и т.п.), моделировать и учитывать реакцию экономики через перераспределение ущербов за счет других отраслей и посредством международной торговли. Например, исследование суммарных экономических последствий, учитывающих косвенные эффекты совместно с прямыми, может быть осуществлено с помощью численных моделей общего (рыночного) равновесия (CGE) [142, 144, 246 и др.]. В частности, в работе [142] использовался метод, предложенный Фанкхаузером еще в 1995 г. [150] для расчета оптимального уровня защиты, и была введена оптимальная стоимость в численную модель общего равновесия посредством сокращения обеспеченности земель. Было показано, что глобальные материальные потери будут примерно на 13% выше прямых затрат, хотя некоторые регионы подвергнутся меньшему ущербу от ПУМ благодаря перераспределению их ущербов посредством международной торговли. Однако необходимы дальнейшие исследования этой модели.

Численные модели общего равновесия (CGE) представляют собой класс экономических моделей, которые используют текущие экономические данные для оценки возможной реакции экономики на изменения в политике действий, технологиях и других внешних факторах. Они состоят из уравнений, описывающих переменные модели и баз данных, соответствующих уравнениям модели, которые, в свою очередь, обычно представляют собой результаты производителей при минимизации затрат, ценообразование по формуле "средние издержки плюс прибыль" и спрос домохозяйств на основе стремления к оптимизации результатов и др.

Базы данных CGE состоят из:

– таблиц рыночных стоимостей (обычно в виде таблицы межотраслевых балансов или матрицы счётов для анализа социальных аспектов экономического процесса), охватывающей всю экономику

страны (или всего мира) и выделяющей ряд секторов, сырьевых товаров, первичных факторов и в некоторых случаях видов домохозяйств;  
 – значений эластичности (безразмерного параметра, который улавливает поведенческую реакцию потребителей).

Модели CGE являются последователями модели «затраты–выпуск», предложенной В. Леонтьевым, но в первых большая роль уделяется ценам. Там, где Леонтьев предполагал, что для производства одной тонны железа необходимо фиксированное количество труда, в модели CGE уровни зарплат влияют, причем обычно негативно, на спрос и на рабочую силу.

Существует несколько разновидностей моделей CGE [77]:

- сравнительно-статичные, моделирующие реакцию экономики только в одной точке времени (на один или несколько внешних шоки);
- динамические, отслеживающие каждую переменную во времени;
- пошагово-динамические, решаемые последовательно (один период за раз) [140].

Рассмотрим экономические последствия (ущербы) от ПУМ на основе работ [114, 139, 190].



Рис. 3.21. Этапы оценивания экономических ущербов/затрат от глобального повышения морского уровня

Методология вышеназванных работ в целом схожа, различаются лишь инструменты (программы) для получения оценок. На рис. 3.21 приведены основные этапы и инструменты методологий (слева – [114] и [139], справа – [190]), а их основные характеристики даны в табл. 3.6.

Таблица 3.6

## Основные характеристики трех рассматриваемых исследований [114, 139, 190]

	Исследование Sugiyama	Исследование Anthoff, Nicholls, Tol	Исследование PESETA
Сценарий ПУМ	Комплексная модель глобальной системы IGSM, Массачусетский технологический институт, США Линейный (аналитические оценки нелинейного)	0,5 м, 1,0 м, 2,0 м к 2100 г. (за 95 лет)  Линейный	Региональные климатические модели, являющиеся частью глобальной циркуляционной модели  48–58 см и 88 см (из 3-го и 4-го оценочного отчета МГЭИК)
Сценарий СЭР	Модель прогноза выбросов и анализа политики действий ЕРРА, Массачусетский технологический институт, США	Сценарии из Специального отчета по выбросам парниковых газов МГЭИК (A1, A2, B1, B2)	Сценарии из Специального отчета по выбросам парниковых газов МГЭИК (A2 с высоким уровнем выбросов и B2 – с низким)
Отчетный период	2100 г.	2100 г.	2020 г. и 2080 г.
Регионы	Мир	Мир	Европа
Компоненты затрат	Затраты на защитные меры Капитальные потери (потеря земель) Стоимость потери болот Увеличение водно-болотных угодий вследствие решения не строить прибрежные защитные сооружения	Стоимость потери земель Стоимость потери болот (wetland) Затраты на защиту (включая дамбы) от ПУМ Издержки на переселение людей	Ущерб от затопления Ущерб от интрузии солености Затраты на миграцию, вызванной потерей земель Затраты на адаптационные меры Затраты на строительство дамб
Методы внесения поправок	ППС (паритет покупательской способности)	Дисконтирование, взвешивание капитала (из-за неравной ценности денежных единиц в мире)	Недисконтированные монетарные эффекты, рассматривается влияние будущего климата на сегодняшнюю экономику
Тип ущерба	Прямой ущерб	Прямой ущерб	Прямой и косвенный ущерб

Следует отметить, что в каждой из работ оценивается прямой ущерб, а в Европейском отчете дополнительно приводятся оценки косвенного ущерба от роста УМО и в целом от глобального изменения климата. Однако в последнем исследовании в отличие от двух других не производится дисконтирование оценок предполагаемых ущербов и не вносятся поправки по паритету покупательской способности, т.е. текущая экономика проецируется на рассматриваемые будущие периоды.

Перед анализом оценок, полученных в описанных выше исследованиях, обратимся к одной из предыдущих работ, выполненной авторами «Экономического воздействия существующего повышения морского уровня» в 2006 г. в рамках подготовки обзора Стерна по Экономике изменения климата [226]. Авторы, используя методы ГИС, выполнили анализ подверженности мировых территорий внешнему воздействию от различных ПУМ (1, 5 и 10 м) по площади, населению и сосредоточенному в этих районах ВВП. Из рис. 3.22, представляющего результаты их расчетов при росте УМО на 1 м, видно, что наиболее подверженной риску территорией в мире является Азия, на мегадельты и дельты которой приходится более 75 % всего населения, а большая часть оставшихся 25 % приходится на дельты Африки. На правой диаграмме приведена ежегодная доля ВВП по рыночному валютному курсу (т.е. без корректировок), сосредоточенная в 1-метровой зоне над уровнем моря и показывающая, что несмотря на менее значительные потенциально теряемые площади в Европе, сосредоточенный на них ВВП лишь немного уступает ВВП Азии.

В последующем исследовании [114] авторы также рассчитали как глобальные оценки, так и региональные при росте уровня на 0,5 м, 1 м и 2 м к 2100 г. На рис. 3.22 голубым цветом приведены глобальные оценки, полученные при ПУМ на 1 м и наличии адаптационных мер как с учетом весов, так и без них [190, 114]. Нетрудно видеть, что при внедрении весов, подразумевающих, что доллар для бедных представляет собой большую ценность, чем для богатых, оценка ущербов увеличивается практически вдвое. Серым цветом нанесены разбросы оценок по [114], авторы которых в качестве поправки применяли показатель паритета покупательской способности.

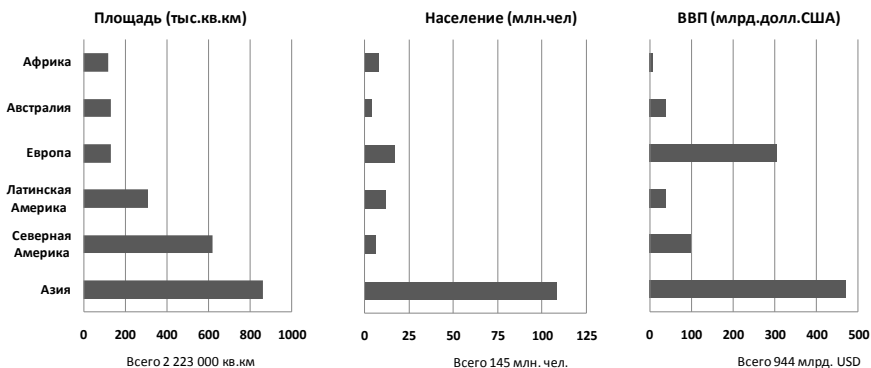


Рис. 3.22. Население, площадь и экономика, находящиеся под угрозой глобального повышения уровня моря на 1 м (мировые и региональные оценки, основанные на текущей ситуации) [115]

Из рис. 3.23 видно, что начальные оценки глобальных ущербов фактически одинаковы и составляют чуть более 1 триллиона долларов США, что хорошо согласуется с предыдущей оценкой ВВП [115] для территорий, находящихся ниже 1 м над уровнем моря (944 млрд долл.). Однако если учесть поправки на ценность денег при принятии адаптационных мер, то они увеличиваются практически в 4 раза и превышают оценки второго исследования уже в 2 раза.

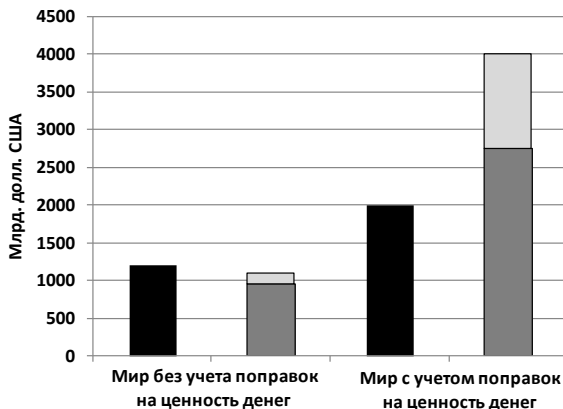


Рис. 3.23. Зависимость глобальных ущербов при росте глобального уровня на 1 м от поправок на ценность денег при принятии адаптационных мер по [190] – темным цветом, по [114] – светлым



В работе [139], выполненной Совместным исследовательским центром Европейской комиссии, рассчитаны ущербы для стран Евросоюза при различных скоростях роста УМО (от 10 до 90 см) к 2020 г. и к 2080 г. В данном исследовании приводятся также косвенные ущербы и влияние международной торговли, но не используются поправки на ценность денег и методы дисконтирования.

На рис. 3.24 и 3.25 приведены оценки ущербов при наличии и отсутствии адаптационных мер согласно [139] и рассчитанные эмпирические зависимости ущербов от различного повышения УМО.

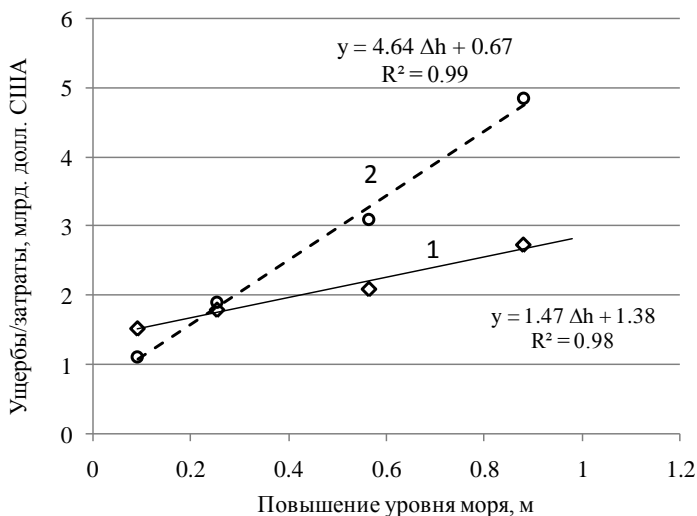


Рис. 3.24. Оценки ущербов от повышения УМО в 2020 г. (1) и 2080 г. (2) при условии осуществления защитных мер по данным [139]

Из рис. 3.24 видно, что в случае строительства защитных сооружений ущербы увеличиваются линейно с повышением уровня моря. При этом рассчитанные Ю.В. Малининой [77] регрессионные модели ущербов от роста УМО ( $\Delta h$ ) имеют следующий вид:

$$y = 4,64\Delta h + 0,67, \quad (3.7)$$

$$y = 1,47\Delta h + 1,39. \quad (3.8)$$

Первая зависимость относится к 2020 г., а вторая – к 2080 г. Обе зависимости носят почти функциональный характер, так как коэффициенты детерминации равны  $R^2 = 0,98$  (2020 г.) и  $R^2 = 0,99$

(2080 г.). Вследствие этого малыми оказываются стандартные ошибки моделей ( $\sigma = 0,08$  млрд руб. для 2020 г. и  $\sigma = 0,13$  млрд руб. для 2080 г.). Отметим, что коэффициент при  $\Delta h$  в уравнении регрессии для 2080 г. более чем в 3 раза больше аналогичного коэффициента в уравнении для 2020 г. Это означает, что при одинаковом повышении УМО в 2080 г. ущербы будут значительно выше, что можно объяснить увеличением сосредоточенного на затопляемых территориях ВВП вследствие быстрого роста населения и экономического развития прибрежных территорий, а также увеличением самих затрат на адаптационные меры.

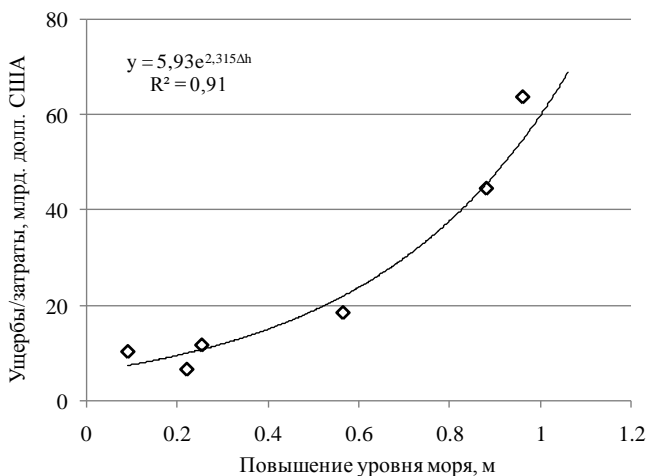


Рис. 3.25. Оценки ущербов в странах Евросоюза от повышения УМО в 2080 г. при отсутствии защитных мер по [184, 139]

При отсутствии защитных сооружений и включении данных [184] зависимость ущербов от разного роста УМО (рассматривается 2080 г.), как видно на рис. 3.25, приобретает нелинейный вид.

В результате ее аппроксимации методом наименьших квадратов получено экспоненциальное возрастание ущерба в странах Евросоюза при повышении УМО:

$$y = 5,93e^{2,315\Delta h}. \quad (3.9)$$

Коэффициент детерминации данной зависимости составляет  $R^2 = 0,91$ , а стандартная ошибка модели  $\sigma = 4,8$  млрд руб. На основе полученных зависимостей нетрудно рассчитать любые суммар-

ные ущербы для прибрежных стран Европейского Союза при повышении УМО до 1 м. Другой важный вывод – это насущная необходимость принятия адаптационных мер для стран Европейского Союза, поскольку ущербы резко возрастают при отсутствии защитных мер.

#### **3.4. Физико-статистический метод прогноза уровня Мирового океана на два десятилетия**

С практической точки зрения, весьма важным представляется прогноз изменений УМО на несколько десятилетий, поскольку именно на такой срок обычно составляются перспективные планы развития экономики в прибрежной зоне океанов и морей. В принципе, для этой цели могут быть использованы прогностические оценки УМО, полученные по комплексу МОЦАО. Как было показано в разделе 3.2, разброс получаемых оценок УМО весьма значителен. Однако если приближенность оценок УМО на конец 21-го столетия вполне допустима, то для прогноза на более короткие сроки требуются уже более конкретные значения изменений УМО. В работе [70] было показано, что этим условиям соответствует физико-статистический метод, суть которого состоит в том, что вначале устанавливаются физические связи изучаемого параметра с определяющими факторами, а затем уже на статистической основе строится прогностическая модель, заблаговременность которой зависит от инерционности воздействующих на изучаемый параметр факторов.

Выше отмечалось, что изменения ПТВ являются важнейшим определяющим фактором колебаний УМО. Первая оценка по связи колебаний УМО и температуры воздуха, выполненная Р.К. Клиге и Г.П. Калининым, приводится в монографии [80]. Ими было показано, что между УМО и температурой воздуха Северного полушария в течение 1900–1964 гг. существовала тесная связь ( $r = 0,94$ ) с запаздыванием УМО относительно температуры в 19 лет. В работе Горниц и др. [157] связь глобальной температуры воздуха и УМО характеризуется коэффициентом корреляции  $r = 0,80$  при сдвиге 18 лет. В дальнейшем в работе автора [61] рассмотрена следующая линейная модель:

$$h_{УМОi} = b_0 + b_1\Delta T_{C(i-\tau)} + b_2\Delta T_{Ю(i-\tau)}, \quad (3.10)$$

где  $h_{\text{УМО}}$  – уровень Мирового океана;  $\Delta T_{\text{С}}$  и  $\Delta T_{\text{Ю}}$  – осредненные аномалии температуры воздуха в Северном и Южном полушариях;  $\tau$  – сдвиг в годах. Модели рассчитывались за период 1901–1999 гг., начиная со сдвига  $\tau = 0$  до сдвига  $\tau = 35$  лет. Было выявлено, что влияние Северного полушария на колебания УМО значительно сильнее по сравнению с Южным полушарием. В результате расчетов получено, что адекватные по критерию Фишера модели отмечаются при нулевом сдвиге, а также при сдвигах  $\tau = 20$  и  $\tau = 30$  лет (табл. 3.7).

