

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

*Тубокува жағалы
Льву Николаевичу от автора
Мякишева*

Н.В. Мякишева

МНОГОКРИТЕРИАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕР

Под редакцией проф. Л.Н. Карлина



Санкт-Петербург
2009

УДК 556+551.46

Мякишева Н.В. Многокритериальная классификация озер. – СПб.: изд. РГГМУ, 2009. – 160 с.

ISBN 978-5-86813-244-5

Рецензенты: д-р геогр. наук, проф. В.В. Дмитриев
(Санкт-Петербургский государственный университет),
д-р геогр. наук, проф. М.А. Науменко
(Институт озероведения РАН)

Рассматриваются теоретические вопросы классификации озер. Приводится обзор существующих классификаций озер. Большое внимание уделяется методам расчета признаков многокритериальной классификации озер в условиях неопределенности исходной информации. Вводятся многомерные классы озер, согласованные между собой шкалы и градации для исходных параметров классификации, обучающие выборки для каждого класса, решающие правила отнесения неизученных озер к известному классу. Обсуждаются результаты гидрологического районирования территории в зависимости от распределения озер разных классов.

Книга предназначена для специалистов, связанных по роду своей деятельности с оценкой и охраной водных ресурсов, а также может быть полезна для студентов гидрологических, географических и гидрометеорологических специальностей.

Fundamentals of lakes classification are considered. Existing classifications of lakes are reviewed. Much attention is paid to the methods of computation of indices of multi-criteria classification. Multi-dimension classes of lakes, coherent scales and sub-scales of initial parameters of classification are given. Training samples of lakes for each class of classification were composed. The results of grouping of insufficiently explored lakes are proposed. The results of hydrological regionalization of lakes made in accordance with their grouping are discussed.

The book is intended for students of hydrological, geographical and hydrometeorological professional lines and experts working in the field of estimating and protection of water resources.

ISBN 978-5-86813-244-5

© Мякишева Н.В., 2009
© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2009

ПРЕДИСЛОВИЕ

В практике использования озерного фонда в хозяйственных и научных целях исследователям чаще всего приходится иметь дело с неизученными и слабо изученными водными объектами. Особенно следует обратить внимание на то, что многие параметры озерных систем и процессов, происходящих в них, невозможно задать четкими числовыми значениями, что вообще свойственно природной среде. Поэтому возникает необходимость в поисках концептуального подхода и в разработке методологии, обеспечивающих поддержку принятия решений в условиях дефицита количественной информации и наличия значительного объема качественной информации, позволяющих формализовать знания эксперта (или коллектива экспертов) о возможных вариантах функционирования водного объекта. При этом целесообразно применить способ анализа и обобщения натурных данных с учетом неопределенности информации и связанный с ним подход к многокритериальной классификации озер и гидрологическому районированию территорий.

Актуальность такого подхода обусловлена и тем, что такие сложные гидрологические объекты суши, как речные, озерные, озерно-речные системы, болота, ледники и грунтовые воды и процессы, свойственные им (сток рек, внешний и внутренний водообмен озер, колебания водной поверхности, заболачивание, движение ледников, разгрузка подземных вод и т.д.), описываются целым множеством исходных характеристик. Такая многопараметричность исследуемых природных объектов затрудняет их непосредственное сравнение сразу по всей совокупности используемых характеристик. Возникает необходимость в построении некоего сводного показателя (комплексного индекса), синтезирующего отдельные исходные характеристики в единую сводную оценку объекта, учитывающую как значения, так и значимость этих отдельных характеристик.

Автор выражает благодарность проф. А.М. Догановскому за поддержку идеи многокритериальной классификации озер, воплощенной в данной монографии. Автор также благодарит сотрудников кафедры гидрологии суши РГГМУ У.Е. Коротыгину, Н.И. Семенову, принимавших участие в технической подготовке рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Классификация озер является одной из наиболее сложных теоретических проблем озераведения. Более ста лет изучаются эти сложные природные объекты и делаются попытки распределить озера на группы, классы и подклассы в зависимости от их сходства или различия.

В настоящее время разработаны многочисленные классификации озер. Большинство из них являются одномерными и частными. Одномерными – потому что выполнены в пространстве исходных показателей по одному наиболее характерному признаку, от которого чаще всего зависят другие признаки. При этом нет единого мнения о том, какой признак классификации считается главным. Частными – потому что предложены для решения конкретных задач. По своей сути эти классификации представляют собой субъективные квалиметрические шкалы, позволяющие оценить меру проявления определенного свойства или качества. Предложено и несколько объективных классификаций с использованием метода главных компонент, аппарата компонентного, факторного и кластерного анализа, метода расстановки приоритетов. Множественность одномерных классификаций оправдывается множественностью их назначений. Однако их разработка не только не исключает, но даже предполагает создание многомерных классификаций как основы для более прочного обоснования разного рода одномерных классификаций и их согласования между собой.

Разработка многокритериальной классификации озер предполагает построение многомерных классов оценивания, введение согласованных между собой объективных квалиметрических шкал и градаций для исходных параметров классификации, формирование обучающих выборок – типичных озерных систем для каждого класса водообмена, построение решающего правила отнесения неизученного объекта к известному классу.

Известно, что основные этапы создания статистической классификации объектов или признаков включают следующее:

- описание пространства наблюдений, т.е. характеристика исходных данных;
- выбор системы X признаков, с помощью которых осуществляется переход из пространства наблюдений в пространство признаков;
- снижение мерности призначного пространства X , выбор системы обобщенных независимых признаков, с помощью которых пространство X переводится в пространство обобщенных признаков Y ;
- проведение классификации в пространстве Y ;
- интерпретация результатов применительно к решаемой задаче.

Такой подход при разработке статистической классификации не предполагает возврата в пространство исходных характеристик. В то же время введение шкал и градаций для исходных параметров классификации и согласование их между собой невозможно без такого возврата. При этом желательно использовать достаточно простые, но эффективные преобразования для получения системы признаков.

Многими полезными свойствами для разработки классификации обладают отдельные показатели и комплексные индексы внешнего водообмена озер, рассчитанные в условиях неопределенности расстановки приоритетов оценивания с учетом нечисловой, неполной и неточной информации. При этом отдельные показатели могут рассматриваться как простые признаки, а комплексные индексы – как обобщенные независимые признаки классификации.

Выбор этих показателей связан с тем, что внешний водообмен озера является одним из его важнейших гидрологических и гидроэкологических показателей. Интенсивность внешнего водообмена озера определяет степень трансформации поступающих в водоем вод, преобладание в озере терригенных или лимнических процессов, формирование водных масс определенных свойств и соответствующих структур озерных экосистем, а также степень аккумуляции или транзита загрязняющих веществ.

Интенсивность внешнего водообмена озер во многом определяет структуру рядов уровней, влияя на параметры кривых рас-

пределения и формируя, в первую очередь, серии высокого и низкого стояния уровней разной продолжительности и величину дисперсии колебаний. Известно, что сильный и очень сильный водообмен предопределяет формирование коротких серий, а слабый водообмен – длинных серий. Это выражается через автокоррелированность рядов средних годовых уровней, поскольку коэффициент корреляции обратно пропорционален величине внешнего водообмена.

Роль уровенных колебаний при формировании режима озер общеизвестна. Так, уровень фиксирует водные ресурсы озер, являясь одним из показателей количества воды. Уровень влияет на гидрологический и гидрохимический режимы озер, формируя, в первую очередь, режим солености (минерализации) и качество вод. Уровенный режим озер является интегральным показателем динамики их биоценозов. При использовании озерного фонда в хозяйственных целях уровень воды можно рассматривать как лимитирующий фактор для рыболовства, судоходства, рекреации. Он фиксирует зоны затопления и подтопления. При использовании озер в научных целях уровень крупных озер со слабым водообменом может рассматриваться как индикатор изменений климата на больших территориях.

Комплексные индексы внешнего водообмена озер хорошо согласуются с условными коэффициентами водообмена, традиционно используемыми в практике гидрологических исследований. Они позволяют в явном виде учесть зависимость от физико-географических факторов, что чрезвычайно важно, поскольку различное строение озерных систем, их местоположение предопределяют разное участие в формировании водообмена активных (климатических) и адаптивных (подстилающая поверхность) факторов. Расчет комплексных индексов внешнего водообмена озер, таким образом, позволяет выявить наиболее существенные факторы, влияющие на величину водообмена при антропогенном вмешательстве.

Объектом настоящего исследования выбрано озеро. Поскольку озеро и его водосбор представляют единую природную систему, то рассматривается озерная система в целом. Озерная система интерпретируется как многокомпонентный природный динамический объект, функционирующий под воздействием активных

(климатических) и адаптивных (подстилающая поверхность) факторов в условиях современного климата и существующей антропогенной нагрузки. Следовательно, озерную систему можно рассматривать как подсистему глобальной климатической системы. В свою очередь, неотъемлемой частью озерной системы является водная экосистема.

Для разработки многокритериальной классификации выбрано 230 озерных систем, расположенных в зоне избыточного и достаточного увлажнения. Район исследований ограничен территорией Кольского полуострова, Карелии, северо-западной и нечерноземной частями Российской Федерации, стран Балтии и Беларуси. Эта территория является частью Северного озерного пояса Земли. На ней сосредоточено около 210 000 озер, в том числе более 30 000 с площадью зеркала, превышающей 1 км², в которых содержится свыше 95 % водных ресурсов. Среди озер этого региона находятся крупнейшие водоемы Европы: Ладожское, Онежское, Чудско-Псковское озера. Все озера сточные, а величина коэффициента внешнего водообмена изменяется от нескольких сотен до 0,08 (Ладожское озеро).

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОЗЕР

1.1. Общие представления

Классификация озер является одной из наиболее сложных теоретических проблем озераведения. Более 100 лет изучаются эти сложные природные объекты и делаются попытки распределить озера на группы, классы, подклассы в зависимости от их сходства или различия. Еще в 30-е годы прошлого века Г.Ю. Верещагин отмечал большое значение классификаций, ибо они помогают разобраться в обилии озер и более правильно использовать их в хозяйстве [24].

Известно, что классификация – это логическая операция, состоящая в разделении всего множества изучаемых объектов или признаков по выявленным сходствам и различиям на отдельные группы, называемые классами. Классификационная деятельность включает в себя две основные задачи:

- построение классов, предназначенных для описания объектов или признаков, а также для предсказания новых классов;
- диагностирование, т.е. отнесение классифицируемого объекта к тому или иному классу.

Процедура построения классов называется построением классификации, а результат этой процедуры – классификацией. В общем случае классификация может иметь как детерминированный, так и статистический характер. Для детерминированной классификации классы не пересекаются, в то время как для статистической классификации классы могут иметь общие точки и граница между ними условная.

Для решения классификационных задач может быть предложено несколько подходов, основанных на методах анализа и обобщения натуральных данных. Это – методы многомерной статистической классификации, методы статистической теории распознавания образов, методы группового учета аргументов.

1.2. Методы многомерной статистической классификации

Методы статистической классификации совокупности объектов или признаков разработаны к настоящему времени достаточно хорошо в работах С.А. Айвазяна, Б.М. Бухштабера, П.Ф. Андрукович, Н. Дюрана и П. Оделла, а также К. Иберлы и других авторов [3, 4, 7, 58, 61]. Эти методы принято делить на две группы: методы классификации при наличии обучающих выборок и методы классификации без обучения («без учителя»). Под обучающими выборками обычно понимают некоторую совокупность объектов или признаков, классификация которых достоверно известна. Напомним, что в первом случае предполагаются известными распределения векторов X внутри классов. Вектора задаются аналитически или с помощью перечисления всех возможных значений X . С использованием этой информации строится правило (критерий) классификации, с помощью которого совокупность объектов или признаков относится к одному из нескольких классов с известными (или полностью заданными) функциями распределения. К этому же типу можно отнести и задачу, в которой распределения X внутри классов определены лишь частично. В этом случае используется два вида информации: предположение о свойствах распределения векторов (гладкость, принадлежность к некоторому известному параметрическому классу) и обучающая выборка. Обычно предполагается, что функция распределения векторов X либо их сочетания принадлежат к известному параметрическому классу с неизвестными значениями параметров.

Если в ходе вероятностного анализа состояния природной системы не удалось получить сведения или выработать предположения о виде функций распределения ее параметров, необходимо решать задачу классификации «без учителя». Цель такой классификации сводится к разбиению всей анализируемой совокупности объектов $O = \{O_i\}$ ($i = 1, n$), статистически представленной в виде матрицы X «объект – свойство» или в форме матрицы p попарных расстояний между объектами, на сравнительно небольшое число (заранее известное или нет) однородных, в определенном смысле, групп или классов. При этом анализируемые объекты интерпретируются как точки в соответствующем призначном пространстве. Считается, что если исходные данные представлены в форме мат-

рицы X , то эти точки являются непосредственным геометрическим изображением многомерных наблюдений X_1, X_2, \dots, X_n в p -мерном пространстве $IP(X)$ с координатными осями O_1, O_2, O_n . Если же исходные данные представлены в форме попарных расстояний ρ , то исследователю задана структура попарных расстояний между объектами. Непосредственные координаты точек неизвестны. Постулируется, что геометрическая близость двух или нескольких точек в этом пространстве означает близость физических состояний соответствующих объектов, т.е. их однородность. Тогда проблема классификации сводится к разбиению анализируемых точек-наблюдений на сравнительно небольшое число классов так, чтобы объекты, принадлежащие одному классу, находились бы на сравнительно небольших расстояниях друг от друга.

Основным вопросом в задаче классификации «без учителя» является вопрос об однородности объектов. В общем случае понятие однородности определяется заданием правила вычисления величины ρ_{ij} , характеризующей либо расстояние $d(O_i, O_j)$ между объектами O_i и O_j из исследуемой совокупности $O(i, j = 1, 2, \dots, n)$, либо степень близости (сходства) $r(O_i, O_j)$ тех же объектов. Если задана функция $d(O_i, O_j)$, то близкие в смысле этой метрики объекты считаются однородными, принадлежащими к одному классу. При этом необходимо сопоставление $d(O_i, O_j)$ с некоторым пороговым значением, определяемым в каждом конкретном случае по-своему. Результат разбиения объектов на классы зависит от выбора метрики (меры близости). В общем случае зависимых компонентов $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(p)}$ вектора X и их различной значимости в решении вопроса отнесения объекта к тому или иному классу рекомендуется использовать обобщенное («взвешенное») расстояние махаланобисского типа $d_0(X_i, X_j)$. В случае взаимно независимых компонентов $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(p)}$ вектора X , имеющих одну и ту же дисперсию, целесообразно привлекать частный вид обобщенной метрики – обычное евклидово расстояние. «Взвешенное» евклидово расстояние применяется в тех случаях, когда удастся приписать каждой из компонент x вектора наблюдений X некоторый неотрицательный «вес» w_i , пропорциональный степени его важности для решения вопроса об отнесении заданного объекта к тому или иному классу. Определение весов w_i , как правило, связано с дополнительными

исследованиями (получение и использование обучающих выборок, опрос экспертов). Попытки определения «весов» w_i только по информации, содержащейся в исходных данных, обычно не дают желательного эффекта.

Еще одним важным понятием при решении классификационной задачи является функционал качества разбиения $Q(S)$. Знание этого количественного критерия позволяет оценить, какому разбиению отдать предпочтение. Выбор того или иного функционала качества обычно осуществляется весьма произвольно и опирается скорее на эмпирические и профессионально-интуитивные соображения, чем на строгую формализованную систему.

Отметим попутно, что математический аппарат классификации при отсутствии обучающих выборок состоит из трех составных частей:

- 1) методы расщепления смесей вероятностных распределений;
- 2) методы собственно автоматической классификации или кластер-анализ;
- 3) классификационные процедуры иерархического типа.

С методами многомерной статистической классификации параметров или признаков неразрывно связаны методы снижения размерности призначного пространства и отбор наиболее информативных признаков. Необходимость снижения мерности призначного пространства существует тогда, когда общее число p признаков $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(p)}$, характеризующих изучаемый объект, очень велико. Такая ситуация как раз и наблюдается при изучении природных систем. При этом имеется ряд предпосылок, обуславливающих возможность перехода от большого числа p исходных признаков к существенно меньшему числу p наиболее информативных переменных. К таким предпосылкам можно отнести: во-первых, дублирование информации в результате наличия сильно взаимосвязанных признаков (большая коррелированность); во-вторых, неинформативность признаков, мало меняющихся при переходе от одного объекта к другому (малая «вариабельность»); в-третьих, возможность простого или «взвешенного» суммирования по некоторым признакам. Формально задача перехода (с наименьшими потерями в информативности) к новому набору признаков $Z^{(1)}, Z^{(2)}, \dots, Z^{(p')}$ формулируется следующим образом.

Пусть $Z = Z(X)$ – некоторая p -мерная вектор-функция исходных переменных $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(p)}$, ($p' \ll p$). Пусть $I_{p'}[Z(X)]$ – определенным образом заданная мера информативности p' -мерной системы признаков $Z(X) = [Z^{(1)}(X), \dots, Z^{(p')} (X)]$. Выбор функционала $I_{p'}(Z)$ зависит от специфики решаемой задачи и опирается на один из критериев:

1. критерий автоинформативности, целью использования которого является максимальное сохранение информации, содержащейся в исходных данных относительно самих исходных признаков;

2. критерий внешней информативности, нацеленный на максимальное «выжимание» из исходной информации, содержащейся в ней относительно некоторых внешних показателей.

Задача состоит в определении такого набора признаков Z , найденного в классе P допустимых преобразований исходных показателей $x^{(1)}, x^{(2)}, \dots, x^{(p)}$, что $I_{p'}[Z(X)] = \max \{ I_{p'}[Z(X)] \}$.

Тот или иной вариант конкретизации этой постановки, определяющий конкретный выбор меры информативности $I_{p'}[Z(X)]$ и класса допустимых преобразований, приводит к конкретному методу снижения размерности: методу главных компонент [7], факторному анализу [61] или экстремальной группировке параметров.

1.3. Методы статистической теории распознавания образов

Методы статистической теории распознавания образов нашли свое развитие в работах В.Н. Вапника [5], Н.Г. Загоруйко [59] и других авторов. В задачах распознавания образов предполагается, что для обучения собран материал – обучающая последовательность. Процедура обучения распознаванию образов строит по этому материалу функцию, реализующую правило распознавания. Такую функцию также называют решающим правилом. Существующие методы обучения распознаванию образов делят на две группы. Первая группа методов основана на байесовом принципе. Для каждого класса восстанавливается соответствующая плотность распределения $P_i(x)$ в пространстве признаков (i – номер класса), а затем строится решающее правило вида: объект с описанием x относится к классу i , если $P_i \cdot P_i(x) = \max P_j \cdot P_j(x)$, где P_j – априорная вероятность принадлежности объекта к j -му классу. Это

правило позволяет отнести объект к тому классу, для которого апостериорная вероятность принадлежности максимальна. В этой группе методов задача обучения распознаванию образов сводится к задаче восстановления плотности распределения для каждого из классов. Эффективные методы распознавания, основанные на байесовом подходе, получены для случая нормального распределения признаков в каждом из классов или когда признаки распределены независимо. Вторая группа методов основана на прямом построении решающего правила по обучающей выборке. Эта задача является менее сложной, чем задача восстановления плотности распределения для каждого из классов. Она требует лишь выделения областей, где плотность распределения одного класса превосходит плотность распределения других классов. Теоретически при таком подходе задаются некоторым классом решающих правил и стремятся отыскать в нем такое правило, которое обеспечивает минимальную вероятность ошибки классифицирования по всей генеральной совокупности. Практически же, ввиду того что при обучении доступен лишь ограниченный набор данных, строят правило, минимизирующее число ошибок на обучающей последовательности.

В последнее время в геоэкологических исследованиях для распознавания образов стали применяться алгоритмы нейронных сетей (НС) [95], в которых в качестве входных параметров НС используются физические и геометрические характеристики объекта, а выходной параметр отражает вероятность принадлежности исследуемого объекта к заданному классу.

1.4. Методы группового учета аргументов

При решении задач распознавания образов могут использоваться и алгоритмы самоорганизации, основанные на методах группового учета аргументов, разработанных А.Г. Ивахненко [62, 65]. В конце обучения такие алгоритмы дают оптимальные в смысле точности значения порогов для каждого признака, ансамбль наиболее информативных признаков и решающее правило. Алгоритмы самоорганизации позволяют не только выбрать оптимальный (по заданному критерию) ансамбль признаков, но и найти соответствующее ему соотношение порогов при помощи критерия

числа разрешаемых споров, как для каждого отдельного признака, так и для ансамбля из двух и более признаков. При этом признаки каждой пары образов сравниваются между собой. Спор считается решенным, если данный бинарный признак имеет различные знаки для двух сравниваемых образов, и нерешенным, если знаки одинаковы. Попарный перебор всех изображений дает возможность составить карты разрешаемых споров. Для каждого признака разрешенный спор отмечается единицей, неразрешенный – нулем. Карта представляет собой квадратную матрицу из единиц и нулей, строки которой соответствуют одному из попарно сравниваемых образов, а столбцы – другому. Число карт равно числу комбинаций образов по два.

Составив карты из всех заданных признаков, можно оценить каждый из них индивидуально. Тот признак считается лучшим, у которого карта содержит больше единиц (разрешаемых споров). Составление карт повторяется для всех значений порогов, что дает возможность выбрать оптимальные из них. Наилучшие значения порогов соответствуют карте, содержащей максимум единиц. Таким способом решается вопрос о выборе наиболее эффективных признаков и значений порогов по индивидуальному критерию числа разрешаемых споров.

Суммирование полученных карт двух отдельных признаков дает возможность оценить ансамбль, состоящий из двух признаков. Суммарные карты могут содержать двойки, единицы и нули. Ноль означает, что данная пара признаков ни одного спора не решает. Если суммарная карта не имеет нулей, можно построить распознающую систему, работающую только по двум признакам. Оптимальный выбор наиболее эффективной пары признаков и оптимального значения порогов основан на анализе минимумов. На всех картах выбираются клетки с минимальной суммой разрешаемых споров. Оптимальной считается карта той пары признаков, у которой эта минимальная оценка наибольшая (минимаксный критерий). Суммирование карт для трех, четырех и более признаков дает возможность для каждого ансамбля оценить минимаксный критерий числа разрешаемых споров. Из всех карт выбирается та, в которой минимальное число решаемых споров максимально и больше некоторой заданной величины, показывающей запас раз-

решающей способности системы. Примеры использования методов группового учета аргументов в гидрологических исследованиях содержатся в работах [63, 64].

В последнее время в лимнологических исследованиях для классификации водоемов стали применяться методы информационно-логического анализа, нечеткой логики, нечетких множеств и нечеткой классификации [97]. Это связано с тем, что многие характеристики озер носят исключительно качественный характер, например, видовая структура сообщества рыб, списки видов гидробионтов, типы грунтов и т.д.

2. ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ ОЗЕР

2.1. Состояние изученности

В настоящее время существует множество классификаций озер. Большинство из них являются одномерными и частными. Одномерными – потому, что выполнены в пространстве исходных показателей по одному наиболее характерному признаку, от которого чаще всего зависят другие признаки. При этом нет единого мнения о том, какой признак классификации считается главным. Частными – потому, что предложены для решения конкретных задач. По своей сути эти классификации представляют собой субъективные квалиметрические шкалы, позволяющие оценить меру проявления определенного свойства или качества озер.

Предложено и несколько объективных классификаций водных объектов. Так, А. Мяземтс и А. Райтвийр создали многомерную классификацию озер Эстонии на основании 44 признаков с использованием метода главных компонент [88]. В.Л. Кожара применил аппарат компонентного анализа для классификации акватории Иваньковского водохранилища по 90 исходным гидрологическим, гидрохимическим и гидробиологическим параметрам [121]. Вопросу классификации крупных озер по характеру их массоэнергообмена на основании методов факторного анализа посвящена работа В.Н. Адаменко [2]. Примером использования кластерного анализа служит работа Л.Е. Смирнова по классификации озер Северо-Казахстанской, Павлоградской областей и Алтайского края [115]. А.М. Догановский и Г.М. Ингберг применили метод расстановки приоритетов для классификации озер по их уровенному режиму и степени его предсказуемости [47]. Кроме оригинальных исследований по классификации озер, опубликованы и обзорные работы на эту тему [121].

Поскольку в настоящем исследовании в качестве признаков классификации предлагается использовать показатели внешнего водообмена озер, рассмотрим подробнее классификации тех факторов, которые непосредственно участвуют в его формировании, и

классификации тех параметров водных экосистем, на которые влияет сам внешний водообмен.

