

Государственный комитет Российской Федерации по высшему образованию

**РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

В. Н. МАЛИНИН

**ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗА
УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

Санкт-Петербург 1994

Малинин В. Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб, Изд. РГГМИ, 1994.— 160 с.

Ответственный редактор проф. Л. Н. Карлин

Обосновывается воднобалансовый подход к проблеме долгосрочного прогноза уровня моря и составляющих его водного баланса. Рассматривается водный баланс моря за столетний период. Предлагается концептуальная модель формирования межгодовых колебаний уровня. Обсуждаются различные вопросы крупномасштабного влагообмена в системе океан — атмосфера — суша.

Рассматривается комплексная прогностическая система, позволяющая по данным об увлажнении в бассейне Волги предвычислять годовой сток Волги, суммарный приток речных вод, изменения объема и уровень моря с заблаговременностью от 1 года до 10—12 лет. Даются прогнозы до 2000 г. Обсуждаются возможности сверхдлительных изменений уровня моря после 2000 г.

Предназначена для широко круга специалистов в области гидрометеорологии, промысловой океанографии, проектирования и эксплуатации объектов народного хозяйства в регионе Каспийского моря.

The monograph of V. N. Malinin «The problem of forecasting the level of the Caspian sea» contains the results of analysis of water balance of the Caspian sea for one-hundred year period and methods forecasting its level. Genesis inter-annual oscillations of the level is considered on base model of largescale moisture exchange in system ocean — atmosphere — land. Complex forecasting system permits with data about moistening in the basin of Volga to calculate annual discharge of Volga, summary river discharge to sea, changes of volume and sea level with earliness of the forecast from one year to 10—12 years.

The monograph is intended for the specialists in the fields of hydrometeorology, ecology, and for engineers in the fields projecting and exploitation objects of the national economics in the region of the Caspian sea.

ISBN 5—86813—073—1

© В. Н. Малинин, 1994

Российский государственный
гидрометеорологический
институт
БИБЛИОТЕКА
195152, СПб, Малоохтинский пр., 10

407852

ПРЕДИСЛОВИЕ

Каждая книга имеет свою историю. История этой книги начинается с 1987 г., когда руководство Каспийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства (Каспнирх, г. Астрахань) решило финансировать хоздоговорную тему с ЛГМИ (ныне РГГМИ), посвященную разработке моделей межгодовых колебаний гидрометеорологических процессов в бассейне Каспийского моря и уровня моря для совершенствования долгосрочных рыбопромысловых прогнозов.

Следует отметить, что в то время еще не была «закрыта» проблема переброски стока северных рек в Волгу, подъем уровня моря для большинства ученых казался временным явлением, а в решении проблемы долгосрочного прогноза уровня господствовала вероятностная концепция. Руководству Каспнирха был предложен иной, альтернативный подход, заключающийся в климатологической обусловленности межгодовых колебаний уровня моря, а также считающий, что причины этих колебаний следует искать в процессах крупномасштабного влагообмена в системе океан — атмосфера — суша и что именно здесь может находиться «ключ» к построению физически обоснованных моделей долгосрочного прогноза составляющих водного баланса и уровня моря. В данном направлении автор, являясь ответственным исполнителем этой темы, работал в течение пяти лет. Результаты, полученные в ходе работы, и составили в основном содержание книги.

Автор искренне признателен директору Каспнирха В. П. Иванову и зам. директора Д. Н. Катунину, которые в течение всего срока неизменно поддерживали эти исследования, и, несмотря на сложное, особенно в последние годы, финансовое положение института, изыскивали возможности для доведения работы до завершения.

Большой интерес и определенная поддержка были оказаны автору со стороны администрации Астраханской области и прежде всего зам. главы администрации А. И. Черныша, который воз-

главляет оперативный штаб по ликвидации неблагоприятных последствий колебаний уровня моря.

Особенно хотелось бы отметить директора Астраханьгипроводхоза М. Н. Мироедову, которая не только поддержала исследования, но и оказала финансовую поддержку в издании данной монографии.

Автор считает своим долгом поблагодарить сотрудников РГГМИ А. В. Безмельницына, Г. И. Беликову, В. Ф. Васильева, О. Б. Ильину за помощь в выполнении расчетов, за обсуждение результатов, которое иногда перерастало в жаркие споры, а также ректора Л. Н. Карлина, проректора В. Н. Воробьева и особенно зав. РИО И. Г. Максимову за большую помощь в публикации этой книги. Следует отметить, что п. 2.2 написан автором совместно с А. В. Безмельницыным.

Наконец, для многих студентов океанологического факультета, принимавших активное участие в расчетах, данная проблема стала первой ступенькой на пути к познанию закономерностей природных процессов.

Автор вынужден извиниться перед читателями за то, что по техническим причинам часть иллюстраций при издании книги пришлось снять.

ВВЕДЕНИЕ

Несомненно, что проблему прогноза уровня Каспийского моря и составляющих его водного баланса можно отнести к числу главных проблем современной гидрометеорологии, причем ее практическое значение трудно переоценить.

Действительно, в 50-е годы XX в., когда наблюдалась относительная стабилизация колебаний уровня, фактически все отрасли хозяйственного комплекса Каспийского региона приспособились к отметкам уровня —28,0, —28,5 м абс. К концу 70-х годов при понижении уровня до отметки —29 м абс. многие отрасли стали испытывать серьезные затруднения в своей деятельности и нести значительные финансовые убытки из-за уменьшения глубины и площади моря. Особенно тяжелое положение создалось в рыбной отрасли, ибо снижение уровня за отметки —29 м, по мнению бывшего Минрыбхоза СССР, могло привести к катастрофическим последствиям с точки зрения промышленного воспроизводства осетровых.

Однако еще более катастрофическим для всех оказался неожиданный резкий подъем уровня более чем на 2 м. В результате все созданное человеком в прибрежной полосе за 50 лет подверглось затоплению или подтоплению. Материальный ущерб от этого просто невозможно оценить.

Следует честно признать, что современная наука оказалась не в состоянии предсказать длительную многоводную серию в колебаниях уровня. Поэтому до настоящего времени не утихают дискуссии на страницах научных и даже литературных журналов. Достаточно, например, вспомнить нашумевший «круглый стол» в журнале «Наш современник», 1987, № 1. Называлось множество причин неудачных прогнозов (объективного и субъективного характера), а также возможных колебаний уровня моря, среди которых встречаются весьма экстравагантные. На наш взгляд, одно неразрывно связано с другим, и главной причиной неудачных прогнозов следует считать отсутствие адекватных физических представлений о природе формирования межгодовой изменчивости уровня моря. Именно поэтому в данной работе пристальное вни-

мание уделяется изучению генезиса межгодовой изменчивости уровня моря. Методологической основой является сформулированный В. И. Вернадским основополагающий принцип единства и взаимосвязи природных вод, позволяющий осуществить описание причинно-следственных связей с позиций совместного анализа всех ветвей глобального гидрологического цикла.

История разработки методических основ прогноза возможных изменений уровня Каспийского моря охватывает уже более полувека, начиная с известных работ академика Л. С. Берга [17—19]. Берг довольно точно подметил, что в периоды потепления Арктики уровень Каспия падает, а при похолодании — повышается. При потеплении Арктики атлантические циклоны перемещаются в основном на север. Одновременно с этим в холодный период года в бассейне Каспийского моря наблюдается антициклоническая погода, что вызывает уменьшение количества осадков зимой в бассейне и стока Волги. Заметим, что в общих чертах это соответствует концептуальной модели генезиса межгодовых колебаний уровня моря, предложенной автором во второй главе. Однако какие-либо прогностические оценки уровня в работах Берга отсутствуют.

Особенно пристальное внимание к проблеме прогноза уровня возникло после его стремительного падения в 30-е годы. Развитие прогностических методов осуществлялось по нескольким направлениям.

1. Косвенные методы, или, другими словами, методы, основанные на использовании косвенных характеристик. К ним относятся: прогнозы уровня по характеристикам солнечной активности, по космогеофизическим параметрам, по индексам атмосферной циркуляции и др. В некоторых работах (например, [46, 51, 98]) указанные методы прогноза называются климатическими, хотя по сути к климату они имеют весьма отдаленное отношение и в большей степени напоминают модель «черного ящика», когда к сигналу на выходе (колебания уровня) подбирается тем или иным образом сигнал на входе (характеристики солнечной активности, геофизические параметры, индексы атмосферной циркуляции и т. п.).

Использование характеристик солнечной активности (в основном чисел Вольфа) в прогнозах уровня рассматривалось в работах Б. А. Аполлова [4], И. К. Соскина [110], М. С. Эйгенсона [128], А. Н. Афанасьева [9], Е. Г. Архиповой [6] и других исследователей. Поскольку характер влияния солнечной активности на атмосферные процессы и тем более на уровень Каспия до настоящего времени остается неясным, а также имеются другие трудности (например, ненадежность экстраполяции индексов солнечной активности, неустойчивость связей и т. п.), нет ничего удивительного в том, что данные прогнозы в целом не оправдались. Наиболее точным оказался прогноз Афанасьева [9], согласно которому вековое падение уровня будет продолжаться до середины 70-х го-

дов, а затем следует ожидать (после 1978 г.) интенсивного векового роста уровня моря. Самое интересное заключается в том, что основой для прогноза послужили спрогнозированные автором 20-й, 21-й и 22-й циклы солнечной активности как рекордно низкие. В действительности оказалось, что 20-й, 21-й и начавшийся 22-й циклы являются аномально высокими. Итак, наличие парадоксальная ситуация: по абсолютно неверным спрогнозированным предикторам Афанасьевым дана тенденция хода уровня, качественно согласующаяся с его фактическими изменениями.

Более строгим является генетический метод, который неплохо зарекомендовал себя для некоторых районов Мирового океана [60]. Данный метод основан на предположении, что главная часть межгодовой изменчивости прогнозируемого элемента обусловлена внешними квазипериодическими силами (солнечная активность, долгопериодные приливы, нутация полюса, изменения скорости вращения Земли и т. д.). Попытка использования этого метода предпринята в работе Э. И. Саруханяна, Н. П. Смирнова [100] применительно к долгосрочному прогнозу стока Волги. Однако в дальнейшем в ряде исследований (например, [32, 52, 80, 88]) было показано, что годовой сток Волги имеет достаточно простую частотную структуру, приближенно описываемую моделью авторегрессии I порядка.

Условно к этой группе прогнозов можно отнести и методы, основанные на учете скрытых периодичностей в колебаниях уровня. Наиболее известной является работа Б. А. Шлямина [127], который произвел разложение кривой хода уровня за 1556—1935 гг., составленной Л. С. Бергом, и выделил четыре циклические составляющие с периодами 11, 35, 120 и 480 лет. Условные амплитуды указанных составляющих были приняты им как 1:2:4:7. Максимальные ординаты всех четырех периодичностей отнесены к 1780 г. с отметкой уровня, равной 586 см, а минимальным принято положение кривой в 1954 г. В результате Шлямин составил сверхдолгосрочный прогноз уровня (рис. В.1), согласно которому с 1975 по 2032 г. должен наблюдаться его рост до отметки 250 см. Наличие 11- и 35-летних циклическостей в ходе уровня вызывает большие сомнения, однако 120-летняя циклическость, как будет показано в п. 1.4, действительно имеет место и обусловлена сменой естественных климатических периодов.

Более удачными оказались некоторые прогнозы уровня, основанные на учете характеристик атмосферной циркуляции. В частности, Н. А. Белинскому и Г. П. Калинин [16] на основе статистического анализа удалось установить тесную связь между колебаниями годового уровня Каспийского моря и колебаниями интегральной суммы индекса Белинского в районе азорского максимума и исландского минимума при сдвиге фаз между ними, равном 5 и 6 годам. В течение 1900—1945 гг. эта связь характеризовалась высоким коэффициентом корреляции, однако затем она исчезла.

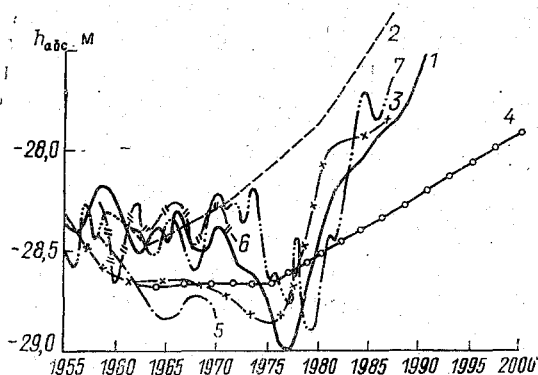


Рис. В.1. Результаты прогноза уровня Каспийского моря косвенными методами по данным разных авторов.

1 — фактические оценки уровня, 2 — по Антонову [2], 3 — по Афанасьеву [9], 4 — по Шлямину [127], 5 — по Аполлову и Алексеевой [4], 6 и 7 — по Смирновой [105, 106] на 5 и 18 лет соответственно.

А. А. Гирс [30] для прогноза уровня использовал формы атмосферной циркуляции, смена которых, по его мнению, приводит к изменениям уровня. Согласно прогнозу А. А. Гирса, основанному на методе аналогий, после 1958 г. ожидалась тенденция повышения уровня, обусловленная увеличением стока Волги. Эти идеи развиты в работе В. С. Антонова [2], который для прогноза уровня помимо солнечной активности использовал формы циркуляции в северном полушарии. Согласно его прогнозу, ожидалось постепенное повышение уровня до 1979—1980 гг., после чего интенсивный рост и стабилизация уровня после 1989 г. на отметках, характерных для начала XX в.

Самые удачные прогнозы уровня на сегодняшний день принадлежат К. И. Смирновой [106], которая несколько модифицировала методику Н. А. Белинского и Г. П. Калинина, включив в число предикторов восемь климатических районов по классификации Белинского. При сдвигах в 5 и 18 лет ею получены прогностические зависимости с высокими коэффициентами корреляции. Особенно удачной оказалась зависимость при сдвиге 18 лет ($r=0,93$), т. е.

$$\Delta H_{i+\tau} = f(\Delta I_1, \Delta I_2, \dots, \Delta I_8),$$

где ΔH_i — межгодовые изменения уровня, ΔI_j — изменения интегральных значений индексов Белинского за 18-летия, предшествующие изменениям уровня.

На рис. В.1 приводится сопоставление прогностических и фактических значений уровня за 1967—1986 гг. Минимальный уровень, по прогнозу К. И. Смирновой, приходится на 1980 г. и составляет -91 см. Хотя между прогностическими и фактическими значениями уровня наблюдается сдвиг по фазе, равный в среднем

двум годам, однако характер изменений уровня (с учетом этого сдвига) спрогнозирован верно. Заметим также, что в 1986 г., когда ошибка прогноза является максимальной, расхождение предвычисленного и фактического уровня составило 25 см.

Интересной, на наш взгляд, является работа С. Н. Родионова [98], в которой выполнено исследование «дальних связей» между колебаниями уровня моря и климатическими процессами в атлантико-евразийском секторе северного полушария. При этом автором использован обширный архив экспериментальных данных: температура воды и воздуха, атмосферное давление, геопотенциал H_{700} , формы атмосферной циркуляции и т. д. Однако продвинуться существенно дальше Л. С. Берга в попытке объяснить изменения уровня влиянием атмосферных процессов, развивающихся в Северной Атлантике, Родионову не удалось. Действительно, его основной вывод сводится к тому, что «при подъеме уровня Каспийского моря интенсивность зональной циркуляции как над Северной Атлантикой, так и над северной частью Тихого океана понижена и циклоны перемещаются преимущественно по более южным траекториям, чем в годы падения уровня моря. Усиление североатлантической циркуляции приводит в конечном счете к падению уровня Каспийского моря».

Заслуживает внимания вывод Родионова [98] о неустойчивости корреляционных связей уровня моря с внешними параметрами. Как им было установлено, корреляционная связь среднегодовых значений с числами Вольфа, индексами атмосферной циркуляции и другими характеристиками близка к нулю. В то же время с увеличением периода сглаживания рядов коэффициенты корреляции по абсолютному значению быстро увеличиваются, достигая 0,7—0,9. Именно это обстоятельство часто вводило в заблуждение многих исследователей, стимулируя их на поиски высоких корреляционных связей любыми путями. Однако, как совершенно правильно указывает Родионов, «рост коэффициентов корреляции при увеличении степени сглаживания рядов сопровождается увеличением ошибки прогноза». Причиной этого является эффект ложной корреляции, возникающей вследствие использования оператора скользящего осреднения, причем чем больше период сглаживания, тем выше ложная корреляция.

Неустойчивый характер связи между уровнем и внешними факторами отмечался также В. Ю. Георгиевским [28], который выявил несколько прогностических зависимостей и составил прогноз уровня до конца столетия. Однако ход прогностических оценок уровня по этим зависимостям оказался прямо противоположным. Например, прогноз по восточному индексу атмосферной циркуляции показал, что в среднем за 1976—1993 гг. уровень должен быть ниже на 1,7 м по сравнению с уровнем в 1958—1971 гг., а по числам Вольфа уровень за 1976—1986 гг. оказывается почти на 2 м выше среднего за 1965—1975 гг.

Можно полагать, что неустойчивость связей уровня с космогеофизическими факторами и характеристиками атмосферной циркуляции есть не что иное, как свидетельство отсутствия между ними непосредственных причинно-следственных связей. Поэтому достаточно очевидным является полная бесперспективность лобовых попыток составления прогноза уровня моря по внешним параметрам.

2. Вероятностные методы прогноза уровня моря, основанные на вероятностной теории колебаний уровня бессточных водоемов, разработанной С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем [53]. При этом постулируется целый ряд допущений (стационарность составляющих водного баланса моря, независимость и случайность значений эффективного испарения, представление составляющих водного баланса в виде простой цепи Маркова, нормальность распределения значений уровня, линейная зависимость между объемом и площадью моря и др.), из которых наиболее принципиальным представляется гипотеза о стационарности составляющих водного баланса моря (ВБМ), которые, как будет показано ниже, являются нестационарными. Гипотеза стационарности может быть применима к ним лишь в узком временном диапазоне, а именно для естественных климатических периодов.

Суть методологии вероятностного прогноза заключается в получении годовых приращений уровня по уравнению водного баланса с последующим переходом к параметрам безусловных и условных распределений искомых значений уровня. При этом на основе метода статистических испытаний данные распределения аппроксимируются нормальным законом. Подробное изложение методологии вероятностных прогнозов дается в работах [52, 90, 93]. Поэтому здесь отметим только, что вероятностная форма прогноза уровня допускает многовариантное задание исходных данных, когда составляющие ВБМ принимаются с различной обеспеченностью (50 %-ная обеспеченность соответствует математическому ожиданию). Это позволяет достаточно легко учесть, например, возможные изменения притока речных вод за счет предполагаемых безвозвратных потерь воды в бассейне Каспийского моря.

Данное обстоятельство, очевидно, сыграло немаловажную роль в интенсивном развитии вероятностных методов прогноза в 70-е годы, когда они послужили фактически теоретическим обоснованием необходимости переброски стока ряда северных рек в р. Волгу. Действительно, почти все прогнозы уровня, выполненные прежде всего в Институте водных проблем (Д. Я. Раткович и др., 1973; С. Н. Крицкий и др., 1975; В. Е. Привальский, 1976; Д. Я. Раткович, 1980; В. Е. Привальский, 1981), а также в ряде других организаций [94], свидетельствуют об интенсивном снижении уровня к 2000 г. При этом некоторые оценки математического ожидания уровня выходят за пределы отметки —30 м. Незначительные расхождения в оценках связаны с различиями в приня-

тых объемах безвозвратного водопотребления на перспективу и в оценке параметров составляющих ВБМ.

И хотя уже сейчас вполне определенно можно утверждать, что вероятностные прогнозы полностью провалились, противоположного мнения придерживается Д. Я. Раткевич: «оправдываемость прогнозов означает, что фактический уровень должен находиться внутри доверительных границ и может иметь любую траекторию; он вовсе не обязан идти по линии математического ожидания» [95]. Однако расхождение между доверительными границами 10 и 90 % к 2000 г. почти для всех вероятностных моделей достигает 2 м [94]. Естественно, в этом случае прогноз фактически теряет смысл, ибо вряд ли можно найти потребителя, заинтересованного в прогнозе уровня моря с такой точностью.

Совершенно не имеющим под собой каких-либо оснований является другое высказывание Ратковича [95] о том, что «вероятностные прогнозы уровня внутренних водоемов пока не имеют альтернативы». Альтернатива у вероятностных прогнозов была всегда, пусть и неимеющая под собой солидной теоретической базы. Более того, именно косвенные методы, основанные на индексах атмосферной циркуляции, в ряде случаев оказываются значительно более точными по сравнению с вероятностными методами.

Еще один подход в рамках вероятностного метода состоит в том, что вместо аналитического расчета уровня осуществляется численное моделирование методом Монте-Карло. По мнению И. А. Шикломанова [124], такой подход предпочтительнее, поскольку он «более физически обоснован, не требует предварительных допущений и позволяет давать оценку не только среднего положения уровня, но и сложных отклонений при любой доверительной вероятности». Если данный метод действительно обладает существенными преимуществами, то как объяснить, что аналитический и численный (методом Монте-Карло) расчеты уровня, по признанию самого автора, дают очень близкие результаты?

Один из последних вероятностных прогнозов уже в условиях интенсивного повышения уровня рассматривается в упомянутой выше работе Шикломанова [124]. Численный расчет методом Монте-Карло осуществлялся с 1988 по 2020 г. (33 года) для следующих пяти основных вариантов:

- 1) стационарная климатическая ситуация;
- 2) то же, но до 1986 г., естественный приток в море на 5 % выше нормы, а эффективное испарение на 5 % ниже нормы;
- 3) с учетом антропогенных изменений климата при варианте максимума изменения притока в море;
- 4) то же, но при варианте минимума изменения притока в море;
- 5) комбинация вариантов 2 и 4, т. е. до 1996 г. естественный приток на 5 % выше, а естественное испарение на 5 % ниже нормы плюс антропогенные изменения климата по варианту 4.

Таблица В.1

**Ожидаемые уровни Каспийского моря
при различных вариантах естественных и антропогенных изменений климата
(в м по отношению к отметке —28,0 м абс.) [124]**

Вариант	Год			
	1990	2000	2010	2020
1	—0,10	—0,62	—1,27	—1,84
2	0,17	—0,24	—1,11	—1,84
3	—0,10	—0,80	—1,54	—1,49
4	—0,10	—0,54	—0,68	—0,25
5	0,17	0,05	—0,24	0,07

В табл. В.1 представлены результаты прогноза уровня до 2020 г. Нетрудно видеть, что по всем вариантам расчета к 2000 г. должно наблюдаться снижение уровня, особенно значительное по варианту 3. Даже для стационарной климатической ситуации, т. е. при неизменности притока и эффективного испарения, уровень должен снизиться к 2000 г. до отметки —28,62 м, а к 2020 г. до отметки —29,84 м. Такое развитие событий представляется маловероятным. Сопоставление фактических и прогностических оценок уровня в 1990 г. показывает их значительное расхождение, которое со временем, очевидно, должно еще более усилиться. На наш взгляд, приведенные результаты весьма красноречиво демонстрируют изъяны вероятностного подхода, когда не спасает положение даже многовариантное задание исходной информации.

3. Климатологические прогнозы, основанные на численном интегрировании моделей климата или полуэмпирических связях характеристик водного баланса моря с возможными изменениями климата в будущем. К этому направлению можно отнести лишь работу М. И. Будыко и др. [24], в которой с использованием имеющихся данных об ожидаемых колебаниях компонент водного баланса моря для ближайших десятилетий, обусловленных антропогенными изменениями глобального климата, выполнен расчет предстоящих колебаний уровня моря. В табл. В.2 приводятся оценки изменений составляющих водного баланса, полученные главным образом на основе палеоклиматических реконструкций. За начальную точку отсчета принят уровень 1986 г.

Нетрудно видеть, что к 2000 г. ожидается уменьшение уровня за счет заметного снижения речного стока. Однако в настоящее время наблюдается многоводная фаза в стоке Волги и уменьшение уровня к 2000 г. до указанной отметки (—28,22 м) очень маловероятно. Что касается изменений уровня после 2000 г., то комментировать их вряд ли имеет смысл.

Изменение составляющих водного баланса Каспийского моря
(по сравнению с современной эпохой) [24]

Составляющая	Год		
	2000	2020	2050
Сток, км ³ /год	-48,5	-2,0	31,4
Осадки, мм/год	100	150	200
Испарение, мм/год	15	30	35
Изменение уровня, м	-0,3	0,7	5,4

4. Воднобалансовый подход к прогнозу уровня, основанный на использовании уравнения водного баланса в виде

$$h_t = h_0 + \int_0^t A^{-1} (\partial V / \partial t) dt.$$

Зная начальное значение уровня h_0 и вычислив тем или иным способом изменения объема моря $(\partial V / \partial t)$ за промежуток времени Δt , нетрудно в конце этого промежутка получить прогнозируемую величину h_t .

Очевидно, впервые данный подход был использован Г. П. Калининым [45], который в 1938 г. показал возможность прогноза хода уровней моря на год вперед. На основе анализа водного баланса моря он пришел к выводу, что колебания уровня определяются главным образом изменениями притока речных вод и прежде всего стоком Волги. Это позволило Калинин найти связь между весенне-летним подъемом уровня моря и весенним стоком Волги у Волгограда. Затем была установлена статистическая связь между атмосферными осадками в бассейне Волги с сентября по март и весенне-летним подъемом уровня моря, которая характеризуется коэффициентом корреляции $r=0,75$.

Поскольку потери талых и дождевых вод в бассейне в значительной степени зависят от температуры воздуха осенних и весенних месяцев, то в качестве предиктора использовалась также и температура воздуха. В результате прогностическое уравнение для максимального подъема уровня имеет следующий вид:

$$\Delta h^M = a_0 + a_1 P^{IX-III} + a_2 t_a^{X-XI, III},$$

где Δh^M — приращение уровня от февраля к июлю, P^{IX-III} — осадки в бассейне Волги за холодное полугодие, $t_a^{X-XI, III}$ — среднемесячная температура воздуха в бассейне за октябрь — ноябрь и март.

Данная связь характеризуется коэффициентом множественной корреляции $R=0,84$. При этом вероятная ошибка в прогнозе составляет 3 см, а в 70 % случаев ошибка не превышает 5 см.

Кроме того, Калинин предложил прогностическое уравнение для оценки годовых изменений уровня моря ($\Delta h'$), под которыми понимается разность между минимальными среднемесячными уровнями данного и последующего года. Прогностическая зависимость имеет вид

$$\Delta h' = 1,9 (\Delta h^m - 36)$$

и характеризуется коэффициентом корреляции $r=0,89$. Таким образом, по оценкам значений осадков и температуры воздуха в бассейне Волги можно предвычислить минимальный уровень в следующем году.

Поскольку сезонный ход уровня моря является достаточно плавным, то можно проинтерполировать значения уровня на каждый месяц года. Для этого необходимо знать фактический уровень в феврале—марте текущего года, прогнозируемые оценки летнего максимума и минимального уровня в будущем году. Прогнозы составляются по интерполяционным формулам:

для фазы подъема

$$h_j = h_0 + k_j \Delta h^m;$$

для фазы спада

$$h_j = h_{\max} - k_j \Delta h_{\text{пад}};$$

где h_j —среднемесячный уровень j -го месяца, h_0 —начальный уровень (февраль—март), k_j —интерполяционный коэффициент, определенный по графику типового внутригодового хода уровня, $h_{\max}$ —максимальный среднемесячный уровень по прогнозу, $\Delta h_{\text{пад}}$ —разность между ожидаемыми значениями максимального и минимального уровней.

В связи с зарегулированностью Волги, Урала и Куры каскадом ГЭС изменилось внутригодовое распределение притока речных вод, что сказалось на уменьшении амплитуды годового хода уровня и на сроках наступления его максимума.

Поэтому в Росгидрометцентре [105, 108] был разработан метод прогноза годового хода уровня на основе уравнения водного баланса вида

$$\Delta h = Q_B/A - Q_{\text{КБГ}}/A + P - E,$$

где в качестве Δh берется приращение уровня с 15-го числа настоящего месяца по 15-е число следующего. В оперативной практике в апреле рассчитываются значения месячных уровней на май—декабрь текущего года и январь—март будущего года. При этом значение поверхностного притока в море (Q_B) принимается заранее известным в соответствии с планируемым режимом работы ГЭС, а сумма остальных компонентов баланса (осадки P , испарение E , сток в залив Кара-Богаз-Гол $Q_{\text{КБГ}}$) из-за сравнительно небольшой изменчивости принимается обычно по средним многолетним данным. Поскольку графики планируемого сброса не всегда соблюдаются, прогнозы уровня уточняются:

Уже в течение нескольких десятилетий данный метод достаточно успешно используется в оперативной практике Гидрометцентра (теперь Росгидрометцентр) для обеспечения народного хозяйства долгосрочными прогнозами уровня [122]. Так, оправдываемость прогнозов уровня по месяцам для экстремальных условий 1972—1981 гг. при допустимой ошибке 12 см изменялась от 82 до 100 %. Воднобалансовый метод выдержал испытание временем даже при экстремальных изменениях уровня: сначала при резком спаде (1972—1977 гг.), а затем непрерывном подъеме (с 1978 г.).

Принципиальный недостаток данной прогностической схемы состоит в том, что речной сток Волги непосредственно не прогнозируется, а принимается согласно планируемому сбросу вод ГЭС. Из этого недостатка вытекает другой — сравнительно малая заблаговременность прогноза. Кроме того, необходим более тщательный учет физических взаимосвязей между компонентами водного баланса в гидрологической системе «Каспийское море».

Наконец, воднобалансовый метод используется только для прогноза уровня на 1 год, хотя, как будет показано ниже, почвенно-грунтовая толща в бассейне Волги обладает инерционными свойствами длительного действия. В свою очередь значительной асинхронностью и инерционностью обладают процессы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, воздействующие на формирование и изменчивость увлажнения европейской части России. Все это позволяет значительно увеличить заблаговременность прогнозов уровня моря.

Как совершенно правильно указывалось В. Е. Привальским [89], «единственный перспективный способ прогноза уровня состоит в построении физической модели, связывающей колебания уровня с некоторыми вынуждающими силами и обладающей задержкой во времени, сопоставимой с заблаговременностью прогноза». Именно воднобалансовый подход, на наш взгляд, по сравнению с другими методами в большей степени отвечает сущности построения прогностической модели для уровня моря.

Итак, в конце краткого обзора существующих методов долгосрочного прогноза уровня моря следует, очевидно, упомянуть и о выводе, содержащемся в технико-экономическом докладе (ТЭД) «Каспий» (Москва, 1992 г.), в подготовке которого приняли участие специалисты почти всех (исключая РГГМИ) ведущих научных коллективов России. Этот вывод состоит в том, что «в настоящее время нет и, видимо, на современном уровне развития науки не может быть надежных прогнозов, по которым можно предугадать амплитуду и направление изменений уровня Каспия».

Нетрудно видеть, что он содержит сразу два утверждения. С первым из них, а именно «в настоящее время нет... надежных прогнозов» в принципе можно согласиться, ибо это следует из рассмотренного выше обзора исследований. Однако второе утверж-

дение, что «на современном уровне развития науки не может быть надежных прогнозов», представляется излишне категоричным и безапелляционным. По существу, на опровержение этого утверждения направлено все содержание данной книги.

Как уже указывалось выше, отсутствие надежных прогнозов обусловлено прежде всего отсутствием ясного понимания физических механизмов и генезиса формирования межгодовой изменчивости уровня Каспия. Однако выполненные в РГГМИ исследования позволяют в первом приближении выявить всю цепочку причинно-следственных связей от уровня моря до климатообразующих факторов.

Очевидно, что в общем случае формирование межгодовой изменчивости уровня осуществляется за счет как «внутренних», так и «внешних» факторов. К «внутренним» факторам будем относить процессы, непосредственно воздействующие на уровенную поверхность Каспия, его берега или изменяющие водный объем моря. К этим факторам относятся процессы влагообмена (испарение, осадки, приток поверхностных и подземных вод), тектонические движения земной коры, стерические колебания уровня и т. п. К «внешним» факторам можно отнести все остальные процессы, влияющие на изменчивость «внутренних» факторов и образующие с последними единую цепочку причинно-следственных связей, в конце которой находится уровень моря.

Естественно, что изучение генезиса межгодовой изменчивости уровня должно начинаться с анализа «внутренних» факторов. Именно этому вопросу и посвящена преимущественно первая глава настоящего исследования, а во второй главе на основе анализа процессов крупномасштабного влагообмена в системе океан—атмосфера—суша рассматриваются «внешние» факторы, опосредованно влияющие на изменчивость уровня Каспия.

Наконец, в третьей главе предлагается физико-статистический (воднобалансовый) метод прогноза, позволяющий по данным об увлажнении в бассейне Волги предвычислять сток Волги, суммарный приток речных вод, изменение объема моря и его уровень с заблаговременностью от 1 года до 10—12 лет. Кроме того, дополнительно рассматривается статистический метод прогноза тенденции изменений уровня по данным о влагообмене в Норвежской энергоактивной зоне.

1. ВОДНЫЙ БАЛАНС КАСПИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

1.1. Методы расчета составляющих водного баланса моря

358404
Основоположителем изучения водного баланса моря по праву можно считать выдающегося русского климатолога А. И. Воейкова, который еще в 1884 г. оценил испарение с акватории моря (примерно 1085 мм/год) и количество осадков на его поверхность (примерно 200 мм/год), причем указанные оценки даже в настоящее время удивляют своей точностью. Затем изучением водного баланса занимались Н. М. Книпович (1921 г.), А. М. Михалевский (1925 г.), Л. Ф. Рудовиц (1929 г.), С. А. Ковалевский (1933 г.), Г. Р. Брегман (1935 г.), Б. А. Аполлов (1935 г.). Началом современного этапа воднобалансовых исследований, очевидно, следует считать работы Б. Д. Зайкова [39—41], который только довольно точно оценил составляющие водного баланса, а также достаточно убедительно показал, что основной причиной падения уровня в указанные годы является резкое снижение притока речных вод и прежде всего стока Волги.

В дальнейшем изучением водного баланса моря занимались многие научные коллективы страны: Государственный океанографический институт (ГОИН) (Е. Г. Архипова, М. С. Потайчук, Н. А. Скриптунов, Р. Е. Макарова и др.), Росгидрометцентр (К. И. Смирнова, О. И. Шереметьевская, Л. П. Луныкова и др.), Институт водных проблем (ИВП) (Г. П. Калинин, С. Н. Крицкий, Д. Я. Раткович, Г. Н. Панин и др.), Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ) (С. С. Ремизова, А. Н. Косарев и др.), Государственный гидрологический институт (ГГИ) (В. Ю. Георгиевский, И. А. Шикломанов и др.). Наиболее интересной, на наш взгляд, является работа К. И. Смирновой [105], в которой дается детальный анализ всех составляющих водного баланса, рассчитанных независимыми методами, за 1929—1969 гг., а также рассматриваются методика и результаты прогноза годового хода уровня воднобалансовым методом.

Отметим также, что в Российском государственном гидрометеорологическом институте (РГГМИ) выполнено комплексное исследование особенностей формирования водного баланса моря за столетний период (1890—1990 гг.), которое позволило не только выявить генезис межгодовых колебаний уровня, но и разработать физически обоснованную прогностическую систему компонент водного баланса с различной заблаговременностью.

Рассмотрим вкратце существующие методы расчета основных составляющих водного баланса моря.

Изменения объема моря

Так как в активном влагообмене участвуют главным образом поверхностные слои моря, то целесообразно ввести понятие полезного объема (V) как объема поверхностных слоев воды до некоторой глубины z_0 , ниже которой водную массу моря можно считать неизменной. В этом случае, очевидно, уравнение водного баланса моря можно записать следующим образом:

$$\partial V / \partial t = I / \rho_v, \quad (1.1)$$

где ρ_v — средняя плотность водных масс, составляющих полезный объем V , I — результирующий внешний приток воды, складывающийся из притока речных Q и подземных U вод, а также осадков P и испарения E через поверхность моря, т. е.

$$I = \int_{A_6} (Q + U) dA_6 + \int_{A_m} (P - E) dA_m = Q_6 + U_6 + P_m - E_m, \quad (1.2)$$

где A_6 и A_m — площади водосборного бассейна и водного зеркала моря соответственно. Величина ρ_v в (1.1) отражает тот факт, что плотность морских вод отличается от плотности вод, составляющих внешний приток I (ρ_I). Поскольку $\rho_I = 1 \text{ г/см}^3$, то она в (1.1) опущена.

Нетрудно показать, что величина V может быть выражена через уровень моря, т. е. $V = \Phi(h)$. Так как берега моря не являются отвесными, то $V = A_m h^*$, где h^* — эффективный уровень моря, отличающийся от реального тем, что перпендикулярен поверхности моря. Если даже принять линейное приближение

$$A_m = c_0 + c_1 h, \quad h^* = b_0 + b_1 h,$$

где h — превышение над z_0 , то

$$V = b_0 c_0 + (b_0 c_1 + b_1 c_0) h + b_1 c_1 h^2. \quad (1.3)$$

Отсюда видно, что полезный объем нелинейным образом зависит от уровня моря.

В качестве z_0 удобно использовать абсолютную отметку уровня $h_{абс} = -38 \text{ м}$, выше которой морфометрические характеристики

моря рассчитаны Р. В. Николаевой. Простейшая зависимость величины V от h имеет вид

$$V = \begin{cases} 103,77 + 233,72 h + 6,87 h^2, & h \leq 9,06; \\ 28,14 + 245,245 h + 6,52 h^2, & h \geq 9,06, \end{cases} \quad (1.4)$$

где V в км³, а h в м. Заметим, что $h = 38 + h_{\text{абс}}$.

Зависимость (1.4) с высокой точностью позволяет рассчитывать V в диапазоне $[-33, -25]$, который соответствует изменениям уровня в современных условиях. Так, максимальная погрешность отмечается при $h = 10$ м и составляет около 2 км³. В среднем же погрешность менее 1 км³. С учетом (1.3) запишем:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} (a_1 + 2a_2 \tilde{h}), \quad (1.5)$$

где $a_1 = b_0 c_1 + b_1 c_0$, $a_2 = b_1 c_1$; $\tilde{h}$ — средний годовой уровень моря. Нетрудно видеть, что $a_1 + 2a_2 \tilde{h} = A_m$, причем точность данной аппроксимации оказывается очень высокой. Так, максимальная погрешность наблюдается при $h = 5$ м и составляет лишь 1 %. Как следует из (1.5), точность расчета $\partial V / \partial t$ зависит от погрешностей вычисления частной производной $\partial h / \partial t$, а также от погрешности определения величины h .

Рассмотрим первый источник погрешностей. Для этого представим $\partial h / \partial t$ в конечных разностях

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_t - h_0}{\tau} = \frac{\Delta h}{\tau},$$

где h_t и h_0 — значения уровня моря в конце и начале расчетного интервала τ . Очевидно, при $\tau = 1$ год в качестве h_t и h_0 следовало бы принять уровни в последний и первый дни года. Но поскольку суточные значения уровня, как правило, искажены влиянием локальных факторов (сгонно-нагонные явления, сейши и т. п.) и к тому же эта информация весьма труднодоступна, то обычно в расчетах используются осредненные за различные периоды (месяц, несколько месяцев, год) данные по уровню моря [52, 105, 109]. В связи с этим возникает задача о нахождении оптимального периода осреднения.

В общем случае внутригодовые изменения уровня при суточном осреднении величин h_t и h_0 можно представить следующим образом:

$$\Delta h = \Delta h_{\text{вб}} + \Delta h_{\text{л}},$$

где первый член справа описывает изменения уровня моря за счет составляющих водного баланса, т. е. отражает суммарное воздействие климатических факторов, а второй член описывает изменения уровня, обусловленные суммарным эффектом локальных факторов.

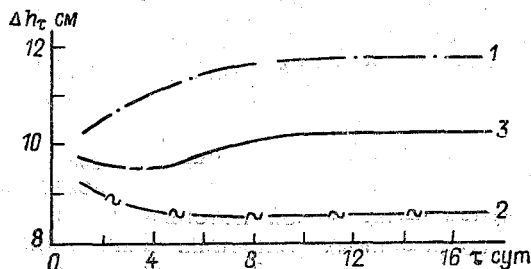


Рис. 1.1. Зависимость внутригодовых изменений уровня моря Δh_{τ} от периода осреднения исходных данных.

1 — западное побережье, 2 — восточное побережье, 3 — море в целом.

Если рассматривать совокупность локальных факторов как случайный процесс, то естественно предположить, что при увеличении масштаба осреднения по пространству и времени роль локальных факторов будет уменьшаться ($\Delta h_{\tau} \rightarrow 0$). Поэтому при некоторой величине $\tau = \tau_{\text{опт}}$ вклад локальных факторов в изменения уровня должен стать пренебрежимо малым по сравнению с климатическими факторами, т. е. при $\tau = \tau_{\text{опт}}$ $\Delta h_{\tau} \rightarrow \Delta h$.

Для оценки величины $\tau_{\text{опт}}$ использовались данные о среднесуточных январских значениях уровня по восьми водомерным постам западного и восточного побережий моря. Далее рассчитывались величины $h_{\tau, i, j}$, где τ — период осреднения, задававшийся от 1 до 16 сут, i — календарный год, j — водомерный пост. После этого определялись разности $h_{\tau, i+1, j} - h_{\tau, i, j}$ для каждого водомерного поста при различных периодах осреднения.

На рис. 1.1 приводится обобщенная зависимость $\Delta h_{\tau} = f(\tau)$ для западного и восточного побережий, а также моря в целом. Нетрудно видеть, что для западного побережья при увеличении τ до 7—8 сут величина Δh_{τ} быстро возрастает, однако при дальнейшем повышении τ она изменяется уже незначительно. Для восточного побережья величина Δh_{τ} , напротив, сначала довольно быстро уменьшается, а затем, начиная с $\tau = 7$ —8 сут, остается примерно постоянной. Осредненная для всего моря зависимость $\Delta h_{\tau} = f(\tau)$ носит несколько более сложный характер, однако при $\tau > 7$ —8 сут она становится практически параллельной оси τ . Это означает, что в качестве величины $\tau_{\text{опт}}$ можно принять $\tau = 8$ сут.

Таким образом, при $\tau < 8$ сут необходим учет локальных факторов, в то время как при $\tau > 8$ сут внутригодовые изменения уровня определяются лишь климатическими факторами. Заметим, что полученная оценка $\tau_{\text{опт}}$ физически понятна, так как является близкой к средней продолжительности естественного синоптического периода. Однако для некоторых водомерных постов, расположенных прежде всего на северо-западном побережье моря, данное положение не всегда выполняется. Например, в Махачкале сгонно-нагонные явления особенно зимой нередко имеют значи-

тельно большую продолжительность, что уже сказывается на точности среднемесячных оценок Δh .

К сожалению, использовать данный результат в расчетах Δh за длительный промежуток лет не представляется возможным, как указывалось выше, из-за труднодоступности срочной информации по уровню. В связи с этим возникает задача параметризации величин Δh_8 , т. е. описания их через какие-либо осредненные параметры.

Вообще говоря, возможны следующие варианты оценок величины Δh :

$$\Delta h^I = h_{1, i+1} - h_{1, i},$$

$$\Delta h^{II} = h_{12, i} - h_{1, i},$$

$$\Delta h^{III} = \frac{1}{2} (h_{(12+1), i+1} - h_{(12+1), i}),$$

$$\Delta h^{IV} = \frac{1}{2} (\tilde{h}_{i+1} - \tilde{h}_i)$$

где h_1 и h_{12} — соответственно средние месячные уровни за январь и декабрь, $h_{(12+1)}$ — суммарный уровень за декабрь предшествующего и январь последующего годов.

На первом этапе производилась оценка взаимосвязи величин Δh_8 с $\Delta h^I - \Delta h^{IV}$ (табл. 1.1)

Таблица 1.1

Коэффициенты корреляции величин Δh_8 с $\Delta h^I - \Delta h^{IV}$

Район	Δh^I	Δh^{II}	Δh^{III}	Δh^{IV}
Западное побережье	0,76	0,87	0,21	0,36
Восточное побережье	0,92	0,93	0,72	0,52
Море в целом	0,82	0,95	0,45	0,68

Из табл. 1.1 видно, что наиболее высокая связь наблюдается между величинами Δh_8 и Δh^{II} , причем теснота связи, характеризующая коэффициентом корреляции, несколько различается между побережьями. Для моря в целом теснота связи увеличивается, что свидетельствует о случайном характере различий в колебаниях уровня между побережьями.

Следующий этап включал более детальный анализ взаимосвязи между величинами Δh_8 и Δh^{II} , причем с целью удлинения исходных рядов число водомерных постов было сокращено с восьми до четырех, являющихся реперными (Баку, Махачкала, Форт Шевченко, Красноводск). Зависимость Δh_8 от Δh^{II} для моря в це-

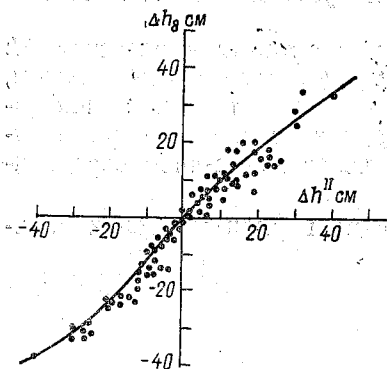


Рис. 1.2. Зависимость внутригодовых изменений уровня Δh_8 от параметра Δh^{II} для моря в целом.

лом представлена на рис. 1.2. Нетрудно видеть, что она имеет слабо выраженный нелинейный вид, различный при положительных и отрицательных значениях Δh^{II} . Аппроксимация ее с помощью метода наименьших квадратов позволила получить выражение вида

$$\Delta h_8 = \begin{cases} 60,1 (1 - e^{-0,02 \Delta h^{II}}), & \Delta h \geq 0; \\ -48,5 (1 - e^{0,037 \Delta h^{II}}), & \Delta h \leq 0, \end{cases} \quad (1.6)$$

где Δh_8 и Δh^{II} в см. Корреляционное отношение, представляющее меру связи для нелинейных зависимостей, составляет 0,97. Заметим, что в диапазоне $-20 \text{ см} < \Delta h^{II} < 20 \text{ см}$ зависимость (1.6) практически линейна.

Другой источник погрешностей расчета ΔV , как уже отмечалось, связан с ошибками определения среднегодового значения уровня моря. К ним, в частности, относятся: 1) плотностные (стерические) колебания уровня; 2) погрешности измерений уровня, обусловленные тектоническими движениями земной коры; 3) погрешности при пространственном осреднении уровенных данных водомерных постов.

Плотностные колебания уровня, как будет показано ниже, практически не сказываются на точности расчета среднегодовых величин h и, следовательно, ΔV . Тектонические движения земной коры вызывают вертикальное перемещение морских берегов, что приводит к смещению нуля футштока. В районе Каспийского моря они перемещаются в основном вдоль его западного побережья и скорость их составляет порядка 1 мм/год [56, 85]. Естественно, что это находится в пределах точности определения h . Более подробно данный вопрос будет обсужден в следующем разделе.

Что касается влияния плотности сети водомерных постов на точность расчета величин ΔV , то до настоящего времени таких оценок не проводилось. Априори понятно, что чем большее число водомерных постов используется для оценки среднего уровня моря, тем точнее может быть определена величина ΔV . Однако плотность сети постоянно изменялась во времени, причем на протяжении текущего столетия можно выделить лишь четыре постоянно действующие станции: Баку (Баилов), Махачкала, Форт Шевченко, Красноводск.

В связи с этим необходимо определить, насколько сильно расходятся значения ΔV , вычисленные по четырем реперным станциям и по большему числу станций. Для этого был выполнен расчет ΔV за 1977—1986 гг. для 10 и 8 равномерно расположенных по периметру моря станций. Оказалось, что расхождение в оценках ΔV для 10 и 4 станций составляет 0,6 км³/год, а для 8 и 4 станций — 0,7 км³/год. Это существенно меньше средней погрешности определения ΔV (табл. 1.2). Кроме того, был произведен расчет ΔV для каждой из четырех реперных станций. В этом случае расхождения составили 2—4 км³/год. Таким образом, для выполнения расчетов ΔV вполне достаточным оказывается использование четырех реперных станций.

При формировании массива Δh по среднемесячным данным специальное внимание было уделено выявлению эффекта сгонно-нагонных явлений в Махачкале. Естественно полагать, что при отсутствии этого эффекта должна наблюдаться высокая согласованность в изменениях Δh на отдельных станциях, так как все они обусловлены действием одних и тех же факторов. Поэтому представим изменения Δh на каждой из четырех станций с помощью моделей множественной регрессии вида

$$\Delta h_M = f(\Delta h_B, \Delta h_{\Phi\text{Ш}}, \Delta h_K),$$

$$\Delta h_B = f(\Delta h_{\Phi\text{Ш}}, \Delta h_K, \Delta h_M),$$

$$\Delta h_{\Phi\text{Ш}} = f(\Delta h_K, \Delta h_M, \Delta h_B),$$

$$\Delta h_K = f(\Delta h_M, \Delta h_B, \Delta h_{\Phi\text{Ш}}),$$

коэффициенты которых отбираются на основе алгоритма пошаговой регрессии (см. п. 3.1).