Из табл. 3.7 видно, что при нулевом сдвиге, т.е. при синхронном взаимодействии океана и атмосферы, модель (3.10) описывает 50 % дисперсии колебаний УМО. Очевидно, это связано с «быстрыми» изменениями эвстатической и стерической компонент. К эвстатической компоненте прежде всего относятся изменения испарения и осадков, а стерическая компонента связана с изменениями температуры воды верхнего квазиоднородного слоя океана. Что касается сдвигов  $\tau = 20$  и  $\tau = 30$  лет, то в этом случае рост УМО может быть обусловлен «медленными» изменениями эвстатической и стерической компонент, т.е. изменениями массы ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии, а также повышением температуры воды в толще вод океана.

Таблица 3.7

**Оценки параметров регрессионной модели колебаний УМО с аномалиями ПТВ в Северном и Южном полушариях при различных сдвигах  $\tau$  (годы)**

Сдвиг, годы	Коэффициент детерминации, $R^2$	Стандартная ошибка модели, см/год	Критерий Фишера, F
0	0,50	3,3	17,4
20	0,44	3,1	12,5
30	0,56	2,3	7,7

Итак, приведенные результаты свидетельствуют о возможности построения прогностической физико-статистической модели колебаний УМО, в которой в качестве исходных данных должны использоваться значения ПТВ в узлах сеточной области над океаном. В настоящее время известно несколько глобальных архивов, содержащих данные по температуре воздуха в узлах географической сетки, основанные на инструментальных наблюдениях [124, 161, 186, 221]. Сравнительный анализ их показал, что наиболее адекватным решаемой задаче является разработанный в сотрудни-

честве с Метеорологическим центром Великобритании (Hadley Centre of the UK Met Office) глобальный архив HadCRUT3 [124], содержащий аномалии температуры воздуха в узлах (точках) пятиградусной сетки с 1850 г. и оперативно пополняемый каждый месяц.

Прежде всего, с целью удобства выполнения расчетов был сформирован новый архив, в который вошли только узлы, находящиеся непосредственно над акваторией океана и имеющие минимальное число пропусков [108]. Начальной точкой отсчета принят 1901 г. В результате из 2592 точек в новый архив вошло 196 (рис. 3.26). Длина исходной матрицы значений температуры воздуха составила 107 (1901–2007 гг.) лет, а длина зависимой выборки –  $n = 99$  лет. Как видно из рис. 3.26, большая их часть охватывает прибрежные районы вдоль всех материков земного шара и северную часть Атлантического океана. В Южном полушарии находится менее 20% данных. В качестве функции отклика использовался временной ряд УМО за 1861–1999 гг. [75].

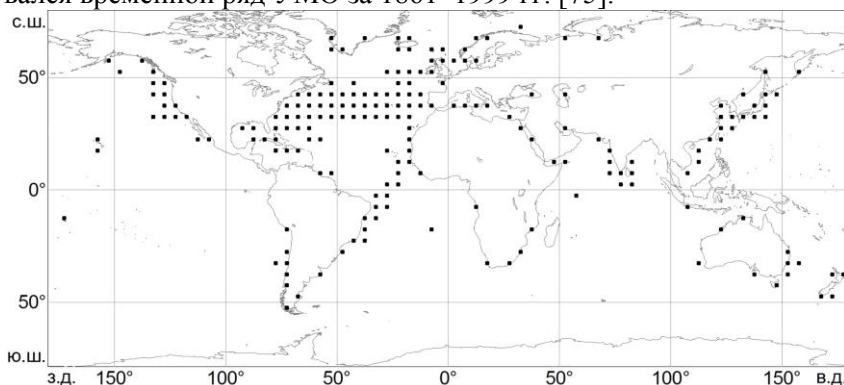


Рис. 3.26. Распределение ПТВ в узлах пятиградусной сетки архива HadCRUT3 [70] над Мировым океаном, используемой в построении статистической модели (3.11)

Итак, прогностическая регрессионная модель средних годовых значений УМО в зависимости от аномалий среднегодовой температуры воздуха над океаном имеет вид:

$$h_{УМОi} = f(\Delta T_{1(i-\tau)}, \Delta T_{2(i-\tau)}, \dots, \Delta T_{m(i-\tau)}), \quad i = 1, m, \quad (3.11)$$

где  $\tau$  – сдвиг в годах;  $m$  – число исходных точек ( $m = 196$ ).

Основной задачей построения статистической модели (3.11) является корректное определение ее неизвестных параметров. При

большом числе предикторов наиболее эффективным методом решения данной задачи является использование пошаговой процедуры, которая, например, в рамках прикладного пакета «Statistica» реализуется в виде методов включения или исключения переменных. При этом оценка оптимальной модели может быть осуществлена с помощью частного  $F$ -критерия, который представляет собой обычный  $F$ -критерий для каждой переменной при условии, что она оказывается последней переменной, включенной в регрессию. Частный  $F$ -критерий связан с коэффициентом частной корреляции следующим соотношением:

$$F_k = [\rho_{yx}^2(n - k - 2)] / (1 - \rho_{yx}^2), \quad (3.12)$$

где  $k$  – число переменных, уже включенных в модель ( $k \leq m$ ) с учетом последней переменной  $X_j$ , для которой и рассчитывается частный коэффициент корреляции  $\rho_{yx}$ . По умолчанию в пакете «Statistica» она обычно принимается  $F_{кр} = 4,0$ . Как только величина  $F_k$  становится меньше  $F_{кр}$ , программа прекращает работу и последний шаг принимается за оптимальную модель регрессии [8, 29, 65].

Однако, как показывает практика, частный  $F$ -критерий вряд ли следует считать универсальным и во многих случаях его использование еще не является гарантией получения наилучших результатов. Совершенно очевидно, что нахождение оптимальной модели МЛР – задача неформальная. И чем более сложной является исходная модель, тем большее неформальное участие исследователя требуется для оценки ее оптимального вида [65]. Поэтому целесообразно рассчитывать полный комплекс (от 1 до  $m$ ) моделей с детальным анализом их основных параметров (коэффициент детерминации, стандартная ошибка модели, критерий Фишера,  $p$ -level коэффициентов регрессии). Только в результате комплексного анализа полученных моделей становится возможным надежное определение оптимального вида окончательной модели.

В расчетах использованы оба подхода. Непосредственное применение к исходной матрице аномалий температуры воздуха методом включения переменных показало, что оптимальные в смысле частного  $F$ -критерия регрессионные модели для большинства сдвигов  $\tau$  достигают почти идеальных статистических оценок. Однако это происходит при включении в модель очень большого

числа переменных. Статистические параметры оптимальных моделей для нулевого сдвига и для  $\tau = 21$  год приводятся в табл. 3.8. Как видно из табл. 3.8, при сдвиге  $\tau = 0$  в модель включается 31 переменная, а при сдвиге  $\tau = 21$  год – 22 переменных. Кроме большой размерности, существенным недостатком указанных моделей является также то, что в каждой из них присутствует по две переменных, незначимых по критерию Стьюдента.

Таблица 3.8

**Оценка статистических параметров оптимальных по частному  $F$ -критерию регрессионных моделей колебаний УМО с аномалиями ПТВ в различных точках океана при различных сдвигах  $\tau$  (в годах)**

Сдвиг, годы	Число переменных $m$	Коэффициент детерминации $R^2$	Стандартная ошибка модели $\sigma_{y(x)}$ , мм/год	Критерий Фишера $F$
0	31	0,98	8,1	132,4
21	22	0,98	8,5	102,3

Хотя, с точки зрения моделирования процесса колебаний УМО, полученные результаты, несомненно, представляют значительный интерес, но с точки зрения прогноза УМО, модели с очень большим числом предикторов вряд ли можно считать надежными. Дело в том, что эффективность (надежность) прогноза очень сильно зависит от числа предикторов, причем чем проще модель, тем она надежнее [65]. Это связано с тем, что каждый из предикторов обладает определенной ошибкой, которая не всегда носит случайный характер и, следовательно, может исказить рассчитанные значения функции отклика при использовании независимых данных. Кроме того, дополнительные ошибки вводятся в модель при условии включения в них незначимых предикторов.

Полный комплекс пошаговых моделей рассчитывался для всех сдвигов от  $\tau = 0$  до  $\tau = 33$  лет методом включения переменных до последнего шага, на котором все включаемые в модель предикторы еще являются значимыми. В результате общее число построенных моделей составило более 500. Наиболее сложным моментом сравнения моделей является оценка точности по их стандартной ошибке  $\sigma_{y(x)}$ . Это связано с явной нестационарностью ряда УМО. Действительно, к последнему сдвигу длина ряда уменьшается от  $n = 99$  до  $n = 66$  значений. Из-за мощного тренда выборочные оценки средней и стандартного отклонения сильно изменяются.

Так, для исходного ряда стандартное отклонение составляет  $\sigma_{\text{УМО}} = 53,05$  мм/год, а при сдвиге  $\tau = 33$  лет  $\sigma_{\text{УМО}} = 38,29$  мм/год, т.е. значительно меньше. Для устранения влияния нестационарности функции отклика введен коэффициент эффективности модели  $\gamma = \sigma_{y(x)}/\sigma_{\text{УМО}}$ . Самый высокий коэффициент эффективности отмечается на 15 шаге для сдвига  $\tau = 21$  год, на котором он равен  $\gamma = 0,25$ . Поэтому примем сдвиг  $\tau = 21$  год в качестве основного при анализе прогностических оценок УМО.

Из сравнения моделей для различных сдвигов следует, что уже на первом шаге включаемая переменная описывает 52–70% дисперсии функции отклика. При этом почти на всех сдвигах (в 30 случаях из 34) первой переменной является точка с координатами 137,5° с.ш. и 32,5° в.д., расположенная вблизи побережья Японии. Действительно, как видно из рис. 3.27, корреляция температуры воздуха с УМО при его запаздывании относительно ПТВ не опускается ниже 0,70 на всех сдвигах.

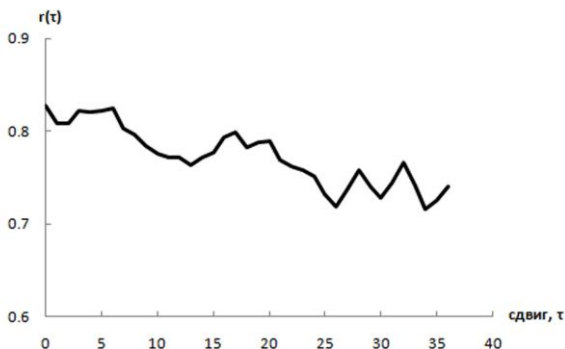


Рис. 3.27. Взаимнокорреляционная функция ПТВ в точке координатами 137,5° с.ш. и 32,5° в.д. и УМО при запаздывании последнего относительно ПТВ в годах

Введение новых переменных приводит к довольно быстрому росту коэффициента детерминации до  $R^2 = 0,80$  на 4–7 шагах и  $R^2 = 0,90$  на 8–12 шагах. Затем рост коэффициента детерминации резко замедляется. Для критерия Фишера характерно быстрое уменьшение до 4–7 шага и примерное постоянство на следующих шагах. Отметим, что критерий Фишера для всех построенных более 500 моделей значительно превышает его критическое значение и, следовательно, при выборе оптимальной модели может не учитывать-



ся. Стандартные ошибки моделей сравнительно плавно убывают по мере включения новых переменных. Наиболее сложное распределение имеют уровни значимости коэффициентов регрессии по  $t$ -критерию Стьюдента ( $p$ -level). Если величина  $p$ -level хотя бы одной переменной, входящей в модель, превышает заданный уровень значимости, принятый  $\alpha = 0,10$ , то ее надежность становится сомнительной, особенно при малом числе предикторов. Таким образом, анализ статистических параметров показывает, что определяющим для нахождения оптимального сдвига модели является распределение значений  $p$ -level.

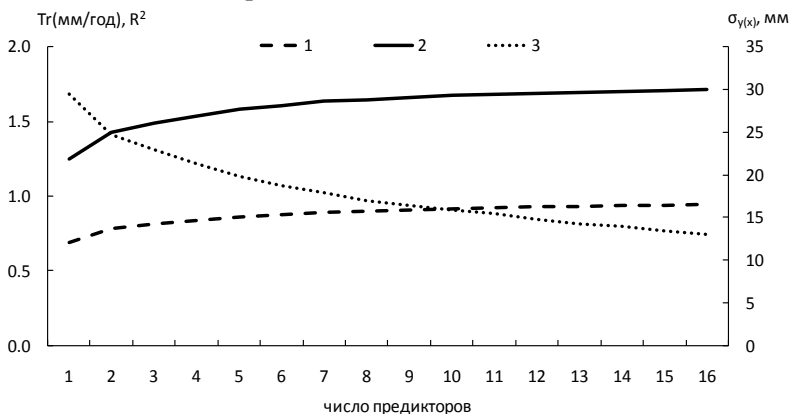


Рис. 3.28. Оценки статистических параметров ( $R^2$ ,  $\sigma_{y(x)}$ ,  $Tr$ ) для модели (3.9) при сдвиге  $\tau = 0$  для различных шагов от  $m = 1$  до  $m = 16$  по работе [70]

Рассмотрим вначале особенности построения моделей на нулевом сдвиге, характеризующем синхронное взаимодействие температуры воздуха и УМО. На первом шаге  $R^2 = 0,69$ , на 8-м шаге  $R^2 = 0,90$  (рис. 3.28). Далее  $R^2$  медленно возрастает и на 15 шаге  $R^2 = 0,945$ . Стандартная ошибка на первом шаге равна  $\sigma_{y(x)} = 29,4$  мм/год, на втором она резко уменьшается до  $\sigma_{y(x)} = 24,7$  мм/год и затем плавно убывает к 16 шагу до  $\sigma_{y(x)} = 13,2$  мм/год. Все модели значимы по критериям Фишера и Стьюдента. Очевидно, с точки зрения поставленных в данной работе задач, наиболее важным является нахождение такого шага модели, на котором достигается максимальное приближение вычисленного тренда в колебаниях УМО к фактическому. В связи с этим примем в качестве критерия точности величину  $|Tr_{\text{выч}} - Tr_{\text{фак}}| = 0,1$ . Как видно из рис. 3.28, на

1 шаге  $Tr_{\text{выч}} = 1,25$  мм/год, на 3 шаге –  $Tr_{\text{выч}} = 1,50$  мм/год и на 10 шаге  $Tr_{\text{выч}} = 1,70$  мм/год. Итак, 10 переменных, включенных в модель, оптимально для описания колебаний УМО на нулевом сдвиге.

Обратимся теперь к результатам построения прогностических моделей для сдвига  $\tau = 21$  год. На рис. 3.29 приводится распределение статистических параметров до 19 шага включительно. На первом шаге  $R^2 = 0,59$ , на 9-м шаге  $R^2 = 0,90$  после чего следует постепенное замедление градиента роста  $R^2$ . На последнем шаге  $R^2 = 0,968$ . Критерий Фишера на 1-м шаге равен  $F = 110$ , его минимальное значение отмечается на 4-м шаге ( $F = 68$ ), на последующих сдвигах он колеблется в пределах  $F = 70$ – $93$ . Стандартная ошибка на 1-м шаге равна  $\sigma_{y(x)} = 29,9$  мм/год, далее она плавно уменьшается до  $\sigma_{y(x)} = 9,5$  мм/год на последнем шаге, т.е. в 3 раза. Что касается распределения значений  $p$ -level, то максимальная его величина для всех моделей вплоть до 19 шага меньше 0,05, т.е. они являются значимыми по данному критерию. И только на 20 шаге максимальный  $p$ -level для включаемой в модель переменной становится равным 0,15.

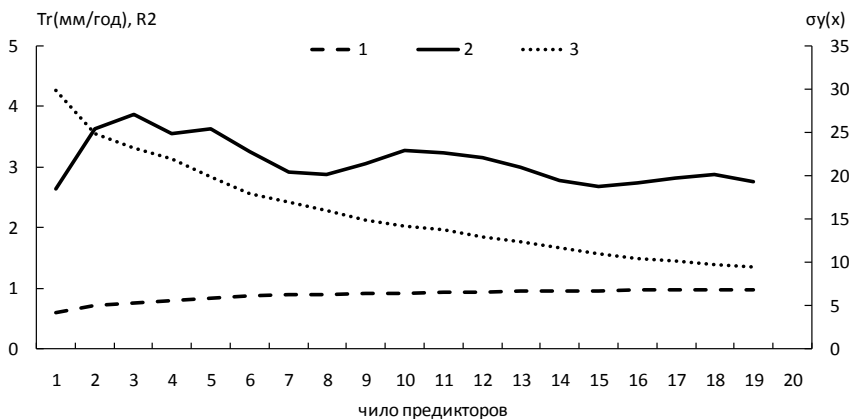


Рис. 3.29. Оценки статистических параметров ( $R^2$ ,  $\sigma_{y(x)}$ ,  $Tr$ ) для модели (3.11) на сдвиге  $\tau = 21$  год для различных шагов от  $m = 1$  до  $m = 19$  [70]

Поскольку исходные данные по температуре воздуха были по 2008 г. включительно, то это позволяет рассчитать прогностические значения УМО на 29 лет вперед, т.е. на 2000–2028 гг. Результаты расчетов свидетельствуют, что в ближайшие годы следует

ожидать сравнительно быстрого роста УМО (рис. 3.30). Весьма важно, что разброс прогностических оценок уровня на каждый год относительно невелик и составляет в среднем около 4,5 см. При этом максимальный разброс оценок отмечается в 2003 г. (разброс 7 см), а минимальный – в 2011 г. (разброс 2 см). Принимая во внимание данное обстоятельство, очевидно, вряд ли имеет смысл придавать значение конкретным оценкам прогностических значений УМО и вполне достаточно ограничиться лишь величиной тренда, оценки которого приводятся на рис. 3.29 для всех 19 шагов за независимый период 2000–2028 гг. На первом шаге  $Tr = 2,6$  мм/год, затем вплоть до 13 шага его величина  $Tr \geq 3,0$  мм/год с максимумом на 3 шаге ( $Tr = 3,8$  мм/год). После этого до 19 шага тренд медленно убывает до  $Tr = 2,8$  мм/год. Среднее значение тренда прогностических значений УМО равно  $Tr = 3,1$  мм/год, что практически точно совпадает с трендом УМО за 1993–2003 гг. по альтиметрическим данным [165, 197]. Отметим, что хотя для оптимальной по частному  $F$ -критерию модели тренд прогностических значений УМО несколько меньше ( $Tr = 2,6$  мм/год), однако все его значения находятся в диапазоне оценок УМО, приведенных на рис. 3.30.