2.2. Классификации характеристик озерных систем

Морфогенетические классификации. Еще в 1917 г. П.И. Броунов указывал, что происхождение озерной котловины определяет главные типические особенности озера, и поэтому наиболее естественной классификацией является та, которая основывается на происхождении озерных ванн [121]. В 1922 г. П.Ф. Домрачев предложил морфометрическую классификацию озер с учетом достаточно обширного перечня показателей и признаков, включающего рельеф дна, грунты, форму и строение берегов, термический и кислородный режим, прозрачность и цветность воды, а также биологические явления [55]. В 1937 г. М.В. Первухин разработал новую генетическую классификацию в зависимости от движущей силы возникновения озерной котловины [121]. В соответствии с этой классификацией озерные котловины подразделяются на следующие классы:

- тектонические (распространены в областях крупных тектонических преобразований земной коры и связаны с такими формами рельефа, как трещины, сбросы, грабены);
- вулканические (представляют собой кратеры потухших вулканов или лежат среди лавовых полей);
- ледниковые:
 - а) эрозионные (выпаханные ледниками углубления на крупных кристаллических массивах);
 - б) аккумулятивные (располагаются среди моренных отложений областей древнего оледенения);
- гидрогенные (образуются в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности речных или морских вод);
- просадочные (возникают при просадках грунта в результате действия подземных вод (карстовые, суффозионные) или таяния погребенного льда (термокарстовые));
- завальные (возникают в результате перегораживания речной долины обвалами и оползнями);
- вторичные (образуются на месте заросших более крупных озер или на болотах);

– эоловые (образованные действием ветра).

Более детальная классификация, основанная на тех же признаках, дана Д. Хатчинсоном [128].

Д.Д. Квасов отмечал, что возникновение озерных котловин произошло в различное время, и предложил классификацию, основанную на их возрасте и происхождении [69]. Всего им выделено 5 классов и 24 типа озер.

1. Озера, возникшие в отдаленном геологическом прошлом и представляющие собой части древнего океана, рифтовые впадины, результаты вулканической деятельности, движений земной коры.

2. Озера, возникшие во время плейстоценового оледенения и связанные с ледниковым выпахиванием, представляющие собой остатки приледниковых озер, подпертые плейстоценовыми аллювиальными плотинами.

3. Озера, возникшие на рубеже позднеледникового и голоцена (12 тыс. лет назад).

4. Озера, возникшие в результате повышения уровня океана и представляющие собой озера-лагуны.

5. Озера, возникшие в настоящее время в результате таяния многолетнемерзлых пород, озера речных долин и дельт, завальные озера русел рек.

Оригинальную генетическую классификацию озерных котловин и схему районирования территории бывшего СССР по их родам разработал Ю.П. Пармузин [96].

В.В. Богданов создал морфологическую классификацию озер, включающую по соотношению глубинных зон в котловине четыре типа: литоральный, литорально-профундальный, профундально-литоральный, батиметрический [13].

Морфометрические классификации. Морфометрия озер отражает, с одной стороны, специфику развития котловины, а с другой стороны – процессы, протекающие в водной массе озера. Поэтому многие лимнологи делали попытки расклассифицировать озера по тому или иному морфометрическому признаку. Г.Ю. Верещагин подчеркивал, что морфометрия важна как при индивидуальной характеристике каждого озера, так и при их сравнительном изучении [24]. Разработаны классификации озер по величинам площадей их водной поверхности, объемам водной массы, средней и

максимальной глубинам озер, по показателю относительной глубины и расчлененности берегов, по показателям формы озерной котловины и удлинненности озер. Некоторые исследователи относят к морфометрическим классификациям и разделение озер по величине удельного водосбора.

В 1948 г. П.В. Иванов предложил классификацию озер мира по величинам площадей их водной поверхности, расположив классы водоемов в геометрической прогрессии со знаменателем, равным 10 [121]:

- озерки (площадь зеркала равна $0,001-0,01 \text{ км}^2$ и $0,02-0,1 \text{ км}^2$);
- очень малые ($0,1-1,0 \text{ км}^2$);
- малые ($1,0-10 \text{ км}^2$);
- средние ($10,1-100 \text{ км}^2$);
- большие ($100,1-1000 \text{ км}^2$);
- очень большие ($1000,1-10\ 000 \text{ км}^2$);
- великие озера мира ($10\ 000,0-100\ 000 \text{ км}^2$).

И.С. Захаренков ввел свою трактовку классификации озер по величине площади их зеркала, несколько изменив названия классов: «малые» – на «небольшие», «очень большие» – на «весьма большие», объединив класс «озерки» с площадью поверхности от $0,02-0,1 \text{ км}^2$ с классом «очень маленькие озера» в один класс под названием «маленькие озера» и введя новый класс «озера – моря» с площадью зеркала от $100\ 000$ до $1\ 000\ 000 \text{ км}^2$ [60].

Еще одна классификация озер по величине площади водной поверхности делит озера на очень малые (площадь зеркала менее 10 км^2), малые ($10-50 \text{ км}^2$), средние ($50-250 \text{ км}^2$), большие ($250-1000 \text{ км}^2$) и крупнейшие (более 1000 км^2) [142].

Классификация водоемов по площади зеркала, рекомендованная в нормативных документах [34], включает четыре категории озер от «малой» до «очень большой» и в общих чертах совпадает с классификацией П.И. Иванова.

С.П. Китаев, исследовав озера Карелии, Финляндии и Швеции, ввел разбиение этих природных объектов на 5 групп по средней глубине [70]:

- очень малые (меньше 2 м);
- малые (2–4 м);
- средние (4–8 м);

- большие (8–16 м);
 - очень большие (больше 16 м);
- и на 6 групп по максимальной глубине:
- с очень малой (меньше 3,12 м);
 - с малой (3,12–6,25 м);
 - со средней (6,25–12,5 м);
 - с повышенной (12,5–25 м);
 - с большой (25–50 м);
 - с очень большой (более 50 м).

Классификация озер по средней глубине, применяемая для водоохраных целей, включает всего три градации [142]:

- мелководные (8–10 м);
- средние (10–20 м);
- глубоководные (более 20 м).

В нормативных документах выделено четыре категории водоемов по их максимальной глубине [34]:

- очень малая (до 5 м);
- малая (от 5 до 10 м);
- средняя (от 11 до 50 м);
- большая (свыше 50 м).

Классификация водоемов по показателю относительной глубины приведена П.В. Ивановым [121]. Она включает следующие категории озер:

- очень мелкие (0,1 – 0,5 м);
- мелкие (0,5–2,0 м);
- нормальной глубины (2,0 – 4,0 м);
- глубокие (4,0 – 10,0 м);
- очень глубокие (10,0 – 20,0 м).

По расчлененности берегов озера принято делить на [114]:

- сильно расчлененные (40 – 20);
- слабо расчлененные (20 – 10);
- мало расчлененные (менее 10).

Такие показатели формы озерной котловины, как соотношение средней и максимальной глубин ($C1$), отношение средней глубины к глубине погружения центра тяжести (C), учитывают, на-

сколько котловина данного конкретного озера близка по форме к одной из следующих геометрических фигур (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Классификация озер по показателям формы озерной котловины [16]

Форма	Показатель	
	C	$C1$
Цилиндр	2,0	1,0
Полуэллипсоид	1,78	2/3
Параболоид	1,5	1/2
Конус	1,33	1/3

По показателю удлинённости K_y С.В. Григорьев [36] разделил все озера на 5 групп (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Классификация озер по показателям формы озерной котловины

Форма	Показатель K_y
Озера, по форме близкие к окружности	1,5–3,0
Озера, по форме близкие к овалу	3,0–5,0
Озера, по форме близкие к овалу	5,0–7,0
Удлиненные озера	7,0–10,0
Озера, вытянутые в виде "борозды"	более 10,0

Гидрологические классификации. Все озера в зависимости от наличия у них стока принято делить на имеющие постоянный сток (сточные и проточные) пресные, бессточные соляные озера и озера с периодическим стоком, имеющие воду с промежуточной по величине минерализацией. В настоящее время можно выделить несколько классификаций, подпадающих под категорию гидрологическая.

Б.Б. Богословский [14, 15] разработал классификацию озер по водному балансу, основанную на процентном соотношении составляющих баланса. Он выделил две большие группы озер: стоковые и испаряющие. В первой группе сток озер превышает испарение с водной поверхности. Во второй группе эти показатели имеют обратное соотношение. В свою очередь, внутри каждой из групп выделяются три подгруппы озер, отличающиеся по приходной части баланса: приточные с преобладанием притока с водосбора над атмосферными осадками на зеркало озера, нейтральные

с примерным равенством этих показателей и дождевые с преобладанием осадков над притоком.

Б.Б. Богословский также разработал фундаментальную классификацию континентальных водоемов по внешнему водообмену [17]. Создание такой классификации стало возможным, поскольку в процессе обмена вод и транспортируемых ими веществ водные объекты объединяются в общую систему. При этом каждому виду водоемов свойственен определенный характер и интенсивность водообмена. В связи с этим водообмен может быть положен в основу единой классификации водных объектов. В соответствии с этой классификацией выделено два резко отличных друг от друга класса водных объектов: транзитные ($K_B > 100$) и аккумулятивные ($K_B < 1$) (табл. 2.3). К транзитным водоемам отнесены участки рек со скоростью течения больше 1 м/с (подкласс T_1), участки рек со скоростью течения 0,3–1 м/с (подкласс T_2), а также водохранилища суточного регулирования. Аккумулятивные водоемы охватывают озера с замедленным водообменом и водохранилища многолетнего регулирования (подкласс A_1), крупные бессточные и сточные озера с малым водообменом (подкласс A_2), крупные сточные и бессточные озера с весьма малым водообменом (подкласс A_3) и озера с исключительно малым водообменом (подкласс A_4).

Таблица 2.3

Классификация континентальных водоемов по величине внешнего водообмена (по Б.Б. Богословскому)

Класс	Подкласс	Водообмен, K_B
Транзитные	T_1	>300
	T_2	100–300
Транзитно-аккумулятивные	TA_1	30–100
	TA_2	10–30
Аккумулятивно-транзитные	AT_1	3–10
	AT_2	1–3
Аккумулятивные	A_1	0,3–1
	A_2	0,1–0,3
	A_3	0,03–0,1
	A_4	<0,03

Между классами транзитных и аккумулятивных водоемов расположены промежуточные классы. Класс транзитно-аккумулятивных водоемов включает сильно проточные озера и водохрани-

лица (подкласс ТА₁), а также проточные озера и водохранилища недельного и месячного регулирования (подкласс ТА₂). Аккумулятивно-транзитные водоемы – это среднепроточные озера и водохранилища сезонного регулирования (подкласс АТ₁), а также слабопроточные озера и водохранилища сезонного и многолетнего регулирования (подкласс АТ₂).

В зависимости от интенсивности водообмена Б.Б. Богословский выделил три класса озер (табл. 2.4)

Таблица 2.4

Классификация озер по величине внешнего водообмена

Класс	Водообмен, K_B
Сильно проточные (транзитные)	>100
Умеренно проточные (транзитно-аккумулятивные)	4–100
Слабо проточные (аккумулятивно-транзитные)	<4

Разработав классификацию озер по показателю условного водообмена, С.В. Григорьев выделил три группы и две подгруппы (табл. 2.5). Разделяя озера Европейской части бывшего СССР по этому же показателю, С.П. Китаев предложил свои классы (см. табл. 2.5).

Таблица 2.5

Классификация озер по показателю условного водообмена

Класс	Подкласс	Водообмен	Автор
Малый	Очень малый	<0,5	С.В. Григорьев
		<0,2	
Средний		0,5–5,0	
Большой	Очень большой	>5,0	
		>50,0	
Малый		<1	О.Ф. Якушко
Средний		1–5	
Большой		5–50	
Очень большой		>50	
Очень малый		<0,25	С.П. Китаев
Малый		0,25–1	
Средний		1–4	
Большой		4–16	
Очень большой		>16	

С.В. Григорьев также подразделил озера на типы по проточности. Под типом проточности понимается главное направление потока в проточном озере, определенное местами входа и выхода главной реки в озеро и из озера. Существует три основных типа проточности: продольный, поперечный и кольцевой. Имеют место также переходные формы от одного типа к другому.

На примере озер Литвы Н. Белюкас предложил классификацию (приведена в работе Б.Б. Богословского [17]), основанную на положении озера в гидрографической сети речного бассейна.

Он разделил озера на водораздельные, проточные, бессточные и замкнутые.

2.3. Классификации характеристик водных экосистем

Гидрофизические классификации. Среди классификаций озер, основанных на гидрофизических показателях, можно выделить термические классификации и классификации по прозрачности воды.

К настоящему времени наиболее важными и детально разработанными являются термические классификации озер. Все известные термические классификации принято делить на три группы [132].

1. Классификации, основанные на принципе широтной и высотной физико-географической зональности [125, 112, 113, 154]. Одной из первых была термическая классификация Ф. Фореля, разработанная еще в 1892 г. [147]. Согласно этой классификации озера делятся на три типа:

- полярные с температурой в течении всего года ниже 4°C ,
- умеренные с температурой летом выше, а зимой ниже 4°C ,
- тропические с температурой выше 4°C , в течении всего года.

Позднее (1931, 1936, 1940 гг.) классификация Ф. Фореля была дополнена Ф. Рутнером, С. Иошимурой и Ж. Морандини субтропическим, субполярным и экваториальным типами озер [153, 156, 150]. В 1956 г. Ф. Монгейм подразделил тропические озера на субтропические, озера влажных зон тропиков и озера периодических сухих внутритропических зон [149]. В 1959 году в типизацию озер

умеренной, тропической и субтропической зон А. Зафар ввел учет вертикальной поясности [157].

2. Классификации, основанные на принципе учета как физико-географической зональности, так и характера водообмена по вертикали [128, 27, 148]. В этой группе наиболее сложная комплексная термическая классификация озер создана Л.М. Галкиным [27]. В ней теоретически учитываются физико-географические зоны, интенсивность и глубина перемешивания, выделяются два четко выраженных периода теплового потока – сутки и год.

3. Классификации озер одной физико-географической зоны, основанные на различных принципах детализации [144, 55, 1, 122]. В классификациях этого типа учитываются следующие характеристики озер:

- температура придонного слоя в летний период;
- средняя температура столба воды в районе максимальной глубины или средняя температура всего озера в период летней стагнации;
- сумма температур поверхности за период с температурой выше 10 °С;
- характеристика термики теплоактивного слоя и ее влияние на прилегающие территории;
- характер нагрева водной массы в весенне-летний период;
- разность температур придонных слоев воды в летний и зимний периоды;
- соотношение глубины эпилимниона к максимальной глубине или наоборот;
- годовые колебания температуры воды и характер температурной стратификации летом;
- характер летнего перемешивания водной массы в зависимости от площади, глубины и разгона ветра;
- перепад температуры по глубине летом, теплоотдача ложа дна зимой, изменчивость придонной температуры летом и зимой и численные значения критериев Фурье и Био;
- соотношение тепла, идущего на прогрев водоема и на испарение;
- соотношение пелагиали и бентали в период летней стагнации.

В настоящее время наибольшее применение нашла глобальная термическая классификация озер С.П. Китаева [70]. В ней в качестве классификационных признаков приняты термический режим и циркуляция вод.

Среди других гидрофизических классификационных признаков можно выделить такой показатель, как прозрачность воды. С.П. Китаев назвал отношение прозрачности по белому диску к средней глубине озера коэффициентом относительной прозрачности и в зависимости от его величины подразделил озера на пять типов: с очень низкой (менее 0,25), низкой (0,25–0,5), средней (0,5–1), высокой (1–2) и очень высокой (более 2) прозрачностью. Обзор других классификаций по этому же параметру дан в работе [70].

Гидрохимические классификации. Основой для систематизации в существующих гидрохимических классификациях являются: величина минерализации, преобладающая химическая компонента или группа компонент, соотношение между величинами концентраций различных ионов, наличие повышенных количеств каких-либо специфических компонент газового или солевого состава. Также известны классификации вод по условиям формирования химического состава и по гидрохимическому режиму водоемов.

Широко известны гидрохимические классификации на основе характеристик солевого состава озер. Среди них можно выделить следующие: Международная классификация вод *по степени минерализации (солёности)* [142]. Достаточно распространенной является и классификация вод *по величине минерализации*, т.е. по сумме ионов, найденных в воде при проведении гидрохимического анализа [118]. В табл. 2.6 приводится полная информация по данным классификациям.

И.В. Баранов [12] ввел следующую классификацию пресноводных водоемов по сумме ионов: ультрапресные (<100 мг/л), маломинерализованные (100–200 мг/л), среднеминерализованные (200–500 мг/л), с повышенной минерализацией (500–1000 мг/л). Кроме того, предложены классификации на основе деления вод по нескольким главным ионам и по преобладающим катионам и анионам.

**Гидрохимические классификации озер по степени
и величине минерализации вод**

Классификация и степень (величина) минерализации вод, г/кг				Источ- ник
Пресные				[142]
Галино- галинные – β < 0,1	Галино- галинные – α 0,11–0,50	Олиго- галинные – β 0,51–0,75	Олиго- галинные – α 0,76–1,00	
Солоноватые				
Мезогалинные – β 1,01–,00	Мезогалинные – α 5,01–18,00	Полигалинные 18,01–30,00		
Соленые				
Эуригалинные 30,01 – 40,00		Ультрагалинные > 40,0		
Пресные < 1,0				[118]
Солоноватые 1,0 – 25,0				
С морской соленостью 25,0 – 50,0				
Рассолы > 50				

Так, С.А. Щукарев разработал классификационную схему по сочетанию шести главных ионов, присутствующих в воде в количестве больше, чем 12,5 %-экв (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) [118].

Классификация В.А. Александрова для лечебных целей разделяет воды на 5 классов по аниону, превышающему 12,5 %-экв, каждый из которых делится на интервалы по преобладающим катионам [118]. Одновременно учитываются особые компоненты химического состава воды, такие как содержание железа, мышьяка, йода, брома, углекислоты, сероводорода, а также температура.

Нельзя не отметить ставшую хрестоматийной и вошедшую в учебные курсы, методические пособия и наставления гидрохимическую классификацию вод О.А. Алекина [6]. Эта классификация основана на принципе деления вод по количественному соотношению между преобладающими катионами и анионами. Сначала по преобладающему аниону воды делятся на 3 класса: гидрокарбонатный и карбонатный, сульфатный, хлоридный. Каждый класс, в свою

очередь, делится по преобладающему катиону на 3 группы: кальциевую, натриевую и магниевую, а каждая группа делится на 4 типа вод, определенных соотношением между ними. Существуют и другие классификации вод по степени минерализации, разработанные целым рядом отечественных и зарубежных исследователей [118].

Среди классификаций узко специального назначения (для соляных озер и для озер морского происхождения), основанных на существующих в природе сочетаниях солевых компонент (ионов) и закономерных изменениях этих сочетаний в озерных условиях можно отметить классификационную схему Курнакова – Валяшко [111]. Согласно этой схемы возможные комбинации ионов сведены в три типа: карбонатный, сульфатный и хлоридный. Каждому из типов соответствует своя равновесная система, рассматриваемая как генетический ряд.

Содержание рН, БПК₅, СО₂, бихроматная и перманганатная окисляемость, а также содержание углерода лежат в основе других гидрохимических классификаций озерных вод [16, 70].

Гидробиологические классификации. Некоторый перечень гидробиологических классификаций озерных вод приводится, например, в работах [121, 111].

Существуют два направления, в рамках которых разрабатываются эти классификации. Первое направление учитывает характеристику озер по преобладающему распространению в них определенных водных организмов. Ко второму направлению относятся классификации, основанные на показателях продукции органического вещества (трофности).

Трофический тип водоема – это интегральная и многомерная характеристика, определяемая множеством взаимосвязанных процессов физической, химической и биологической природы.

2.4. Классификации экологического состояния вод

Классификации качества вод. Существует ряд классификаций степени загрязнения водоемов, основанных на различных показателях химического состава воды, ее физических свойствах, микрофлоре воды и даже выживаемости рыб. Сравнение величин химических, биологических и физических показателей загрязнения положено в основу классификаций А.А. Былинкиной, С.М. Дор-

мачева и А.И. Ицковой. Х.А. Вельнер и А.К. Каска использовали для своих классификаций химические и гидробиологические показатели, а А.В. Караушев и Б.Г. Скакальский – гидрохимические показатели. Достаточно подробно существующие методы и классификации комплексной оценки загрязненности вод представлены в [79].

Критериями классификации А.М. Владимиров [25] служат типичные признаки, отражающие режимные и морфометрические особенности водных объектов, которые определяют условия формирования количества и качества вод. Используются следующие характеристики: площадь водной поверхности, объем воды в озере, максимальная глубина, колебания уровня воды, температура поверхности воды, продолжительность ледостава, стратификация, вертикальная циркуляция и водообмен. Выделяются 4 класса вод по 2 подкласса в каждом. Различие между подклассами учитывается весовыми индексами и весовыми категориями. Чем меньше номер разряда, тем хуже условия формирования качества и количества воды.

Систематизация качества поверхностных вод на основе определенных нормативных критериев заложена в классификацию качества вод, принятую водохозяйственными органами стран-членов СЭВ [142].

В настоящее время развиваются два направления классификации качества воды: с позиции экологического благополучия и с позиции пригодности воды для использования. В первом случае вводятся классы качества воды: I – очень чистая, II – чистая, III – очень незначительно загрязненная, IV – незначительно загрязненная, V – сильно загрязненная, VI – очень загрязненная. Показатели качества вод объединяются в пять однородных групп: общезащитные показатели и показатели неорганических веществ, общие показатели органических веществ, показатели неорганических промышленных загрязняющих веществ, показатели органических промышленных загрязняющих веществ, биологические показатели. Во втором случае вводятся желательные и допустимые величины показателей качества вод, используемых для различных целей: питьевое водоснабжение, промышленное водоснабжение, сельскохозяйственное использование воды, рекреация, рыбное хозяйство. Предусмотрены три степени качества вод: вода пригодна; вода допустима при соответствующих методах обработки, вода непригодна.

Также разработана и общая экологическая классификация качества вод, построенная на системном принципе. Это означает, что показатели состава и свойств воды, характеризующие ее природные качества, рассматриваются как индикаторы структурно-функционального состояния водных экосистем. Большинство этих показателей характеризует не только качество воды, но одновременно и трофность водных объектов. Поэтому пять классов качества воды этой классификации могут ориентировочно характеризовать и уровни трофии озер.

Классификации трофического статуса. В соответствии с классической классификацией А. Тинемана и Э. Наумана озера принято делить на олиготрофные, мезотрофные, эвтрофные и дистрофные. При этом учитываются связи биологических показателей с абиотическими факторами среды.

К дистрофным озерам относятся неглубокие, бедные биогенными элементами водоемы с кислой средой и значительным содержанием гуминовых соединений. Эвтрофный тип, как правило, представлен неглубокими озерами с богатым минеральным питанием, с оптимальными условиями развития планктонных организмов. Олиготрофные озера – водоемы с холодной прозрачной водой и низкой продуктивностью.

Основой трофической классификации Оле является оценка интенсивности круговорота органического вещества [121]. Это продукционно-биологическое направление получило свое развитие в работах Г.Г. Винберга [26], В.В. Бульона [21, 22], С.П. Китаева [70].

Наряду с этим направлением в трудах Н.С. Ивановой, С.И. Кузнецова, В.Н. Абросова разрабатывались балансовые классификации, основанные на соотношении продукции и деструкции органического вещества [121].

В целом для определения трофического типа озера необходимо знать целый набор показателей, характеризующих существующую в озере экосистему. Это прежде всего валовая продукция, интенсивность фотосинтеза, затраты на дыхание, биомасса различных звеньев трофической цепи, прозрачность воды. Достаточно подробный перечень показателей трофического статуса водных экосистем приведен, например, в работе [43].

2.5. Иные классификации

И.В. Баранов предложил регионально-зональную классификацию озер, включающую 21 лимнологический тип [12]. Он использовал следующие классификационные признаки: тип ложа озера и его глубину, характер термической стратификации, тип круговорота биогенных веществ, физико-химические особенности вод озера, интенсивность развития водорослей, осредненные показатели зообентоса и виды промысловых рыб, населяющих озеро.

О.Ф. Якушко создала классификацию озер Беларуси [144]. В ней объединены и увязаны показатели морфометрии озерных котловин, показатели внешнего водообмена озер, основные данные о водосборе, характеристика озерных отложений и гидрохимические показатели.

Ландшафтный подход был использован Г.Г. Муравлевым [81] при разработке классификации озер аридной зоны.

А.Г. Поползин в основу своей классификации заложил зональность типов озер [98]. Он предложил характеризовать водоемы следующими основными факторами: гидрологическими процессами и явлениями, сопряженными с климатом; химическим составом воды, связанным с зональным соле- и органическим накоплением.

Комплекс морфологических показателей и признаков предложен П.Ф. Домрачевым при классификации озер [55], а Л.П. Голдина положила в основу своей классификации характер круговорота вещества, содержащегося в воде [31].

Особенности озерного накопления, как единого типологического показателя, предлагает использовать Л.Л. Россолимо [111]. Однако из-за слабой изученности процессов осадконакопления данная типология не нашла широкого применения.

В.В. Богданов предложил классификацию озер, базирующуюся на анализе роли терригенных и лимнологических факторов в формировании лимногенеза [13]. Он различает пять типов озер: литоральный; литорально-профундальный; профундально-литоральный; профундальный; батиаально-профундальный. Эти типы практически совпадают с эпи-, эпимера-, мета-, метаципо- и гипотермическими типами озер, что сближает эту классификацию с классификацией С.П. Китаева.

3. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Климатические особенности

Исследуемый район, ограниченный территорией Кольского полуострова, Карелии, северо-западной и нечерноземной частями Российской Федерации, стран Балтии и Беларуси, расположен в зоне западноатлантического переноса, создающего повышенную увлажненность территории [8, 79, 101–108, 119]. Средняя годовая температура воздуха на территории колеблется от $-1,2$ до $6,7$ °С. Абсолютный минимум температуры воздуха достигает -50 ... -52 °С (Ленинградская, Новгородская, Псковская области). В долинах рек Паша и Оять абсолютный минимум опускается до -55 °С, на остальной территории составляет от -40 до -48 °С, снижаясь на побережье Балтийского моря. Абсолютный максимум температуры воздуха достигает 31 – 36 °С, на водоемах 28 – 31 °С. Район характеризуется небольшим приходом тепла и хорошо развитой здесь циклонической деятельностью.

На распределение осадков большое влияние оказывает подстилающая поверхность и орографические особенности местности, нарушающие плавный характер изменения осадков. Даже небольшие возвышенности обуславливают перераспределение осадков: увеличение их на наветренных склонах и уменьшение на подветренных и в понижениях за возвышенностями. Заметно уменьшается количество осадков вблизи крупных водоемов, таких как Белое море, Финский залив, Ладожское, Онежское, Псковское и Чудское озера, а также озеро Ильмень. Все это обуславливает неравномерное распределение осадков по территории. В среднем в год на большей части исследуемого района выпадает 600 – 800 мм. Максимум годовых сумм осадков наблюдается на наветренных склонах Валдайской возвышенности и на побережье Балтийского моря (800 – 900 мм). Причем в некоторых районах этой возвышенности годовые суммы осадков могут превышать 900 мм. Внутри года осадки распределены неравномерно. Характер их распределения по территории в теплый и холодный периоды имеет много общего

с годовым. Однако в теплый период года влияние возвышенностей на перераспределение осадков более заметно, чем в холодный. Осадки холодного периода составляют 40–45 % годовых. Минимум количества осадков на большей части территории приходится на июль – август. Изменчивость месячных сумм осадков из года в год для теплого периода особенно велика. Достаточно большие различия температур воздуха на юго-западе и севере рассматриваемой территории (почти 9 °С) и относительно мало изменяющееся количество осадков (200 мм) предопределяют заметное различие в соотношении тепла и влаги. В результате на рассматриваемой территории расположено несколько географических зон – от умеренной до арктической, т.е. зон достаточного и избыточного увлажнения с коэффициентами стока превышающими 0,5 и индексом сухости менее 1,0. Испарение с поверхности суши изменяется от 100 до 500 мм и имеет широтное распределение. Поскольку анализируемая территория обширна и особенности климата в ее пределах существенно изменяются, рассмотрим распределение тепла и влаги по отдельным районам.

Особенности климата *Кольского полуострова* заключаются в смягчающем влиянии окружающих его морей и особенно запасов тепла, приносимых теплыми Норвежским и Нордкапским течениями (система Гольфстрим). На побережье Кольского полуострова зима продолжается 6 месяцев (ноябрь–апрель), а в центральной части – до 7 (октябрь–апрель). Средняя месячная температура в этот период изменяется от –2 до –14 °С. Самые холодные месяцы – январь и февраль, абсолютный минимум температуры составляет от –28 до –36 °С. Среднемесячная температура наиболее теплого месяца – июля – не превышает 13–14 °С. При этом довольно часто наблюдаются возвраты холодов и заморозки. В третьей декаде сентября происходит устойчивый переход среднесуточной температуры через 5 °С. Осень обычно бывает затяжная, дождливая и с ветреной погодой. Кольский полуостров относится к зоне избыточного увлажнения, годовое количество осадков для значительной части территории превышает 500–600 мм. В течение года осадки выпадают неравномерно. Большая их часть, примерно 60 % годовой суммы, падает на теплый период. За год выпадает примерно одинаковое количество твердых и жидких осадков, от 38 до 49 %. Испаряемость

изменяется от 300 до 350 мм, а индекс сухости не превышает 0,5–0,6.

Карелия и Северо-Запад РФ. Средняя годовая температура воздуха колеблется от 2 °С в северо-восточной части до 4,5 °С в южной. Самые холодные месяцы – январь и февраль. Средняя месячная температура воздуха в эти месяцы составляет от –10 до –12 °С. Самым теплым месяцем является июль (14–15 °С). Период с положительной температурой составляет 175–200 дней. Весна начинается в начале апреля, характеризуется частыми возвратами холодов, а иногда и кратковременным установлением снежного покрова. Зима не отличается значительной суровостью, но длится 125–135 дней (с ноября по март). В среднем на большей части рассматриваемой территории выпадает 600–750 мм осадков в год. Внутри года осадки распределены неравномерно. В теплый период выпадает от 300 до 400 мм осадков на севере территории и от 500 до 550 мм на юго-западе. Осадки холодного периода составляют 40–45 % годовых. При этом минимальное количество осадков зафиксировано на равнинной территории, прилегающей к Белому морю (550 мм), а максимальное (больше 800 мм) – на северо-западных склонах Тихвинской, Андомской, Валдайской возвышенностей. Испаряемость изменяется с севера на юг от 400 до 500 мм, а индекс сухости не превышает 0,7.

На территории *стран Балтии* (Эстония, Латвия, Литва), расположенных вблизи Балтийского моря, климат становится более мягким. Температура воздуха повышается до 5–7 °С. При этом наблюдается ее увеличение с севера на юг. Самым холодным месяцем является февраль с минимальной температурой от –4 до –6 °С. При продвижении от побережья в глубь территории минимальная температура наблюдается в январе и может быть ниже –7 °С. Наиболее теплый месяц июль, средняя температура которого превышает 16–17 °С. Переходные периоды – весна и осень, носят затяжной характер. Так, весной возможны возвраты холодов, а осенью холодные периоды могут сменяться потеплениями. Неустойчивый характер погоды наблюдается и зимой. Вся рассматриваемая территория находится в зоне возможных зимних оттепелей, а на побережье часто нет устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С. Лето влажное и наиболее устойчивая и теплая его часть продолжается 55–70 дней. Территория стран Балтии отличается

значительным увлажнением. Годовое количество осадков изменяется от 700 мм на севере до 950 мм на юге. При этом, как правило, на побережье осадков выпадает несколько больше, чем во внутренних областях. В течение года осадки распределяются неравномерно, большая их часть (65–70 %) приходится на теплый период года, (с апреля по октябрь). Относительная влажность воздуха остается высокой во все сезоны года, ее максимум наблюдается в декабре (до 90 %), а минимум – в мае (60–80 %). Относительно высокая температура воздуха создает условия для формирования больших значений испаряемости – до 550 мм, а индекс сухости, равный 0,65–0,75, близок к средней величине для всей рассматриваемой территории.

Беларусь. Южнее Швянтойской возвышенности, расположенной в Литве, в озерном районе Беларуси, климатические условия несколько иные. Так, средняя годовая температура воздуха немного выше и составляет 4,5–6,5 °С. Наиболее холодный месяц – январь, его среднемесячная температура составляет от –6 до –7,5 °С. Продолжительность периода с температурой воздуха выше 5 °С составляет около 190 дней. Самым теплым месяцем также является июль. Однако его средняя температура несколько выше и равна 17,5 °С. В районе в течение зимнего периода также часты оттепели. Поэтому погода, особенно зимой, неустойчива. Годовая сумма осадков составляет 650–750 мм, а местами достигает 800 мм. Осадки в течение года распределены неравномерно. Около 65 % годовой суммы приходится на теплую часть года. Максимум осадков отмечается в июле, минимум – в марте. Жидкие осадки составляют 65–70 %, твердые – 10–15 %. Общий фон соотношения тепла и влаги также позволяет отнести этот район к зоне достаточного увлажнения с индексом сухости, равным 0,8.

Северная и северо-западная часть Русской равнины, на юге примыкающая к главному моренному поясу, а на западе граничащая с Беларусью, включает северо-западную часть Верхне-Волжского района и восточную часть Северного края. Благодаря более континентальному положению Верхне-Волжского района средняя годовая температура воздуха составляет здесь 1,4–3,2 °С. Наиболее холодный месяц – январь, его средняя температура за сутки составляет от –10 до –13 °С. Начало весны отмечается в первых

числах апреля. В июле температура достигает максимума и поднимается до 17 °С. Продолжительность теплой части лета 50–60 сут. Осенний переход через 0 °С происходит в конце октября. Устойчивые морозы наступают в середине ноября. Однако и в этом районе возможны зимние оттепели. Средняя многолетняя годовая сумма осадков составляет 650–750 мм, в течение года осадки распределены неравномерно: 60–70 % годовой суммы осадков приходится на теплую часть года (с апреля по октябрь). Наибольшее количество осадков выпадает в июле, наименьшее – в феврале – апреле. Жидкие осадки составляют 65–75 %, твердые – 15–25 %. Индекс сухости также низок и составляет 0,75.

Климат восточной части Северного края еще более континентальный. Средняя годовая температура воздуха составляет около 1 °С. Самый холодный месяц – январь, со средней температурой от –14 до –16 °С. Абсолютный максимум температуры воздуха наблюдается в июле или августе и достигает 25–30 °С. Начало весны, характеризующееся переходом температуры воздуха через 0 °С, приходится на середину апреля. При прорывах масс холодного воздуха с севера возможны возвраты холодной погоды. Лето наступает в середине мая – начале июня и длится до второй декады августа. Зимний сезон начинается в конце октября. Зимой здесь также возможны оттепели. Рассматриваемый район находится в зоне избыточного увлажнения. Годовое количество осадков составляет 600–750 мм, испаряемость 500 мм. В течение года осадки выпадают неравномерно. Основная их часть (65–70 %) приходится на теплый период года. Осадки имеют годовой минимум в феврале, максимум – в июле–августе. Жидких осадков выпадает за год 50–60 %, твердых – 25–30 %.

3.2. Подстилающая поверхность

Исследуемый район расположен на севере Европы в зоне четвертичного оледенения и включает Кольский полуостров, Карелию, относящиеся к восточной и северо-восточной областям Балтийского кристаллического щита, и северо-западную часть Русской равнины, расположенную в пределах Русской платформы. В этой части находятся Ленинградская, Вологодская, Псковская, Новгородская и частично Ярославская, Костромская и Тверская

области России, страны Балтии и Беларусь. Граница между щитом и платформой хорошо выражена и представлена полосой депрессий, протянувшихся между Финским заливом и Белым морем. Балтийский щит сложен кристаллическими породами архейского и протерозойского возраста, на которых непосредственно залегают четвертичные отложения небольшой мощности. Русская же платформа покрыта мощным чехлом осадочных пород палеозоя и мезозоя. В общем, подстилающая поверхность рассматриваемого района, ее геолого-геоморфологическое строение сложно и разнообразно и связано, в первую очередь, с отступлением валдайского ледника [69, 99, 133]. Почвенный покров и растительность сформировались в соответствии с особенностями климата послеледниковья.

В процессе деградации последнего валдайского ледника сформировался специфический мелкохолмистый рельеф с огромным количеством разнообразных депрессий, превратившихся в озера. Одновременно четко прослеживаются боковые и конечные морены. Являясь наименьшим из числа всех четвертичных оледенений как по занимаемой площади так и по мощности льда, контур площади, занятой ледником, в значительной степени определялся характером доледникового рельефа. Поэтому на рассматриваемой территории сохранились древние впадины (котловины Ладожского, Онежского и ряда других крупных озер) и возвышенности. Самая южная и юго-восточная часть территории расположены вне зоны последнего оледенения и сохранили следы более древнего московского оледенения.

В расположении комплексов ледникового и водно-ледникового рельефа намечаются определенные географические закономерности, связанные не только с последним ледником, но и с особенностями доледникового рельефа. По данным [99] на территории последнего оледенения выделено четыре геоморфологические зоны: внешняя, основная – главный моренный пояс, внутренняя, расположенная севернее и северо-западнее моренного пояса зона ледниковой экзерации, включающая Кольский полуостров и Карелию. *Внешняя зона* – зона краевых образований максимальной стадии валдайского ледника (Бологовская стадия). Эта зона переходит в зону более древнего Московского оледенения. Поверхность территории характеризуется преобладанием аккумуля-

тивных озерно-ледниковых равнин, отличительной особенностью которых является наличие отдельных гряд и разорванных полос холмистого моренного рельефа. Характерной особенностью является и относительно небольшая плотность впадин, заполненных водой, что связывается с большей древностью рельефа, по сравнению с другими зонами, и благоприятными условиями стока в бассейны Волги, Днепра, Сухоны. Это, в свою очередь, способствовало образованию песчано-галечных равнин флювиогляциального происхождения. Еще больше озерность снижается в зоне Московского оледенения. Наиболее распространенными почвами являются различные виды подзолов, торфяно-подзолистые, торфяно-лиственные, торфяно-глеевые и болотные почвы. Территория на севере и востоке относится к зоне тайги. Юго-западная часть расположена в зоне смешанных лесов. Основные типы растительности представлены еловыми, сосновыми, березовыми лесами. Широкое распространение получила и болотная растительность. Речная сеть хорошо развита, ее густота 0,3–0,5 и несколько повышена на севере территории.

К *главному моренному поясу* приурочен водораздел Балтийского, Черного, Каспийского и Белого морей. В плане эта зона образует широкую дугу, протянувшуюся от южной Балтики до Белого моря, и состоит из ряда возвышенностей: Балтийская гряда, Швянтойская, Латгальская, Валдайская, Вепсовская, Тихвинская, Андомская и др. Средняя высота возвышенностей составляет 150–200 м, а максимальная высота превышает 700 м. Особенностью главного моренного пояса является чрезвычайное обилие озер разных размеров и форм. Такая повышенная озерность объясняется относительно высокими отметками территории, еще не затронутыми эрозионными врезами. При этом многие озера являются замкнутыми, т.е. не имеют поверхностного стока. На территории этой зоны берут начало такие крупные реки, как Даугава, Великая, Ловать, относящиеся к бассейну Балтийского моря, Северная Двина, впадающая в Белое море, Днепр, впадающий в Черное море, и Волга, несущая воды в Каспийское море. В западной части основной зоны в пределах Литвы и Псковской области сосредоточены дерново-подзолистые и подзолистые почвы, залегающие на различных по механическому составу коренных породах. Встречаются также дерново-карбонатные, дерново-подзолисто-глеевые, под-

золисто-болотные почвы, в меньшей степени распространены аллювиальные почвы. Территория расположена в зоне хвойно-лиственных лесов. Помимо ели и сосны, встречаются дуб, береза, ольха. При этом леса сильно вырублены и, например, на территории Литвы занимают всего 24 % площади. Северо-восточная часть главного моренного пояса расположена в зоне тайги, где преобладают еловые и сосновые леса с примесью березы. Почвы представлены средне- и слабоподзолистыми, болотными и торфяно-подзолистыми супесчаными комплексами.

Северная граница *внутренней зоны* совпадает с границей между Русской платформой и Балтийским кристаллическим щитом. Главной особенностью зоны являются огромные пространства, занятые аккумулятивными и абразионными озерно-ледниковыми равнинами (Псковская, Приильменская и др.). Абсолютные отметки поверхности 30–50 м. Однако здесь же встречаются хорошо выраженные моренные гряды, высота которых может превышать 100 м (Бежаницкая, Лужская). Развитие плоских озерно-ледниковых равнин связано с действием ледниковой эрозии. При отступлении ледника понижения заполнялись водами озерно-ледниковых бассейнов (древние моря), ограниченных на юго-востоке и, частично, на западе возвышенностями, а на севере – осциллирующим краем ледника. Размеры этих бассейнов увеличивались по мере освобождения территории из-под льда. В пределах внутренней зоны от Эстонии до Ладожского озера протянулся Балтийско-Ладожский уступ – глинт, в районе которого находятся несколько небольших возвышенностей, высота которых достигает 80 м (Сойкинская, Семейская, Лемболовская, Токсовская и др.). Реки, пересекающие глинт, отличаются порожистыми участками. Наиболее значительные из них Пирита, Луга, Нарва, впадающие в Финский залив. Левые притоки Невы – Ижора, Мга и другие наоборот имеют плавное, медленное течение. К востоку территории внутренней зоны отметки повышаются. Например, Олонецкая возвышенность, расположенная между Ладожским и Онежским озерами, имеет высоту до 313 м. От Онежского озера на северо-восток по Беломоро-Онежскому перешейку простирается низина, продолжением которой служит депрессия, занятая Белым морем. Западная часть – дно ледниковых бассейнов с относительно небольшим количеством

озер (озерность 2–3 %). Однако здесь расположены мелкие, но крупные остаточные озера: Лубана, Чудское, Выртсъярв, Ильмень. Невысокая озерность объясняется наличием уклона местности к северу, из-за чего многие озера оказались спущенными. Восточная часть зоны имеет более высокую озерность, превышающую 5 %. В западной части распространены подзолистые, подзолисто-глеевые, дернисто-карбонатные, болотные и аллювиальные почвы мощностью до 80–100 м. На них произрастают смешанные широколиственно-хвойные леса. Преобладающими породами являются ель, сосна, береза, осина. Значительная часть территории занята лугами. Местность сильно заболочена. В восточной части преобладают супесчаные и суглинистые почвы, мощность которых не превышает 30–40 см. Растительность представлена в основном хвойными лесами.

Зона ледниковой экзерации занимает территорию Карелии и Кольского полуострова. На рельеф этой территории наложил свой отпечаток не только движущийся ледник, но и тектонические движения, свойственные Балтийскому кристаллическому щиту. Сам процесс экзерации стал причиной формирования борозд и так называемых бараньих лбов – скалистых холмов с отполированной ледником поверхностью, образовавшихся в местах выхода на поверхность коренных пород. Поверхность рассматриваемой зоны представляет собой холмисто-моренный рельеф и имеет уклон на юго-восток в сторону границы между Балтийским щитом и платформой. Гряды, сложенные кристаллическими породами, имеют широкое распространение и ориентированы по направлению движения ледника. Территория Карелии и Кольского полуострова отличается обилием озер, также простирающихся в сторону движения ледника. В районе встречаются краевые образования и конечные морены, подпруживающие некоторые озера.

Для рельефа Кольского полуострова характерным является наличие средневысоких Хибинских гор, достигающих 1000–1200 м над уровнем моря. Повышенные участки характерны и для западной части Карелии – возвышенность Манселья и ее южная оконечность – Западно-Карельская возвышенность – имеют высоту до 600 м. От этих возвышенностей местность постепенно понижается к Белому морю, Онежскому и Ладожскому озерам. Сильная рас-

члененность рельефа и избыточное увлажнение территории определяют существование хорошо развитой речной сети. Реки в этом районе короткие, порожистые и многоводные. Большое развитие получили озерно-речные системы. Наиболее крупные озера на Кольском полуострове – Имандра, Ловозеро, Умбозеро; на возвышенной части Карелии – Нюк, Лексозеро, озера Куйто, а на равнине – Выгозеро, Сегозеро, Топозеро, Пяозеро и уже неоднократно упоминавшиеся Ладожское и Онежское озера. На Кольском полуострове получили развитие почвы четырех типов: тундровые, подзолистые, болотные, в небольшой степени дерновые и производные от них подзолисто-болотные. Мощность наиболее распространенных подзолистых почв достигает 15–20 см. В отличие от Кольского полуострова наиболее распространенными почвами Карелии являются торфяно-подзолисто-глеевые. Широко распространены также болотные почвы.

На Кольском полуострове хорошо прослеживаются две геоботанические зоны: тундровая и таежная, а также небольшие пространства территории занимает лесотундра. Растительность представлена лесами с лесотундровым редколесьем, тундрами и горными арктическими пустынями. Большое распространение получила болотная растительность. Леса состоят из ели, сосны и березы, а общая залесенность всего 23 %. В отличие от Кольского полуострова Карелия располагается преимущественно в зоне тайги, где распространены еловые, сосновые и березовые леса. Луговая растительность занимает незначительную площадь, а болотная распространена на 30 % территории.

3.3. Хозяйственная деятельность

В настоящее время широко распространено, прежде всего в Карелии, использование озер в качестве энергетических водохранилищ. Построенные плотины на вытекающих реках изменяют уровенный режим в зависимости от характера регулирования (сезонное, годовое, многолетнее). Из крупных озер зарегулированы: Онежское, Белое, Топозеро, Пяозеро, Выгозеро, Сегозеро; из средних озер – Палье, Гимольское. Изменение многолетних колебаний уровней на этих и им подобным озерах связано с повышением уровней равновесия. Так, уровень воды Онежского озера с 1958 г.

(введение в строй Верхне-Свирской ГЭС) повысился на 27 см. После строительства плотины в истоке р. Сегежи средний многолетний уровень Сегозера был поднят на 6,3 м, а абсолютная амплитуда уровня возросла в 5 раз. Аналогичные изменения произошли и на других озерах – водохранилищах Карелии [77], Балтии: Чириш [30], Беларуси: Дривяты, Освейское [144]. В перечисленных примерах естественные озера перестали существовать, превратившись в водохранилища, за исключением водохранилищ без ГЭС или менее чем с годовым регулированием.

Наряду с энергетическими озерными водохранилищами на ряде озер созданы низконапорные плотины (1–2 м) кратковременного действия для регулирования стока в целях улучшения лесосплава. Такие плотины есть на средних и крупных озерах Карелии: Куйто, Тулмозеро, Ведлозеро и на Кубенском озере в Вологодской области и др. Многолетний режим таких озер близок к естественному.

В практике хозяйственного использования озер для понижения их уровня или увеличения водообмена производятся дноуглубительные работы, расчистка истоков вытекающих рек. Такие мероприятия чаще производятся на малых и средних озерах. Большое количество приспущенных озер отмечено в Карелии и Балтии. Подобные мероприятия известны и на крупных озерах. Так, на Ладожском озере в истоке р. Невы в 1908 г. была произведена расчистка фарватера (Кошкин фарватер), что повлияло только на самые минимальные уровни. В 1932 и 1927 гг. проводились дноуглубительные работы в истоках вытекающих рек из озер Чудско-Псковского и Выртсъярв соответственно, что отразилось на их уровненом режиме.

Количественные оценки антропогенных нарушений для крупных озер были получены И.А. Шикломановым [134, 135], В.В. Голубцовым и Д.Н. Жиркевичем [32], Р.Д. Курдиным [73, 74], Т.П. Гронской [40], М.И. Кривошей [72], Г.Н. Устиновым [123], К.Д. Литинской [77]. Гораздо слабее исследовано, а главное не даны количественные оценки, влияние хозяйственной деятельности на уровненый режим малых и средних озер. Наиболее полно эти вопросы рассмотрены Л.И. Глазачевой [30] и Ю. Тамошайтисом [120] для озер Балтии, А.Г. Булавко [20] для озер Беларуси, К.Д. Литинской для озер Карелии [77].

4. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОЗЕРАХ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

4.1. Условия происхождения озер

Озерность рассматриваемой территории теснейшим образом связана с историей рельефа [20, 31, 35, 76, 91–93]. Наличие большого количества озер свидетельствует о том, что в недавнем геологическом прошлом рельеф претерпел большие изменения. Эти изменения были вызваны покровным оледенением, оказавшим значительное влияние на расположение озер, на их очертания, глубины и другие особенности. Большую роль в эволюции котловин сыграл также и климат послеледникового периода. Благодаря притоку в озера большого количества воды в течение длительного периода произошла переработка котловин, и в них поступило большое количество наносов. Степень переработки берегов и заиления котловин помимо геологических условий зависит от продолжительности эволюционного периода. Дело в том, что освобождение различных озер от ледникового покрова происходило в разное время, а разница достигла нескольких тысячелетий.

На рассматриваемой территории отмечено четыре важнейших ледниковых периода (эпохи), когда поверхность Земли была покрыта льдом мощностью более 2 км. Самое древнее оледенение – *Окское*. За ним следовала так называемая *лихвинская* межледниковая эпоха. Второе оледенение, охватившее наибольшую площадь, получило название *Днепровского*: южный край ледника по долинам Днепра и Волги достиг 50° с.ш. За этой ледниковой эпохой последовал *одинцовский* межледниковый период. Затем наступило третье оледенение – *Московское*, южный край которого на западе рассматриваемой территории достиг 52° с.ш., в то время как на востоке он не опускался южнее 60° с.ш. (бассейн р. Сухона). После продолжительного *микулинского* межледникового периода последовало *Валдайское* оледенение, имевшее своим центром Скандинавский полуостров. Это оледенение было наименьшим, время деградации ледника относится к 6500–8000 лет до настоящего времени. Даже в фазу своего наибольшего развития (бологовскую)

южный край ледника не опускался южнее линии Орша–Смоленск–Ржев–Вышний Волочок–северо-западное побережье Рыбинского водохранилища. При этом ледник надвигался несколькими потоками, которые подразделялись на ряд лопастей и языков. Эти образования приурочены к крупным впадинам доледникового рельефа. Между лопастями происходило накопление мощных осадков. Южный край ледника образовал конечную морену, или главный моренный пояс, связанный с максимальной ледниковой аккумуляцией. К ней относятся Латгальская, Валдайская, Андомская и Тихвинская возвышенности. Отступление ледника началось 17–18 тыс. лет назад и происходило стадийно. При этом освободившаяся ото льда территория испытывала изостатическое поднятие. У краевых частей ледника образовались ледниковые моря и озера, которые по мере отступления ледника меняли свои размеры и очертания. Большую роль в становлении и распределении современных озер в послевалдайское время (голоцен) сыграли также климат, рельеф, сформированный ледником, образовавшаяся речная сеть.