Очевидно, если значения Δh в Махачкале (Δh_M) не искажены сгонно-нагонными колебаниями, то все модели должны дать примерно одинаковые результаты. В табл. 1.2 приводятся оценки параметров указанных моделей за 1921—1985 гг. Нетрудно видеть,

Таблица 1.2

Оценки точности параметров регрессионных моделей, описывающих изменения Δh для отдельных станций

Функция отклика	Коэффициент детерминации R^2	Стандартная погрешность $\sigma_y(x)$, см/год	Максимальная абсолютная ошибка, см	Значимые факторы
Δh_M	0,76	6,91	17,12	$\Delta h_{\Phi\text{Ш}}, \Delta h_B$
Δh_B	0,92	3,80	—10,44	$\Delta h_K, \Delta h_{\Phi\text{Ш}}$
$\Delta h_{\Phi\text{Ш}}$	0,89	4,35	11,50	$\Delta h_B, \Delta h_K$
Δh_K	0,89	4,45	—15,7	$\Delta h_B, \Delta h_{\Phi\text{Ш}}$

что точность описания Δh для станций Форт Шевченко, Краснодарск и особенно Баку существенно выше, чем для Махачкалы. Интересно также и то, что среди значимых факторов ни в одной из моделей не оказалось Махачкалы. Отсюда можно сделать вывод, что среднемесячные уровни в Махачкале в значительной степени искажены стонно-нагонными колебаниями.

Для их исключения примем, что расхождение между фактическими и вычисленными по уровню регрессии оценками Δh не должно превышать некоторого предельно допустимого значения, которое, очевидно, должно зависеть от стандартной погрешности регрессионной модели, т. е.

$$|\Delta h_{\text{фак}} - \Delta h_{\text{выч}}| < k\sigma_y(x),$$

где k — числовой параметр. В данной работе для простоты было принято $k=2$. В соответствии с этим критерием в Махачкале для семи лет (1925, 1928, 1942, 1944, 1950, 1962, 1964 гг.) расхождения в оценках Δh превышают 13,8 см. После исправления оценок Δh для указанных лет был осуществлен пересчет регрессионной модели. В результате было получено, что $R^2=0,86$, а $\sigma_y(x)=5,1$ см, т. е. данная модель уже близка по своей точности к другим моделям. Заметим также, что аналогичная процедура может быть использована для исключения значительных случайных погрешностей в уровне данных других станций.

Результаты расчета изменений полезного объема моря с учетом формулы (1.6) за многолетний (1921—1970 гг.) период приводятся на рис. 1.3, из которого видно, что величины ΔV подвержены значительным неперiodическим колебаниям. Весьма характерно то, что межгодовая изменчивость ΔV оказывается более высокой по сравнению с другими компонентами водного баланса. Так, стандартное отклонение $\sigma_{\Delta V}=54 \text{ км}^3$ несколько превышает даже стандартное отклонение притока речных вод ($\sigma_Q=45 \text{ км}^3$). Объективная оценка суммарной погрешности расчета величин ΔV может быть получена из следующего соотношения:

$$\sum_{i=1}^N \Delta V_i = V_K - V_N,$$

где N — интервал времени (в годах), V_K и V_N — соответственно полезный объем в конечный и начальный месяцы интервала N .

В табл. 1.3 приводятся оценки левой и правой частей этого соотношения (соответственно рассчитанных и фактических величин ΔV) за различные промежутки времени. Нетрудно видеть, что в среднем за рассматриваемый интервал времени погрешность определения составляет $2,8 \text{ км}^3$. В периоды с монотонным изменением уровня (повышением или понижением) погрешность определения ΔV уменьшается (примерно до 2 км^3), а в периоды стояния уровня (например, 1941—1949 гг.) она резко возрастает.

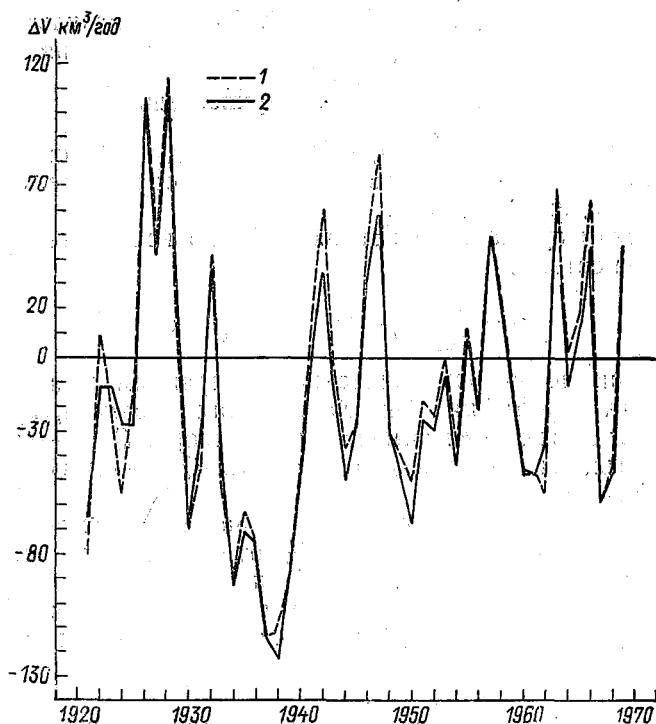


Рис. 1.3. Сопоставление внутригодовых изменений объема Каспийского моря ΔV за 1921—1970 гг., вычисленных автором (1) и С. Н. Кричком и др. [52] (2).

Таблица 1.3

Оценка точности расчета внутригодовых изменений
полезного объема моря за различные периоды времени

Расчетный период	$\Delta V_{\text{выч}}$	$\Delta V_{\text{фак}}$	$\Delta V_{\text{выч}} - \Delta V_{\text{фак}}$	Средняя абсолют- ная ошибка, км³/год
1925—1990	—136	—322	186	2,8
1930—1939	—681	—663	—18	—1,8
1978—1990	589	611	—22	—1,7
1941—1949	64	—7	71	7,9

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют вычислить значения ΔV с 1921 г. Сравнение их с аналогичными оценками, полученными в [52] за 1921—1970 гг., показало наличие между ними зависимости, близкой к линейной (см. рис. 1.3), с коэффициентом корреляции $r=0,96$. Это позволило, основываясь на данных [52], восстановить приблизительно значения ΔV за

более ранний период (1890—1920 гг.). Итак, в результате имеем столетний ряд внутригодовых изменений объема моря.

Суммарный приток поверхностных вод

Приток поверхностных вод к морю наряду со стоком в залив Кара-Богаз-Гол является наиболее точно определяемой компонентой его водного баланса.

Для оценки суммарного притока обычно используется следующая зависимость:

$$Q_6 = \sum_{j=1}^6 (Q_j - u_j) + Q_{м.р} + Q_{и.р} \quad (1.7)$$

где Q_j — сток по гидрометрическим измерениям в замыкающем створе шести крупнейших рек Каспийского бассейна, u_j — потеря воды в дельтах рек ниже замыкающего створа, $Q_{м.р}$ — суммарный приток малых рек Каспийского бассейна, $Q_{и.р}$ — суммарный приток иранских рек.

Наибольшее количество воды в море приносится Волгой (табл. 1.4) и составляет около 80 % от суммарного вклада всех рек. Вклад остальных пяти рек (Урал, Кура, Терек, Самур, Сулак) примерно равнозначен и значительно уступает вкладу Волги. По данным табл. 1.4, суммарный приток всех шести рек составляет 293 км³/год.

Таблица 1.4

Характеристики расчетных водосборов, составляющих Каспийский бассейн, и среднемноголетние характеристики годового стока

Река	Площадь водосбора, тыс. км ²	Замыкающий створ	Расстояние до устья, км	Период наблюдений, годы	Характеристики годового стока					
					объем, км ³	расход, м ³ /с	слой, мм	стандартное отклонение, м ³ /с	коэффициент вариации	
Волга	1360	с. Верхне-Лебяжье	156	1938—1988	232	7360	171	1120	0,15	
	1360	г. Волгоград	—	1879—1988	253	8030	186	1460	0,18	
	1220	Поляна им. Фрунзе, г. Самара	—	1877—1988	242	7670	199	1430	0,19	
Кура	188	г. Сальяны	85	1938—1988	16	504	85	132	0,26	
Урал	235	с. Тополи	200	1936—1988	8,5	265	36	148	0,56	
Терек	37,4	с. Карагалинское	108	1930—1984	8	260	220	55	0,21	
Сулак	13	с. Миатлы	123	1925—1988	5,5	175	425	28	0,16	
Самур	3,6	с. Усуччай	84	1949—1987	2	66	580	16	0,24	

Что касается потерь воды в дельтах рек, то наиболее велики они в устье Волги. Согласно работе [125], представляющей наиболее обстоятельное исследование данного вопроса, суммарные

потери стока ниже г. Волгограда прежде всего зависят от дополнительных потерь на испарение при заливании поймы и дельты в период половодья. При этом главными факторами, определяющими межгодовую изменчивость поймы и дельты, являются высота и продолжительность половодья. За 1936—1970 гг. суммарные объемы потерь на испарение изменялись в пределах 17—25 км³/год [125]. Интересно, что существенного различия в оценках дополнительного испарения до и после зарегулирования Волги каскадом водохранилищ не обнаружено.

В определенной степени потери стока зависят от количества осадков, причем выпадение осадков играет двойственную роль. С одной стороны, осадки, выпавшие на поверхность лугов, увеличивают испарение с них, с другой — осадки, выпавшие на зеркало реки и на площади, занятые влаголюбивой растительностью, частично возмещают потери речной воды на испарение. Так как этот процесс преобладает над первым, то происходит приращение стока. Амплитуда межгодовых колебаний изменений стока Волги за счет осадков оставляет около 5 км³ при среднемноголетнем значении 7 км³/год [124]. Суммарные потери стока Волги ниже г. Волгограда с учетом хозяйственной деятельности человека изменяются в пределах 10—20 км³ при среднем значении 14 км³/год, причем после зарегулирования Волги намечилось некоторое снижение потерь стока (10—16 км³/год).

Для приближенной оценки потерь воды в дельте Волги в работе [107] предложена следующая простая эмпирическая формула:

$$u_B \approx 0,034 Q_B + 0,22,$$

где u_B — потери воды в дельте Волги, км³, Q_B — годовой сток Волги в нижнем бьефе Волжской ГЭС. Отсюда нетрудно получить среднемноголетнюю оценку потерь воды, равную 8,8 км³. Это свидетельствует о существенном занижении потерь воды в дельте Волги, рассчитанных по данной формуле.

Потери стока в дельтах других пяти рек значительно уступают потерям волжских вод, и их суммарное значение, очевидно, вряд ли превышает нескольких км³/год [52, 105, 109, 123].

Суммарный сток малых рек Кавказского региона не играет какой-либо заметной роли в формировании Q_6 , поэтому он обычно учитывается путем задания среднемноголетнего значения, составляющего 2—3 км³/год.

Более сложным представляется вопрос об оценке вклада иранских рек. Их среднемноголетний сток оценивается в 10—12 км³/год [28, 52, 105, 109], а по данным В. И. Решетникова — 14 км³/год, при этом амплитуда межгодовых колебаний достигает 25 км³. Нетрудно видеть, что наблюдается примерное равенство между суммарными потерями воды в дельтах всех рек и притоком воды к морю за счет иранских и малых кавказских рек. На этом осно-

вании в ряде исследований [51, 52, 105, 109] величина Q_6 определяется по гидрометеорологическим данным шести основных рек, т. е.

$$Q_6 = \sum_j^6 Q_j$$

Однако, как следует из результатов Решетникова, изменчивость стока иранских рек весьма значительна, причем значимая корреляция его со стоком Волги, определяющим изменчивость суммарного притока к морю, практически отсутствует. Это означает, что неучет изменчивости стока иранских рек, который в отдельные годы может превышать 20 км^3 , в аномальные по водности годы может давать заметный вклад в погрешность определения величины Q_6 . Суммарная погрешность расчета Q_6 за счет случайных ошибок гидрометеорологической информации, ошибок восстановления стока, по связи со стоком рек-аналогов, а также ошибок при оценке потерь воды в дельтах рек, по данным В. Ю. Георгиевского [29], составляет $14 \text{ км}^3/\text{год}$. Если данное значение увеличить на несколько км^3 для учета изменчивости стока иранских рек, то и в этом случае относительная погрешность определения Q_6 будет составлять около 5 %.

Наконец, из табл. 1.4 следует, что дисперсия стока Волги значительно превышает суммарную дисперсию стока остальных рек,

т. е. $\sigma_B^2 \gg \sum_j^5 \sigma_j^2$. Поэтому можно полагать, что межгодовая измен-

чивость суммарного притока к морю должна определяться преимущественно изменчивостью стока Волги. Действительно, как показал анализ распределения скользящего по 30-летиям коэффициента корреляции между Q_6 и Q_B , величина r меняется в очень узких пределах: от 0,93 до 0,99 при среднем значении $r=0,96$. Следовательно, без большой погрешности величину Q_6 можно предвычислить по годовому стоку Волги (г. Самара), что имеет важное значение при конструировании прогностических моделей уровня моря.

Первые оценки суммарного стока в море были получены Н. А. Ивашинцевым в 1870 г. (232 км^3) и А. И. Воейковым в 1884 г. (388 км^3), причем одна из них является явно заниженной, а другая — явно завышенной. Полная сводка всех результатов по оценке притока речных вод до 1970 г. приводится в работе [109]. Поэтому в табл. 1.5 представлены лишь данные разных авторов за последние 20 лет. Обращает на себя внимание очень высокая степень сходства оценок. Различие между максимальной и минимальной величинами Q_6 составляет всего лишь $11,5 \text{ км}^3/\text{год}$, или 4 %.

**Суммарный приток поверхностных вод к Каспийскому морю
по данным разных авторов после 1970 г.**

Автор	Год публикации	Период наблюдений, годы	Объем стока, км ³
К. И. Смирнова [105]	1972	1929—1969	298
Е. Г. Архипова и др. [109]	1972	1940—1970	286,5
З. А. Вихулина и др. [77]	1974	1940—1966	289
С. Н. Крицкий и др. [52]	1975	1890—1969	289
И. А. Шикломанов [123]	1976	1880—1972	289
В. Ю. Георгиевский [29]	1982	1880—1977	288
Р. Е. Макарова [46]	1986	1900—1982	298
А. Н. Косарев, Р. Е. Макарова [51]	1988	1900—1985	298
Среднее			292

Осадки

При оценке осредненного по акватории моря количества осадков возникает ряд трудностей, к которым прежде всего относятся:

- искажения в количестве осадков за счет стимулирующего воздействия суши;

- значительная пространственная неоднородность в распределении осадков по акватории.

Стимулирующее воздействие суши (островов и побережья) зависит от многих факторов (высоты над уровнем моря, рельефа местности, локальных особенностей циркуляции атмосферы и др.) и в настоящее время не поддается количественной оценке. Достаточно уверенно можно говорить лишь о том, что над морем осадков выпадает несколько больше, чем над окружающей сушей, однако это превышение оценить крайне сложно.

Для Каспийского моря характерна очень значительная пространственная неоднородность в распределении осадков, которая обусловлена сложным рельефом на западном и южном побережье, наличием большого числа островов и резкими климатическими изменениями на малом расстоянии.

Максимум осадков (более 1300 мм/год) наблюдается вблизи юго-западного побережья моря и тянется узкой полосой от Ленкорани до Сефид-Руд (Иран). Происхождение этого максимума обусловлено в основном орографическим эффектом, возникающим вследствие взаимодействия очень влажных воздушных масс с горной системой Эльбурса, почти нависающей над морем. Юго-западная часть моря является единственной, где количество осадков превышает испарение. Минимальное количество осадков (менее 60 мм/год) выпадает в центральной части моря и вблизи восточного побережья у залива Кара-Богаз-Гол. Таким образом, меридиональный градиент осадков составляет примерно 300 мм/(год·км), что, вообще говоря, встречается не так уж часто.

Наличие горных массивов способствует обострению фронтальных разделов, вызывает регенерацию циклонов, сказывается в изменении направления и скорости воздушных потоков, что в свою очередь приводит к изменениям в направлении переноса водяного пара. Кроме того, из-за неравномерности нагревания различных участков долин и склонов возникает местная циркуляция. На западном и южном побережьях моря наблюдаются почти все виды местной циркуляции: фёны, горно-долинная циркуляция, склоновые ветры и др. [46], существенно искажающие характер распределения осадков вблизи берегов.

Вследствие значительной пространственной неоднородности осадков процедуру их осреднения по акватории моря целесообразно осуществлять лишь в пределах квазиоднородных по характеру колебаний осадков районов. Однако выполнение детального районирования затруднено из-за отсутствия информации на открытых участках моря. Очевидно, прогресс в получении надежных оценок количества осадков над морем во многом зависит от успехов в области дистанционного зондирования атмосферы с ИСЗ, а также с поверхности Земли.

Поэтому для определения количества осадков в настоящее время используются приближенные методы, основанные на обработке данных осадкомерных станций, расположенных на побережье моря и его островах. В частности, в ГОИН [109] за 1940—1970 гг. были построены месячные и годовая карты осадков с учетом поправки на смачивание. Планиметрированием площадей между изолиниями подсчитано количество осадков, выпадающих в различных районах моря и на море в целом. После этого определены опорные станции, наилучшим образом аппроксимирующие пространственно-временную изменчивость осадков. К ним были отнесены: Нефтяные Камни, м. Куули, о. Огурчинский, о. Кулалы, о. Жесткий. Для каждой из этих станций вычислялось соотношение $k_i = P_i/P$, где P_i — наблюдаемое количество осадков в i -й год, P — норма осадков за 1940—1970 гг. Далее находились средние

величины $\bar{k}_i = \sum_j^5 k_{ij}$, умножением которых на норму осадков по морю в целом определялись ежемесячные и ежегодные значения осадков.

В работе [29] дополнительно к поправкам на смачивание подсчитаны поправки на ветровой недоучет и испарение, а число опорных станций увеличено до 12. Количество осадков для всего моря определялось как средневзвешенное для трех участков моря, площади которых находились по значению среднего годового уровня. Норма рассчитанного таким образом количества осадков составила 240 мм, а коэффициент вариации оказался равным $c=0,165$.

К. И. Смирнова [105] для оценки количества осадков, выпадающих над акваторией моря, использовала следующую зависимость:

$$P = 0,98 P_{\text{ст}} + 1,7 (t_w - t_a) - 1, \quad (1,8)$$

где $P_{\text{ст}}$ — месячная сумма осадков, выпадающих на прибрежных и островных станциях, $t_w - t_a$ — средняя разность температуры воды и воздуха на станциях. Зависимость (1.8) строилась по многолетним значениям, причем станции выбирались с различными особенностями годового хода осадков. В результате было рассчитано среднемесячное количество осадков за 1929—1969 гг.

В табл. 1.6 приводятся оценки месячных и годовых сумм осадков над акваторией моря, полученные разными авторами после 1970 г. за различные по длительности интервалы времени. Нетрудно видеть, что расхождение между максимальной и минимальной суммами годовых осадков составляет 52 мм, или 24 %, т. е. является весьма существенным.

Что касается внутригодового хода осадков, то их максимум отмечается в октябре — ноябре, а минимум — в июле. При этом амплитуда годового хода составляет всего 20 мм.

Испарение

Испарение также относится к числу трудноопределяемых компонент водного баланса. Прежде всего это связано с явной недостаточностью гидрометеорологической информации по открытым районам моря. Действительно, выполняемых один раз в квартал четырех вековых и трех стандартных разрезов [81] крайне мало с точки зрения адекватного покрытия моря стандартной гидрометеорологической информацией, особенно во времени. Кроме того, при расчете испарения по данным береговых и островных станций возникают искажения, обусловленные влиянием локальных (местных) факторов на процесс испарения, учесть которые оказывается чрезвычайно сложно. Поэтому экстраполяция этих результатов на открытые районы моря может приводить к значительным погрешностям.

Существует еще один возможный источник погрешностей — это несовершенство методов расчета испарения. В частности, различия между некоторыми эмпирическими формулами таковы, что даже при использовании одних и тех же исходных данных оценки испарения имеют значительные расхождения.

Наиболее детально процесс испарения и его пространственно-временная структура изучена Г. Н. Паниным [82], который для этих целей использовал практически весь имеющийся в настоящее время массив гидрометеорологической информации о море.

Существующие методы расчета испарения можно, очевидно, сгруппировать в три основных направления. Первое — методы, основанные на использовании уравнений водного и теплового ба-

Количество осадков (мм) над Каспийским морем по данным

Автор	Год публикации	Период наблюдений, годы	I
К. И. Смирнова [105]	1972	1929—1969	20
Е. Г. Архипова и др. [109]	1972	1940—1970	20
З. А. Вихулина и др. [77]	1974	1940—1966	
В. Ю. Георгиевский [29]	1982	1880—1977	
К. И. Смирнова, Л. Г. Лунякова [107]	1984	1925—1980	22
Р. Е. Макарова [46]	1986	1940—1982	20
А. Н. Косарев, Р. Е. Макарова [51]	1988	1900—1985	
Среднее			20

ланса моря. Несомненным достоинством этих методов является то, что они позволяют сразу же получить интегральную (осредненную по всей акватории моря) оценку испарения за длительный период времени (обычно год). Однако определение испарения осуществляется по замыканию уравнений водного или теплового балансов и поэтому содержит в себе суммарную погрешность определения остальных членов уравнения баланса. Если такая погрешность невелика, то оценка испарения оказывается достаточно точной. К сожалению, не всегда удается проконтролировать погрешности расчета отдельных компонент баланса, поэтому всегда имеет место некоторая неопределенность в точности оценки испарения, полученных балансовым методом.

Метод водного баланса в виде уравнения (1.20) использован в работе [29], в которой вычислено испарение за 1880—1977 гг., а метод теплового баланса — в работе [57]. Сравнение указанных оценок испарения показало, что между ними отмечается систематическое расхождение, которое в среднем составляет 8 см. Примерно такой же оказывается и случайная погрешность. В отдельные годы расхождения являются достаточно существенными, поэтому коэффициент корреляции между указанными рядами составляет всего лишь $r=0,67$.

Второе направление — это методы, основанные на использовании различных эмпирических и полуэмпирических формул. Можно назвать по крайней мере десяток эмпирических формул, применявшихся в различные годы для оценок испарения. Так, многими авторами использовалась формула В. С. Самойленко [99], имеющая следующий вид:

$$E = C_E (e_0 - e_z) u_z, \quad (1.9)$$

где C_E — коэффициент испарения, e_0 и e_z — соответственно парциальное давление насыщенного водяного пара при температуре

различных авторов за последние два десятилетия

	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
	16	18	17	13	11	7	7	17	26	32	25	209
	16	18	15	12	10	8	12	18	27	23	20	199
												246
												240
	17	18	18	15	10	6	7	16	27	32	27	215
	17	19	16	14	10	8	13	19	28	24	20	210
												194
	16	18	17	14	10	7	10	18	27	28	23	208

t_w и парциальное давление водяного пара на высоте z , u_z — скорость ветра. Коэффициент испарения в (1.9) определяется как

$$C_E = \kappa^2 / (\ln(z + z_0)/z_0)^2,$$

где κ — постоянная Кармана, z_0 — параметр шероховатости. Так как z_0 принималось константой, то и коэффициент испарения оказывается постоянной величиной.

Разумеется, это является существенным недостатком, поскольку в настоящее время достаточно хорошо известно, что коэффициент испарения зависит от ряда внешних факторов и прежде всего от стратификации приводного слоя и скорости ветра.

Кроме того, в условиях штиля ($u_z = 0$) формула (1.9) обращается в нуль, в то время как в действительности при неустойчивой стратификации в результате вертикальной конвекции существует перенос влаги и, следовательно, испарение не равно нулю. Наконец, формула (1.9) не учитывает вклад штормов в процесс испарения, так как в этом случае к турбулентному механизму переноса влаги добавляется испарение непосредственно с поверхности брызгового облака, образующегося над гребнями ветровых волн.

Заметим, что отмеченные недостатки могут быть отнесены к большинству эмпирических формул. С физической точки зрения примитивная формула использовалась К. И. Смирновой [105] для оценки среднемесячных значений испарения

$$E = 4,29 e_0(i-1) + 8,$$

где $e_0(i-1)$ — парциальное давление насыщенного водяного пара, вычисляемое по температуре воды предшествующего месяца.

В ГОИН [109] использовалась формула Н. П. Гоптарева, имеющая следующий вид:

$$E = 433,7 (e_0 - e_z) u_z \delta,$$

где δ — множитель, учитывающий влияние температурной стратификации приводного слоя и зависящий от числа Ричардсона $Ri = (t_w - t_a)/u_z^2$.

К третьему направлению относятся методы, основанные на теоретических моделях приводного слоя атмосферы и во многом свободные от недостатков эмпирических формул. В частности, применительно к условиям Каспийского моря, Г. Н. Панин [82] получил следующую расчетную зависимость:

$$E = \begin{cases} A \Delta a_{w,z}^{4/3} \left[\frac{\beta v_e^2 g}{\nu} (1 + B_0/b) \right]^{1/3} & \text{при } 0 \leq u_z < 3, \\ C_e^N u_z \Delta a_{w,z} \begin{cases} (1 - 2,0z/L) [1 + 10^{-2} (z_0 u_* / \nu^{3/4})] & \text{при } z/L < 0, \\ [1/(1 + 3,5z/L)] [1 + 10^{-2} (z_0 u_* / \nu^{3/4})] & \text{при } z/L > 0 \end{cases} & \end{cases} \quad (1.10)$$

при $u_z > 3$ м/с.

Здесь $A = 0,15$; $\Delta a_{w,z}$ — перепад абсолютной влажности между водной поверхностью и воздухом; $\beta = -(\partial \ln \rho / \partial q)_{p,T}$, ν_e — кинематический коэффициент молекулярной диффузии водяного пара в воздухе; ν — кинематическая вязкость воздуха; B_0 — отношение Боуэна; $b = \beta c_p / \alpha l \approx 0,073$, L — масштаб длины Монина — Обухова, u_* — динамическая скорость ветра.

Данная формула учитывает все три механизма формирования процесса влагообмена: конвективный (при штиле), турбулентный (при умеренной скорости ветра), турбулентно-брызговой (при шторме). При этом учет штормов осуществляется параметрически путем введения во вторую часть формулы специальных поправок. Особенностью формулы Г. Н. Панина является то, что она ориентирована прежде всего на срочные гидрометеорологические данные. Поэтому наибольшая эффективность от ее использования будет проявляться при проведении специальных натуральных экспериментов, когда выполняются учащенные (во времени и пространстве) измерения всего комплекса гидрометеорологической информации. Очевидно также, что данная формула может играть роль некоторого «эталоны» при сравнении оценок испарения, полученных разными методами.

Однако для среднемесячных и тем более среднегодовых исходных данных использовать формулу Г. Н. Панина практически не имеет смысла. Поэтому для изучения межгодовой изменчивости испарения следует, очевидно, применять более простые, но в то же время физически обоснованные методы.

В климатологических расчетах над океаном наиболее широкое распространение получил аэродинамический метод, в основе которого лежит следующая зависимость:

$$E = C_E (q_0 - q_z) u_z, \quad (1.11)$$

где C_E — коэффициент влагообмена (число Дальтона). При $u_z \leq 3$ м/с для оценки испарения можно использовать первую часть формулы Панина. Согласно полуэмпирической модели приводного слоя, разработанной в ГГО [91], при умеренных скоростях ветра (до $u_z \leq 14$ м/с) принимается

$$C_E = \varphi(u_{10}, \Delta T_{10}^{\text{эф}}),$$

где $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$ — эффективный перепад температуры, учитывающий поправку на стратификацию влажности в приводном слое. Значения C_E задаются в табличном виде или в виде номограмм [92], что не очень удобно при выполнении массовых расчетов.

При большой скорости ветра ($u_{10} > 14$ м/с) в формулу (1.11) необходимо вводить поправку на учет штормовых условий, которая основана на учете повторяемости большой скорости ветра и определяется обычно в виде распределения Максвелла [92]. В результате формула (1.11) приобретает достаточно сложный вид.

Данный метод был использован В. В. Лобановым [57, 58] для расчета испарения с акватории Каспийского моря за многолетний (1927—1975 гг.) период. Заметим, что формула (1.11) дает достаточно надежные результаты для осредненных гидрометеорологических данных. Различия в оценках испарения, рассчитанных по срочным и среднемесячным данным, как правило, меньше 10 %, причем эти расхождения носят в основном случайный характер [47, 104, 129].

Нетрудно показать, что аэродинамический метод может быть упрощен, причем без существенной потери точности в расчетах испарения. Перейдем в формуле (1.11) от массовой доли водяного пара к парциальному давлению и воспользуемся затем уравнением состояния для сухого воздуха (поправка на влажность воздуха, как известно, составляет менее 1 %). В результате получим

$$E = M C_E \Delta e T_z^{-1}, \quad (1.12)$$

где M — размерный коэффициент, T_z — температура воздуха, К. Приблизительно будем полагать, что для всех механизмов формирования влагообмена число Дальтона зависит лишь от параметра стратификации и скорости ветра, т. е.

$$C_E = \frac{E T_z}{M \Delta e} = f(\Delta T_{10}, u_{10}).$$

Рассчитав теперь испарение по полной схеме аэродинамического метода [92], с помощью двумерного тренд-анализа нетрудно подобрать аппроксимационную формулу для величины C_E . При

этом с достаточной для практических целей точностью была получена следующая формула [67]:

$$C_E = 0,85 \cdot 10^{-3} + 0,762 \cdot 10^{-4} u_{10} + 0,882 \cdot 10^{-4} \Delta T_{10} - 0,591 \cdot 10^{-6} u_{10}^2 - 0,11 \cdot 10^{-5} \Delta T_{10}^2 - 0,191 \cdot 10^{-5} u_{10} \Delta T_{10}. \quad (1.30)$$

Проверка данной формулы показала, что расхождения в оценках испарения, полученных по методике ГГО и с использованием формулы (1.12), как правило, не превышает 5 % [68]. Это значительно меньше погрешностей оценки среднемесячного испарения.

Использование формул (1.12) и (1.13) значительно упрощает расчет испарения. Поскольку между перепадом влажности Δe и перепадом температуры ΔT отмечается обычно высокая корреляция, процедуру расчета испарения можно еще более упростить.

Представим безразмерные перепады температуры и влажности в виде [14]

$$\alpha_e = \alpha'_e + \widetilde{\alpha}_e, \quad \alpha_T = \alpha'_T + \widetilde{\alpha}_T, \quad (1.14)$$

где $\alpha_e = \Delta e / e_0$, $\alpha_T = \Delta T / T_w$, а штрих обозначает отклонение от среднегодовой величины. Анализ эмпирических данных показал, что отклонения α'_e и α'_T пропорциональны друг другу, т. е.

$$\alpha'_e = b \alpha'_T, \quad (1.15)$$

где b — коэффициент пропорциональности. При этом коэффициент b со случайной погрешностью 5 % аппроксимируется следующей формулой:

$$b = 18,7 (1,647 - 1,497y + 0,8502y^2), \quad (1.16)$$

где $y = \widetilde{t}_z / 18,1$, $\widetilde{t}_z$ — среднегодовая температура воздуха, °C.

Испарение (мм) с акватории Каспийского моря по

Автор	Год публикации	Период наблюдений, годы	I
К. И. Смирнова [105]	1972	1925—1969	46
Е. Г. Архипова и др. [109]	1972	1940—1970	55
З. А. Викулина и др. [77]	1974	1940—1966	
В. Ю. Георгиевский [29]	1982		
Р. Е. Макарова [46]	1986	1940—1981	52
Г. Н. Панин [82]	1987	1940—1983	60
		1927—1975	
В. В. Лобанов [57]		1927—1975	60
В. Н. Малинин, А. В. Безмельницын		1940—1983	73
Среднее			58

Таким образом, использование формул (1.14)—(1.16) позволяет рассчитать внутригодовой ход Δe , e_z и E в любой точке моря по данным о температуре воды, воздуха и скорости ветра. При этом случайная погрешность определения e_z составляет примерно 8 %, Δe —около 10 %, а E —около 12 %. При осреднении за год эти ошибки уменьшаются в несколько раз.

В табл. 1.7 приводятся оценки испарения, рассчитанные различными авторами после 1970 г. Заметим, что максимальное значение испарения (1062 мм), полученное методом теплового баланса, и минимальная оценка (934 мм), вычисленная с помощью аэродинамического метода, принадлежат одному и тому же автору. Разброс годовых значений испарения сравнительно невелик и составляет 12 %.

Внутригодовой ход испарения отчетливо выражен: его максимум отмечается осенью (сентябрь), а минимум—весной (март).

С методической точки зрения представляется интересным сопоставить оценки испарения, полученные разными авторами за один и тот же период времени. В качестве такого периода может быть принят интервал 1940—1969 гг. ($N=30$), для которого имеются значения испарения, полученные практически всеми методами. В табл. 1.8 приводятся статистические характеристики и коэффициенты корреляции между оценками испарения, рассчитанные разными авторами.

Прежде всего отметим, что средние оценки испарения за указанный период очень близки к средним многолетним (см. табл. 1.7), поскольку максимальное расхождение (данные В. Ю. Георгиевского) составляет всего 18 мм. Если же сравнивать изменчивость значений испарения, то она различается более чем в два раза. Так, по данным Г. Н. Панина стандартное отклонение равно всего лишь 29,1 мм, а по данным Е. Г. Архиповой—74,5 мм. Но еще

Таблица 1.7

данным разных авторов за последние два десятилетия

II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
40	41	48	66	95	123	142	141	117	87	64	1010
44	38	39	52	88	99	121	144	122	88	71	961
											980
52	38	46	51	85	98	131	148	124	93	70	988
50	45	40	55	74	98	118	144	115	100	73	963
											1062
53	45	38	56	77	102	121	130	104	79	69	934
59	43	48	49	78	100	122	150	125	101	80	1027
50	42	43	55	83	103	126	143	118	91	71	983

Таблица 1.8

Статистические характеристики испарения (мм) с акватории моря,
полученные разными авторами за 1940—1969 гг.

Характеристика	Смирнова [105]	Панин [82]	Архипова [109]	Лобанов [57]		Георгиевский [29]
	Эмпирическая формула	Модель при- водного слоя	Эмпирическая формула	Аэродинами- ческий метод	Метод тепло- вого баланса	Метод водо- го баланса
Среднее арифмети- ческое	1011	980	957	946	1067	998
Стандартное откло- нение	33,2	29,1	74,5	58,3	73,3	58,5
Размах колебаний	121	129	363	260	280	240
Коэффициенты кор- реляции	1	0,22 1	0,34 0,22 1	0,37	0,47	0,59
				-0,09	0,04	0,12
				0,09	0,25	0,64
				1	0,16 1	0,45 0,62 1

более неожиданные результаты следуют из анализа коэффициентов корреляции. В большинстве случаев они являются незначимыми, а между данными Панина и Лобанова (аэродинамический метод) корреляция вообще оказалась отрицательной. Лучшее всех коррелируют с другими рядами оценки испарения, полученные методом водного баланса, а хуже — данные Панина. Очевидно, даже совершенный метод расчета еще не гарантирует высокой точности, если гидрометеорологические данные не соответствуют требованиям метода к исходной информации.

Таким образом, приведенные выше результаты свидетельствуют о явно неудовлетворительном состоянии проблемы изучения испарения. На наш взгляд, лучше всего отражает временную изменчивость испарения метод водного баланса, хотя он и включает в себя все погрешности других членов уравнения баланса. Поэтому в данной работе используются оценки испарения, полученные по замыканию уравнения водного баланса за столетний период. Заметим, что они очень близки к аналогичным оценкам, вычисленным В. Ю. Георгиевским ($r=0,96$).

Эффективное испарение

Под эффективным испарением мы будем понимать разность между испарением и количеством осадков. Поскольку определение интегральных (осредненных по морю) оценок испарения и

осадков связано со значительными трудностями, то при решении многих воднобалансовых задач, в том числе направленных на прогноз уровня моря, целесообразно непосредственно рассчитывать эффективное испарение.

Основным методом для этого служит уравнение водного баланса моря (1.19). Действительно, имея достаточно надежные оценки суммарного притока речных вод и изменений объема моря, нетрудно по замыканию уравнения водного баланса определить интегральные значения эффективного испарения $E_{эф}$. При этом точность величин $E_{эф}$ оказывается выше, чем если бы их рассчитывать по разности между испарением и количеством осадков [52, 93]. Данное обстоятельство имеет важное значение при анализе межгодовой изменчивости $E_{эф}$, а также может служить дополнительным способом контроля испарения и осадков. В настоящей работе эффективное испарение рассчитано по уравнению водного баланса за 1890—1990 гг. Заметим, однако, что высокая точность оценок $E_{эф}$ имеет место только при их годовом осреднении. При уменьшении масштаба временного осреднения точность метода резко падает.

Еще один возможный способ оценки эффективного испарения состоит в использовании уравнения водного баланса атмосферы (ВБА), которое применительно к Каспийскому морю запишем следующим образом:

$$E_m - P_m = \oint_{L_m} F_n dL + \partial W_m / \partial t, \quad (1.17)$$

где F_n — полный интегральный по вертикали поток водяного пара, нормальный к периметру береговой линии (L_m), W_m — суммарное влагосодержание атмосферы над акваторией моря.

Содержательный анализ уравнения ВБА будет произведен в следующей главе, поэтому здесь отметим лишь, что в уравнении (1.17) не учитываются изменения водосодержания атмосферы (в облаках) и дивергенции потока облачной массы, вклад которых уменьшается с увеличением площади и осреднением уравнения за достаточно длительный интервал времени. Неучет указанных членов равносильен принятию гипотезы о мгновенном (немедленном) выпадении сконденсированного в столбе атмосферы водяного пара на поверхность моря.

Заметим, что единственной до последнего времени попыткой использования (1.17) для оценки $E_{эф}$ являлась работа Л. С. Евсеевой [36], в которой по данным аэрологических станций рассчитан сезонный ход эффективного испарения за многолетний период, причем для всех станций период осреднения был разным. Даже в сезонном ходе $E_{эф}$, полученных одновременно аэрологическим и гидрологическим методами, обнаружались заметные различия. Поэтому вполне естественно, что расхождение в годовых величинах оказалось весьма значительным (425 и 730 мм соответственно).

Главные причины низкой точности расчета эффективного испарения не вызывают сомнений: это недостаточное число аэрологических станций, малая площадь самого моря и сложный рельеф поверхности суши. Из этих факторов, на наш взгляд, наиболее важным является первый, так как изменения плотности сети аэрологических станций самым существенным образом могут сказываться на точности расчетов ВБА. Так, например, при уменьшении числа станций в контуре, аппроксимирующем бассейн Волги, с десяти до девяти точность вычисления $\text{div } F$ резко падает [103]. Поэтому можно предположить, что использование в работе [36] на восточном участке контура всего лишь двух станций (Гасан-Кули, Красноводск) во многом предопределяет низкую точность оценок эффективного испарения.

В связи с этим Л. П. Кузнецовой и автором [55] было принято более детальное исследование ВБА над Каспийским морем с привлечением максимально возможной информации. Исходными данными послужили рассчитанные по методике [54] интегральные потоки водяного пара для семи аэрологических станций (Ленкорань — Баку — Махачкала — Астрахань — Гурьев — Красноводск — Гасан-Кули) за 1966—67 гидрологический год и десятилетний (1961—1970 гг.) период. При этом, учитывая большое расстояние между Гурьевым и Красноводском (около 800 км), на данном участке контура вводили фиктивную станцию (Шевченко), в которую производилась интерполяция на основе месячных карт зональной и меридиональной составляющих потока водяного пара [8]. В результате контур, аппроксимирующий Каспийское море, состоял из восьми станций, причем среднее расстояние между ними оказалось близким к 350 км.

В табл. 1.9 представлены значения эффективного испарения, вычисленные аэрологическим и гидрологическим методами за различные промежутки времени. В качестве гидрологического метода

Таблица 1.9

Годовой ход эффективного испарения (мм/мес) с акватории моря, рассчитанный по аэрологическим и наземным гидрометеорологическим данным за различные периоды времени

Метод	Период, годы	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
Аэрологический [55]	1961—1970	85	—5	0	6	52	37	32	135	104	111	89	108	754
Гидрологический [105]	1961—1970	50	36	27	22	24	30	56	86	118	129	113	80	771
Аэрологический [55]	1966—1967	46	49	15	35	40	34	50	89	124	136	77	61	756
Гидрологический [105]	1966—1967	74	12	31	8	14	10	52	70	100	114	98	100	683

использовались оценки К. И. Смирновой [105]. Нетрудно видеть, что для гидрологического года (ноябрь 1966 — октябрь 1967) ход эффективного испарения в целом идентичен, хотя в некоторые месяцы наблюдаются заметные расхождения. Наибольшее расхождение имеет место в октябре и равно 40 мм. При осреднении за год оценки $E_{\text{эф}}$, полученные аэрологическим и гидрологическим методами, составляют 756 и 683 мм, т. е. расхождение между ними лишь немного превышает 10 %.

Что касается сравнения значений эффективного испарения, осредненных за многолетний период (1961—1970 гг.), то можно отметить, что в некоторые месяцы в оценках эффективного испарения наблюдаются заметные расхождения. При этом вызывает сомнение положение максимума (июнь) и минимума (декабрь) эффективного испарения, рассчитанного аэрологическим методом. Заметное различие наблюдается и в оценке амплитуды годовых изменений эффективного испарения (140 и 108 мм). Однако при осреднении за год расхождение в оценках $E - P$ становится уже незначительным (754 и 771 мм).

Имеющиеся различия в значениях эффективного испарения вполне естественны, поскольку оба метода не являются эталонными. Тем не менее, на наш взгляд, аэрологический метод заслуживает предпочтения, поскольку использует стандартные данные со стационарной сети станций зондирования атмосферы. Разумеется, существуют и определенные трудности в применении указанного метода. К ним, в частности, относится неполная репрезентативность данных отдельных аэрологических станций. Понятие репрезентативности можно трактовать следующим образом. Наблюдаемый интегральный перенос влаги на каждой станции складывается из переноса, вызванного общей циркуляцией атмосферы (F_{tot}), и переноса, обусловленного локальными (местными) особенностями циркуляции (F_{loc}), т. е. $F = F_{\text{tot}} + F_{\text{loc}}$. Местная циркуляция вносит мелкомасштабные флуктуации в поле крупномасштабных изменений потока влаги, а так как масштаб ее меньше расстояний между станциями, то при расчете $\text{div } F$, особенно в нижних слоях атмосферы, это может приводить к возникновению систематических погрешностей. Местная циркуляция, к которой относятся такие явления, как бриз, горно-долинная циркуляция, кататические ветры, прежде всего обусловлена термическим контрастом между морем и сушей и орографическими эффектами.

Все это имеет место на побережье Каспийского моря и в большей степени на его западном участке, где очень сложный рельеф местности. Очевидно, наибольший эффект местной циркуляции отмечается в данных станции Баку, для которой свойственны резкие изменения направления и скорости переноса атмосферной влаги («бакинский норд»). К сожалению, устранение эффекта местной циркуляции в интегральном потоке водяного пара

представляет чрезвычайно сложную задачу и выходит за рамки данного исследования.

Наконец, другим затруднением является сравнительно небольшая площадь моря, что также сказывается на точности оценок эффективного испарения. Как будет показано в п. 2.3, высокая точность оценок ВБА может быть получена лишь для площадей более 10^6 км^2 . Правда, следует иметь в виду, что данный вывод относится к такой плотности сети, когда расстояние между станциями составляет в среднем 400 км.

Очевидно, при существенном увеличении плотности сети следует ожидать повышения точности расчета ВБА для бассейнов с площадью менее 10^6 км^2 . Основанием для такого предположения служат результаты ряда натурных экспериментов для сравнительно небольших районов, из которых наибольший интерес для нас представляет тщательно спланированный эксперимент на озере Онтарио ($A = 1,9 \cdot 10^4 \text{ км}^2$), осуществленный в 1972 г. [132]. Эксперимент уникален по плотности сети аэрологических станций (шесть станций, размещенных по периметру озера на расстоянии 80—240 км друг от друга), по частоте наблюдений (восемь раз в сутки в течение четырех месяцев, далее — два раза), шагу интегрирования по вертикали (10 гПа) и другим условиям.

В результате эксперимента были получены все составляющие водного баланса, причем испарение рассчитывалось аэродинамическим методом, а количество осадков измерялось с помощью радиолокатора. Соответствие значений эффективного испарения, вычисленных «аэрологическим» и «гидрологическим» методами, оказалось очень хорошим уже при осреднении несколько суток. При этом стандартная погрешность расчета $E_{\text{эф}}$ по аэрологическим данным оказалась равной 0,4—0,5 мм/сут. Эксперимент позволил изучить многие технические, методические, научные и экономические вопросы, связанные с использованием аэрологической информации для оценки эффективного испарения.

Проведение аналогичного эксперимента является весьма желательным и для Каспийского моря [55], ибо сведения о короткопериодной изменчивости и точности расчетов составляющих водного баланса по существу отсутствуют. В связи с этим в НКЦ «Каспий» под руководством Г. В. Воропаева разработана научная программа эксперимента «Каспэкс», направленная на построение воднобалансового мониторинга, а также на изучение физических закономерностей формирования изменчивости уровня моря. При этом предполагается организация временной сети аэрологических станций прежде всего на восточном (четыре пункта) и южном (три пункта) побережьях моря. В результате среднее расстояние между станциями должно быть менее 200 км. Кроме того, намечается проведение специальных дистанционных исследований с использованием мобильных средств оптического, акустического, радиометрического и радиолокационного зондирования, которые позволят уточнить вертикальную структуру переноса и содержа-

ния влаги во всех агрегатных состояниях. Данный эксперимент является международным, поскольку помимо России активное участие в нем должны принять страны СНГ, а также Иран.

Сток в залив Кара-Богаз-Гол

Залив Кара-Богаз-Гол представляет из себя интенсивный испаритель. Годовой слой испарения с его поверхности до интенсивного падения уровня в 30-е годы составлял более 1000 мм/год, в то время как на западном побережье залива выпадало 70—100 мм осадков, а на восточном побережье, очевидно, еще меньше. Таким образом, эффективное испарение с залива превышало эффективное испарение с моря примерно на 100 мм/год. Пополнение запасов воды в заливе осуществлялось через пролив Кара-Богаз-Гол, ширина которого достигает 200—250 м, а длина в зависимости от положения уровня менялась от 5,5 до 11 км. Перепад уровней моря и залива в 50-е годы составил немногим более 3 м. При дальнейшем падении уровня моря на расстоянии 7 км от истока образовался водопад высотой 4—4,5 м.

В общем случае годовой сток в залив Кара-Богаз-Гол формируется главным образом под воздействием двух факторов: изменение уровня моря и эффективное испарение с залива. При этом уровень моря можно рассматривать как механический фактор, а эффективное испарение — как физический фактор. В результате получаем двухфакторную модель:

$$Q_{\text{КБГ}} = f(h_{\text{Б}}, E_{\text{эф}}), \quad (1.18)$$

где $h_{\text{Б}}$ — уровень моря в Баку. Поскольку гидрометеорологические станции на побережье залива отсутствуют, то для расчета обычно используются данные об уровне моря и косвенные факторы. Например, до падения уровня в 30-е годы применяется эмпирическая формула Б. Д. Зайкова [41]

$$Q_{\text{КБГ}}/Q_{\text{Б}} = f(h_{\text{Б}}).$$

В работе [52] за 1890—1927 гг. сток в залив Кара-Богаз-Гол вычислялся по уравнению

$$Q_{\text{КБГ}} = E_{\text{эф}} - \Delta V_{\text{КБГ}},$$

где $\Delta V_{\text{КБГ}}$ — изменение объема воды в заливе за год. В этой же работе [52] для условий, когда произошел размыв известкового бара в проливе (40-е годы) предложена следующая эмпирическая формула:

$$Q_{\text{КБГ}} = 9 \left(\frac{h_z}{1,7} \right)^{3/2},$$

где h_z — превышение уровня моря над порогом водосбора. Наконец, в работе [114] для периода после 1960 г. получена зависимость

$$Q_{\text{КБГ}} = 7,43H_{\text{Б}} + 219,7,$$

где $H_{\text{Б}}$ — уровень в Баку в абсолютных отметках (БС).

В настоящей работе значения стока в залив Кара-Богаз-Гол приняты по работам [51, 52, 93].

1.2. Уравнение водного баланса моря и его анализ

Исходя из выражений (1.1) и (1.2), запишем уравнение водного баланса моря в интегральном виде

$$\partial V / \partial t = \frac{1}{\rho} (Q_6 + U_6 + P_m - E_m). \quad (1.19)$$

Принципиальная особенность данного уравнения состоит в том, что формирование внутригодовых изменений объема моря происходит двумя совершенно различными путями. С одной стороны, они зависят от процессов влагообмена через поверхность моря, а с другой — от зоны формирования стока Волги, находящейся за тысячи километров от самого моря в совершенно иных климатических условиях. Как будет показано дальше, второй фактор играет ключевую роль в межгодовых колебаниях $\partial V / \partial t$.

Для того чтобы разделить море и залив Кара-Богаз-Гол друг от друга, вычтем из эффективного испарения в (1.19) эффективное испарение с залива и приближенно примем $E_{\text{КБГ}} - P_{\text{КБГ}} \approx Q_{\text{КБГ}}$. Разделив теперь левую и правую часть на площадь моря, получим

$$\Delta h = \frac{1}{\rho} \left(\frac{Q_6 + U_6}{A_m} + P - E - \frac{Q_{\text{КБГ}}}{A_m} \right). \quad (1.20)$$

Именно уравнение водного баланса в виде (1.20) получило наиболее широкое распространение в гидрологических исследованиях.

Следует отметить, что в некоторых исследованиях, особенно посвященных вероятностным методам расчета и прогноза уровня моря, встречается неправильное толкование уравнения ВБМ. Так, например, в работе [90] вместо внутригодовых изменений объема моря в формулу (1.19) вводятся его межгодовые изменения и на этой основе строится вероятностная модель прогноза уровня.