Отметим, что сопоставление осредненной прогностической кривой УМО с вероятным диапазоном роста УМО для основного климатического сценария  $A1B$ , означающего рост  $CO_2$  к концу столетия в 2 раза, показало их хорошее соответствие друг другу. Кроме того, чтобы убедиться в обоснованности и надежности рассчитанных прогностических оценок УМО, дополнительно осуществлялось построение аналогичных физико-статистических моделей для двух других известных длиннорядных рядов УМО, полученных по данным береговых станций архива PSMSL [136, 171]. В качестве зависимой выборки был принят период 1922–2008 гг. Построение моделей осуществлялось по указанной выше схеме с использованием архива HadCRUT3, однако в последнюю версию архива его авторами были внесены существенные изменения. Во многих узлах сеточной области появились пропуски в данных, которых не было раньше, а также изменились и сами значения аномалий ПТВ. В связи с этим вместо 196 узлов удалось выбрать лишь 163 узла, причем в некоторых из них частотная структура

временной изменчивости ПТВ заметно отличалась от предшествующей версии архива.

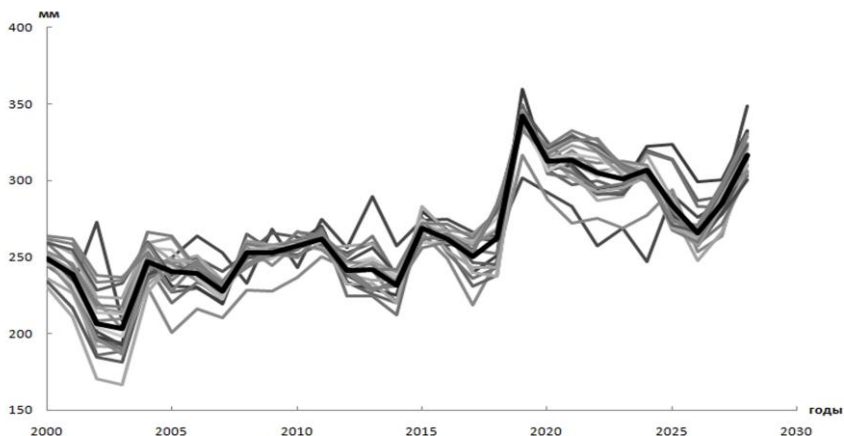


Рис. 3.30. Прогностические значения УМО за период 2000–2028 гг., рассчитанные по модели (3.11) для различных шагов от  $m = 1$  до  $m = 19$  [70]. Жирная линия – осредненная кривая по 19 значениям УМО

Исходя из этого, заново строилась прогностическая модель и для нашего временного ряда, который был удлинён с 1999 г. до 2008 г. Было получено, что для сдвига 21 год оптимальная модель по данным РГГМУ включает 14 предикторов, по данным Church, White [136] – 12, а по данным Jevrejeva et al. [171] – 10 предикторов. В связи с этим в табл. 3.9 приводятся статистические параметры моделей УМО по зависимой выборке (1922–2008 гг.) для различных шагов от  $m = 2$  до  $m = 10$  при сдвиге 21 год относительно ПТВ. Можно отметить, что на последнем 10 шаге, оценки точности отдельных моделей близки друг другу, но все же чуть более высокая точность свойственна модели по данным [136].

Для всех представленных в табл. 3.9 моделей были рассчитаны линейные тренды, величины которых представлены в табл. 3.10. Для зависимой выборки отмечается четкая тенденция постепенного увеличения величины тренда. Для последнего 10 шага оценки тренда примерно одинаковы (минимальная – по данным РГГМУ, максимальная – по данным Jevrejeva et al.).

Таблица 3.9

**Статистические параметры регрессионных моделей УМО от аномалий ПТВ  
на сдвиге 21 год по зависимой выборке (1922–2008 гг.)  
для различных шагов от  $m = 2$  до  $m = 10$**

Авторы зависимой выборки	Параметр модели	Число предикторов								
		2	3	4	5	6	7	8	9	10
РГГМУ [75]	$R^2$	0,73	0,78	0,80	0,82	0,84	0,85	0,86	0,88	0,89
	$\sigma_{y(x)}$ , мм/год	26,0	23,8	22,6	21,7	20,7	19,9	19,4	18,6	17,4
Church, White [136]	$R^2$	0,77	0,81	0,83	0,85	0,87	0,89	0,90	0,91	0,92
	$\sigma_{y(x)}$ , мм/год	24,1	21,8	20,6	19,8	18,4	16,8	16,1	15,4	14,8
Jevrejeva et al. [171]	$R^2$	0,76	0,80	0,82	0,85	0,86	0,88	0,90	0,91	0,92
	$\sigma_{y(x)}$ , мм/год	26,7	24,6	23,1	21,6	20,7	19,1	18,1	17,3	16,5

Таблица 3.10

**Оценки линейных трендов различных моделей УМО  
для зависимой (1922–2008 гг.) и независимой (2009–2030 гг.) выборки  
при числе предикторов от  $m = 2$  до  $m = 10$**

Авторы зависимой выборки	Период, величина тренда	Число предикторов								
		2	3	4	5	6	7	8	9	10
РГГМ У [75]	1922–2008 гг. $T_r$ , мм/год	1,49	1,57	1,60	1,63	1,67	1,69	1,72	1,74	1,76
	2009–2030 гг. $T_r$ , мм/год	2,33	2,01	2,34	2,06	2,60	2,63	2,84	3,37	3,26
Church, White [136]	1922–2008 гг. $T_r$ , мм/год	1,51	1,59	1,63	1,66	1,70	1,75	1,77	1,79	1,80
	2009–2030 гг. $T_r$ , мм/год	2,35	2,04	2,64	2,93	2,55	2,11	2,21	1,97	1,79
Jev- rejeva et al. [171]	1922–2008 гг. $T_r$ , мм/год	1,60	1,66	1,72	1,77	1,79	1,84	1,86	1,90	1,92
	2009–2030 гг. $T_r$ , мм/год	2,39	2,58	2,84	2,07	1,85	1,83	1,58	1,54	1,98

Затем по независимым данным о ПТВ рассчитывался межгодовой ход УМО за период 2009–2030 гг. для различного числа предикторов от  $m = 2$  до  $m = 10$ . После этого прогностические значения УМО усреднялись, и на рис. 3.31 приведены осредненные временные ряды для всех моделей за 2009–2030 гг.

Нетрудно видеть очень хорошее соответствие в прогностических оценках УМО. Абсолютный максимум, который приурочен к 2019 г., обусловлен максимальными температурами воздуха, отмечавшимися на земном шаре в 1999 г. При этом максимальный тренд свойствен временному ряду РГГМУ ( $Tr = 2,6$  мм/год), а минимальный – временному ряду Jevrejeva et al. ( $Tr = 2,1$  мм/год). Сравнение прогностического ряда РГГМУ, рассчитанного по последней (рис. 3.31) и предыдущей (рис. 3.30) версии архива HadCRUT3, также свидетельствует об очень хорошем соответствии. Корреляция между этими рядами равна  $r = 0,91$ . Следовательно, внесенные авторами архива HadCRUT3 изменения не сказываются заметно на результатах прогноза УМО.

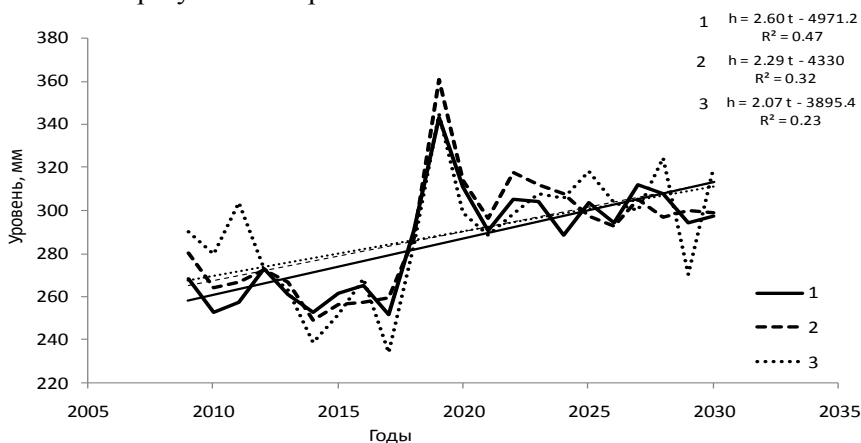


Рис. 3.31. Межгодовой ход УМО за 2009–2030 гг., рассчитанный по прогностическим моделям на основе данных [75] – (1), [136] – (2), [171] – (3)

Учитывая, что усреднение трендов выполнялось по короткой длине выборки ( $m = 9$ ), их средние оценки могут быть нерепрезентативными. Поэтому дополнительно был проведен квантильный анализ трендов, приведенных в табл. 3.10 за период 2009–2030 гг., результаты которого представлены на рис. 3.32. При этом оценки медиан оказались почти полностью совпадающими с оценками средних значений УМО. Так, расхождения для данных [136] и [171] составляют 0,1 мм/год.

Итак, из результатов квантильного анализа следует, что за период 2009–2030 гг. рост УМО должен продолжаться со скоростью

2,0–2,6 мм/год. При этом вероятный диапазон изменчивости трендов, соответствующий интерквантильному расстоянию, составляет для модели РГГМУ 2,3–2,8 мм/год, по данным Church, White 2,0–2,5 мм/год, а по данным Jevrejeva et al. – 1,8–2,4 мм/год. Это означает некоторое замедление темпов повышения УМО, которое в начале XXI в. достигало 3,0–3,2 мм/год.

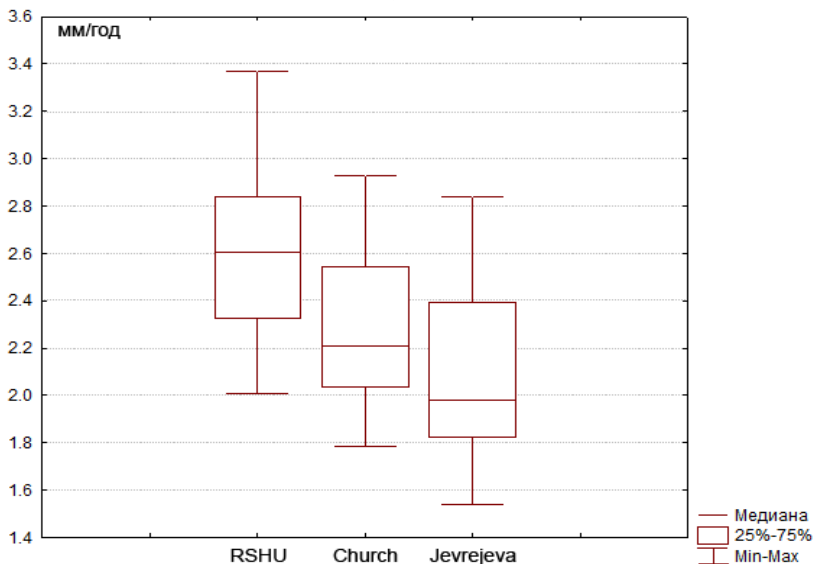


Рис. 3.32. Квантильный анализ трендов прогностических значений УМО за период с 2009 по 2030 г., рассчитанных по данным разных авторов при числе предикторов от  $m = 2$  до  $m = 10$

### 3.5. Адаптивный метод прогноза сезонных колебаний уровня по альтиметрическим данным

Как известно, от заблаговременности прогноза зависит длина зависимой выборки. С ее уменьшением она тоже может уменьшаться. Поэтому для прогноза сезонного хода УМО на несколько лет уже можно использовать альтиметрические данные, которые доступны начиная с ноября 1992 г. со спутников Topex/Poseidon и Jason-1. Их принципиальное преимущество перед традиционными футшточными наблюдениями морского уровня, как уже указывалось, состоит в том, что они позволяют получить оценки уровня поверхности практически для всей акватории океана.

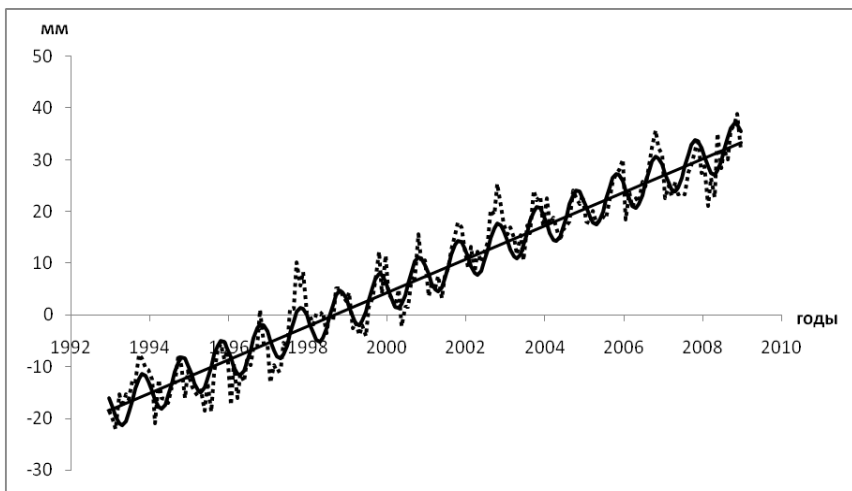


Рис. 3.33. Временной ряд среднемесячных значений аномалий УМО по альтиметрическим данным за период 1993–2008 гг. (пунктирная линия) и его аппроксимация детерминированной компонентой, состоящей из суммы линейного тренда и годовой гармоники

Воспользуемся временным альтиметрическим рядом УМО, мониторинг которого проводится в университете Колорадо, США [215]. Исходные данные имеют временную дискретность 9,9 суток. С целью удобства их использования в практических расчетах предварительно было осуществлено среднемесячное осреднение. На рис. 3.33 представлен межгодовой ход УМО, построенный по среднемесячным данным за 1993–2008 гг. с учетом поправки обратного барометра. В соответствии с разложением (1.3) он может быть представлен в виде суммы трендовой составляющей, циклической и случайной компонент. Величина тренда составляет  $Tr = 3,2$  мм/год, а коэффициент детерминации равен  $R^2 = 0,91$ . Вклад годовой гармоник в дисперсию ряда УМО составляет 3,8 %, а ее амплитуда – 4,1 мм. Таким образом, на вклад остаточной компоненты в колебания УМО, характеризующей случайные колебания, приходится 5,2 %, а стандартное отклонение ее равно 3,1 мм/мес. Очевидно, что вклад в сезонно-межгодовые колебания УМО космогеофизических и геолого-геодинамических факторов в современных условиях ничтожно мал, они практически полностью обусловлены соответствующими изменениями климата.



Отметим, что сумму трендовой и годовой компонент, которые могут быть аппроксимированы достаточно четко математически, можно рассматривать как детерминированную часть разложения (1.3). Естественно, учитывая малый вклад остаточной компоненты УМО, для приближенного прогноза его среднемесячных колебаний можно ограничиться суммой трендовой и годовой компонент. В этом случае принимается условие неизменности всех параметров и, прежде всего, трендовой компоненты. Другими словами, выявленные закономерности в ходе трендовой компоненты при экстраполяции временного ряда должны сохраняться в будущем.

Однако в действительности, как неоднократно отмечалось ранее, параметры тренда меняют свою интенсивность и форму. Одним из возможных способов преодоления условия постоянства является использование адаптивных методов. Отличительной их чертой служит возможность «подстраиваться» под изменения временного ряда, придавая больший вес (более высокую информационную ценность) тем наблюдениям, которые ближе к текущему моменту прогнозирования. Важнейшее достоинство адаптивных методов – это построение самокорректирующихся моделей, способных учитывать результат прогноза, сделанного на предыдущем шаге [5, 31, 49]. Такая адаптация осуществляется итеративно с получением каждой новой фактической точки ряда. Модель постоянно «впитывает» новую информацию, приспосабливается к ней и поэтому отражает тенденцию развития, существующую в данный момент. Впервые адаптивная модель для прогноза сезонного хода УМО предложена в работе [71].