Происхождение озерных котловин *зоны ледниковой экзерации*, включающей Кольский полуостров и Карелию, тесно связано с основными рельефообразующими факторами рассматриваемой территории, а именно – с тектоническими процессами, сформировавшими депрессии, в которых образовались многие озера, и с эрозионно-аккумулятивной деятельностью ледниковых потоков эпохи материкового оледенения. В связи с этим выделяются два основных типа озер по происхождению их котловин: тектонические и моренные. Озера Карелии преимущественно тектонического происхождения. Котловины их развиты в трещинах и сбросах и обычно вытянуты с северо-запада на юго-восток. Большую роль в образовании и последующем трансформировании озерных котловин сыграло червертичное оледенение. Тектонические котловины озер носят ярко выраженные следы эрозионной деятельности ледника. Это особенно хорошо видно на примере Онежского и Ладожского озер, северные берега которых изрезаны длинными и узкими заливами, ориентированными в направлении движения ледника – с северо-запада на юго-восток. Наряду с озерами тектонического происхождения на территории Карелии распространены озера моренного типа. Котловины этих озер приурочены главным образом

к понижениям между моренными грядами и холмами или образованы в результате подпруживания речных долин ледниковыми отложениями. Кроме того, на рассматриваемой территории встречаются котловины лагунно-лиманного типа, а также болотные и карстовые.

Во *внутренней* зоне рассматриваемой территории наблюдается прямая связь озер с деятельностью валдайского ледника и его талых вод в эпоху активного отступления и во время деградации. Важно отметить, что озера так или иначе связанные с деятельностью ледника, занимают два высотных морфометрических уровня: уровень гляциодепрессий (приледниковых низин) и уровень моренных возвышенностей или равнин. Озера, приуроченные к более низкому уровню, в современную эпоху оказались почти полностью спущенными или заторфованными, а озера ледниковых возвышенностей отличаются абсолютной и относительной молодостью. Встречаются и ледниково-тектонические, болотные и пойменные озера. Кроме того, на территории Латвии в пределах рассматриваемой зоны встречаются также реликтовые и запрудные озера, а на территории Литвы – речные, карстовые и лагунные. Моренные водоемы очень разнообразны по своей морфологии. Они различаются размерами и глубинами, формой и конфигурацией. Лагунные озера очень мелководны (до 3–4 м). Берега пологие, большей частью заросшие водной растительностью.

Для озер *главного моренного пояса* характерно многообразие типов и форм озерных котловин [133]. Среди наиболее распространенных типов выделяются гляциокарстовые (часто эти озера называют термокарстовыми), эрозионные, ложбинные, рытвинные и др. Гляциокарстовые озера, к которым принадлежат почти все озера Судомской возвышенности, образовались на месте глыб мертвого льда. Склоны таких котловин четко выражены в рельефе, характеризуются довольно большими уклонами и значительной высотой над урезом воды (до 10–15 м). Береговая линия сильно изрезана, изобилует заливами, полуостровами, островами. На возвышенности часто встречаются котловины, в прошлом занятые озерами, которые впоследствии были спущены речной сетью. Такие древние озерные котловины прослеживаются в виде расширений в долинах современных рек. Котловины озер ложбинного, рытвинного и ложбинно-рытвинного типов возникли в результате эрозионной деятельности ледника

или подледных вод. Также встречаются небольшие озера котловинного типа, имеющие округлую форму и заболоченные берега. Многие озера приурочены к котловинам между моренными и камовыми холмами. Котловины озер, расположенных в вершинных частях ледниково-аккумулятивных возвышенностей, имеют различное происхождение (эвразийские, подпрудные, ложбинные и др.). Формы озерных котловин этого района разнообразны: лопастные, овальные, удлинённые, что связано с различными условиями их образования.

По происхождению котловины озер *внешней зоны*, включающей южную часть Беларуси, северо-западную часть Верхне-Волжского района и часть Северного края, делятся на ледниковые, карстовые и речные. Котловины ледниковых озер обычно имеют вытянутую форму и ориентированы в направлении движения ледниковых потоков. Наиболее крупные из них занимают тектонические впадины, сильно преобразованные процессами эрозии и аккумуляции. Карстовые озера имеют округлую форму и значительные (до 25–30 м) глубины. Речные озера располагаются в пределах пойменных террас речных долин, имеют вытянутую или несколько искривлённую форму и небольшие размеры. В долинах рек также распространены озера-старицы, в карстовых районах – мелкие озера провального происхождения.

4.2. Распространение озер

При характеристике распространения озер по территории чаще всего оперируют такими понятиями, как озерность (густота речной сети) и плотность озер. Под озерностью обычно понимается выраженное в процентах отношение суммарной площади озер к площади определенной территории. Это могут быть отдельные листы топографических карт, площади генетически однородных типов рельефа, водосборные бассейны рек или озер, административные единицы и т.д. От выбора типа территории для определения озерности во многом и зависит конечный результат. Величина озерности одной и той же территории определяется выбором площадей, для которых она оценивается, а выбор площадей диктуется задачей, поставленной перед исследователем.

На картограмме А.П. Доманицкого [54] озерность территории отображена отношением суммарной площади зеркала всех водоемов в каждом районе к его площади, выраженным в процентах.

Современные озера распределены на рассматриваемой территории крайне неравномерно. В районах, где преобладало вспахивание кристаллических пород движущимся ледником, озера распространены очень широко. В пределах низменностей, которые ранее были заняты приледниковыми морями, озер значительно меньше, и они менее глубоки. Наибольшее количество озер сосредоточено на моренных возвышенностях. Например, в пределах упомянутого выше моренного пояса на Валдайской возвышенности в отдельных местах озерность превышает 30 %, на Андомской возвышенности – 20 % и т.п., в среднем около 10 %. Особенно много озер находится в верховьях бассейна р. Мста, в бассейнах правобережных притоков р. Пола (Валдайская возвышенность), в бассейне р. Луга (Стругокрасненская возвышенность), в бассейнах рек Ловать и Великая (Судомская и Новоржевская возвышенности). Несмотря на большое количество озер, расположенных в верховьях бассейнов рек Мста, Ловать, Великая, Луга, озерность этих рек небольшая и составляет 1,8–2,8 %. Однако их притоки, расположенные в озерной конечноморенной области, имеют повышенный процент озерности (р. Цна – 5,1 %, р. Шлина – 4,4 %, р. Валдайка – 5,75 %, р. Радоль – 7,7 %). Значительно меньше озерность на пространстве между конечными моренами Валдайского и Московского оледенения – 1–2 %, Днепровского – менее 0,5 %. Не велика озерность равнин, ранее покрытых водой приледниковых морей, занимавших пространства к югу от Ладоги и Финского залива. В этом районе озерность составляет 0,5–2 %. Озерность значительно увеличивается на территории Карелии и достигает 10,3 % (без Ладожского и Онежского озер). При этом есть различия в озерности западной и восточной части Карелии. Западная часть более возвышенная и ее озерность в пределах бассейна Балтийского моря составляет 7,2 %. Восточная, низменная, представляющая часть бассейна Белого моря, имеет озерность 11,8 %. Наибольшее количество озер находится на территории Карелии и Карельского перешейка: 12,5 тыс. – в бассейне р. Кемь, 10,7 тыс. – в бассейне р. Ковда, 9,1 тыс. – в бассейне р. Выг. Даже сравнительно небольшой бассейн р. Шуя (Онежская) имеет 2,8 тыс. озер. Наибольшее количество крупных озер расположено в бассейне р. Ковда. Это – Топозеро, Пяозеро, Ковдозеро, Тикшозеро. Каждое из них имеет

площадь поверхности более 200 км². Озерность Кольского полуострова – 6,5 %. Здесь наибольшее распространение озер наблюдается в центральной и северной частях. Коэффициент озерности водосборов некоторых рек (Ура, Оленка, Вында, Восточная Лица, Варзина, Дроздовка, Умба, Колвица, Нива и др.) достигает 10–20 %. Отметим попутно, что общая озерность районов территории бывшего Советского Союза изменяется от практически нулевых значений до 12,6 %, в среднем составляя 2,2 % (без Каспийского и Аральского морей).

4.3. Состояние изученности озер

На территории рассматриваемых районов насчитывается около 210 000 озер. Для многих из них известны основные морфометрические характеристики. По данным [101–108], режимные гидрологические наблюдения велись на 117 озерах. Из них ряды наблюдений 30 лет и более имелись по 58 водоемам. На большей части этих озер производились стандартные гидрофизические и гидрохимические наблюдения. Данные по биологии озер весьма малочисленны и отрывочны. Ряды наблюдений за биологическим режимом имеются лишь для крупных водоемов (Ладожское, Онежское, Валдайское озера) и для озер, имеющих важное хозяйственное значение.

Кольский полуостров – озерный край. Здесь насчитывается 107 146 озер, общая площадь зеркала которых составляет 8 195 км² или 6,3 % всей территории. Площадь водной поверхности менее 1 км² имеют 99 % озер. Подавляющее большинство озер сточные или проточные.

Карелия и Северо-Запад также входят в зону так называемого озерного края. В его пределах расположены такие крупные озера, как Ладожское, Онежское, Чудско-Псковское и Ильмень. Здесь насчитывается 82 503 озера общей площадью водного зеркала 50 062 км². Наибольшее количество озер находится на территории Карелии и Карельского перешейка. Второй многочисленный пояс озер расположен в юго-западной и юго-восточной частях территории, в районах моренных возвышенностей (Валдайской, Струго-Красненской, Судомской и Новоржевской).

В пределах Эстонии насчитывается 1525 озер с площадью зеркала 0,001 км² и более. При этом 90 % всей площади озер, со-

ставляющей 2112 км², приходится на четыре крупных водоема: Чудско-Псковское, Выртсъярв, Суурлахт и Сааремаа. Озера распространены крайне неравномерно. Богаче озерами южная и юго-восточная части территории. Большинство озер мелководные. Водоемы, связанные с древнейшими ледниковыми долинами, образуют озерные цепи. В подавляющем большинстве – это проточные и сточные озера, хотя иногда связь их с другими водоемами и водотоками осуществляется периодически – лишь во время половодий. Озер, не имеющих поверхностного стока, сравнительно мало, распространены они главным образом на мореных возвышенностях.

Общее количество озер на территории Латвии составляет 3807, их общая площадь зеркала 934 км² 80 % всех озер приходится на водоемы с площадью зеркала менее 0,1 км². Более или менее крупных озер (площадь поверхность превышает 1 км²) насчитывается 132. Самое крупное – озеро Разна.

Литва – страна малых озер. На ее территории насчитывается 8340 озер, общая площадь зеркала составляет 0,9 % территории. Распределение озер по территории тесно связано с ее морфологическим строением. Ложа многих ледниковых озер имеют сложные очертания, мелкие карстовые озера образуются путем проседания слоев, лежащих над гипсами, после размыва гипса грунтовыми водами и имеют довольно правильную форму.

В пределах Беларуси выделяют два озерных района: Белорусское Поозерье, которое входит в состав Белорусско-Валдайской природной провинции, и Белорусское Полесье – древний многоступенчатый грабен между Белорусской антиклизой и Украинским щитом. В центральной части района озер мало, они небольшие по площади и мелководные. Практически все озера проточные.

Наибольшее количество водоемов (97 %) северо-западной части Верхне-Волжского района составляют малые озера с площадью водной поверхности менее 0,3 км². Практически все озера, за исключением самых малых и карстовых, проточны.

Большинство озер рассматриваемой территории Северного края также относится к категории малых. Самые крупные озера – Лача, Воже и Кубенское – расположены невдалеке друг от друга в верховьях рек Онеги и Сухоны. За исключением очень малых, практически все озера имеют поверхностный сток.

5. ПРИЗНАКИ МНОГОКРИТЕРИАЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ОЗЕР

5.1. Внешний водообмен озер

Изучению внешнего водообмена озер уделялось и уделяется большое внимание [13, 16, 36, 46, 50, 51, 53, 56, 68, 81, 82, 117, 126, 138–141]. Это и понятно, поскольку внешний водообмен озер является одной из важнейших гидрологических и гидроэкологических характеристик. Интенсивность внешнего водообмена озера во многом определяет структуру рядов уровней, трансформируя кривую распределения речного притока и влияя на режим стока вытекающей реки [45, 46]. От скорости обмена водной массы водоема во многом зависит его гидрологический, гидрохимический и гидробиологический режимы. Величина водообмена определяет формирование водных масс определенных свойств. Так, интенсивный водообмен способствует более резким колебаниям температуры воды, ее цветности, прозрачности, минерализации, а также ионного и газового состава. В водоемах с интенсивным водообменом наблюдается большее разнообразие видов фито- и зоопланктона и меньшая их биомасса, чем в водоемах с замедленным водообменом [56]. От величины водообмена в значительной степени зависит интенсивность развития сине-зеленых водорослей, продукция органических веществ. Интенсивность водообмена определяет степень трансформации поступающих в водоем вод, а также степень аккумуляции или транзита взвешенных наносов и загрязняющих веществ [68]. При интенсивном водообмене большая часть поступающих наносов проходит транзитом через водоем, при замедленном - аккумулируется в нем. Величина внешнего водообмена определяет тип озерного лимногенеза, т.е. взаимообусловленную связь и развитие всех природных комплексов озера и окружающей его природной среды, которые определяют характер круговорота вещества и энергии в водоемах различных географических зон [13].

Эксперименты с имитационными математическими моделями экосистемы проточного водоема показали, что недоучет особенно-

стей и величины водообмена может привести к искажению представлений о продукционных возможностях экосистемы, а отсюда и к искажению представлений о ее трофическом статусе [43]. Для водной экосистемы транзитного типа (реки, сильно проточные озера, эстуарии и т.п.) не применим классический подход к оценке трофического статуса. В такой водной экосистеме происходит деформация трофической структуры из-за высокой нагрузки аллохтонным органическим веществом. Первичная продукция перестает быть критерием уровня трофности как мерила интенсивности биотического круговорота вещества. Проточность водоема рекомендуется рассматривать в качестве одного из критериев оценки трофности. Исследователю, оценивающему трофический статус водоема, рекомендуется разрабатывать набор квалиметрических шкал для водоемов разной степени проточности.

Качественные представления об особенностях формирования внешнего водообмена водоемов сформулированы в основном на примере функционирования водохранилищ [68, 126, 138–141]. В соответствии с гипотезой фронтального и равномерного по поперечному сечению вытеснения в водоеме старой воды вновь поступившей в него новой водой, новая вода, как поршень, выдавливает из водоема старую воду [140]. Другой гипотезой служит модель водоема-смесителя, в котором допускается возможность полного мгновенного смешения поступившей в водоем новой воды со старой. На основе этой гипотезы В.Н. Штефан и К.К. Эдельштейн получили показатели водообновления [138]. Однако очевидно, что и та и другая модели чрезвычайно грубо схематизируют реальные процессы, происходящие в водоеме. Для выявления реальной картины водообменности в озерах необходимо учитывать тип их приточности и проточности [36]. Под типом проточности понимается направление главного потока – реки в проточном озере, определяемое местами входа и выхода главной реки озера.

Внешний водообмен определяется количеством воды, поступившей в водоем, и размером озерной котловины. Количество поступившей воды (поверхностный и подземный приток, осадки на водное зеркало) зависит прежде всего от увлажненности территории, от зонального фактора, а также от величины площади водосбора озера и размеров его котловины, т.е. от факторов азональных.

Для характеристики интенсивности внешнего водообмена озер применяется несколько показателей, каждый из которых позволяет оценить те или иные процессы, происходящие в озерной системе, и решать различные лимнологические задачи. Все эти показатели основаны на решении уравнения водного баланса, рассчитанного за время t или при его равновесном состоянии. Наиболее часто применяется коэффициент водообмена по притоку ($K_{B.пр}$) или стоку ($K_{B.ст}$):

$$K_{B.пр} = W_{пр} / W_0; K_{B.ст} = W_{ст} / W_0, \quad (5.1)$$

где $W_{пр}$ и $W_{ст}$ – соответственно суммарный приток воды по рекам и подземный приток и сток по вытекающей реке; W_0 – объем воды в озере за тот же период.

Однако во многих случаях приток и сток в водном балансе играют подчиненную роль, а в зоне недостаточного увлажнения все потери воды происходят через испарение. Коэффициент водообмена правильнее определять путем отнесения к объему воды в озере всей приходной или расходной части водного баланса:

$$K_B = (W_{ст} + W_{исп}) / W_0 \text{ или } K_B = (W_{пр} + W_{ос}) / W_0,$$

где $W_{исп}$ и $W_{ос}$ – соответственно испарение с поверхности озера и атмосферные осадки на нее.

При равновесном балансе приходные и расходные его части должны быть равными.

Средний коэффициент водообмена $\alpha_{пр}$ равен:

$$\alpha_{пр} = (W_{пр} + W_{ст}) / W_0. \quad (5.3)$$

Величина, обратная коэффициенту водообмена, называется периодом водообмена и характеризует период времени, в течение которого происходит полная смена воды в водоеме. Условное число лет α_T необходимое для смены воды озера водой с водосборной площади, вычисляется по формуле:

$$\alpha_T = V / [F_{ос} \times (P - E) + F_{воб} \times (P - E_T)], \quad (5.4)$$

где P – годовые осадки; E – испарение с озера; E_T – испарение с водосборной площади.

Коэффициенты $K_{В.пр.}$ и $K_{В.ст.}$ являются условными, так как рассчитываются при допущении, что вода в озере полностью заменяется новой, т. е. вытесняется из него, не смешиваясь. В естественных озерах это встречается крайне редко. Тем не менее, несмотря на такую схематичность, коэффициенты водообмена являются наиболее показательными при сравнительном изучении озер, расположенных в различных физико-географических зонах.

Коэффициент водообмена, рассчитанный по притоку, в большей мере определяет преобладание в озере или терригенных, или лимнических процессов. При этом малые значения $K_{В.пр.}$ указывают на приоритет лимнических явлений. При возрастании $K_{В.пр.}$ увеличивается роль терригенных процессов [56]. Коэффициент водообмена, определенный по стоку, характеризует транзитно-аккумуляционные возможности озер и также определяет тип лимногенеза [13, 17].

Для исследования уровневого режима озер целесообразно воспользоваться коэффициентом водообмена по притоку, который хорошо согласуется с первыми коэффициентами автокорреляции или корреляционными радиусами средних годовых рядов уровней (показатель инерции в наполнении озер) [44–46]. При этом с уменьшением интенсивности водообмена возрастает длина серий высокого и низкого стояния уровней воды.

Исследования $K_{В.пр.}$ и $K_{В.ст.}$ для зоны избыточного и достаточного увлажнения показали, что для большинства озер, и особенно при высоких значениях величин удельных водосборов (K), можно принять $K_{В.пр.} \approx K_{В.ст.}$ и лишь в случаях, когда роль притока по рекам мала, значения $K_{В.ст.}$ могут превышать $K_{В.пр.}$.

Большой разброс вычисленных значений $K_{В.пр.}$ и $K_{В.ст.}$ (от нескольких сотен до тысячных долей) и необходимость этих коэффициентов для изучения озер привели к необходимости классифицировать озера по этим показателям. С.В. Григорьев делит озера на группы с малым ($K_{В.пр.} < 0,5$), средним ($0,5-5,0$) и сильным водообменом ($K_{В.пр.} > 0,5$). Несколько иные значения $K_{В.пр.}$ приведены в [34], где все водоемы, в том числе озера, по $K_{В.пр.}$ поделены на категории: замедленная ($K_{В.пр.}$ до 0,1), умеренная ($K_{В.пр.}$ от 0,1 до 5,0), интенсивная ($K_{В.пр.}$ свыше 5,0). Классификация озер по коэффициенту водообмена, определенному по стоку, выполнена

Б.Б. Богословским, который все водоемы (в том числе и озера) разделил на 4 группы: транзитные ($K_{B.ст} = 100-300$), транзитно-аккумулятивные ($K_{B.ст} = 10-100$), аккумулятивно-транзитные ($K_{B.ст} = 1-10$), аккумулятивные ($K_{B.ст} < 1,0$).

Перечисленные исследования не дают ответа на целый ряд важных вопросов, одним из которых является вопрос о доле участия в формировании водообмена климатических факторов и факторов подстилающей поверхности. Условные коэффициенты, традиционно используемые в гидрологических исследованиях для характеристики внешнего водообмена озер, в явном виде не учитывают зависимости от физико-географических факторов. В то же время различное строение озерных систем, их местоположение определяют разное участие в формировании водообмена климатических (активных) и морфометрических (адаптивных) факторов. В связи с этим возникает необходимость построения такого комплексного индекса, который учитывал бы не только все многообразие факторов, влияющих на водообмен, но и синтезировал бы единые сводные оценки, учитывающие раздельное влияние активных и адаптивных факторов. Это позволит выявить наиболее чувствительные факторы, влияющие на величину водообмена при антропогенном вмешательстве.

Также остается нерешенным чрезвычайно важный вопрос, когда река (речной плес) может рассматриваться как проточное озеро и каковы границы K_B для озер.

5.2. Методика расчета признаков классификации

Внешний водообмен озер определяется как климатическими факторами, так и строением озерных систем. Для описания особенностей водообмена, связанных только с воздействием климатических факторов, введем *климатический индекс*, обозначенный в дальнейшем как CL (от английского слова *climat*), а для оценки особенностей водообмена, связанных только с проявлением морфометрических особенностей озерных систем, — *морфометрический индекс* MM (от английского слова *morphometrical*). Для характеристики водообмена в целом введем *комплексный индекс*, обозначенный как WEE (от английского *water exterior exchange*). Этот индекс в явном виде учитывает влияние на водообмен морфомет-

рических особенностей подстилающей поверхности через комплексный индекс $MM^{(j)}$ и климатических особенностей через комплексный индекс $CL^{(j)}$, $j = 1, \dots, N$:

$$WEE^{(j)} = W_1 MM^{(j)} + W_2 CL^{(j)},$$

где $W_i \geq 0$, $W_1 + W_2 = 1$, i – весовые коэффициенты; j – количество озерных систем.

При оценивании внешнего водообмена озер исследователь продолжает оставаться в условиях дефицита натуральных данных и неопределенности суждений о приоритетах оценивания. Первичная информация остается неточной, неполной, как правило, существенно зашумленной, а во многих случаях всего лишь качественной. Даже для зоны избыточного и достаточного увлажнения, где можно достаточно строго выделить границы водосборов озер, данные об их площадях остаются несогласованными, и в различных источниках приводятся разные значения. Ситуация становится еще более неопределенной для зоны недостаточного увлажнения, где во многих случаях практически невозможно зафиксировать $F_{\text{вдсб}}$ из-за бессточных областей, не принимающих участие в процессе водообмена. Такое положение заставляет исследователя искать новые нетрадиционные подходы при оценке роли различных факторов в формировании внешнего водообмена озер.

Многими полезными свойствами обладает теория стохастического моделирования дефицита информации и неопределенности суждений о приоритетах оценивания и разработанный на ее основе метод рандомизированных сводных показателей (МРСП) [71, 129, 130]. Основы и некоторые приложения этого метода для оценки экологического состояния водных объектов и качества среды различных территорий даны, например, в [23, 42, 43, 66, 90].

Прообразом МРСП является метод сводного показателя (МСП). Исторически, первым исследователем, применившим этот метод для оценивания военных проектов, был полковник А.Н. Крылов [129]. Для получения сводной оценки он считал необходимым решить следующие вопросы: 0 – какие качества влияют на оценку сравнительного достоинства; 1 – каким числом каждое качество оценивается; 2 – какой способ группировки этих чисел принимается; 3 – какие относительные множители приписы-

ваются тем качествам, которым отдается предпочтение. И теперь ответы на эти вопросы определяют основные этапы построения сводных показателей. Они предполагают: 0 – формирование вектора исходных характеристик, каждая из которых необходима, а все они вместе достаточны для полного оценивания исследуемого объекта; 1 – формирование вектора отдельных показателей, оценивающих различные аспекты исследуемого объекта; 2 – выбор вида синтезирующей функции, сопоставляющей вектору отдельных показателей сводную оценку, характеризующую исследуемый объект в целом; 3 – определение значения вектора параметров, обычно интерпретируемых как весовые коэффициенты.

Все эти вопросы относятся к области *квалиметрии*, которую можно считать первым основанием метода многокритериального оценивания. Саму квалиметрию можно определить как область науки об измерении и управлении качеством продукции и услуг. В настоящее время в квалиметрии разработан широкий спектр математических моделей синтеза обобщенных оценок качества.

Вторым основанием метода сводного показателя является *теория функций полезности*. К настоящему времени накоплено множество математических моделей, позволяющих строить функции, оценивающие полезность в целом различных наборов хозяйственных благ. Сводные оценки при этом могут иметь как числовой («кардинальная полезность»), так и нечисловой («ординальная полезность») характер.