Уровень моря связан с его водным балансом через следующее выражение:

$$h_t = h_0 + \int_0^t A_m^{-1} \frac{\partial V}{\partial t} dt, \quad (1.21)$$

где h_0 и h_t — соответственно уровень моря в начальный и конечный моменты времени. С учетом (1.19) и пренебрегая малыми членами ($\hat{\rho}$ и U_6), перепишем (1.21) как

$$h_t = h_0 + \int_0^t (Q_6/A_m - E_{\text{эф}}) dt, \quad (1.22)$$

где $E_{\text{эф}} = E_m - P_m$.

Отсюда видно, что изменения прихода и расхода воды в море при суммировании их во времени устанавливают некоторый уровень моря h_t . Уравнения (1.21) и (1.22) служат основой многих методов долгосрочного прогноза уровня.

Из анализа (1.22) также следует, что любые отклонения уровня от равновесного состояния при изменении внешних условий будут суммироваться до тех пор, пока баланс воды в море не приблизится к нулю за счет изменений его площади [45]. Это озна-

чает, что $N^{-1} \sum \Delta V_i \rightarrow 0$, в результате чего

$$\widetilde{Q}_6/A_m^0 = \widetilde{E}_{\text{эф}},$$

где волнистая черта сверху означает норму, а A_m^0 — площадь моря, соответствующая некоторому равновесному уровню (уровню тяготения) h^0 . Принимая линейную зависимость $A_m^0 = c_0 + c_1 h^0$, нетрудно определить h^0 как

$$h^0 = (\widetilde{Q}_6 - c_0 \widetilde{E}_{\text{эф}}) / c_1 \widetilde{E}_{\text{эф}}. \quad (1.23)$$

Итак, уровень тяготения является важной характеристикой стационарности водного баланса и, следовательно, факторов его определяющих. Действительно, только при стационарности притока и эффективного испарения можно получить некий универсальный (неизменный) уровень тяготения. В противном случае уже весьма принципиальным оказывается вопрос, что следует понимать под нормой, или, другими словами, под климатической средней. Поскольку на данный вопрос существуют различные точки зрения [21, 78], то, не вдаваясь в дискуссию, условно примем в качестве нормы, согласно рекомендациям ВМО, период осреднения, равный 30—35 годам.

Прежде всего оценим изменчивость «норм» притока и эффективного испарения. На рис. 1.4 представлены скользящие по 30-летиям «нормы» указанных компонент. Нетрудно видеть, что их изменчивость весьма значительна. Так, минимум и максимум притока наблюдались соответственно в 1949—1978 и 1899—1928 гг. и составляли 274 и 312 км³, т. е. размах колебаний $R_Q = 38$ км³, или 13 %. Для эффективного испарения минимум и максимум отмечались в 1959—1988 и 1917—1946 гг. и равнялись 264,1 и 305,5 км³. В результате размах колебаний $R_{\text{эф}} = 41$ км³, или 14 %.

При увеличении периода осреднения (табл. 1.10) размах колебаний рассматриваемых компонент снижается, но даже при $\tau = 50$ лет он все еще остается значительным. Итак, ряды Q_6 и $E_{\text{эф}}$ являются существенно нестационарными по математическому

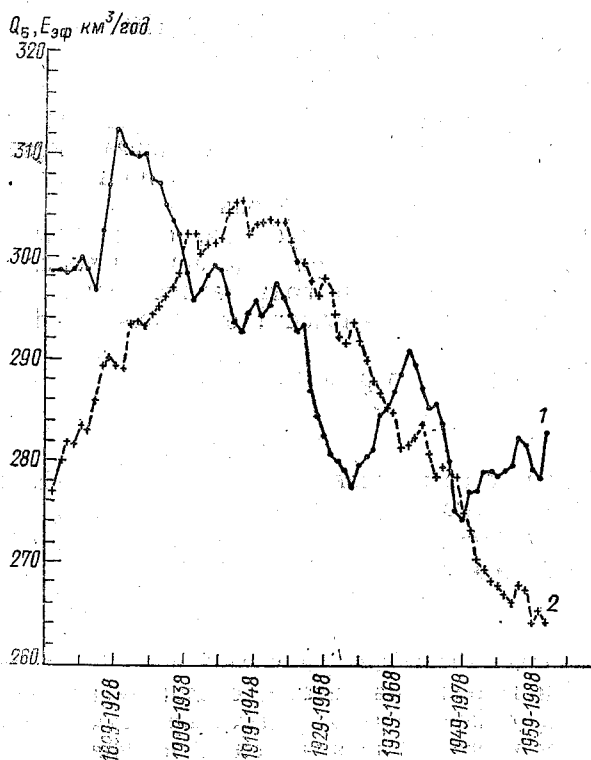


Рис. 1.4. Распределение скользящих по 30-летиям средних притока речных вод Q_B (1) и эффективного испарения $E_{эф}$ (2).

Таблица 1.10

Минимальные и максимальные значения притока речных вод
и эффективного испарения (км^3)
при изменении периода скользящего осреднения

Характеристика	Период осреднения, годы				
	30	35	40	45	50
$Q_{\min}$	274,4	278,1	277,5	274,1	277,5
$Q_{\max}$	312,2	309,1	308,2	308,3	300,2
R_Q	37,8	31,0	30,7	28,2	22,7
$(E_{эф})_{\min}$	264,1	265,7	267,5	272,0	273,3
$(E_{эф})_{\max}$	305,5	305,8	302,4	300,0	297,2
$R_{E_{эф}}$	41,4	40,1	34,9	28,0	23,9

ожиданию. Заметим, что аналогичный вывод дальше будет получен и при использовании критериев статистической проверки гипотез (критериев Стьюдента, Диксона).

В связи с этим существование универсального уровня тяготения вряд ли возможно, более реальным является существование локальных уровней тяготения, соответствующих условиям локальной стационарности рядов Q_6 и $E_{эф}$. Заметим, что возможность явления множественности уровней тяготения бессточных водоемов обсуждается в работе [119].

Вследствие погрешностей измерений и расчетов алгебраическая сумма всех компонент водного баланса обычно не равна нулю, т. е.

$$\sum_i^n x_i = \eta,$$

где x_i — наблюдаемая компонента водного баланса, η — суммарная погрешность всех компонент водного баланса, называемая невязкой. Величина η в общем случае может быть представлена как [103]

$$\eta = \sum_i^n \lambda_i + \sum_i^n \delta_i + \sum_j^k \mu_j, \quad (1.14)$$

где λ_i и δ_i — систематическая и случайная погрешность i -й компоненты уравнения баланса, μ_j — величина неучитываемой в уравнении баланса j -й компоненты, k — число членов, неучитываемых в уравнении баланса. В уравнении (1.2) не учитываются обычно межгодовая изменчивость притока подземных вод (σ_u) и плотностные (стерические) колебания объема моря за счет временных изменений температуры и солености в его деятельном слое (ΔV_p), т. е.

$$\sum_j^2 \mu_j = \sigma_u + \Delta V_p.$$

Подземный приток к морю состоит из грунтового стока с междуречий и дельт конусов выноса рек и стока артезианских вод [109]. Первую попытку непосредственного применения гидрогеологических методов вычисления подземного притока осуществил Б. А. Аполлов в 1935 г. [3]. Он получил оценку U_6 , равную $4 \text{ км}^3/\text{год}$. В дальнейшем оценки подземного притока рассчитывались многими авторами. Если исключить из рассмотрения работу Х. К. Уланова [116], в которой дается явно завышенная оценка U_6 ($17,8 \text{ км}^3/\text{год}$), то диапазон изменчивости величин U_6 составляет $1\text{—}5,5 \text{ км}^3/\text{год}$. Очевидно, наиболее достоверной следует считать оценку подземного притока, полученную М. С. Зеккер, Р. Г. Джамаловым, А. В. Месхетели в 1984 г. [43] и равную $3,2 \text{ км}^3/\text{год}$. Обычно в воднобалансовых расчетах величина U_6 считается постоянной и принимается в пределах $3\text{—}5 \text{ км}^3/\text{год}$. В результате игнорируется межгодовая изменчивость величины U_6 , а также ее некоторое систематическое смещение, так как истинная оценка U_6 неизвестна. Поскольку есть основания полагать,

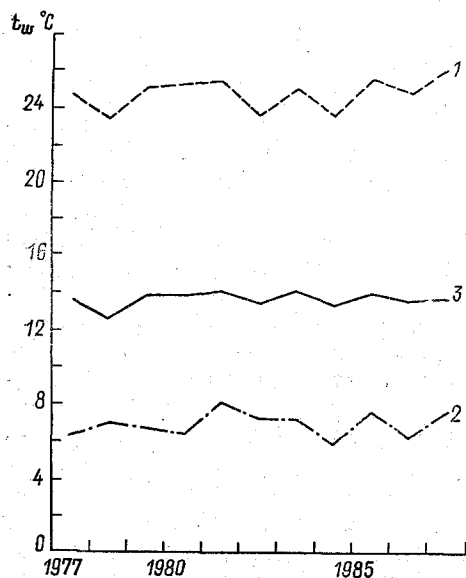
что межгодовая изменчивость притока подземных вод по крайней мере не превышает самой величины U_0 , то σ_u оказывается незначительной по сравнению со случайной погрешностью определения притока речных вод. Поэтому действительно при составлении годовых водных балансов величиной σ_u без существенной потери точности можно пренебречь.

Оценим теперь плотностные колебания уровня, которые возникают вследствие изменений температуры и солености водных масс и, следовательно, прежде всего свойственны поверхностным слоям моря. Для этой цели можно, например, использовать следующую эмпирическую формулу, предложенную в работе [27]:

$$\Delta h \approx 0,1 \Delta \nu_i z,$$

где Δh — изменение уровня, см; $\Delta \nu_i$ — изменение условного удельного объема, z — глубина, м. В качестве величины z обычно принимается такая глубина, на которой сезонные колебания плотности становятся пренебрежимо малыми. Применительно к Каспийскому морю глубина z может быть принята равной 100 м. Следует также отметить, что вклад температуры в формирование колебаний уровня по сравнению с соленостью является преобладающим.

Для оценки плотностных колебаний воспользуемся результатами синхронных гидрологических съемок за 1977—1987 гг., выполняемых на четырех вековых разрезах поперек Каспийского моря. В качестве примера на рис. 1.5 приводится временной ход температуры поверхности моря, осредненной по всем гидрологическим станциям, за январь, август и в среднем за год. Нетрудно



видеть, что от зимы к лету происходит резкое возрастание t_w . Так, амплитуда годовых колебаний составляет 18 °C. Разумеется, в слое 0—100 м она становится заметно меньше и близка к 10 °C.

Что касается солености, то она меняется очень незначительно. В слое 0—100 м соленость от зимы к лету увеличивается лишь на десятые доли промилле, вследствие чего может быть принята постоянной величиной. Как следует из экспериментальных данных,

Рис. 1.5. Межгодовой ход температуры поверхности Каспийского моря t_w в январе (1), августе (2) и за год (3).

величина Δh от зимы к лету увеличивается приблизительно на 12—15 см. Если учесть, что амплитуда годовых колебаний уровня, полученная по данным четырех реперных водомерных постов (Баку, Махачкала, Красноводск, Форт Шевченко), составляет примерно 30 см, то становится очевидным, что плотностные колебания уровня дают существенный вклад в сезонные изменения уровня моря. Заметим, что очень близкие оценки плотностных изменений уровня получены в работе [59].

Межгодовые изменения t_w (см. рис. 1.5) очень малы и происходят в диапазоне от 12,7°C (1978 г.) до 14,2°C (1981 г.). Характерная величина изменений t_w от года к году составляет 0,6°C. В слое 0—100 м она уменьшается до 0,4°C. Это позволяет оценить характерные межгодовые плотностные колебания уровня моря, которые составляют 0,4 см, т. е. практически находятся в пределах погрешности определения уровня. Пересчет этой величины в изменения полезного объема дает $\Delta V_p = 1,5 \text{ км}^3$, что не выходит за пределы возможной ошибки определения величины V .

Из рис. 1.5 вытекает важное обстоятельство, заключающееся в том, что во временном ходе величин t_w фактически отсутствует тренд. Следовательно, резкое возрастание уровня в рассматриваемый период никак не связано с плотностными изменениями полезного объема моря. Поэтому плотностные колебания уровня следует обязательно учитывать при изучении сезонного хода водного баланса и можно не принимать во внимание при расчетах межгодовых изменений водного баланса.

Таким образом, есть основания считать, что суммарный вклад неучитываемых членов баланса значительно меньше полной погрешности всех компонент водного баланса, т. е.

$$\sum_j \mu_j \ll \sum_i^n (\lambda_i + \delta_i).$$

Поэтому при осреднении за многолетний период времени

$$\sum_i^n \delta_i \approx \frac{1}{\sqrt{N}} \sum_i^n \sigma_{x_i} \rightarrow 0.$$

Следовательно, расхождения в среднемноголетних годовых оценках компонент баланса, в том числе полученных разными авторами, характеризуют преимущественно систематические погрешности. По данным табл. 1.4, расхождения в нормах стока составляют 24 км³, в нормах испарения — 40 км³ и в нормах осадков — 29 км³. Таким образом, максимальная систематическая погрешность может достигать 93 км³, в то время как ее минимальное значение может оказаться близким к нулю. Естественно, это возможно лишь тогда, когда отдельные погрешности имеют разный

знак и, следовательно, происходит их взаимная компенсация. Чтобы убедиться в этом, достаточно вычислить невязку годовых балансов за многолетний период.

Нами использованы две системы данных о составляющих водного баланса. Первая система данных (далее I схема) включает оценки осадков, испарения и притока речных вод, полученные в ГОИН за 1930—1988 гг. [46, 51, 109]. Во II схеме данные по притоку вод заимствовались из [52, 93], оценки испарения принимались по данным [31, 82], а значения осадков за 1930—1969 гг. брались из работы [105] и по этой же методике рассчитывались за 1970—1989 гг. Оценки ΔV , рассчитанные автором, использовались в обеих схемах, так же как и данные по стоку в залив Кара-Богаз-Гол.

На рис. 1.6 приводится межгодовой ход невязок. Нетрудно видеть, что в отдельные годы они по абсолютной величине могут оказаться даже сопоставимыми с оценками осадков. Максимум невязки, равный -98 км^3 (I схема), отмечается в 1944 г. и обусловлен прежде всего тем, что в данный год эффективное испарение является максимальным (415 км^3). Заметим, что по II схеме невязка в 1944 г. положительна и составляет 37 км^3 . При этом эффективное испарение оказалось равным 306 км^3 . Дополнительный анализ имеющейся в нашем распоряжении информации позволяет предположить, что значение 415 км^3 является явно завышенным. Использование статистических критериев (например, t -статистики Стьюдента) также свидетельствует о том, что эта величина может быть отнесена к грубым промахам. Кроме того, из рис. 1.6 видно, что какой-либо выраженной связи между невязками нет, коэффициент корреляции ($r=0,20$) незначим.

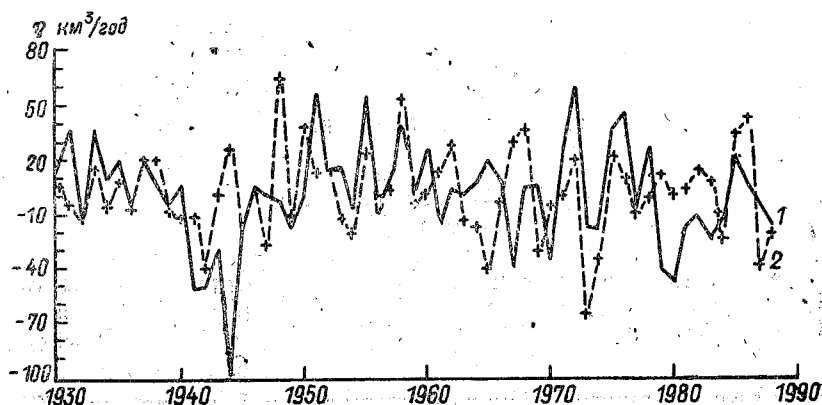


Рис. 1.6. Межгодовой ход невязки η уравнения водного баланса моря по схемам I (1) и II (2).

Одновременно с этим следует учесть то обстоятельство, что распределение невязок носит преимущественно случайный характер. Поэтому с увеличением периода осреднения значения невязок быстро уменьшаются. При осреднении за 30 лет невязки в основном не превышают 3—4 км³/год, что в пересчете на уровень составляет около 1 см/год. Явное исключение в I схеме составляет только 8-летняя серия (с 1945/74 по 1952/81 г.), когда невязки оказались существенно выше. При осреднении в целом за 60-летний период значения невязок равны 0,5 км³/год (I схема) и 1,1 км³/год (II схема).

Таким образом, совершенно очевидно, что происходит компенсация систематических погрешностей составляющих водного баланса. Это означает, что корреляция между ними отсутствует. Кроме того, из анализа невязок уравнения баланса следует, что межгодовые изменения уровня прежде всего обусловлены соответствующими изменениями водного баланса, т. е. климатическими факторами. Все другие факторы, воздействующие на уровень в рассматриваемом диапазоне (тектонические движения земной коры, плотностные колебания, изменения подземного притока, водообмен через дно и т. п.), являются либо малыми, либо в крайнем случае имеют разнонаправленный характер, вследствие чего их суммарный эффект близок к нулю.

В настоящее время для оценки погрешностей существующих методов определения составляющих уравнений баланса используют четыре метода [22]:

- 1) сравнение результатов применения различных независимых методов расчета составляющих баланса между собой;
- 2) сравнение данных расчетов составляющих баланса с результатами их измерения с помощью специальных приборов;
- 3) оценка вероятных ошибок расчетов путем анализа примененных формул;
- 4) оценка погрешности расчета всех составляющих баланса путем замыкания уравнения баланса при независимом определении всех его членов.

Если первые три способа позволяют оценить лишь ошибки отдельных составляющих баланса, то последний дает непосредственно значение невязки η . Как показывает опыт воднобалансовых расчетов, даже в сравнительно простых случаях выделить в «чистом» виде все погрешности чрезвычайно сложно. В связи с этим последний способ следует рассматривать как основной в общей схеме оценки точности определения составляющих водного баланса, которая может быть представлена уравнением (1.24). Тогда первые три способа, которые можно рассматривать как составные части этой общей схемы, будут служить для оценки систематических и случайных погрешностей отдельных составляющих баланса.

Критерием для оценки надежности составляющих балансов за какой-либо интервал времени, очевидно, может служить отношение [103]

$$\frac{|\eta|}{n^{-1} \sum_i^n |x_i|} \leq \Delta, \quad (1.25)$$

где знаменатель представляет собой среднее арифметическое из взятых по абсолютной величине всех членов уравнения баланса, а Δ — критерий надежности, который зависит от цели исследования, периода осреднения уравнения баланса и некоторых других факторов.

Необходимо отметить, что если в уравнении баланса есть члены, значительно отличающиеся друг от друга, то целесообразно вместо (1.25) использовать следующее соотношение:

$$\frac{|\eta|}{(n^{-1} \sum_i^n x_i^2)^{0,5}} \leq \Delta,$$

где знаменатель представляет среднее квадратическое всех членов уравнения баланса.

В общем случае трудно давать рекомендации относительно выбора величины Δ . Что касается уравнения ВБМ, то для средне-месячных многолетних, а также годовых балансов в первом приближении можно принять [103]

$$\Delta = \begin{cases} \Delta_{\text{пр}}, & \text{если } \Delta_{\text{пр}} = 0,25; \\ \Delta_{\text{доп}}, & \text{если } \Delta_{\text{доп}} = 0,10, \end{cases} \quad (1.26)$$

где $\Delta_{\text{пр}}$ — предельная погрешность, $\Delta_{\text{доп}}$ — допустимая погрешность. При $\Delta \leq 0,10$ составляющие водного баланса рассчитаны с достаточной точностью, в результате чего составленные балансы можно считать надежными. При $\Delta \geq 0,25$, наоборот, составленные балансы являются ненадежными (малодостоверными). В промежутке $0,10 < \Delta < 0,25$ балансы можно считать относительно надежными.

Используя, например, оценки составляющих водного баланса, полученные по II схеме за 1930—1988 гг., определим степень надежности водных балансов. В соответствии с критерием (1.26) из 59 балансов надежными являются 34, относительно надежными 19 и малодостоверными 5. Критерий Δ имеет максимальное значение в 1973 г. (0,48) и в 1985 г. (0,47). В первом и втором случаях невязки равны соответственно —65 и 74 км³, причем, очевидно, они обусловлены погрешностями определения прежде всего эффективного испарения.

Одним из важных методических вопросов является исключение невязки из уравнения водного баланса. В том случае, если

число составленных балансов достаточно велико, невязка может быть распределена между составляющими пропорционально вкладу их случайных погрешностей в суммарную погрешность уравнения баланса, т. е.

$$\varepsilon_i = \sigma_{x_i} / \sqrt{\sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2},$$

где ε_i — вклад погрешности произвольной составляющей x_i в суммарную погрешность уравнения баланса.

Более точное выделение и исключение случайных погрешностей может быть осуществлено на основе методов многомерной статистики. Если предположить, например, что каждая составляющая баланса имеет лишь случайную погрешность δ_i (систематическая погрешность отсутствует либо исключена), то уравнение баланса может быть записано в следующем виде:

$$\sum_i^n x_i = \sum_i^n (x_{\text{ист}} + \delta_i) = \eta. \quad (1.27)$$

Представим (1.27) как

$$\sum_i^n a_i x_{ij} = \eta_j, \quad (1.28)$$

где $a_i = (x_{\text{ист}, i} + \delta_i) / x_i$, j — номер баланса ($j=1, \dots, N$), N — число составленных балансов.

Нетрудно видеть, что данное выражение представляет собой классическое уравнение множественной линейной регрессии, коэффициенты которого определяются с помощью метода наименьших квадратов. Характерной особенностью (1.28) является то, что всегда коэффициент множественной корреляции $R=1$ и, следовательно, вычисленные и наблюдаемые значения η_j равны. Поэтому, принимая, например, в качестве случайной погрешности $\delta_i = \varepsilon_i \eta$, нетрудно определить «истинные» значения составляющих баланса по формуле

$$x_{i, \text{ист}} = a_i x_i - (\sigma_{x_i} / \sqrt{\sum \sigma_{x_i}^2}) \eta.$$

Различия между «истинными» и наблюдаемыми компонентами водного баланса можно проследить по табл. 1.11. В ее правой части приводятся коэффициенты корреляции между рассчитанными компонентами по II схеме за 1930—1988 гг., а в левой части даются коэффициенты корреляции между «истинными» компонентами.

Как следует из табл. 1.11, наиболее тесная связь невязки отмечается с испарением ($r=-0,26$) и изменениями объема моря ($r=-0,25$). Это означает, что данные составляющие водного баланса определяются с наибольшей случайной погрешностью. На первый взгляд, сомнительным выглядит результат корреляции между η и P . Однако следует иметь в виду, что на оценку коли-

Таблица 1.11

Корреляционная матрица вычисленных по II схеме компонент водного баланса за 1930—1988 гг. (правый треугольник) и «истинных» компонент баланса (левый треугольник)

	η	Q_6	P	E	ΔV	$Q_{КБГ}$
η	1,00	0,18	-0,13	-0,26	-0,25	-0,03
Q_6	—	1,00	-0,03	-0,13	0,79	-0,07
P	—	-0,02	1,00	0,09	0,23	0,12
E	—	-0,08	-0,08	1,00	-0,37	0,49
ΔV	—	0,88	0,21	-0,45	1,00	-0,27
$Q_{КБГ}$	—	-0,05	0,07	0,47	-0,29	1,00

чества осадков в большей степени влияет систематическая погрешность, которая в коэффициенте корреляции по существу не отражается.

При переходе от наблюдаемых компонент водного баланса к «истинным» степень связи меняется сравнительно мало. При этом изменения незначимых коэффициентов корреляции ($r < 0,20$ при уровне значимости $\alpha = 5\%$) практически вообще не имеет смысла рассматривать. В то же время увеличение наиболее высоких коэффициентов корреляции и прежде всего между ΔV и Q_6 представляется весьма важным, поскольку может повысить точность расчета изменений объема моря.

1.3. Межгодовая изменчивость водного баланса моря

В результате выполненных многими научными коллективами исследований в настоящее время существует возможность изучения временной изменчивости всех составляющих водного баланса моря уже более чем за столетний период.

В табл. 1.12 представлены статистические характеристики составляющих водного баланса за 1890—1990 гг., а на рис. 1.7 — их временной ход. При этом источники данных, их характеристики

Таблица 1.12

Статистические характеристики составляющих водного баланса моря (км³) за 1890—1990 гг.

Статистическая характеристика	Q_6	ΔV	$E_{эф}$	E	P
Среднее	290,7	-3,4	280,9	371,5	92,1
Медиана	286	-6,6	282	372,4	90,8
Мода	323	-45	283	371,5	90,5
Размах колебаний	230	255	182	143	69,8
Ошибка среднего	4,6	5,6	3,5	3,0	1,6
Стандартное отклонение	46,3	56,4	35,1	29,9	15,7
Ошибка стандарта	3,3	4,0	2,5	2,1	1,1

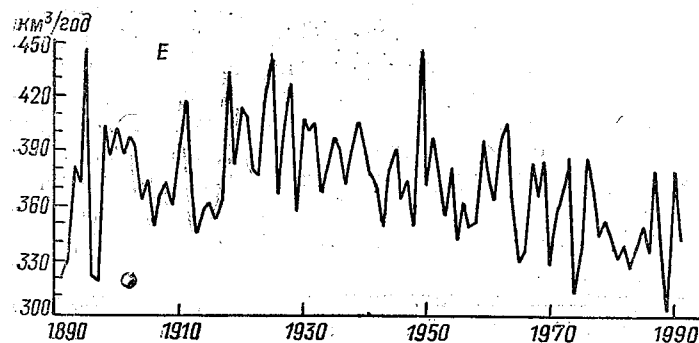
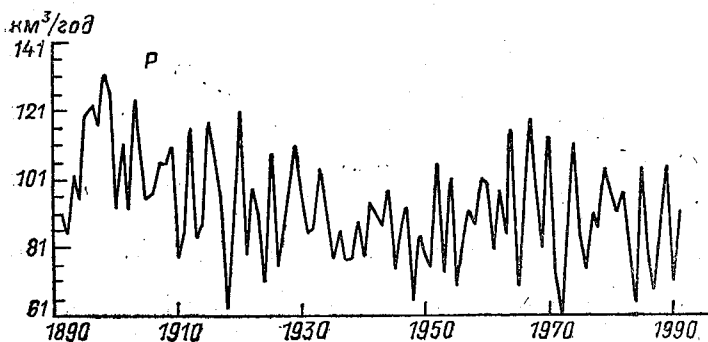
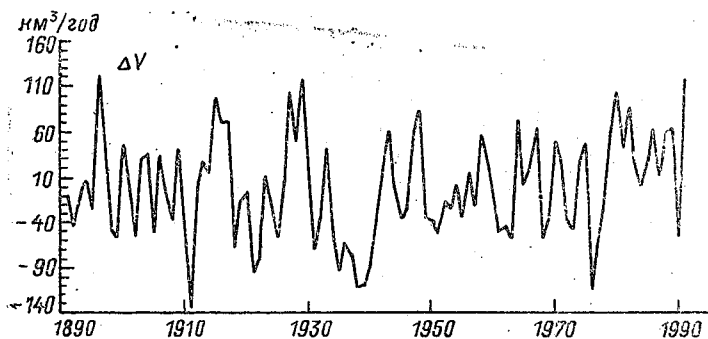


Рис. 1.7. Межгодовая изменчивость составляющих водного баланса моря.

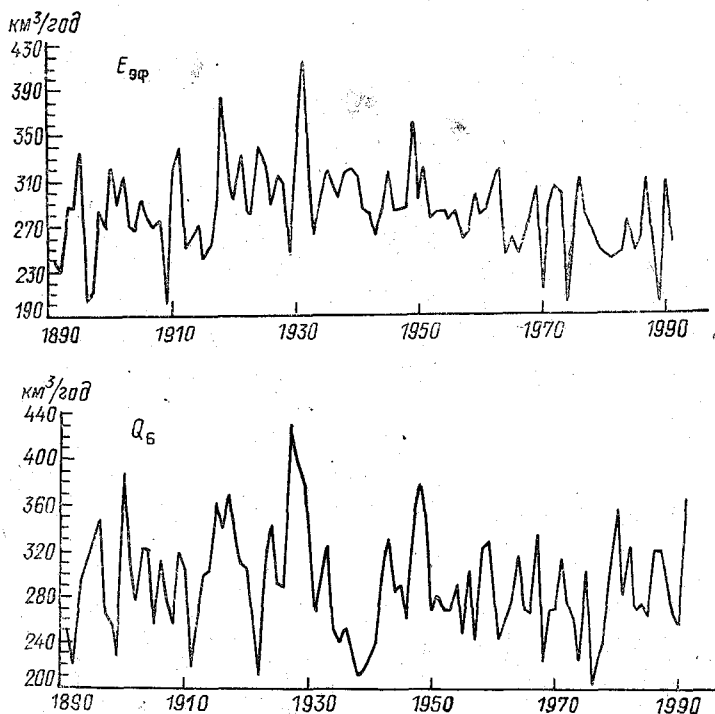


Рис. 1.7. Межгодовая изменчивость составляющих водного баланса моря.

ка и методы определения указываются в п. 1.1. Наиболее изменчивой компонентой является ΔV , наименее изменчивой — P . Однако относительная изменчивость, характеризуемая коэффициентом вариации, очень близка к аналогичной изменчивости притока речных вод и практически в два раза выше изменчивости испарения.

Анализ эмпирических функций распределения временных рядов показал, что ряды P , E и $E - P$ имеют нормальное распределение, а ряды Q и ΔV — распределение, близкое к нормальному. Данное обстоятельство существенно облегчает процедуру статистического анализа временной изменчивости указанных рядов.

В общем случае межгодовая изменчивость временного ряда может быть представлена в виде следующего разложения [101]:

$$X(t) = T(t) + \sum_{i=1}^k A_i \cos(\omega_i t + \varphi_i) + C(t), \quad (1.29)$$

где $T(t)$ — трендовая составляющая; A_i , ω_i , φ_i — соответственно амплитуда, частота, фаза i -й гармоники полигармонического ряда, характеризующего регулярные межгодовые колебания; $C(t)$ — остаточная часть, характеризующая нерегулярные (случайные) межгодовые колебания.

На наш взгляд, трендовую составляющую целесообразно трактовать как некоторое медленное и плавное изменение процесса с периодом, существенно превышающим длину исходной реализации [25]. Отсюда следует, что в качестве тренда временных рядов могут служить циклы более высокого порядка или какие-либо долгопериодные изменения процесса неколебательного типа, природа которых обычно остается неизвестной.

Наиболее часто встречающийся тип тренда в гидрометеорологических рядах — тренд по математическому ожиданию. При этом различают два типа тренда: линейный и нелинейный. Линейный тренд описывается обычным линейным уравнением

$$T(t) = a_0 + a_1 t, \quad (1.30)$$

а нелинейный тренд аппроксимируется либо полиномом второй степени

$$T(t) = a_0 + a_1 t + a_2 t^2, \quad (1.31)$$

либо другой нелинейной зависимостью, имеющей не более одного экстремума.

Тренд временного ряда рассчитывает по выражениям (1.30) и (1.31). При этом он считается значимым, если значимы коэффициент корреляции и корреляционное отношение соответственно линейного и нелинейного уравнений регрессии. Оценка значимости обычно осуществляется с помощью t -статистики Стьюдента. Сначала формулируется нулевая гипотеза относительно равенства, например, коэффициента корреляции нулю, т. е. $H_0: r=0$. Затем строится критическая область вида $|r| > t_{\alpha} \sigma_r$, с уровнем значимости α ($\sigma_r = (1 - r^2)/\sqrt{N-1}$). Если полученное по данным выборки значение r окажется внутри критической области, то H_0 отвергается. Поэтому если $|r| > t_{\alpha} \sigma_r$, то r значим.

Иной способ оценивания линейного тренда на основе анализа статистической значимости коэффициента регрессии a_1 был предложен в работе И. И. Поляка [87]. Для принятия гипотезы о наличии линейного тренда требуется выполнение следующих условий:

$$1) \sigma_T^2 < \sigma^2,$$

2) $|a_1| > 2\sigma_{a_1}$, при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Здесь σ^2 — дисперсия исходного ряда y_i , σ_T^2 — дисперсия отклонений наблюдаемых значений y от линии тренда, определяемая как

$$\sigma_T^2 = \frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N \left[y_i - a_0 - a_1 \left(i - \frac{n-1}{2} \right) \right]^2,$$

а $\sigma_{a_1}^2$ — дисперсия коэффициента регрессии a_1 , которая может быть вычислена по следующей формуле:

$$\sigma_{a_1}^2 = \frac{12}{N(N-1)} \sigma^2.$$

Если указанные условия не выполняются, то линейный тренд является незначимым.

Заметим, что в гидрометеорологических исследованиях, в том числе посвященных и проблеме Каспийского моря, встречаются неверные толкования самого тренда, методов его определения и оценивания. Например, С. Н. Родионов [98] помимо линейного и нелинейного трендов выделяет ступенчатую и пилообразную форму тренда, с чем трудно согласиться, так как это противоречит определению самого тренда. В работе [84] гипотеза о наличии линейного тренда проверялась по неверной оценке значимости коэффициента регрессии a_1 . Упрощенная оценка значимости тренда предлагается и в работе [101], в соответствии с которой тренд считается незначимым, если он описывает менее 20 % дисперсии исходного ряда, а переход к параболическому тренду осуществляется в том случае, если он по сравнению с линейным трендом увеличивает описание дисперсии ряда более чем на 10 %. Однако без учета длины реализации оценку значимости вряд ли можно считать достоверной.

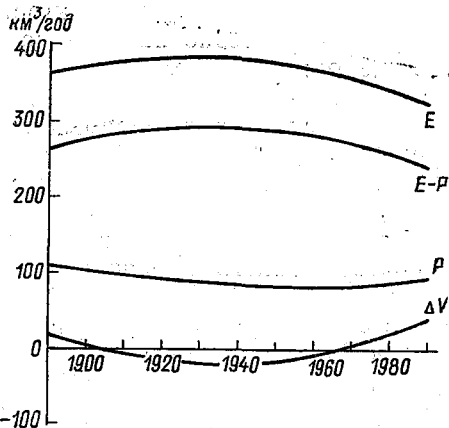
Оценки трендов для всех составляющих ВБМ приводятся в табл. 1.13. Наиболее значительный тренд отмечается в межгодовом ходе испарения, параболический вариант которого описывает почти 26 % от общей дисперсии исходного ряда. Как видно из рис. 1.8, до 40-х годов испарение медленно увеличивалось, а затем стало уменьшаться, причем скорость уменьшения в 80-е годы заметно возросла и в настоящее время составляет примерно $2,2 \text{ км}^3/\text{год}$.

Противоположное направление имеет тренд в ходе осадков. Однако если линейный вариант его даже несколько превышает соответствующий тренд в испарении, то параболический тренд уже заметно уступает тренду в испарении. Вследствие этого трендовая составляющая эффективного испарения практически аналогична тренду в испарении, причем скорость его изменения в современных условиях составляет $2,1 \text{ км}^3/\text{год}$. Поскольку в рядах речного стока тренд практически отсутствует, главной причиной

Оценка различных трендов компо

Компонента водного баланса	Линейный тренд					
	$\sigma_T^2 \text{ км}^6$	r	r^2	a_0	a_1	$t_{\alpha} \sigma_r$
Q_B	5	-0,08	0,006	—	—	0,16
Q_6	23	-0,10	0,011	—	—	0,16
ΔV	56	-0,13	0,018	—	—	0,16
$F_{\text{эф}}$	68	-0,166	0,028	291,1	-0,200	0,16
E	97,7	-0,33	0,109	388,8	-0,338	0,15
P	31,9	0,360	0,129	101,2	0,193	0,15

Рис. 1.8. Трендовые составляющие в межгодовых изменениях компонент водного баланса моря.



формирования тренда в изменениях объема моря является эффективное испарение.

Что касается причин возникновения трендов в испарении и эффективном испарении, то здесь ясности пока еще нет. В работе [84] были выявлены отрицательные тренды в среднегодовых значениях скорости ветра в приводном слое атмосферы над морем. Поскольку межгодовой ход стандартизованных значений испарения и скорости ветра оказался довольно похожим, то в работе [84] сделан вывод, что «современные изменения уровня Каспийского моря могут быть в заметной степени... связаны с многолетними направленными изменениями скорости ветра в районе моря в результате перестройки атмосферной циркуляции».

Однако, как следует из анализа среднегодовых значений испарения, рассчитанных аэродинамическим методом, зависимость между испарением и скоростью ветра является весьма слабой. В значительно большей степени испарение зависит от перепада влажности в приводном слое воздуха. Поэтому более реальной причиной изменчивости испарения и количества осадков представляется интенсивность циклонической деятельности, в качестве которой обычно принимают повторяемость циклонов. Есть основания полагать, что в 80-е годы она была выше, чем в 70-е. При повышении повторяемости циклонов происходит увеличение количества выпавших осадков и уменьшение испарения, вследствие чего понижается эффективное испарение. Впрочем, нельзя

Таблица 1.13

нент водного баланса за 1890—1990 гг.

Нелинейный тренд						
σ_T^2 км ⁶	r	η^2	a_0	a_1	a_2	$t_0 \sigma_T$
8	-0,09	0,008	—	—	—	0,16
23	-0,10	0,011	—	—	—	0,16
251	0,28	0,079	15,57	-1,609	0,0183	0,15
244	0,42	0,175	260,04	1,609	-0,0177	0,14
230,2	0,51	0,257	362,44	1,197	-0,0159	
44,5	0,42	0,180	110,02	-0,666	0,0046	

упускать из вида другие факторы, в частности загрязнение, для которого характерно наличие положительного временного тренда.

Еще одно предположение о возможных причинах изменений испарения высказано в работе [44] и сводится к следующему: испаряемая влага с орошаемых земель, прилегающих к главному Туркменскому каналу, под воздействием преобладающих ветров, идущих с востока на запад, переносится на Каспийское море и «накрывает его влажным покрывалом», тем самым уменьшает испарение с него. Однако сколько-нибудь убедительных аргументов в пользу данного предположения авторами [44] не приводится.

Если данный процесс и оказывает какое-то влияние на испарение с акватории моря, то лишь в локальном районе, прилегающем к Красноводску и лишь в течение коротких промежутков времени. Именно летом, когда наблюдается максимальное испарение с орошаемых земель, поток влаги в приземном слое атмосферы в районе Красноводска имеет преобладающее северо-восточное направление [54, 55]. Севернее и южнее Красноводска потоки влаги в приземном слое вообще направлены на восток [54, 55]. Поэтому влажное покрывало может накрыть только ограниченный участок моря, да и то лишь в течение непродолжительного времени.

По данным табл. 1.13, трендовая составляющая в межгодовом ходе стока Волги и притока речных вод фактически отсутствует. Но в то же время С. Н. Родионов [98] показал, что ряд притока речных вод является нестационарным по математическому ожиданию и дисперсии. При этом он выделил три квазистационарных периода в колебаниях стока рек: первый — 1878—1936 гг., второй — 1937—1977 гг. и третий с 1978 г. Очевидно, что указанные периоды хорошо согласуются с характером межгодовых изменений уровня моря. В результате дополнительного анализа за время инструментальных наблюдений уровня (с 1890 г.) было выделено три достаточно длительных стабильных периода, в течение которых его изменения являются относительно однородными. По аналогии с естественными синоптическими периодами они могут быть названы естественными климатическими периодами (ЕКП).

I ЕКП (1890—1929 гг.), который соответствует 37-му ЕКП с начала нашей эры, характеризуется стоянием уровня, т. е. его колебания носят случайный характер относительно некоторого мало изменяющегося среднего положения. II ЕКП (1930—1977 гг.) сопровождается почти монотонным падением уровня, а третий (с 1978 г.) — наоборот, таким же монотонным подъемом уровня. В табл. 1.14 приводятся статистические характеристики компонент водного баланса для указанных ЕКП. Как следует из табл. 1.14, главной причиной падения уровня в 1930—1977 г. является заметное уменьшение притока речных вод, в то время как подъем уровня после 1977 г. в равной степени зависит уже от стока и эффективного испарения. При этом уменьшение эффек-

Таблица 1.14

Основные статистические характеристики компонент
водного баланса моря (км³) для отдельных ЕКП

Компоненты баланса	ЕКП, годы		
	1890—1929	1930—1977	1978—1990
$Q_B \bar{x}$	247,3	222,6	265,0
σ	47,1	36,5	36,5
$Q_0 \bar{x}$	305,3	276,1	302,4
σ	51,0	39,9	37,0
$\Delta V \bar{x}$	0,9	— 20,1	45,3
σ	56,9	51,4	46,4
$E_{эф} \bar{x}$	283,4	287,8	255,2
σ	39,3	34,8	29,8
$E \bar{x}$	380,2	371,8	342,3
σ	32,2	25,1	20,9
$P \bar{x}$	99,3	87,7	87,3
σ	16,8	13,0	14,3

тивного испарения прежде всего обусловлено значительным уменьшением испарения с акватории моря при мало изменяющемся количестве осадков.

Изменчивость компонент водного баланса для различных ЕКП также не остается постоянной. В периоды почти монотонного подъема и повышения уровня, как и следовало ожидать, изменчивость всех компонент баланса меньше. Особенно ярко это проявляется на значениях притока речных вод к морю. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что наиболее изменчивой оказывается величина ΔV . Это связано с тем, что факторы, формирующие уровень режим, а именно Q , P и E , практически не коррелируют между собой. В результате изменчивость величины ΔV описывается следующей простой формулой:

$$\sigma_{\Delta V} \approx \sqrt{\sigma_Q^2 + \sigma_P^2 + \sigma_E^2}.$$

Использование критериев Стьюдента и Диксона [42] для оценки расхождений между средними двух выборок и критериев Фишера и Кокрена [42] для оценки расхождений дисперсий показал, что значимые различия при $\alpha=5\%$ наблюдаются практически для всех компонент водного баланса, исключая осадки. Таким образом, все они нестационарны как по математическому ожиданию, так и по дисперсии. Внутри же ЕКП, очевидно, можно принять условие стационарности рассматриваемых рядов.

Для оценки вклада квазипериодической и случайной составляющих в разложении (1.27) используется обычно аппарат гармонического, автокорреляционного и спектрального анализов [33,

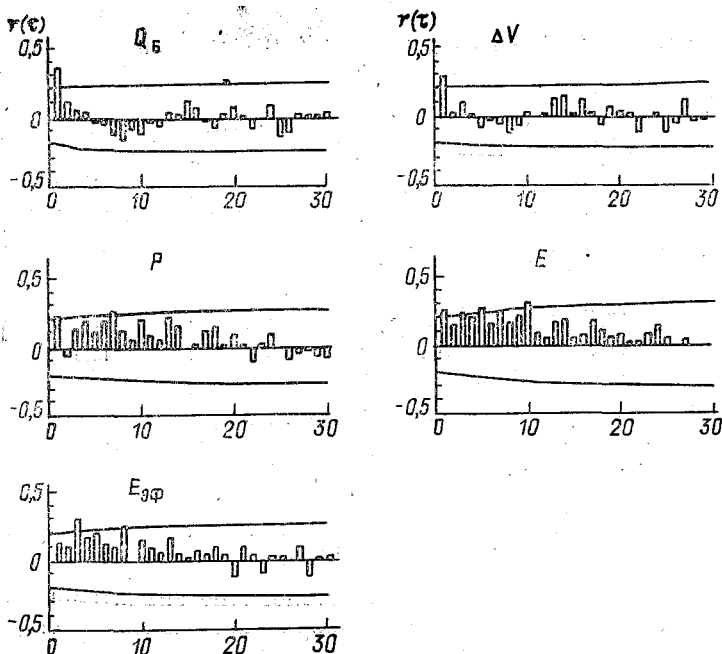


Рис. 1.9. Автокорреляционные функции составляющих водного баланса моря при максимальном сдвиге $\tau_m = 30$ лет.

86, 100]. На рис. 1.9 приводятся автокорреляционные функции всех составляющих ВБМ при максимальном сдвиге $\tau_m = 30$ лет. В частности, для рядов Q_6 , ΔV и с определенной натяжкой $E_{эф}$ при $\tau = 1$ коэффициенты автокорреляции являются значимыми, а при всех сдвигах $\tau > 1$ они незначимы. Это означает, что мы имеем дело с корреляцией только между смежными значениями ряда, который в этом случае может быть представлен простой цепью Маркова или соответственно авторегрессионной моделью I порядка, т. е.

$$\hat{X}(t) = \Phi \hat{X}(t-1) + \varepsilon(t),$$

где $\hat{X}(t)$ — центрированные значения статистического ряда, Φ — параметр регрессии, $\varepsilon(t)$ — белый шум. В первом приближении автокорреляционные функции указанных компонент ВБМ могут быть аппроксимированы экспоненциальными выражениями вида

$$r(\tau) = e^{-\alpha |\tau|}, \quad (1.32)$$

где α — коэффициент затухания, который может быть определен, например, таким образом, чтобы соответствовать эмпирическому значению коэффициента автокорреляции при сдвиге $\tau = 1$. В результате для рассматриваемых рядов были получены следующие оценки коэффициента затухания: $\alpha_Q = 1,0$, $\alpha_{\Delta V} = 1,25$, $\alpha_{E_{эф}} = 1,48$.

Что касается автокорреляционных функций рядов испарения, то они уже в большей степени близки к белому шуму, для которого характерно отклонение коэффициентов автокорреляции от нуля случайным образом при всех сдвигах τ . Заметим также, что, хотя мы и отнесли $E_{\text{эф}}$ к простой цепи Маркова, тем не менее оно достаточно близко и к белому шуму, ибо превышение коэффициента автокорреляции над уровнем значимости при $\tau=1$ очень мало.

Как известно, автокорреляционной функции (1.32) соответствует спектральная плотность

$$S(\omega) = \frac{1}{\pi} \frac{\alpha}{\omega^2 + \alpha^2}, \quad (1.33)$$

где ω — частота. Данный спектр характерен для случайных процессов, интенсивность которых монотонно убывает с увеличением частоты. Однако, как следует из рис. 1.10, существует некоторое различие между эмпирической функцией спектральной плотности

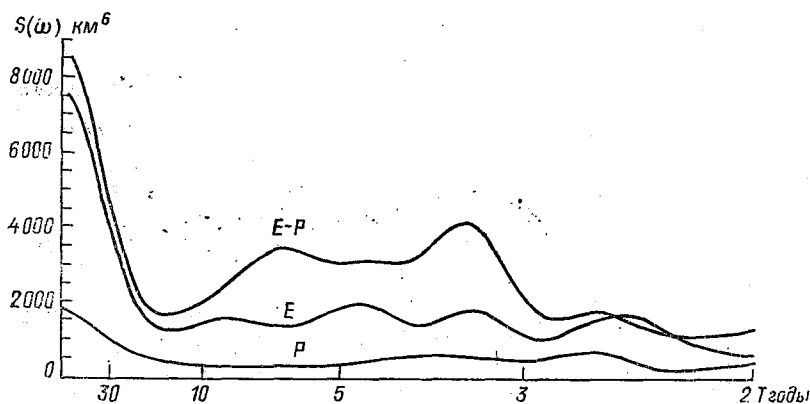
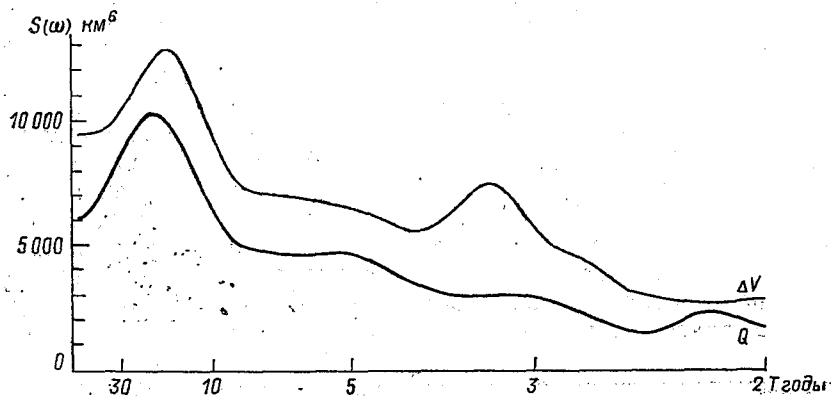


Рис. 1.10. Спектральная плотность составляющих водного баланса моря при $\tau_m=30$ лет.

и теоретической, рассчитанной по формуле (1.33), для рядов ΔV и Q_6 . Это различие в основном связано с тем, что на эмпирической функции проявляется слабый пик с периодом $\tau=17$ лет. Оценка значимости данного пика показала, что он является недо-стоверным, т. е. происхождение его обусловлено выборочной изменчивостью рассматриваемых рядов.

Более важным представляется другой вывод, а именно, что ряды ΔV и Q_6 , обладающие совершенно различной физической природой, имеют очень близкую частотную структуру в своей межгодовой изменчивости. Это еще раз подтверждает генетическую обусловленность формирования изменений объема моря от притока речных вод.

Эмпирические функции спектральной плотности для рядов испарения, осадков и эффективного испарения (рис. 1.10) близки друг к другу, но в то же время существенно отличаются от спектральных оценок ΔV и Q_6 . Тем не менее, об идентичности спектральных функций для $E_{эф}$ и E следует говорить с осторожностью, так как оба ряда получены по замыканию уравнения ВВМ и не являются независимыми по отношению друг к другу.

Итак, квазипериодические колебания в интервале от 2 до 30 лет в рядах составляющих водного баланса моря фактически отсутствуют и подавляющая часть дисперсии межгодовых колебаний обусловлена нерегулярной изменчивостью, проявляющейся в виде красного или белого шумов. Заметим, что полученные здесь результаты практически совпадают с выводами других исследователей [52, 80, 88]. Более того, подобный характер межгодовой изменчивости свойствен не только водному балансу Каспийского моря, но и подавляющему большинству характеристик водного баланса других морей, озер, речных бассейнов и даже океанов [32].