Скорость реакции модели на изменения в динамике процесса характеризует так называемый параметр адаптации. Этот параметр адаптации должен быть выбран таким образом, чтобы обеспечивалось адекватное отображение тенденции при одновременной фильтрации случайных отклонений.

Прародителем адаптивных методов прогнозирования принято считать метод экспоненциального сглаживания, предложенный Брауном [125]. Для простоты представим временной ряд  $x_t$ ,  $t = 1, 2, \dots$  в виде:

$$x_t = a_0 + \varepsilon_t, \quad (3.13)$$

где  $a_0$  – неизвестный параметр, не зависящий от времени;  $\varepsilon_t$  – случайный остаток со средним значением, равным нулю, и конечной дисперсией.

Как известно, экспоненциально взвешенная скользящая средняя ряда  $\bar{x}_t(\lambda)$  с параметром сглаживания (параметром адаптации), где  $\lambda$  ( $0 < \lambda < 1$ ) определяется из формулы:

$$\bar{x}_t(\lambda) = \frac{1 - \lambda}{1 - \lambda^t} \sum_{j=0}^{t-1} \lambda^j x_{t-j}, \quad (3.14)$$

которая дает следующее решение задачи:

$$\bar{x}_t(\lambda) = \arg \min_a \sum_{j=0}^{t-1} \lambda^j (x_{t-j} - a)^2. \quad (3.15)$$

Коэффициент сглаживания  $\lambda$  можно интерпретировать как меру обесценения наблюдения за единицу времени. Для рядов с «бесконечным прошлым» формула (3.14) сводится к виду:

$$\bar{x}_t(\lambda) = (1 - \lambda) \sum_{j=0}^{\infty} \lambda^j x_{t-j}. \quad (3.16)$$

В соответствии с простейшим вариантом метода экспоненциального сглаживания прогноз  $\hat{x}_t^1$  для неизвестного значения  $x_{t+1}$  по известной до момента времени  $t$  траектории ряда  $x_t$  строится по формуле:

$$\hat{x}_t^1 = \bar{x}_t(\lambda), \quad (3.17)$$

где значение  $\bar{x}_t(\lambda)$  определено формулой (3.14) или (3.16), соответственно для короткого или длинного временного ряда.

Формула (3.17) удобна, в частности, тем, что при появлении следующего  $(t + 1)$ -го наблюдения  $x_{t+1}$  пересчет прогнозирующей функции  $\hat{x}_{t+1}^1 = \bar{x}_{t+1}(\lambda)$  производится с помощью простого соотношения  $\hat{x}_{t+1}^1 = \lambda \bar{x}_t(\lambda) + (1 - \lambda) \bar{x}_{t+1}$ .

Метод экспоненциального сглаживания можно обобщить на случай полиномиальной неслучайной составляющей анализируе-

мого временного ряда, т.е. на ситуации, когда вместо (3.13) постулируется [125]:

$$x_{t+\tau} = a_0 + a_1\tau + \dots + a_k\tau^k + \varepsilon_\tau, \quad (3.18)$$

где  $k \geq 1$ . В соотношении (3.18) начальная точка отсчета времени сдвинута в текущий момент времени  $t$ , что облегчает дальнейшие вычисления. Соответственно, в схеме простейшего варианта метода прогноз  $\hat{x}_t^1$  значения  $x_{t+1}$  будет определяться соотношениями (3.18).

При  $\tau = 1$

$$\hat{x}_t^1 = \hat{x}_{t+1} = \hat{a}_0^{(k)}(t, \lambda) + \hat{a}_1^{(k)}(t, \lambda) + \dots + \hat{a}_k^{(k)}(t, \lambda), \quad (3.19)$$

где оценки  $\hat{a}_0^{(k)}(t, \lambda), j = 0, 1, \dots, k$  получаются как решение оптимизационной задачи:

$$\sum_{j=0}^{\infty} \lambda^j (x_{t-j} - a_0 - a_1 j - \dots - a_k j^k)^2 \rightarrow \min_{a_0, a_1, \dots, a_k}. \quad (3.20)$$

Решение задачи (3.20) не представляет принципиальных трудностей.

Существует еще несколько методов, использующих идеологию экспоненциального сглаживания, которые развивают метод Брауна в различных направлениях [5]. Очевидно, что для моделирования и прогнозирования УМО лучше всего подходит модель сезонных явлений с линейным ростом, предложенная Г. Тейлом и С. Вейджем [228]. В соответствии с данной моделью прогноз на  $l$  шагов вперед определяется выражением вида:

$$x_\tau = a_0(\tau) + \omega_\tau + \delta_\tau a_0(\tau) = a_0(\tau - 1) + a_1(\tau), \quad (3.21)$$

где  $a_0(\tau)$  – уровень процесса после элиминирования сезонных колебаний;  $a_1(\tau)$  – аддитивный коэффициент роста;  $\omega_\tau$  – аддитивный коэффициент сезонности;  $\delta_\tau$  – белый шум.

Прогноз, сделанный в момент  $t$  на  $l$  временных тактов вперед, подсчитывается по формуле:

$$\tilde{x}_t^l = \tilde{a}_0(t) + l\tilde{a}_1(t) + \tilde{\omega}_{t-N+l}, \quad (3.22)$$

где коэффициенты  $\tilde{a}_0, \tilde{a}_1$  и  $\tilde{\omega}$  вычисляются рекуррентным образом с помощью следующих формул обновления:

$$\begin{aligned}
\tilde{a}_0(\tau) &= \tilde{a}_0(\tau-1) + \tilde{a}_1(\tau-1) + \lambda_1 [x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l] \\
\tilde{a}_1(\tau) &= \tilde{a}_1(\tau-1) + \lambda_1 \lambda_2 [x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l] \\
\tilde{\omega}_t &= \tilde{\omega}_{t-N} + (1 - \lambda_1) \lambda_3 [x_t - \tilde{x}_{t-1}^l]
\end{aligned}
\tag{3.23}$$

В этих соотношениях, как и прежде,  $N$  – число временных шагов, содержащихся в полном сезонном цикле, а  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$  – параметры адаптации. Прогнозные оценки на основе формулы (3.23) получаются экстраполяцией тенденции линейного роста на основе последних значений коэффициентов  $\tilde{a}_0(t)$  и  $\tilde{a}_1(t)$ , а также добавлением (в виде множителя или слагаемого) самой свежей оценки сезонного эффекта для этой фазы цикла ( $\tilde{\omega}_{t-N+l}$ ).

Это справедливо для случая, когда заблаговременность удовлетворяет условию:  $0 < l \leq N$ . Очевидно, что для  $N < l \leq 2N$  самой последней оценкой сезонного эффекта будут значения  $\tilde{\omega}_{t-2N+l}$  и т.д.

Таким образом, в рассмотренной модели прогностические оценки являются функцией прошлых и текущих уровней временного ряда, параметров адаптации  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$ , а также начальных значений, как коэффициентов  $\tilde{a}_0(t)$  и  $\tilde{a}_1(t)$ , так и сезонного фактора для каждой фазы цикла.

В качестве начальных значений коэффициентов  $\tilde{a}_0(t)$  и  $\tilde{a}_1(t)$  на практике берут МНК-оценки коэффициентов линейного тренда  $\tilde{x}_t = a_0 + a_1 t$ , определенные по исходному временному ряду или его части. Начальные значения сезонного фактора для аддитивной модели определяют усреднением отклонений фактических уровней от расчетных ( $\tilde{y}_t$ ) для каждой фазы цикла (например, для одноименных месяцев, кварталов). Влияние начальных условий на прогностическую оценку зависит от величины весов и длины ряда.

Модель Тейла-Вейджа была реализована для прогноза сезонного хода УМО [71]. Предварительно вся выборка за 1993–2008 гг. ( $N = 168$ ) была разделена на зависимую (1993–2004 гг.) и независимую (2005–2008 гг.) части. По зависимой части осуществлялось построение самой модели и ее верификация, а независимые данные использовались для проверки прогнозов УМО. В расчетах применялся пакет STATISTICA, в котором не только реализована

данная модель, но и есть возможность автоматического подбора оптимальных коэффициентов адаптации. С этой целью осуществляется многоуровневый расчет моделей с автоматическим перебором всех параметров адаптации в заданных пределах и с заданным шагом, что позволяет практически сразу определить наиболее приемлемые их значения. При этом выбор весов можно делать, опираясь на минимум средней ошибки, средней абсолютной ошибки, сумму квадратов ошибок, по среднему квадратов ошибки или же по процентному соотношению ошибок в каждой модели.

На рис. 3.34 представлены оценки систематической и среднеквадратической ошибок, полученные по зависимой выборке с изменением первого параметра адаптации  $\lambda_1$  в диапазоне  $0,1 < \lambda_1 < 0,9$ . Остальные два параметра  $\lambda_2$  и  $\lambda_3$  оказались близкими к нулю. Как видно из рис. 3.34, значения систематической ошибки на 2 порядка меньше, поэтому ею можно пренебречь. Что касается среднеквадратической ошибки, то ее минимальные значения отмечаются в диапазоне  $\lambda_1 = 0,2-0,3$ . Поэтому в качестве оптимальной оценки параметра адаптации была взята величина  $\lambda_1 = 0,264$ .

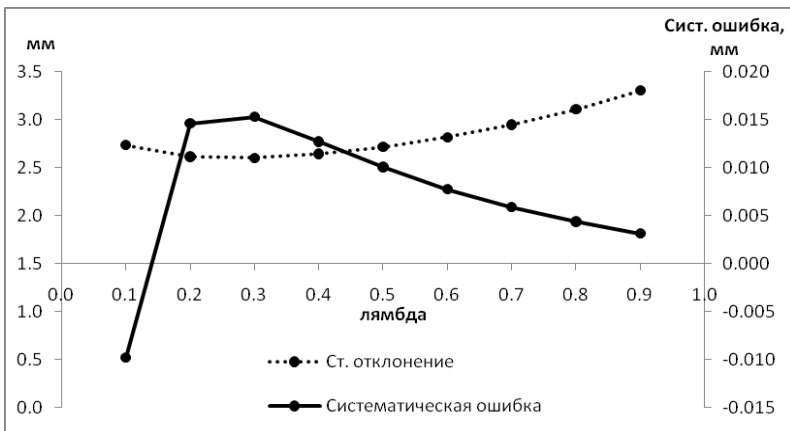


Рис. 3.34. Оценки систематической и среднеквадратической ошибок по зависимой выборке при изменении параметра адаптации в диапазоне  $0,1 < \lambda_1 < 0,9$  для модели Тейла-Вейджа

С использованием указанного параметра адаптации был выполнен расчет сезонного хода УМО для зависимой выборки и определены различные статистические параметры модели (табл.

3.11). Одновременно с этим для сравнения приводятся аналогичные оценки статистических параметров модели, состоящей из суммы линейного тренда и годовой гармоники УМО, которую назовем условно детерминированной. Как видно из табл. 3.11, обе модели почти полностью описывают дисперсию УМО ( $R^2 = 0,94-0,95$ ), а их стандартные ошибки невелики и значительно меньше стандартного отклонения УМО по фактическим данным. Это является объективной предпосылкой для успешного прогноза уровня. Из сравнения моделей друг с другом следует, что некоторое преимущество имеет адаптивная модель. Принципиальное отличие ее от детерминированной модели состоит в том, что она дополнительно учитывает часть дисперсии, сосредоточенной в случайной компоненте разложения (1.3).

Таблица 3.11

**Оценки статистических параметров адаптивной и детерминированной моделей уровня Мирового океана для зависимой (1993–2004 гг.) и независимой (2005–2008 гг.) выборки**

Модель	Выборка	Коэффициент детерминации	Критерий Фишера	Стандартная ошибка модели, мм	Стандартное отклонение фактических значений УМО, мм
Детерминированная	Зависимая	0,94	2056	3,16	12,65
	Независимая	0,73	122	2,86	5,65
Адаптивная	Зависимая	0,95	2957	2,66	12,65
	Независимая	0,75	141	2,62	5,65

Рассмотрим теперь результаты прогноза сезонного хода УМО на 4 года, т.е. на 48 месяцев. На рис. 3.35 приводятся предвычисленные по обеим моделям и фактические значения УМО. Нетрудно видеть, что в целом отмечается их хорошее соответствие, причем результаты прогноза УМО по адаптивной модели несколько лучше. Это подтверждают и оценки статистических параметров, представленных в табл. 3.11 для независимой выборки. Действительно, для адаптивной модели коэффициент детерминации выше, а стандартная ошибка – меньше.

Поскольку точность описания фактических значений УМО прогностическими моделями не остается одинаковой год от года, то обратимся в табл. 3.12, в которой представлены различные па-

раметры ошибок, полученные при прогнозе годовых серий УМО по адаптивной модели. Систематическая ошибка оценивалась как разность фактических и прогностических среднегодовых значений УМО. Как видно из рис. 3.35, точность прогноза УМО год от года существенно меняется. Максимальное завышение прогностических оценок отмечается в 2006 г., когда оно составляет 2,1 мм. Однако в среднем за 4 года завышение УМО равно 0,5 мм, т.е. представляет малую величину.

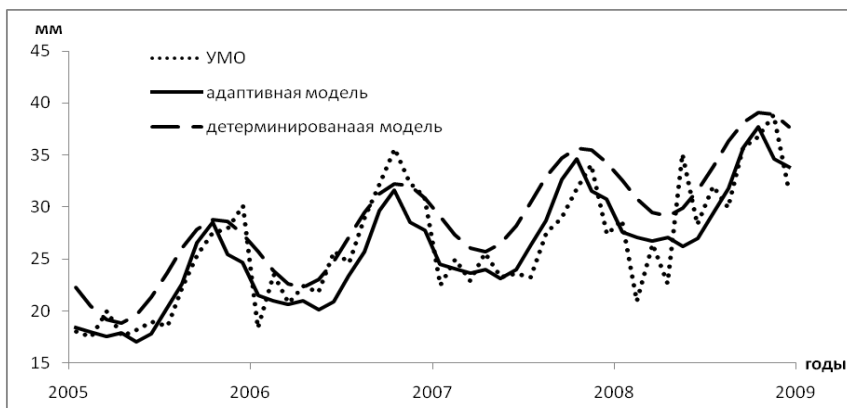


Рис. 3.35. Сопоставление фактических и предвычисленных по адаптивной и детерминированной моделям среднемесячных значений УМО по независимым данным за 2005–2008 гг. [71]

Таблица 3.12

**Оценки погрешностей прогноза годовых серий УМО  
на основе адаптивной модели по независимым данным**

Год	Среднее значение, мм	Стандартное отклонение, мм	Систематическая ошибка, мм	Стандартная ошибка прогноза, мм	Максимальная ошибка прогноза, мм	Месяц с максимальной ошибкой
2005	21,87	4,62	0,62	2,05	5,39	12
2006	26,45	5,42	2,14	2,93	4,85	6
2007	26,31	3,72	-1,04	2,25	-3,79	9
2008	30,60	5,52	0,20	3,78	8,93	5

Наименьшая относительная ошибка наблюдается в 2005 г., а максимальная – в 2008 г. Вероятно, это связано с тем, что при удлинении периода заблаговременности точность прогноза обычно уменьшается. Действительно, если вычислить эффективность

прогноза УМО как  $k$ , равное отношению стандартной ошибки прогноза к стандартному отклонению УМО, то прослеживается четкая закономерность последовательного возрастания  $k$  от 0,44 в 2005 г. до 0,68 в 2008 г.

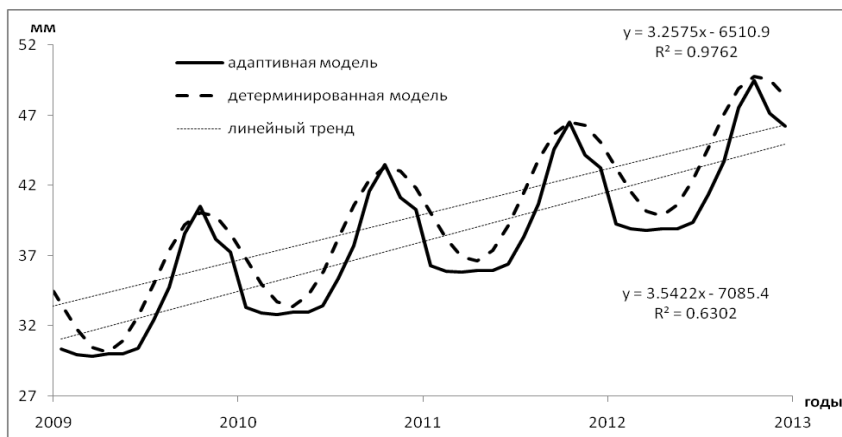


Рис. 3.36. Независимый прогноз УМО по адаптивной, детерминированной моделям и их линейные тренды [71]

В заключение рассмотрим возможные изменения УМО в течение 2009–2012 гг., рассчитанные по обеим моделям. В этом случае верификация моделей осуществлялась для выборки 1993–2008 г. Прогностические значения УМО приводятся на рис. 3.36. Нетрудно видеть, что обе модели дают согласованные оценки возможных изменений УМО. При этом даже скорость роста уровня примерно одинакова. Для детерминированной модели он соответствует зависимой выборке и составляет 3,23 мм/год, а для адаптивной модели – 3,54 мм/год. Итак, к 2013 г. УМО может повыситься на 13–14 мм и по сравнению с 2009 г. составить 45–46 мм.