Третьим основанием описываемого метода служит *теория экономических индексов*, оценивающая единым числом многопараметрические объекты и явления. Следует отметить, что именно в рамках этой теории начался систематический сравнительный анализ синтезирующих функций различного вида.

Вышеупомянутые основания метода многокритериального оценивания естественным образом дифференцируют сам процесс оценки на три этапа:

1. задание отдельных показателей,
2. выбор синтезирующей функции,
3. определение весовых коэффициентов.

Для их осуществления разработаны и используются следующие три принципа [129].

1. *Принцип линеаризации*, позволяющий переходить от частично упорядоченного множества векторов отдельных показателей объектов к линейно упорядоченному множеству сводных оценок этих объектов.

2. *Принцип арифметизации*, позволяющий получать числовые оценки для исходной нечисловой информации, лежащей в основе построения показателей и определения весовых коэффициентов.

3. *Принцип рандомизации*, позволяющий моделировать дефицит, обычно существующий на всех этапах синтеза сводных оценок сложных многопараметрических объектов. Эти три принципа составляют теоретическую основу метода многокритериального оценивания.

Рассмотрим основные этапы получения сводной оценки.

Реализация методики построения обобщенных показателей на основе моделирования дефицита информации осуществляется в виде последовательности операций четырех этапов:

На первом этапе отбирается обоснованная система показателей, посредством которых возможно описание состояния сложного природного объекта. Формируется матрица вида:

$$\begin{pmatrix} x_1^{(1)} & \dots & x_i^{(1)} & \dots & x_m^{(1)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_1^{(j)} & \dots & x_i^{(j)} & \dots & x_m^{(j)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_1^{(k)} & \dots & x_i^{(k)} & \dots & x_m^{(k)} \end{pmatrix}, \quad (5.5)$$

где $x_i^{(j)}$ – значение i -го параметра x_i , $i = 1, 2, 3, \dots, m$ для j -го объекта $u^{(j)}$, $j = 1, \dots, k$. Каждый из параметров должен быть необходим, а все вместе достаточны для описания состояния рассматриваемого объекта. При этом могут существовать характеристики, увеличение значений которых ведет к улучшению состояния объекта, а также характеристики, увеличение значений которых приводит к ухудшению состояния объекта.

На втором этапе с помощью функциональных преобразований создают отдельные показатели q_i . К примеру, отдельные показатели могут быть получены с помощью нормирующих функций вида:

$$q_i = q_i(x_i) = \begin{cases} 0, & x_i \leq x_{\min}, \\ \frac{x_i - x_{\min}}{x_{\max} - x_{\min}}, & x_{\min} < x_i \leq x_{\max}, \\ 1 & x_i > x_{\max} \end{cases} \quad (5.6)$$

ИЛИ

$$q_i = q_i(x_i) = \begin{cases} 1, & x_i \leq x_{\min}, \\ \frac{x_{\max} - x_i}{x_{\max} - x_{\min}}, & x_{\min} < x_i \leq x_{\max}, \\ 0 & x_i > x_{\max}. \end{cases} \quad (5.7)$$

Каждый показатель q_i , являясь функцией $q_i = q_i(x_i)$ исходной характеристики x_i , позволяет оценить состояние объекта с точки зрения i -го критерия. Диапазон изменения q_i находится в пределах от 0 до 1. При этом состояние объекта полностью характеризуется вектором показателей $q = (q_1, \dots, q_m)$, представленных матрицей вида:

$$\begin{vmatrix} q_1^{(1)} & \dots & q_i^{(1)} & \dots & q_m^{(1)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ q_1^{(j)} & \dots & q_i^{(j)} & \dots & q_m^{(j)} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ q_1^{(k)} & \dots & q_i^{(k)} & \dots & q_m^{(k)} \end{vmatrix} \quad (5.8)$$

Здесь $q_i^{(j)}$ есть значение i -го отдельного показателя q_i , $i = 1, \dots, m$ для j -го объекта $u^{(j)}$, $j = 1, \dots, k$.

Таким образом, исходные параметры, полученные в различных шкалах измерения, приводятся к единой безразмерной шкале, после чего над их значениями стало возможно производить математические действия с целью получения комплексного показателя состояния объекта.

На третьем этапе выбирается интерпретирующая функция комплексного показателя $Q(q, w)$. Комплексный показатель строится таким образом, что зависит не только от отдельных показателей q_1, \dots, q_m , но и от их значимости, определяемой весовыми ко-

эффициентами w_1, \dots, w_m , $w_i \geq 0$, $w_1 + \dots + w_m = 1$, образующими вектор $w = (w_1, \dots, w_m)$.

В качестве выражения для комплексного показателя можно предложить линейную функцию вида

$$Q^{(j)} = Q [q^{(j)}] = \sum_{i=1}^m w_i q_i^{(j)}, \quad (5.9)$$

где *весовой коэффициент* (“вес”) w_i указывает степень значимости отдельного показателя q_i .

На четвертом этапе строятся оценки весовых коэффициентов w_i . Как правило, уже само составление программы оценочных исследований является первичным “взвешиванием” параметров. Однако такое взвешивание является недостаточным, так как влияние отобранных главных факторов также неравнозначно, что вызывает необходимость придавать при оценке различным параметрам разные приоритеты, веса или коэффициенты значимости. Нередко при этом вес вводится без какого-либо четкого обоснования.

Этот этап в методе построения сводного показателя является самым сложным из-за обычно ограниченной информации о точных числовых значениях «весов». Как правило, исследователь обладает лишь нечисловой информацией, которую можно выразить сравнительными суждениями типа «характеристика x_i важнее, чем характеристика x_j », «характеристики x_r, x_s имеют одинаковую важность» и представить в виде системы равенств и неравенств:

$$OI = \{w_i > w_j, w_r = w_s, i, j, r, s = 1, \dots, m\}. \quad (5.10)$$

В лучшем случае исследователь может знать интервалы возможного изменения весовых коэффициентов, т.е. владеть неточной информацией:

$$II = \{0 \leq a_i \leq w_i \leq b_i \leq 1, i = 1, \dots, m\}.$$

Такая нечисловая (порядковая) и неточная (интервальная) информация является зачастую и неполной: не для всех весовых коэффициентов заданы равенства и неравенства, соответствующие интервальной и порядковой информации.

В соответствии с методологией АСПИД оценки $\bar{w}_1, \dots, \bar{w}_m$ весовых коэффициентов w_1, \dots, w_m строятся по экспертной информации I , имеющейся у исследователя.

Для получения оценок $\bar{w}_1, \dots, \bar{w}_m$ весовых коэффициентов w_1, \dots, w_m необходимо задать шаг дискретизации $h = 1/n$ весовых коэффициентов: $w_i^{(l)} \in \{0, n^{-1}, 2n^{-1}, \dots, (n-1)n^{-1}, 1\}$. Тогда будет существовать $N(m, n) = \binom{n+m-1}{n} = \binom{n+m-1}{m-1} = \frac{(n+m-1)!}{n!(m-1)!}$ воз-

можных наборов $w^{(l)} = (w_1^{(l)}, \dots, w_m^{(l)})$ весовых коэффициентов, образующих класс $W(m, n)$. Так, например, при задании числа показателей $m = 5$, а шага дискретизации $n = 20$ количество возможных наборов $N(m, n) = 10\,626$. Учет дополнительной информации $I = OI + II$ позволяет перейти к классу допустимых векторов $W(m, n; I)$, содержащему число векторов $N(m, n; I) \leq N(m, n)$. Так, например, введение дополнительной информации I в виде системы неравенств $\{w_1 > w_2 > w_3 > w_4 > w_5 \geq 0,05\}$ снижает $N(m, n)$ до $N(m, n; I) = 7$.

Поскольку информация I обычно задает не единственный набор весовых коэффициентов, а целое множество допустимых наборов, возникает *проблема неопределенности выбора весовых коэффициентов*, что затрудняет непосредственное применение метода сводных показателей. Для преодоления этого затруднения Н.В. Хованов предложил использовать *байесовскую модель рандомизации неопределенности* [129]. Идея этой модели состоит в переходе от неопределенного выбора весовых коэффициентов к их случайному (рандомизированному) выбору из множества всех допустимых наборов. Иначе говоря, рассчитываются *случайные весовые коэффициенты и случайные (рандомизированные) сводные показатели*.

Естественной моделью неопределенности выбора конкретного вектора $w^{(l)} = (w_1^{(l)}, \dots, w_m^{(l)})$ из класса допустимых векторов $W(m, n; I) \leq W(m, n)$, построенного с учетом дополнительной информации I , служит *m -мерная случайная величина $\tilde{w}(I) = (\tilde{w}_1(I), \dots, \tilde{w}_m(I))$ с равномерными реализациями из множества $W(m, n; I)$* . В частном случае, когда у исследователя нет достаточной информации ($I = 0$), случайная величина имеет вид $\tilde{w} = (\tilde{w}_1, \dots, \tilde{w}_m)$ с равномерными реализациями из множества $W(m, n)$.

Для оценки статистических параметров рандомизированного вектора $\tilde{w} = (\tilde{w}_1, \dots, \tilde{w}_m)$, равномерно распределенного на множестве $W(m, n; I)$, генерируются все возможные элементы этого множества. Дополнительная информация I , имеющая вид системы неравенств (5.10)–(5.11) (*неполная, неточная, нечеткая (нни) – информация I*), учитывается при помощи фильтра, работающего на выходе генератора допустимых векторов и отбирающего те из них, которые удовлетворяют условиям *нни – информации I*. Сформированное таким образом множество $W(m, n; I)$ позволяет находить статистические характеристики рандомизированного набора весовых коэффициентов $\tilde{w}(I) = (\tilde{w}_1(I), \dots, \tilde{w}_m(I))$, моделирующего неопределенность выбора весовых коэффициентов при наличии информации.

Существуют несколько подходов к моделированию дискретной m – мерной случайной величины $\tilde{w} = (\tilde{w}_1, \dots, \tilde{w}_m)$, равномерно распределенной на множестве $W(m, n)$. Один из них, использованный в настоящей работе, заключается в генерировании вектора $\tilde{w} = (\tilde{w}_1, \dots, \tilde{w}_m)$ методом *перебора* всех его возможных значений из множества $W(m, n)$. При этом вектору $\tilde{w} = (\tilde{w}_1, \dots, \tilde{w}_m)$ из множества $W(m, n)$ взаимно однозначно сопоставляется целочисленная случайная композиция $\delta = (\delta_1, \dots, \delta_m)$, $\delta_i \geq 0$, $\delta_1 + \dots + \delta_m = n$, имеющая равновероятные реализации $\delta^{(t)} = (\delta_1^{(t)}, \dots, \delta_m^{(t)})$ из множества $\Delta(m, n)$. Случайная композиция представляет собой объект, подробно изученный в комбинаторной математике. Другой подход к моделированию состоит в использовании метода Монте-Карло, позволяющего строить конечную выборку из генеральной совокупности для широкого класса комбинаторных объектов.

Теперь мы можем получить *числовые оценки* весовых коэффициентов, например, в виде математического ожидания $\bar{w}_i(I) = M \tilde{w}_i(I)$ соответствующих рандомизированных весов, определяемого по формуле:

$$M \tilde{w}_i(I) = \frac{1}{N(m, n; I)} \sum_{t \in \Gamma(m, n; I)} w_i^{(t)}. \quad (5.12)$$

Точность такой оценки естественно оценить стандартным отклонением $s_i(I) = \sqrt{D\tilde{w}_i(I)}$,

$$\text{где } D_{\tilde{w}_i}(I) = \frac{1}{N(m, n; I)} \sum_{t \in T(m, n; I)} [w_i^{(t)} - M \tilde{w}_i(I)]^2, \quad (5.13)$$

а $\tilde{w}(I) = [\tilde{w}_1(I), \dots, \tilde{w}_m(I)]$ – вектор случайных весовых коэффициентов.

В этих формулах суммирование ведется по множеству индексов $T(m, n; I)$, состоящему из тех значений t , которые соответствуют векторам $w^{(t)}$, входящим в множество допустимых векторов $W(m, n; I)$.

Таким образом, вектор оценок $\bar{w}(I) = [\bar{w}_1(I), \dots, \bar{w}_m(I)]$ можно интерпретировать как “числовой образ” нечисловой информации I .

Подставляя случайные весовые коэффициенты в выражение (5.9) для сводного показателя, получаем *рандомизированный сводный показатель*:

$$\tilde{Q}^{(j)}(I) = \sum_{i=1}^m q_i^{(j)} \tilde{w}_i(I), \quad (5.14)$$

представляющий собой случайную величину, распределенную на отрезке от 0 до 1. Естественной искомой сводной оценкой может служить математическое ожидание $\bar{Q}^{(j)}(I) = M \tilde{Q}^{(j)}(I)$ рандомизированного сводного показателя $\tilde{Q}^{(j)}(I)$, определяемое по формуле:

$$M\tilde{Q}(q) = \frac{1}{N(m, n; I)} \sum_{t \in T(m, n; I)} Q(q; w^{(t)}). \quad (5.15)$$

Тогда, точность этой оценки можно измерять при помощи стандартного отклонения $S^{(j)}(I) = \sqrt{D\tilde{Q}^{(j)}(I)}$ в соответствии с выражением

$$D\tilde{Q}(q) = \frac{1}{N(m, n; I)} \sum_{t \in T(m, n; I)} [Q(q; w^{(t)}) - M\tilde{Q}(q)]^2. \quad (5.16)$$

При синтезе сводных показателей (решение прямой задачи) информация I накладывается на весовые коэффициенты w_i , которые ранжируются с учетом степени влияния отдельных показателей на сводный показатель. При анализе сводных показателей (решение обратной задачи) экспертная информация I задается для объектов, которые выстраиваются в зависимости от степени проявления искомого качества. Последовательное решение прямой и обратной задач позволяет корректировать априорную информацию, задаваемую экспертом.

Переход от первого этапа построения СП к третьему этапу приводит к частичному упорядочению всех объектов по степени проявления оцениваемого качества. Такое упорядочение производится через введение отношения покомпонентного доминирования на множестве всех рассматриваемых объектов. Это отношение предполагает, что объект $q^{(r)}$ предпочтительнее по выбранному качеству, чем объект $q^{(s)}$ тогда и только тогда, когда он не менее предпочтителен по каждому отдельному критерию ($q_i^{(r)} > q_i^{(s)}$) и существует критерий, по которому первый объект предпочтительнее второго ($q_j^{(r)} > q_j^{(s)}$). Наличие на третьем этапе большого числа несравнимых объектов приводит к необходимости перехода к четвертому этапу. На этом этапе, привлекая дополнительную экспертную информацию, все же удается сравнивать несравнимые векторы отдельных показателей. Переход от векторов $q^{(r)}$, $q^{(s)}$ к сводным показателям $Q(q^{(r)})$, ..., $Q(q^{(s)})$ обеспечивает линейное упорядочение всех объектов по степени проявления искомого качества. Синтезирующая функция $Q(q)$ является монотонной, ее построение осуществляет линеаризацию множества векторов отдельных показателей, частично упорядоченных на предыдущем этапе отношением покомпонентного доминирования.

5.3. Морфометрические индексы внешнего водообмена озер

Морфометрические особенности водообмена озер могут быть с достаточной полнотой описаны с учетом следующих относительно независимых исходных характеристик: x_1 – площадь водосбора ($F_{\text{вдсб}}$), x_2 – объем озера (W_0), x_3 – коэффициент удельного водосбора ($K = F_{\text{вдсб}} / F_{\text{оз}}$), x_4 – показатель формы котловины ($C_1 = H_{\text{ср}} / H_{\text{макс}}$), x_5 – высота озера над уровнем моря ($H_{\text{абс}}$) [95].

Известно, что список морфометрических показателей озерной системы значительно полнее. Однако при отборе исходных характеристик исследователь вынужден, во-первых, учитывать наличие информации о них в базе данных натуральных наблюдений. Например, такая характеристика озера, как уклон дна $tg a_i$, была бы полезнее для оценки водообмена озера, чем показатель формы котловины $C1$. Но данные батиграфических съемок, необходимые для такой оценки, имеются лишь для ограниченного набора озер. Во-вторых, приходится отбирать лишь относительно независимые исходные характеристики (табл. 5.1). Диапазоны изменения исходных морфометрических характеристик весьма различны. Так, площади водосбора изменяются от 1,4 км² для озера Болдук до 276 000 км² для Ладожского озера.

Таблица 5.1

Матрица коэффициентов взаимной корреляции между исходными морфометрическими характеристиками для озер зоны избыточного увлажнения

	$F_{\text{вдсб}}$	K	$C1$	$H_{\text{абс}}$	V_o
$F_{\text{вдсб}}$	1	0,08	-0,09	-0,14	0,48
K		1	-0,15	0,04	-0,03
$C1$			1	-0,11	-0,10
$H_{\text{абс}}$				1	-0,11
V_o					1

Высота зеркала озер над уровнем моря варьирует от 0,18 м для озера Папес до 205 м для озера Селигер. Около 25 % анализируемых озер расположено ниже 100 м над уровнем моря. Из них шесть водоемов (Папес, Бабите, Лиепаяс, Суурлахт, Галстас, Ладожское) имеют высотные отметки до 10 м. Преобладающее большинство озер (около 74 %) находятся в высотном поясе от 100 до 200 м над уровнем моря. Только два озера – Алауксне и Селигер имеют высоту водной поверхности, превышающую 200 м.

По классификации, выполненной П.В. Ивановым, большая часть выбранных озер (около 45 %) имеет площадь зеркала в пределах от 1 до 10 км² и может быть отнесена к категории «малые». Для 38 % водоемов площадь водной поверхности изменяется от 10 до 100 км². Это – «средние» озера.

Большие озера ($F_{\text{оз.}}$ изменяется от 100 до 1000 км²) составляют около 13 % выборки. В эту группу входят такие водоемы, как Ловозеро, Умбозеро, Имандра на Кольском полуострове; Тикшо-

зеро, Топозеро, Нюк в Карелии; Лача, Воже, Кубенское в Вологодской и Ильмень в Новгородской областях Российской Федерации и др. Очень большие озера ($F_{\text{оз.}}$ изменяется от 1000 до 10 000 км²), так же как и очень маленькие ($F_{\text{оз.}}$ близка к 1 км²), составляют около 2 – 3 %. К первой группе относятся озера Онежское, Белое (Вологодская область), Чудское, Выгозеро, ко второй – Вялец в Новгородской области, Болдук, Белое, Туросы, Лесковичи в Беларуси. Одно озеро – Ладожское – считается великим озером мира. Площадь его зеркала входит в градацию 10 000 – 100 000 км².

Объемы озер изменяются от 0,001 км³ (Вялец, Заозерское, Малый Колсяярв) до 837 км³ (Ладожское озеро). В соответствии с классификацией, принятой в нормативной документации [54], преобладающее большинство исследуемых водоемов (около 82 %) характеризуется малым объемом (до 0,5 км³). К категории средних водоемов ($1,0 \text{ км}^3 > W_0 > 0,5 \text{ км}^3$) относятся около 6 %, а к категории больших ($10,0 \text{ км}^3 > W_0 > 1,0 \text{ км}^3$) – 10 %. Очень большие озера ($10,0 \text{ км}^3 > W_0 > 1,0 \text{ км}^3$) составляют 2 % выборки. Это – Чудско-Псковское (25,2 км³), Онежское (282 км³) и Ладожское (837 км³) озера.

Удельные водосборы озер изменяются от 1,8 для озера Алуксне до 250 для озера Белого в Беларуси. По классификации С.В. Григорьева [15] около 45 % исследованных озер имеют малые удельные водосборы ($K < 10$). Около половины объектов относится к категории со средним удельным водосбором ($10 < K < 100$) и только 5 % – к категории с большим удельным водосбором ($100 < K$).

Показатель формы котловины варьирует от 0,11 (озеро Гимольское) до 0,70 (озеро Заозерское).

В дальнейшем из рабочей выборки исключены озера с площадями водосбора менее 10 км². Для таких морфометрических показателей как $F_{\text{вдсб}}$ и W_0 , введена нелинейная логарифмическая шкала.

Поскольку диапазоны изменения исходных характеристик сильно варьируют, то возникает необходимость их предварительного “нормирования”. Для этого вместо исходной характеристики x_i рассматривается нормированная характеристика $q_i = q_i(x_i)$, где q_i – некоторая монотонная (возрастающая или убывающая) функция, такая, что $0 \leq q_i \leq 1$, $i = 1, \dots, m$. При этом указанная нормирующая функция q_i может быть интерпретирована как отдельный

показатель или критерий интенсивности внешнего водообмена озер. Так, например, в нашем случае значение $q_1 = 0$ (нормированная площадь водосбора) соответствует практически бесприточному озеру, а $q_1 = 1$ – сточному. Аналогично интерпретируются и другие отдельные характеристики водообмена. Итак, в результате нормирования исходных морфометрических характеристик для j -й озерной системы мы получаем вектор $q^{(j)} = (q_1^{(j)}, \dots, q_5^{(j)})$ отдельных показателей q_1, \dots, q_5 , каждый из которых оценивает внешний водообмен озера с точки зрения соответствующей исходной характеристики. Иными словами, вектор $q^{(j)} = (q_1^{(j)}, \dots, q_5^{(j)})$ есть *многокритериальная оценка* особенностей внешнего водообмена, определяемых морфометрией.

Для таких исходных характеристик, как $F_{\text{вдсб}}$, K , $H_{\text{абс}}$ ограничимся простейшей линейной возрастающей нормирующей функцией, задаваемой формулой (5.6). Для показателей W_0 , $S1$ используется другой вид зависимости – линейная убывающая функция вида (5.7). Такой вид нормализующих функций задан с учетом исследований влияния исходных параметров на внешний водообмен, выполненных в работах [16, 96, 45]. Так, для озер, расположенных в одинаковых по увлажненности условиях, при прочих равных условиях водообмен будет тем больше, чем больше водосборная площадь, с которой собирается поверхностный и подземный приток. С увеличением удельного водосбора при прочих равных условиях увеличивается доля притока и стока в водном балансе озера, а следовательно, возрастает и внешний водообмен. Водообмен озер при одинаковых значениях удельного водосбора уменьшается при изменении формы котловины от усеченного конуса к цилиндру. При увеличении высоты озера над уровнем моря увеличивается количество осадков и уменьшается температура воздуха, а следовательно, увеличивается внешний водообмен.

Однако практически невозможно сравнивать различные озерные системы непосредственно по всему множеству отдельных показателей, так как по одним показателям j -я озерная система может характеризоваться более интенсивным водообменом, чем l -я, а по другим отдельным показателям – наоборот. В табл. 5.2 в качестве примера приведена многокритериальная оценка морфометрических особенностей внешнего водообмена озер Кольского полуострова.

Таблица 5.2

**Отдельные морфометрические показатели внешнего водообмена
озер Кольского полуострова**

Водоем	Отдельный показатель (q_i)				
	$q(\lg F_{\text{вдсб}})$	$q(\lg W_0)$	$q(K)$	$q(H_{\text{абс}})$	$q(C1)$
Сумозеро	0,41	0,70	0,03	0,21	0,48
Пулозеро	0,55	0,71	0,46	0,22	0,81
Каненьярви	0,43	0,72	0,07	0,20	0,83
Пермус	0,49	0,76	0,20	0,23	0,52
Пасмозеро	0,21	0,79	0,01	0,18	0,69
Колозеро	0,49	0,57	0,04	0,28	0,81
Малый Колсяярв	0,44	1,00	0,93	0,19	0,69
Большой Колсяярв	0,45	0,85	0,23	0,19	0,56
Умбозеро	0,61	0,39	0,03	0,30	0,87
Великое	0,19	0,92	0,04	0,23	0,48
Ловозеро	0,65	0,49	0,08	0,31	0,84
Колвицкое	0,56	0,59	0,04	0,23	0,84
Канозеро	0,67	0,60	0,23	0,11	0,70
Вязозеро	0,48	0,52	0,02	0,24	0,62
Верхнее Сеньозеро	0,13	0,87	0,02	0,20	0,68
Сеньозеро	0,23	0,79	0,02	0,20	0,68
Сейдозеро	0,40	0,69	0,05	0,11	0,55
Енозеро	0,5	0,53	0,04	0,45	0,80
Имандра	0,74	0,40	0,06	0,25	0,81
Верхнее Ондомозеро	0,46	0,67	0,03	0,32	0,50

Из таблицы видно, какова величина водообмена, оцененная отдельно по каждому из исходных параметров. Так, с точки зрения критерия $q(F_{\text{вдсб}})$ наибольшим водообменом характеризуются Ловозеро, Канозеро, Имандра, с точки зрения критерия $q(K)$ – Пул-озеро и т.д. Следует отметить отсутствие озера, которое было бы предпочтительно с позиции водообмена сразу по всем критериям. Более того, попарное сравнение озер по всем показателям не всегда позволяет выявить предпочтительность одного водного объекта над другим.

Поэтому перейдем от многокритериальной оценки морфометрических особенностей водообмена озер к сводной оценке (комплексному индексу). Ограничимся простейшим случаем, когда сводный показатель есть линейная функция вида (5.14). Опробуем четыре варианта задания дополнительной экспертной информации I о сравнительной значимости отдельных морфометрических пока-

зателей внешнего водообмена озер. Получены четыре набора оценок $Q^{(j)}(I) = MM^{(j)}$, $j = 1, \dots, N$, где N – количество озерных систем, и четыре набора значений $S^{(j)}(I)$ точности этих оценок. Значения весовых коэффициентов, использованные для их расчета, даны в табл. 5.3.