Рассмотрим теперь статистическую взаимосвязь между отдельными компонентами водного баланса моря за столетний период (табл. 1.15) и для отдельных ЕКП (табл. 1.16). Как и следовало ожидать, наиболее тесная связь для всех ЕКП и столетнего периода в целом отмечается между Q_6 и ΔV , которая не опускается

Таблица 1.15

Корреляционная связь между компонентами водного баланса Каспийского моря за столетний (1890—1990 гг.) период

	Q_B	Q_6	ΔV	$E_{эф}$	E	P
Q_B	—	0,96	0,79	—0,04	0,10	0,12
Q_6		—	0,78	—0,02	0,09	0,14
ΔV			—	—0,60	—0,51	0,34
$E_{эф}$				—	0,84	—0,43
E					—	—0,02
P						—

Таблица 1.16

Корреляционная связь между компонентами водного баланса
Каспийского моря для отдельных естественных климатических периодов

	ЕКП	Q_B	Q_6	ΔV	$E_{эф}$
Q_B	I	—	0,98	0,77	0,10
	II		0,96	0,78	-0,09
	III		0,98	0,77	0,01
Q_6	I		—	0,78	0,11
	II			0,81	-0,09
	III			0,77	0,01
ΔV	I			—	-0,52
	II				-0,62
	III				-0,63
$E_{эф}$	I				—
	II				
	III				

ниже $r=0,77$ и практически не зависит от характера изменений уровня. Более полное представление о тесноте данной связи можно получить из рис. 1.11, на котором представлено распределение скользящих по 30-летиям коэффициентов корреляции. Действительно, связь между Q_6 и ΔV остается стабильно высокой, однако можно выделить интервалы, где она имеет уже заметные различия. Максимальный коэффициент корреляции отмечается в 1918—1947 гг., а минимальный — в 1948—1977 гг. В результате размах колебаний составляет $R_r=0,24$.

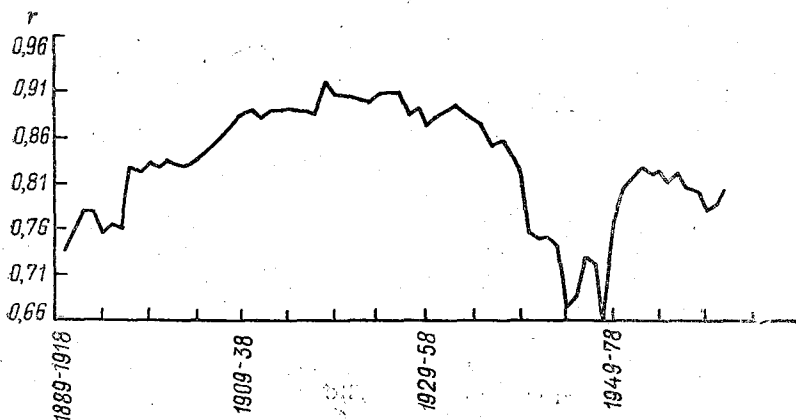


Рис. 1.11. Распределение скользящих по 30-летиям коэффициентов корреляции r между Q_B и ΔV .

Так как приток речных вод почти линейно связан с годовым стоком Волги (см. табл. 1.15), то основной вклад в межгодовую изменчивость ΔV вносит зона формирования стока р. Волги. Учитывая также, что величина ΔV формируется за счет стока данного и частично предшествующего года, то имеем

$$\Delta V_i = a_0 + a_1 Q_{Bt} + a_2 Q_{Bt(i-1)}. \quad (1.34)$$

Параметры этой зависимости почти не меняются при переходе от одного естественного периода к другому. Так, коэффициент множественной корреляции составляет $R=0,80-0,83$, а стандартная погрешность расчета ΔV равна $\sigma_{y(x)}=30-33 \text{ км}^3$.

Если в формуле (1.34) перейти от ΔV к Δh , то точность этой зависимости оказывается еще выше ($R=0,83-0,85$). Это связано с тем, что площадь моря имеет хорошо выраженную трендовую составляющую, обусловленную изменениями уровня и практически не коррелирует с речным стоком. Таким образом, основные причины межгодовой изменчивости уровня необходимо искать в факторах формирования стока в бассейне Волги.

Совершенно иная точка зрения высказана академиком Н. А. Шило [126], который утверждает, что «колебание уровня Каспия не связано со стоком впадающих в него рек; это явление имеет иную природу». Однако каких-либо аргументов в пользу этого предположения в указанной работе не приводится.

Значительно хуже выражена связь ΔV с другими составляющими водного баланса. Так, коэффициент корреляции между ΔV и $E_{\text{эф}}$ изменяется от $-0,52$ до $-0,63$ для различных ЕКП. Если же рассматривать распределение скользящих по 30-летним коэффициентов корреляции, то размах их колебаний несколько увеличивается и составляет $R_r=0,17$. При этом максимум r приурочен к 1960—1980 гг. ($r=-0,73$), а минимум — к 1921—1950 гг. ($r=-0,46$).

Аналогичный характер носит статистическая связь между ΔV и E , которая для различных ЕКП меняется в пределах от $-0,41$ до $-0,50$, а величина R_r составляет $0,37$. Связь между P и ΔV для всех ЕКП является положительной и изменяется от $0,29$ для I ЕКП до $0,57$ для III ЕКП, причем $R_r=0,38$.

Обращает на себя внимание практически полное отсутствие связи между притоком речных вод и эффективным испарением (см. табл. 1.15 и 1.16). Именно это обстоятельство, на наш взгляд, является решающим с точки зрения объяснения различий в межгодовой структуре колебаний уровня и водного баланса. Действительно, поступающий в море сигнал в виде колебаний водного баланса гасится из-за отсутствия корреляции между стоком и эффективным испарением, а также из-за саморегулирующих свойств водоема, обусловленных его бессточностью.

1.4. Колебания уровня моря

Достаточно подробная сводка изученности колебаний уровня за период инструментальных наблюдений приводится в работе [52]. Первые наблюдения за уровнем были произведены на водомерном посту Баку (Баилов мыс) в 1830 и 1832 гг., систематические наблюдения ведутся с 1837 г., а регулярные в современном понимании с 1890 г. Именно этот год можно считать начальной точкой отсчета в построении системы мониторинга уровня моря.

В 1900 г. были открыты водпосты Махачкала и Куули-Маяк, в 1913 г. — Челекен, в 1915 г. — Красноводск, в 1921 г. — Форт-Шевченко и Кара-Богаз-Гол. В дальнейшем наблюдения за уровнем велись более чем на 20 постах. Однако, к сожалению, в 80-е годы ряд постов, имеющих длительные ряды наблюдений, закрылись в основном из-за финансовых проблем. Реперными или вековыми являются четыре поста: Баку, Махачкала, Форт-Шевченко, Красноводск. Уровень моря, осредненный по четырем постам, обычно считается средним для моря в целом. Заметим, что начиная с 1981 г. в изданиях ГВК средний уровень подсчитывается по данным большего числа пунктов и тем самым нарушается однородность уровенного ряда. В отдельные годы (например, в 1981 г.) различия в оценках могут превышать 10 см, что сравнимо с амплитудой межгодовых колебаний уровня. В настоящей работе уровень, осредненный по четырем постам, принят в качестве среднего по всему морю.

Существенный недостаток уровенных наблюдений — это отсутствие единой системы отсчетов, которая за текущее столетие неоднократно менялась, а также незаконченная работа по водной нивелировке отдельных постов для устранения перекосов уровенной поверхности [46, 52]. В результате до сих пор нет «эталонного», или реперного, временного ряда колебаний уровней.

По данным инструментальных измерений, размах колебаний уровня составил 3,4 м, а в текущем столетии — 3,2 м. Наиниžшая отметка уровня отмечалась в 1977 г. (—29 м БС), которая многими исследователями воспринималась как критическая. Наиболее характерной его особенностью является наличие довольно длительных периодов, в течение которых изменения уровня называются достаточно однородными.

Естественно, что значительный размах колебаний уровня порождает вопрос о степени их аномальности. Для ответа на этот вопрос, воспользуемся данными работы [26], в которой на основе палеоклиматических реконструкций восстановлен ход уровня моря по десятилетиям с начала нашей эры (рис. 1.12). Хотя точность восстановленных таким образом значений уровня практически невозможно проконтролировать, тем не менее это дает возможность приближенного сравнения колебаний уровня на современном этапе и в отдаленном прошлом.

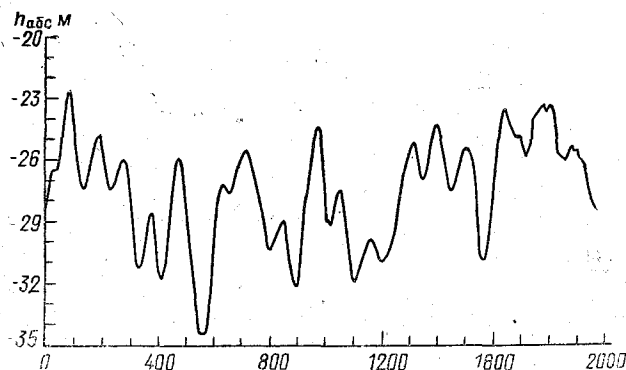


Рис. 1.12. Межвековой ход уровня Каспийского моря с начала нашей эры по данным [29].

Как видно из рис. 1.12, в прошлом неоднократно наблюдались периоды, в течение которых уровень был существенно выше или ниже современных отметок. Следовательно, колебания уровня в текущем столетии не относятся к числу выдающихся событий в истории Каспия, а представляют рядовое явление. Более того, размах колебаний в некоторые столетия значительно превышал размах колебаний в XX в. Так, например, в IX в. он составил 7 м. Наименьшая отметка уровня отмечалась в середине V в. ($-34,5$ м), а наивысшая — в начале нашей эры ($-22,5$ м). В результате полный размах колебаний составляет 12 м.

Для данного временного ряда был проведен специальный анализ по выделению ЕКП. Всего было выделено 38 ЕКП, из них 15 ЕКП с монотонным ростом уровня, 15 ЕКП — с монотонным падением уровня и 8 ЕКП — характеризующихся стоянием уровня. При этом в качестве стояния уровня принимались его изменения в пределах 1 м.

В табл. 1.17 приводятся различные параметры ЕКП. Так, средняя продолжительность периодов роста и падения уровня оказалась почти одинаковой и немногим превышает 50 лет. Средняя

Таблица 1.17

Характеристика естественных климатических периодов с начала нашей эры. По [26]

Характеристика	Число ЕКП	Продолжительность ЕКП, годы			Градиент, см/год		
		средняя	максимальная	минимальная	средний	максимальный	минимальный
Рост	15	53	100	40	6,32	11,5	2,6
Падение	15	54	80	40	6,68	11,2	2,4
Стояние	8	46	60	40	1,61	2,2	0,8

скорость роста и падения уровня также почти не отличается друг от друга. Из табл. 1.17 следует, что в колебаниях уровня проявляется нерегулярная цикличность, период которой составляет в среднем около 110 лет. Обнаружение данной цикличности традиционными методами (например, спектральным анализом) вызывает затруднения из-за непостоянства периода, амплитуды, а также присутствия во временном ряду длительных промежутков со стоянием уровня.

Последний, 39-й ЕКП начался, как уже отмечалось выше, в 1978 г. При этом, основываясь на данных табл. 1.16, можно вполне уверенно утверждать, что многоводная фаза в изменениях уровня продлится не менее чем до 2020 г. Средний градиент роста уровня за 1978—1990 гг. составил 11,5 см/год. Если предположить, что он сохранится в следующее десятилетие, то в 2000 г. уровень может достигнуть отметки 160 см, или —26,4 м абс. В следующие два десятилетия из-за усиливающейся роли морфометрического фактора средний градиент роста уровня должен неминуемо уменьшиться. Если в качестве экспертной оценки принять, например, градиент 5—7 см/год, то к 2020 г. уровень может увеличиться еще на 100—140 см и выйти на отметки —25,4; —25,0 м абс.

Как уже отмечалось ранее, основные факторы, формирующие ЕКП (Q_6 и $E_{эф}$), являются существенно нестационарными по математическому ожиданию. В то же время естественно полагать, что вследствие однородного характера колебаний уровня внутри ЕКП компоненты водного баланса должны находиться в устойчивом стационарном состоянии. Иными словами, хотя в целом межгодовые изменения компонент ВБМ носят нестационарный характер, тем не менее, для отдельных временных интервалов (ЕКП) выполняется условие их локальной стационарности.

Заметим, что каждому ЕКП должен соответствовать свой уровень тяготения моря. Переход от одного ЕКП к другому и, следовательно, с одного уровня тяготения на следующий происходит чаще всего под воздействием внешних (климатообразующих) факторов, существенно изменяющих соотношение между $E_{эф}$ и Q_6 , которые в результате переходят из одного устойчивого состояния в другое. При этом вследствие более динамичного характера межгодовой изменчивости и отсутствия тренда переход с одного уровня тяготения на другой прежде всего зависит от величины Q_6 , которая «перескакивает» из одного стационарного режима в другой почти мгновенно. В то же время из-за наличия заметной трендовой составляющей в ходе испарения переход $E_{эф}$ из одного устойчивого состояния в другое осуществляется весьма медленно.

Однако возможен и другой вариант смены ЕКП. Если на протяжении многих десятилетий соотношение между притоком речных вод и эффективным испарением остается постоянным, то вследствие саморегулирующих свойств водоема колебания уровня обязательно выйдут на стационарный режим. Именно этим обстоя-

тельностью и обусловлено формирование восьми ЕКП, характеризующихся стоянием уровня.

Отметим, что предположение о возможности эффекта множественности уровней тяготения бессточных водоемов было высказано в работе [119]. При этом в качестве причины перехода с одного уровня тяготения на другой рассматривается неустойчивость режима испарения, обусловленная его нелинейной зависимостью от температуры поверхности, коэффициента влагообмена и морфометрических свойств водоема. Однако нелинейность испарения от температуры поверхности, коэффициента влагообмена является весьма слабой, а от морфометрических характеристик, т. е. изменений площади водного зеркала, — весьма медленной, измеряемой десятками лет, что противоречит требованию о почти мгновенном переходе из одного равновесного состояния в другое.

Подобная неустойчивость режима испарения трактуется в работе [119] как шум, под влиянием которого осуществляется переброс системы триггерного типа из одного состояния равновесия в другое. Заметим, однако, что основная доля межгодовой изменчивости испарения формируется все же за счет климатических процессов, обуславливающих изменчивость перепада влажности и скорости ветра в приводном слое над морем. Поэтому представляется маловероятным, чтобы нарушение определенного соответствия между $E_{эф}$ и Q_6 происходило бы под влиянием «шумов», вызванных неустойчивостью режима испарения.

Рассмотрим теперь временную структуру данного ряда в соответствии с выражением (1.27). Анализ на тренд показал наличие трендовой составляющей, описываемой параболическим уравнением с коэффициентом детерминации, равным $\eta^2 = 0,16$. После исключения тренда была рассчитана автокорреляционная функция (рис. 1.13). Как видно из рис. 1.13, в колебаниях уровня присут-

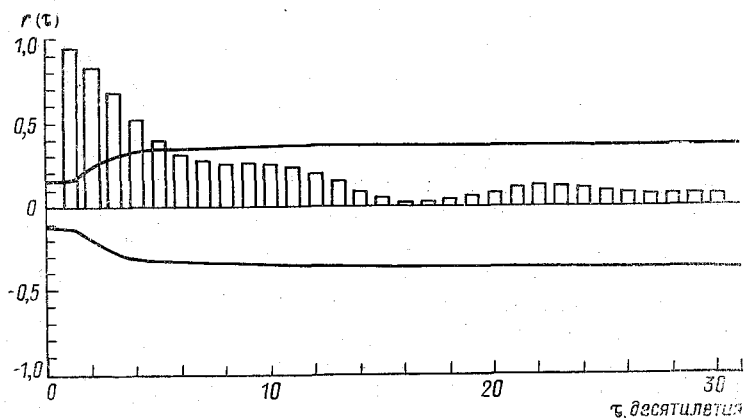


Рис. 1.13. Автокорреляционная функция средних по десятилетиям значений уровня моря.

ствуется ярко выраженная инерционная составляющая. Так, при $\tau=1$ коэффициент автокорреляции составляет $r(\tau)=0,95$ и даже при сдвиге $\tau=10$ он превышает уровень значимости. Радиус корреляции, определяемый по первому пересечению оси абсцисс, равен 39 десятилетиям. Можно также вполне определенно утверждать, что в данном ряду какие-либо цикличности отсутствуют.

Итак, колебания уровня моря можно идентифицировать как сложную цепь Маркова, математической моделью которой является процесс авторегрессии порядка p . Вообще говоря, порядок модели может быть определен с помощью критериев Акаике, Парзена, частной корреляционной функции и других методов. Предварительные оценки показывают, что в зависимости от длины выборки порядок p составляет 4—5, т. е. четыре-пять предшествующих десятилетий оказывают влияние на уровень в текущем десятилетии. Это означает принципиальную возможность построения вероятностного прогноза уровня моря на десять лет.

В общем случае на изменения уровня моря воздействует большое число различных по своей природе факторов, которые, очевидно, можно объединить в три группы.

1. Геолого-геодинамические процессы, приводящие, с одной стороны, к изменению объема самой котловины, а с другой — влияющие на водный баланс моря. В первом случае к таким процессам относятся тектонические движения (вертикальные и горизонтальные), накопление донных осадков и сейсμοдеформация. Во втором случае это субмаринная разгрузка вод или, наоборот, их поглощение поддонными слоями горных пород при чередовании тектонических фаз сжатия или растяжения в этих породах, т. е. водообмен через дно моря. При этом на фазу сжатия приходится повышение уровня, а на фазу растяжения — его понижение.

Именно такая гипотеза была предложена Н. А. Шило [126]. С его точки зрения она объясняет причины межгодовых колебаний уровня моря. Однако при ближайшем рассмотрении данная гипотеза не выдерживает критики по многим позициям. В частности, водообмен через дно моря естественно включить в подземную составляющую притока вод к морю. Если эта величина существенно превышает оценку U_6 , принимаемую в настоящее время равной $3-5 \text{ км}^3/\text{год}$, то в результате независимого определения всех компонент водного баланса моря за длительный период лет невязка уравнения баланса (1.24) будет значительно отличаться от нуля. Однако, как было показано выше, в действительности этого нет, поэтому и говорить о сколько-нибудь заметном водообмене через дно моря в рассматриваемом диапазоне времени не приходится.

Характерная скорость вертикальных тектонических движений побережья моря составляет около 1 мм/год . Средняя скорость поднятия наиболее деформированного западного побережья Среднего и Южного Каспия за последние 700 тыс. лет была менее

0,5 мм/год. На фоне медленных движений могут возникать короткопериодные нерегулярные вертикальные колебания, скорость которых может достигать нескольких см/год. Заметим, что смены эпох поднятия и опускания, как правило, совпадают по своей направленности с циклами крупных изменений уровня. Поэтому можно полагать, что тектонические движения оказывают определенное влияние на медленные эпохальные изменения уровня. Их роль в межгодовых колебаниях уровня, очевидно, незначительна.

Заполнение котловины Каспия донными отложениями приводит к повышению уровня моря в среднем со скоростью 0,25—0,50 мм/год. При этом основной вклад в накопление осадков вносят твердый речной сток, размыв берегов и эоловые процессы. Что касается других геолого-геодинамических процессов, то их суммарная роль в изменениях уровня вряд ли может быть существенной.

2. Антропогенные факторы, обусловленные хозяйственной деятельностью в бассейне Каспийского моря, на его побережье и акватории, которые определенным образом изменяют компоненты водного баланса и тем самым влияют на колебания уровня. Наибольшую антропогенную нагрузку из составляющих водного баланса испытывает приток речных вод. Как известно, с середины 30-х годов текущего столетия началось строительство и заполнение водохранилищ Волжско-Камского каскада. К числу наиболее важных расходных статей речного стока относится сельское хозяйство и прежде всего орошаемое земледелие. Значительный объем речных вод тратится на промышленно-энергетическое и коммунальное водоснабжение. В результате суммарное безвозвратное водопотребление в бассейне Каспия оказывается существенным, особенно в маловодные годы, когда резко возрастают расходы воды на орошение. По данным И. А. Шикломанова, на 1990 г. безвозвратные потери в бассейне Каспия достигли 40 км³/год, что составило примерно 13 % от нормы притока речных вод.

В связи с этим весьма важным является вопрос о возможных изменениях уровня Каспия в естественных условиях, т. е. при отсутствии хозяйственной деятельности в его бассейне. Очевидно, в общем случае изменения уровня будут представлять результирующий эффект двух процессов, действующих в противоположном направлении. С одной стороны, уровень должен повышаться при отсутствии безвозвратных потерь воды в бассейне (Q_0^2). С другой стороны, при повышении уровня начинает действовать морфометрический фактор, обусловленный переменной площадью зеркала моря. При этом, чем выше различия между реальным и «естественным» (восстановленным) уровнями, тем больше различия в площади водоема, тем значительнее дополнительное эффективное испарение и тем быстрее морфометрический фактор стремится уменьшить эти различия.

В результате имеем

$$\delta h = \delta h_Q - \delta h_M = \frac{Q_6^a}{A_M^e} - \frac{(A_M^e - A_M) E_{\text{эф}}}{A_M^e} = \frac{Q_6^a - (A_M^e - A_M) E_{\text{эф}}}{A_M^e}, \quad (1.35)$$

где A_M^e — площадь моря, соответствующая уровню, который бы наблюдался в естественных условиях, т. е. $A_M^e = f(h^e)$. Чтобы определить в выражении (1.35) величину A_M^e воспользуемся зависимостью «естественных» оценок уровня от наблюдаемых, которую можно выразить следующим образом:

$$h_i^e = h_1 + \sum_{j=1}^{i-1} \delta h_j.$$

Отсюда видно, что в первый расчетный год ($i=1$) $h_1^e = h_1$, т. е. уровень в этот год считается естественным или истинным. Тогда при $i=2$ $h_2^e = h_2 + \delta h_1$, т. е. он увеличивается на величину, соответствующую безвозвратным потерям воды в i -й год. При $i=3$ $h_3^e = \delta h_1 + \delta h_2 + h_3$ и т. д.

Расчет изменений уровня за счет хозяйственной деятельности в бассейне Каспия может быть выполнен по 1979 г. включительно. С 1980 г. необходимо учитывать еще один антропогенный фактор — перекрытие пролива Кара-Богаз-Гол земляной дамбой, в результате чего отток морских вод в залив был прекращен. Данный антропогенный фактор по своей сути является компенсационным, т. е. он действует в противоположном направлении Q_6^a , увеличивая уровень. В середине 1992 г. дамба была взорвана и поток Каспийских вод беспрепятственно хлынул в залив Кара-Богаз-Гол.

Итак, для оценки антропогенных изменений уровня с 1980 г. вместо выражения (1.35) необходимо использовать следующую формулу:

$$\delta h = \frac{Q_6^a - Q_{\text{КБГ}}^e - Q'_{\text{КБГ}} - (A_M^e - A_M) E_{\text{эф}}}{A_M^e}, \quad (1.36)$$

где $Q_{\text{КБГ}}^e$ — сток в залив в естественных условиях, $Q'_{\text{КБГ}}$ — частичный сброс в залив через водопропускные отверстия в дамбе. Для определения величины $Q_{\text{КБГ}}^e$ были рассмотрены различные варианты модели (1.18). В результате расчетов установлено, что наиболее оптимальной является гиперболоидная модель вида

$$Q_{\text{КБГ}}^e = 0,025 h_0^e + 0,0102 E_{\text{эф}} + 3 \cdot 10^{-5} h_0^e E_{\text{эф}} + 7,12, \quad (1.37)$$

где $Q_{\text{КБГ}}^e$ и $E_{\text{эф}}$ в км^3 , h_0^e — «естественный» уровень в Баку, определяемый по связи со средним по морю уровнем h^e . Корреляционное отношение зависимости (1.37) равно $\eta = 0,84$, стандарт-

ная погрешность $Q_{\text{КБГ}}^{\circ}$ составляет 2,2 км³/год, а средняя абсолютная ошибка — 1,6 км³/год.

Расчет антропогенных изменений уровня под воздействием рассмотренных выше факторов был выполнен за 1936—1990 гг., поскольку 1936 г. обычно принимается за начало антропогенных изменений в речном стоке Волги [123]. В табл. 1.18 представлены оценки изменений уровня через пять лет. До 1955 г. скорость антропогенных изменений уровня была сравнительно невелика, составляя в среднем 2,3 см/год (δh_Q), 1,6 см/год (δh) и 0,7 см/год (δh_M). Таким образом, вклад морфометрического фактора равен 30 %. В естественных условиях уровень бы находился на отметке —5 см.

После 1955 г. в связи с заполнением водохранилищ Волжско-Камского каскада скорость антропогенных изменений уровня резко возросла. Так, за 1956—1965 гг. она уже составляла 7,0 см/год (δh_Q), 4,7 см/год (δh) и 2,3 см/год (δh_M). Вклад морфометрического фактора увеличился до 33 %, а «естественный» уровень превышал фактический на 76 см.

К 1980 г. превышение «естественного» уровня над фактическим составило 127 см, причем без учета морфометрического фактора оно оказалось бы равным 215 см. С 1980 г., когда начинает действовать другой антропогенный фактор, связанный с перекрытием земляной дамбой пролива Кара-Богаз-Гол, скорость антропогенного изменения уровня уменьшается, несмотря на значительное увеличение безвозвратных потерь воды в бассейне Каспия.

В 1990 г. превышение «естественного» уровня над фактическим составило 157 см, т. е. в естественных условиях уровень мог бы находиться на отметке 198 см. Вклад морфометрического фактора за весь рассматриваемый период (1936—1990 гг.) оказался равным 45 %. Что касается эффекта КБГ в антропогенных изменениях

Таблица 1.18

Оценка антропогенных изменений уровня Каспийского моря

Год	h см	Q_6^a км ³	$Q_{\text{КБГ}}^e$ км ³	δh_Q см	δh_M см	δh см	$\sum \delta h_Q$ см	$\sum \delta h_M$ см	$\sum \delta h$ см	$\delta h_{\text{КБГ}}$ см	h^e см
1936	122	6	—	1,53	0,0	1,53	1,53	0,00	1,53	—	122
1940	21	6	—	1,58	0,39	1,19	9,58	0,91	8,67	—	28
1945	4	10	—	2,64	0,63	2,01	21,41	3,71	17,70	—	20
1950	—2	14	—	3,69	0,93	2,76	35,86	7,94	27,92	—	23
1955	—28	8	—	2,13	1,23	0,90	44,69	12,54	32,15	—	—5
1960	—23	38	—	9,92	2,22	7,70	89,35	22,35	67,00	—	36
1965	—44	22	—	5,72	2,72	3,00	115,43	36,63	78,80	—	32
1970	—35	21	—	5,41	3,55	1,86	144,42	52,54	91,88	—	55
1975	—70	30	—	7,79	4,88	2,91	180,54	71,41	109,53	—	37
1980	—51	38	12,3	9,68	3,82	2,73	221,83	91,91	129,92	3,13	76
1985	0	36	12,9	9,07	3,76	2,06	252,79	110,65	142,14	3,25	140
1990	44	40	13,9	9,96	3,31	3,19	285,72	123,61	157,11	3,46	198

уровня, то без учета морфометрического фактора уровень мог бы понизиться на 37,2 см, а с его учетом — на 33 см.

На рис. 1.14 представлен межгодовой ход фактических и восстановленных значений уровня, а также изменений полезного объема моря за 1936—1990 гг. Из рис. 1.14 видно, что минимального значения восстановленный уровень достигает в 1956 г. (—9 см). Затем примерно в течение 20 лет (1958—1978 гг.) уровень колеблется около некоторого среднего положения, соответствующего отметке 34 см. С 1979 г. начинается быстрый рост уровня.

Итак, смещение между минимальными значениями фактического и «естественного» уровней составляет 21 год. Возникает вопрос о достоверности определения границы между II и III ЕКП (1977 г.). Чтобы ответить на этот вопрос, рассмотрим основные компоненты водного баланса, осредненные для трех интервалов времени: 1930—1957, 1958—1977, 1978—1990 гг. Приток речных вод для указанных интервалов составлял 279, 270 и 302 км³/год, а эффективное испарение — 778, 743 и 683 мм/год. Отсюда видно, что интервал 1958—1977 гг. по характеру изменений водного баланса гораздо ближе к I интервалу. Учитывая также, что минимальная длина ЕКП составляет 40 лет (см. табл. 1.17), то интервал 1958—1977 гг. следует рассматривать в качестве составной части II ЕКП.

Что касается различий в межгодовом ходе ΔV и ΔV^e , то они помимо систематического смещения, равного 11 км³/год, испытывают также и нерегулярные отклонения. Так, в 1956 г. разность между ΔV и ΔV^e составила 3,4 км³/год, а в 1957 г. она оказалась равной 28,1 км³/год. В результате внутренняя структура ряда ΔV оказывается в определенной мере искаженной, что следует учитывать при анализе статистических связей.

Следует отметить, что в выполненном расчете не учитывался еще один антропогенный фактор, а именно загрязнение акватории моря нефтяными углеводородами, которое может оказывать определенное влияние на процесс влагообмена с атмосферой. Так, при достаточно толстой ($\geq 3,6$ мкм) пленке даже на десятки сутки испарение с чистой поверхности превышает испарение над пленкой еще почти в 2 раза [83]. Учитывая высокий уровень загрязнения моря нефтью как за счет выноса ее речными водами, так и за счет непосредственного разлива ее морским транспортом и буровыми скважинами во время нефтедобычи, можно ожидать занижение испарения. Однако количественные оценки этого эффекта в настоящее время отсутствуют из-за того, что не осуществляется детальный мониторинг загрязнения.

Если, например, принять в качестве экспертной оценки занижение испарения всего на 1—3 см/год, что составляет 1—3 % от нормы испарения, то за последние три десятилетия (1960—1990 гг.) подъем уровня моря мог бы составить 30—90 см. Это

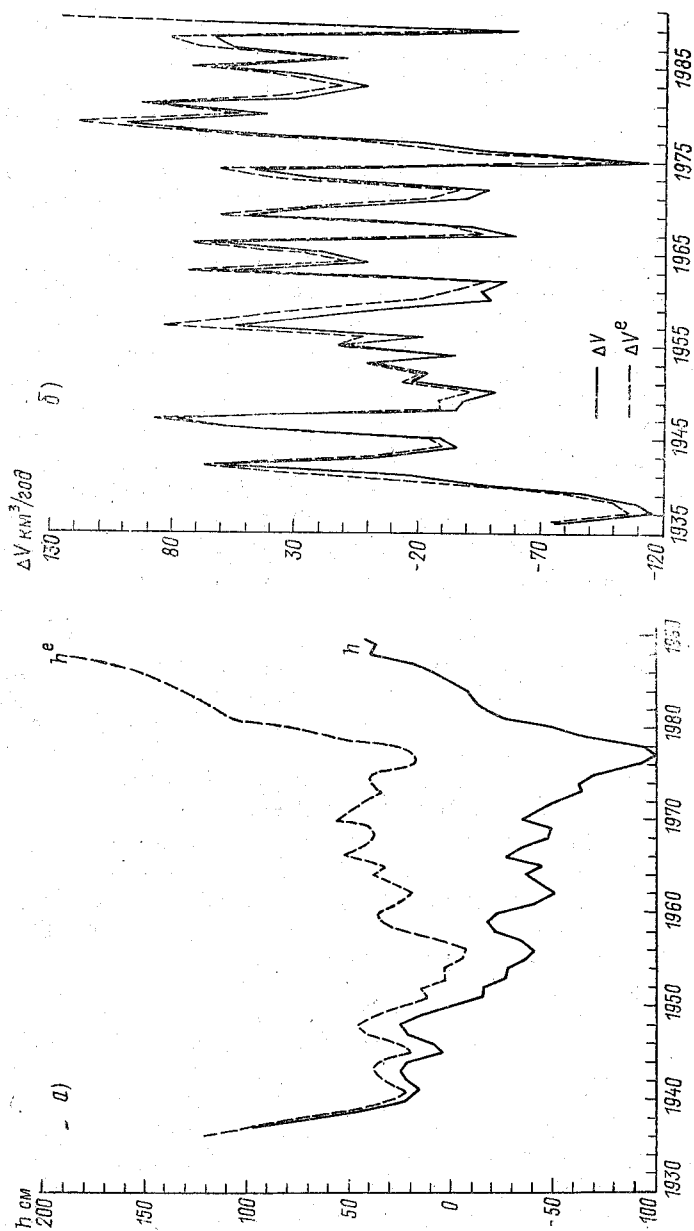


Рис. 1.14. Межгодовой ход фактических и восстановленных значений уровня моря (а) и изменений объема моря (б) за 1936—1990 гг.

свидетельствует о том, что игнорировать эффект влияния загрязнения на процесс испарения ни в коем случае нельзя. Кроме того, загрязнение в определенной степени нивелирует эффект антропогенных изменений речного стока и тем самым уменьшает возможные искажения в ходе внутригодовых изменений объема моря и его уровня.

3. Климатические факторы, которые, как было показано выше, обуславливают межгодовую изменчивость уровня моря через соответствующие изменения водного баланса. В рассматриваемом диапазоне временной изменчивости климатические процессы доминируют. По терминологии С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [53], они называются активным фактором.

Все перечисленные выше факторы являются первичными, т. е. непосредственно вызывающими колебания уровня. Одновременно с колебаниями уровня начинает действовать вторичный (морфометрический) фактор, обусловленный изменяющимися морфометрическими характеристиками водоема. Действительно, так как берега водоема не являются отвесными, то его площадь оказывается переменной и стремится вернуть его в некоторое равновесное состояние. В этом состоят саморегулирующие свойства водоема, а сами колебания интерпретируются как собственные. По терминологии С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [53], данный фактор называется реактивным.

Для того чтобы отделить климатологические и морфометрические колебания друг от друга, представим изменение объема моря в i -м году как

$$\Delta V_i = \Delta V_i^{\text{кл}} + \Delta V_i^{\text{мф}}.$$

Первое слагаемое, показывающее изменения объема за счет климатических процессов, можно записать следующим образом [52]:

$$\Delta V_i^{\text{кл}} = Q_{6i} - E_{\text{эф}i} \tilde{A}_m = (Q_{6i} - \tilde{Q}_6) - (E_{\text{эф}i} - \tilde{E}_{\text{эф}}) \tilde{A}_m.$$

Второе слагаемое, представляющее изменения объема под воздействием морфометрических характеристик водоема, имеет вид [52]

$$\Delta V_i^{\text{мф}} = -E_{\text{эф}i} (A_{mi} - \tilde{A}_m).$$

Итак, разделение воздействия активного и реактивного факторов на колебания уровня не представляет каких-либо затруднений. Некоторая неопределенность возникает лишь от того, что понимать под средней многолетней площадью моря. Если, как и раньше, использовать гипотезу локальной стационарности, то в этом случае следует соответствие средней многолетней площади моря и площади уровня тяготения, т. е. $\tilde{A}_m = A_m^0$.

При изучении причин межгодовой изменчивости уровня моря многие исследователи [9, 29, 76 и др.] рассчитывают взаимные корреляционные функции различных климатических, циркуля-

Таблица 1.19

Корреляционная связь средних годовых значений уровня моря с компонентами водного баланса для отдельных ЕКП и за столетний период

Годы	$r_{h, \Delta V}$	$r_{h, Q}$	$r_{h, Eэф}$	$r_{h, E}$	$r_{h, P}$
1890—1929	—0,06	—0,26	—0,26	—0,27	0,35
1930—1977	—0,24	0,02	0,51	0,45	—0,12
1978—1990	—0,23	—0,18	0,18	—0,01	—0,34
1890—1990	—0,07	—0,17	0,18	0,21	0,20

ционных, космогеофизических и других параметров непосредственно со значениями уровня. Однако воздействие этих параметров на уровень, как уже указывалось ранее, проявляется исключительно через соответствующие изменения составляющих ВБМ. Поэтому в соответствии с выражением (1.21) необходим расчет корреляционной функции уровня с ΔV (табл. 1.19). Из табл. 1.19 видно, что связь между этими характеристиками практически отсутствует для всех ЕКП. Примерно также обстоит дело и для других компонент водного баланса. Хотя коэффициент корреляции в некоторых случаях и является значимым, однако он неоднократно меняет знак, т. е. связь является неустойчивой. Таким образом, физическая необоснованность поиска непосредственных связей между уровнем моря и внешними факторами является достаточно очевидной.

2. ГЕНЕЗИС МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ

2.1. Уровень как интегральный показатель влагообмена системы океан—атмосфера—литосфера

Рассмотрим гидрологическую систему «Каспийское море», под которой будем понимать собственно море, его водосборный бассейн и атмосферу над ними. Тогда уравнения водного баланса этой гидрологической системы для годового периода времени можно записать следующим образом:

$$\begin{aligned} \partial S_6 / \partial t + Q_6 + U_6 &= P_6 - E_6, \\ \partial V / \partial t - Q_6 - U_6 &= P_m - E_m, \\ \partial W_6 / \partial t + \int_{L_6} F_n dL &= E_6 - P_6, \\ \partial W_m / \partial t + \int_{L_m} F_n dL &= E_m - P_m, \end{aligned} \quad (2.1)$$

где S_6 — суммарные запасы поверхностных и подземных вод в пределах водосборного бассейна, L_6 — контур, аппроксимирующий периметр водосборного бассейна, W_6 — суммарное влагосодержание атмосферы над всем бассейном.

Если сложить эти уравнения, то получим

$$\partial V / \partial t = - \oint_{L_c} F_n dL - \partial S_6 / \partial t - \partial W_{6m} / \partial t, \quad (2.2)$$

где L_c — суммарный контур, аппроксимирующий площадь гидрологической системы, $W_{6m} = W_6 + W_m$. Из (2.2) следует, что годовое приращение уровня моря определяется разностью между притоком и оттоком атмосферной влаги через боковые грани контура гидрологической системы за вычетом внутригодовых изменений запасов влаги в почвогрунтах, снежном покрове и атмосфере.

Таким образом, изменения уровня бессточного водоема могут описываться не только уравнением водного баланса в виде (1.1),

но и уравнением водного баланса системы «море — атмосфера — литосфера», т. е. гидрологической системы «Каспийское море». В связи с этим компоненты водного баланса, а именно приток речных вод, испарение, осадки и сток в залив Кара-Богаз-Гол, оказываются внутренними параметрами, в то время как горизонтальный перенос водяного пара в атмосфере, ее влагосодержание и изменение запасов влаги в пределах водосборного бассейна являются внешними параметрами.

Естественно, что роль внешних параметров в формировании уровня моря неодинакова. Так как атмосфера, с одной стороны, обладает малой инерционностью, а с другой — ее влагу запасает именно зимой является минимальным [54, 103], то без большой погрешности можно принять, что $\partial W_m / \partial t \rightarrow 0$, $\partial W_6 / \partial t \rightarrow 0$.

Значительно сложнее обстоит дело с оценкой члена $\partial S_6 / \partial t$, тем более, что водосборный бассейн расположен в различных климатических зонах, значительно отличающихся друг от друга по характеру формирования увлажнения. Однако следует иметь в виду, что примерно 80 % притока речных вод дает Волга, причем область ее питания находится преимущественно в зонах избыточного и достаточного увлажнения. Поэтому, если учитывать результаты табл. 1.14, для приближенных оценок можно ограничиться рассмотрением бассейна Волги до г. Самары, выше которого сосредоточена практически вся приточность. Это означает, что $\partial S_6 / \partial t \approx \partial S_B / \partial t$, где S_B — суммарные влагозапасы в бассейне Волги.

Представим величину S_B как $S_B = S_0 + S_a + S_u$, где S_0 , S_a , S_u — соответственно запасы влаги на поверхности суши, в зоне аэрации и в водоносных слоях. Если исходить из формальных соображений, то мы должны оценить разность между величинами S_B в конце и в начале расчетного интервала, т. е. календарного года. Из перечисленных выше видов влагозапаса наиболее значительный вклад в S_B , очевидно, дает величина S_0 , которая зимой эквивалентна запасам влаги в снежном покрове. Если учесть также, что испарение со снежного покрова мало, то приближенно можно принять $\partial S_B / \partial t \approx \partial S_0 / \partial t \approx \partial P_{\Sigma} / \partial t$.

На рис. 2.1 представлен межгодовой ход внутригодовых изменений осадков в бассейне Волги, представляющих разность их за

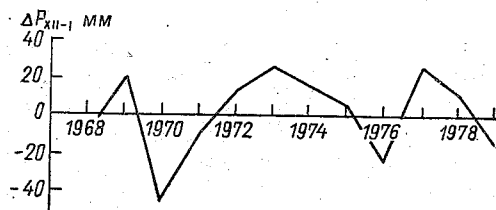


Рис. 2.1. Межгодовой ход внутригодовых изменений осадков ΔP_{XII-I} в бассейне Волги.

декабрь и январь ($\Delta P_{\text{ХП-I}}$) и полученных в Приволжском УГКС при составлении приближенных водных балансов. Отметим, что осредненное по площади количество осадков определялись по данным почти 700 станций и постов. Как видно из рис. 2.1, внутригодовые изменения количества осадков довольно велики, их амплитуда равна 74 мм, или 89 км^3 , что составляет заметную часть от амплитуды внутригодовых изменений объема моря за этот же период (215 км^3). Однако какая-либо связь величины $\Delta P_{\text{ХП-I}}$ с ΔV или S_B отсутствует. Это связано с тем, что январские и декабрьские влагозапасы в пределах одного календарного года участвуют в формировании весеннего половодья двух различных лет. Таким образом, величина $\Delta P_{\text{ХП-I}}$ является малоинформативной, что не позволяет сделать какие-либо выводы относительно вклада влагозапасов в формирование уровня моря.

Очевидно, с физической точки зрения более правильно оценивать разность запасов влаги в конце и начале гидрологического года, поскольку, с одной стороны, именно в этот период суммарный запас влаги в бассейне является минимальным, с другой — сток за гидрологический и календарный годы очень близки.

Определение величины $\partial S_B / \partial t$ традиционными гидрологическими методами практически невозможно. В связи с этим воспользуемся уравнением водного баланса системы «атмосфера — литосфера» для бассейна Волги

$$\partial S_B / \partial t = - \oint_{L_6} F_n dL - \partial W_B / \partial t - Q_B,$$

все члены которого в правой части могут быть рассчитаны по стандартным аэрологическим и гидрометрическим данным. Значения дивергенции потока водяного пара за гидрологический год (октябрь — сентябрь) и речного стока Волги у г. Самары с учетом изменений запасов влаги в водохранилищах Волжско-Камского каскада за календарный год приводятся в работе [103]. Оказалось, что в целом между ними отмечается неплохое соответствие. Однако в маловодные годы сток заметно меньше (по модулю) дивергенции потока влаги. Этого и следовало ожидать, поскольку из-за неполного учета антропогенных факторов годовые значения речного стока, особенно в маловодные годы, занижены.

Если предположить, что неполный учет антропогенных факторов является главной причиной некоторых расхождений между $\oint_{L_6} F_n dL$ и Q_B , то становится очевидным вывод о приближенном выполнении равенства $Q_B \approx - \oint_{L_6} F_n dL$ уже для периодов време-

ни в гидрологический год. Это означает, что при осреднении изменений запасов поверхностных и подземных вод по площади 10^6 км^2 и более их межгодовые колебания становятся малыми по сравнению с межгодовыми колебаниями других составляющих водного баланса. Кроме того, другой важный вывод заключается

в том, что межгодовые колебания речного стока зависят практически лишь от результирующего притока атмосферной влаги или, другими словами, от дивергенции потока водяного пара.

Разумеется, межгодовые колебания изменений запасов поверхностных и подземных вод на небольших площадях могут быть весьма значительными. В этом случае они являются отражением местных (ландшафтных) условий. Однако при пространственном осреднении в результате разнонаправленности колебаний $\partial S/\partial t$ их суммарное значение оказывается малым на больших территориях. Следовательно, местные (ландшафтные) условия могут играть важную роль в формировании межгодовых колебаний $\partial S/\partial t$ только на небольших площадях.

Итак, анализ причинно-следственных связей в гидрологической системе «Каспийское море» показывает, что формирование межгодовых колебаний уровня моря есть следствие межгодовых колебаний атмосферного влагообмена. Это позволяет по-иному взглянуть на генезис формирования межгодовых колебаний уровня моря.

Рассмотрим схему влагооборота системы «океан — атмосфера — суша» в Атлантико-Евразийском секторе северного полушария. В холодный период года, как известно, испарение с поверхности суши крайне мало по сравнению с количеством выпавших осадков, в то время как над океаном, наоборот, испарение обычно существенно превышает осадки. В результате эффективное испарение с акватории Северной Атлантики будет вовлекаться во влагооборот, причем вследствие преобладания зональной циркуляции в умеренных широтах эта влага будет переноситься прежде всего над Евразией.

Как было показано Л. П. Кузнецовой [54], источником влаги почти для всей территории страны, исключая районы Дальнего Востока, служит Атлантический океан. Поэтому естественно, что все выпавшие в холодный период на европейской территории России осадки имеют атлантическое происхождение.

Рассмотрим процесс формирования осадков над бассейном Волги с помощью уравнения ВБА, которое при среднемесячном осреднении запишем в следующем виде:

$$\partial W/\partial t + \operatorname{div} \bar{\mathbf{F}} + \operatorname{div} \mathbf{F}' = E - P, \quad (2.3)$$

где второе и третье слагаемые слева означают дивергенцию адвективного и макротурбулентного потоков водяного пара. В табл. 2.1 приводятся оценки указанных слагаемых для бассейна Волги, рассчитанные по данным ежедневных аэрологических наблюдений [103]. Как видно из табл. 2.1, соотношение между $\operatorname{div} \bar{\mathbf{F}}$ и $\operatorname{div} \mathbf{F}'$ довольно сильно меняется в течение года. В холодное полугодие $\operatorname{div} \bar{\mathbf{F}}$ преобладает над $\operatorname{div} \mathbf{F}'$ (—176 и —113 мм соответственно), в то время как в теплое полугодие, наоборот, уже $\operatorname{div} \mathbf{F}'$ больше $\operatorname{div} \bar{\mathbf{F}}$ (49 и 29 мм).

Таблица 2.1

Адвективный, вихревой и полный притоки водяного пара (мм)
в атмосфере над бассейном р. Волги (г. Самара),
осредненные за двухлетний (1966 и 1967 гг.) период

Месяц	$\text{div } \bar{F}$	$\text{div } F'$	$\text{div } F$
Январь	-32	-17	-49
Февраль	-41	-15	-56
Март	-25	-21	-46
Апрель	-10	8	-2
Май	15	9	24
Июнь	15	19	34
Июль	14	8	22
Август	6	14	20
Сентябрь	-8	15	6
Октябрь	-19	-23	-42
Ноябрь	-12	-22	-34
Декабрь	-46	-15	-62
Год	-144	-41	-185

Дальнейшее изучение величин $\text{div } \bar{F}$ и $\text{div } F'$ показало, что между ними наблюдается достаточно хорошо выраженная линейная статистическая связь, характер которой различен для холодного и теплого полугодий [103]. В результате оказалось возможным получить параметрическое соотношение между значениями дивергенции полного и адвективного потоков влаги, которое для холодного полугодия имеет вид

$$\text{div } F = 1,22 \text{ div } \bar{F} + 11. \quad (2.4)$$

Среднеквадратическая погрешность данного выражения составляет 8 мм. Подставляя это выражение в (2.3) и принимая в качестве констант оценки испарения и изменений влагосодержания за холодное полугодие равным 55 и -6 мм [103], получим

$$P = -1,22 \text{ div } \bar{F} + 50.$$

Отсюда видно, что количество осадков в бассейне Волги непосредственно связано с интенсивностью притока влаги в атмосфере за счет ее общей циркуляции.

Наконец, есть основание считать, что по крайней мере в холодный период должна существовать зависимость дивергенции адвективного потока влаги от самого потока, т. е. $\text{div } \bar{F} = f(\bar{F})$. Свидетельством этого может служить рис. 2.2, на котором представлены среднемесячные значения $\text{div } \bar{F}$ и модуля адвективного результирующего потока водяного пара, осредненного для 10 станций бассейна Волги за холодные полугодия 1965/66 и 1966/67 гг. Нетрудно видеть, что уже при месячном осреднении между величинами $\text{div } \bar{F}$ и $\bar{F}$ наблюдается положительная синхронная связь.

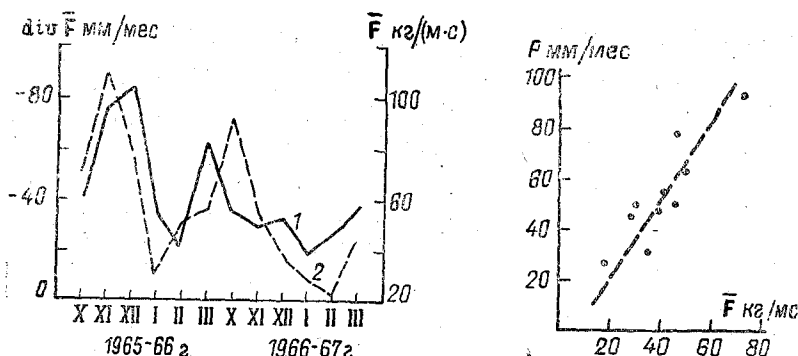


Рис. 2.2. Сопоставление дивергенции адвективного потока влаги $\text{div } \bar{F}$ над бассейном Волги (1) и адвективного результирующего потока $\bar{F}$ водяного пара (2) за холодные полугодия 1965/66 и 1966/67 гг.