## **Заключение**

В общем случае на уровенную поверхность океана действует большое число различных по своей природе факторов, которые можно объединить в три большие группы: космогеофизические силы, геолого-геодинамические процессы, гидрометеорологические процессы. При глобальном осреднении в межгодовом масштабе времени в современных условиях влиянием космогеофизических сил и геолого-геодинамических процессов (вертикальных движений земной коры и донным осадконакоплением) на УМО можно пренебречь вследствие их малости. В результате определяющими являются гидрометеорологические процессы, вызывающие объемные изменения уровня океана. Это эвстатические колебания, возникающие за счет составляющих пресноводного баланса (испарение, осадки, речной и айсберговый сток) и стерические колебания, обусловленные изменениями плотности морской воды.

Так как эвстатические и стерические колебания УМО обусловлены изменениями климата и, прежде всего, глобальной температурой воздуха, то межгодовые колебания УМО можно рассматривать как интегральный индикатор глобального климата. Одновременно с этим можно утверждать, что поскольку эвстатические колебания УМО перераспределяют воды гидросферы между отдельными оболочками Земли, т.е. между водами литосферы и криосферы, то они представляют собой показатель глобального водообмена природных вод.

В настоящее время существуют две принципиально различные системы наблюдений за морским уровнем. Это метод спутниковой альтиметрии, который позволяет получить оценки уровенной поверхности океана практически на всей его акватории и береговые футшточные (мареографные) измерения уровня, имеющие довольно длительную историю. Безусловное достоинство береговых наблюдений – это наличие длительных серий наблюдений, а принципиальный недостаток – невозможность измерения уровня вне береговой черты. Поэтому изучение длительных колебаний УМО возможно только на основе береговых наблюдений. На основе пошагового метода множественной регрессии впервые разра-

ботана статистическая модель, обеспечивающая минимальную ошибку восстановления межгодовых колебаний УМО по данным 5 береговых станций наблюдений с погрешностью 6,6 мм/год. Это позволило реконструировать колебания УМО за период инструментальных наблюдений с 1861 по 2005 г., т.е. за 145 лет.

Средняя скорость роста уровня Мирового океана за рассматриваемый период времени составляет около 1,4 мм/год, причем тренд описывает более 90 % дисперсии исходного ряда. Таким образом, наличие мощного линейного тренда является главной закономерностью колебаний УМО. На фоне основного тренда в межгодовом ходе УМО довольно отчетливо выделяется несколько периодов с различным характером изменений УМО, для которых локальные тренды различны. Это довольно быстрый рост УМО в 1861–1877 гг. ( $Tr = 2,0$  мм/год), затем в течение 1879–1923 гг. уровень практически не менялся, т.е. наблюдалась фаза почти стояния уровня ( $Tr = 0,4$  мм/год), после этого вплоть до настоящего времени он опять быстро растет ( $Tr = 2,0$  мм/год). В течение XX столетия величина тренда достигала почти 1,8 мм/год. Сравнение ряда УМО, рассчитанного по статистической модели, с полученным по альтиметрическим данным за период 1993–2005 гг. показывает почти полное равенство линейных трендов.

Весьма важно, что статистическая модель расчета УМО полностью совместима с аналогичными реконструкциями УМО других авторов (Church, White, 2006, 2011; Jevrejeva et al., 2006, 2008), полученными, в том числе, с использованием более 1000 станций архива PSMSL. Определенные преимущества ее перед западными аналогами заключаются в том, что не уступая им в точности, для расчета УМО требуется минимум исходной информации, а именно, данные только нескольких стационарных береговых станций.

Сопоставление годовых значений УМО по спутниковым и береговым данным, полученным разными авторами, показало, что дисперсия колебаний уровня, рассчитанного по береговым станциям, существенно выше. Это связано с тем, что пространственное осреднение альтиметрических данных охватывает практически всю акваторию МО, в то время как осреднение футшточных наблюдений проводится по ограниченному числу береговых станций.

Установлено, что формирование тренда в колебаниях УМО можно рассматривать в виде статистической модели по типу «случайного блуждания». Суть ее состоит в последовательном суммировании внутригодовых приращений уровня ( $\Delta h_M$ ), представляющего собой стационарный случайный процесс, развивающийся в виде модели «красный шум». Тренд этого нового ряда полностью идентичен тренду среднегодовых значений УМО, т.е.  $Tr(\Sigma \Delta h_M) = Tr(h_M)$ . Физический смысл данного результата состоит в том, что при оценке вклада разных факторов в формирование тренда УМО представляется возможным использовать уравнения пресноводного баланса океана и изменений баланса вод в гидросфере.

Анализ стерических колебаний свидетельствует, что они вносят заметный вклад в изменчивость уровня Мирового океана. По обобщенным данным экспертов МГЭИК их вклад в 1910–1990 гг. составлял 0,5 мм/год (33 % от тренда УМО), а в 1993–2003 гг. он достигал уже 1,6 мм/год, что составляет более 50 % от тренда УМО. Предложена гипотеза, в соответствии с которой стерические колебания УМО целесообразно рассматривать в виде суммы «быстрой» и «медленной» компонент. «Быстрая» компонента обусловлена внешним тепловым балансом океана, который определяет колебания теплосодержания деятельного слоя океана. «Медленная» составляющая – это нагревание (охлаждение) сверху и перераспределение тепла по всей толще океана до нижней границы главного термоклина, которое вследствие малых вертикальных скоростей происходит не менее двух десятилетий.

Установлено, что формирование тренда в стерических колебаниях уровня происходит за счет «медленной» компоненты, вклад которой составляет более 70 % от дисперсии исходного процесса. Для ее описания предложена не имеющая аналогов физико-статистическая модель, исходными данными для которой послужили значения ТПО в узлах двухградусной сетки Мирового океана с 1955 по 2002 г. Статистический аппарат модели заключался в использовании процедуры сдвиговой пошаговой множественной регрессии. С запаздыванием 1 год относительно ТПО было рассчитано 20 прогностических моделей до 2023 г. включительно. Выявлено отсутствие значимого тренда стерических колебаний,

начиная с 2003 г. Это означает значительное замедление роста стерической компоненты УМО в первые два десятилетия XXI столетия вследствие охлаждения Мирового океана в результате уменьшения его теплосодержания. Построена статистическая модель, с высокой точностью описывающая изменения теплосодержания Мирового океана, по данным температуры поверхности океана в 7 двухградусных квадратах. Показано, что с 2003 по 2009 г. отмечается определенная стабилизация в колебаниях теплосодержания Мирового океана, которая с высокой вероятностью будет продолжаться и в следующие годы.

Изучение генезиса межгодовых колебаний УМО возможно на основе двух основных подходов. В зарубежных исследованиях для этой цели используется уравнение баланса вод в гидросфере, в соответствии с которым изменения УМО определяются соответствующими изменениями массы воды различных компонент криосферы и запасов поверхностных и подземных вод суши. Обобщение полученных результатов приводится в Третьем и Четвертом отчетах МГЭИК. Очевидно, что эксперты МГЭИК допускают принципиальную ошибку, рассматривая таяние горных ледников в качестве вклада в изменения УМО. Таяние горных ледников, которое действительно весьма существенно, может давать непосредственный вклад в изменения УМО только с ледников, расположенных на островах в Северном Ледовитом океане, и возможно с территории Аляски. Горные ледники, находящиеся в Европе, Азии, Африке и Ю. Америке, могут влиять на УМО, очевидно, только через приток речных вод к океану. Поэтому вряд ли следует непосредственно учитывать их вклад в тренд УМО.

Другой подход, развиваемый в настоящей работе, состоит в том, что оценка вкладов различных факторов осуществляется с использованием уравнения пресноводного баланса Мирового океана как сумма эвстатических и стерического факторов. Поэтому в данном исследовании подробно рассматриваются межгодовые изменения испарения, осадков и их разности (эффективного испарения), притока речных вод и твердого (айсбергового) стока к океану. Так, впервые выполнена оценка межгодовой изменчивости испарения, осадков, эффективного испарения на основе данных реанализа CDAS (Climate Data Assimilation System) за период

глобального потепления (1980–2006 гг.). Для временных рядов осадков и испарения характерен ярко выраженный положительный тренд, описывающий более 50 % дисперсии. Самый высокий тренд, как в осадках, так и в испарении, отмечается над Индийским океаном. Величина тренда для осадков над Мировым океаном составляет  $Tr = 4,2$  мм/год, а для испарения  $Tr = 3,6$  мм/год, соответственно тренд в эффективном испарении оказывается отрицательным. Вследствие этого в течение 1980–2005 гг. происходил рост УМО со скоростью 0,6 мм/год, что соответствует  $217 \text{ км}^3/\text{год}$ . Корреляция рядов испарения и осадков с глобальной температурой воздуха составляет соответственно  $r = 0,82$  и  $r = 0,80$ . Важно и то, что эвстатические компоненты поддаются количественному контролю, в качестве которого могут быть использованы простые балансовые соотношения, приведенные в разделе 3. Это позволило установить, что практически для всех глобальных гидрометеорологических архивов отмечается заметное занижение оценок испарения и осадков над Мировым океаном, вследствие чего требуется их корректировка.

Глобальный приток речных вод к океану характеризуется двумя тенденциями: отсутствие до 1980 года значимого тренда и его наличие за период 1980–2005 гг. ( $Tr = 0,15$  мм/год), которое объясняется интенсивным таянием горных ледников и пополнением речного стока талыми водами. При использовании результатов спутникового мониторинга антарктических айсбергов, осуществляемого Национальным Ледовым Центром США, было установлено, что за 1978–2005 гг. число откалывающихся от ледникового щита Антарктиды айсбергов увеличилось примерно в 5 раз, т.е. скорость роста числа айсбергов составляет 1,7 в год. Это соответствует тренду в межгодовых колебаниях объема воды в ледниковом стоке равному  $Tr = 77,5 \text{ км}^3/\text{год}$  или в пересчете на уровень океана – 0,22 мм/год.

Первый подход, основанный на использовании уравнений баланса массы воды в криосфере и литосфере и синтезированный в Докладах экспертов МГЭИК, показал, что в XX столетии (1910–1990 гг.) суммарный вклад уровнеобразующих факторов (с учетом горных ледников) составил от –0,8 до 2,2 мм/год при средней оценке 0,7 мм/год. Если же исключить из суммарного

вклада оценку таяния горных ледников, то он вообще уменьшится до 0,4 мм/год. Так как реальный рост УМО по данным наблюдений составлял  $Tr = 1,5$  мм/год, то имеем огромную невязку (дисбаланс) между рассчитанными и фактическими значениями тренда в колебаниях УМО, превышающую вклад любого уровнеобразующего фактора.

Таковыми же значительными оказываются невязки и за другие промежутки времени. За период 1961–2003 гг. невязка без учета горных ледников составляет 1,0 мм/год, а для 1993–2003 гг. – 0,9 мм/год, причем по абсолютной величине она превышает вклад любого фактора формирования УМО. Поэтому мы можем сделать достаточно очевидный вывод, что использование зарубежными исследователями уравнения баланса массы воды в гидросфере для оценки тренда УМО вряд ли оправданно, ибо требует знания большого числа разных весьма трудно определяемых факторов, точность величин которых во многих случаях даже невозможно проконтролировать.

Использование второго подхода осуществлено путем сравнения фактического и вычисленного тренда УМО для двух промежутков времени (1980–2005 и 1993–2003 гг.). При этом вычисленный тренд УМО определялся в виде суммы трендов эвстатической и стерической компонент. Показано, что невязка в расчетах составляет соответственно 0,21 и 0,22 мм/год. Это более чем в три раза меньше, чем в отчетах МГЭИК.

Оценки трендов факторов, обуславливающих изменения УМО, целесообразно разделить на три категории. Относительно точные оценки трендов могут быть получены для суммарного притока пресных вод с материков, айсбергового стока с материковых щитов Антарктиды и Гренландии на основе дистанционных измерений с ИСЗ. С меньшей точностью рассчитываются тренды в характеристиках вертикального влагообмена. Наконец, наиболее сложными и в то же время вызывающими наименьшую степень доверия являются тренды в стерических колебаниях уровня, вклад которых в колебания УМО в современных условиях потепления климата весьма значителен.

Следует иметь в виду, что применяемый вследствие своей простоты в современных исследованиях метод трендов позволяет

лишь приблизительно судить о вкладе отдельных факторов и сильно зависит от вклада самого коэффициента детерминации тренда в дисперсию исходного процесса. Чем его величина больше, тем точнее оценки вкладов отдельных факторов отражают изменчивость исходного процесса. Поэтому при малой величине коэффициента детерминации использование данного подхода вряд ли имеет смысл.

Для оценки вкладов уровнеобразующих факторов дополнительно к трендовому подходу целесообразно использовать дисперсионный анализ в виде стандартизованной модели множественной линейной регрессии. С этой целью вначале задается матрица уровнеобразующих факторов, далее в нее вносится невязка, определяемая как разность фактического уровня и вычисленного по сумме вкладов уровнеобразующих факторов. Коэффициент детерминации такой модели всегда равен 1. После этого, переходя к стандартизованным переменным, нетрудно определить оценки вкладов в виде доли дисперсий от межгодовых колебаний УМО с помощью регрессионного уравнения. Если при использовании метода трендов невязка характеризует систематическую ошибку, то в данном случае она отражает случайную погрешность.

В результате выполненных расчетов установлено, что по абсолютной величине вклад компонент вертикального влагообмена преобладает, причем роль осадков в колебаниях УМО заметно выше испарения. Вклад невязки более чем в два раза меньше компонент вертикального влагообмена. Практически не оказывают влияние на изменчивость УМО остальные факторы. Однако если рассматривать вклад факторов в долях от дисперсии УМО, то получаем несколько иную картину. Вклад эффективного испарения составляет 34 %, невязки – 38 %, стерических колебаний – 15 %, притока речных вод – 9 %, айсбергового стока с Антарктиды – 4 %. Итак, по сравнению с анализом трендов, который позволяет оценить лишь *средние* вклады отдельных уровнеобразующих факторов, статистическая модель непосредственно описывает *изменчивость* исходного процесса.

Поскольку межгодовые колебания УМО рассматриваются как интегральный индикатор глобального климата и прежде всего его важнейшей характеристики – приповерхностной температуры воз-

духа (ПТВ), то выполнен анализ ее современных изменений и факторов, их обуславливающих. В частности, показано, что основная изменчивость глобальной температуры воздуха обусловлена двумя факторами – трендом и 60-летним циклом, которые в сумме описывают три четверти дисперсии (76 %), причем роль линейного тренда является преобладающей (64 %).

Отметим также, что некоторая часть изменчивости температуры может быть связана с колебаниями угловой скорости вращения Земли (УСВЗ). Наиболее мощным является 70-летний цикл, вклад которого в дисперсию УСВЗ достигает почти 50 %. При ускорении УСВЗ глобальная температура воздуха повышается, при замедлении – понижается.

Комплексный анализ климатообразующих факторов показал, что одновременное совместное действие антропогенного фактора и крупномасштабного взаимодействия в системе «океан–атмосфера» – это возможно наиболее реальный механизм современного потепления климата. Дело в том, что температура воздуха и воды океана, влагосодержание атмосферы, концентрация CO<sub>2</sub>, ледовитость полярных районов – это все процессы, протекающие согласованно, причем изменения одного из них вызывают изменения других, которые характеризуются, как правило, положительной обратной связью. При этом антропогенный фактор можно рассматривать в виде своеобразного спускового механизма мощных процессов в системе «океан–атмосфера», который приводит их в действие и одновременно не допускает самокомпенсации.

В настоящем исследовании предложен и разработан комплекс методов долгосрочного прогноза УМО: на длительную перспективу (столетие), на ближнюю перспективу (несколько десятилетий) и на текущий период (несколько лет). Такое деление обусловлено, с одной стороны, физическими закономерностями колебаний УМО и влиянием на них уровнеформирующих факторов, а с другой – практическими запросами потребителей.

На длительную перспективу (на конец XXI в.) предложена статистическая модель прогноза УМО, которая не имеет аналогов в зарубежных исследованиях. Она основана на использовании результатов моделирования глобальной температуры воздуха с помощью комплекса численных моделей общей циркуляции атмо-



сферы и океана (МОЦАО). В результате сравнения за период 1960–2008 гг. глобальных оценок аномалий ПТВ и значений УМО, рассчитанного по футшточным (береговым) наблюдениям, было показано наличие между ними хорошо выраженной линейной зависимости. Это позволило рассчитать линейную статистическую модель, которая описывает 73 % дисперсии УМО.

Для 6 основных сценариев изменений климата при задании по комплексу из 16 климатических моделей вероятного диапазона роста температуры на конец 2090–2099 гг. по статистической модели определен вероятный диапазон роста УМО на конец 2090–2099 гг. Сравнение прогнозных данных УМО на конец XXI в. по статистической модели и по комплексу МОЦАО показало почти полное соответствие. Это означает, что в практических прогностических расчетах УМО на перспективу вполне обоснованно можно обойтись без использования сложных и дорогих МОЦАО. Очевидно, данная статистическая модель УМО может использоваться в виде способа параметризации в простых балансовых моделях климата, как независимый способ прогноза УМО на перспективу и служить для проверки точности МОЦАО.