Распределение по территории морфометрических индексов водообмена озер MM , рассчитанного при первом варианте задания дополнительной информации, представлено на карте (рис. 5.1). Значения MM заметно меняются по территории. При этом прослеживается определенная географическая закономерность в их распределении. Если границы районов проводить относительно квартилей $MM_{0,25}$, $MM_{0,50}$, $MM_{0,75}$ функции распределения вероятностей значений $F(MM)$, то районом, имеющим высокий водообмен, будет считаться тот, значения MM в пределах которого превышают квартиль $MM_{0,75}$. Район, на территории которого оценки MM не превышают квартиль $MM_{0,25}$, характеризуется низким водообменом. Район, для которого величины MM находятся в пределах интерквартильного расстояния ($MM_{0,75} - MM_{0,25}$), отличается умеренным водообменом. Медиана $MM_{0,50}$, таким образом, делит территорию на два района: с низким и умереннонизким, а также умеренно высоким и высоким водообменом озер.

Высокий морфометрический индекс водообмена MM характерен для озерных систем возвышенных районов Кольского полуострова и Карелии, а также холмисто-моренных возвышенностей Северо-Запада России и стран Балтии (рис. 5.1). Низкий индекс наблюдается в пределах озерно-ледниковых равнин.

Таким образом, по величине морфометрического индекса внешнего водообмена озер на рассматриваемой территории можно выделить четыре района. *Первый район* включает возвышенную часть Кольского полуострова и западной Карелии. *Второй район* простирается по равнинной территории от Кольского полуострова до южных границ Беларуси. *Третий район* – это район прерывистых холмисто-моренных возвышенностей, относящихся к главному моренному поясу. *Четвертый район* может быть приурочен к южному склону главного моренного пояса, переходящему на юго-востоке в район более древнего Московского оледенения.

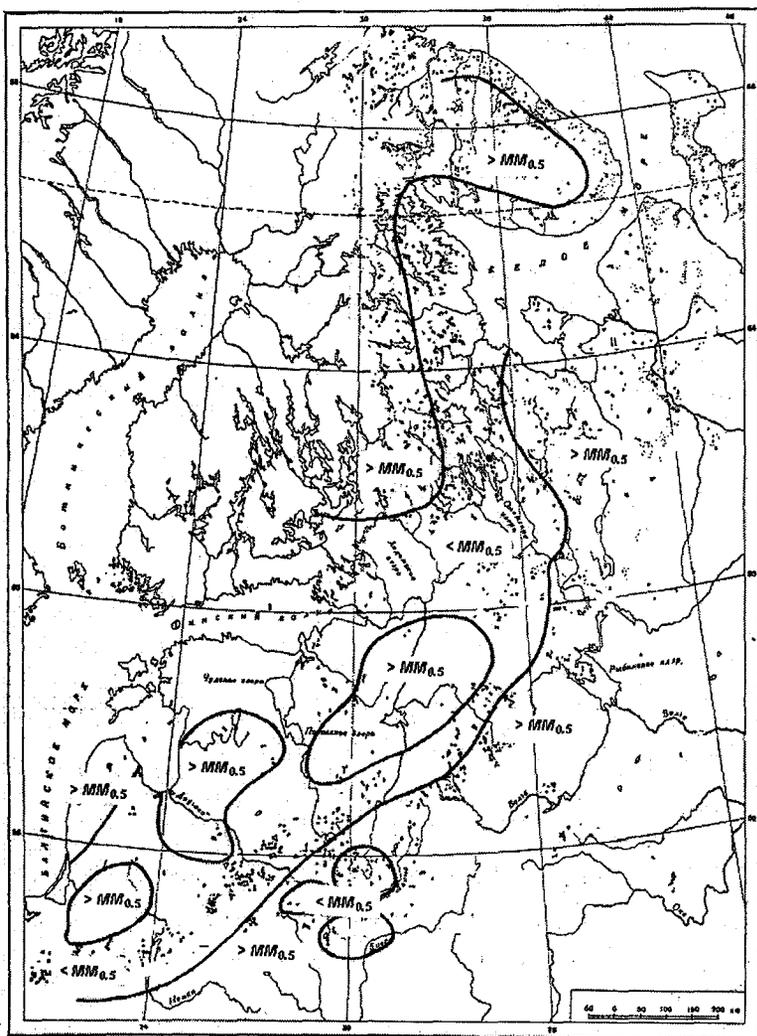


Рис. 5.1. Распределение морфометрического индекса внешнего водообмена озер

Картирование значений MM , рассчитанных при трех других вариантах расстановки приоритетов и при решении обратной задачи (см. табл. 5.1), показало, что границы выделенных районов принципиально не меняются.

Это свидетельствует об устойчивости полученных оценок сводного морфометрического индекса водообмена и о правомерном задании априорной экспертной информации. Ведущими морфометрическими параметрами озерных систем целесообразно считать K , $F_{\text{вдсб}}$, W_0 , а второстепенными $C1$ и $H_{\text{абс}}$. Перестановка приоритетов в пределах этих групп принципиально не влияет на конечный результат.

Таблица 5.3

Оценки весовых коэффициентов w_i при расчете морфометрического индекса внешнего водообмена озер

Дополнительная экспертная информация (вариант расстановки приоритетов)	$M_{w_i} \pm S_{w_i}$				
	K	$F_{\text{вдсб}}$	W_0	$C1$	$H_{\text{абс}}$
Прямая задача					
$K = F_{\text{вдсб}} = W_0 > C1 > H_{\text{абс}}$	0,28 ± 0,0	0,28 ± 0,0	0,28 ± 0,0	0,11 ± 0,0	0,06 ± 0,0
$K = F_{\text{вдсб}} = W_0 > C1 = H_{\text{абс}}$	0,22 ± 0,0	0,22 ± 0,0	0,22 ± 0,0	0,17 ± 0,0	0,17 ± 0,0
$K > F_{\text{вдсб}} = W_0 > C1 = H_{\text{абс}}$	0,46 ± 0,12	0,19 ± 0,05	0,19 ± 0,05	0,07 ± 0,03	0,07 ± 0,03
$K > F_{\text{вдсб}} > W_0 > C1 > H_{\text{абс}}$	0,39 ± 0,05	0,26 ± 0,03	0,19 ± 0,03	0,11 ± 0,0	0,06 ± 0,0
Обратная задача					
$K = F_{\text{вдсб}} > W_0 = C1 > H_{\text{абс}}$	0,24 ± 0,19	0,22 ± 0,19	0,20 ± 0,18	0,13 ± 0,12	0,20 ± 0,18

5.4. Климатические индексы внешнего водообмена озер

Климатический индекс внешнего водообмена озер CL определяется с учетом основных факторов увлажненности территории: средней многолетней температуры воздуха (T) и средней многолетней суммы атмосферных осадков (P), отнесенных к центру тяжести озерной системы. Для нормирования исходной характеристики T применяется зависимость (5.7), а для характеристики P — (5.6). Такой вид нормирующих функций задан с учетом следующих предпосылок. Внешний водообмен озер в первую очередь определяется зональной величиной увлажненности бассейна. При увеличении количества выпадающих на водосбор осадков и

уменьшении температуры воздуха и соответственно испарения увеличивается модуль стока, а следовательно, и приток воды в озеро, что приводит к увеличению внешнего водообмена озер.

Оценки весовых коэффициентов, использованные для расчета индексов CL , даны в табл. 5.4. При построении индексов CL использованы три набора экспертной информации I .

Сопоставление распределения по территории индексов CL , рассчитанных при разных вариантах задания дополнительной экспертной информации, с распределением многолетнего модуля стока q (л·с/км²) показало, что в условиях современного бореального умеренно-континентального климата следует отдавать предпочтение первому или второму вариантам расстановки приоритетов в группе климатических характеристик. При расчете CL для озерных систем зоны избыточного и достаточного увлажнения возможно изменение оценок $M\tilde{w}_i$ для температуры воздуха от 0,50 до 0,78, а для осадков от 0,22 до 0,50.

Таблица 5.4

Оценки весовых коэффициентов \tilde{w}_i при расчете климатического индекса внешнего водообмена озер

Дополнительная экспертная информация (вариант расстановки приоритетов)	$M\tilde{w}_i \pm S\tilde{w}_i$		Район
	T	P	
Прямая задача			
$T = P$	0,50 ± 0,0	0,50 ± 0,0	Для района в целом
$T > P$	0,78 ± 0,0	0,22 ± 0,0	—
$T < P$	0,22 ± 0,0	0,78 ± 0,0	—
Обратная задача			
$T = P$	0,50 ± 0,30	0,50 ± 0,30	Для района в целом
$T < P$	0,39 ± 0,24	0,61 ± 0,24	Кольский п-ов
$T < P$	0,42 ± 0,22	0,58 ± 0,22	Карелия и СЗ России (северная часть)
$T > P$	0,69 ± 0,03	0,31 ± 0,03	Карелия и СЗ России (южная часть)
$T > P$	0,72 ± 0,18	0,28 ± 0,18	Беларусь

В этих случаях распределение CL по территории согласуется с современным распределением q . Решение обратной задачи (см. табл. 5.4) свидетельствует, что для всей территории в целом в группе климатических показателей справедлив первый вариант задания экспертной информации. Однако при переходе от района

к району расстановка приоритетов не остается постоянной. Вклад температуры воздуха при формировании внешнего водообмена озер увеличивается при движении с севера на юг. Роль осадков возрастает при увеличении высоты озера над уровнем моря.

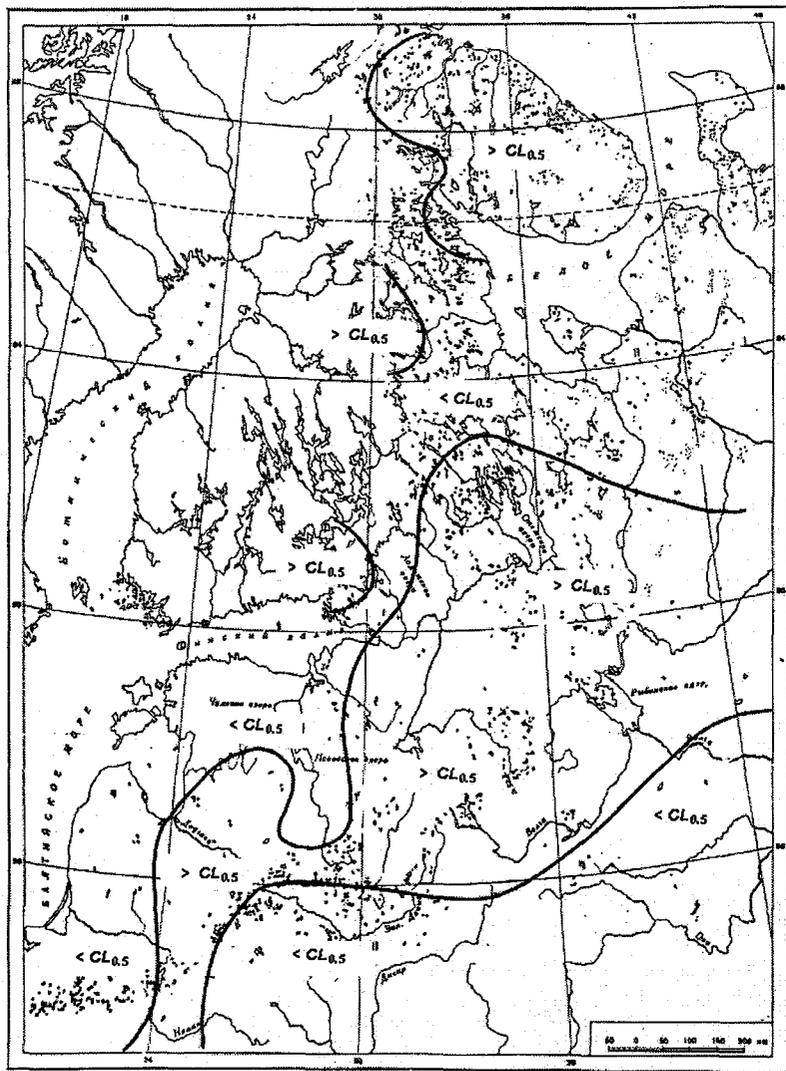


Рис. 5.2. Распределение климатического индекса внешнего водообмена озер

Значения CL заметно меняются по территории (рис. 5.2). При этом прослеживается определенная географическая закономерность в их распределении. Высокий климатический индекс водообмена CL характерен для озерных систем Кольского полуострова (*первый район*) и холмисто-моренных возвышенностей Северо-Запада России. Высокие значения индекса CL на Кольском полуострове обусловлены низкими величинами температуры воздуха и достаточным количеством осадков. В пределах этого района средние многолетние значения температуры воздуха, отнесенные к центру тяжести озерных водосборов, меняются от $-1,2$ до $0,0$ °С, а средние многолетние суммы атмосферных осадков – от 600 до 700 мм. Квартильный анализ климатических характеристик, выполненный для рассматриваемой территории в целом, показал, что значения температуры воздуха и осадков в пределах Кольского полуострова не превышают квантили $T_{0,25}$ и $P_{0,25}$. При таком соотношении тепла и влаги, что естественно приводит к малым затратам на испарение, в процесс водообмена включается большое количество воды. Аналогичная картина наблюдается и для холмисто-моренной территории северо-западной части Верхне-Волжского района и восточной части Северного края (*пятый район*).

Этот район на юге примыкает к главному моренному поясу, а на западе граничит с Беларусью. Средние многолетние значения температуры воздуха здесь также достаточно низкие (от $1,0$ до $2,5$ °С), а осадков на наветренных склонах возвышенностей выпадает много (от 700 до 800 мм).

Низкий индекс характерен для территории стран Балтии, к которой примыкают отдельные районы Ленинградской (Карельский перешеек) и Новгородской областей (*третий район*). Здесь низкие значения индекса CL обусловлены высокими величинами температуры воздуха.

В пределах этого района средние многолетние значения температуры воздуха, отнесенные к центру тяжести озерных водосборов меняются от $4,5$ до $6,5$ °С, а средние многолетние суммы атмосферных осадков – от 700 до 800 мм. Квартильный анализ климатических характеристик показал, что значения температуры воздуха в пределах рассматриваемого района изменяются от $T_{0,50}$ до максимальных, а количество осадков – от $P_{0,25}$ до максимальных.

При таком соотношении тепла и влаги наблюдаются большие затраты на испарение и в процесс водообмена включается малое количество воды. На остальной территории, включающей Карелию и Северо-Запад РФ (*второй район*) и Беларусь (*четвертый район*), значения климатического индекса водообмена умеренные и изменяются в пределах интерквартильного расстояния.

5.5. Комплексные индексы внешнего водообмена озер

Итак, на первом уровне исследований внешний водообмен озер описывается двухкритериальной оценкой ($MM^{(j)}, CL^{(j)}, j = 1, \dots, N$). Повторное применение МРСП позволяет построить единый сводный показатель внешнего водообмена WEE . Сопоставление значений MM и CL с коэффициентами водообмена $K_{Впр}$, оцененными по притоку и обозначенными как K_B , показало, что при свертке MM, CL в единый сводный показатель WEE целесообразно задавать приоритет морфометрических факторов над климатическими (рис. 5.3). Так, значение коэффициента связи K_{MM, K_B} достигает $0,68 \pm 0,05$, а значение K_{CL, K_B} составляет всего $0,23 \pm 0,06$.

Более того, дисперсионный анализ, выполненный по многофакторной схеме, показал, что вклад морфометрического индекса в общую дисперсию процесса водообмена достигает 56,4 %, вклад климатического индекса составляет 32,7 %, а вклад неучтенных факторов – всего 10,9 %. Оценки весовых коэффициентов, использованные для их расчета, даны в табл. 5.5.

Таблица 5.5

Оценки весовых коэффициентов w_i при расчете единого индекса внешнего водообмена озер

Дополнительная экспертная информация (вариант расстановки приоритетов)	$M_{w_i} \pm S_{w_i}$		Район
	MM	CL	
Прямая задача			
$MM > CL$	$0,78 \pm 0,14$	$0,22 \pm 0,04$	Район в целом
$MM = CL$	$0,50 \pm 0,0$	$0,50 \pm 0,0$	–
$MM < CL$	$0,22 \pm 0,14$	$0,78 \pm 0,14$	–
Обратная задача			
$MM = CL$	$0,50 \pm 0,30$	$0,50 \pm 0,30$	Район в целом
$MM > CL$	$0,75 \pm 0,16$	$0,25 \pm 0,16$	Кольский п-ов
$MM < CL$	$0,25 \pm 0,16$	$0,75 \pm 0,16$	Балтия

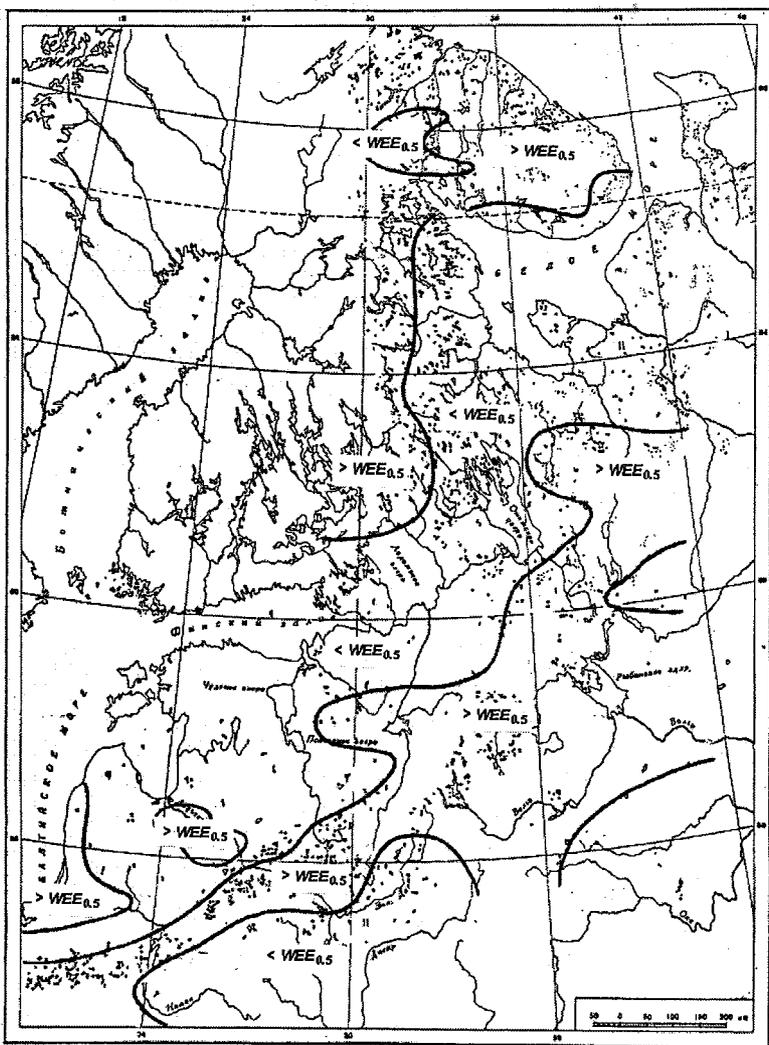


Рис. 5.3. Распределение единого индекса внешнего водообмена озер.

При вычислении индексов были опробованы три варианта задания дополнительной *ннн-информации*. Распределение *WEE*, рассчитанных при первом варианте задания экспертной информации *I* (табл. 5.3), представлены на карте (рис. 5.3). Распределение *WEE*

по территории в общих чертах повторяет распределение *ММ*. В особую группу озер с высоким и очень высоким индексом водообмена выделяются равнинные озера с большими удельными водосборами (Ильмень, Коробожа, Белое в Беларуси). Умеренный индекс водообмена отмечается для озер Беларуси; низкий – для водоемов озерно-ледниковых равнин стран Балтии и Северо-Запада России.

Картирование значений *WEE*, вычисленных при двух других вариантах расстановки приоритетов, показало, что при равном вкладе климатических и морфометрических факторов в формирование водообмена границы районов существенно не меняются. Оценка $K_{WEE,K}$ (табл. 5.6) остается достаточно высокой.

Таблица 5.6

Коэффициенты корреляции между *WEE* и K_B

Дополнительная экспертная информация	$K_{(WEE,K_B)}$
$WEE_{(MM=CL)}$	$0,518 \pm 0,04$
$WEE_{(MM>CL)}$	$0,662 \pm 0,04$
$WEE_{(MM<CL)}$	$0,265 \pm 0,06$

При приоритетном влиянии климатических факторов над морфометрическими границы районов меняются. Значение $K_{(WEE,K_B)}$ уменьшается существенно.

Решение обратной задачи на втором уровне исследований свидетельствует, что при расчете единого комплексного индекса внешнего водообмена озер *WEE* для всей территории в целом возможны первый ($MM > CL$) и второй ($MM = CL$) варианты расстановки приоритетов, когда оценки $M\tilde{w}_i$ при морфометрических факторах меняются от 0,50 до 0,78, а при климатических факторах – от 0,22 до 0,50. Для некоторых озер возможен и третий ($MM < CL$) вариант задания дополнительной информации.

Границы районов, выделенных по комплексным индексам внешнего водообмена озер, в общих чертах совпадают с границами районов, выделенных по количеству озер, по генезису озерных котловин, а также по связи площадей озер и их средних глубин [46]. Близки к выделенным районам и районы региональных геосистем различных уровней [67].

6. МНОГОКРИТЕРИАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕР В УСЛОВИЯХ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ

6.1. Постановка задачи

В практике использования озерного фонда в хозяйственных и научных целях исследователям чаще всего приходится иметь дело с неизученными и слабо изученными водными объектами. Поэтому анализ и обобщение имеющихся сведений по изученным озерным системам и определение расчетных гидрологических характеристик для неизученных и слабо изученных объектов представляется задачей чрезвычайно важной. Особенно следует обратить внимание на то, что многие параметры озерных систем и процессов, происходящих в них, невозможно задать четкими числовыми значениями, что вообще свойственно природной среде. Поэтому целесообразно применить способ анализа и обобщения натуральных данных с учетом неопределенности информации и связанный с ним подход к многокритериальной классификации озерных систем и гидрологическому районированию территорий.

Разработка многокритериальной классификации озерных систем предполагает построение многомерных классов оценивания, введение согласованных между собой объективных квалитетических шкал и градаций для исходных параметров классификации, формирование обучающих выборок – типичных озерных систем для каждого класса водообмена, построение решающего правила отнесения неизученного объекта к известному классу.

Свертка многомерных классов через расчет сводных показателей, оцененных в условиях неопределенности с учетом нечисловой, неполной и неточной информации, дает возможность перейти к ограниченному набору статистически обоснованных характеристик, что существенно упрощает отнесение исследуемой озерной системы к тому или иному классу.

Традиционно основные этапы создания статистической классификации объектов или признаков включают следующее:

– описание пространства наблюдений, т.е. характеристику исходных данных;

- выбор системы X признаков, с помощью которых осуществляется переход из пространства наблюдений в пространство признаков;

- снижение мерности призначного пространства X , выбор системы обобщенных независимых признаков, с помощью которых пространство X переводится в пространство обобщенных признаков Y ;

- проведение классификации в пространстве Y ;

- интерпретация результатов применительно к решаемой задаче.

Такой подход при разработке статистической классификации не предполагает возврата в пространство исходных характеристик. В то же время введение квалитетических шкал и градаций для исходных параметров классификации и согласование их между собой невозможно без такого возврата. При этом желательно использовать достаточно простые, но эффективные преобразования для получения системы признаков. Многими полезными свойствами обладают отдельные показатели и комплексные индексы внешнего водообмена озер, введенные в предыдущей главе. При этом отдельные показатели могут рассматриваться как простые признаки, а комплексные индексы – как обобщенные независимые признаки классификации.

6.2. Классы озер

На основе предварительного анализа исходных морфометрических характеристик исследуемых озер было решено разбить 230 объектов на 20 кластеров. В качестве меры сходства использовалось евклидово расстояние между объектами в 5-мерном призначном пространстве. Объединение объектов в кластеры выполнялось по средним расстояниям (т.е. расстояниям до центра кластеров).

Сопоставление результатов кластерного анализа озер в пространстве отдельных морфометрических показателей с коэффициентами водообмена K_B позволило объединить все озера по величине их внешнего водообмена в пять классов: со слабым, умеренным, умеренно-сильным, сильным и очень сильным водообменом (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Классы озер по величине их внешнего водообмена

№	Класс	Значение, в год	Период водообмена
1	Слабый	От 0,00025 до 0,1	От 1 раза в 2,5 тыс. лет до 1 раза в 10 лет
2	Умеренный	От 0,1 до 1,00	От 1 раза в 10 лет до 1 раза в год
3	Умеренно-сильный	От 1,0 до 4,0	От 1 раза в год до 1 раза в сезон
4	Сильный	От 4,0 до 12,0	От 1 раза в сезон до 1 раза в месяц
5	Очень сильный	От 12,0 до 365,0	От 1 раза в месяц до 1 раза в сутки

Каждый класс озер в зависимости от диапазона изменения исходных морфометрических характеристик представлен пятью подклассами (табл. 6.2). Учитывая, что ведущими морфометрическими показателями являются удельный водосбор, площадь водосбора и объем водной массы, квалиметрические шкалы в дальнейшем приводятся только для этих характеристик.