Рис. 2.3. Зависимость осредненных по площади осадков P с модулем адвективного переноса водяного пара $|\bar{F}|$ за холодные периоды 1965/66 и 1966/67 гг.

При осреднении указанных характеристик за холодный период теснота связи между ними должна быть еще выше, так как при этом сглаживаются случайные погрешности. Действительно, расчет межгодовых колебаний осредненных за октябрь — март величин $\text{div } \bar{F}$ и $\bar{F}$ за 1965—1979 гг. [71] показал, что коэффициент корреляции между ними составляет $r=0,82$. Отсюда следует, что количество осадков, выпавших в бассейне Волги в холодный период, пропорционально интенсивности адвективного переноса водяного пара, обусловленного процессами общей циркуляции атмосферы.

Данный вывод, по существу, подводит итог всем предшествующим рассуждениям и, следовательно, носит принципиальный характер. Поэтому остановимся на нем несколько подробнее. Очевидно, прежде всего необходима его экспериментальная проверка. На рис. 2.3 приводится сопоставление осредненного по площади и с учетом всех поправок количества осадков с модулем адвективного переноса водяного пара над бассейном Волги для холодных периодов (ноябрь — март) 1965/66 и 1966/67 гг. Обращает на себя внимание очень хорошее соответствие в изменениях количества осадков и переноса влаги. Полученный результат не оставляет никаких сомнений по поводу реальности связи между количеством осадков и переносом влаги. Тем не менее, поскольку выборка ограничена, были произведены дополнительные расчеты по сравнению рассматриваемых характеристик друг с другом за холодные периоды (ноябрь — март) 1965—1979 гг., причем для этого использовалось два варианта: один из них включал среднемесячные оценки P и $\bar{F}$ ($N=70$), а другой — их осредненные за

холодный период значения ($N=14$). Оказалось, что коэффициент корреляции мало изменяется и в обоих случаях остается очень высоким (соответственно 0,78 и 0,83).

Заметим, что еще в 1965 г. В. Г. Семенов [102] попытался сопоставить горизонтальный перенос атмосферной влаги с месячными суммами осадков на европейской территории СССР (ЕТС) за январь 1962 и 1963 гг. Потоки влаги вычислялись в геострофическом приближении в слое 0—5 км для контура из 11 станций, аппроксимирующего ЕТС. Оценки переноса влаги, отнесенного к единице площади, сравнивались с измеренным количеством осадков, осредненным по 22 станциям. Несмотря на столь упрощенное описание потоков влаги и осадков, автором получено их неплохое соответствие. В то же время попытка установить статистическую связь между переносом влаги и количеством осадков на отдельных станциях оказалась неудачной, так как коэффициент корреляции изменялся от 0,71 до $-0,26$. Это вполне закономерно, поскольку имеет смысл рассчитывать корреляцию только для осредненного по всей площади количества осадков.

Кроме того, при изучении причин изменений атмосферного влагооборота, исходя из других соображений, М. И. Будыко и О. А. Дроздов [23], по существу, пришли к очень близкому выводу, а именно «ослабление интенсивности западного переноса влаги с океана на материк может вызвать уменьшение атмосферных осадков в континентальных районах Европы». Действительно, зональная составляющая потока влаги дает преобладающий вклад в изменения количества осадков на территории бассейна Волги. Более того, меридиональная составляющая переноса, по существу, не коррелирует с изменениями количества осадков в бассейне Волги.

Итак, в результате анализа процессов влагооборота в системе «океан — атмосфера — суша» можно сформулировать следующее концептуальное положение. Если вследствие крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике эффективное испарение оказывается выше нормы, то большее количество влаги будет переноситься на континент и соответственно большее количество осадков выпадает в бассейне Волги. Следовательно, происходит увеличение годового стока и наблюдается положительное приращение уровня моря. Обратная картина отмечается при ослаблении эффективного испарения в Северной Атлантике. Таким образом, именно изменчивость эффективного испарения является, очевидно, наиболее важным «уровнеобразующим» фактором.

Как следует из результатов, полученных автором [68], максимум превышения испарения над количеством осадков наблюдается в субтропических широтах в холодный период и составляет более 100 мм/мес. Именно в этой зоне располагается область высокого давления — азорский максимум, интенсивность развития которого наиболее велика как раз зимой. Заметим, что в зоне

20—40° с. ш. в холодный период года эффективное испарение составляет более 80 % от значения для всей акватории Северной Атлантики.

Отсюда можно сделать вывод, что главным источником поступления влаги в Каспийское море (через сток и осадки) является район, находящийся в зоне влияния азорского максимума. Интересно, что еще в 50-е годы Н. А. Белинский [15], основываясь прежде всего на интуитивных представлениях, высказал аналогичное предположение, заслуживающее самого пристального изучения, но тем не менее оставшееся без внимания до настоящего времени.

Формирование эффективного испарения в Северной Атлантике есть отражение процессов крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, обусловленных глобальными механизмами изменения климата планеты. В свою очередь крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы само относится к числу основных климатообразующих факторов. Причины межгодовой изменчивости эффективного испарения и переноса атмосферной влаги, очевидно, прежде всего связаны с интенсивностью субтропического антициклонического круговорота. Интенсивность этого круговорота, представляющего собой очень сложную систему поверхностных течений [12], по-видимому, в значительной степени регулируется атмосферной циркуляцией, главным «приводным ремнем» которой служит азорский максимум давления. Одновременно с этим круговорот течений через тепло- и влагоотдачу прежде всего в энергоактивных зонах океана влияет на интенсивность крупномасштабных процессов.

Особое значение имеют энергоактивные зоны океана вдоль восточного побережья Америки, являющиеся основным источником влаги для атмосферы в холодный период года [73]. При усилении процессов зональной циркуляции большое количество сухого холодного воздуха вторгается с Американского континента на теплую поверхность океана. В результате интенсивной влагоотдачи происходит обогащение атмосферного воздуха водяным паром и его дальнейший перенос в системах общей циркуляции и синоптических вихрей на Европейский континент. Наоборот, при ослаблении зонального потока и усилении меридиональных процессов достаточно теплый и влажный воздух переносится над системой Гольфстрим в район Исландии и далее в атлантический сектор Арктики в основном синоптическими вихрями.

Косвенным подтверждением сказанного является наличие отрицательной значимой корреляции между температурой воды на Кольском меридиане и годовым стоком Волги. Действительно, если в холодный период года траектории циклонов имеют более северное направление, то климатические условия в Баренцевом море становятся более мягкими и температура воды повышается. При этом на территории бассейна Волги выпадает меньшее количество осадков и в результате ее годовой сток уменьшается.

Разумеется, здесь высказаны лишь самые общие соображения относительно причин формирования межгодовой изменчивости эффективного испарения и потоков атмосферной влаги. Хотя данная проблема представляет значительный интерес, однако ее решение вызывает серьезные затруднения, обусловленные прежде всего отсутствием достоверной информации о межгодовой изменчивости эффективного испарения и потоков атмосферной влаги.

Итак, в результате обсуждения процессов крупномасштабного влагообмена в системе «океан — атмосфера — суша» можно составить принципиальную генетическую схему формирования межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря (рис. 2.4). В указанную схему включены выпадающие на акваторию моря осадки и испарение с его поверхности, которые также являются составными звеньями процессов крупномасштабного влагообмена в климатической системе. Хотя эти компоненты оказывают разнонаправленное воздействие на уровень, тем не менее их суммарный эффект в виде эффективного испарения можно считать заметным (около 30 %).

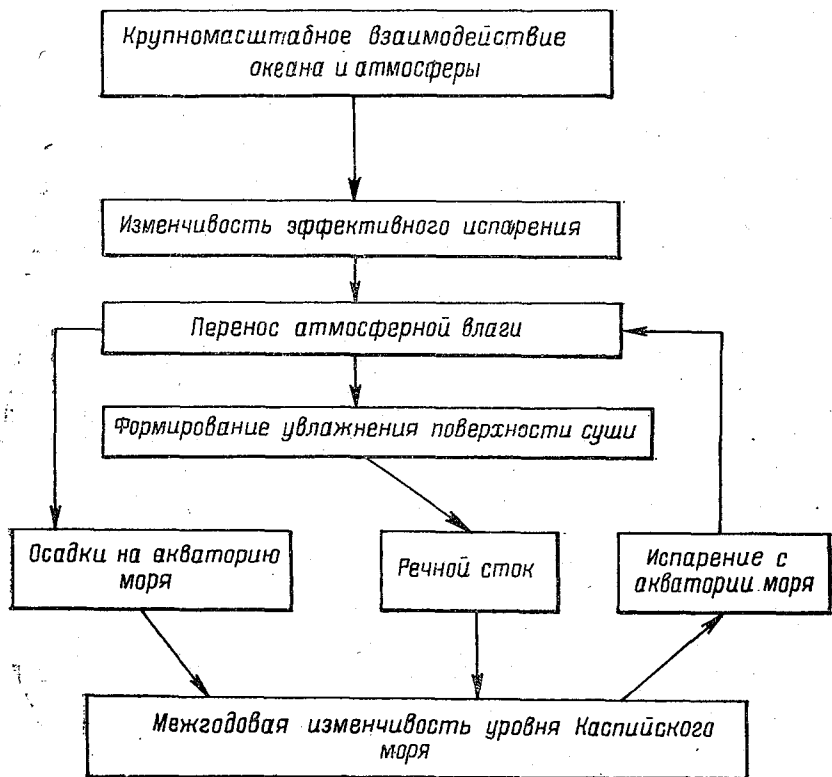


Рис. 2.4. Генетическая схема формирования межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря.

Межгодовая изменчивость количества осадков и испарения, как уже указывалось, в значительной степени определяется повторяемостью циклонов в районе Каспийского моря. При этом увеличение повторяемости циклонов повышает количество осадков и уменьшает испарение, вследствие чего происходит понижение эффективного испарения. Очевидно, именно с увеличением повторяемости циклонов в 80-е годы связано наличие в межгодовом ходе эффективного испарения отрицательной трендовой составляющей, обуславливающей медленное повышение уровня моря. Скорость такого повышения, по данным табл. 1.13, в настоящее время составляет около 0,6 см/год.

Заканчивая обсуждение концептуальной модели формирования межгодовых колебаний уровня моря, подчеркнем, что, разумеется, она в определенной степени является идеализированной, поскольку практически невозможно учесть реальное многообразие изменений природных вод и сложное взаимодействие процессов влагообмена. Однако принципиально важно то, что она показывает, каким образом Каспий может быть включен в ГГЦ и климатическую систему и, самое главное, где следует искать источник формирования межгодовой изменчивости уровня моря.

2.2. Эффективное испарение в Северной Атлантике и перенос влаги на континент

Определение эффективного испарения с поверхности океана можно отнести к числу наиболее сложных проблем крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Это связано прежде всего с оценкой количества выпавших осадков, точность определения которых практически не поддается количественному учету. Так как с увеличением масштабов пространственно-временного осреднения происходит сглаживание случайных ошибок, эффективное испарение вычисляется в основном для среднесноголетних условий. Обычно для этих целей используется традиционный метод, связанный с построением карт испарения и осадков с последующим определением их разности.

Поскольку в данном случае $E_{эф}$ представляет разность больших величин, то вполне может оказаться сравнимым с погрешностью оценок испарения и особенно количества осадков. Так как в каждом конкретном случае знаки этих погрешностей неизвестны, значения эффективного испарения могут оказаться достаточно точными, если погрешности будут разных знаков и примерно одинаковыми, либо даже могут противоречить здравому смыслу, при больших погрешностях одного знака. Именно таким методом были построены климатические карты и определены среднеширотные значения $E_{эф}$ [77, 111, 113, 134].

В данной работе для оценки зонально-осредненных величин использовались два способа. Один из них заключался в расчете

зонально-осредненных значений испарения аэродинамическим методом. При осреднении формулы (1.11) вдоль круга широты имеем

$$[E/\rho] = [C_E u_z \Delta q] = [C_E] [u_z] [\Delta q] + [C_E] [u_z^* \Delta q^*] + [u_z] [C_E^* \Delta q^*] + [\Delta q] [C_E^* u_z^*] + [C_E^* u_z^* \Delta q^*].$$

В этом выражении первое слагаемое справа дает поток влаги, определяемый по зонально-осредненным параметрам. В результате расчетов испарения с учетом всех слагаемых для различных широтных зон Северной Атлантики было установлено, что первое слагаемое дает определяющий вклад в оценку величины $[E/\rho]$. Все остальные пульсационные члены малы, а их распределение носит преимущественно случайный характер. Поэтому сумма пульсационных членов оказывается пренебрежимо малой по сравнению с $[C_E][u_z][\Delta q]$. Переходя от массовой доли водяного пара к его парциальному давлению и принимая во внимание уравнение состояния для сухого воздуха (поправка на влажность воздуха, как известно, составляет менее 1%), нетрудно получить

$$[E] = M [C_E] [\Delta e] [u_z] [T_z^{-1}], \quad (2.5)$$

где M — размерный коэффициент ($M = 18,72 \cdot 10^3$ (кг·К)/(м³·гПа), если E в кг/(м²·сут)). Для оценки коэффициента влагообмена использовалась зависимость (1.13), а перепад влажности рассчитывался по следующей формуле [13]:

$$\Delta e = e_0 \{k(\tau) \alpha_T + c(\tau)\}, \quad (2.6)$$

где e_0 — парциальное давление насыщенного водяного пара при температуре воды T_w , $\alpha_T = \Delta T/T_w$, $k(\tau)$ — коэффициент пропорциональности, имеющий годовой ход, $c(\tau)$ — эмпирическая функция времени. Конкретный вид $k(\tau)$ и $c(\tau)$ приведен в работе [13].

Итак, на основании формулы (2.5) по данным о зонально-осредненных значениях температуры воды и воздуха и скорости ветра достаточно просто рассчитывается среднемесячный годовой ход испарения в отдельных широтных зонах.

Сопоставление зонально-осредненных годовых значений испарения над Атлантическим океаном, вычисленных по указанным выше формулам и полученных Л. А. Строкиной [112] по полной схеме аэродинамического метода, т. е. определение испарения в отдельных точках океана по методике [92] с последующим осреднением по широтным зонам, показало, что практически во всех широтных зонах наблюдается хорошее соответствие оценок испарения. Только в южном полушарии наши оценки несколько превышают аналогичные данные Л. А. Строкиной, однако все расхождения фактически не превышают стандартные погрешности расчета испарения. В целом для Атлантического океана (65° с. ш. — 60° ю. ш.) значения испарения, рассчитанные нами и Л. А. Строкиной, составляют соответственно 1460 и 1413 мм/год.

Таблица 2.2

Распределение зонально-осредненных годовых значений
эффективного испарения (мм) в Северной Атлантике
по данным разных авторов

Зона, °с. ш		МВБ и ВРЗ [77]	В. Н. Степанов и др. [111]	Л. А. Строкина, Э. Г. Богданова [113]	А. В. Безмельницкий, В. Н. Калинин	В. Н. Калинин [68]	Баумгартнер Рачел [128]	Шмитт и др. [134]
70—60	70—65	—372	—572	—214	—328	—312	—90	—364
	65—60		—536				—380	—136
60—50	60—55	—200	—712	—80	—331	—512	—243	—275
	55—50		—456				—250	—365
50—40	50—45	370	—41	306	156	—302	—157	—24
	45—40		595				187	225
40—30	40—35	1094	858	991	804	404	710	550
	35—30		834				991	597
30—20	30—25	1417	1293	1270	1272	1038	839	1012
	25—20		1184				1012	1165
20—10	20—15	1129	1170	1092	517	517	853	1246
	15—10		—688				786	924
10—0	10—5	—300	—588	—805	—828	—401	—352	—462
	5—0		—588				—252	—258

Если теперь воспользоваться наиболее точными, на наш взгляд, оценками количества осадков по акватории океана, полученными Э. Г. Богдановой [20], то нетрудно определить значения эффективного испарения, которые приводятся в табл. 2.2.

Другой метод оценки $E_{\text{эф}}$ основан на существовании взаимосвязи водного и солевого балансов океана, в результате чего для зонально-осредненных годовых значений испарения, количества осадков и солёности была получена следующая зависимость [68]:

$$[S - S^M] = \beta [E - P], \quad (2.7)$$

где S — солёность поверхностного слоя воды, S^M — средняя глобальная оценка солёности, β — коэффициент пропорциональности, зависящий от балла океанов и определяемой по формуле

$$\beta = \begin{cases} 0,0161 - 0,0392 \frac{A_{0i}}{A_i} + 0,0243 \left(\frac{A_{0i}}{A_i} \right)^2 & \text{при } \varphi = 0 - 70^\circ \text{ с. ш.}, \\ 0,0016 & \text{при } \varphi = 0 - 70^\circ \text{ ю. ш.} \end{cases}$$

где A_{0i} — площадь океана внутри широтной зоны A_i . Заметим, что формула (2.7) справедлива лишь для широтных зон Мирового океана. Поэтому, рассматривая в северном полушарии океаны как изолированные бассейны, для нахождения оценок эффективного испарения воспользуемся соотношением [68]

$$\frac{[E - P]_A}{[E - P]_M} = \Psi \left(\frac{[S]_A}{[S]_M} \right),$$

где индексы «А» и «М» относятся соответственно к Атлантическому и Мировому океанам. Если принять простое приближение

$$\Psi \left(\frac{[S]_A}{[S]_M} \right) = \frac{[S]_A}{[S]_M} + \gamma,$$

где $\gamma = 0,1$ при $[S]_A > [S]_M$ и $\gamma = -0,1$ при $[S]_A < [S]_M$, то имеем следующую формулу:

$$[E - P]_A = \frac{[S]_A - S^M}{\beta} \left(\frac{[S]_A}{[S]_M} + \gamma \right). \quad (2.8)$$

Данная формула позволяет весьма просто определить эффективное испарение исходя только из значений солености на поверхности океана.

В табл. 2.2 представлены годовые зонально-осредненные значения $E_{эф}$ для Северной Атлантики, полученные разными авторами. Разброс оценок эффективного испарения весьма значителен, что вызвано прежде всего ненадежностью значений осадков. Однако общие закономерности в распределении $E_{эф}$ выражены достаточно отчетливо:

— значительное превышение количества осадков над испарением в экваториальной зоне, связанное с деятельностью внутритропической зоны конвергенции (ВЗК);

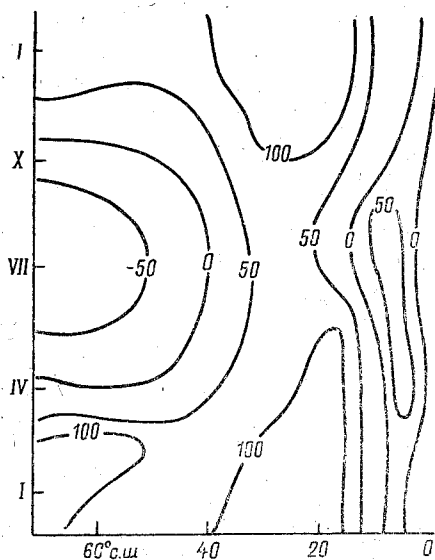
— столь же значительное превышение испарения над количеством осадков в тропических и субтропических широтах, обусловленное в основном антициклоническим характером погодных условий под воздействием азорского центра действия;

— преобладание осадков над испарением в умеренных и высоких широтах вследствие преобладания циклонической циркуляции, отражением которой является исландский центр действия атмосферы.

Вынос испарившейся влаги за пределы акватории Северной Атлантики ($0-70^\circ$ с. ш.), согласно различным оценкам (см. табл. 2.2), составляет $164-587$ мм/год, причем из зоны $20-40^\circ$ с. ш. вынос влаги равен $13-1252$ мм/год.

Что касается годового хода зонально-осредненных значений эффективного испарения (рис. 2.5), то можно отметить, что он хорошо выражен на всей акватории океана, за исключением тропиков и экваториальной зоны. В умеренных и высоких широтах амплитуда годового хода составляет от 100 до 150 мм. Следует отметить, что, несмотря на локальные очаги преобладания осадков над испарением, наблюдающиеся летом, среднезональные $E_{эф}$ (за исключением летних месяцев в зоне $55-70^\circ$ с. ш.) положительны в течение всего года на большей части акватории, т. е. испарение превышает количество осадков.

Рис. 2.5. Годовой ход зонально-осредненных значений эффективного испарения (мм/мес) в Северной Атлантике.



Другой метод определения эффективного испарения — это использование уравнения ВБА, которое одновременно позволяет оценить горизонтальный перенос водяного пара в атмосфере, являющегося связующим звеном между водными балансами океана и суши.

Рассмотрим произвольный объем атмосферы, нижним основанием которого служит граница раздела океан — атмосфера, а верхним основанием — поверхность на такой высоте, где влажностью воз-

духа можно пренебречь. Уравнение водного баланса атмосферы для этого объема за произвольный промежуток времени в интегральном виде может быть записано следующим образом:

$$\frac{\partial \langle W \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle W_w \rangle}{\partial t} + \langle \text{div} F \rangle + \langle \text{div} F_w \rangle = \langle E_{\text{эф}} \rangle.$$

где W и W_w — соответственно влаго- и водосодержание атмосферы, F и F_w — интегральный по вертикали горизонтальный поток водяного пара и жидко-капельной воды (в облаках), а угловые скобки означают осреднение по пространству. Для оценки W и F могут быть использованы аэрологические данные. Например, в изобарической системе координат

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_k}^{p_0} q dp, \quad F = \frac{1}{g} \int_{p_k}^{p_0} \bar{q} \mathbf{V} dp,$$

где g — ускорение свободного падения, q — массовая доля влаги, $\mathbf{V}$ — горизонтальный вектор ветра, p_0 и p_k — давление у поверхности моря и на такой поверхности, где $q \rightarrow 0$. Значительно более сложной задачей является оценка величин W_w и F_w . Но если водозапас в облаках еще можно определить на основе дистанционного зондирования атмосферы с ИСЗ, то оценки переноса жидко-капельной массы практически отсутствуют. Водозапас облаков составляет менее 1% от влагосодержания атмосферы [1], поэтому членом $\partial W_w / \partial t$ можно пренебречь.

Косвенные оценки $\text{div} F_w$ [61, 132] свидетельствуют, что над однородной поверхностью при характерных пространственно-вре-

менных масштабах осреднения, составляющих более 10^6 км^2 и 7—10 сут, разность между притоком и оттоком облачной массы через контур, стягивающий рассматриваемую площадь A , становится очень малой, т. е. $\text{div } \mathbf{F}_w \rightarrow 0$. Следует иметь в виду, что сказанное справедливо лишь для открытых акваторий океана, поскольку вблизи берегов континентов и крупных островов обычно наблюдается орографический эффект, обуславливающий увеличение облачности и количества выпадающих осадков.

Кроме того, при указанных выше масштабах пространственно-временного осреднения, а также при использовании аэрологической информации на стандартных изобарических поверхностях при среднем расстоянии между станциями 350—400 км и двухразовом зондировании в сутки, точность определения $\text{div } \mathbf{F}$ оказывается весьма высокой [103, 131, 132]. Таким образом, при исследовании крупномасштабных атмосферных и гидрологических процессов можно использовать уравнение ВБА в традиционном виде*

$$\partial W / \partial t + \text{div } \mathbf{F} = E - P.$$

Поскольку для океанов аэрологическая информация почти отсутствует, то возникает насущная необходимость в параметризации уравнения ВБА, т. е. описании его отдельных членов вектором исходных данных существенно меньшей размерности. При этом желательным является введение таких физических гипотез, которые обеспечивают минимальное искажение вида ВБА при переходе их из первоначального вида в параметрический.

Если мы используем следующие основные гипотезы [13]:

а) экспоненциальное распределение влажности воздуха по высоте;

б) взаимная адаптация полей перепадов влажности и температуры в приводном слое составляет менее месяца;

в) наличие связи между эффективной скоростью переноса влаги в атмосфере и вертикально осредненной скоростью ветра;

г) зависимость вертикально осредненной скорости ветра от его геострофической составляющей на изобарической поверхности 500 гПа, то уравнение ВБА можно привести к параметрическому виду

$$\frac{\partial \Phi_1(t_w, t_z)}{\partial t} + \text{div } \Phi_2(H_{500}, t_w, t_z) = E_{\text{эф}}, \quad (2.9)$$

где Φ_1 — некоторая функция от температуры поверхности воды и температуры воздуха в приводном слое, а Φ_2 — векторная функция от высоты изобарической поверхности 500 гПа, температур воды и воздуха. Конкретный вид этих функций дается в [13].

Итак, левая часть уравнения ВБА может быть вычислена с использованием всего лишь трех параметров: геопотенциала H_{500} , температуры воды и воздуха, отличительной особенностью кото-

* Для простоты в дальнейшем угловые скобки опустим.

рых является относительно высокая доступность и сравнительно низкая погрешность их определения. Заметим, что к настоящему времени созданы обширные архивы указанных параметров, позволяющие уже анализировать межгодовую изменчивость компонента ВБА в Северной Атлантике.

Однако прежде рассмотрим особенности распределения интегральных потоков водяного пара над Северной Атлантикой, рассчитанных по аэрологическим данным. Для этого использовались среднемноголетние месячные (1958—1963 гг.) значения зональной и меридиональной компонент потока водяного пара на стандартных изобарических поверхностях (1000, 850, 700, 500, 400, 30 гПа) для аэрологических станций, находящихся на побережье океана, островах, судах погоды [75], а также полученные в результате пространственного осреднения данных эпизодических аэрологических наблюдений для пятиградусных квадратов от экватора до 30° с. ш. [74]. Всего информационный массив включал около 100 расчетных точек. Сначала были вычислены интегральные значения зональной и меридиональной компонент полного (F_x , F_y), адвективного ($\bar{F}_x$, $\bar{F}_y$) и макротурбулентного (F'_x , F'_y) потоков влаги. Заметим, что предварительно осуществлялась нелинейная интерполяция потоков влаги в нижнем слое атмосферы до поверхности 700 гПа с шагом 50 гПа. Затем с помощью нелинейных полиномиальных процедур объективного анализа производилась интерполяция потоков влаги в узлы пятиградусной географической сетки.

В табл. 2.3 представлены зонально осредненные значения зональной и меридиональной компонент водяного пара над Северной Атлантикой для средних годовых условий. Как и следовало

Таблица 2.3

Распределение зонально осредненных значений полного (F_x , F_y), адвективного ($\bar{F}_x$, $\bar{F}_y$) и макротурбулентного (F'_x , F'_y) потоков атмосферного водяного пара (кг/(м·с)) над акваторией Северной Атлантики для средних годовых условий

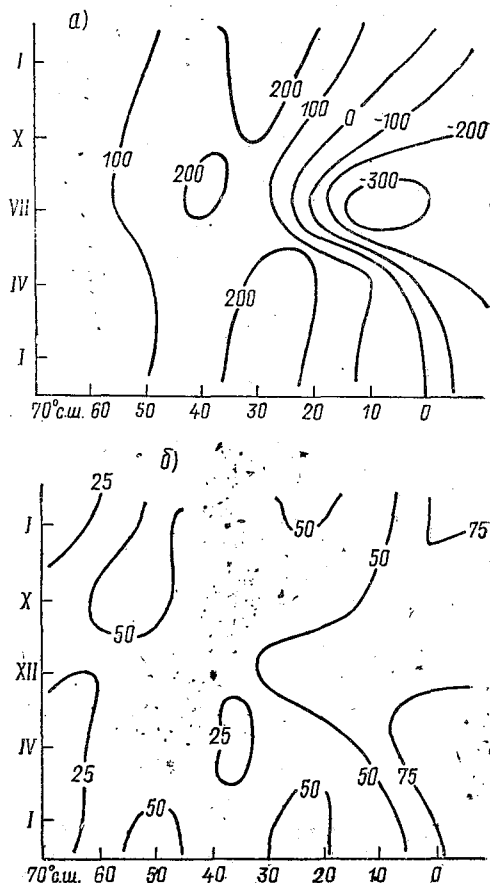
Зона	F_x	F_y	$\bar{F}_x$	$\bar{F}_y$	F'_x	F'_y
0—50° с. ш.	—161,8	15,4	—138,7	15,4	—23,1	0,0
5—10	—143,3	11,3	—120,9	14,9	—22,4	—3,6
10—15	—112,2	3,5	—94,4	8,6	—17,8	—5,1
15—20	—67,0	13,9	—56,7	9,0	—10,3	4,9
20—25	0,9	8,3	—5,9	3,4	6,8	4,9
25—30	75,9	17,9	48,1	3,2	27,8	14,7
30—35	135,7	24,3	93,5	4,2	42,2	20,1
35—40	176,6	22,6	130,4	3,7	46,2	18,9
40—45	167,4	25,5	123,7	5,8	43,7	19,7
45—50	130,3	33,2	93,0	12,6	37,3	20,6
50—55	110,3	38,0	77,0	17,2	33,3	20,8
55—60	97,8	38,5	66,5	18,7	31,3	19,8

ожидать, в низких широтах (до 20° с. ш.) зональный поток влаги направлен с востока на запад. При этом его максимум отмечается около экватора и обусловлен в основном средним движением атмосферы (пассатной циркуляцией). Севернее 20° с. ш. зональный поток направлен с запада на восток и достигает максимальных значений в поясе $35-40^\circ$ с. ш. Заметим, что зональный перенос является главным механизмом «доставки» влаги на Европейский континент из Северной Атлантики. Вклад макротурбулентности в полный поток влаги наиболее значителен в умеренных и высоких широтах, где он составляет 20 %.

Что касается распределения меридионального потока водяного пара, то почти на всех широтах он направлен на север. Естественно, что по абсолютной величине он заметно уступает зональному переносу, особенно в низких широтах. Кроме того, в умеренных и высоких широтах макротурбулентный перенос является основным механизмом межзонального обмена влагой.

На рис. 2.6 приводится годовой ход зонально-средненных значений зональной и меридиональной компонент полного потока водяного пара. Максимальные положительные значения F_x ($160-180$ кг/(м·с)) наблюдаются в поясе $35-45^\circ$ с. ш. практически в течение всего года. При этом амплитуда годового хода в умеренных широтах невелика и составляет около 20–25 % от среднегодового потока влаги. Максимальные отрицательные значения F_x отмечаются в августе вблизи экватора (примерно 240 кг/(м·с)), а минимальные значения F_x наблюдаются в мае—июне в поясе $15-20^\circ$ с. ш. (примерно $30-40$ кг/(м·с)).

Рис. 2.6. Годовой ход зонально-средненных значений зональной (а) и меридиональной (б) компонент полного потока атмосферной влаги (кг/(м·с)) над Северной Атлантикой.



Более сложная картина имеет место в распределении меридионального потока F_y . Прежде всего следует отметить, что годовой ход F_y достаточно отчетливо проявляется практически на всех широтах. В умеренных широтах (севернее 30° с. ш.) в течение всего года перенос влаги направлен на север. При этом максимальные значения (более $40 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$) наблюдаются зимой в поясе $50\text{--}60^\circ$ с. ш. Зимой и летом в тропических и субтропических широтах водяной пар переносится к экватору, причем интенсивность его переноса летом почти в три раза выше, чем зимой, что связано с более высоким влагосодержанием атмосферы. В целом почти весь год интенсивность зонального переноса в несколько раз выше интенсивности меридионального переноса.

Рассмотрим теперь распределение зональной и меридиональной компонент полного потока влаги для зимних условий за многолетний период в зоне $20\text{--}50^\circ$ с. ш. (рис. 2.7), которую можно считать основным источником поступления водяного пара на европейскую территорию России. Для простоты в качестве западной границы примем меридиан 60° з. д., а в качестве восточной — меридиан 15° з. д. На границах выделенной акватории стрелками обозначены потоки влаги, характеризующие внос и вынос пара из контура.

Как следует из рис. 2.7, максимальные значения F_x (около $200 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$) приходятся на центральную часть выделенной акватории, в то время как область максимальных значений F_y (около

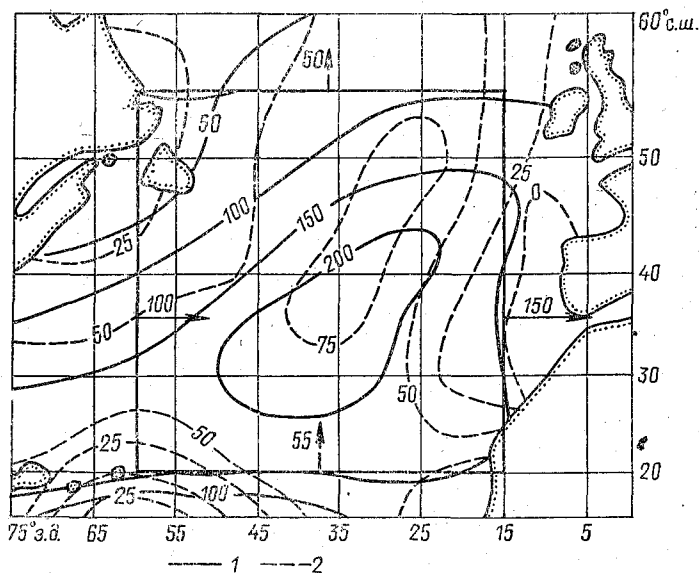


Рис. 2.7. Распределение зональной (1) и меридиональной (2) компонент полного потока атмосферной влаги ($\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$) над центральной частью Северной Атлантики для зимних условий.

75 кг/(м·с)) несколько смещена к северу от центра. В среднем зональный поток превышает меридиональный в 2,6 раза.

За счет зонального переноса из рассматриваемого контура выносятся влаги больше, чем вносятся. При этом разность составляет примерно 50 кг/(м·с). Обратная картина имеет место в отношении меридионального переноса: влаги в контур вносится больше, чем выносятся. Однако разность между вносом и выносом мала (около 5 кг/(м·с)). Поэтому дивергенция потока водяного пара через данный контур оказывается положительной и соответствует превышению испарения над осадками.

Для оценки влияния эффективного испарения и переноса влаги с выделенной акватории Северной Атлантики на годовой сток р. Волги рассмотрим два экстремальных по водности года: 1966 г., когда сток Волги (г. Самара) был значительно выше нормы (239 мм/год), и 1967 г., когда он, наоборот, был заметно меньше нормы (150 мм/год). В табл. 2.4 представлены различные характеристики водного баланса атмосферы над бассейном Волги за холодные периоды (декабрь — март) 1965/66 и 1966/67 гг. по данным [69].

Как и следовало ожидать, аккумуляция влаги в бассейне, характеризующая величиной $\text{div } F$, существенно различна в многоводный и маловодный годы и даже превышает разность годового стока для этих лет. Интенсивность адвективного переноса водяного пара в атмосфере в многоводный год почти в два раза выше, чем в маловодный год. При этом важно то, что направление генерального переноса очень мало отличается друг от друга. В «маловодный» год поток несколько смещается к северу.

По параметрической модели (2.9) для выделенной акватории Северной Атлантики были рассчитаны эффективное испарение и потоки влаги на границах контура за холодные периоды (октябрь — март) 1965/66 и 1966/67 гг. Как оказалось, различия в оценках эффективного испарения для «многоводного» и «маловодного» годов сравнительно невелика. Более значительными являются различия в потоках влаги (рис. 2.8). В холодный период, предшествующий «многоводному» году, вынос влаги за счет зонального переноса через восточную границу контура по сравнению с «маловодным» годом почти в 1,5 раза выше. Противополо-

Таблица 2.4

Характеристики водного баланса атмосферы над бассейном Волги для холодных периодов (декабрь — март) 1965/66 и 1966/67 гг.

Холодный период	div F	P	$\bar{F}$	$\bar{F}_x$	$\bar{F}_y$
	мм		кг/(м·с)		
1965/66 гг.	283	316	47,2	42,7	20,1
1966/67 гг.	128	148	24,7	19,1	15,6
Разность	155	168	22,5	23,6	4,5

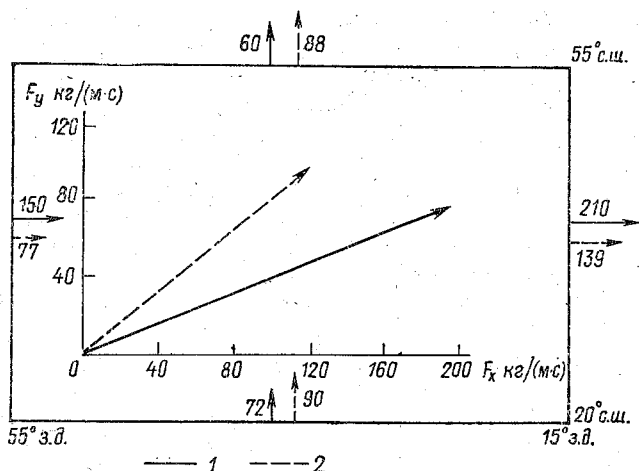


Рис. 2.8. Распределение полного потока водяного пара ($\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$) на границах контура в Северной Атлантике для холодных периодов (октябрь — март) 1965/66 (1) и 1966/67 гг. (2).

ложная картина имеет место на северной границе контура, где вынос влаги за счет меридионального переноса в «маловодный» год по сравнению с «многоводным» также почти в 1,5 раза выше.

В центре контура представлены вектора горизонтальных потоков влаги для «многоводного» и «маловодного» годов. При этом вектор для «многоводного» года существенно превышает по величине аналогичный вектор для «маловодного» года (за счет зональной компоненты потока). Одновременно происходит разворот потока влаги. В «маловодный» год он отклоняется к северу почти на 20° .

Итак, даже при маломеняющемся эффективном испарении в Северной Атлантике, изменчивость зонального и меридионального потоков влаги является значительной. Поэтому можно предположить, что в тех случаях, когда изменения эффективного испарения окажутся более существенными, это еще более усилит процесс дифференциации потоков влаги как по величине, так и по направлению. При этом общее усиление зонального и ослабление меридионального переносов влаги над Северной Атлантикой вызывает увеличение количества выпавших осадков в бассейне Волги. И наоборот, общее ослабление зонального и усиление меридионального переносов приводит к уменьшению количества осадков в бассейне Волги в холодный период года.

Дополнительным подтверждением данного вывода могут служить результаты изучения ВБА для Ньюфаундлендской энергоактивной зоны за 1957—1974 гг., которая для удобства принята в границах $35\text{—}50^\circ$ з.д. и $40\text{—}50^\circ$ с.ш. За указанный промежуток времени были вычислены среднемесячные значения всех компонент ВБА, включая осадки, по параметрической модели (2.9).

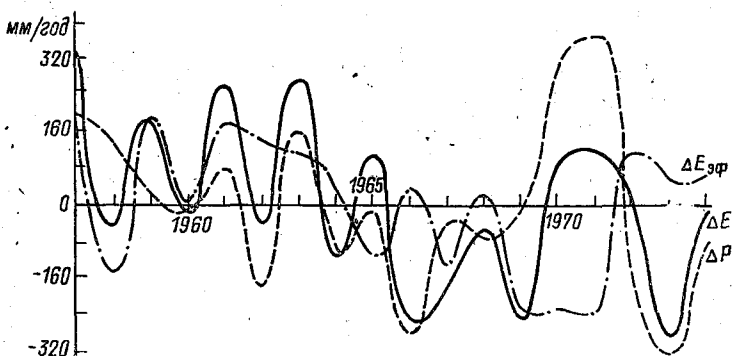


Рис. 2.9. Межгодовой ход аномалий испарения ΔE , осадков ΔP и эффективного испарения $\Delta E_{\text{эф}}$ в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне за 1957—1974 гг.

На рис. 2.9 приводится межгодовой ход испарения, осадков и их разности, соответствующей дивергенции потока атмосферной влаги, а в табл. 2.5 представлены их среднееголетние значения. Кроме того, в табл. 2.5 даются также аналогичные характеристики, заимствованные или вычисленные из разных источников [77, 111, 113]. Если наши результаты хорошо согласуются с оценками работ [77, 113], то совершенно противоположный характер формирования эффективного испарения имеет место по данным В. Н. Степанова и др. [111]. Причиной этого является расхождение в оценках испарения и количества осадков.

Из полученного архива характеристик ВБА для Ньюфаундлендской энергоактивной зоны были выбраны годы, когда изменения объема Каспийского моря были больше $40 \text{ км}^3/\text{год}$ и меньше $-40 \text{ км}^3/\text{год}$. Таким образом, к первой группе (условно «многоводный» год) были отнесены 1963, 1966, 1969 и 1974 гг., а ко второй группе (условно «маловодный» год)—1960, 1961, 1962, 1967, 1968, 1971 и 1972 гг. При этом средние значения изменений объема моря оказались равными соответственно 57 и $-48 \text{ км}^3/\text{год}$.

Таблица 2.5

Оценки составляющих водного баланса атмосферы (мм/год)
в Ньюфаундлендской энергоактивной зоне по данным разных авторов

Испарение	Осадки	Эффективное испарение	Источник
1750	1650	100	[77]
1500	1300	200	[113]
1000	1500	-500	[111]
1333	1266	67	Данная работа

Таблица 2.6

**Характеристики ВБА и теплового состояния
Ньюфаундлендской энергоактивной зоны для холодных периодов
(октябрь — март), предшествующих повышению («многоводный» год)
и понижению («маловодный» год) уровня Каспийского моря**

Характеристика	Год		Стандартное отклонение за 1957—1977 гг.
	«многоводный»	«маловодный»	
ΔV км ³ /год	57	—48	—
t_w °C	12,8	11,6	0,62
t_a °C	10,9	9,6	0,68
Δt °C	1,9	2,0	0,37
F_x кг/(м·с)	112	101	10,7
F_y кг/(м·с)	48	53	12,6
E мм/мес	160	162	17,9
P мм/мес	135	148	23,4
$E_{\text{эф}}$ мм/мес	25	14	15,0

В табл. 2.6 приводятся осредненные за холодный период (октябрь — март), предшествующий указанным годам, компоненты ВБА, а также значения температуры воды, воздуха и их разности. Заметим, что характеристики зонального и меридионального потоков атмосферной влаги приведены к центру энергоактивной зоны с координатами 45° с. ш. и 40° з. д. Итак, возникает вопрос, являются ли значимыми различия между характеристиками ВБА и теплового состояния энергоактивной зоны за «многоводный» и «маловодный» годы? Использование критериев статистической проверки гипотез в данном случае невозможно из-за короткой длины рядов. Поэтому ограничимся сравнением со стандартным отклонением, характеризующим выборочную изменчивость указанных параметров (см. табл. 2.6).

Как видно из табл. 2.6, в «многоводный» год по сравнению с «маловодным» поверхность океана и приподнятый слой атмосферы над ним являются более теплыми, однако перепад температуры, характеризующий интенсивность теплоотдачи, практически одинаков.

Если рассматривать потоки атмосферной влаги, то в «многоводный» год наблюдается усиление зонального переноса и некоторое ослабление меридионального переноса. Хотя различия в интенсивности меридионального переноса малы, однако сопоставление его с годовым стоком Волги показало, что между указанными характеристиками отмечается значимая отрицательная корреляция.

Некоторые различия в оценках испарения и количества осадков, очевидно, обусловлены в основном соответствующими изменениями в характере атмосферной циркуляции над энергоактивной зоной. Что касается эффективного испарения, то, как и сле-

довало ожидать, в «многоводный» год оно несколько выше. При суммировании за холодный период изменения $E_{\text{эф}}$ уже будут составлять около 60 мм, что равно примерно половине амплитуды межгодовых колебаний эффективного испарения за рассматриваемый период.

Итак, полученные результаты позволяют уже в настоящее время судить о характере влияния влагообмена в Северной Атлантике на формирование межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря.

2.3. Формирование увлажнения поверхности суши в бассейне Волги и методы его оценки

Обычно под увлажнением понимают соотношение между водными и энергетическими ресурсами на поверхности суши. Поэтому характеристиками увлажнения являются различные комбинации трех параметров: осадков (P), испаряемости (E_0) и суммарного испарения (E). В частности, к ним относятся коэффициент испаряемости E_0/P , общее (абсолютное) увлажнение $P - E$, дефицит испарения $E_0 - E$, относительное увлажнение E/E_0 и др.

Для нас наиболее важное значение имеет абсолютное увлажнение, которое, с одной стороны, зависит от характера и интенсивности горизонтального переноса атмосферной влаги, а с другой — непосредственно влияет на формирование речного стока и, следовательно, на межгодовые колебания уровня Каспийского моря.

Исходя из приоритета климатических факторов по сравнению с местными (локальными) на формирование стока крупных рек, можно принять, что сток Волги от начала половодья до следующего половодья ($Q_{\text{ВЛ}}$) определяется предшествующим увлажнением в бассейне [64], т. е.

$$Q_{\text{ВЛ}} = f \left\{ \sum_l^x (P_{\text{В}} - E_{\text{В}})_l \right\}, \quad (2.10)$$

где x — число месяцев, предшествующих началу половодья.

Учитывая почти линейную статистическую связь между $Q_{\text{ВЛ}}$ и календарным годовым стоком ($Q_{\text{В}}$), перепишем (2.10) как

$$Q_{\text{В}} = f \left\{ \sum_l^x (P_{\text{В}} - E_{\text{В}})_l \right\}. \quad (2.11)$$

Поскольку в теплый и холодный периоды формирование увлажнения принципиально отличаются друг от друга и поскольку в холодный период $P_{\text{В}} \gg E_{\text{В}}$, целесообразно принять

$$Q_{\text{В}} = f \left\{ \sum_l^{x_1} P_{\text{В}l}, \sum_l^{x_2} (P_{\text{В}} - E_{\text{В}})_l \right\}, \quad (2.12)$$

где x_1 и x_2 — сумма месяцев соответственно в холодный и теплый периоды года.

Итак, имеем две основные прогностические модели для предвычисления стока Волги по общему увлажнению в ее бассейне. Отсюда возникает необходимость расчета характеристик увлажнения за длительный интервал лет. При этом возможны несколько подходов.

1. *Оценка общего увлажнения из уравнения водного баланса атмосферы над бассейном Волги (2.3).* Как было показано в работе [63], точность вычисленных по аэрологическим данным для бассейна Волги величин $P_B - E_B$ оказывается достаточно высокой. Однако при расчетах ВБА за длительный промежуток лет возникает достаточно сложная и весьма трудоемкая задача обработки огромных массивов аэрологических данных. Кроме того, следует также иметь в виду, что достаточно плотная сеть аэрологических станций на европейской территории России появилась лишь в начале 60-х годов текущего столетия. Поэтому использование уравнения ВБА для прогноза стока Волги непосредственно в виде (2.3) весьма проблематично.

Следовательно, возникает задача предварительной параметризации уравнения ВБА. Данная проблема обсуждается в работе [103], в которой предложено несколько различных параметризаций уравнения ВБА. В частности, наиболее простой является линейная зависимость вида

$$\operatorname{div} \mathbf{F}' = a_0 + \operatorname{div} \bar{\mathbf{F}} (a_1 - 1), \quad (2.13)$$

где a_0 и a_1 — численные коэффициенты, которые позволяют перейти от срочных к среднемесячным аэрологическим данным, что уже существенно облегчает процесс вычисления $\operatorname{div} \mathbf{F}$.

С учетом того, что для межгодовых колебаний компонент ВБА можно принять $\partial W_B / \partial t \ll \operatorname{div} \mathbf{F}$, имеем следующую прогностическую модель для годового стока Волги:

$$Q_B = f \left\{ \sum^x \operatorname{div} \bar{\mathbf{F}}_t \right\}. \quad (2.14)$$

В работах [71, 103] впервые была продемонстрирована возможность составления прогноза годового и весеннего стока Волги на основе только стандартной аэрологической информации. Кроме того, был получен важный вывод о значительном вкладе аномалий летнего увлажнения в формирование годового стока.

Помимо параметризации вида (2.14) в работе [103] обсуждается ряд других параметризаций уравнения ВБА, позволяющих еще больше сократить объем исходной информации, но при этом происходит довольно заметная потеря в точности расчетов.

2. *Раздельное определение количества осадков и испарения с последующим вычислением их разности.* Наиболее сложной задачей здесь является оценка суммарного испарения с поверхности суши, которое в общем виде можно выразить следующей формулой:

$$E = E_{la} + E_{sw} + E_g + E_u + E_{sn} + E_t + E_d + E_r,$$

где E_{la} — испарение с водной поверхности; E_{sw} — испарение с болот; E_g , E_u — испарение почвенных и подземных вод; E_{sn} — испарение со снежного покрова; E_t — транспирация растительного покрова; E_d — испарение задержанной растительностью части атмосферных осадков; E_r — испарение с урбанизированных территорий.

В настоящее время для оценки суммарного испарения с крупных территорий обычно сначала определяется испарение в отдельных точках, а затем производится осреднение по площади. Принимая во внимание многообразие природных ландшафтов, задача определения испарения для крупных регионов становится чрезвычайно сложной. Более того, практически все гидрологические методы расчета испарения обладают тем общим недостатком, что позволяют предвычислить лишь какую-то часть суммарного испарения.

На сети гидрометеорологических станций особенно широко использовался метод А. Р. Константинова [50], позволяющий определять испарение по метеоданным в приземном слое атмосферы. За ряд лет (1969—1979 гг.) в Приволжском УГКС (г. Самара) при составлении приближенных водных балансов бассейна Волги были рассчитаны среднемесячные значения испарения указанным методом по данным более 300 станций. Одновременно с этим по данным более 600 станций определялось среднемесячное количество осадков. В результате оказалось возможным вычислить общее увлажнение, анализ которого позволил установить наличие в нем значительных систематических погрешностей [63]. Если учесть также трудоемкость в выполнении подобных расчетов, то становится очевидной проблематичность использования этого подхода в прогностических моделях стока Волги.

3. Подход, основанный на полуэмпирических связях общего увлажнения с определяющими климатическими параметрами. Наиболее перспективным для описания процесса увлажнения представляется использование уравнения связи между водными балансами атмосферы и поверхности суши, которое в общем виде записывается следующим образом [62, 63]:

$$(E - P)/P = \psi(E_0/P), \quad (2.15)$$

где ψ — некоторая функция, зависящая от геоботанической зоны.