Впервые предложена и разработана также не имеющая аналогов в зарубежных исследованиях физико-статистическая модель межгодовых колебаний уровня Мирового океана в целях его долгосрочного прогноза с заблаговременностью два десятилетия. Она основана на сформулированной выше концепции, что колебания УМО являются интегральным индикатором изменчивости приповерхностной температуры воздуха над океаном, в значительной степени определяющей колебания эвстатических и стерических факторов формирования глобального уровня океана. Экспериментально установлено наличие длительного запаздывания (20 и 30 лет) колебаний УМО относительно изменений температуры воздуха. Это позволяет использовать процедуру сдвиговой пошаговой множественной регрессии для определения оптимальных моделей колебаний УМО в зависимости от значений ПТВ, заданных в узлах сеточной области над океаном. По зависимой выборке (1901–1999 гг.) рассчитан полный комплекс пошаговых моделей для сдвигов от  $\tau = 0$  до  $\tau = 33$  лет методом включения переменных до 15 предикторов, в результате чего общее число моделей составило более

500. Их анализ позволил установить сдвиг  $\tau = 21$  год, для которого влияние ПТВ на колебания УМО проявляется максимальным образом.

Для прогностических оценок УМО за период 2000–2028 гг. средняя величина тренда составляет  $Tr = 3,0$  мм/год, что удовлетворительно соответствует альтиметрической оценке тренда УМО (2,9–3,0 мм/год) для начала XXI столетия. Проверка полученных результатов была осуществлена путем построения аналогичных физико-статистических моделей для временных рядов УМО, взятых из работ Church, White [2006] и Jevrejeva et al. [2006]. Сравнение прогностических оценок УМО за 2009–2030 гг. для всех трех рядов показало их хорошее соответствие, рост УМО должен продолжаться со скоростью 2,1–2,6 мм/год. При этом вероятный диапазон изменчивости трендов, соответствующий интерквантильному расстоянию, составляет для модели РГГМУ 2,3–2,8 мм/год, по данным Church, White 2,0–2,5 мм/год, а по данным Jevrejeva et al. – 1,8–2,4 мм/год. Это означает некоторое замедление темпов повышения УМО, которое в начале XXI в. достигало 3,0–3,2 мм/год.

Впервые построена адаптивная модель прогноза сезонной изменчивости УМО на 2009–2012 гг. на основе альтиметрических данных. С этой целью использована модель Тейла-Вейджа, описывающая сезонные явления с линейным ростом. Одновременно для сравнения рассматривалась «детерминированная» модель, состоящая из линейного тренда и годовой гармоник, описывающая 94 % дисперсии исходного ряда УМО. Показано, что обе модели дают согласованные оценки возможных изменений УМО. Для детерминированной модели скорость роста УМО соответствует зависимой выборке и составляет 3,23 мм/год, а для адаптивной модели – 3,54 мм/год. Установлено, что адаптивная модель обладает более высокой точностью, так как дополнительно учитывает определенную часть дисперсии, сосредоточенной в случайной компоненте разложения. В результате расчетов выявлено, что по сравнению с 2009 г. УМО к 2013 г. может повыситься на 13–14 мм.

Обсуждаются неблагоприятные последствия и возможный ущерб от повышения уровня Мирового океана в XXI столетии. Выделено три типа (экологический, экономический, социальный) неблагоприятных последствий и два вида (прямой и косвенный)

ущербов. Показано, что вследствие роста УМО в XXI в. в большей степени пострадают такие отрасли хозяйственной деятельности, как туризм, рекреация, аквакультура, сельское хозяйство, транспортное сообщение. Кроме того, под сильной угрозой окажутся прибрежные среды обитания и экологическая обстановка в целом. При повышении УМО на 1 м переселение потребуется для нескольких десятков млн человек, проживающих в прибрежной зоне.

Анализ исследований, посвященных оценкам ущербов от роста УМО, показал, что в них в основном оцениваются затраты на строительство защитных сооружений и прямой ущерб от линейного роста УМО на 1 м к концу XXI в. При этом суммарные оценки затрат вследствие использования различных методологий подсчета последствий роста УМО варьируют от 36 до 321 млрд долларов даже у одних и тех же авторов. Выявлено, что суммарный ущерб всех стран в мире при повышении УМО к концу столетия на 1 м может составить примерно 1 триллион долларов США. Для оценки косвенных ущербов весьма перспективным представляется использование численных моделей общего рыночного равновесия (CGE), позволяющих учитывать реакцию экономики через перераспределение ущербов за счет других отраслей и посредством международной торговли.

Рассматриваются линейные зависимости ущербов от роста УМО в XXI в. для стран Евросоюза при отсутствии защитных мер и при их наличии. Наличие защитных мер приводит к увеличению ущербов в три раза. Показано, что с учетом косвенных последствий ущербы зависят от роста УМО экспоненциально. Оценки ущербов прибрежных стран Евросоюза от повышения УМО в XXI в., рассчитанные по статистической модели очень хорошо согласуются с экспериментальными данными, что свидетельствует о достаточной полноте поставленной задачи.

## Литература

1. *Абалакин В.К., Богданов В.И., Буланже Ю.Д., Медведев М.Ю., Тайбаторов К.А., Трошков Г.А.* Изменение уровня Балтийского моря по наблюдениям с 1777 г. на Кронштадтском футштоке // Доклады РАН. 1998. Т. 359, № 2. С. 249–250.
2. *Авакян А.Б.* Наводнения в прошлом, настоящем и будущем: концепция защиты // Использование и охрана природных ресурсов России. 2001. № 10. С. 43–49.
3. *Аверкиев А.С.* Оценка влияния циклонической активности на колебания уровня воды в Невской губе // Уч. зап. РГГМУ, 2011. № 18. С. 100–111.
4. *Аверьянов В.Г., Короткевич Е.С.* Исследование ледникового покрова Антарктиды (итоги, перспективы) // Антарктика. 1984. Вып. 23. С. 79–85.
5. *Айвазян С.А., Мхитарян В.С.* Прикладная статистика и основы эконометрики. – М.: ЮНИТИ, 1998. – 1022 с.
6. *Архипкин В.С., Бережной В.Ю.* Стерические колебания уровня Черного моря // Океанология. 1996. Т. 35, № 6. С. 809–816.
7. *Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1998. Т. 166. № 11. С. 1145–1170.
8. *Афифи А., Эйзен С.* Статистический анализ: подход с использованием ЭВМ. – М.: Мир, 1982. – 488 с.
9. *Бабкин В.И., Клиге Р.К.* Приток речных вод в Мировой океан // Уч. зап. РГГМУ. 2009. Вып. 13. С.17–20.
10. *Белоненко Т.В.* Северо-западная часть Тихого океана. Исследование изменчивости уровня океана в системе вод Куроисио-Ойясио на основе спутниковой альтиметрической информации. – Lambert Academic Publishing, 2010. – 218 p.
11. *Белоненко Т.В., В.В. Колдунов, Д.К. Старицын, В.Р. Фукс, И.О. Шилов.* Изменчивость уровня Северо-западной части Тихого океана. – СПб.: СМИО Пресс, 2009. – 309 с.
12. *Богданов В.И.* Основные результаты исследований истории Кронштадтского футштока (к 300-летию Российского флота) // Изв. РГО. 1996. Т. 128, № 3. С. 57–63.
13. *Бортковский Р.С.* Тепло- и влагообмен океана и атмосферы при шторме. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 159 с.
14. *Братсер У.Х.* Испарение в атмосферу / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 346 с.
15. *Буланже Ю.Д., Богданов В.И., Лазаренко Н.Н.* Проблема Кронштадтского футштока // Записки по гидрографии. 1990. № 222. С. 50–55.
16. *Витязев В.В.* Вейвлет-анализ временных рядов: учебное пособие. – СПб.: изд. СПбГУ, 2001.
17. *Водные ресурсы России и их использование.* – СПб.: ГГИ, 2008. – 600 с.
18. *Глобальный климат / Пер. с англ.* – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 501 с.
19. *Глок Н.И., Малинин В.Н.* Статистический анализ стерических колебаний уровня Мирового океана // Уч. зап. РГГМУ. 2012. № 21. С. 126–136.

20. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 527 с.
21. Гор А. Неудобная правда. Глобальное потепление. – СПб.: Амфора, 2007. 327 с.
22. Григоркина Р.Г., Губер П.К., Фукс В.Р. Прикладные методы корреляционного и спектрального анализа крупномасштабных океанологических процессов. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 172 с.
23. Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. О характере и причинах изменений климата Земли // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1(81). С. 15–23.
24. Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е. Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова, евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.
25. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Вып.1. – М.: Мир, 1971. – 316 с., Вып. 2. – М.: Мир, 1972. – 287 с.
26. Дзюба А.В., Панин Г.Н. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и в текущих столетиях // Метеорология и гидрология. 2007. № 5. С. 5–27.
27. Добровольский С.Г. Глобальные изменения речного стока. – М.: ГЕОС, 2011. – 660 с.
28. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. – СПб.: Гидрометеиздат, 2004. – 630 с.
29. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. Кн. 1, 2. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 366 с. – 1987. – 351 с.
30. Дремин И.М., Иванов О.В., Нечитайло В.А. Вейвлеты и их использование // УФН. 2001. Т. 171, № 5. С. 465–501.
31. Дуброва Т.А. Прогнозирование социально-экономических процессов. – М.: Маркет ДС, 2007. – 192 с.
32. Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике. Полное руководство пользователя/ Изд-е 2-е, перераб. и доп. – М.: СОЛОН-Пресс, 2004. – 400 с.
33. Житницкий Е., Фомин Б. Глобальное изменение климата и экономика/ Общие проблемы постиндустриальной эпохи. Московский общественный научный фонд, Институт мировой экономики и международных отношений РАН. – М., 1999. С. 284–300.
34. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. – СПб.: Гидрометеиздат, 1996. – 213 с.
35. Казакевич Д.Л. Основы теории случайных функций в задачах гидрометеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 230 с.
36. Калинин Г.П., Клиге Р.К. К вопросу о вековых колебаниях уровня Мирового океана / Формирование водных ресурсов суши. – М.: Наука, 1972. С. 21–34.
37. Калинин Г.П., Клиге Р.К., Бреслав Е.И. К расчету колебаний среднего уровня океана // Водные ресурсы. 1974. № 1, 3–14.
38. Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. – М.: Наука, 1985. – 247 с.
39. Клиге Р.К., Захаров В.Г. Изменения снежно-ледового режима Антарктиды // Современные глобальные изменения природной среды. – М.: Научный Мир, 2006. С. 577–606.

40. *Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. – М.: Научный мир, 1998. – 368 с.
41. *Клиге Р.К., Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Колебания уровня Мирового океана в XX столетии // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2009. № 1. С. 7–13.
42. Климат полярных районов / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 443 с.
43. *Кондратьев К.Я., Донченко В.К.* Экодинамика и геополитика Т.1. Глобальные проблемы. – СПб., 1999. – 1032 с.
44. *Котляков В.М.* Гляциология Антарктиды. Кн. I. – М.: Наука, 2000. – 430 с.
45. *Котляков В.М., Лосев К.С., Лосева И.А.* Ледовый баланс Антарктиды // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 1. С. 19–33.
46. *Крышнякова О.С., В.Н. Малинин.* Тренды в колебаниях температуры воздуха и осадках на Европейской территории России // Изв. Рос. геогр. об-ва. 2009. Т. 141, вып. 2. С. 23–30.
47. *Лебедев С.А.* Межгодовая изменчивость температуры поверхности и уровня Южного океана по данным дистанционного зондирования // Уч. зап. РГГМУ. 2008. Вып. 6. С. 82–88.
48. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. – М.: Изд. центр «МОРЕ» Междунар. ин-та океана, 2005. – 366 с.
49. *Лукашин Ю.П.* Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования временных рядов. – М.: Финансы и статистика, 2003. – 415 с.
50. *Львович М.И.* Мировые водные ресурсы и их будущее. – М.: Мысль, 1974. – 448 с.
51. *Максимов И.В.* Геофизические силы и воды океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 447 с.
52. *Максимов И.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П.* Океан и космос. – Л.: Гидрометеоздат, 1970.
53. *Малинин В.Н.* Глобальный водный баланс. – Lambert Academic Publishing, 2011, 158 p.
54. *Малинин В.Н.* Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – СПб.: РГГМУ, 2008. – 407 с.
55. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Ч. 1. Физические процессы. – СПб.: РГГМИ, 1998. – 341 с.
56. *Малинин В.Н.* Влагообмен в системе «океан–атмосфера». – Л.: Гидрометеоздат, 1994. – 197 с.
57. *Малинин В.Н.* Проблема прогноза уровня Каспийского моря. – СПб.: РГГМИ, 1994. – 160 с.
58. *Малинин В.Н.* К анализу тренда в уровне Мирового океана // Изв. РГО. 2010. № 142. Вып. 5. С. 1–9.
59. *Малинин В.Н.* Изменчивость глобального водообмена в условиях меняющегося климата // Водные ресурсы. 2009. Т. 36. № 1. С. 1–14.
60. *Малинин В.Н.* Межгодовые изменения климата и уровня Мирового океана / Киотский протокол: экономические аспекты: Сб. докл. российско-британской конф. – СПб.: Даниэль, 2006. С. 68–80.
61. *Малинин В.Н.* О современных изменениях климата и уровня Мирового океана // Вопросы промышленной океанологии. Вып. 3. – М.: Изд. ВНИРО, 2006. С. 145–159.

62. *Малинин В.Н.* Пресноводный баланс океана // Современные глобальные изменения природной среды. Т.1. – М.: Научный мир, 2006. С. 345–354.
63. *Малинин В.Н.* О современном состоянии проблемы изменчивости вод гидросферы // Уч. зап. РГГМУ. 2005. Вып. 1. С. 54–75.
64. *Малинин В.Н.* О формировании пресноводного баланса Мирового океана // Докл. РАН, 1993, Т. 300. № 1. С. 108–110.
65. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик. – Мурманск: ПИНРО, 2003. – 164 с.
66. *Малинин В.Н., Глок Н.И.* К оценке стерических колебаний уровня Мирового океана // Уч. зап. РГГМУ. 2009. № 10. С. 53–62.
67. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* О современных изменениях глобальной температуры воздуха // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 2. С. 215–221.
68. *Малинин В.Н., Образцова А.А.* Изменчивость обмена углекислым газом в системе «океан–атмосфера» // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 4. С. 220–226.
69. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Об изменениях глобального климата в начале 21-го столетия // Уч. зап. РГГМУ. 2010. № 15. С. 150–154.
70. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* О возможных изменениях уровня Мирового океана в ближайшие десятилетия // Общество. Среда. Развитие. 2009. № 2. С. 172–180.
71. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* О прогнозе сезонного хода уровня Мирового океана // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2009. № 3 (5). С. 25–32.
72. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Изв. РГО. 2008. Т. 140. Вып. 4. С. 20–30.
73. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Глок Н.И.* О возможных изменениях стерической компоненты уровня Мирового океана // Изв. РГО, 2010, Т.142, Вып. 4. С. 23–32.
74. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Статистический анализ изменчивости уровня океанов по альтиметрическим данным / Мат-лы Всеросс. науч. конф. «Селиверстовские чтения», СПбГУ, 2009 г. – СПб.: Изд. СПбГУ, 2009.
75. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Изменчивость уровня Мирового океана за последние 140 лет // Уч. зап. 2007. Вып. 4. С. 125–132.
76. *Малинин В.Н., Равикевич В.М., Гордеева С.М., Куликова Л.А.* Изменчивость вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой. – СПб.: Гидрометеоздат, 2003. – 171 с.
77. *Малинина Ю.В.* К оценке возможного ущерба от возможного повышения уровня океана в XXI столетии // Уч. зап. РГГМУ. 2010. № 14. С. 162–176.
78. *Марпл С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. – М.: Мир, 1990. – 584 с.
79. *Мелешко В.П., Катцов В.М., Мирвис В.М., Говоркова В.А., Павлова Т.В.* Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета // Метеорология и гидрология. 2008. № 6. С. 5–19.
80. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 638 с.

81. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с.
82. Мониин А.С. История Земли. – Л.: Наука, 1977. – 228 с.
83. Мониин А.С. Прогноз погоды как задача физики. – М.: Наука, 1969. – 184 с.
84. Мониин А.С., Сонежкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений. – М.: Наука, 2005. – 192 с.
85. Нежиховский Р.А. Вопросы гидрологии реки Невы и Невской губы. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 224 с.
86. Орленок В.В. Роль эндогенного фактора в изменении уровня океана за последние 140 лет // Вестник РГУ им. Канта, 2009, вып. 1. С. 8–17.
87. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т. 1. Изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. – 227 с.
88. Пантелеев В.Л. Теория фигуры Земли. – М.: Изд. МГУ, 2000.
89. Победоносцев С.В. Влияние плотности морской воды на уровень на примере Белого моря // Тр. ГОИН. 1977. Вып. 138. С. 76–81.
90. Поляк И.И. Методы анализа случайных процессов и полей в климатологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 255 с.
91. Провоторов П.П. Стерические колебания уровня моря: Колебания уровня в морях. – СПб.: РГГМУ, 2003. С. 129–138.
92. Ремизова С.С. Расчет колебаний уровня Каспийского моря в зависимости от температуры и солености его вод // Океанология. 1966. № 5. С. 794–798.
93. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими приложениями. Кн. 1. – СПб.: Гидрометеиздат, 2001. – 340 с.
94. Романов А.А. Ледовые условия плавания в Южном океане. – СПб.: ААНИИ, 1996. – 118 с.
95. Сатклифф Р. Глобальный водный баланс – геофизическая проблема // Вопросы мирового водного баланса / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. С. 8–14.
96. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. Т. 74. № 8. С. 701–715.
97. Сидоренков Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 366 с.
98. Смирнов Н.П., Малинин В.Н. Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. – Л.: Изд. ЛГУ, 1988. – 200 с.
99. Степанов В.Н. Океаносфера. – М.: Мысль, 1983. – 270 с.
100. Строкина Л.А. Тепловой баланс поверхности океанов. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 447 с.
101. Строкина Л.А., Богданова Э.Г. Новые данные о влагообмене Мирового океана с атмосферой // Труды ГГИ, 1990, вып. 348. С. 17–32.
102. Федосеев П.А. История изучения основных проблем гидросферы. – М.: Наука, 1975. – 207 с.
103. Физическая география Мирового океана / Под ред. К.К. Маркова. – Л.: Наука, 1980. – 362 с.



104. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. – СПб.: Наука, 2007. – 136 с.
105. *Фукс В.Р.* Уровень Мирового океана как индикатор глобального потепления // География и современность. Вып. 10. – СПб.: Изд. СПбГУ, 2005. С. 73–93.
106. *Фукс В.Р.* Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съемок морской поверхности // Колебания уровня в морях. – СПб.: РГГМУ, 2003. С. 79–91.
107. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
108. *Шевчук О.И.* О проблеме мониторинга уровня Мирового океана // Изменение климата и окружающая среда: Сб. трудов межд. школы конф. молодых ученых, асп. и студентов. Рос. гос. гидромет. ун-т, 6–9 дек. 2005 г. – СПб.: РГГМУ, 2006. С. 235–239.
109. Все о реке Неве: мосты, притоки, наводнения. – Электронный ресурс. – URL: <http://www.nevariver.ru/>
110. CU Sea Level Research Group/ Colorado Center for Astrodynamics Research at the University of Colorado at Boulder.– Электронный ресурс. – <http://sealevel.colorado.edu/>
111. Энциклопедия океан–атмосфера / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 464 с.
112. *Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro R, Xie PP, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J, Arkin P, Nelkin E.* The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present) // J. Hydrometeor., 2003, 4(6), 1147–1167.
113. *Alan Buis.* Grace Space Twins Set to Team Up to Track Earth's Water and Gravity/ NASA Jet Propulsion Laboratory Pasadena, Calif. – Electronic Source. – URL: <http://www.jpl.nasa.gov/index.cfm>
114. *Anthoff D., Nicholls R.J., Tol. R.S.J.* The Economic Impact of Substantial Sea-Level Rise // Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. 2010. Vol. 15 (4). P. 321-335.
115. *Anthoff, D. Nicholls, R.J., Tol, R.S.J., Vafeidis, A.T.* Global and regional exposure to large rises in sea-level: a sensitivity analysis // Tyndall Working Paper. 2006. 96. 31 p.
116. *Antonov J.I., S. Levitus, T.P. Boyer.* Thermosteric sea level rise, 1955–2003// Geoph. Res. Lett., 2005, Vol. 32, L12602, doi:10.1029/2005GL023112.
117. *Barnett T.P.* The estimation of global sea level change: a problem of uniqueness // J. Geophys. Res. 1984, Vol. 89. № C5. P. 7980–7988.
118. *Baumgartner A. Reichel E.* The world water balance. – Elsevier, Amsterdam, 1975. 179 p.
119. *Bentamy, A., K.B. Katsaros, A.M. Mestas-Nuñez, W.M. Drennan, E.B. Forde, and H. Roquet.* Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans // J. Climate, 2003, 16, 637–656.
120. *Bigano A., Bosello F., Roson R., Tol R.* Economy-wide impacts of climate change: a joint analysis for sea level rise and tourism // Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change. 2008. Vol. 13(8). P. 765-791.

121. *Bogdanov V.I., M.Yu. Medvedev, V.A. Solodov, Yu.A. Trapeznikov, G.A. Troshkov, A.A. Trubitsina.* Mean Monthly Series of Sea Level Observations (1777-1993) at the Kronstadt Gauge // Reports of the Finnish Geodetic Institute. 2000:1. – Kirkkonummi, 2000, 34 c.
122. *Bouin M.N., Wöppelmann G.* Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation // *Geophys J Int.* 2010. 180. P. 193–209. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04411.x
123. *Boyer T.P.* Effects of different XBT corrections on historic and recent ocean heat content calculations. – Electronic Source. – [http://www.zmaw.net/fileadmin/user\\_upload/klimacampus/5\\_ICDC/icdc\\_Dokument\\_e/xbt\\_ws\\_presentations/Boyer.pdf](http://www.zmaw.net/fileadmin/user_upload/klimacampus/5_ICDC/icdc_Dokument_e/xbt_ws_presentations/Boyer.pdf).
124. *Brohan, P.* Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850// *J. Geophys. Res.* 2006. No 111. D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
125. *Brown R.G.* Smoothing, forecasting and prediction of discrete time-series. – Prentice-Hall, New Jersey, 1962.
126. *Cabanes C., A. Cazenave, C. Le Provost.* Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations // *Science*, 2001. 294(5543), 840-842.
127. CARTON-GIESE SODA Version 2.0.2-4/ The International Research Institute for Climate and Society of Columbia University, USA: IRI-LDEO Climate Data Library. – Electronic data. – Mode of access: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/CARTON-IESE/SODA/v2p0p2-4/>; free.
128. *Carton J.A., Giese B.S., Grodsky S.A.* Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, No. 9. C09006, doi:10.1029/2004JC002817.
129. *Cazenave A., K. Dominh, S. Guinehut, E. Berthier, W. Llovel, G. Ramillien, M. Ablain, G. Larnicol.* Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo // *Global and Planetary Change.* 2009. 65. P. 83–88.
130. *Chambers D., J. Ries, C. Shum, B. Tapley.* On the use of tide gauges to determine altimeter drift // *J. Geophys. Res.* 1998. 103(C6):12885–12890.
131. *Chambers D.P., J. Wahr, R.S. Nerem.* Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE // *Geophys. Res. Lett.* 2004. 31, L13310, doi:10.1029/2004GL020461.
132. *Chao B.F., Wu Y.H., Li Y.S.* Impact of artificial reservoir water impoundment on global sea level // *Science*, 2008, 320, 212–214.
133. *Chen J.L., Wilson C.R., Blankenship D.D., Tapley B.D.* Antarctic mass rates from GRACE // *Geophysical Res. Letters.* 2006. Vol. 33, L11502, doi:10.1029/2006GL026369.
134. *Chen J., C. Wilson, B. Tapley, J. Famiglietti, M. Rodell.* Seasonal global mean sea level change from satellite altimeter, GRACE, and geophysical models // *Journal of Geodesy.* 2005. 79(9), 532-539.
135. *Church J.A., White N.J.* Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century // *Surv. Geophys.* 2011. DOI 10.1007/s10712-011-9119-1.
136. *Church J.A., White N.J.* A 20th century acceleration in global sea-level rise // *Geophysical Res. Letters.* 2006. Vol. 33. N 1. L01602.

137. Church J.A., N.J. White, R. Coleman, K. Lambeck, J.X. Mitrovica. Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period // *Journal of Climate*. 2004. 17, 2609-2625.
138. Clark J. A., P. E. Haidle, L. N. Cunningham. Comparison of satellite altimetry to tide gauge measurement of sea level: Predictions of glacio-isostatic adjustment // *J of Climate*. 2002. 22(15), 3291-3300.
139. Climate change impacts in Europe // Final report of the PESETA research project. 2009. 116 p.
140. Computable general equilibrium. – Электронный ресурс. – [http://en.wikipedia.org/wiki/Computable\\_general\\_equilibrium](http://en.wikipedia.org/wiki/Computable_general_equilibrium), free.
141. Dai A., Qian T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948 – 2004 // *J. Climate*, 2009. Vol. 22, 2773–2791.
142. Darwin R., Tol R. Estimates of the Economic Effects of Sea Level Rise // *Environmental & Resource Economics*. 2001. Vol. 19(2). P. 113-129.
143. Davis C.H., Li Y., McConnell J. R., Frey M. M., Hanna E. Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise // *Science*. 2005. Vol. 308. P. 1898–1901. doi:10.1126/science.1110662.
144. Deke O., Hooss G.K., Kasten C., Klepper G., Springer K. Economic Impact of Climate Change: Simulations with a Regionalized Climate-Economy Model. – Kiel Working Papers; Kiel Institute for the World Economy, 2001. 1065 p.
145. Dennis K., I. Niang-Diop, R. Nicholls. Sea-level rise and Senegal: potential impacts and consequences // *J. of Coast. Res*. 1995. 14 (Special issue). P. 243–261.
146. Domingues C.M., J.A. Church, N.J. White, P.J. Gleckler, S.E. Wijffels, P.M. Barker and J.R. Dunn. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise // *Nature*, 2008. 453, 1090-1094, doi:10.1038/nature07080.
147. Douglas B.C. Global sea level rise // *Journal of Geophysical Research*. 1991. Vol. 96. P. 6981–6992.
148. Fairbridge R.W., Krebs O.A. Sea level and the southern oscillation // *Journal of Geophys. Res*. 1962. Vol. 6. P. 32–545.
149. Fankhauser S. Global climate change: the challenges for development policy // *Environment and Development Economics*. 1998. Vol. 3(03). P. 347–409.
150. Fankhauser S. Protection versus retreat: the economic costs of sea-level rise // *Environment and Planning*. 1995. A 27(2). P. 299–319.
151. Fankhauser S. The Social Costs of Greenhouse Gas Emissions: An Expected Value Approach // *The Energy Journal*. 1994. Vol. 15(2). P. 157–184.
152. Foresight // Department for Business, Innovation and Skills, UK. – Electronic Source. – URL: <http://www.bis.gov.uk/foresight>, free.
153. Fröhlich C., J. Lean. Solar Radiative Output and its Variability: Evidence and Mechanisms // *Astron. and Astrophys. Rev*. 2004. 12. P. 273-320, doi: 10.1007/s00159-004-0024-1.
154. Fu L.-L., Cazenave A. Satellite Altimetry and Earth Sciences. A handbook of techniques and Applications. – Academic Press, San Diego, CA, USA, 2001. 463 pp.
155. Gleick P.H. (ed.) *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. – New York; Oxford Univ. Press, 1993.
156. Gorla A., Gambarelli G. Economic Evaluation of Climate Change Impacts and Adaptation in Italy // *Note di Lavoro*. 2004. 103.

157. *Gornits V., Lebedeff L., Hansen J.* Global sea level trend in the past century // Science. 1982. Vol. 215. P. 1611–1614.
158. *Gouretski V., Reseghetti F.* On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new corrections scheme based on analysis of a global ocean database // Deep-Sea Research. 2010. 157. 812–833.
159. *Hagemann S., K. Arpe, L. Bengtsson.* Validation of the hydrological cycle of ERA-40 // ERA-40 Project Report Series. No. 24. 2005. – Electronic Source. – URL: <http://www.ecmwf.int/publications/>.
160. *Hanna H., Huybrechts P., Janssens I., Cappelen J., Steffen K., Stephens A.* Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003 // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. D13108. doi:10.1029/2004JD005641.
161. *Hansen J. et al.* A closer look at United States and global surface temperature change // J. Geophys. Res. 2001. 106. P. 23947–23963.
162. *Harrison C., Brass E., Saltzman E., Sloan J., Sontham J., Whitman J.* Sea level variations, global sedimentation rates and the hydrographic curve // Earth and Planet. Sci. Letter. Vol. 54. 1981. P. 1–16.
163. *Hoozemans F.M.J.* A Global Vulnerability Analysis: Vulnerability Assessment for Population, Coastal Wetlands and Rice Production on a Global Scale / F.M.J. Hoozemans, M. Marchand, and H. A. Pennekamp; 2-nd edn. – Delft, Delft Hydraulics, 1993
164. *Hoyt D.V., Schatten K.H.* A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992 // J. Geophys. Res. 1993. 98. P. 18895–18906.
165. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 / Eds. Bernstein L. et al. – Cambridge; New York, Cambridge University Press. 2007. 940 p.
166. IPCC, Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Parry M.L. et al. (Eds.).– Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2007.
167. IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Houghton, J.T. et al. – Cambridge; New York, Cambridge university press. 2001. 881 p.
168. *Ishii M., M. Kimoto.* Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections // Journal of Oceanography, 2008, 65, 287–99.
169. *Ishii M., M. Kimoto, K. Sakamoto, S.I. Iwasaki.* Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses // J. Oceanogr., 2006, 62(2), p. 155–170.
170. *Jacob T., Wahr J., Pfeffer W., Swenson S.* Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise // Nature. Letter Preview. 2012. DOI: 10.1038/nature10847.
171. *Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S.* Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records // J. Geophys. Res. 2006, Vol. 111. N C9. C09012.
172. *Jevrejeva S, Moore J.C., Grinsted A., Woodworth P.L.* Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? // Geophys. Res. Lett. 2008. 35:L08715. doi:08710.01029/02008GL033611

173. *Johannessen O.M., Khvorostovsky K., Miles M.W., Bobylev L.P.* Recent ice-sheet growth in the interior of Greenland // *Science*. 2005. Vol. 310. P. 1013–1016.
174. *Kalnay E.M., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. Vol. 77. P. 437–471.
175. *Kaplan A., Kushnir Y.* Cane MA Reduced space optimal interpolation of historical marine sea level pressure // *Journal of Climate*. 2000. 13:2987–3002.
176. *Klepp, C.-P., K. Fennig, S. Bakan, and H. Grassl.* HOAPS-II global ocean precipitation data base. Eumetsat Proceedings, P.44 // Second International Precipitation Working Group Workshop, 2005, 169-176. – ISBN 92-9110-070-6/
177. *Kristen M., Crossett Thomas J., Culliton Peter C., Wiley Timothy R.* Goodspeed Population Trends Along the Coastal United States, 1980-2008 – US, Special Projects NOAA, 2004. – 54 p.
178. *Kudryavtsev V.N.* On effect of sea drops on atmospheric boundary layer // *J. Geophys. Res.*, 2006, 111, C07020, doi:10.1029/2005JC002970.
179. Lamont Doherty Earth Observatory (LDEO) database. – Electronic source. – [http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air\\_sea\\_flux\\_2009.html](http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air_sea_flux_2009.html)
180. *Lean J.* Evolution of the Sun's Spectral Irradiance Since the Maunder Minimum // *Geophysical Research Letters*. 2000. Vol. 27, No. 16. P. 2425-2428.
181. *Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K., Trimmer R.G., Pavlis N.K., Chinn D.S., Cox C.M., Klosko S.M., Luthcke S.B., Torrence M.H., Wang Y.M., Williamson R.G., Pavlis E.C., Rapp R.H., Olson T.R.* The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96 // NASA Technical Memorandum. NASA/TP–1998–206861. 1998. 575 pp.
182. *Levitus S., J.I. Antonov, T.P. Boyer.* Warming of the world ocean, 1955–2003 // *Geophys. res. lett.* 2005. Vol. 32. L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
183. *Levitus S., J. I. Antonov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, H.E. Garcia, A.V. Mishonov.* Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems // *Geophys. res. lett.* 2009. Vol. 36. L07608, doi:10.1029/2008GL037155.
184. Limiting Global Climate Change to 2 degrees Celsius: The way ahead for 2020 and beyond // European Commission's Communication COM (2007) 2 final. – European Commission, Brussels; 2007. 13 p.
185. *Lombard, A., Garcia, D., Ramillien, G., Cazenave, A., Biancale, R., Lemoine, J.M., Flechtner, F., Schmidt, R., Ishii, M.*: Estimation of steric sea level variations from combined GRACE and Jason-1 data // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 254, 1–2, 194–202.
186. *Lugina, K.M., et al.* Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881-2004. / Trends: A Compendium of Data on Global Change. 2005. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, TN. – URL: <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html>.
187. *Lyman J.M., G.C. Johnson.* Estimating Annual Global Upper Ocean Heat Content Anomalies Despite Irregular In Situ Ocean Sampling // *Journal of Climate*, 2008. 21. 5629-5641, doi:10.1175/2008JCLI2259.1.