Таблица 6.2

Многомерные классы озерных систем

Морфометрическая характеристика	Классы		
	I	II	III
Слабый водообмен ($K_B < 0,1$)			
K	1-5	1-10	1-10
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10-100	100-500	500-5000
$W, \text{км}^3$	0,10-1,0	1,0-10,0	>10,0
Умеренный водообмен ($0,1 < K_B < 1,0$)			
K	1-25	1-25	1-25
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10-100	100-500	500-5000
$W, \text{км}^3$	0,01-0,10	0,10-1,0	1,0-10,0
Умеренно-сильный водообмен ($1,0 < K_B < 4,0$)			
K	1-25	1-25; 25-50; >50	>50
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10-100	100-500	500-5000
$W, \text{км}^3$	0,001-0,01	0,01-0,1	0,1-1,0
Сильный водообмен ($4,0 < K_B$)			
K	1-25	1-25; 25-75; >75	50-75; 75-150; >150
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10-100	100-500	500-5000
$W, \text{км}^3$	<0,001	0,001-0,01	0,01-0,10

Каждой морфометрической характеристике, таким образом, соответствует шкала, разделенная на пять градаций. При этом шкала удельных водосборов для озер со слабым водообменом охватывает диапазон от 1 до 10, для озер с умеренным водообменом — от 1 до 25, для озер с умеренно-сильным водообменом — от 1 до 50 и более, для озер с сильным водообменом — от 1 до 150 и более.

Шкала площадей водосборов изменяется от нулевых значений, поскольку в зоне избыточного и достаточного увлажнения озеро может существовать и без водосбора, до 276 000 км² — площади водосбора Ладожского озера. Шкала объемов водной массы включает значения от 0,001 до 837 км³ — объема Ладожского озера. Все градации являются объективными и взаимно увязаны между собой.

Первый подкласс охватывает небольшие озера с площадью водосбора до 10 км². Этот подкласс включает озеро Болдук со слабым водообменом, озера Верхнее Сеньозеро, Вялец, Гавис, Лесковичи с умеренным водообменом и в дальнейшем не рассматривается. Следующие три подкласса включают малые, средние и большие озера, площади водосборов которых расположены в пределах одной физико-географической зоны.

Эти подклассы достаточно обширны, для каждого из них может быть сформирована соответствующая обучающая выборка и построено решающее правило отнесения неизученных и слабо изученных озер к известному классу. Указанным подклассам в дальнейшем присвоены номера от I до III. Они и составляют основу классификации. Последний подкласс (IV) состоит из преимущественно полизональных озер, площади водосборов которых выходят за пределы одной физико-географической зоны. Эти озера образуют ряд уникальных природных объектов, каждый из которых требует индивидуального изучения. К четвертому подклассу относятся Ладожское и Онежское озера со слабым водообменом; Имандра, Сегозеро, Чудско-Псковское с умеренным водообменом; Ковдозеро, Водлозеро, Верхнее Куйто, Среднее Куйто, Нижнее Куйто, Лача, Воже, Белое с умеренно-сильным водообменом; Канозеро, Шотозеро, Сундозеро, Кубенское и Ильмень с сильным водообменом. Кроме озер, входящих в основные классы, также встречаются и переходные озера, для которых один морфометри-

ческий параметр попадает в один класс, а другой – в другой. Например, Выгозеро, характеризуясь умеренным водообменом, по объему водной массы соответствует третьему классу, а по величине площади водосбора – четвертому. Ловозеро с умеренно-сильным водообменом по площади водосбора относится к третьему классу, а по объему котловины – к четвертому. Для Паанярви из этого же класса водообмена наблюдается обратная картина. Если разница между номерами подклассов составляет два и более, озеро может рассматриваться как плес. Примером такого несоответствия между исходными параметрами классификации служит озеро Санда с умеренным водообменом, площадь водосбора которого соответствует четвертой градации, а объем озера – второй.

Озер со слабым водообменом в рассматриваемой выборке мало. К ним относятся Лукомльское и Платялю (малые), Палье (среднее), Топозеро (большое), Ладожское и Онежское (уникальные). Для этих озер характерны небольшие удельные водосборы. Озер с умеренным и умеренно-сильным водообменом значительно больше (табл. 6.3, 6.4).

Таблица 6.3

Класс озер с умеренным водообменом

Водоем	Отдельные показатели (q_i)					ММ
	$F_{\text{вдб}}$	$H_{\text{абс}}$	K	$C1$	W_0	
1	2	3	4	5	6	7
Подкласс I – малые озера						
Пасмозеро	0,21	0,18	0,01	0,69	0,79	0,37
Сеньозеро	0,23	0,20	0,02	0,68	0,79	0,38
Ругозеро	0,32	0,26	0,02	0,63	0,76	0,40
Хаапаярви	0,26	0,18	0,01	0,70	0,77	0,38
Юшкозеро	0,24	0,18	0,01	0,60	0,81	0,37
Куроярви	0,35	0,17	0,06	0,81	0,75	0,42
Вахваярви	0,32	0,18	0,02	0,71	0,69	0,38
Светозеро	0,31	0,23	0,04	0,65	0,69	0,38
Глубокое	0,28	0,22	0,03	0,68	0,80	0,40
Кавголовское	0,27	0,11	0,02	0,50	0,80	0,36
Щирское	0,29	0,23	0,02	0,70	0,75	0,38
Дубец	0,34	0,23	0,03	0,54	0,76	0,39
Велик. Вода	0,23	0,23	0,03	0,67	0,75	0,37
Черствец	0,23	0,23	0,03	0,61	0,77	0,37

Продолжение табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7
Волос Северный	0,19	0,26	0,01	0,75	0,75	0,36
Кривое	0,33	0,30	0,06	0,70	0,71	0,40
Долгое	0,27	0,31	0,06	0,65	0,73	0,38
Сенно	0,34	0,29	0,09	0,77	0,77	0,44
Юлемисте	0,35	0,08	0,04	0,41	0,77	0,37
Саадъярв	0,27	0,11	0,02	0,68	0,69	0,36
Алуксне	0,26	0,37	0,01	0,56	0,69	0,35
Алауксне	0,21	0,41	0,01	0,59	0,76	0,36
Еша	0,36	0,10	0,04	0,61	0,70	0,38
Лукштас	0,35	0,31	0,03	0,50	0,75	0,39
Балтейн	0,36	0,08	0,06	0,70	0,67	0,38
Обелия	0,31	0,22	0,03	0,42	0,77	0,37
Мягялис	0,31	0,21	0,02	0,55	0,68	0,35
Таурагнас	0,33	0,33	0,05	0,70	0,67	0,39
Галгас	0,24	0,01	0,02	0,72	0,71	0,35
Двирагис	0,29	0,18	0,06	0,43	0,76	0,37
Вилкокшнис	0,33	0,25	0,07	0,70	0,76	0,41
Виринтай	0,33	0,27	0,10	0,69	0,76	0,42
Даугу	0,33	0,25	0,03	0,67	0,65	0,37
Чичирис	0,34	0,29	0,05	0,75	0,71	0,40
Васнис	0,29	0,29	0,07	0,60	0,79	0,40
Усю	0,27	0,29	0,05	0,67	0,78	0,40
Бебрусай	0,32	0,29	0,06	0,69	0,76	0,41
Вянцава	0,23	0,32	0,03	0,71	0,75	0,38
Авилю	0,36	0,31	0,03	0,75	0,74	0,42
Сенеж	0,33	0,37	0,03	0,57	0,77	0,40
Святое	0,25	0,24	0,06	0,74	0,82	0,41
Подкласс II – средние озера						
Вязозеро	0,48	0,24	0,02	0,62	0,52	0,36
Шуозеро	0,39	0,26	0,01	0,61	0,60	0,36
Освейское	0,42	0,26	0,02	0,61	0,64	0,38
Плещеево	0,48	0,27	0,03	0,56	0,54	0,37
Разна	0,43	0,32	0,02	0,49	0,55	0,35
Лекшмозеро	0,39	0,31	0,01	0,75	0,58	0,37
Отрадное	0,44	0,23	0,02	0,79	0,59	0,39

Окончание табл. 6.3

1	2	3	4	5	6	7
Снуды	0,37	0,30	0,02	0,70	0,66	0,39
Мядель	0,37	0,32	0,03	0,75	0,67	0,40
Лаймолонг	0,42	0,30	0,03	0,70	0,64	0,40
Дривяты	0,48	0,26	0,05	0,58	0,63	0,40
Селява	0,46	0,34	0,08	0,69	0,66	0,43
Сукозеро	0,48	0,35	0,05	0,82	0,62	0,43
Нарочь	0,44	0,33	0,01	0,64	0,52	0,36
Колозеро	0,49	0,28	0,04	0,81	0,57	0,41
Елмозеро	0,47	0,26	0,03	0,76	0,53	0,38
Усме	0,48	0,13	0,05	0,80	0,62	0,41
Укшозеро	0,48	0,07	0,04	0,72	0,51	0,39
Подкласс III – большие озера						
Умбозеро	0,61	0,30	0,03	0,87	0,39	0,40
Тикшозеро	0,55	0,22	0,02	0,81	0,46	0,39
Нюк	0,64	0,27	0,06	0,78	0,46	0,42
Лексозеро	0,64	0,35	0,08	0,75	0,47	0,44
Сямозеро	0,58	0,21	0,02	0,73	0,46	0,39
Селигер	0,61	0,43	0,03	0,76	0,49	0,42
Кереть	0,57	0,18	0,02	0,83	0,47	0,40

Таблица 6.4

Класс озер с умеренно-сильным водообменом

Водоем	Отдельные показатели (q_i)					ММ
	$F_{\text{вдсб}}$	$H_{\text{абс}}$	K	$C1$	W_0	
1	2	3	4	5	6	7
Подкласс I – малые озера						
Чербомысло	0,18	0,29	0,01	0,52	0,92	0,39
Торбино	0,27	0,37	0,07	0,60	0,88	0,43
Сесику	0,25	0,15	0,08	0,49	0,92	0,41
Дидисис	0,29	0,27	0,08	0,48	0,90	0,42
Жверна	0,29	0,30	0,09	0,38	0,68	0,41
Эрмисту	0,27	0,03	0,03	0,55	0,87	0,39
Лубенское	0,31	0,23	0,05	0,78	0,90	0,45
Подкласс II – средние озера с удельными водосборами от 1 до 25						
Верхнее Ондомозеро	0,46	0,32	0,03	0,50	0,67	0,39
Выгоновское	0,43	0,30	0,03	0,48	0,75	0,41
Червоное	0,47	0,27	0,04	0,67	0,73	0,43

12	2	3	4	5	6	7
Свирь	0,48	0,30	0,08	0,77	0,68	0,44
Чухлома	0,45	0,28	0,03	0,75	0,69	0,42
Вещозеро	0,41	0,24	0,06	0,34	0,80	0,40
Шо	0,38	0,29	0,06	0,39	0,80	0,40
Кретуонас	0,40	0,29	0,08	0,47	0,72	0,40
Сумозеро	0,41	0,21	0,03	0,48	0,70	0,38
Кяртояс	0,38	0,29	0,09	0,51	0,80	0,42
Сейдозеро	0,40	0,11	0,05	0,55	0,69	0,39
Бабите	0,43	0,00	0,03	0,46	0,77	0,39
Крошнозеро	0,50	0,19	0,08	0,55	0,71	0,36
Каненярви	0,43	0,20	0,07	0,83	0,72	0,44
Черствяты	0,40	0,28	0,07	0,51	0,78	0,42
Подкласс II – средние озера с удельными водосборами от 25 до 50						
Костамукша	0,40	0,31	0,11	0,70	0,80	0,46
Отолово	0,46	0,26	0,18	0,76	0,76	0,49
Айсятас	0,43	0,30	0,18	0,74	0,71	0,47
Дисникштис	0,44	0,29	0,19	0,54	0,80	0,47
Подкласс II – средние озера с удельными водосборами больше 50						
Царману	0,42	0,31	0,38	0,63	0,78	0,53
Зрзветас	0,43	0,27	0,44	0,57	0,80	0,54
Лушай	0,48	0,28	0,46	0,62	0,71	0,54
Асалнай	0,45	0,28	0,37	0,64	0,74	0,52
Чириш	0,48	0,27	0,27	0,68	0,74	0,50
Зарасас	0,42	0,26	0,21	0,79	0,75	0,49
Укояс	0,37	0,28	0,22	0,63	0,77	0,46
Южный Лакояй	0,44	0,29	0,22	0,75	0,73	0,49
Подкласс III – большие озера						
Колвицкое	0,56	0,23	0,04	0,84	0,59	0,44
Ровкульское	0,57	0,37	0,09	0,80	0,57	0,45
Гимольское	0,62	0,33	0,13	0,89	0,60	0,49
Ондозеро	0,62	0,24	0,06	0,59	0,54	0,42
Галичское	0,53	0,20	0,05	0,65	0,65	0,42
Суоярви	0,60	0,19	0,14	0,78	0,59	0,47
Янисярви	0,65	0,13	0,08	0,62	0,56	0,43
Сумозеро	0,58	0,17	0,09	0,75	0,57	0,44

Переход озера из класса с меньшим водообменом в класс с большим водообменом наблюдается либо с увеличением площади водосбора и удельного водосбора при одинаковом объеме водной массы, либо с увеличением удельного водосбора и уменьшением объема при неизменной площади водосбора.

Таблица 6.5

Водоем	Отдельные показатели (q_i)					ММ
	$F_{\text{влсб}}$	$H_{\text{абс}}$	K	$C1$	W_0	
Подкласс II – средние озера с удельными водосборами от 1 до 25						
Папес	0,43	0,00	0,07	0,55	0,87	0,44
Рубикю	0,37	0,25	0,05	0,97	0,88	0,48
Подкласс II – средние озера с удельными водосборами от 25 до 75						
Юляярви	0,40	0,18	0,29	0,78	0,90	0,54
Жувинтас	0,46	0,17	0,15	0,75	0,88	0,51
Симно	0,41	0,19	0,29	0,42	0,87	0,49
Асавас	0,39	0,30	0,29	0,31	0,84	0,47
Большой Колсиярв	0,45	0,19	0,23	0,56	0,85	0,50
Биржулис	0,45	0,30	0,25	0,50	0,88	0,51
Ишнарай	0,37	0,29	0,13	0,60	0,90	0,47
Подкласс II – средние озера с удельными водосборами более 75						
Малый Колсиярв	0,44	0,19	0,93	0,69	1,00	0,75
Белое (Беларусь)	0,38	0,29	1,00	0,76	0,92	0,74
Олтушское	0,45	0,28	0,55	0,70	0,95	0,64
Алмаяс	0,39	0,29	0,57	0,43	0,87	0,57
Подкласс III – большие озера с удельными водосборами от 50 до 75						
Лиепаяс	0,62	0,00	0,27	0,34	0,69	0,47
Бургниеки	0,61	0,08	0,24	0,34	0,68	0,47
Подкласс III – большие озера с удельными водосборами от 75 до 150						
Пулозеро	0,55	0,22	0,46	0,81	0,71	0,58
Лувозеро	0,56	0,30	0,38	0,77	0,69	0,55
Сартай	0,57	0,20	0,39	0,74	0,68	0,55
Киш	0,60	0,23	0,44	0,52	0,73	0,56
Подкласс III большие озера с удельными водосборами более 150						
Корабожа	0,55	0,29	0,64	0,81	0,77	0,65
Жеймянис	0,52	0,28	0,67	0,70	0,75	0,63

Перечень озер с сильным водообменом приведен в табл. 6.5. В рассматриваемой выборке отсутствует подкласс малых озер с удельными водосборами от 1 до 25, с площадями водосборов от 10 до 100 км² и с объемами водной массы до 0,001 км³. Класс озер с сильным водообменом, таким образом, представлен подклассами средних и больших озер. Каждый подкласс распадается на три группы в зависимости от величины удельного водосбора. При этом градации шкал удельных водосборов для подклассов средних и больших озер существенно различны.

Проведение многомерной классификации для озерных систем зоны избыточного и достаточного увлажнения позволяет учесть все многообразие факторов, влияющих на определение расчетных гидрологических характеристик, лежащих в основе использования озер.

6.3. Отнесение неизученных озер к известному классу

Отнесение неизученных или слабо изученных озер к одному из известных классов решается процедурой дискриминантного анализа. Диагностика выполняется по трем морфометрическим характеристикам: удельному водосбору, площади водосбора и объему водной массы. По результатам кластерного анализа составлены обучающие выборки для трех классов водообмена (табл. 6.6–6.9).

Подкласс малых озер представлен тремя группами объектов со слабым, умеренным и умеренно-сильным водообменом (см. табл. 6.6). Группа озер со слабым водообменом состоит из двух объектов, ее группировочный признак (ГП) – 1. Озер с умеренным водообменом 42, ГП – 2. Группа озер с умеренно-сильным водообменом содержит 8 объектов и ее ГП равен 3.

Таблица 6.6

Малые озера разных классов водообмена

ГП	Название озера	K	F , км ²	W , км ³
1	2	3	4	5
1	Лукомльское	2,6	95,6	0,24
1	Платялю	4,5	54	0,125
2	Ругозеро	5,51	59	0,026
2	Святозеро	11	51,1	0,067
2	Кривое	14,5	65,4	0,043
2	Долгое	14,89	32,6	0,043
2	Черствец	7,52	18,8	0,025

Окончание табл. 6.6

1	2	3	4	5
2	Дубец	6,86	77,5	0,026
2	Сенеж	8,1	69,2	0,025
2	Алауксне	1,9	14,8	0,026
2	Алуксне	1,8	28,4	0,074
2	Вилкокшнис	17,63	66,3	0,018
2	Виринтай	24,88	63,7	0,018
2	Ваенис	16,78	39,1	0,019
2	Усю	12,62	32,3	0,02
2	Бебрусай	14,95	55,9	0,028
2	Обелия	8,37	48,9	0,023
2	Сеньозеро	5,7	18,24	0,018
2	Глубокое	8,33	35	0,017
2	Волос Северный	2,83	11,9	0,03
2	Великая Вода	7,31	19	0,033
2	Щирское	4,13	37,2	0,031
2	Святое	14,1	24,7	0,012
2	Лукштас	8,04	82	0,031
2	Даугу	6,8	64,9	0,033
2	Авелю	8,17	98,1	0,026
2	Чичирис	11,4	73,5	0,02
2	Мягялис	3,81	49	0,083
2	Таурагнас	13	67,2	0,095
2	Саадярв	4,52	32	0,067
2	Балтейн	14,1	93,3	0,09
2	Галстас	5,7	21,2	0,052
2	Сенно	23,7	78,4	0,023
2	Пасмозеро	3,2	13,44	0,018
2	Вахваярв	5,66	60	0,073
2	Хаапаярв	2,7	26	0,023
2	Юшкозеро	3,5	21	0,014
2	Кавголовское	4,67	31,7	0,017
2	Куроярви	14,8	87	0,032
2	Юлемисте	9,06	87	0,024
2	Еша	10,9	101	0,061
3	Чербомысло	2,04	10,2	0,002
3	Торбино	16,4	32,8	0,005
3	Сесику	18,84	24,3	0,003
3	Дидисис	20,38	30	0,004
3	Жверна	23,11	37	0,005
3	Эрмисту	6,67	32	0,006
3	Кальвю	32,79	69	0,008
3	Лубенское	13,15	51,3	0,004

Таблица 6.7

Средние озера с умеренным и умеренно-сильным водообменом

ГП	Название озера	K	$F, \text{ км}^2$	$W, \text{ км}^3$
1	Вязозеро	4,6	450	0,79
1	Шуозеро	3,14	139,5	0,24
1	Освейское	3,9	206	0,15
1	Разна	4,04	229	0,493
1	Лекшмозеро	2,63	143	0,347
1	Отградное	4,17	275	0,284
1	Мядель	6,95	107	0,102
1	Лаймолонг	7,03	199	0,141
1	Селява	19,45	352	0,11
1	Сукозеро	11,5	423	0,184
1	Нарочь	3,51	279	0,71
1	Колозеро	8,85	486	0,36
1	Елмозеро	6,66	372	0,682
1	Укшозеро	9,99	445	0,29
2	Верхнее Ондомозеро	6,32	346	0,1
2	Выгоновское	8,24	219	0,032
2	Червоное	9,93	397	0,045
2	Свирь	19,1	415	0,085
2	Вещозеро	14,1	173	0,015
2	Шо	15,73	118	0,015
2	Кретуонас	20,3	162,4	0,046
2	Сумозеро (Кольский п-ов)	8,5	188,8	0,062
2	Кяртояс	22	120,1	0,016
2	Сейдозеро	13	162,5	0,067
2	Бабите	8,41	217	0,024
2	Крошнозеро	21	187,2	0,051
2	Каненъярв	18	218	0,046
2	Черствяты	16,26	152	0,021
3	Костомукшское	28	151	0,017
3	Отолово	45,1	325	0,028
3	Дисникутис	46,75	251,5	0,015
4	Царману	95,5	210	0,02
4	Эрзветас	111,2	219	0,016
4	Лушай	115,1	450	0,054
4	Асалнай	91,8	306,6	0,039
4	Чириш	67,6	419	0,038
3	Зарасас	53,41	108,7	0,03

Средние озера с сильным водообменом

ГП	Название озера	K	F , км ²	W , км ³
5	Рубикю	11,74	110,8	0,005
6	Юляярви	71,6	156	0,004
6	Жувинтас	38,07	335	0,005
6	Симно	73,37	178,3	0,006
6	Асавас	71,46	147,2	0,009
6	Большой Колсиярв	58	290	0,008
6	Биржулис	62,13	279,6	0,005
6	Ишнарай	32,47	103,9	0,004
7	Малый Колсиярв	233	256	0,001
7	Белое (Беларусь)	250	125	0,003
7	Олгушское	137	301,9	0,002
7	Алмаяс	142,4	149,5	0,006

Подкласс средних озер разбит на две обучающие выборки – с умеренным и умеренно-сильным водообменом (см. табл. 6.7), а также с сильным водообменом (см. табл. 6.8). При этом озера дополнительно разделены на группы в зависимости от диапазона изменения удельных водосборов (K). Так, группа озер с умеренным водообменом представлена объектами с K от 1 до 25, ГП – 1. Озера с умеренно-сильным водообменом заданы объектами с удельными водосборами от 1 до 25 (ГП – 2), от 25 до 50 (ГП – 3) и больше 50 (ГП – 4). Группа озер с сильным водообменом представлена объектами с K от 1 до 25 (ГП – 5), с K от 25 до 75 (ГП – 6) и с K больше 75 (ГП – 7).

Подкласс крупных озер представлен группой объектов с умеренным (ГП – 1), умеренно-сильным (ГП – 2) и сильным (ГП – 3) водообменом (см. табл. 6.9).

Рассмотрим пример выработки решающего правила отнесения неизученных и слабо изученных озер к этому классу.

Таблица 6.10 содержит параметры дискриминантных функций, из анализа которых следует, что для решения диагностической задачи вполне достаточно применить две из них: $F1$ и $F2$, имеющие суммарный вклад в общую дисперсию процесса водообмена 100 %.

Таблица 6.9

Крупные озера разных классов водообмена

ГП	Название озера	K	F , км ²	W , км ³
1	Умбозеро	7,6	2330	4,65
1	Тикшозеро	5,1	1056	1,67
1	Нюк	15	3212	1,81
1	Лексозеро	21,1	3495	1,43
1	Сямозеро	6,05	1610	1,78
1	Кереть	6	1339	1,62
2	Колвицкое	9,6	1160	0,278
2	Ровкульское	22,4	1390	0,035
2	Гимольское	33,1	2665	0,258
2	Ондозеро	14,07	2560	0,6
2	Галичское	11,6	872	0,128
2	Суоярв	35,7	2087	0,55
2	Янисъярв	19,06	3641	0,42
2	Сумозеро (Карелия)	22,06	1630	0,37
3	Буртниеки	59,6	2290	0,084
3	Пулозеро (Кольский п-в)	116	1130	0,054
3	Лувозеро	94,48	1266	0,076
3	Сартай	98,1	1363	0,079
3	Киш	109	1900	0,042
3	Коробожа	160	1024	0,023
3	Жеймянис	168	766	0,031

Таблица 6.10

Характеристики дискриминантных функций

Дискриминантная функция	Собственные значения	Вклад функции в объяснение дисперсии, %	Уровень значимости по критерию λ	Уровень значимости по критерию χ -квадрат
1	1,99	91,1	0,28	59,8
2	0,19	8,9	0,84	8,4

Константы и коэффициенты двух дискриминантных функций, приведенные в табл. 6.11, позволяют построить модели дискриминантных функций F_1 и F_2 , задавая натуральные значения исходных морфометрических параметров классификации, по которым будет решаться диагностическая задача:

$$F1 = -1,2 - 0,03 \cdot K + 0,01 \cdot F + 40,7 \cdot W; \quad (6.1)$$

$$F2 = -0,95 + 0,17 \cdot K - 0,03 \cdot F + 19,9 \cdot W. \quad (6.2)$$

Таблица 6.11

Нестандартизованные коэффициенты дискриминантных функций

Параметр	F1	F2
K	-0,03	0,17
F	0,01	-0,03
W	40,7	19,9
Константа	-1,2	-0,95

Таблица 6.12 содержит координаты центроидов трех групп крупных озер (с умеренным, умеренно-сильным и сильным водообменом).