Данное выражение обладает тремя характерными особенностями: 1) отражает взаимосвязь всех параметров, обуславливающих увлажнение; 2) разность $E - P$ одновременно входит в уравнения баланса атмосферной и наземной ветвей гидрологического цикла, связывая таким образом процессы переноса влаги в свободной атмосфере с процессами перемещения влаги в почвенно-грунтовой толще; 3) выполняется лишь при достаточно больших пространственно-временных масштабах осреднения, когда испарение определяется преимущественно климатическими факторами,

в то время как роль местных (ландшафтных) факторов пренебрежимо мала [62, 63].

Для средненогололетнего годового периода уравнение связи (2.15) может быть представлено в виде

$$\frac{E-P}{P} = \begin{cases} -1 + c_1 (E_0/P), & E_0/P \leq \lambda, \\ -1 + c_2 (P/E_0)^{c_3} \operatorname{th} (E_0/P), & E_0/P \geq \lambda, \end{cases} \quad (2.16)$$

где c_1, c_2, c_3 — некоторые константы ($c_1=0,9$; $c_2=1,06$; $c_3=0,06$); th — гиперболический тангенс; λ — параметр, разграничивающий условия избыточного и достаточного увлажнения ($\lambda=0,78$).

Как видно из (2.16), при $E_0/P \leq \lambda$ годовое испарение линейно зависит от испаряемости. При прочих условиях увлажнения ($E_0/P > \lambda$) испарение уже нелинейным образом зависит от коэффициента увлажнения. Заметим, что выражение (2.16) косвенным образом учитывает влияние влажности почвы на процесс испарения, так как влажность почвы нелинейно может быть выражена через величину P/E_0 .

Уравнение связи (2.16) может быть использовано для климатологического районирования ЕТР по характеру формирования увлажнения [72]. В частности, было выделено пять квазиоднородных зон:

- зона избыточного увлажнения, $E_0/P < 0,78$;
- зона достаточного увлажнения, $0,78 < E_0/P < 1,00$;
- зона переменного увлажнения, $1,00 < E_0/P < 1,34$;
- зона недостаточного увлажнения, $1,34 < E_0/P < 1,60$;
- зона аридного увлажнения, $1,60 < E_0/P$.

На рис. 2.10 приводится годовая карта распределения коэффициента испаряемости по территории ЕТР. Нетрудно видеть, что подавляющая часть области формирования стока Волги находится в зонах избыточного и достаточного увлажнения. При этом верхняя часть Волги до г. Городец, верховья Камы и Вятки соответствуют условиям избыточного увлажнения, а практически весь бассейн Оки, среднее течение Волги, низовья Вятки и Камы соответствуют условиям достаточного увлажнения. И только бассейн р. Белой почти полностью находится в зоне переменного увлажнения. В целом область формирования стока Волги очень хорошо совпадает с границей зон переменного и недостаточного увлажнения, т. е. изолинией $E_0/P=1,34$.

Применительно к средненогололетним месячным условиям увлажнения уравнение связи (2.15) приобретает вид

$$\frac{E-P}{P} = \begin{cases} -1 + a_1 E_0/P, & 0 \leq E_0/P \leq \mathcal{L}_1, \\ a_2 + a_3 \ln E_0/P, & \mathcal{L}_1 \leq E_0/P \leq \mathcal{L}_2, \\ a_4 + a_5 \exp (E_0/P), & \mathcal{L}_3 \leq E_0/P \leq \mathcal{L}_2, \\ -1 + a_6 E_0/P, & 0 \leq E_0/P \leq \mathcal{L}_3, \end{cases} \quad (2.17)$$

где $a_1, \dots, a_6$ — некоторые константы; $\mathcal{L}_1, \mathcal{L}_2, \mathcal{L}_3$ — параметры увлажнения, имеющие четкий физический смысл.

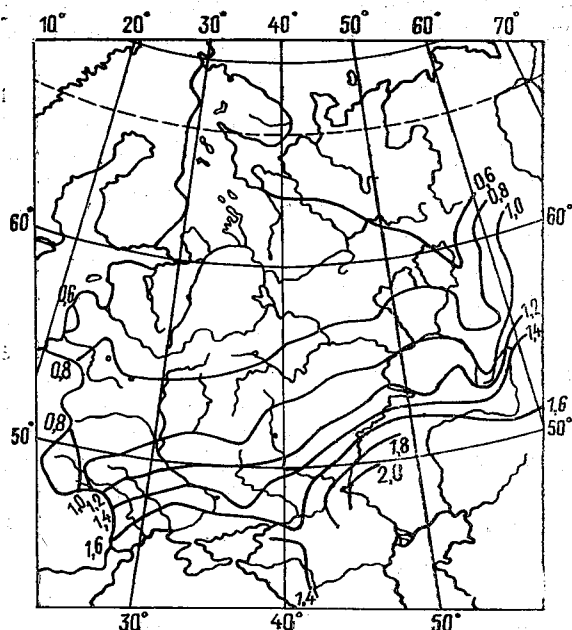


Рис. 2.10. Распределение среднегодового коэффициента испаряемости E_0/P по территории европейской части России.

Численное значение параметра L_1 соответствует влажности почвы, равной наименьшей влагоемкости ($L_1 = 1,22$), поэтому в интервале $[0, L_1]$ наблюдается избыточное увлажнение, в результате чего интенсивность испарения полностью определяется метеорологическими условиями (I стадия увлажнения).

Параметр L_2 соответствует условиям, когда влажность почвы достигает влажности разрыва капилляров ($L_2 = 3,76$). Вследствие этого интервал $[L_1, L_2]$ представляет недостаточное увлажнение, которое характеризуется тем, что интенсивность испарения уже определяется в основном скоростью восходящего движения воды к поверхности почвы (II стадия увлажнения).

Численное значение параметра L_3 соответствует влажности почвы, при которой происходит восстановление капиллярных связей и подвешенная влага приобретает способность передвигаться к зоне парообразования ($L_3 = 2,17$). Интервал $[L_3, L_2]$ представляет аридные условия увлажнения, когда интенсивность испарения определяется скоростью молекулярной диффузии водяного пара через сухой верхний слой почвы (III стадия увлажнения).

В интервале $[0, L_3]$, соответствующем накоплению влаги в почвенно-грунтовой толще, испарение опять уже зависит от метеорологических условий (IV стадия увлажнения).

Таким образом, в общем случае годовой цикл увлажнения поверхности суши представляет собой своеобразную петлю гистерезиса с четырьмя особыми точками. При этом первые два соотношения в (2.17) характеризуют восходящую ветвь гистерезисной кривой, а два других — нисходящую ветвь гистерезисной кривой.

Следует отметить, что сезонные изменения увлажнения поверхности суши в лесной зоне и лесостепи полностью определяются восходящей ветвью гистерезисной кривой. Для хвойных и смешанных лесов $a_1=0,90$, $a_2=-0,12$, $a_3=1,10$, а для лиственных лесов и лесосеи $a_1=0,85$, $a_2=-0,16$, $a_3=1,05$. Некоторые различия в численных значениях указанных выше параметров обусловлены различиями в глубине залегания подземных вод.

Явление гистерезиса свойственно только степной зоне, причем переход с восходящей ветви на нисходящую осуществляется, когда заканчивается активная транспирация растительного покрова, составляющая значительную долю суммарного испарения. В дальнейшем до установления снежного покрова суммарное испарение можно рассматривать в основном как испарение с оголенной почвы. Критерием перехода к аридным условиям увлажнения может

служить условие $\sum_1^m (E_0/P)_i \geq 8$, где m — число месяцев теплого

периода года, первым месяцем которого принят апрель. Параметры нисходящей ветви гистерезисной кривой имеют значения: $a_4=0,265$, $a_5=0,035$, $a_6=0,48$.

При переходе в (2.17) от многолетнего осреднения к реальным месячным периодам времени целесообразно уже не ограничивать гистерезисную петлю параметром $\mathcal{L}_2$. Это означает, что ветви гистерезисной кривой после пересечения в точке $\mathcal{L}_2$ начинают расходиться друг от друга, в результате чего величины E_0/P могут принимать значения, большие $\mathcal{L}_2$.

Заметим, что уравнение связи описывает практически все условия формирования увлажнения, начиная с крайнего севера европейской территории России и кончая бессточными регионами. При этом роль местных факторов на формирование увлажнения становится малой уже для площадей $A > 3,5 \cdot 10^4 \text{ км}^2$ [62].

Испаряемость определяется с помощью модифицированного комплексного метода [103], основное отличие которого от классической схемы комплексного метода [22] состоит в том, что при вычислении парциального давления насыщенного водяного пара по температуре подстилающей поверхности учитывается поправка Ольдекопа. В результате рабочая формула для расчета испаряемости за средние многолетние месячные периоды времени приобретает вид

$$E_0 = \begin{cases} 12,96 (1 - \alpha T) (e_s - e) & \text{при } \tau = 30, \\ 13,39 (1 - \alpha T) (e_s - e) & \text{при } \tau = 31, \end{cases} \quad (2.18)$$

где E_0 в мм/мес; T в $^{\circ}\text{C}$; $\alpha=273^{-1}$; τ — число дней в месяце.

К сожалению, для коротких периодов времени методы расчета испаряемости либо весьма сложны и включают трудноопределяемые параметры, либо физически мало обоснованы. Поэтому для определения испаряемости, а следовательно, и характеристик увлажнения за короткие периоды времени целесообразно использовать гипотезу инвариантности пространственно-временных колебаний испаряемости и дефицита влажности [64], исходя из которой может быть получено выражение

$$E_0/\tilde{E}_0 = (d/\tilde{d})^k, \quad (2.19)$$

где волнистая черта сверху — норма элемента; d — дефицит влажности; k — показатель степени, имеющий сезонный ход и представляющий отношение пространственных коэффициентов вариации испаряемости и дефицита влажности.

Для европейской территории России в апреле и сентябре $k=0,70$, в мае $k=0,50$, в июне и июле $k=0,45$, в августе $k=0,55$.

Таким образом, использование соотношений (2.16)—(2.19) позволяет предвычислять как нормы, так и аномалии увлажнения по стандартным метеорологическим данным, к которым относятся: наблюдаемые значения дефицита влажности и осадков за календарные месяцы, климатические значения температуры и влажности воздуха, облачности и осадков. Заметим, что в данную модель без каких-либо затруднений может быть включен блок «лесистость» [66], учитывающий влияние лесистости на формирование увлажнения, которое оказывается весьма существенным в северных и восточных районах бассейна Волги, где коэффициент лесистости превышает, как правило, 30 %.

Данная параметрическая модель формирования увлажнения поверхности суши была реализована для пяти административных территорий, находящихся в различных физико-географических условиях и отражающих преимущественно зону питания стока Волги. В табл. 2.7 представлены основные статистические характеристики общего увлажнения за теплый период (апрель — сентябрь). Нетрудно видеть, что увлажнение является весьма изменчивой характеристикой. При этом в Костромской и Тверской областях испарение оказывается меньше количества выпавших осадков, в то время как в других регионах наблюдается обратная картина. Между увлажнением в рассматриваемых районах отмечается корреляционная связь, но она, исключая Тверскую и Костромскую области, сравнительно невелика.

4. *Подход, основанный на косвенном учете увлажнения.* Наиболее часто в этих целях используются те или иные индексы, характеризующие процессы общей циркуляции атмосферы. К ним, в частности, относятся индексы Вангейгейма — Гирса, Блиновой, Каца, Вительса и др. Однако наиболее принципиальным недостатком указанных индексов является то, что они лишь на качественном уровне позволяют судить о процессе формирования

Таблица 2.7

Основные статистические характеристики
и корреляционные связи общего увлажнения ($P-E$) (мм)
за теплый период для пяти административных территорий за 1940—1990 гг.

Территория	Индекс	T_t	M_p	K_c	T_v	B_c	$\bar{x}$	σ	Размах колебаний
Татария	T_t	1	0,38	0,35	0,32	0,55	—77	83	394
Мордовия	M_p		1	0,46	0,53	0,34	—49	69	313
Костромская область	K_c			1	0,71	0,27	127	103	371
Тверская область	T_v				1	0,05	99	83	363
Башкирия (север)	B_c					1	—20	75	309

увлажнения поверхности суши и тем более о его межгодовой изменчивости. Поэтому корреляция общего увлажнения с индексами общей циркуляции атмосферы, как правило, отсутствует.

Более целесообразным представляется использование в качестве характеристики увлажнения непосредственно значения осадков. Как было показано выше, исходными данными в параметрическую модель увлажнения являются среднемесячные значения осадков, температуры и дефицита влажности воздуха (d). В результате статистического анализа межгодовых колебаний температуры и влажности за теплый период для пяти административных территорий было установлено, что между $\sum_1^{x_2} d_i$ и $\sum_1^{x_2} T_i$

отмечается отчетливо выраженная нелинейная связь, которая может быть аппроксимирована следующим выражением:

$$\sum_1^{x_2} d_i = a_1 \exp a_2 \sum_1^{x_2} T_i,$$

где x_2 — продолжительность теплого периода ($x_2=6$), a_1 и a_2 — численные коэффициенты, причем a_1 численно равен дефициту влажности при $T=0^\circ\text{C}$.

Отсюда следует, что для расчета общего увлажнения достаточно знать количество осадков и температуру воздуха. Но поскольку межгодовая изменчивость количества осадков значительно превышает аналогичную изменчивость температуры воздуха, то естественно ожидать, что межгодовая изменчивость увлажнения в основном обусловлена изменчивостью количества осадков. В связи с этим для пяти административных территорий была выполнена специальная проверка. Оказалось, что, даже несмотря на неполное соответствие продолжительности теплого периода (апрель — октябрь) для осадков и апрель — октябрь для общего

увлажнения, между $\sum P_i$ и $\sum (P - E)_i$, отмечается почти линей-

ная связь. Так, коэффициент корреляции для Тверской области составляет $r=0,93$, для Башкирии $r=0,94$, для Мордовии $r=0,95$. Поэтому суммарные за теплый период осадки могут быть использованы в качестве характеристики общего увлажнения.

Использование суммарных осадков в прогностических целях удобно еще и потому, что в ряде организаций (ГГО, Росгидрометцентр и др.) имеются архивы данной характеристики за длительный период времени. В частности, в ГГО выполнено обобщение измеренного количества осадков за столетний период с 1891 г. для европейской территории России и Северного Казахстана [37, 79]. При этом месячные значения осадков осреднялись для административных районов, характерная площадь которых составляла 40—60 тыс. км². Если площадь рассматриваемого района существенно превышала указанные размеры, то она разбивалась на подрайоны.

Часть этого архива была нами использована в целях прогноза стока Волги. В число предикторов вошли данные об осадках по 15 административным территориям, которые достаточно полно характеризуют зону формирования речного стока. К сожалению, из-за отсутствия данных по Кировской области не представилась возможность включить ее в состав предикторов, хотя она и относится к зоне формирования стока Волги. Основные статистические характеристики суммарных за теплый и холодный периоды года значений осадков представлены в табл. 2.8.

Одной из характерных черт в распределении осадков в бассейне Волги является их значительная пространственная связность (табл. 2.9). Как следует из табл. 2.9, почти все коэффициенты корреляции ($r > 0,17$) являются значимыми, причем максимальные из них превышают 0,80. Примечательно, что уровень пространственной связности осадков за теплый и холодный периоды одинаков. Однако между собой эти осадки фактически не коррелируют.

Высокая коррелированность осадков значительно затрудняет их непосредственное использование как предикторов в прогностических моделях, основой которых обычно служит аппарат множественного регрессионного анализа. Некоторые способы ослабления этого эффекта и даже его полного исключения будут рассматриваться в следующем разделе.

Как уже указывалось, практически все осадки, выпадающие в бассейне Волги в холодный период, имеют атлантическое происхождение. Однако траектории движения циклонов, приносящих осадки, весьма изменчивы в пространстве. В частности, они могут вторгаться на территорию ЕТР с Норвежского моря (через Скандинавию), с Баренцева и Черного морей, из Западной Европы.

Таблица 2.8

Основные статистические характеристики суммарных осадков (мм)
за теплый (апрель — октябрь) и холодный (ноябрь — март) периоды
за 1891—1990 гг.

Администра- тивная территория	Ин- декс	Площадь, 10 ³ км ²	Теплый период		Холодный период	
			$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
Горьковская	Гр	74,8	316,0	59,8	219,3	39,1
Пермская	Пр	65,6	320,5	63,8	222,6	51,7
Ярославская	Рр	36,3	353,9	63,6	229,9	47,1
Московская	Мс	47,0	344,6	69,7	220,4	40,2
Рязанская	Рз	32,6	295,1	71,0	207,5	45,6
Удмуртия	Ум	42,1	295,2	58,9	204,9	42,9
Владимирская	Вл	29,0	335,6	68,1	215,7	41,2
Ивановская	Ив	23,9	337,8	70,9	220,9	43,9
Башкирия (север)	Бс	54,3	276,8	60,8	196,9	49,2
Башкирия (юг)	Бю	34,0	261,4	64,6	184,4	48,4
Среднеуральский район А	СА	37,1	358,7	77,4	216,6	59,5
Тверская	Тв	84,2	364,3	63,4	225,3	43,4
Костромская	Кс	60,2	353,0	67,0	224,5	43,5
Мордовия	Мр	26,2	286,3	59,1	187,8	40,0
Татария	Тт	68,0	272,0	60,6	173,1	38,0

Таблица 2.9

Корреляционная матрица осадков за холодный (октябрь — март)
и теплый (апрель — сентябрь) периоды 1891—1990 гг.
для 15 административных территорий, расположенных в бассейне Волги
(правый треугольник — осадки в холодный период,
левый треугольник — осадки в теплый период)

	Гр	Пр	Яр	Мс	Рз	Ум	Вл	Ив	Бс	Бю	СА	Тв	Кс	Мр	Тт
Гр	—	0,52	0,58	0,62	0,66	0,64	0,78	0,72	0,42	0,49	0,53	0,51	0,68	0,76	0,67
Пр	0,45	—	0,37	0,21	0,38	0,75	0,33	0,41	0,37	0,67	0,79	0,39	0,44	0,48	0,64
Яр	0,62	0,38	—	0,74	0,47	0,37	0,66	0,76	0,32	0,28	0,48	0,80	0,76	0,48	0,33
Мс	0,59	0,21	0,66	—	0,61	0,32	0,77	0,72	0,28	0,22	0,28	0,74	0,57	0,50	0,36
Рз	0,66	0,23	0,53	0,68	—	0,31	0,62	0,55	0,16	0,39	0,32	0,52	0,34	0,68	0,46
Ум	0,55	0,80	0,43	0,30	0,26	—	0,52	0,44	0,53	0,57	0,73	0,31	0,52	0,60	0,83
Вл	0,81	0,32	0,77	0,77	0,74	0,43	—	0,77	0,39	0,30	0,40	0,55	0,72	0,58	0,54
Ив	0,71	0,28	0,73	0,67	0,60	0,38	0,85	—	0,35	0,45	0,46	0,64	0,74	0,53	0,46
Бс	0,45	0,57	0,39	0,22	0,28	0,59	0,30	0,26	—	0,56	0,56	0,16	0,36	0,32	0,47
Бю	0,41	0,74	0,37	0,28	0,28	0,71	0,33	0,27	0,73	—	0,66	0,20	0,28	0,36	0,65
СА	0,35	0,80	0,37	0,22	0,17	0,68	0,32	0,30	0,47	0,66	—	0,44	0,53	0,43	0,59
Тв	0,53	0,23	0,72	0,74	0,50	0,37	0,69	0,65	0,18	0,25	0,24	—	0,64	0,50	0,30
Кс	0,64	0,31	0,77	0,55	0,44	0,38	0,73	0,75	0,24	0,28	0,37	0,59	—	0,48	0,48
Мр	0,67	0,26	0,47	0,46	0,68	0,35	0,57	0,44	0,45	0,38	0,22	0,31	0,34	—	0,63
Тт	0,64	0,69	0,52	0,41	0,44	0,78	0,55	0,49	0,65	0,65	0,62	0,35	0,46	0,48	—

Если учесть неодинаковую водность циклонов, их различные пространственно-временные масштабы, а также значительные размеры бассейна Волги, то генетическая структура формирования осадков в каком-либо его локальном районе оказывается достаточно сложной.

По мнению С. И. Жакова [38], «осадки не приносятся, а образуются в районе их выпадения в результате развития соответствующих циркуляционных процессов». Данное утверждение верно лишь отчасти, так как анализ изотопного состава осадков показывает, что они могут выпадать за многие сотни и даже тысячи километров от места их образования. Об этом же свидетельствуют и результаты работы [10]. Трудно согласиться и с другим высказыванием Жакова, «что перенос влаги над данной территорией и перенос влаги, идущей на образование осадков над ней, — явления принципиально разные. Осадкообразующие массы преимущественно связаны с фронтами и циклонами». Ибо, как совершенно справедливо отмечает Ц. А. Швер [120], «циклоническая деятельность тесно связана с переносом и трансформацией воздушных масс. Она является необходимым условием влагооборота на континенте, так как именно в циклонах совершается осаждение перенесенной с океана влаги».

Детальное исследование генезиса осадков в бассейне Волги выполнено В. И. Бабкиным и др. [10] за двадцатилетний (1966—1985 гг.) период, первое десятилетие (1966—1975 гг.) которого характеризуется аномально низким стоком (около $7050 \text{ км}^3/\text{год}$), а второе, наоборот, аномально высоким стоком ($7910 \text{ км}^3/\text{год}$). Для каждого месяца на отдельную карту авторами наносились траектории всех циклонов от момента их зарождения до полного исчезновения. В общей сложности на 252 картах зафиксировано более 5000 циклонов. Бассейн Волги был разбит на четыре частных бассейна, для каждого из которых подсчитывалось число циклонов, принадлежащих к различным зонам зарождения: атлантической, западно-европейской, восточно-европейской, средиземноморской и черноморской. Заметим, что такое разграничение зон циклогенеза в холодный период в известной мере условно, так как источником влаги для циклонов западно-европейского и восточно-европейского происхождения также служит Северная Атлантика.

В табл. 2.10 представлены данные о числе циклонов, наблюдавшихся в бассейне Волги в течение маловодного и многоводного десятилетий. Можно отметить заметное увеличение числа атлантических циклонов зимой, а также циклонов западно-европейского происхождения во все сезоны, исключая осень. При этом анализ траектории циклонов, зарождавшихся непосредственно в Атлантике, показал, что основной очаг циклогенеза во второе десятилетие сместился на юг [10]. Если в 1966—1975 гг. атлантические циклоны зарождались преимущественно в зоне действия исландского минимума, то в 1976—1985 гг. циклогенез происходил

Число циклонов в бассейне Волги,
наблюдавшихся в маловодный (1966—1975 гг.)
и многоводный (1976—1985 гг.) периоды. По [10]

Зона зарождения циклонов	Маловодный период					Многоводный период				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Атлантическая	11	13	2	18	44	35	6	6	18	65
Западно-европейская	27	20	20	36	103	35	35	30	35	135
Средиземноморская	13	13	7	12	45	16	13	7	10	46
Черноморская	25	30	27	24	106	24	25	24	17	90
Восточно-европейская	36	44	45	38	163	33	30	64	51	178
Ныряющие	11	10	3	5	29	6	15	9	8	38
Всего	123	130	104	133	490	149	124	140	139	552

южнее Исландии, ближе к побережью Северной Америки. В первое десятилетие циклоны чаще перемещались по Норвежскому морю на север, в Баренцево море, причем основной путь циклонов, попавших в бассейн Волги, лежал через Скандинавию. Во второе десятилетие их путь на ЕТР значительно чаще проходил через Англию и Северное море.

Если учесть, что макротурбулентный перенос влаги связан с прохождением крупномасштабных синоптических вихрей и прежде всего циклонов, то полученные в работе [10] результаты очень хорошо согласуются с выводами, полученными в предыдущих разделах.

Интересно также и то, что существенное увеличение числа циклонов в многоводный период произошло не только зимой, но и летом. Это также подтверждает сделанный ранее вывод о важной роли летнего увлажнения в формировании межгодовой изменчивости стока Волги и, следовательно, уровня Каспийского моря.

Кроме того, в работе [10] показано, что во втором десятилетии не только увеличилось число циклонов атлантического происхождения, но и весьма существенно возросла их водность. По мнению данных авторов, это связано со смещением очага циклогенеза к югу, в более теплые районы Атлантики. В результате зарождение циклонов происходит в зонах с более интенсивным испарением и, следовательно, циклоны имеют значительно большую водность. Естественно, что это сказывается на количестве выпавших осадков из циклонов различного происхождения в течение многоводного и маловодного десятилетий (табл. 2.11). Действительно, как видно из табл. 2.11, водность атлантических циклонов в многоводный период существенно выше практически над всей территорией бассейна Волги. Впрочем, заметное увеличение водности характерно и для средиземноморских циклонов. А вот циклоны, зародившиеся над Западной Европой, имеют в многоводный пе-

Таблица 2.11

Среднее количество осадков (мм),
приходящихся на один циклон в частных бассейнах р. Волги,
выпавших за 1966—1975 гг. (числитель) и 1976—1985 гг. (знаменатель). По [10]

Бассейн	Площадь, 10 ⁶ км ²	Норма стока, км ³ /год	Зона зарождения циклонов				
			атланти- ческая	западно-ев- ропейская	средизем- номорская	черномор- ская	восточно- европей- ская
Верхняя Волга (до Нижего Новгорода)	2,31	48,3	4,3/4,7	6,3/5,6	4,1/7,2	5,5/5,9	4,3/5,3
Ока	2,45	38,1	5,8/7,5	8,4/8,8	10,4/10,5	7,7/9,9	8,8/8,9
Кама	5,03	119,3	4,4/6,0	16,2/11,6	8,9/10,1	7,0/8,1	8,8/9,2
Средняя Волга (от Нижего Новгорода до Волгограда)	3,81	48,3	5,2/7,2	5,7/11,7	9,2/11,0	7,5/8,5	8,4/9,4

риод более высокую водность над бассейнами Оки и особенно Средней Волги и одновременно более низкую водность над Верхней Волгой и бассейном Камы. Причины этого пока не вполне ясны.

Анализ временной изменчивости циклонов в указанных зонах их зарождения показал, что максимальная изменчивость свойственна атлантическим циклонам. При этом важно то, что между их повторяемостью и стоком Волги отмечается значимая положительная корреляция. Изменчивость повторяемости циклонов в других зонах циклогенеза значительно меньше, причем статистическая связь между ними и стоком Волги практически отсутствует.

Итак, будем надеяться, что дальнейшее развитие синоптического анализа атмосферных осадков совместно с дистанционными и численными методами позволят установить более точную картину генезиса осадков на территории бассейна Волги.

3. ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА И УРОВНЯ МОРЯ

3.1. Основные принципы построения комплексной автоматизированной системы водного баланса моря

Природные процессы, формирующие водный баланс системы «Каспийское море» являются весьма сложными, носят глобальный характер и для своего описания требуют больших массивов исходной информации. В связи с этим возникает необходимость оптимизации вычислительных работ, которая при минимальных затратах должна обеспечить:

- накопление комплексной исходной информации, ее контроль и коррекцию;

- получение наборов данных для анализа пространственно-временных изменений исследуемых процессов;

- выполнение диагностических расчетов водного баланса системы «Каспийское море»;

- выполнение расчетов составляющих гидрологического цикла в Атлантико-Европейском секторе, характеристик крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, параметров общей циркуляции атмосферы и др.;

- статистический анализ полученных результатов и разработку статистических прогностических моделей компонент водного баланса.

Для решения указанных задач в РГГМИ реализована автоматизированная система водного баланса (АСВБ), основные принципы которой состоят в следующем: а) автоматизация основных и вспомогательных операций; б) интегрированная обработка исходных данных; в) универсальность, предусматривающая возможность использования алгоритмов и методов для различных гидрологических систем.

По характеру выполняемых работ и получаемых результатов АСВБ может быть разбита на четыре блока: вспомогательный, диагностический, статистический, прогностический. Основные функции каждого из блоков перечислены в табл. 3.1. Более подробно основные задачи, методы расчета и статистического анализа компонент ВБМ рассматриваются в соответствующих разделах.

Основные функции АСВБ

Рабочий архив

1. Среднемесячная метеорологическая информация по акватории моря и территории его водосборного бассейна.
2. Гидрометрические данные по стоку рек.
3. Стандартная аэрологическая информация.
4. Параметры циркуляции атмосферы.
5. Климатологические данные, характеристики взаимодействия океана и атмосферы.
6. Характеристики, полученные в других блоках.

1. Вспомогательный блок

- 1.1. Ввод данных и пополнение архива.
- 1.2. Контроль и исправление исходных данных.
- 1.3. Выборки и формирование рядов.
- 1.4. Объективный анализ.
- 1.5. Осреднение результатов по времени, пространству и объему.
- 1.6. Учет морфометрических характеристик моря.

2. Диагностический блок

- 2.1. Расчет составляющих водного баланса моря и водосборного бассейна.
- 2.2. Расчет горизонтального переноса влаги в атмосфере и его бюджета.
- 2.3. Расчет характеристик крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы.
- 2.4. Выявление физических механизмов, обуславливающих долгопериодную изменчивость параметров водного баланса.
- 2.5. Выполнение специальных диагностических расчетов, направленных на решение прогностических задач.

3. Статистический блок

- 3.1. Первичный статистический анализ.
- 3.2. Корреляционный анализ.
- 3.3. Регрессионный анализ.
- 3.4. Спектральный анализ.
- 3.5. Факторный анализ.
- 3.6. Кластерный анализ.
- 3.7. Дискриминантный анализ.

4. Прогностический блок

- 4.1. Прогноз годового стока Волги на 1 год.
- 4.2. Прогноз стока Волги на 10 лет.
- 4.3. Прогноз изменений объема моря на 1 год.
- 4.4. Прогноз изменений объема моря на 10 лет.
- 4.5. Прогноз уровня моря на 1 год.
- 4.6. Прогноз уровня моря на 10 лет.
- 4.7. Прогноз климатической тенденции в изменениях уровня моря.

Поэтому здесь остановимся лишь на особенностях функционирования прогностического блока.

Прежде всего отметим, что для реализации прогностических схем используются в основном статистические методы. Как известно, для описания многофакторных зависимостей обычно наиболее эффективным оказывается аппарат множественного регрессионного анализа. В АСВБ реализовано несколько модификаций этого метода. При этом основным считался алгоритм пошаговой регрессии.

На первом этапе рассчитывается полная регрессионная модель по исходной матрице $m \times M$, где m — число столбцов, N — число строк. Для этого вычисляется корреляционная матрица $\Phi = N^{-1}X^*X$, где X — исходная матрица. Затем вычисляются коэффициенты регрессии по формуле

$$a_j = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_j}} \frac{|D_{xyj}|}{|D_{yy}|}.$$

В результате имеем следующее уравнение множественной линейной регрессии (МЛР):

$$y = a_0 + \sum_{j=1}^m a_j (X_{ij} - \bar{X}_j). \quad (3.1)$$

Заметим, что при построении модели вида (3.1) существует целый ряд требований к исходной информации, без выполнения которых практически невозможно получить эффективную модель МЛР [25], а именно:

- 1) все факторы и функция отклика должны подчиняться нормальному закону;
- 2) переменные должны отвечать условиям стационарности;
- 3) длина выборки должна существенно превосходить число независимых переменных;
- 4) статистические связи между функцией отклика и факторами должны быть линейными;
- 5) погрешности зависимой и независимой переменной должны быть одного порядка;
- 6) факторы должны быть вариабельными, т. е. влиять на изменчивость функции отклика;
- 7) факторы должны быть статистически независимы (некоррелированы).

Таким образом, проверка указанных требований к исходной информации составляет суть предварительного этапа анализа данных и полностью реализуется в АСВБ.

Следующий этап — это анализ факторов с целью нахождения их оптимального числа для описания изменчивости y . Обычно для этого используется несколько способов [117]: метод включения переменных, метод исключения переменных и др.

Нами использован метод исключения переменных, состоящий в ранжировании факторов и последовательном исключении их из модели, начиная с наименее значимого. На каждом шаге осуществляется подробный анализ получаемой модели. Алгоритм, реализующий данный метод, обычно называется пошаговой регрессией. Ранжирование факторов осуществляется на основе следующего выражения:

$$R^2 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^m \alpha_j r_j, \quad (3.2)$$

где N — длина рядов, $\alpha_j = a_j \sigma_j / \sigma_y$, r_j — коэффициент парной корреляции между j -м предиктором и независимой переменной, m — число предикторов. Отсюда нетрудно видеть, что максимальная величина r_j еще не гарантирует максимальный вклад в описание изменчивости предиктанта.

Анализ моделей на каждом шаге включает:

а) оценку стандартной погрешности уравнения регрессии

$$\sigma_y(x) = \sigma_y \sqrt{1 - R^2};$$

б) расчет множественного коэффициента линейной корреляции

$$R = \sqrt{1 - \frac{|D_0|}{|D_{yy}|}};$$

в) оценку стандартной погрешности R

$$\sigma_R = (1 - R^2) / \sqrt{N - m - 1};$$

г) оценку значимости R с помощью критерия Стьюдента

$$R / \sigma_R > t_\alpha$$

(если данное условие выполняется при уровне значимости α , то выборочное значение R считается значимым, т. е. не обусловленным случайными вариациями наблюдений);

д) вычисление стандартных погрешностей коэффициентов регрессии

$$\sigma_{a_j} = \frac{\sigma_y}{\sigma_j} \sqrt{\frac{1 - R^2}{N - m - 1} \frac{|D_{yy}|}{|D_{jj}|}};$$

е) оценку значимости коэффициентов регрессии

$$a_j / \sigma_{a_j} > t_\alpha;$$

ж) составление доверительных интервалов для величин R и a_j

$$R - t_\alpha \sigma_R < R^{\text{нст}} < R + t_\alpha \sigma_R,$$

$$a_j - t_\alpha \sigma_{a_j} < a_j^{\text{нст}} < a_j + t_\alpha \sigma_{a_j};$$

з) вычисление частных коэффициентов корреляции

$$r_{0yj} = \frac{|D_{yj}|}{\sqrt{|D_{yy}| |D_{jj}|}};$$

и) оценку адекватности регрессионной модели с помощью критерия Фишера ($F = D\tilde{y}/D\varepsilon$). Если $F > F_\alpha$, то гипотеза об адекватности регрессионной модели принимается.

Кроме того, учитывая, что эффективность модели прежде всего зависит от точности оценок коэффициентов регрессии, необходим их дополнительный анализ. Так, например, если неравенство $a_j/\sigma_j \geq t_\alpha$ не выполняется хотя бы в отношении одного из коэффициентов регрессии, то такое уравнение считается ненадежным [97]. Если данное неравенство оказывается справедливым в отношении нескольких уравнений регрессии, то возможны два варианта выбора лучшего из них. В частности, лучшим может считаться то,

для которого выполняется следующее условие: $m^{-1} \sum a_j/\sigma_j \rightarrow \max$. В другом варианте для каждого из уравнений определяется минимальное значение $(a_j/\sigma_j)_{\min}$. Лучшим считается то уравнение, для которого выполняется условие $(a_j/\sigma_j)_{\min} \rightarrow \max$.

Заметим, что анализ коэффициентов регрессии может не соответствовать результатам, полученным с помощью других критериев. Тем более, что распределение формальных критериев во многих случаях может приводить к противоположным выводам. Поэтому в общем задача выбора оптимальной модели регрессии оказывается неоднозначной, причем право окончательного выбора с учетом различных неформальных соображений остается прерогативой исследователя.

Одним из способов оптимизации модели в часто встречающемся случае достаточно сильной коррелированности предикторов является использование гребневой регрессии (ридж-регрессии), которая впервые была предложена Херлом в 1962 г. Метод гребневой регрессии даст в отличие от традиционного метода наименьших квадратов смещенные оценки коэффициентов регрессии, но при этом они имеют меньшую дисперсию. Следовательно, такие оценки могут давать более точные и приемлемые для практического использования результаты.

Оценка коэффициентов регрессии данным методом осуществляется по следующей формуле [34]:

$$A^* = (X^*X + \theta I)^{-1} X^*Y,$$

где A^* — стандартизованные коэффициенты, а θI — произведение малого положительного скаляра (θ) и единичной матрицы I . Это означает, что малая положительная константа добавлена к каждому элементу на диагонали корреляционной матрицы. В результате улучшается обусловленность корреляционной матрицы и

оценки коэффициентов становятся более устойчивыми. На практике выбор параметра θ осуществляется обычно с помощью гребневого следа, представляющего собой график зависимости коэффициентов регрессии от параметра θ . Критерием выбора величины θ является переход к устойчивому (стабильному) положению коэффициентов регрессии, т. е. их неизменности относительно параметра θ . В некоторых случаях используется автоматический выбор параметра θ по следующей формуле:

$$\theta = mS^2 / \sum_{j=1}^m a_j^2$$

где m — число предикторов в модели, S^2 — средний остаточный квадрат (дисперсия ошибки модели). Естественно, чем меньше выбранное число θ , тем меньше смещение оценок коэффициентов от их истинных значений. Следует отметить, что в результате перераспределения «веса» между коэффициентами регрессии некоторые из них могут даже изменить знак. Если с физической точки зрения это является оправданным, то такая модель гребневой регрессии, несомненно, заслуживает предпочтения перед другими видами регрессии. Наконец, важно и то, что гребневая регрессия, как правило, повышает точность описания функции отклика.

В прогностической системе осуществляется комбинированное использование гребневой и пошаговой регрессии. Сначала методом пошаговой регрессии по заданному множеству предикторов строится наиболее оптимальная модель. Затем она подвергается пересмотру с помощью гребневой регрессии. Для этого производится пересчет параметров регрессии в интервале θ (0, 1) с некоторым малым шагом по θ (обычно 0,01—0,05). Физический анализ гребневого следа позволяет установить целесообразность использования гребневой регрессии.

Наконец, полное исключение коррелированности признаков может быть достигнуто при построении модели ортогональной регрессии или, другими словами, регрессии на главных компонентах. Суть этого подхода состоит в предварительном использовании классического метода главных компонент, позволяющего разложить матрицу исходных данных на линейно независимые (некоррелированные) составляющие по степени их вклада в суммарную дисперсию.

Первая составляющая (первая главная компонента) имеет наибольший вклад в суммарную дисперсию, определяемый по величине собственного числа разложения, и в соответствии с этим описывает наиболее крупномасштабные особенности исходного поля. Вторая главная компонента обязательно ортогональна первой и описывает максимальную оставшуюся дисперсию. Этот процесс продолжается до тех пор, пока полностью не будет исчерпана дисперсия исходного поля, которая равна порядку корреляционной матрицы и числу ее главных компонент.

Отметим, что чем выше коррелированность исходных рядов, тем выше скорость сходимости разложения и тем меньшее число главных компонент необходимо, чтобы описать большую часть изменчивости этих рядов. Данное обстоятельство особенно важно в тех случаях, когда имеется большой набор коррелированных предикторов, так как это существенно облегчает процедуру построения оптимальной ортогональной регрессии модели. Ее реализация в системе АСВБ состоит в последовательном использовании метода главных компонент и алгоритма пошаговой регрессии с применением метода включения переменных.

Модель ортогональной регрессии весьма перспективна при использовании в качестве предикторов значений осадков, осредненных по административным территориям, которые, как было показано выше, хорошо коррелируют между собой. Кроме того, общее число предикторов достаточно велико ($m=30$), а в соответствии с прогностической моделью (3.5) может даже достигать $m=60$.

Рассмотрим результаты разложения матриц осадков для холодного и теплого периодов за 1891—1990 гг. (табл. 3.2). В качестве характеристик разложения используются величина λ_i/m , характеризующая вклад каждой компоненты в суммарную дисперсию исходного поля, и $\sum_{i=1}^{15} \lambda_i/m$, показывающая скорость сходимости данного разложения.

Как видно из табл. 3.2, первая компонента описывает более 50 % суммарной дисперсии, причем ее вклад для осадков в холодный и теплый периоды почти одинаков. Аналогичным образом обстоит дело с вкладами других компонент, а также со скоростью сходимости разложения. Так как в настоящее время нет строгих критериев для отбора значимых компонент, то условно примем

Таблица 3.2

Результаты разложения матриц (%) осадков
для холодного и теплого периодов (15×100)
методом главных компонент

Компонента	λ_i/m	$\sum_i \lambda_i/m$	λ_i/m	$\sum_i \lambda_i/m$
	Холодный период		Теплый период	
1-я	51,9	51,9	54,3	54,3
2-я	17,4	69,3	15,3	69,6
3-я	7,6	76,8	7,0	76,4
4-я	4,2	81,4	5,4	81,9
5-я	3,8	84,9	4,5	86,5
6-я	3,0	87,8	3,0	89,5
7-я	2,2	90,0	2,3	91,2
8-я	1,9	91,9	1,9	93,8
...	...	...	...	...
15-я	0,5	100	0,5	100

90 %-ный уровень сходимости разложения. В результате в качестве предикторов при построении модели ортогональной регрессии можно ограничиться первыми семью компонентами, т. е. общее число предикторов будет равно $m=14$.

3.2. Долгосрочный прогноз стока Волги

Как известно, в современной практике гидрологических прогнозов при разработке методов долгосрочного прогноза стока крупных рек преимущественно со снеговым питанием в число предикторов обычно включаются запас влаги в снежном покрове перед началом снеготаяния, осеннее увлажнение, весенние осадки, характеристики водопоглотительной способности бассейна в конце зимы. При этом для оценки снегозапасов и характеристик водопоглотительной способности бассейна используются, как правило, специальные экспедиционные исследования. С учетом большой пространственной изменчивости указанных величин такой подход к прогнозу стока является приемлемым только для сравнительно небольших водосборов и явно непригоден для бассейна Волги.

Очевидно, вместо снегозапаса может быть использовано изменение на метеорологической сети количество осадков, роль которых для прогноза речного стока возрастает по мере увеличения площади водосбора. Еще в 1946 г. Б. Д. Зайков [40] показал, что объем весеннего половодья Волги, благодаря огромной площади ее бассейна, на 90 % определяется осенне-зимними осадками. Кроме того, с увеличением площади бассейна возрастают его инерционные свойства. Поэтому летнее увлажнение также существенно влияет на формирование стока в следующем году [71]. В результате в качестве рабочей гипотезы было принято, что накопление влаги (общее увлажнение) в региональных и крупных бассейнах к моменту половодья практически определяет сток в последующие месяцы до начала нового половодья [64]. Однако поскольку годовой сток Волги достаточно хорошо описывается моделью в виде простой цепи Маркова, характеризующейся наличием корреляции только между смежными значениями ряда, становится очевидной необходимость более длительного учета предьстории стокоформирующих процессов. Отсюда следует, что сток Волги в i -й год определяется не только увлажнением в предшествующий $(i-1)$ -й год, но и частично увлажнением в $(i-2)$ -й год.

Основное прогностическое выражение (2.11) можно трактовать как физико-статистический метод прогноза стока. Действительно, сначала определяются физические связи стока Волги с формирующими его процессами, а затем статистическими методами находится конкретный вид прогностической зависимости. Очевидное преимущество предлагаемого нами подхода заключается, во-первых, в использовании исключительно стандартной метеорологической информации, собираемой на стационарной сети станций,

а, во-вторых, в более полном учете предьстории стокоформирующих процессов.

Исходя из результатов, полученных в п. 2.3, основными прогностическими моделями стока Волги являются:

1) модель, основанная на учете общего увлажнения с помощью уравнения связи между водными балансами атмосферы и поверхности суши;

2) модель, основанная на использовании непосредственно значений осадков.

Запишем в общем виде первую модель следующим образом:

$$Q_{Vi} = f(P_{(i-1), j}^x; \mathcal{Z}_{(i-1), j}; P_{(i-2), j}^x; \mathcal{Z}_{(i-2), j}), \quad (3.3)$$

где P^x — суммарные за холодный период осадки, $\mathcal{Z}$ — абсолютное увлажнение ($P - E$) в теплый период года, а $j = 1, \dots, 5$. Отсюда видно, что сток в i -й год определяется осенне-зимними осадками, отнесенными из соображения удобства к $(i-1)$ -му году, увлажнением в теплый период предшествующего года, а также этими же параметрами при сдвиге еще 1 год назад, т. е. в $(i-2)$ -й год. В результате полная модель содержит 20 предикторов.

Анализ модели (3.3) показал, что при сравнительно небольших длинах исходных рядов ($N = 30-50$) использование большого числа предикторов ($m = 20$) заметно снижает ее эффективность. Поэтому из рассматриваемой модели были исключены последние пять предикторов, описывающих увлажнение в $(i-2)$ -й год. Результаты тестирования модели для $m = 15$ приводятся в табл. 3.3.

Из табл. 3.3 видно, что точность описания изменчивости предиктанта, характеризуемая величиной R , очень медленно падает до $m = 6$. Довольно резкий скачок падения отмечается при переходе к $m = 5$, когда уменьшение R оказалось равным его уменьшению на всех предшествующих шагах ($\Delta R = 0.02$) от $m = 15$. Аналогичным образом изменяются и другие параметры модели ($t_R, t_{a_j}, F, \sigma_{y(x)}$). Что касается отношения $(a_j/\sigma_{a_j})_{\min}$, то если в каком-либо уравнении модели оно по абсолютной величине меньше двух, то такое уравнение считается ненадежным. Нетрудно видеть, что при $m \geq 6$ данное отношение оказывается выше двух. Наконец, при $m = 6$ мы имеем минимальную стандартную погрешность уравнения регрессии.

Следовательно, анализ пошаговой регрессии позволяет сделать согласованный вывод о том, что наиболее оптимальной линейной моделью для описания изменчивости величины Q_V служит уравнение с шестью предикторами, имеющее следующий вид:

$$Q_{Vi}^* = a_0 + a_1 P_{Kc}^x + a_2 \mathcal{Z}_{Kc} + a_3 \mathcal{Z}_{Бс} + a_4 \mathcal{Z}_{Мр} + a_5 P_{Мр(i-2)}^x - a_6 P_{ТВ}^x. \quad (3.4)$$

Для простоты в (3.4) опущен индекс $i-1$. Стандартная погрешность Q_{Vi}^* составляет $\sigma_{y(x)} = 680 \text{ м}^3/\text{с}$, а коэффициент детермина-

Таблица 3.3

Результаты тестирования регрессионных моделей
при последовательном исключении из полной модели ($m=15$)
отдельных факторов

m	Исключа- емый фактор	R	σ_R	t_R	$\sigma_y(x)$ $\text{м}^3/\text{с}$	$F_{кр}$	t_{a_j}	$\left(\frac{a_j}{\sigma_{a_j}}\right)_{\min}$
15	—	0,923	0,032	28,84	837,2	5,71	1,28	0,13
14	$P_{ТТ}^x (l-1)$	0,922	0,033	27,94	794,6	5,71	1,50	0,13
13	$\mathcal{G}_{Тв} (l-1)$	0,922	0,032	28,81	756,2	5,70	1,70	0,35
12	$P_{Мр}^x (l-1)$	0,922	0,031	29,74	723,2	5,68	1,83	0,60
11	$P_{ТТ}^x (l-2)$	0,920	0,031	29,68	698,8	5,51	1,98	0,50
10	$P_{Бс}^x (l-2)$	0,919	0,030	30,63	672,9	5,44	2,15	0,61
9	$P_{Кс}^x (l-2)$	0,918	0,030	30,60	650,6	5,33	2,34	1,11
8	$P_{Тв}^x (l-2)$	0,913	0,031	29,45	642,7	4,99	2,58	1,00
7	$P_{Бс}^x (l-1)$	0,909	0,032	28,40	630,9	4,76	2,98	1,24
6	$\mathcal{G}_{ТТ} (l-1)$	0,903	0,034	26,56	625,4	4,44	3,53	2,28
5	$P_{Тв}^x (l-1)$	0,884	0,039	22,67	659,2	3,56	2,49	2,29
4	$P_{Мр}^x (l-2)$	0,860	0,046	18,70	693,8	2,84	3,50	1,92
3	$\mathcal{G}_{Мр} (l-1)$	0,841	0,051	16,49	712,4	2,40	4,21	3,39
2	$\mathcal{G}_{Бс} (l-1)$	0,771	0,069	11,17	811,4	1,46	4,72	4,23
1	$\mathcal{G}_{Кс} (l-1)$	0,590	0,087	5,22	1048,6	—	6,52	6,52

ции $R^2=0,69$. Из табл. 3.3 также видно, что наиболее важными предикторами являются осадки и увлажнение в Костромской области.