188. *Lyman J.M., J.K. Willis, G.C. Johnson.* Recent Cooling of the Upper Ocean. // *Geophys. res. lett.* 2006. Vol. 33, L18604, doi:10.1029/2006GL027033.
189. *Marćelja S.* The timescale and extent of thermal expansion of the global ocean due to climate change// *Ocean Sci.*, 2010. 6, 179–184.
190. *Masahiro Sugiyama, Nicholls R.J., Vafeidis A.* Estimating the Economic Cost of Sea-Level Rise // *The MIT Joint Program on the Science and Policy of Global Change, Report No. 156.* – 2008.
191. Mean Sea Level as seen by other techniques / AVISO. – Electronic source. – URL: <http://www.aviso.oceanobs.com/en/news/ocean-indicators/mean-sea-level/other-techniques/index.html>; free.
192. Mean Sea Level data and image selection / AVISO. – Electronic data. – URL: <http://www.aviso.oceanobs.com>; free.
193. *Mitchum G.T.* An improved calibration of satellite altimetric heights using tide gauge sea levels with adjustment for land motion // *Marine Geodesy.* 2000. 23:145–166.
194. *Minobe S.A.* 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // *Geophys. Res. Lett.* 1997. № 24. P. 683–686.
195. *Morusugi H., Takagi A., Koike A.* Measurement procedure of benefit of flood control works: measurement under uncertainty // *Proceedings of Infrastructure Planning.* 1995. No. 17. P. 299-302.
196. *Nerem, R.S.* Measuring very low frequency sea level variations using satellite altimeter data // *Global and Planetary Change*, 1999. 2-3(20), 157-171.
197. *Nerem R.S., E. Leuliette, A. Cazenace.* Present-day sea-level change: A review // *C. R. Geoscience*, 2006. 338, 1077-1083.
198. *Nicholls R.J., R.J.T. Klein.* Climate Change and Coastal Management on Europe's Coast: EVA Working Paper 3. – Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Germany, 2003. – 27 pp.
199. *Nicholls R.J., Lowe J.A.* Climate stabilisation and impacts of sea-level rise // *Avoiding Dangerous Climate Change / Eds. H.J. Schellnhuber.* – Cambridge University Press, Cambridge. 2006.
200. *Nordhaus W.D.* To Slow or Not to Slow // *Economics Journal.* 1991. 5. P. 920–937.
201. *Nunes A.L.D. Paulo, Breil M., Gambarelli G.* Economic Valuation of On Site Material Damages of High Water on Economic Activities based in the City of Venice: Results from a Dose-Response-Expert-Based Valuation Approach // *Note di Lavoro.* 2005. 53.
202. *Park, G.-H. et al.* Variability of global net sea-air CO<sub>2</sub> fluxes over the last three decades using empirical relationships // *Tellus.* 2010.62B, 352–368.
203. *Rahmstorf S.* A semi-empirical approach to projecting future sea level rise // *Science*, 2007. 315, 368.
204. *Report IPCC, Part B.* Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Core Writing Team, Pachauri, R.K, Reisinger A. – IPCC, Geneva, Switzerland, 2007. 104 pp.
205. *Richard S.J.Tol.* Integrated Assessment Modelling // *Working Papers FNU-102 of Research unit Sustainability and Global Change, Hamburg University.* – 2006.

206. *Richard S.J.Tol.* Estimates of the Damage Costs of Climate Change, Part II. Dynamic Estimates // *Environmental & Resource Economics*. 2002. Vol. 21(2). P. 135-160.
207. *Rignot E., Kanagaratnam P.* Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet // *Science*. 2006. Vol. 311 P. 986–990.
208. *Rignot E., Thomas R.H.* Mass balance of polar ice sheets // *Science*. 2002. Vol. 297. № 5586. P. 1502–1506, doi:10.1126/science.1073888.
209. *Rignot E., Box J.E., Burgess E. and Hanna E.* Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007 // *Geophys. Res. Lett.* 2008. 35. L20502, doi:10.1029/2008GL035417.
210. *Rignot, E., Bamber, J.L., Van den Broecke, M.R., Davis, C., Li, Y., Van de Berg, W.J., Van Meijgaard E.* Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modeling // *Nature Geoscience*. 2008. 1. P. 106–110.
211. *Sabine C.L., Feely R.A.* The oceanic sink for carbon dioxide // *Greenhouse Gas / Sinks* D. Reay, N. Hewitt, J. Grace, K. Smith (eds.). – CABI Publishing, Oxfordshire, UK, 2007. P. 31–49.
212. *Saizar Andrés.* Assessment of impacts of a potential sea-level rise on the coast of Montevideo, Uruguay // *Climate Research*. 1997. Vol. 9, No. 1-2. P. 73–79.
213. *Schmitt, R.W.* Salinity and the Global Water Cycle // *Oceanography*. 2008. 21. P. 12–19.
214. *Schmitt R.W., T. Boyer, G. Lagerloef, J. Schanze, S. Wijffels, L. Yu.* Salinity and the global water cycle. – Electronic source. – URL: <http://www.oceanobs09.net/plenary/files/draft%20papers/FCXNL-09A02b-1872930-1-ppschmit.pdf>.
215. Sea Level change / University of Colorado at Boulder. – Electronic data. – URL: <http://sealevel.colorado.edu>; free.
216. Sea Level Rise Maps Gallery // *Global Warming Art*. – Electronic source. – URL: [http://www.globalwarmingart.com/wiki/Sea\\_Level\\_Rise\\_Maps\\_Gallery](http://www.globalwarmingart.com/wiki/Sea_Level_Rise_Maps_Gallery), free.
217. *Sheperd A., Wingham D.* Recent sea level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets // *Science*. 2007. 315, 1529–1532.
218. *Shepherd, A., D. Wingham, D. Wallis, K. Giles, S. Laxon, and A. V. Sundal.* Recent loss of floating ice and the consequent sea level contribution // *Geophys. Res. Lett.* 2010. 37. L13503, doi:10.1029/2010GL042496.
219. *Shum C., Kuo C., Guo J.* Role of Antarctic ice mass balances in present-day sea level change // *Polar Science*. 2008. 2:149-161.
220. *Smith J.B., J.K. Lazo.* A Summary of Climate Change Impact Assessments from the U.S. Country Studies Program // *Climatic Change*. 2001. 50. P. 1–29.
221. *Smith, T.M., R.W. Reynolds.* A global merged land and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997) // *J. Clim.* 2005. 18. P. 2021–2036.
222. *Smith T.M., P.A. Arkin, M.R.P. Sapiano.* Reconstruction of near-global annual precipitation using correlations with sea surface temperature and sea level pressure // *J. Geophys. Res.*, 2009:114, D12107, doi:10.1029/2008JD011580.
223. *Smith, R.D., J.K. Dukowicz, R.C. Malone.* Parallel ocean general circulation modeling // *Physica D*. 1992. 60. P. 38–61.

224. *Smith T.M., Arkin P.A., Sapiano M.R.P., C.Y. Chang.* Merged statistical analyses of historical monthly precipitation anomalies beginning 1900 // *J. Climate*. 2010. 23. 5755-5770.
225. *Spencer, R.W.* Global oceanic precipitation from the MSU during 1979–91 and comparisons to other climatologies // *J. Climate*, 1993, 6, 1301–1326.
226. *Stern, N.H., S. Peters, V. Bakhshi, A. Bowen, C. Cameron, S. Catovsky, D. Crane, S. Cruickshank, S. Dietz, N. Edmonson, S.-L. Garbett, L. Hamid, G. Hoffman, D. Ingram, B. Jones, N. Patmore, H. Radcliffe, R. Sathiyarajah, M. Stock, C. Taylor, T. Vernon, H. Wanjie, and D. Zenghelis.* *Stern Review: The Economics of Climate*. – Change Cambridge University Press, Cambridge. 2006.
227. *The Potential Effects Of Global Climate Change On The United States: Report to Congress* // *Smith Joel, Tirpak Dennis* eds. – US, Environmental Protection Agency, 1989.
228. *Theil H., Wage S.* Some observations on adaptive forecasting // *Management Science*. 1964. Vol. 10. Mb 2.
229. *Titus J.G. et al.* Greenhouse Effect and Sea-Level Rise: Potential Loss of Land and the Cost of Holding Back the Sea // *Coastal Management*. 1991. 19. P. 171–204.
230. *Torrence C.A., Compo G.P.* Practical Guide to Wavelet Analysis // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1998. 79. Pp. 61–78.
231. *Trenberth K. E., Fasullo J. and L. Smith.* Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor // *Climate Dynamics*. 2005. 24: 741–758. DOI 10.1007/s00382-005-0017-4.
232. *Understanding Sea-level Rise and Variability* // Eds. John A. Church, Philip L. Woodworth, Thorkild Aarup, W. Stanley Wilson.– Wiley-Blackwell, 2010. 456 pages. ISBN: 978-1-4443-3451-7.
233. *Velicogna I., Wahr J.* Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica // *Science*. 2006. Vol. 311. № 5768. P. 1754 – 1756. doi:10.1126/science.1123785.
234. *Velicogna I., Wahr J.* Acceleration of Greenland ice mass loss in spring 2004 // *Nature*. 2006. Vol. 443. P. 329–331.
235. *Vermeer M., S. Rahmstorf.* Global sea level linked to global temperature // *PNAS* December 22, 2009. Vol. 106, No. 51. 21527-21532.
236. *Volonte C.R., J. Arismendi.* Sea level Rise and Venezuela: Potential Impacts and responses // *J. of Coast. Res.* 1995. 14 (Special issue). P. 303-312.
237. *Volonte C.R., Nichols R.J.* Sea level rise and Uruguay: potential impacts and responses // *J. of Coast. Res.* 1995. 14 (Special issue). P. 285-302.
238. *Walsh J.E., Portis D.H.* Variations of precipitations and evaporation over the North Atlantic Ocean, 1958-1997 // *Journ. Geoph. Res.* 1999. Vol. 104. № D14. P. 16613–16631.
239. *Wavelet Software* [Electronic resource]/ University of Colorado, USA. – Electronic files. – URL: <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/software.html>, free
240. *Webb M.J., Slingo A., Stephens G.L.* Seasonal variations of the clear-sky greenhouse effect: the role of changes in atmospheric temperatures and humidities // *Clim. Change*. 1993, Vol. 9, No3, P. 117–130.
241. *Wijffels Susan E., Josh Willis, Catia M. Domingues, Paul Barker, Neil J. White, Ann Gronell, Ken Ridgway, John A. Church.* *Changing Expendable Bathythermo-*



- graph Fall Rates and Their Impact on Estimates of Thermosteric Sea Level Rise // J. Climate. 2008. 21. 5657–5672.
242. Willis J.K., D. Roemmich, B. Cornuelle. Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermosteric expansion on global scales // J. Geophys. Res., 2004, 109, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.
  243. Woodworth P.L., R. Player. The Permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century // J. Coastal Res. 2003. 9. 287–295.
  244. World Water Resources of the Earth on the border XXI century. – London: Cambridge Press. 2002. 465 p.
  245. Xie P., P.A. Arkin. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions // J. Climate, 1996, 9, 840–858.
  246. Yohe G. The Economic Cost of Greenhouse-Induced Sea-Level Rise for Developed Property in the United States/ Ed. G. Yohe, J. Neumann, P. Marshall, H. Ameden // Climatic Change. 1996. 32. P. 387–410.
  247. Yohe G. The Cost of Not Holding Back the Sea–Economic Vulnerability // Ocean and Shore Management. 1989. 15. P. 233-255.
  248. Yohe G., Schlesinger M. Sea-Level Change: The Expected Economic Cost of Protection or Abandonment in the United States // Climatic Change. 1998. 38. P. 447–472.
  249. Yu L. New Estimates of Global Evaporation / U.S. CLIVAR Salinity Working Group, 2007. – Electronic source. – URL: <http://oaflux.whoi.edu/>
  250. Yu L. Global Variations in Oceanic Evaporation (1958–2005): The Role of the Changing Wind Speed // Journal of Climate, 2007, 20, 5376–5390.
  251. Yu L., R.A. Weller. Objectively Analyzed air-sea heat Fluxes for the global ocean-free oceans (1981–2005) // Bull. Ameri. Meteor. Soc., 2007, 88, 527–539.
  252. Zeidler R. Climate change vulnerability and response strategies for the coastal zone of Poland // Climate Change. 1997. 36. P. 151–173.
  253. Zwally H.J., Giovinetto M.B., Li, J., Cornejo H.G., Beckley M.A., Brenner A.C., Saba J.L., Yi D. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea level rise: 1992-2002 // J. Glaciol. 2006. Vol. 51. P. 509–527.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение .....	3
Глава 1. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА .....	10
1.1. Общие сведения об уровне поверхности океана .....	10
1.2. Методологические аспекты оценивания временной изменчивости мор- ского уровня .....	26
1.2.1. Анализ трендовой компоненты .....	26
1.2.2. Анализ циклических колебаний .....	29
1.3. Изменчивость уровня Мирового океана по футшточным наблюдениям	41
1.3.1. Обзор береговых наблюдений за морским уровнем .....	41
1.3.2. Реконструкция уровня Мирового океана за период инструментальных наблюдений .....	48
1.4. Изменчивость морского уровня по альтиметрическим данным .....	57
1.5. О формировании тренда в колебаниях уровня Мирового океана .....	66
Глава 2. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА .....	71
2.1. Резервуарная модель глобального водного баланса .....	71
2.2. Влагообмен в системе «океан–атмосфера» .....	85
2.2.1. Климатологическое распределение составляющих вертикального влагообмена .....	85
2.2.2. Межгодовая изменчивость характеристик вертикального влагообмена над Мировым океаном .....	97
2.3. Горизонтальный приток пресных вод к океану .....	110
2.3.1. Материковый сток .....	110
2.3.2. Ледниковый сток и водный баланс Антарктиды и Гренландии .....	117
2.4. Стерические колебания уровня Мирового океана .....	125
2.4.1. Общая характеристика .....	125
2.4.2. Физико-статистическая модель и долгосрочный прогноз стерических колебаний .....	138
2.4.3. Изменения теплосодержания океана .....	145
2.5. Оценка вклада различных факторов в колебания уровня Мирового океана	151
2.5.1. Методические аспекты оценивания вкладов различных факторов .....	151
2.5.2. Результаты оценивания вкладов различных факторов .....	155
Глава 3. ПРОБЛЕМА ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА .....	165
3.1. Современные изменения глобального климата .....	165
3.2. Возможные изменения уровня Мирового океана на конец XXI столетия	189
3.3. Последствия повышения глобального уровня в XXI столетии .....	198
3.4. Физико-статистический метод прогноза уровня Мирового океана на два десятилетия .....	211
3.5. Адаптивный метод прогноза сезонных колебаний уровня по альтимет- рическим данным .....	223
Заключение .....	233
Литература .....	244

## CONTENTS

Introduction . . . . .	3
Chapter 1. INTERANNUAL VARIABILITY OF THE SEA LEVEL . . . . .	10
1.1. General information on the level surface of the ocean . . . . .	10
1.2. Methodological aspects of evaluation of temporal variability of sea level . . . . .	26
1.2.1. Analysis of the trend component . . . . .	26
1.2.2. Analysis of cyclical fluctuations . . . . .	29
1.3. Variability in the World Ocean level based on tide-gauge observations . . . . .	41
1.3.1. Overview of coastal sea level observations . . . . .	41
1.3.2. Reconstruction of the World Ocean level over the period of instrumental observations . . . . .	48
1.4. Variability of sea level based on altimetry data . . . . .	57
1.5. On the trend formation in sea level fluctuations . . . . .	66
Chapter 2. FACTORS INFLUENCING INTERANNUAL VARIATIONS IN SEA LEVEL . . . . .	71
2.1. The reservoir model of the global water balance . . . . .	71
2.2. Moisture exchange in the ocean-atmosphere system . . . . .	85
2.2.1. Climatological distribution of vertical water exchange components . . . . .	85
2.2.2. Interannual variability in the vertical water exchange over the ocean . . . . .	97
2.3. Horizontal flow of fresh water into the ocean . . . . .	110
2.3.1. Continental runoff . . . . .	110
2.3.2. Glacial runoff and water balance in Antarctica and Greenland . . . . .	117
2.4. Steric variations in the World Ocean level . . . . .	125
2.4.1. General characteristics . . . . .	125
2.4.2. Physical-statistical model and the long-term forecast of steric fluctuations . . . . .	138
2.4.3. Changes in ocean heat content . . . . .	145
2.5. Evaluation of the contribution of various factors to the World Ocean level fluctuations . . . . .	151
2.5.1. Methodological aspects of evaluation of the contributions of various factors . . . . .	151
2.5.2. Results of the evaluation of contributions of various factors . . . . .	155
Chapter 3. THE PROBLEM OF LONG-TERM FORECASTS FOR THE LEVEL OF THE WORLD OCEAN . . . . .	165
3.1. Recent changes in the global climate . . . . .	165
3.2. Possible changes in the World Ocean level at the end of the 21st century . . . . .	189
3.3. The consequences of global level rise in the 21st century . . . . .	198
3.4. The physical-statistical method for predicting the World Ocean level for two decades . . . . .	211
3.5. The adaptive prediction method for seasonal level variability based on altimetry data . . . . .	223
Conclusions . . . . .	233
References . . . . .	244

Научное издание

Валерий Николаевич Малинин,  
*д-р геогр. наук, профессор*

УРОВЕНЬ ОКЕАНА:  
НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ

Монография

*Редактор Н.И. Афанасьева*  
*Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой*

ЛР № 020309 от 30.12.96

---

Подписано в печать 30.09.12. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура Times New Roman.

Печать цифровая. Усл. печ. л. 16,25. Тираж 300 экз. Заказ № 127.

РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.

Отпечатано в ЦОП РГГМУ

---