На рис. 3.1 приводится временной ход вычисленных и фактических значений стока Волги. При этом период 1930—1970 гг. ($N=41$) принимался в качестве обучающей выборки, для которой производилось построение и тестирование регрессионной модели. С 1971 по 1990 г. составлялись опытные прогнозы годового стока Волги на независимых данных. Если за допустимую ошибку прогноза принять $\Delta_{\text{доп}}=\sigma_Q$, то она будет равна $1380 \text{ м}^3/\text{с}$, т. е. в два раза превосходит погрешность зависимости (3.4). Максимальная погрешность по независимым данным отмечается в 1973 г. и составляет $2300 \text{ м}^3/\text{с}$, что превосходит величину $\Delta_{\text{доп}}$. В остальные годы расхождения между прогностическими и фактическими значениями Q_6 уже меньше $\Delta_{\text{доп}}$. Стандартная погрешность прогноза стока Волги за 1971—1990 гг. оказалась равной $720 \text{ м}^3/\text{с}$, а средняя абсолютная погрешность составила $665 \text{ м}^3/\text{с}$. Таким образом, имеем почти стопроцентную оправдываемость опытных прогнозов годового стока Волги. Поэтому она может быть рекомендована к внедрению в оперативную практику. За-

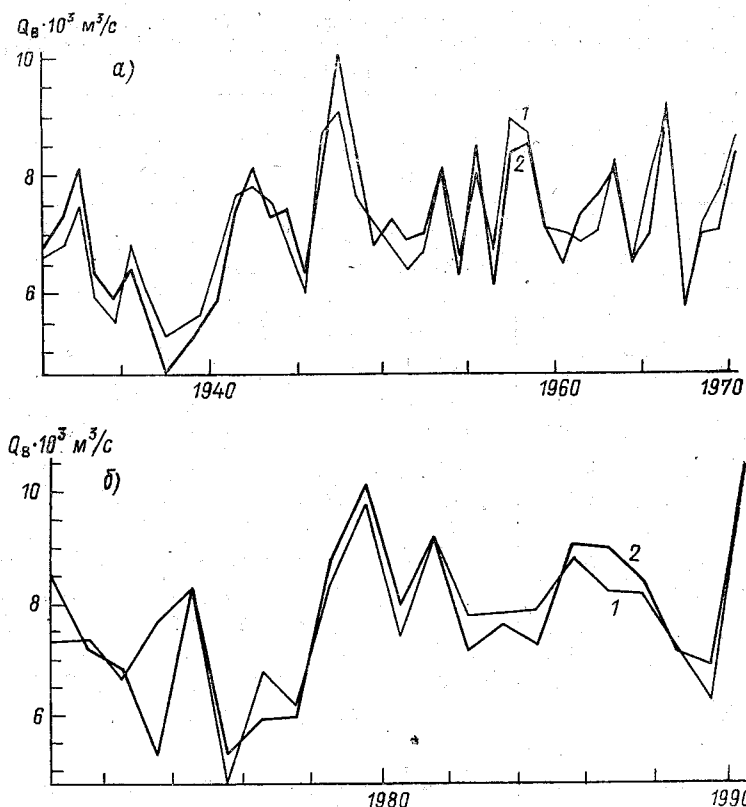


Рис. 3.1. Сопоставление фактических (1) и прогностических (2) значений годового стока Волги (г. Самара) Q_B по модели (3.4) за 1930—1990 гг. *а* — зависимая выборка (1930—1970 гг.); *б* — независимая выборка (1971—1990 гг.).

метим также, что используемый в модели (3.4) набор предикторов, состоящий из пяти административных территорий, не является окончательным. Очевидно, привлечение дополнительных данных об увлажнении бассейна Волги будет способствовать повышению точности прогноза ее годового стока.

Заметим, что если есть необходимость, то на следующем этапе может быть предвычислен суммарный приток речных вод к Каспию. Для этого используется обычное уравнение парной регрессии

$$Q_{6i}^* = a_0 + a_1 Q_{B1}^*.$$

Погрешности оценки Q_{6i}^* соответствуют погрешностям расчета Q_{B1}^* .

Рассмотрим теперь вторую модель, которая может быть в общем виде представлена следующим образом:

$$Q_{Bi} = f(P_{(i-1),j}^x; P_{(i-1),j}^T; P_{(i-2),j}^x; P_{(i-2),j}^T), \quad (3.5)$$

где P^T — осадки в теплый период, $j=1, \dots, 15$. Отсюда видно, что число предикторов равно $m=60$. При этом должно выполняться условие $N \gg m$. Очевидно, непосредственное использование модели (3.5) малоэффективно как с физической, так и с технической точек зрения. Поэтому целесообразно указанную модель разделить на две: базовую (основную) модель вида

$$Q_{Bi}^* = f(P_{(i-1),j}^x; P_{(i-1),j}^T) \quad (3.6)$$

и дополнительную (вспомогательную) модель

$$\hat{Q}_{Bi} = f(Q_{Bi}^*; P_{(i-2),j}^x; P_{(i-2),j}^T), \quad (3.7)$$

которая используется для уточнения базовых прогностических оценок. Реализация моделей (3.6) и (3.7) не представляет серьезных затруднений.

Примем вначале для базовой модели $N=100$. В результате использования аппарата пошаговой регрессии с последующим тестированием было получено, что оптимальной является модель с восемью предикторами, имеющая следующий вид:

$$Q_B^* = -a_0 + a_1 P_{Бс}^x + a_2 P_{Ум}^T + a_3 P_{Ив}^x + a_4 P_{Вл}^T + \\ + a_5 P_{Пр}^x + a_6 P_{Бс}^T + a_7 P_{Бю}^x - a_8 P_{Яр}^T. \quad (3.8)$$

Стандартная погрешность величины Q_B^* составляет $\sigma_Q = 925 \text{ м}^3/\text{с}$ при $R=0,774$. Как видно из выражения (3.8), вклад осадков в теплый период года в изменчивость стока Волги весьма значителен.

Сравнение моделей (3.4) и (3.8) свидетельствует явно не в пользу последней из них. Однако следует учитывать, что указанные модели отличаются не только составом предикторов, но и размером исходных матриц. Поэтому был выполнен специальный численный эксперимент с моделью (3.6), состоящий в том, что варьировалась длина исходных рядов от $N=35$ до $N=100$.

На рис. 3.2 приводятся значения коэффициента множественной корреляции и стандартной погрешности уравнения регрессии при различных значениях N . Оказалось, что можно выделить три характерных диапазона длины временных рядов, для которых наблюдаются достаточно выраженные тенденции в изменениях R и $\sigma_{y(x)}$. Первый диапазон для малых длин рядов ($N \leq 43$) характеризуется постепенным уменьшением R и сравнительно большим разбросом значений $\sigma_{y(x)}$. Во втором диапазоне ($N=45-71$) оценки R и $\sigma_{y(x)}$ оказываются очень устойчивыми и, наконец, для третьего диапазона ($N > 71$) наблюдается уменьшение величин R и одновременно возрастание оценок $\sigma_{y(x)}$.

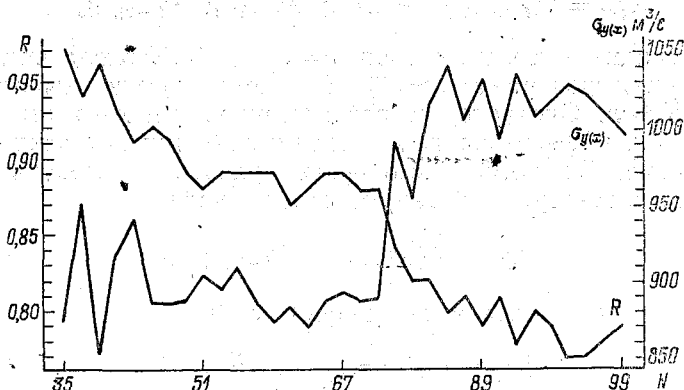


Рис. 3.2. Изменения коэффициента множественной корреляции R и стандартной погрешности $\sigma_y(x)$ уравнения (3.6) при различной длине исходных рядов.

Таким образом, при малых значениях N модель (3.6) оказывается достаточно близкой к модели (3.4). Кроме того, результаты численного эксперимента свидетельствуют о том, что для получения оптимальных оценок длина исходных рядов должна составлять $N=45-70$.

Уточнение базовой модели (3.8) осуществлялось согласно (3.7). При этом в качестве обучающейся выборки был принят период $N=60$ (1891—1950 гг.). С 1951 по 1990 г. ($N=40$) выборка считалась независимой. В результате использования алгоритма пошаговой регрессии была получена оптимальная модель с четырьмя предикторами, которая имеет следующий вид:

$$\hat{Q}_B^* = -a_0 + a_1 Q_B + a_2 P_{Kc}^T(t-2) + a_3 P_{CA}^X(t-2) + a_4 P_{TB}^X(t-2). \quad (3.9)$$

Стандартная погрешность (3.9) составляет $\sigma_y(x)=690 \text{ м}^3/\text{м}$ при $R=0,88$.

На рис. 3.3 приводится временной ход фактических и прогностических значений стока Волги за 1951—1990 гг., т. е. для неза-

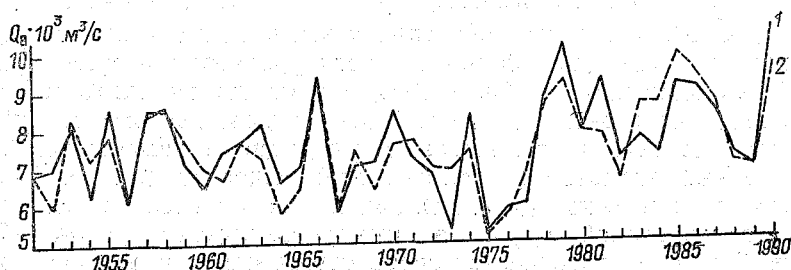


Рис. 3.3. Сопоставление фактических (1) и прогностических (2) значений годового стока Волги Q_B по модели (3.9) за 1951—1990 гг. на независимых данных.

висимой выборки. Расхождение между этими характеристиками составляет $\sigma = 730 \text{ м}^3/\text{с}$, а средняя абсолютная погрешность равна $710 \text{ м}^3/\text{с}$. Максимальная погрешность отмечается в 1973 г., когда прогнозируемый сток превышает фактический на $1396 \text{ м}^3/\text{с}$, что близко к стандартному отклонению стока, принимаемому в качестве допустимой ошибки прогноза. Примерно такое же расхождение наблюдается и в 1981 г. Во все остальные годы расхождения между прогнозными и фактическими значениями стока заметно меньше допустимой ошибки прогноза. Следовательно, оправдываемость опытных прогнозов составляет 95 %.

Основной недостаток данной методики прогноза обусловлен наличием сильной коррелированности внутри каждой из двух групп предикторов (осадки в теплый и холодный периоды года). В этом случае алгоритм пошаговой регрессии, как уже указывалось выше, может оказаться недостаточно эффективным способом построения оптимальной модели. Для устранения отмеченного недостатка можно воспользоваться методом гребневой регрессии.

Поэтому модель (3.8) была подвергнута ревизии методом гребневой регрессии. На рис. 3.4 приводится гребневой след коэффициентов регрессии a_j . Нетрудно видеть, что при изменении параметра θ практически все они не остаются постоянными. Однако если коэффициенты a_1 и a_3 меняются незначительно, то остальные претерпевают существенные изменения, причем коэффициент a_8 даже меняет знак с отрицательного на положительный. Заметим, что это отвечает физической сути воздействия летнего увлажнения на формирование стока в следующем году. Можно принять, что стабильного состояния коэффициенты a_j достигают при $\theta = 0,1$. Однако при этом коэффициенты a_6 , a_7 и a_8 оказываются незначимыми по критерию Стьюдента. Следовательно, они могут

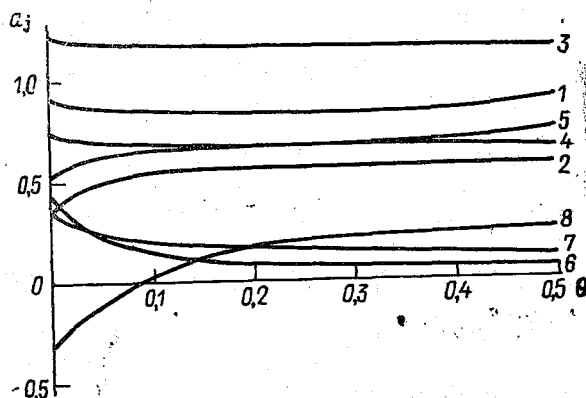


Рис. 3.4. Гребневой след коэффициентов a_j модели (3.8).

быть отброшены. В результате имеем следующую прогностическую модель:

$$Q_B^* = a_1 P_{Бс}^x + a_2 P_{Ум}^T + a_3 P_{Ив}^x + a_4 P_{Вл}^T + a_5 P_{Пр}^x, \quad (3.8')$$

стандартная погрешность которой составляет $\sigma_{y(x)} = 922 \text{ м}^3/\text{с}$. Хотя точность предвычисления стока Волги с помощью моделей (3.8) и (3.8') оказалась почти одинаковой, однако последняя имеет то преимущество, что содержит меньшее число предикторов.

Аналогичному испытанию была подвергнута и модель (3.9), в которой в качестве предиктора Q_B^* использовались результаты, полученные по зависимости (3.8'). Как было установлено из графика гребневого следа коэффициентов регрессии, их изменения являются незначительными. В связи с этим в качестве стабилизирующего значения θ было принято $\theta = 0,25$. Пересчет стока Волги по зависимости (3.9) с новыми коэффициентами регрессии показал, что коэффициент R изменился очень мало ($R = 0,89$), а стандартная погрешность несколько уменьшилась ($\sigma_{y(x)} = 682 \text{ м}^3/\text{с}$). Наиболее интересно то, что максимальные расхождения между предвычисленными и фактическими значениями стока Волги несколько уменьшились по сравнению с первоначальной моделью (3.9). Так, в 1973 г. оно оказалось равным $1280 \text{ м}^3/\text{с}$. Поэтому можно считать, что в данном случае использование гребневой регрессии является вполне оправданным, так как позволяет повысить точность описания функции отклика.

Кроме того, для прогноза стока Волги может быть использована модель ортогональной регрессии в виде

$$Q_B = f(F_j^x; F_j^T),$$

где F_j^x, F_j^T — главные компоненты осадков за теплый и холодный периоды ($j = 1, 2, \dots, 7$). Сначала была построена полная модель, содержащая 14 главных компонент ($N = 100$). Стандартная погрешность Q_B для этой модели составляет $960 \text{ м}^3/\text{с}$ при $R = 0,76$. Как и следовало ожидать, наибольший вес в прогностической модели принадлежит первым двум компонентам для «холодных» и «теплых» осадков.

Затем с помощью алгоритма пошаговой регрессии производилось уточнение полной модели. В результате была получена регрессионная зависимость с шестью предикторами, имеющая следующий вид:

$$Q_B^* = a_0 + a_1 F_1^x + a_2 F_1^T - a_3 F_2^x - a_4 F_2^T - a_5 F_5^x + a_6 F_5^T. \quad (3.10)$$

Стандартная погрешность данного выражения равна $\sigma_Q = 0,931 \text{ м}^3/\text{с}$ при $R = 0,74$. Интересно, что в модель (3.10) кроме первых двух компонент вошла пятая главная компонента.

Итак, точность ортогональной регрессии оказалась очень близкой к точности базовой модели (3.8). Однако данное обстоятельство не следует трактовать как свидетельство недостаточной эф-

фактивности модели ортогональной регрессии. Вполне возможно, что при включении в рассматриваемый набор предикторов дополнительных переменных (например, осадки в других административных территориях, климатические характеристики и т. п.) использование метода главных компонент, как эффективного средства сжатия информации, окажется наиболее оптимальным способом построения регрессионной модели.

Увлажнение поверхности водосбора — это наиболее активная (динамическая) часть почвенного влагообмена и единственный источник пополнения запасов грунтовых вод. Однако формирование стока происходит за счет не только поверхностных вод в период половодья, но и подземных вод в летнюю и зимнюю межени. Кроме того, скорость движения поверхностных вод на несколько порядков выше скорости движения подземных вод. Естественно, что на несколько порядков должно различаться и характерное время добегания этих вод до русла реки. Таким образом может возникнуть существенная инерционность во влиянии процессов влагообмена через поверхность водосбора на формирование стока. Поэтому чем более глубокие водоносные горизонты участвуют в формировании речного стока, тем сильнее проявляются инерционные свойства водосбора. Для такой крупной реки, как Волга, которая дренирует очень глубокие водоносные горизонты, инерционность может оказаться весьма значительной. Если учесть, что вклад подземной составляющей в речной сток Волги равен почти 50 % [10], то формирование его межгодовой изменчивости и в особенности долгопериодных колебаний может быть в значительной степени обусловлено подземными водами.

Заметим, что до настоящего времени крайне мало выполнено исследований, посвященных выявлению инерционных свойств почвенно-грунтовых вод. С этой точки зрения заслуживают внимания работы В. С. Ковалевского [48, 49], который рассмотрел межгодовую изменчивость уровней подземных вод и подземного стока. В частности, им обнаружены цикличности с характерными периодами 2—3, 4—5 и 10—11 лет, которые имеют весьма пятнистую структуру распространения по площади. Указанные цикличности, по-видимому, обусловлены главным образом соответствующими колебаниями количества осадков.

В связи с этим представляет интерес изучение межгодовой изменчивости стока Волги и увлажнения в ее бассейне при различных временных сдвигах. Сначала исследовалась первая модель при запаздывании увлажнения относительно стока для временных промежутков от $\tau=1$ до $\tau=15$ лет.

На рис. 3.5 представлены результаты оценивания параметров (R и $\sigma_y(x)$) полных ($m=10$) моделей. Нетрудно видеть, что максимальное значение R отмечается при $\tau=1$, что соответствует основной модели (3.3). Затем в течение длительного интервала имеют место случайные колебания величины R и только при $\tau=10$ мы опять наблюдаем резкое увеличение R до 0,807. Опти-

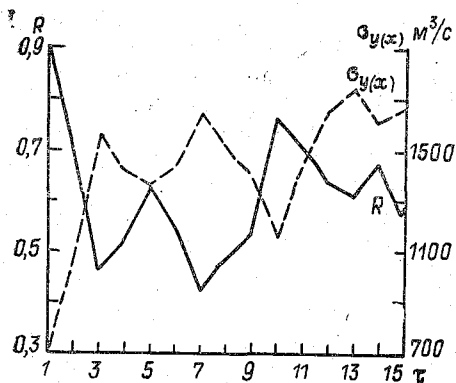


Рис. 3.5. Оценка параметров R и $\sigma_y(x)$ модели (3.3) при различных временных сдвигах τ .

мальной для данного сдвига является модель с пятью предикторами, которая может быть представлена в следующем виде:

$$\begin{aligned} Q_{Bi}^* = & a_0 - a_1 \mathcal{E}_{Бс}(i-10) - \\ & - a_2 P_{Тв}^x(i-10) - a_3 \mathcal{E}_{Тв}(i-10) + \\ & + a_4 \mathcal{E}_{Кс}(i-10) + a_5 \mathcal{E}_{Тт}(i-10). \end{aligned}$$

Итак, основной вклад в формирование стока через 10 лет опять вносит летнее увлажнение, а из административных территорий наиболее репрезентативной оказывается Тверская область.

Стандартная погрешность этой модели составляет $1035 \text{ м}^3/\text{с}$, или примерно 13 %, что несколько меньше допустимой ошибки прогноза. Сопоставление вычисленных по модели и фактических значений стока приводится на рис. 3.6. На этом же рисунке приводятся сглаженные по трехлетиям прогностические оценки стока на 10 лет, т. е. до 2000 г. Естественно, что вследствие достаточно большой погрешности модели полученные оценки следует рассматривать как приближенные.

Прежде чем анализировать результаты сверхдолгосрочного прогноза, отметим два обстоятельства. Во-первых, целесообразно рассматривать их лишь на качественном уровне. Применительно к прогнозу стока Волги, очевидно, можно выделить три градации: средний по водности ($\tilde{Q}_B - \sigma_Q < Q_B < \tilde{Q}_B + \sigma_Q$), многоводный ($Q_B > \tilde{Q}_B + \sigma_Q$) и маловодный ($Q_B < \tilde{Q}_B - \sigma_Q$) годы. Второе обстоятельство заключается в том, что точность полу-

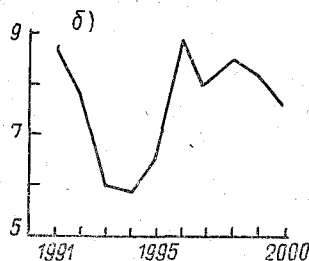
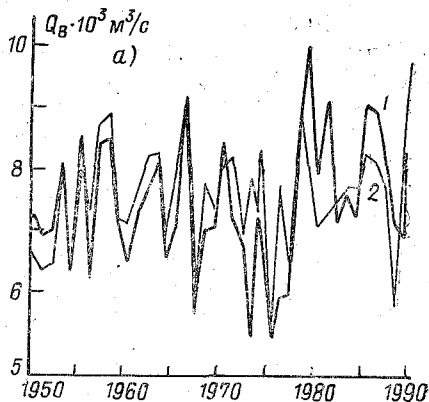


Рис. 3.6. Сопоставление фактических (1) и прогностических (2) значений стока Волги Q_B по модели (3.11) (а). Прогноз стока Волги до 2000 г. (б).

чаемых оценок с увеличением заблаговременности прогноза уменьшается. В какой-то мере исправить положение можно путем коррекции прогноза. Суть ее заключается в том, что по мере поступления новых фактических данных о прогнозируемой характеристике последняя изменяется в ту или иную сторону.

Итак, как следует из рис. 3.6, в первые два года (1991 и 1992 гг.) ожидался сток выше нормы, затем должен наступить маловодный период (1993—1995 гг.) и после этого вплоть до 2000 г. опять ожидается сток выше нормы. В настоящее время уже существует возможность проверки прогноза для 1991 и 1992 гг. В первый из них фактический годовой сток у г. Самары составил 10 100 м³/с, а в другой — 7900 м³/с, т. е. прогноз стока оказался успешным.

3.3. Долгосрочный прогноз изменений объема моря

Прогностическая оценка изменений объема моря представляет самостоятельный интерес для многих отраслей народного хозяйства в регионе Каспия. Основой для прогноза величины ΔV может служить следующее выражение:

$$\Delta V = \Delta V_Q + \Delta V_{E_{\text{эф}}},$$

где первое слагаемое представляет изменения объема моря за счет притока речных вод, а второе слагаемое — за счет эффективного испарения. При этом вклад первого слагаемого, как следует из формулы (1.30), составляет более 65 % дисперсии величины ΔV . При переходе от ΔV к приращениям уровня Δh роль притока речных вод становится еще больше. Именно это обстоятельство является основанием того, что в воднобалансовых методах прогноза уровня моря [105, 108, 122] эффективное испарение не учитывается совсем или задается в виде константы. Причиной же неучета эффективного испарения служит отсутствие до настоящего времени достаточно надежных методов прогноза указанной характеристики. Фактически единственной, но не очень удачной попыткой является работа О. И. Шереметьевской [121], в которой для этой цели использовались данные о температуре воды, уровне моря и атмосферном давлении.

По мнению автора, прогноз эффективного испарения на несколько лет вполне возможен и работы в этом направлении ведутся. Однако, учитывая их незавершенность, в данном исследовании рассматривается также только стоковая часть изменений объема моря.

Исходя из формулы (1.30) и учитывая, что сток в $(i-1)$ -й год определяется предшествующим увлажнением, в соответствии с принятыми нами обозначениями имеем

$$\Delta V_i = f(Q_{vi}; P_{(i-2), j}^x; \mathcal{Z}_{(i-2), j}) \quad (3.12)$$

или с учетом выражения (3.3)

$$\Delta V_i = f(P_{(i-1), j}^x, \mathcal{I}_{(i-1), j}; P_{(i-2), j}^x, \mathcal{I}_{(i-2), j}), \quad (3.13)$$

Отсюда видно, что наиболее дальним предиктором является увлажнение в теплый период, запаздывающее от величины ΔV_i на два года.

Построение оптимальной прогностической зависимости осуществлялось уже описанным выше способом. Как оказалось, задача выбора наилучшего варианта модели для ΔV является значительно более сложной по сравнению с аналогичной задачей для Q_B . Это связано с тем, что различные критерии качества моделей дают несогласующиеся между собой, противоречивые результаты. Все же наиболее предпочтительной является модель с четырьмя предикторами, имеющая следующий вид:

$$\Delta V_i^* = -a_0 + a_1 Q_{B(i)}^* + a_2 P_{T(i-2)}^x - a_3 P_{T(i-2)}^x - a_4 \mathcal{I}_{B(i-2)}. \quad (3.14)$$

Стандартная погрешность (3.14) составляет $\sigma_{y(x)} = 30,7 \text{ км}^3/\text{год}$ при $R^2 = 0,69$. Модель (3.14) со статистической точки зрения оказалась неадекватной (критерий Фишера $F < F_\alpha$) при уровне значимости $\alpha = 5\%$ и адекватной при $\alpha = 10\%$.

В связи с этим данная зависимость была подвергнута анализу с помощью аппарата ридж-регрессии. Было установлено, что стабилизация гребневого следа наступает, когда $\theta = 0,10$. При этом происходит смена знака коэффициента a_3 на противоположный, что с физической точки зрения является более оправданным. В результате стандартная погрешность несколько снизилась ($\sigma_{y(x)} = 28,8 \text{ км}^3/\text{год}$), коэффициент детерминации чуть-чуть возрос ($R^2 = 0,72$), а сама модель стала адекватной уже при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Заметим, что допустимая погрешность рассматриваемой зависимости составляет $\Delta_{\text{доп}} = 45 \text{ км}^3/\text{год}$.

Сопоставление вычисленных и фактических значений изменений объема моря приводится на рис. 3.7. В качестве обучающей выборки использовался период 1940—1970 гг., а опытные прогнозы составлялись для 1971—1990 гг. Нетрудно видеть, что максимальная погрешность опытных прогнозов отмечается в 1973 г. и равна $-84 \text{ км}^3/\text{год}$. В этом же году наблюдалась экстремальная отрицательная аномалия эффективного испарения, составляющая более $-80 \text{ км}^3/\text{год}$. Аналогичная картина имеет место и в другие годы: максимальные расхождения в оценках ΔV , как правило, отмечаются в годы со значительными аномалиями эффективного испарения. Однако стандартная погрешность опытных прогнозов ΔV ($\sigma_{y(x)} = 32 \text{ км}^3/\text{год}$) оказалась в пределах допустимой ошибки.

Определенный интерес вызывает оценка погрешностей, обусловленных заменой в (3.14) фактических значений стока Волги на прогностические. Для этого достаточно в выражение (3.14) вместо Q_B^* подставить Q_B и рассчитать изменения объема (обозначим $\Delta V'$). Сравнение $\Delta V'$ с ΔV^* показало, что какая-либо ста-

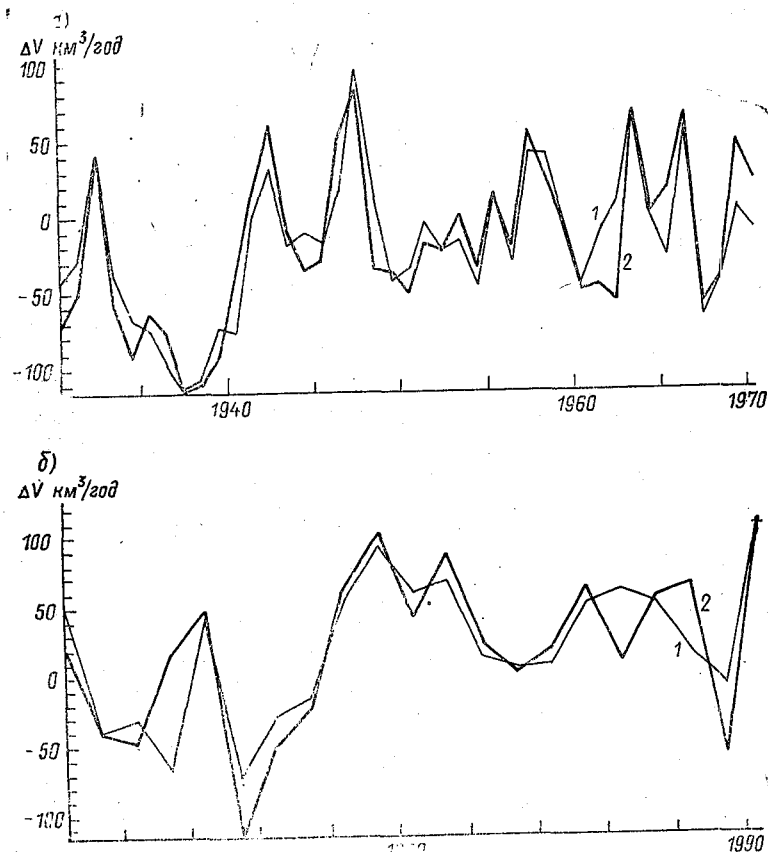


Рис. 3.7. Сопоставление фактических (1) и прогностических (2) изменений объема моря по модели (3.14) за 1930—1990 гг.
 а — зависимая выборка (1930—1970 гг.); б — независимая выборка (1971—1990 гг.).

тистическая связь между ними отсутствует, а стандартная погрешность разности между $\Delta V'$ и ΔV^* составляет примерно $21 \text{ км}^3/\text{год}$. Следовательно, замена фактических значений стока на прогностические приводит к ошибке, которая больше половины (65 %) от полной погрешности. Это свидетельствует о том, что за счет улучшения прогноза Q_B можно добиться существенного повышения точности прогноза ΔV .

Рассмотрим теперь вторую модель, которая в общем виде может быть записана как

$$\Delta V_t = f(Q_{Bt}^*; P_{(t-2),j}^x; P_{(t-2),j}^r) \quad (3.15)$$

и, следовательно, содержит 31 предиктор. В результате тестирования этой модели было установлено, что предпочтения заслужи-

вают два варианта: один с тремя предикторами ($R=0,82$, $\sigma_{y(x)}=33,5$ км³/год), а другой — с 12 предикторами ($R=0,87$, $\sigma_{y(x)}=30,2$ км³/год). Заметим, что стандартная погрешность для обоих вариантов существенно меньше допустимой ошибки прогноза, равной $\Delta_{\text{доп}}=57$ км³/год. Сравнение моделей (3.12) и (3.15) показывает, что они дают близкие результаты при прогнозе изменения объема моря. Однако преимуществом последней модели является то, что она использует более доступную информацию. Прогностическая зависимость с тремя предикторами имеет следующий вид:

$$\Delta V^* = -a_0 + a_1 Q_B^* + a_2 P_{T\tau}^* - a_3 P_{CA}^*. \quad (3.16)$$

На рис. 3.8 дается сопоставление вычисленных и фактических значений изменений объема моря по независимым данным, т. е. опытные прогнозы, за 1971—1991 гг. Стандартная погрешность при этом оказалась равной $\sigma_{y(x)}=37$ км³/год. Выход за пределы допустимой погрешности отмечается трижды: в 1972, 1977 и 1982 гг. Максимальная ошибка составляет 84 км³/год и наблюдалась в 1977 г.

Что касается возможности составления прогноза ΔV с заблаговременностью более 1 года, то здесь возможно несколько вариантов. Прежде всего, основываясь на результатах прогноза стока на 10 лет и принимая во внимание устойчивость связи

$$\Delta V^* = a_0 + a_1 Q_B^*, \quad (3.17)$$

где Q_B^* определяется по зависимости (3.11), нетрудно рассчитать прогностические оценки изменений объема моря.

Кроме того, для прогноза ΔV могут быть использованы модели (3.12) и (3.15), которые для произвольного сдвига τ записываются следующим образом:

$$\Delta V_t = f(Q_B(t-\tau+2); P_{(t-\tau, j)}^*; \mathcal{G}_{(t-\tau, 1)}); \quad (3.18)$$

$$\Delta V_t = f(P_{(t-\tau, j)}^*; P_{(t-\tau, j)}^T). \quad (3.19)$$

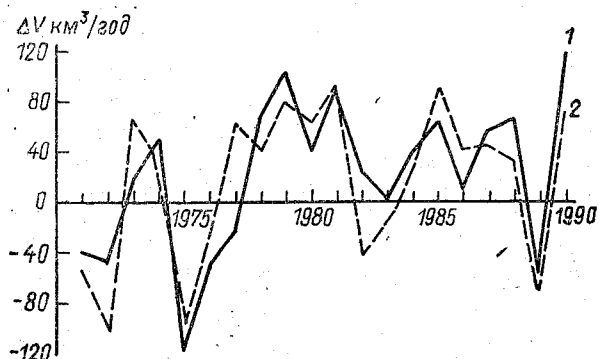


Рис. 3.8. Сопоставление фактических (1) и прогностических (2) значений изменений объема моря ΔV по модели (3.16) за 1971—1991 гг. на независимых данных.

Тестирование модели (3.18) для параметров R и $\sigma_{y(x)}$ при сдвигах от $\tau=2$ до $\tau=15$ было выполнено за 1940—1990 гг. Заметим, что при $\tau=2$ имеем основную модель (3.12). Как оказалось, на фоне случайных колебаний отмечаются резкие всплески величин R и одновременно с этим уменьшение стандартных погрешностей при сдвигах $\tau=5$ и $\tau=11$ лет. В первом случае $R=0,76$, $\sigma_{y(x)}=39 \text{ км}^3/\text{год}$, а во втором $R=0,86$, $\sigma_{y(x)}=38 \text{ км}^3/\text{год}$, что меньше допустимой ошибки прогноза.

Итак, для прогноза ΔV по модели (3.18) необходимо предварительно по зависимости (3.11) с заблаговременностью 10 лет рассчитать сток, который затем подставляется в (3.18) и после этого определяются значения ΔV^* . Именно в дополнительном учете увлажнения за $(i-2)$ -й год на сток Волги и состоит основное отличие данной модели от предыдущего варианта.

При тестировании модели (3.19) за столетний период до $\tau=40$ лет было получено, что при сдвигах $\tau=5-6$, $11-13$ и $35-37$ лет отмечаются значительное уменьшение стандартной погрешности и одновременно увеличение параметра R . В частности, при $\tau=11$ лет $\sigma_{y(x)}=38 \text{ км}^3/\text{год}$, $R=0,87$, а при $\tau=35$ лет $\sigma_{y(x)}=33 \text{ км}^3/\text{год}$, $R=0,91$. Полученные результаты, с одной стороны, хорошо подтверждают уже отмеченные выше закономерности о характере взаимосвязи увлажнения с компонентами ВБМ, а с другой — дают дополнительную информацию о возможности значительного увеличения предела предсказуемости изменений объема моря и, следовательно, его уровня.

На рис. 3.9 представлены результаты опытных прогнозов до 2000 г. по трем рассмотренным выше моделям. Нетрудно видеть, что в первые три года прогностические оценки ΔV^* весьма близки друг к другу, однако затем они начинают расходиться, причем в отдельные годы имеют даже разные знаки. Несмотря на это, можно выделить некоторые общие тенденции: уменьшение ΔV от 1991 г.

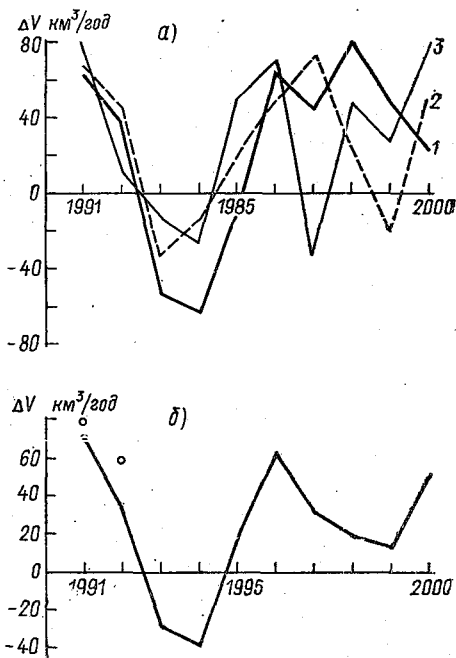


Рис. 3.9. Опытные прогнозы изменений объема моря ΔV до 2000 г. по моделям (3.17)—(3.19) (а) и осредненная прогностическая кривая по результатам этих моделей (б). 1 — модель (3.17), 2 — модель (3.18), 3 — модель (3.19).

к 1993—1994 гг. и затем наступление многоводного периода вплоть до 2000 г. Наглядно это проявляется на рис. 3.9 б, на котором дается осредненная прогностическая кривая по результатам трех моделей до 2000 г. На этом же рисунке кружочками обозначены фактические значения ΔV за 1991 и 1992 гг.

3.4. Долгосрочный прогноз уровня моря

Используемый в Росгидрометцентре уже более двух десятилетий воднобалансовый метод прогноза уровня на 1 год практически не претерпел за это время сколько-нибудь заметных изменений и, как уже указывалось во введении, обладает рядом существенных недостатков. В то же время полученные в данной работе результаты свидетельствуют, что почти все эти недостатки могут быть устранены.

Уравнение водного баланса (1.21) не очень удобно для выполнения прогностических расчетов, так как с увеличением длины рассматриваемого промежутка происходит накопление погрешностей. В связи с этим более целесообразно задавать каждый год величину h_0 , которая подправляет временной ход значений h_t . Очевидно, уравнение (1.21) можно представить в виде следующей зависимости:

$$h = f(h_0, \Delta V), \quad (3.20)$$

где h — средний годовой уровень, h_0 — уровень на начало года, в качестве которого необходимо брать осредненные за 8 суток значения уровня (h_8). Заметим, что с физической точки зрения выражение (3.20) лучше использовать не для календарных годовых промежутков, а для гидрологического года (октябрь — сентябрь) или от начала половодья до следующего половодья (апрель — март). Однако с учетом высокой коррелированности уровня отмеченное обстоятельство является непринципиальным.

Выражение (3.20) можно интерпретировать как двухфакторную регрессионную модель, коэффициенты которой определяются методом наименьших квадратов. При этом вполне достаточным оказывается линейное приближение, так как коэффициент детерминации составляет $R^2 = 0,996$. Однако, учитывая трудности оценок h_8 и принимая во внимание их тесную взаимосвязь с декабрьскими значениями уровня, перепишем (3.20) следующим образом:

$$h = f(h_{12}, \Delta V), \quad (3.21)$$

где h_{12} — уровень в декабре предшествующего года.

Значения h_{12} и ΔV характеризуют соответственно инерционную и динамическую составляющие в изменениях уровня. Если $\Delta V > 0$, то уровень моря повышается, если $\Delta V < 0$, то он понижается. Итак, для прогноза уровня на 1 год нужно знать фактические значения h_{12} и прогностические оценки ΔV^* . Следует отметить, что первый предиктор дает основной вклад в формирование h ,

причем роль его увеличивается в периоды монотонных изменений уровня. Это означает, что, во-первых, не следует предъявлять слишком жестких требований к прогнозам величин ΔV , а во-вторых, приближенный прогноз уровня может быть осуществлен только на основе данных о h_{12} .

Вследствие нестационарности переменных h и h_{12} целесообразно рассматривать их как

$$h = T_h + \delta h, \quad h_{12} = T_{h_{12}} + \delta h_{12},$$

где T_h — трендовая составляющая, δh и δh_{12} — отклонение от тренда. В результате прогноз величины h складывается из прогностических оценок T_h и δh . При этом трендовая составляющая экстраполируется на один шаг. Следует отметить, что расчет и экстраполяция тренда допускается лишь в пределах ЕКП.

Прогноз величин δh осуществляется по следующей зависимости:

$$\delta h = a_0 + a_1 h_{12} + a_2 \Delta V.$$

Если принять, например, линейное приближение тренда $T_h = b_0 + b_1 t$, то окончательная формула для предвычисления h имеет вид

$$h = a'_0 + a_1 \delta h_{12} + a_2 \Delta V + b_1 t, \quad (3.22)$$

где $a'_0 = a_0 + b_0$.

Рассмотренная прогностическая модель величин h определяется соответствующей заблаговременностью значений ΔV и составляет порядка 9 месяцев. Заметим, что за счет огрубления без существенной потери точности заблаговременность может быть увеличена до года.

Прежде всего до построения прогностической зависимости целесообразно установить влияние длины обучающей выборки на точность получаемых оценок. С этой целью был выполнен расчет по трем видам моделей за 1930—1977 гг. (табл. 3.4). Первая модель представляет обычную двухфакторную регрессию, вторая — двухфакторную регрессию с линейным трендом, третья — эту же регрессию с нелинейным трендом. Первоначальная длина выборки составляла $N=16$ (1930—1945 гг.).

Из табл. 3.4 видно, что коэффициент множественной корреляции для всех моделей не зависит от длины обучающей выборки. Аналогичный вывод можно сделать и в отношении стандартной погрешности данных моделей. Кроме того, можно также отметить, что точность описания h от первой модели к третьей несколько уменьшается, однако это уменьшение составляет лишь около 2 мм, что практически не влияет на результаты расчетов. Наконец, теоретическая погрешность данного метода прогноза уровня составляет около 4 см/год.

Прогноз уровня на 1 год составляется по модели (3.21). При этом в качестве обучающей выборки был принят период 1940—1966 гг., для которого определялись все необходимые параметры.

Таблица 3.4

Оценка параметров прогностических моделей
для среднегодового уровня моря
в зависимости от длины обучающейся выборки

N	$h = f(h_{12}, \Delta V)$		$h = f(h_{12}, \Delta V, t)$		$h = f(h_{12}, \Delta V, t, t^2)$	
	R	$\sigma_y(x)$ см	R	$\sigma_y(x)$ см	R	$\sigma_y(x)$ см
16	0,997	3,9	0,990	4,0	0,960	3,9
18	0,996	4,1	0,989	4,1	0,959	4,0
20	0,996	4,0	0,989	4,0	0,959	4,0
22	0,995	4,0	0,990	4,0	0,977	3,9
24	0,995	4,2	0,988	4,2	0,978	4,2
26	0,996	4,0	0,989	4,2	0,979	4,2
28	0,996	3,9	0,988	4,0	0,980	4,3
30	0,996	3,2	0,986	4,3	0,978	4,3
32	0,996	4,1	0,987	4,2	0,979	4,3
34	0,996	4,1	0,988	4,2	0,975	4,3
36	0,996	4,0	0,989	4,2	0,976	4,3
38	0,995	4,2	0,987	4,2	0,976	4,4
40	0,996	4,1	0,986	4,3	0,972	4,4
42	0,996	4,0	0,987	4,3	0,974	4,2
44	0,996	3,9	0,988	4,1	0,975	4,2
46	0,696	3,8	0,990	4,1	0,975	4,1

Стандартная погрешность вычисленных значений уровня оказалась равной $\sigma_y(x) = 5,0$ см/год при допустимой ошибке прогноза $\Delta_{\text{доп}} = 18$ см/год.

На рис. 3.10 приводится сопоставление фактических и вычисленных значений для независимой выборки за 1967—1986 гг. Прежде всего необходимо отметить высокую точность прогностических оценок уровня. Максимальное расхождение отмечается в 1979 г. и составляет лишь 10 см, что значительно меньше допустимой ошибки прогноза для данного периода. Стандартная погрешность оценки уровня по независимым данным составляет 5,1 см/год, причем средняя абсолютная погрешность равна 4,2 см/год.

Главной причиной такой высокой точности прогноза является использование в прогностической модели фактических значений h_{12} . Поэтому в первом приближении прогноз уровня моря может осуществляться только по данным о декабрьских значе-

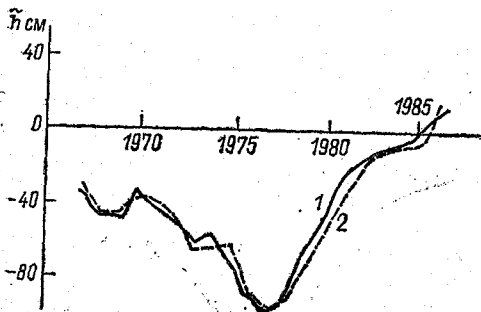


Рис. 3.10. Сопоставление фактических (1) и прогностических (2) значений уровня моря h за 1967—1986 гг. на независимых данных.

ниях уровня, т. е. $h=f(h_{12})$. Стандартная погрешность такого прогноза составляет примерно 8 см. Поэтому инерционный прогноз может рассматриваться как первый этап долгосрочного прогноза уровня моря.

При прогнозе уровня с заблаговременностью более одного года в качестве основной модели является уравнение водного баланса в виде (1.21). В этом случае прогноз уровня заключается в последовательном суммировании прогностических значений ΔV^* с учетом изменяющейся площади водоема. Поэтому воспользуемся здесь уже полученными ранее результатами, т. е. моделями (3.17)—(3.19), которые позволяют предвычислить изменения объема моря за 10 лет вперед. В качестве начального уровня h_0 примем его значение в январе 1991 г., равное 54 см. Тогда величиной h_t будет являться уровень на конец (декабрь) 2000 г. Однако следует иметь в виду, что декабрьские оценки уровня по сравнению с его среднегодовыми значениями, как правило, несколько занижены.

Поскольку при численном интегрировании уравнения (1.21) возможны ошибки, связанные с неточным заданием начального уровня и значений ΔV^* , то за 1967—1991 гг. были вычислены оценки h_t при $\tau=1$, которые в большей степени характеризуют погрешность h_0 . Сравнение фактических и вычисленных значений показало, что стандартная погрешность составляет 3,2 см, а систематическая ошибка равна $-1,2$ см, т. е. наблюдается некоторое занижение h_t .

После этого был выполнен расчет h_t при $\tau=10$ за тот же период и сравнение с фактическими значениями уровня. Это позволило оценить суммарные ошибки, которые возникают при прогнозе уровня на 10 лет и являются минимально возможными (предельными), поскольку получены по фактическим данным. На рис. 3.11 приводится их межгодовой ход за 1976—1991 гг. Стандартная погрешность оказалась равной 6,1 см, а систематическая составила 0,8 см. Таким образом, наблюдается очевидное увеличение случайных ошибок с удлинением предела интегрирования или, другими словами, с увеличением заблаговременности прогноза уровня моря.

Можно также отметить, что, хотя в целом систематическая погрешность является незначительной, однако для отдельных промежутков времени можно выделить серии ошибок с одним и тем же знаком. В частности, при пони-

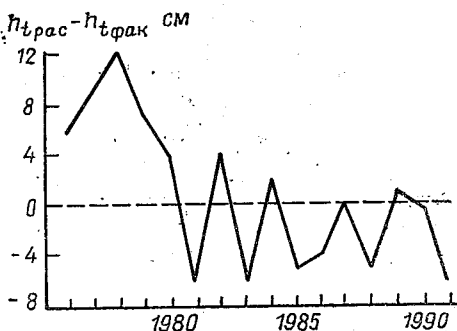


Рис. 3.11. Межгодовой ход теоретических ошибок прогноза уровня на 10 лет за 1976—1991 гг.

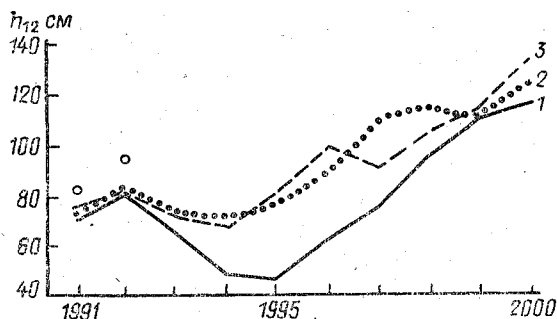


Рис. 3.12. Распределение декабрьских прогностических значений уровня моря h до 2000 г. по моделям (3.17)–(3.19).
1 — модель (3.17), 2 — модель (3.18), 3 — модель (3.19).

жении уровня происходит завышение h_t , а при его подъеме, наоборот, величина h_t , как правило, занижается. Поэтому при прогнозе уровня до 2000 г. следует ожидать не только заметную случайную погрешность, но и некоторое занижение его прогностических оценок.

На рис. 3.12 представлены прогностические декабрьские оценки уровня моря до 2000 г., а также фактические значения в 1991 и 1992 гг. Результаты прогноза по моделям (3.18) и (3.19) очень близки друг к другу, в то время как модель (3.17) дает для большинства прогнозируемых лет заниженные значения уровня по сравнению с другими моделями. При этом расхождения для отдельных лет между различными прогностическими оценками уровня оказываются довольно заметными. Например, в 1995 г. они достигают 35 см. Однако к декабрю 2000 г. результаты по всем трем моделям уже мало отличаются между собой и находятся в диапазоне 115–131 см.

Что касается сравнения вычисленных и фактических значений уровня в декабре 1991 и 1992 гг., то можно отметить следующее. Теоретическая (предельная) ошибка в указанные годы составила соответственно —6 и —8 см. Это объясняет большую часть расхождений между фактическими и вычисленными оценками уровня. Оставшаяся (меньшая) часть расхождений обусловлена уже суммарной погрешностью расчета уровня по рассматриваемым прогностическим моделям.

3.5. Роль Норвежской энергоактивной зоны в сверхдолгосрочном прогнозе уровня Каспийского моря

Известно, что интенсивность процессов тепло- и влагообмена через поверхность океана является очень неравномерной как в

пространстве, так и во времени. При этом наряду с обширными акваториями, где тепло- и влагоотдача близка к среднезональным значениям, выделяются ограниченные районы, в которых интенсивность этих процессов может быть значительно выше. Такие районы получили название очагов теплоотдачи [70, 115], а в дальнейшем были названы академиком Г. И. Марчуком энергоактивными зонами океана (ЭАЗО).

Теоретическое объяснение ЭАЗО также было дано Марчуком, который показал, что они играют ключевую роль в крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы и, как следствие, — в проблеме долгосрочного прогноза погоды и короткопериодных колебаниях климата.

Естественно, что ЭАЗО в Северной Атлантике различаются между собой как по занимаемой площади, так и по степени интенсивности энергообмена с атмосферой. Наиболее мощными являются энергоактивные зоны, находящиеся в зоне действия теплых течений и прежде всего в системе Гольфстрима. При этом, как уже указывалось, ЭАЗО вдоль восточных берегов континентов служат основным источником поступления влаги в атмосферу, которая, с одной стороны, идет на поддержание процессов общей циркуляции атмосферы и крупномасштабных синоптических вихрей, а с другой — переносится на материк, где расходуется на пополнение ежегодно возобновляемых водных ресурсов.

Особое значение, на наш взгляд, имеет Норвежская энергоактивная зона, которая по своей активности хотя и несколько уступает другим ЭАЗО, однако ее географическое положение, связанное с непосредственной близостью к Европейскому континенту, позволяет считать ее одной из наиболее важных с точки зрения воздействия на погодные условия и формирование увлажнения по меньшей мере северо-западной части ЕТР, в том числе и зоны формирования стока Волги. Заметим, что за Норвежскую ЭАЗО обычно принимают акваторию Норвежского моря.

Как было показано автором [65], испарение за холодный период (октябрь — март) в Норвежском море имеет высокую положительную корреляцию с годовым стоком Немана и Волги. Причины такой связи достаточно очевидны. Уже указывалось ранее, что Норвежское море является зоной циклогенеза. Поэтому циклоны над теплой поверхностью моря, как губка, впитывают в себя испаряющуюся влагу. Поскольку основные траектории циклонов, особенно при усилении зональной циркуляции, направлены в сторону ЕТР, то значительная часть осадков, выпадающих в верховьях бассейна Волги и Камы, норвежского происхождения.

В табл. 3.5 приводятся оценки составляющих ВБА над Норвежским морем ($A = 1,4 \cdot 10^6 \text{ км}^2$), методика определения которых дается в работе [65]. Как видно из табл. 3.5, зимой (январь — март) наблюдается превышение испарения над количеством осадков, а во все остальные сезоны, наоборот, осадки уже превы-

Таблица 3.5

Оценка компонент водного баланса (мм/мес) атмосферы
над Норвежским морем

Компо- нента	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
E	105	100	95	60	40	35	30	40	60	75	90	105	835
P	90	85	70	75	55	60	65	75	85	90	95	95	940
$\text{div } F$	6	29	11	-25	-16	-23	-40	-20	-31	-28	4	-3	-136
$\partial W / \partial t$	0	0	0	1	2	2	1	0	-2	-2	-1	-1	0

шают испарение. Именно поэтому дивергенция потока влаги в среднем за год является отрицательной ($\text{div } F = -136$ мм/год).

Отсюда напрашивается вывод, что вся испарившаяся в Норвежском море влага здесь же и конденсируется в виде осадков. В действительности это не так, и чтобы убедиться в этом, рассмотрим схему формирования влагооборота в атмосфере над океаном.

Выделим достаточно большой произвольный объем атмосферы, нижней границей которого служит поверхность океана, а верхней — поверхность, где влажностью воздуха можно пренебречь. В качестве такой поверхности в практических целях удобно брать верхнюю границу тропосферы.

Через наветренную часть контура в выделенный объем вносится некоторое количество внешнего (по терминологии О. А. Дроздова [35] — адвективного) водяного пара (F_a), которое частично выпадает в виде осадков (P_a), частично, не вступая во влагооборот, выносится за пределы контура (F_T), а также расходуется на изменение влагосодержания внутри объема (ΔW_a). Таким образом, имеем

$$F_a = P_a + F_T + \Delta W_a. \quad (3.23)$$

Величина P_a обычно называется осадками внешнего происхождения, или адвективными осадками; F_T — транзитный поток водяного пара.

Одновременно в выделенный объем поступает испарившаяся (местная) влага с поверхности океана, определенная часть которой выпадает в виде местных осадков (P_m), а другая часть выносится из контура в виде атмосферного стока (F_m) и расходуется на изменения влагосодержания выделенного объема атмосферы (ΔW_m), т. е.

$$E = P_m + F_m + \Delta W_m. \quad (3.24)$$

В результате суммарный вынос из контура (F_b) и изменения влагосодержания атмосферы состоят из влаги внешнего и местного происхождения, т. е.

$$F_b = F_T + F_m, \quad \Delta W = \Delta W_a + \Delta W_m.$$

Если сложить теперь соотношения (3.24) и (3.23) и учесть, что $\operatorname{div} \mathbf{F} = F_v - F_a$, то можно получить классическое уравнение ВБА. Поэтому влагооборот можно рассматривать как составную часть водного баланса атмосферы, детализирующую процессы обмена влагой внутреннего и внешнего происхождения.

Основное положение полуэмпирической теории влагооборота, наиболее четко сформулированное в 1955 г. А. И. Бурцевым, состоит в следующем. Допустим, в выделенном объеме содержится M_a молекул внешнего водяного пара и M_m молекул местного водяного пара. При этом из объема выпадает некоторое количество осадков P , образованных из внешнего (P_a) и местного (P_m) водяного пара. Так как молекулы внешнего и местного водяного пара в результате турбулентного обмена полностью перемешиваются, то участие в образовании осадков на равных основаниях могут принимать как те, так и другие. В связи с этим естественно при-

$$P_a/P_m = M_a/M_m.$$

Очевидно также, что $M_a = F_a$, $M_m = E$. Отсюда следует

$$P_a/P_m = F_a/E. \quad (3.25)$$

Основным параметром влагооборота является коэффициент влагооборота, определяемый как отношение количества осадков к количеству осадков внешнего происхождения, т. е. $K = P/P_a$. Тогда с учетом (3.25) имеем

$$K = \frac{F_a + E}{F_a}. \quad (3.26)$$

Нетрудно видеть, что чем больше влаги испаряется с поверхности океана, тем выше коэффициент влагооборота. Зная коэффициент влагооборота, легко оценить количество осадков, выпавших из влаги внешнего и местного происхождения

$$P_a = \frac{F_a P}{E + F_a}, \quad P_m = \frac{EP}{F_a + E}. \quad (3.27)$$

Заметим также, что для разделения ΔW на внешнюю и местную составляющие целесообразно, очевидно, принять $K = \Delta W / \Delta W_a$.

Наконец, для оценки в рассматриваемом объеме водяного пара внешнего происхождения воспользуемся следующим соотношением [35]:

$$F_a = |F|/l - E/2, \quad (3.28)$$

где $|F|$ — модуль полного результирующего потока влаги ($|F| = (F_x^2 + F_y^2)^{0.5}$, l — линейный масштаб территории ($l = \sqrt{A}$).

Итак, используя составляющие ВБА (см. табл. 3.5) и соотношения (3.23) — (3.28), можно рассчитать все характеристики влагооборота. Для оценки результирующего потока влаги использованы данные десяти аэрологических станций, расположенных по

периметру моря [65]. Можно отметить, что внос влаги фактически в течение всего года на акваторию Норвежского моря осуществляется в основном через южную (из Англии, через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы), а также частично через западную (со стороны Исландии) границы контура. Выносятся влага главным образом через Скандинавский полуостров и частично в Баренцево море.

На рис. 3.13 представлен годовой ход адвективных и местных осадков, а также местного стока F_m , представляющего собой слой испарившейся с акватории моря влаги за вычетом выпавших из нее осадков. Именно по величине F_m можно судить о потенциальном влиянии Норвежского моря на формирование увлажнения ЕТР.

Наибольшее количество адвективных осадков выпадает в сентябре — октябре, когда горизонтальный перенос влаги над морем является максимальным, а минимальное количество наблюдается в марте, что также соответствует наименьшему переносу водяного пара. Что касается местных осадков, то их годовой ход очень близок к годовому ходу испарения, только положение минимума сдвинуто на один месяц вперед (июнь). Как и следовало ожидать, зимой местных осадков выпадает больше, чем адвективных, а во все остальные месяцы (апрель — октябрь), наоборот, количество адвективных осадков уже существенно больше. Поэтому годовая сумма осадков внешнего происхождения (543 мм) заметно превышает количество местных осадков (396 мм).

Годовой ход местного стока, исключая сентябрь и октябрь, очень близок к годовому ходу местных осадков. За холодный период (октябрь — март) он составляет 295 мм, или 413 км^3 . Именно такое количество испарившейся влаги и выносятся (в основном через Скандинавию) за пределы Норвежского моря. Если учесть,

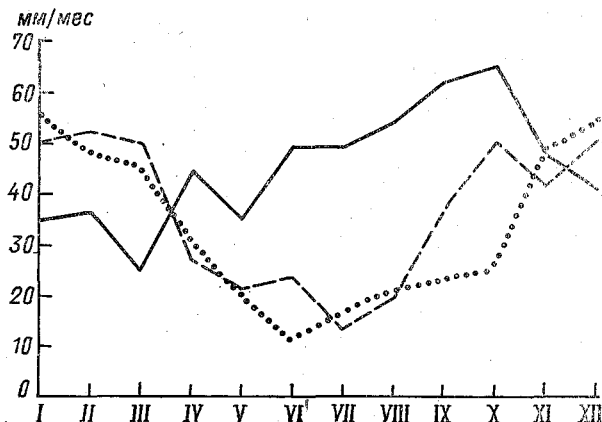


Рис. 3.13. Годовой ход адвективных (1) и местных (2) осадков, а также местного стока F_m (3) над Норвежской энергоактивной зоной.

что общий вынос влаги (F_v) равен 488 мм, или 683 км^3 , то местный сток составляет его большую часть (около 60 %). Отметим также, что количество выпавших местных осадков (главным образом у побережья Скандинавии) лишь не намного меньше местного стока (384 км^3 , или 275 мм).

Что касается бассейна Волги, то за указанный период их выпадает 298 мм, или 364 км^3 . Естественно, что большая часть их аккумулируется в верховьях Волги и Камы, т. е. в стокоформирующей зоне бассейна.

Вряд ли подлежит сомнению, что заметная доля от этих осадков имеет норвежское происхождение. «Норвежские» осадки формируются непосредственно из норвежских циклонов, а также частично из циклонов восточно-европейской зоны циклогенеза (см. п. 2.3), образование которых связано с трансформацией атлантических (в том числе норвежских) воздушных масс над территорией ЕТР.

Итак, есть основания полагать, что испарение в Норвежском море оказывает определенное влияние на формирование увлажнения в бассейне Волги и на его межгодовую изменчивость. Заметим также, что повышение испарения в данной зоне хорошо соответствует усилению зональной циркуляции в Атлантическом секторе [70], что полностью увязывается с генетической концепцией формирования межгодовой изменчивости уровня Каспия.

Анализ пространственно-временной изменчивости испарения в Норвежском море по данным эксперимента «Полэкс — Север» [5] показал, что в качестве ее индикатора может быть использовано испарение в районе судна погоды «М», находящегося практически в центре Норвежской ЭАЗО, так как корреляция между указанными характеристиками превышает 0,80.

Заметим, что вследствие статистического характера зависимости стока Волги от испарения при построении прогностической модели можно ограничиться каким-либо косвенным индексом. При этом важно только то, чтобы индекс достаточно хорошо отражал изменчивость испарения в районе судна «М» и в то же время для его определения требовалось минимум доступной исходной информации.

Так как определяющими испарение параметрами являются прежде всего перепад влажности в приводном слое и скорость ветра, то был выполнен анализ их временной изменчивости за 20-летний (1953—1972 гг.) период по данным судна «М». Оказалось, что коэффициент вариации параметра Δe составляет 0,7—0,8, в то время как для скорости ветра он равен 0,2—0,3. Поэтому замена фактических среднемесячных значений скорости ветра на их нормы увеличивает ошибку расчета испарения всего на 4—5 %. Кроме того, как было показано в главе I, перепад влажности достаточно точно может быть вычислен по данным о температуре воды и воздуха.

По изложенной здесь схеме были рассчитаны среднемесячные значения испарения за 1953—1972 гг. и выполнено их сопоставление с аналогичными оценками, полученными по полной схеме аэродинамического метода [118]. Систематическая погрешность расчета оказалась равной —4,5 %, а случайная погрешность находится в пределах 15—20 %. Заметим, что в зимние месяцы, когда испарение является максимальным, случайная погрешность становится заметно ниже (8—10 %). Отсюда следует, что с достаточной для практических целей точностью значения разности между температурой воды и воздуха могут характеризовать изменчивость испарения в районе судна «М».

Итак, основная прогностическая зависимость может быть записана как

$$Q_{Vi} = f(\Delta \bar{T}_m(i-\tau))$$

или

$$\Delta V_i = f(\Delta \bar{T}_m(i-\tau)), \quad (3.29)$$

где $\Delta \bar{T}_m$ — среднее за холодный период (октябрь—март) значение разности между температурой воды и воздуха в районе судна «М», которое из соображений удобства относится к i -му году. На рис. 3.14 представлена взаимно корреляционная функция величин ΔV и $\Delta \bar{T}_m$, причем указываются только сдвиги, имеющие прогностическое значение. Одновременно на этом же рисунке приводится взаимно корреляционная функция ΔV с температурой воздуха в районе судна «М» (T_m), которая имеет высокую отрицательную корреляцию с $\Delta \bar{T}_m$. Это означает, что изменчивость испарения в значительной степени обусловлена соответствующей изменчивостью термического режима атмосферы в приводном

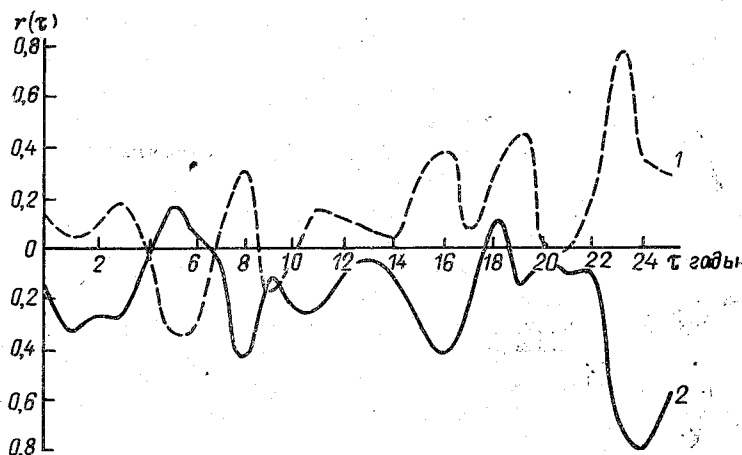


Рис. 3.14. Взаимно корреляционные функции изменений объема моря ΔV с $\Delta \bar{T}_m$ (1) и T_m (2) при максимальном сдвиге $\tau_m = 25$ лет.

слое моря. Заметим, что общая продолжительность исходных рядов составила $N=42$ (1949—1990 гг.).

Как следует из рис. 3.14, при малых сдвигах, исключая $\tau=0$, коэффициенты взаимной корреляции невелики и не выходят за пределы значимости. Однако при сдвигах $\tau=23$ —24 года наблюдается резкий подъем коэффициентов корреляции, которые достигают 0,80. Хотя физический механизм формирования связи между Норвежской ЭАЗО и изменениями объема Каспийского моря на указанном сдвиге пока что остается неясным, однако наличие такой связи сомнений не вызывает и случайной она не является. Это свидетельствует о принципиальной возможности построения сверхдолгосрочной схемы прогноза уровня Каспийского моря.

В табл. 3.6 приводятся оценки параметров статистических моделей $\Delta V=f(\Delta \bar{T}_m)$ и $\Delta V=f(\bar{T}_m)$ при длине обучающейся выборки $N=19$. Вследствие невысокой длины выборки полученные оценки можно рассматривать лишь как ориентировочные. Тем не менее, учитывая, что результаты сверхдолгосрочного прогнозирования носят исключительно качественный характер, соответствие вычис-

Таблица 3.6

Оценки параметров, регрессионных моделей $\Delta V=f(\bar{T}_m)$ и $\Delta V=f(\Delta \bar{T}_m)$ при сдвиге $\tau=23$ года

Модель	$\sigma_{\Delta V}$ км ³ /год	$\sigma_{y(x)}$ км ³ /год	r	σ_r	$t_a \sigma_r$	F^*	F_a
$\Delta V=f(\Delta \bar{T}_m)$	56	45	0,80	0,08	0,15	4,1	4,5
$\Delta V=f(\bar{T}_m)$	56	46	0,82	0,08	0,14	5,6	4,5

ленных и фактических значений ΔV на зависимой выборке следует считать вполне удовлетворительным.

На рис. 3.15 представлены сглаженные по пятилетиям биномиальным фильтром прогностические оценки ΔV^* до 2010 г., рассчитанные по обоим моделям. Нетрудно видеть, что колебания ΔV^* носят достаточно сложный характер, однако обе прогности-

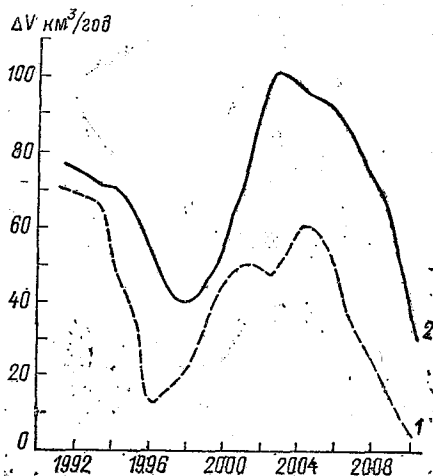


Рис. 3.15. Прогностические оценки изменений объема моря до 2010 г. по моделям $\Delta V=f(\Delta \bar{T}_m)$ (1) и $\Delta V=f(\bar{T}_m)$ (2).

ческие кривые почти на всем интервале лежат выше нуля. Это означает, что уровень моря должен повышаться. Однако повышение уровня не является равномерным. В середине 90-х годов подъем уровня замедляется. В конце столетия и начале следующего века должен отмечаться интенсивный подъем уровня, а к концу десятилетия — его стабилизация и даже некоторое понижение. В связи с этим можно полагать, что конец первого десятилетия является и завершающим этапом текущего климатического периода. Заметим, что хотя в поведении обеих кривых отмечаются существенные расхождения, тем не менее все принципиальные закономерности совпадают. Это повышает степень доверия к полученным результатам.

Прогностические оценки ΔV^* нетрудно пересчитать в уровень моря. На наш взгляд, более вероятным представляется сценарий возможных изменений уровня моря по первой модели, т. е. $\Delta V = f(\Delta T_m)$. На рис. 3.16 приводятся прогностические оценки уровня моря до 2010 г. К 2000 г. уровень должен составить чуть более полутора метров выше нуля, за который принята отметка —28 м, а к 2010 г. он может возрасти более чем на 2,5 м. Если сравнить полученные результаты с прогностическими оценками уровня на основе данных об увлажнении в бассейне Волги, то для середины 90-х годов имеют место серьезные расхождения, однако к 2000 г. они уменьшаются. В результате расхождение в оценках уровня уже составляет 20—25 см.

Следует также иметь в виду, что нельзя полностью исключить сценарий возможных изменений уровня по второй модели, в соответствии с которой к 2000 г. уровень может возрасти на 2 м, а к 2010 г. — еще на 2 м.

В заключение подчеркнем, что предложенные выше методы долгосрочного прогноза уровня и составляющих водного баланса

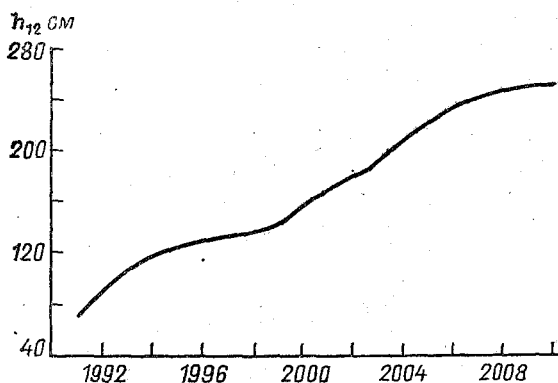


Рис. 3.16. Прогностические декабрьские оценки уровня Каспийского моря h по зависимости (3.29).

моря являются весьма перспективными с точки зрения их совершенствования и уточнения. Особенно актуальным представляется разработка долгосрочного метода прогноза эффективного испарения, а также включение в прогностическую систему ряда не использованных здесь климатических параметров. В связи с этим можно ожидать получение более точных прогностических оценок уровня. Кроме того, представляется желательным осуществление коррекции полученных прогнозов, которая заключается в том, что по мере накопления фактических данных о ходе уровня прогностические оценки последнего сдвигаются в ту или иную сторону. Наконец, уже в ближайшее время, т. е. в середине 90-х годов, можно будет, очевидно, сделать первые выводы о том, какой из рассмотренных выше сценариев возможных изменений уровня лучше отвечает действительности.

Итак, в результате выполненного исследования можно вполне определенно утверждать, что межгодовые колебания уровня прежде всего обусловлены соответствующими изменениями водного баланса, т. е. климатическими факторами. Все другие «внутренние» факторы (тектонические движения земной коры, плотностные колебания уровня, водообмен через дно и т. п.) либо являются малыми, либо в крайнем случае имеют разнонаправленный характер, в результате чего их суммарный эффект близок к нулю.

Взаимный анализ компонент водного баланса моря показал, что наибольший вклад (до 72 % дисперсии) в изменчивость приращений уровня дает приток речных вод, а если конкретнее, то зона формирования стока в бассейне Волги, находящаяся за тысячи километров от моря в совершенно иных физико-географических условиях. Именно здесь за счет межгодовой изменчивости увлажнения поверхности суши формируется генетический сигнал, который затем как сток Волги поступает в море и в значительной степени влияет на межгодовые изменения уровня. Важно и то, что ряды Q_v и ΔV , обладающие совершенно различной физической природой, имеют очень близкую частотную структуру в своей межгодовой изменчивости, что также подтверждает генетическую обусловленность формирования изменений объема моря от притока речных вод. По-иному обстоит дело с эффективным испарением, которое хотя и дает определенный вклад (около 30 % дисперсии) в изменчивость приращений уровня, однако этот вклад в основном сконцентрирован в области белого шума.

Формирование увлажнения в бассейне Волги в холодный период года полностью обусловлено процессами влагообмена между океаном и атмосферой в Северной Атлантике. Если эффективное испарение в Северной Атлантике оказывается выше нормы, то большее количество влаги будет переноситься на континент и соответственно большее количество осадков выпадет в бассейне Волги. Следовательно, происходит увеличение годового стока и наблюдается положительное приращение уровня моря. Обратная картина должна отмечаться при ослаблении эффективного испарения в Северной Атлантике. Заметим, что для «многоводного» по стоку года характерно усиление зонального переноса атмосферной влаги за счет как средней циркуляции атмосферы, так и крупномасштабных синоптических вихрей (циклонов). При этом меридиональный перенос влаги ослабевает. Естественно, что в

«маловодный» год, наоборот, меридиональный перенос усиливается, вследствие чего большее число циклонов приходит в западный сектор Арктики (прежде всего в Баренцево море), формируя там более мягкие климатические условия.

Такова в общих чертах предложенная автором генетическая концепция формирования межгодовой изменчивости уровня моря, которая послужила методологической основой при построении физико-статистической модели долгосрочного прогноза составляющих водного баланса моря (стока Волги, притока речных вод, изменений объема моря) и его уровня. Исходя из данной модели прежде всего осуществляется прогноз годового стока Волги у г. Самары. При этом в качестве предикторов приняты значения общего увлажнения в теплый период года и количество осадков в холодный период для зоны формирования стока за два предшествующих года. В результате расчетов было получено, что оправдываемость опытных прогнозов, т. е. на независимых данных, стока Волги с заблаговременностью до 1 года за 1971—1990 гг. составляет почти 100 %, а их стандартная погрешность равна $720 \text{ м}^3/\text{с}$, что почти в два раза меньше допустимой ошибки прогноза.

Кроме того, изучение с помощью прогностической модели инерционных свойств водосбора позволило установить временной сдвиг, равный 10 годам, при котором стандартная погрешность оказывается меньше допустимой погрешности прогноза. В результате был осуществлен прогноз стока Волги до 2000 г.

Для прогноза изменений объема моря используются прогностические оценки стока Волги, а также значения общего увлажнения и количества осадков в бассейне Волги. Оправдываемость опытных прогнозов ΔV на один год за 1971—1990 гг. оказалась несколько хуже по сравнению с Q_v , а их стандартная погрешность составила $32 \text{ км}^3/\text{год}$ при допустимой ошибке $45 \text{ км}^3/\text{год}$. Использование различных вариантов прогностических зависимостей с заблаговременностью 10 лет позволило построить осредненную кривую ΔV^* до 2000 г., в соответствии с которой до 1993—1994 гг. должно наблюдаться некоторое уменьшение ΔV , а затем вплоть до 2000 г. ожидается многоводная фаза в изменениях ΔV .

Для прогноза среднего годового уровня моря с заблаговременностью до 1 года используются фактические значения уровня за декабрь предшествующего года (h_{12}) и прогностические значения изменений объема моря (ΔV^*). Заметим, что основной вклад в формирование уровня дает величина h_{12} . Стандартная погрешность прогностических оценок уровня на независимых данных составляет $5,1 \text{ см}/\text{год}$ при допустимой ошибке $18 \text{ см}/\text{год}$ и теоретической (минимально возможной), равной $4,0 \text{ см}/\text{год}$. В связи с этим задачу прогноза уровня с заблаговременностью до 1 года можно считать принципиально решенной.

Что касается прогноза уровня Каспия с заблаговременностью более 1 года, то на основе оценок ΔV^* были рассчитаны прогностические декабрьские значения уровня до 2000 г. Можно ожидать, что к декабрю 2000 г. уровень моря будет находиться на отметках 115—131 см или чуть выше.

Помимо физико-статистической модели в данной работе рассмотрена роль Норвежской энергоактивной зоны океана в формировании увлажнения бассейна Волги и межгодовых колебаний уровня моря. На основе полуэмпирической теории влагооборота атмосферы было показано, что вынос влаги в виде местного стока за пределы Норвежского моря может обусловить значительную часть межгодовой изменчивости увлажнения бассейна и тем самым влиять на колебания уровня Каспия. В результате взаимно корреляционного анализа индекса, характеризующего испарение в Норвежском море, и изменений объема моря было установлено, что между ними при сдвиге, равном 23 года, обнаруживается высокая статистическая связь с коэффициентом детерминации $r^2=0,65$. Это позволило оценить изменения объема Каспия и его уровня не только в конце текущего, но и в начале следующего веков. К 2000 г. уровень должен составить чуть более 150 см (—26,5 м абс.), а к 2010 г. он может возрасти еще на 1 м, т. е. до отметки —25,5 м абс.

Кроме того, анализ межгодовых колебаний уровня позволил сформулировать концепцию «естественных климатических периодов» (ЕКП). Под ЕКП понимается достаточно длительный интервал времени, в течение которого изменения уровня являются относительно однородными. Всего с начала нашей эры выделено 39 ЕКП. Последний, 39-й ЕКП начался в 1978 г. и характеризуется подъемом уровня. Поскольку минимальная продолжительность ЕКП составляет 40 лет, то можно полагать, что многоводная фаза в изменениях уровня продлится по меньшей мере до 2020 г. При этом с учетом современного среднего градиента роста уровня следует ожидать, что к 2000 г. он выйдет на отметку —26,5 м абс, а к 2020 г., принимая во внимание возрастающую роль морфометрического фактора, уровень может достичь отметок —25,4, —25,0 м абс.

Таким образом, различные подходы дают достаточно близкие оценки возможных изменений уровня Каспия как на ближайшее десятилетие, так и на более отдаленную перспективу. Это безусловно повышает степень доверия к полученным результатам. Есть все основания полагать, что составление достаточно надежных долгосрочных прогнозов уровня моря и составляющих его водного баланса принципиально возможно уже в настоящее время, при современном уровне развития науки.

Естественно, что полученные в данной работе прогнозы уровня Каспия необходимо уточнять, причем их уточнение может осуществляться по следующим направлениям. Во-первых, по мере поступления новой информации о предикторах прогностические

зависимости могут пересчитываться. Во-вторых, требует более детальной разработки генетическая схема формирования межгодовой изменчивости уровня Каспия. В частности, определяющую роль при этом может иметь изучение механизмов крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы и факторов, их обуславливающих. Включение в прогностические модели характеристик взаимодействия океана и атмосферы, влияющих на формирование увлажнения поверхности суши, несомненно, должно повысить заблаговременность и точность прогнозов уровня моря и составляющих его водного баланса. Наконец, в-третьих, остается нерешенной задача долгосрочного и сверхдолгосрочного прогноза эффективного испарения с акватории Каспия.

Тем не менее, даже полученные в настоящем исследовании результаты позволяют использовать их при перспективном планировании, проектировании, строительстве и эксплуатации объектов народного хозяйства в береговой зоне Каспия. Зная, например, долгосрочный прогноз уровня по годам, можно оптимальным образом планировать строительство береговых защитных сооружений или же временно откладывать сроки строительства, если это не диктуется насущной необходимостью. Заметим, что строительство этих сооружений только в пределах Астраханской области оценивается в десятки миллиардов рублей. И таких примеров можно привести немало.

После того как данная книга уже была в наборе, автором получены первые результаты по долгосрочному прогнозу $E_{эф}$. Установлено, что между интегральными кривыми составляющих водного баланса моря при определенных сдвигах отмечается значительная корреляционная связь. В частности, при сдвиге 8 лет для осадков $R^2=0,81$, $\sigma_{y(x)}=18,3 \text{ км}^3/\text{год}$, а для испарения $R^2=0,92$, $\sigma_{y(x)}=27,7 \text{ км}^3/\text{год}$. Это позволило осуществить прогноз указанных компонентов, а следовательно, и само эффективное испарение за 1991—1998 гг. Средние значения E , P и $E_{эф}$ за данный период оказались равными соответственно 349,6; 101,3 и 248,3 $\text{км}^3/\text{год}$. Так как осадки существенно превышают «норму» для 39 ЕКП, полученную за 1978—1990 гг., то и $E_{эф}$ оказалось почти на 7 $\text{км}^3/\text{год}$ ниже. Это означает дополнительный прирост уровня моря почти на 2 см/год или на 15 см в 1998 г. по отношению к прогнозируемым оценкам, приведенным в книге.

В то же время для некоторых отраслей повышение уровня оказывается благоприятным фактором. В частности, рост уровня в 80-е и 90-е годы способствовал увеличению биологических ресурсов Каспия и, как следствие, повышению воспроизводства осетровых и других ценных пород рыб. Поэтому адаптация результатов прогноза уровня применительно к противоречивым интересам различных отраслей народного хозяйства следует рассматривать как важнейшую прикладную задачу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аквилонova А. Б., Кутуза Б. Г., Митник Л. М. Широтное распределение интегральной водности облаков над земным шаром по данным измерений с ИСЗ «Космос-243». — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, 7, № 2, с. 133—144.
2. Антонов В. С. Проблема уровня Каспийского моря и сток северных рек. — Труды ААНИИ, 1963, т. 253, с. 232—248.
3. Аполлов Б. А. Водный баланс Каспийского моря и возможные его изменения. — Труды ЦИЭГМ, 1935, вып. 11 (44).
4. Аполлов Б. А., Алексеева К. И. Прогноз уровня Каспийского моря. — Труды Океаногр. комиссии АН СССР, 1959, т. 5, с. 63—78.
5. Арискина Н. В., Малинин В. Н. Теплообмен океана с атмосферой в весенне-летний период. — В кн.: ПОЛЭКС — Север-76. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1979, с. 37—44.
6. Архипова Е. Г., Крюков В. В., Молошикова В. Н. Возможные изменения уровней и других элементов гидрологического режима Каспийского моря. — Труды ГОИН, 1972, вып. 115, с. 5—17.
7. Архипова Е. Г., Макарова Р. Е., Крюков В. В. Многолетние изменения испарения на Каспийском море. — Труды ГОИН, 1975, вып. 125, с. 86—94.
8. Атлас «Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР». — М., 1984. — 76 с.
9. Афанасьев А. Н. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. — М.: Наука, 1967. — 230 с.
10. Бабкин В. И., Постников А. Н., Смыслов С. В., Минеева И. В. Влияние циклонической активности на сток Волги. — Труды ГГИ, 1992, вып. 360, с. 48—57.
11. Байдал М. Х. О временной сопряженности некоторых характеристик с внешними факторами. — Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1987, вып. 141, с. 23—28.
12. Баранов Е. И. Циркуляция и расходы вод в северной части Атлантического океана. — Труды ГОИН, 1991, вып. 202, с. 45—65.
13. Безмельницын А. В., Малинин В. Н. Крупномасштабная модель формирования влагообмена в системе океан—атмосфера. — Труды ЛГМИ, 1986, вып. 93, с. 20—23.
14. Безмельницын А. В., Малинин В. Н. О годовом цикле влажности приводного слоя атмосферы над океаном. — Труды ЛГМИ, 1991, вып. 112, с. 105—113.
15. Белинский Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1957. — 202 с.
16. Белинский Н. А., Калинин Г. П. О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря. — Труды НИУ ГУГМС. Сер. 4, 1946, вып. 37, с. 3—21.
17. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время. — В кн.: Проблемы физической географии. Т. 1. Л.: Изд. АН СССР, 1934, с. 11—64.
18. Берг Л. С. Основы климатологии. 2-е изд. — Л., 1938. — 455 с.

19. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря и условия плавания в Арктике. — Изв. ВГО, 1943, т. 75, вып. 4, с. 16—20.
20. Богданова Э. Г. Новая карта атмосферных осадков Мирового океана. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1986, № 1, с. 37—49.
21. Борисенков Е. П. О климате и задачах ПИГАП — КЛИМАТ. — Метеорология и гидрология, 1976, № 1, с. 3—15.
22. Бudyko М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 472 с.
23. Бudyko М. И., Дроздов О. А. О причинах изменений влагооборота. — Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 35—44.
24. Бudyko М. И., Ефимова И. А., Лобанов В. В. Будущий уровень Каспийского моря. — Метеорология и гидрология, 1988, № 5, с. 86—95.
25. Вайновский П. А., Малинин В. Н. Методы обработки и анализа океанологической информации. Ч. 1. Одномерный анализ. — Л.: Изд. ЛГМИ, 1991. — 136 с. Ч. 2. Многомерный анализ. — СПб: Изд. РГГМИ, 1992. — 96 с.
26. Варущенко С. И., Варущенко А. Н., Клизе Р. К. Изменения режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. — М.: Наука, 1987. — 240 с.
27. Галеркин Л. И. Проблемы, связанные с изучением сезонных колебаний уровня Мирового океана (обзор). — Океанология, 1961, № 6, с. 1108—1117.
28. Георгиевский В. Ю. Расчеты и прогнозы изменений уровня Каспийского моря под влиянием естественных климатических факторов и хозяйственной деятельности. — Труды ГГИ, 1970, вып. 255, с. 94—112.
29. Георгиевский В. Ю. Водный баланс Каспийского моря по данным наблюдений. — Труды ЛГМИ, 1982, вып. 79, с. 76—85.
30. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 280 с.
31. Голицын Г. С., Панин Г. Н. О водном балансе и современных изменениях уровня Каспия. — Метеорология и гидрология, 1989, № 1, с. 57—64.
32. Добровольский С. Г. Аномалии глобального теплообмена. Стохастические модели. — М., 1991. — 127 с.
33. Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 319 с.
34. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. Кн. 2. — М.: Финансы и Статистика, 1987. — 351 с.
35. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1963. — 315 с.
36. Евсеева Л. С. Влагооборот Каспийского моря. — В кн.: Каспийское море. М., 1969, с. 88—106.
37. Ефремова Н. И. Месячные количества атмосферных осадков средние для районов Европейской территории СССР и северного Казахстана. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 112 с.
38. Жаков С. И. Общие закономерности режима тепла и увлажнения на территории СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 230 с.
39. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского матер. по водному балансу Каспийского моря. Вып. XII, М.: — Л.: Изд. АН СССР, 1941, с. 7—18.
40. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. — Труды ГУГМС. Сер. 4, 1946, вып. 38, с. 5—50.
41. Зайков Б. Д. О количестве вод, поступающих из Каспийского моря в залив Кара-Богаз-Гол. — Метеорология и гидрология, 1947, № 2, с. 31—37.
42. Закс Л. Статистическое оценивание. — М.: Статистика, 1976. — 598 с.
43. Зекцер М. С., Джамалов Р. Г., Месхетели А. В. Подземный водообмен суши и моря. — М.: Наука, 1984. — 207 с.
44. Кадукин А. И., Клизе Р. К. Многолетние колебания и современный уровень режим Каспийского и Аральского морей. — Труды ГГИ, 1990, вып. 338, с. 132—140.
45. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 248 с.

46. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия. — М.: Наука, 1986. — 262 с.
47. Клен Л. А., Позднякова Т. Г. О современности потоков тепла и влаги различных масштабов временного осреднения. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1984, вып. 110, с. 93—95.
48. Ковалевский В. С. Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока. — М.: Наука, 1976. — 269 с.
49. Ковалевский В. С. Многолетняя изменчивость ресурсов подземных вод. — М.: Наука, 1983. — 205 с.
50. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 532 с.
51. Косарев А. Н., Макарова Р. Е. Об изменениях уровня Каспийского моря и возможности их прогнозирования. — Вестник МГУ. Сер. геогр., 1988, № 1, с. 21—26.
52. Крицкий С. Н., Коренистов Д. В., Раткович Д. Я. Колебания уровня Каспийского моря. — М.: Наука, 1975. — 175 с.
53. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Колебания уровня замкнутых водоемов. — Труды Гидропроекта, 1964, сб. 12, с. 29—61.
54. Кузнецова Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР. — М.: Наука, 1983. — 172 с.
55. Кузнецова Л. П., Малинин В. Н. Об использовании аэрологической информации в расчетах водного баланса крупных водоемов. — Водные ресурсы, 1990, № 4, с. 137—144.
56. Леонтьев О. К. Проблемы уровня Каспия и устойчивости каспийских берегов. — Вестник МГУ. Сер. геогр., 1988, № 1, с. 14—20.
57. Лобанов В. В. Испарение с поверхности Каспийского моря. — Метеорология и гидрология, 1987, № 10, с. 62—68.
58. Лобанов В. В. Влияние изменения испарения с поверхности Каспийского моря на его будущий уровень. — Метеорология и гидрология, 1990, № 3, с. 72—78.
59. Макарова Р. Е. Плотностные изменения уровня Каспийского моря. — Труды ГОИН, 1972, вып. 115, с. 20—25.
60. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 447 с.
61. Малинин В. Н. К оценке точности расчета дивергенции потока водяного пара. — Труды ААНИИ, 1977, т. 362, с. 40—49.
62. Малинин В. Н. О связи водных балансов атмосферы и подстилающей поверхности. — География и природные ресурсы, 1984, № 1, с. 114—121.
63. Малинин В. Н. О взаимосвязи составляющих атмосферной и наземной ветвей гидрологического цикла. — Труды ГГИ, 1985, вып. 296, с. 55—82.
64. Малинин В. Н. Предвычисление притока вод к крупным водоемам по внешним параметрам. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в водоемах. Иркутск, 1985, вып. 6, с. 15—17.
65. Малинин В. Н. Водный баланс атмосферы в Норвежской энергоактивной зоне. — Труды ЛГМИ, 1986, вып. 93, с. 99—113.
66. Малинин В. Н. Учет лесистости при моделировании водного баланса в системе атмосфера — литосфера. — В кн.: Гидрологическая роль лесных геосистем. Новосибирск: Наука, 1989, с. 35—43.
67. Малинин В. Н. О некоторых проблемах глобального водного баланса. — Труды ГГИ, 1990, вып. 338, с. 141—163.
68. Малинин В. Н. Влагообмен в системе океан — атмосфера. — СПб, 1994. — 197 с.
69. Малинин В. Н., Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. К изучению водного баланса бассейна Волги по аэрологическим данным. Водные ресурсы, 1974, № 6, с. 74—84.
70. Малинин В. Н., Смирнов Н. П. К исследованию очагов теплоотдачи в Северной Атлантике. — Труды ААНИИ, 1977, т. 362, с. 58—70.
71. Малинин В. Н., Смирнов Н. П. Использование аэрологической информации в целях долгосрочного прогноза стока крупных рек. — Труды ЛГМИ, 1982, вып. 78, с. 67—78.

72. *Малинин В. Н., Смирнов Н. П.* О механизме формирования увлажнения поверхности суши. — ДАН СССР, 1988, т. 303, № 5, с. 1235—1238.
73. *Марчук Г. И., Дымников В. П., Курбаткин Г. П., Саркисян А. С.* Роль океана в короткопериодных изменениях климата и программа «Разрезы». — Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы», 1986, т. 6, с. 6—23.
74. *Материалы* по климату и циркуляции свободной атмосферы над тропической зоной Атлантического океана. Т. 1. Л., 1976. — 86 с.
75. *Материалы* по климату и циркуляции свободной атмосферы над зарубежными странами северного полушария. Т. 3, вып. 1, 1975. — 215 с.; вып. 2. — 170 с.
76. *Мещерская А. В., Воробьева Е. К.* Оценка зависимостей между температурно-влажностным режимом и суммарным речным притоком в Каспийское море. — Метеорология и гидрология, 1990, № 9, с. 78—84.
77. *Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.* — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 638 с.
78. *Монин А. С.* Введение в теорию климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 246 с.
79. *Многолетние* ряды месячных сумм средних областных осадков за холодный период для основной сельскохозяйственной зоны СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 288 с.
80. *Музылев С. В., Привальский В. Е., Раткович Д. Я.* Стохастические модели в инженерной гидрологии. — М.: Наука, 1982. — 184 с.
81. *О синхронных съемках* на Каспийском море. — Океанология, 1961, № 6, с. 1097—1099.
82. *Панин Г. Н.* Испарение и теплообмен Каспийского моря. — М.: Наука, 1983. — 89 с.
83. *Панин Г. Н.* Тепло- и массообмен между водоемом и атмосферой в естественных условиях. — М.: Наука, 1985. — 206 с.
84. *Панин Г. Н., Дзюба А. В., Осипов А. Г.* О возможных причинах изменения испарения за последние годы десятилетия в районе Каспийского моря. — Водные ресурсы, 1991, № 3, с. 5—17.
85. *Победоносцев С. В.* Вертикальные движения морей Европейской части СССР. — В кн.: *Колебания уровней морей и океанов за 15 000 лет.* М.: Наука 1982, с. 93—102.
86. *Поляк И. И.* Методы анализа случайных процессов и полей в климатологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 255 с.
87. *Поляк И. И.* Оценивание линейного тренда временных метеорологических рядов. — Труды ГГО, 1975, вып. 364, с. 51—55.
88. *Поляк И. И., Сперанская Н. А.* К оцениванию временной изменчивости стока рек Советского Союза. — Метеорология и гидрология, 1988, № 4, с. 79—84.
89. *Привальский В. Е.* О вероятностном прогнозе элементов водного баланса и колебаний уровня Каспийского моря. — Метеорология и гидрология, 1976, № 5, с. 70—76.
90. *Привальский В. Е.* Колебания уровня бессточного водоема и их оптимальный вероятностный прогноз. — Водные ресурсы, 1981, № 6, с. 5—21.
91. *Процессы переноса* вблизи поверхности раздела океан — атмосфера / Под ред. А. С. Дубова. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 239 с.
92. *Расчет турбулентных потоков* тепла, влаги и количества движения над морем. Методические указания ГГО. — Л., 1981. — 56 с.
93. *Раткович Д. Я.* О предсказуемости режима уровня бессточных водоемов применительно к проблеме Каспийского моря. — Водные ресурсы, 1986, № 5, с. 3—23.
94. *Раткович Д. Я.* О развитии вероятностной методики прогнозирования уровня бессточных водоемов и прогнозах уровня Каспийского моря. — Водные ресурсы, 1988, № 2, с. 30—40.
95. *Раткович Д. Я.* Современные колебания уровня Каспийского моря. — Водные ресурсы, 1993, т. 2, с. 160—179.

96. Раткович Д. Я., Жданова И. С., Привальский В. Е. К проблеме уровня режима Каспийского моря. — Водные ресурсы, 1973, № 3, с. 43—69.
97. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 424 с.
98. Родионов С. Н. Современные изменения климата Каспийского моря. — М.: Гидрометеоздат, 1989. — 124 с.
99. Самойленко В. С. Современная теория океанического испарения и ее практическое применение. — Труды ГОИН, 1952, вып. 21 (33), с. 3—32.
100. Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 168 с.
101. Селеменов К. М. Некоторые особенности межгодовой изменчивости температуры воды на поверхности Северной Атлантики. — В кн.: Гидрометеорологические закономерности формирования среднеширотных энергоактивных областей Мирового океана. М.: Гидрометиздат, 1986, с. 33—37.
102. Семенов В. Г. Горизонтальный перенос влаги и месячные суммы осадков на Европейской территории СССР. — Метеорология и гидрология, 1965, № 3, с. 3—7.
103. Смирнов Н. П., Малинин В. Н. Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. — Л., 1988. — 200 с.
104. Смирнова А. И., Булаева В. М. О методах расчета турбулентных потоков тепла и влаги над океаном для различных интервалов осреднения. — Труды ГОИН, 1974, вып. 120, с. 161—170.
105. Смирнова К. И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря. — Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 94.
106. Смирнова К. И. Режим современного и прогноз будущего уровня Каспийского моря. — Метеорология и гидрология, 1974, № 1, с. 56—62.
107. Смирнова К. И., Лунякова Л. Г. Многолетние характеристики составляющих водного баланса Каспийского моря. — Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 263, с. 113—122.
108. Смирнова К. И., Шереметьевская О. И. Расчет водного баланса Каспийского моря для прогноза годового хода уровня моря. — Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 3, с. 49—75.
109. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР. — Труды ГОИН, 1972, вып. 108. — 236 с.
110. Соскин И. М. Уровень Каспийского моря и солнечная активность. — Труды ГГО, 1959, вып. 89, с. 73—82.
111. Степанов В. Н. и др. Климатолого-статистическое исследование термохалинных полей Северной Атлантики. М.: Гидрометеоздат, 1990. — 164 с.
112. Строкина Л. А. Тепловой баланс поверхности океана / Под ред. М. И. Будыко. — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 447 с.
113. Строкина Л. А., Богданова Э. Г. Новые данные о влагообмене Мирового океана с атмосферой. — Труды ГГИ, 1990, вып. 348, с. 17—32.
114. Терзиев Ф. С., Гонтарев Н. П. Залив Кара-Богаз-Гол и проблема Каспийского моря. — Метеорология и гидрология, 1981, № 2, с. 62—68.
115. Тимонов В. В., Смирнова А. И., Непов К. И. Об очагах взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Океанология, 1970, № 5, с. 745—749.
116. Уланов Х. К. Приращения уровня и водный баланс Каспийского моря. — ДАН СССР, 1964, т. 157, № 1, с. 99—100.
117. Уланова Е. С., Забелин В. Н. Методы корреляционного и регрессионного анализа в агрометеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1990. — 207 с.
118. Характеристики энергообмена океан — атмосфера. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 79 с.
119. Хубларян М. Г., Найденов В. И. О тепловом механизме колебаний уровня водоема. — ДАН СССР, 1991, т. 319, № 6, с. 1438—1444.
120. Швер Ц. А. Генезис атмосферных осадков, выпадающих в пределах СССР. — Труды ГГИ, 1991, вып. 352, с. 52—67.
121. Шереметьевская О. И. Расчет и прогноз внутреннего влагооборота между Каспийским морем и атмосферой. — Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 24, с. 20—25.

122. Шереметьевская О. И., Лунякова Л. Г. Опыт обеспечения народного хозяйства долгосрочными прогнозами уровня Каспийского моря. — Труды Гидрометцентра СССР, 1985, вып. 270, с. 37—42.

123. Шикломанов И. А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 79 с.

124. Шикломанов И. А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 153 с.

125. Шикломанов И. А., Кожевников В. П. Потери стока в Волго-Ахтубинской пойме и дельте Волги и их изменения под влиянием хозяйственной деятельности. — Труды ГГИ, 1974, вып. 221, с. 3—47.

126. Шило Н. А. Природа колебаний уровня Каспия. — ДАН СССР, 1989, т. 305, № 2, с. 412—416.

127. Шлямин Б. А. Сверхдолгосрочный прогноз уровня Каспийского моря. — Изв. ВГО, 1962, т. 94, вып. 1, с. 26—33.

128. Эйгенсон М. С. Будущее Каспийского моря. — В кн.: Проблемы Каспийского моря. Всес. совещ. по проблеме Каспийского моря. Баку, 1963, с. 24—28.

129. Baumgarthaer A., Reichek. The world water balance. — Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Co., 1975. — 179 p.

130. Esbensen S. K., Reynolds R. W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method. — J. Phys. Oceanogr., 1981, vol. 1, № 4, p. 457—465.

131. Peixoto J. P. Atmospheric vapor flux computation for hydrological purposes. Reports on WMO/JND Projects. Rep. № 20. Geneva: WMO, 1973. — 83 p.

132. Rasmusson E. M. Hydrological application of atmospheric vapor flux analysis. Rep. № 1. Geneva: WMO, 1977. — 49 p.

133. Rasmusson E. M., Fergusson H., Sullivan J. Atmospheric water balance. — In: The International Field Year for the Great Lakes. Washington, NOAA, 1978, p. 79—107.

134. Schmitt R. W., Bogden P. S., Dorman C. E. Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic. — J. Phys. Oceanogr., 1989, vol. 19, № 9, p. 1208—1221.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
1. ВОДНЫЙ БАЛАНС КАСПИЙСКОГО МОРЯ И ЕГО МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ	17
1.1. Методы расчета составляющих водного баланса моря	—
1.2. Уравнение водного баланса моря и его анализ	44
1.3. Межгодовая изменчивость водного баланса моря	54
1.4. Колебания уровня моря	67
2. ГЕНЕЗИС МЕЖГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ	79
2.1. Уровень как интегральный показатель влагообмена системы океан — атмосфера — литосфера	—
2.2. Эффективное испарение в Северной Атлантике и перенос влаги на континент	88
2.3. Формирование увлажнения поверхности суши в бассейне Волги и методы его оценки	101
3. ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА И УРОВНЯ МОРЯ	114
3.1. Основные принципы построения комплексной автоматизированной системы баланса моря	—
3.2. Долгосрочный прогноз стока Волги	121
3.3. Долгосрочный прогноз изменений объема моря	131
3.4. Долгосрочный прогноз уровня моря	136
3.5. Роль Норвежской энергоактивной зоны в сверхдолгосрочном прогнозе уровня Каспийского моря	140
Заключение	150
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	154

Монография

Малинин Валерий Николаевич

Проблема прогноза уровня Каспийского моря

Редакторы О. Д. Рейнхевец, И. Г. Максимова

Художник Р. П. Костылев

ЛР № 020309 от 28.11.91

Сдано в набор 31.03.94.

Подписано в печать 29.09.94.

Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Печ. л. 10. Уч.-изд. л. 11,8. Тираж 600. Зак. 416.

РГГМИ, 195196, СПб, Малоохтинский пр., 98.

Типография ВАС