Таблица 6.12

Координаты групп центроидов

Группа озер	F1	F2
1-я	6,2	0,85
2-я	-0,005	-0,21
3-я	-1,524	0,87

Матрица внутригрупповых корреляций исходных морфометрических параметров классификации между собой попарно (табл. 6.13) показывает, что переменные довольно слабо (коэффициенты корреляции $r < 0,5$) коррелируют между собой, поэтому каждая из них в отдельности несет свою долю информации.

Таблица 6.13

Матрица внутригрупповых корреляций

Параметр	K	F	W
K	1	0,45	-0,08
F	0,45	1	0,27
W	-0,08	0,27	1

Результаты дискриминантного анализа всех рассмотренных озер зоны избыточного и достаточного увлажнения представлены на рис. 6.1–6.4.

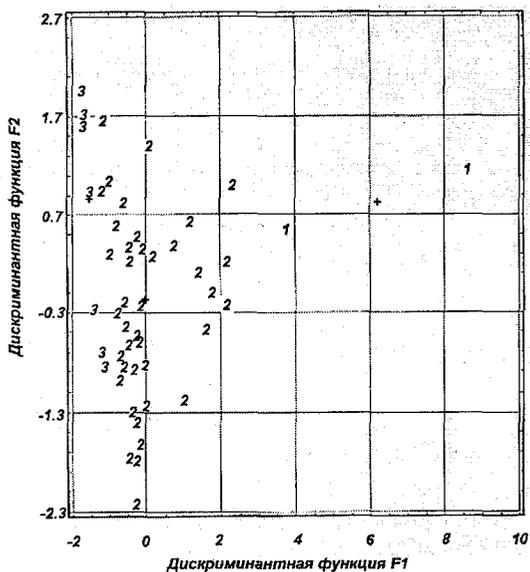


Рис. 6.1. Положение центроидов и малых озер со слабым (1), умеренным (2) и умеренно-сильным (3) водообменом в координатах F_1 и F_2

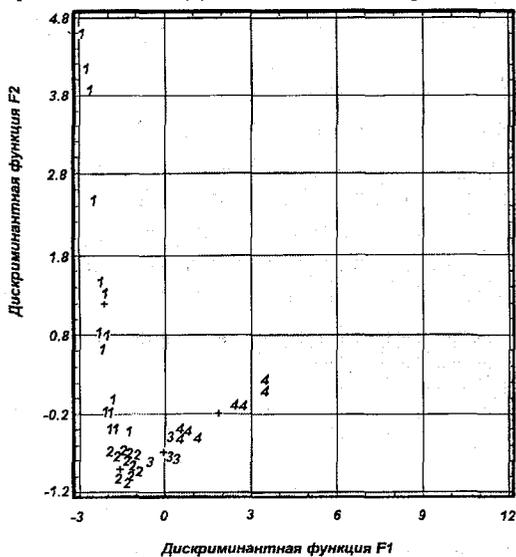


Рис. 6.2. Положение центроидов и средних озер с умеренным (1) и умеренно-сильным (2-4) водообменом в координатах F_1 и F_2

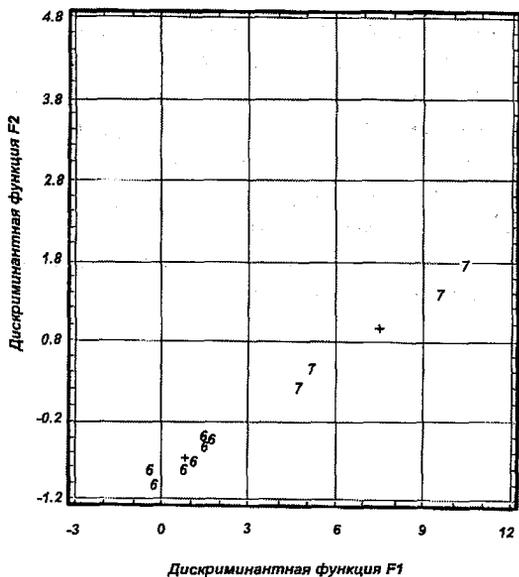


Рис. 6.3. Положение центроидов и средних озер с сильным водообменом в координатах F_1 и F_2

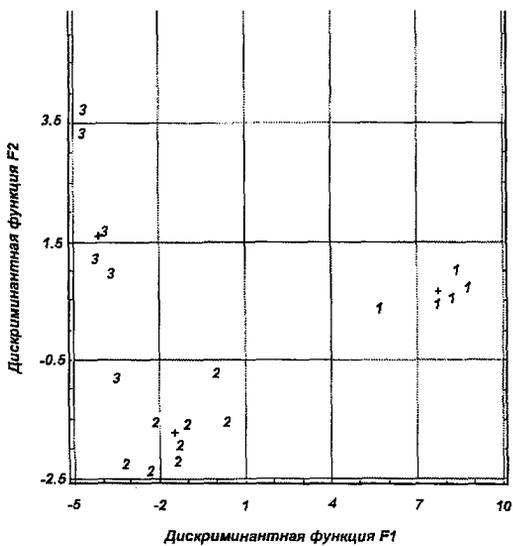


Рис. 6.4. Положение центроидов и крупных озер с умеренным (1), умеренно-сильным (2) и сильным (3) водообменом в координатах F_1 и F_2

Таким образом, в результате решения задачи дискриминантного анализа получены решающие правила отнесения неизученных или слабо изученных озер к известному классу водообмена. При этом использованы такие ведущие морфометрические характеристики озера, как площадь его водосбора, удельный водосбор и объем водной массы. Вычисление по этим параметрам для диагностируемого озера дискриминантных функции F_1 и F_2 и использование их как координат позволяет оценить удаление объекта от центроидов известных классов, подклассов и групп озер.

7. УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР РАЗНЫХ КЛАССОВ ВОДООБМЕНА

7.1. Состояние изученности уровня озера

Многочисленные исследования временных рядов колебаний уровня океанов, морей и озер, проведенные для различных физико-географических условий, позволили получить обобщенные оценки спектральной $S(\omega)$ и двухчастотной спектральной $S(\omega, \Omega)$ плотности колебаний уровня поверхности [11]. Показано, что график обобщенной типичной оценки спектральной плотности $S(\omega)$, вычисленной в стационарном приближении к анализируемому процессу, имеет вид многовершинной кривой с хорошо выраженными энергонесущими зонами в определенных диапазонах частот. В соответствии с факторами, обуславливающими колебания, и временными масштабами колебаний уровня поверхности частотный спектр принято делить следующим образом:

– диапазон межгодовой (многолетней) изменчивости, обусловленный влиянием глобальных факторов климатологического характера (при $\omega < \omega_1 = 2\pi / T_1$, $T_1 \approx$ год);

– диапазон сезонной (внутригодовой) изменчивости, связанный с влиянием гелиогеофизических факторов (при $\omega_1 < \omega < \omega_2 = 2\pi / T_2$, $T_2 \approx$ месяц);

– диапазон синоптической изменчивости, обусловленный изменением циклонической деятельности атмосферы (при $\omega_2 < \omega < \omega_3 = 2\pi / T_3$, $T_3 \approx$ сутки);

– диапазон суточной и внутрисуточной изменчивости, связанный с воздействием приливо-отливных сил (в океанах и морях) и факторов, вызывающих сейшевые колебания уровня (при $\omega_3 < \omega < \omega_4 = 2\pi / T_4$, $T_4 \approx$ час);

– диапазон мелкомасштабных флюктуаций ($\omega_4 \ll \omega$).

При исследовании уровня озера основное внимание, как правило, уделяется их многолетним колебаниям [46, 124]. Реже рассматривается внутригодовой ход [48, 49, 124]. Практически без внимания остается диапазон синоптической, суточной и внутрисуточной, а также мелкомасштабной изменчивости. Как

правило, не учитывается и искажающее влияние антропогенной нагрузки, прежде всего на речной приток – главный элемент водного баланса озера.

Исходными данными для выявления закономерностей изменения уровня в этом диапазоне частот, как правило, служат временные ряды среднегодовых значений в конкретных пунктах наблюдений. Такие ряды в основном не превышают 100 лет, а наиболее часто содержат лишь 40–50 значений. Несмотря на уникальность каждого временного ряда из-за ограниченности длин реализаций достоверность статистических оценок спектра $S(\omega)$ довольно мала. Поэтому многие закономерности спектральной структуры в этом диапазоне частот до сих пор не раскрыты, а ряд полученных результатов по-прежнему дискусионен. Так, некоторые исследователи [86, 100, 131] считают, что в диапазоне межгодовой изменчивости спектр уровневых колебаний близок к спектру белого или красного шума. Временная изменчивость процесса может быть с достаточной точностью описана в терминах модельных процессов авторегрессии – скользящего среднего (АРСС). А.М. Догановский [45, 46], А.В. Шнитников [136, 137] выделяют в этом диапазоне частот циклические колебания с периодами 5–6, 22, 26, 35–42, 90, 1850 лет. Соответственно существуют два основных подхода к пониманию причин формирования многолетних колебаний уровня. Первый (детерминистический) подход постулирует, что основные источники колебаний известны. В этом случае исследуемый процесс описывается некоторым уравнением, в которое уже заложен механизм формирования его изменчивости [73, 127]. Сторонники этого подхода также делали попытки установления количественных связей между уровнем и различными вынуждающими силами. Однако в большинстве случаев такие попытки не дали положительных результатов, поскольку озерная система существенно искажает ход внешних факторов при трансформации их в уровень. Поэтому многие исследователи ограничились качественной оценкой этих связей. Второй (вероятностный) подход предполагает, что изменения уровня происходят около некоторого среднего значения. При этом возникает необходимость изучения механизма формирования многолетней изменчивости уровневых колебаний с использованием, например, вероятностных

моделей передаточных функций, позволяющих моделировать динамические системы со случайным входом и выходом. При этом подходе М.И. Будыко и М.И. Юдин [19] в качестве входных функций принимают случайные составляющие водного баланса, а А.С. Григорьев — случайные колебания таких климатических факторов как температура воздуха и атмосферные осадки [37]. В обоих случаях формируются серии повышенного и пониженного стояния уровня около среднего значения. Преобразование входных функций в уровень и в этом случае связано с применением кривых распределения, параметры которых также во многом определяются строением озерных систем. Стронниками стохастического подхода к анализу, расчету и прогнозу уровенного режима озер являются Н.А. Багров [10], О.А. Дроздов и Т.В. Покровская [57].

Качественные представления об особенностях внутригодовых колебаний уровней озер рассматриваемого региона известны [101–108]. Так, для изменений уровня воды озер Кольского полуострова характерен весенний подъем, сменяющийся постепенным спадом к осени и зиме и прерывающийся небольшими летними и осенними подъемами из-за дождей. Весенний подъем начинается в начале мая, его интенсивность доходит до 10–15 см в сутки. Наибольшие уровни наблюдаются чаще всего при ледоставе или в период вскрытия водоемов, в среднем в конце мая — начале июня. Поднятие уровня составляет в среднем 60–130 см. Спад половодья носит затяжной характер и продолжается до конца июля — начала августа. Осенние паводочные подъемы не превышают 20–50 см. В течение зимнего периода происходит снижение уровня на 10–40 см.

Озера Карелии характеризуются следующим уровенным режимом: весенний подъем наступает в мае — июле. Спад половодья плавный, нарушаемый иногда отдельными повышениями из-за выпадающих осадков. Летний минимум на крупных озерах наблюдается в сентябре, а на малых — в июле–августе. Зимнее понижение уровней до наинизших годовых значений приходится на март — апрель. Для большинства больших и средних озер годовые колебания уровней невелики, не более 1,5 м.

Большинство озер Северо-Запада России питается за счет поверхностного стока, который осуществляется через сеть его притоков. Годовые колебания уровней на озерах составляют 20–50 см.

В годовом ходе уровня наблюдается подъем в период стока талых вод. Он начинается в первой половине апреля и достигает максимума в конце апреля – первой половине мая. Спад половодья в основном плавный. Осенний дождевой подъем наблюдается в октябре–ноябре, наинизший годовой уровень наступает в феврале–марте.

Весеннее повышение уровня озер Эстонии начинается в конце марта и составляет 25–100 см. Наивысшие уровни на большинстве озер наступают практически одновременно во второй декаде апреля и стоят 1–2 дня. Спад наиболее интенсивен в мае – июне. Низкие летне-осенние уровни нарушаются кратковременными подъемами, обусловленными интенсивными осадками. Понижение уровня в течение зимы составляет 10–40 см, минимальный уровень отмечается в феврале–марте. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 70–90 см.

На уровень режим озер Латвии решающее влияние оказывают сгонно-нагонные явления моря, с которым сообщаются озера. Наибольшие уровни на этих озерах наблюдаются во время зимы и поздней осенью во время штормов, наименьшие – в мае–июне. К водоемам с указанным выше типом колебания уровня относятся озера Киш, Бабите, Энгуре, Лиепаяс и Папес. Уровень режим моренных озер обусловлен главным образом деятельностью талого стока и дождевых вод. Поэтому для них характерен весенний подъем уровня, сменяющийся постепенным его спадом к концу лета и началу осени. Весенний подъем уровня на озерах Латвии начинается в первой половине марта, максимальный уровень наблюдается в конце апреля. Продолжительность стояния самых высоких уровней от 2 до 10 дней. Интенсивность спада в 2–3 раза меньше интенсивности подъема. В зимний период колебания уровня незначительны, минимум наступает в марте, непосредственно перед началом весеннего половодья. Средняя годовая амплитуда колебания уровня составляет 50–150 см.

По уровенному режиму озера Литвы делятся на три типа. К первому типу относятся сильно проточные озера, уровень которых в течение всего года в значительной мере обусловлен режимом протекающих через них рек. Для озер этого типа характерны большие амплитуды колебаний уровня (1 м и более) и наличие дождевых паводков. Ко второму типу относятся озера,

имеющие незначительные притоки, которые влияют на уровенный режим только во время половодий. Высота весеннего поднятия уровня составляет несколько десятков сантиметров. Третий тип включает озера, уровенный режим которых зависит главным образом от особенностей притока грунтовых вод. Годовая амплитуда колебаний уровня весьма незначительна.

Для уровенного режима озер Беларуси характерен весенний подъем, начинающийся в середине марта. Максимальные уровни отмечаются в апреле, высота подъема составляет 30–120 см. Спад половодья плавный, часто нарушается дождевыми паводками. В осенний период кратковременные подъемы уровня достигают 30–40 см, зимние колебания уровня незначительны.

Для уровенного режима озер северо-западной части Верхне-Волжского района характерен весенний подъем, начинающийся во второй половине апреля. Высота поднятия уровня колеблется от 20 до 120 см. Максимальный уровень наблюдается в период вскрытия водоемов, обычно в конце апреля – начале мая. Спад уровня плавный, в отдельные годы нарушается летне-осенними дождевыми паводками с поднятием уровня на 20–40 см. В зимний период изменения уровня незначительны.

Практически все озера рассматриваемой территории Северного края являются однотипными по годовому ходу уровня. Весной наполнение озер начинается еще подо льдом в среднем за месяц до наступления максимального уровня, который наступает через 5–10 дней после очищения водоемов ото льда. На небольших озерах высота поднятия уровня составляет 0,8–1,4 метра. Спад половодья продолжается 1–2 месяца. Низкое стояние уровня в летне-осенний сезон обычно длится около двух месяцев. Дождевые паводки могут затянуть спад половодья, а осенью вызывают подъем уровня до 0,3–0,5 м. Зимой происходит плавное снижение уровня, к концу сезона обычно составляющее 0,1–0,3 м.

7.2. Формирование уровенного режима озер

Одним из основных методов исследования количественных соотношений между отдельными факторами водного режима продолжает оставаться метод водного баланса. Он основан на следующем равенстве – для любого объема пространства, ограничен-

ного некоторой произвольной поверхностью, количество воды, вошедшей внутрь этого пространства, за вычетом количества воды, вышедшей наружу, должно равняться увеличению (уменьшению) количества ее внутри данного объема. Это равенство справедливо для любого промежутка времени и для произвольно взятого пространства, ограниченного замкнутой поверхностью.

Исходя из этого положения, представляется возможным производить сопоставление отдельных источников поступления влаги в различные периоды времени в пределы изучаемой территории и устанавливать степень их влияния на общий ход формирования водного режима изучаемого объекта. Метод позволяет косвенным путем определить по разности между изучаемыми величинами одну из компонент водного баланса. Общий вид уравнения водного баланса водных акваторий можно представить следующим образом:

$$\Sigma P - \Sigma P = \Sigma A + H,$$

где ΣP – сумма приходных составляющих баланса; ΣP – сумма расходных составляющих баланса; ΣA – сумма аккумуляционных компонентов; H – невязка баланса.

В зависимости от решаемой задачи баланс может быть составлен за различные интервалы времени, а все его величины могут быть выражены в миллиметрах слоя, приходящегося на водную поверхность, или в объемных единицах.

Учитывая только основные составляющие баланса за период времени T , уравнение для сточных озер принимает вид:

$$P_p + P_{oc} - C - I + H = + A_v,$$

где P_p – поверхностный приток; P_{oc} – осадки, выпавшие на зеркало озера; C – сток; I – испарение; H – невязка баланса; A_v – аккумуляционные компоненты.

Рассмотрим особенности временной изменчивости составляющих водного баланса озер на примере таких уникальных водных объектов, как Ладожское озеро и озеро Ильмень. В соответствии с разработанной многокритериальной классификацией эти озера входят в класс «уникальных», но существенно отличаются по величине водообмена. Ладожское озеро относится к классу озер со слабым водообменом (период водообмена 11–12 лет), а озеро

Ильмень – к классу озер с сильным водообменом (период водообмена 2 мес.). Подробно вопросы расчета составляющих водного баланса этих озер по месячным интервалам времени за продолжительный период, включая и ледовую составляющую, рассмотрены в работах [48, 83, 146].

Ладожское озеро – крупнейший водоем Европы, имеет площадь зеркала 17 900 км², бассейна 260 000 км², заключенные в озере запасы воды составляют 837 км³, удельный водосбор равен 15,5, внешний водообмен – 0,08. Озеро, его водные и биологические ресурсы широко используются в хозяйственных целях. Это прежде всего водоснабжение Северо-Западного экономического региона, рыбное хозяйство, судоходство, рекреация и т. п. На водосборе озера проводятся различные хозяйственные мероприятия, результатом которых является ухудшение качества озерной воды. Ладожское озеро и его бассейн представляют собой мощную инерционную систему, которая чутко реагирует на крупномасштабные изменения метеоусловий и климата на севере Европы. При этом меняются уровень воды в озере, фиксирующий водные ресурсы, скорость внешнего водообмена, влияющая на самоочищение озера, сток Невы и т.п.

Принимая сток из крупнейшей озерно-речной системы северо-востока Европы (Саймо-Вуоксинской, Онежско-Свирской и Ильмень-Волховской), Ладожское озеро в конечном счете отражает особенности водного режима всего района. Последние исследования озера, обобщенные и опубликованные в трудах международного симпозиума [145, 151, 152, 155] и монографии [75], дают всесторонние представления об этом природном объекте.

Для расчета суммарного притока в Ладожское озеро использованы среднемесячные расходы воды за рассматриваемый период по Волхову, Свири, Вуоксе, Олонке, Видлице, Сяси, Янис-йоки, Паше. Сток по этим рекам составляет более 90 % суммарного притока в озеро. За период отсутствия наблюдений по некоторым из рек до 1944 г. сток был составлен по аналогам. С неосвещенной наблюдениями площади сток восстановлен путем отнесения модуля стока реки-аналога к рядом расположенной площади. Месячные атмосферные осадки (жидкие и твердые) подсчитывались по метеостанциям Новая Ладога, Приозерск, Свирица с учетом площади

озера, тяготеющей к станциям. Расчет испарения с водной поверхности проведен по данным этих же станций по формуле ГГИ, а испарение со льда и снежного покрова – по формуле П.П. Кузьмина. Сток же из озера по р. Неве принят по станции Новосаратовка. Месячные уровни даны по постам Сясьские Рядки и Валаам.

На рис. 7.1 в качестве примера приведены отрезки реализаций средних месячных значений составляющих водного баланса Ладожского озера за произвольно выбранные десятилетия.

Каждая составляющая имеет ритмику годовой цикличности, особенности которой для разных составляющих существенно различны. Так, для реализации средних месячных сумм осадков на зеркало озера $P(t)$ характерна чрезвычайная изменчивость. Кривая внутригодового хода многовершинна. В зависимости от степени водности количество максимумов от года к году может меняться от двух до пяти. Например, в 1937 г. наблюдалось пять максимумов: в феврале, мае, июле, сентябре и ноябре, а в следующем, 1938 г., – только два: в июне и октябре. Чаще всего основной максимум осадков приходится на лето. В силу большой случайности данного процесса он может проявляться как в июне, так и в июле и августе. В отдельные годы (например, 1940, 1943, 1945, 1948 гг. и т.д.) осенний максимум осадков превышает по абсолютным значениям летний. Он так же, как и летний, мигрирует внутри сезона и может наблюдаться в сентябре или октябре. От года к году меняется не только время наступления максимальных величин осадков, но и их интенсивность.

Межгодовая изменчивость процесса, таким образом, происходит в виде амплитудной и фазово-частотной модуляции характерных элементов внутригодового хода.

Значительно более устойчивая форма свойственна для кривой внутригодового хода испарения с зеркала озера $E(t)$. Так, для этого процесса присуще ежегодное повторение основного максимума летом (в июле) и вторичного максимума осенью (в октябре–ноябре). Происхождение июльского максимума испарения с водной поверхности связано, по-видимому, с наблюдающимися в данный месяц максимальными температурами воды и воздуха, а осеннего – с конденсацией пара с водной поверхности, когда с поступлением холодных воздушных масс на территорию северо-западного реги-

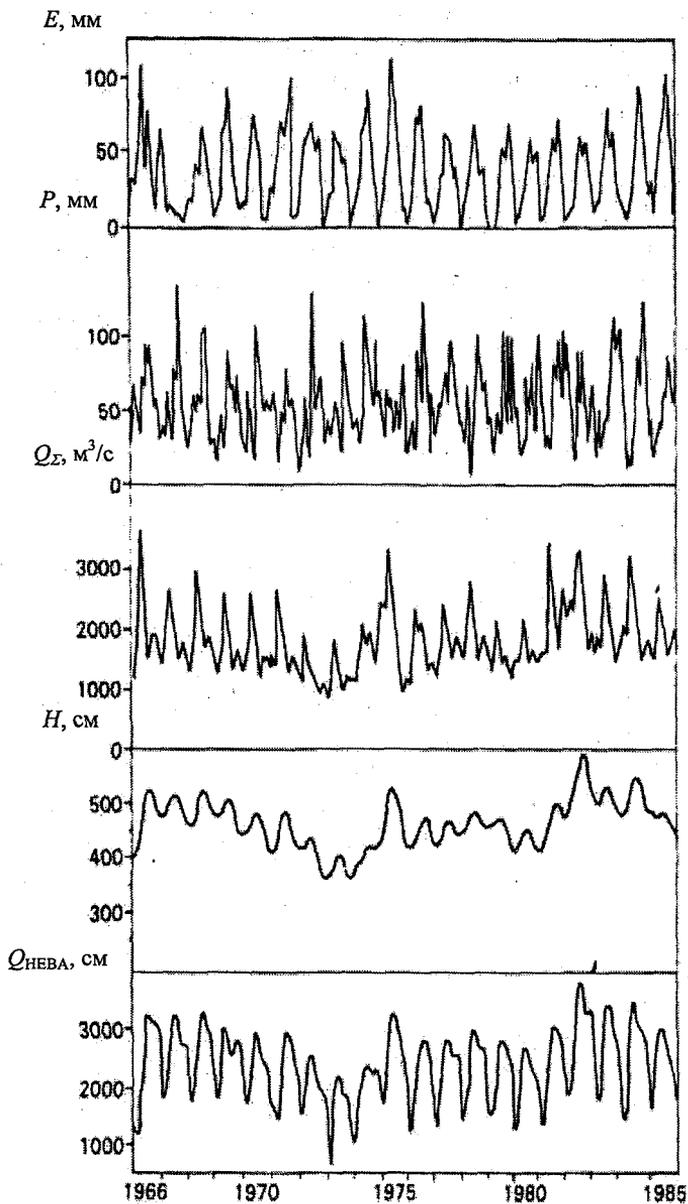


Рис. 7.1. Отрезки реализации средних месячных значений составляющих водного баланса Ладожского озера

она суша охлаждается быстрее, чем вода. В отдельные годы (например, 1964, 1971 гг. и т.д.) осенний максимум испарения по величине превышает летний. Иногда во внутригодовом ходе испарения имеет место и весеннее (в апреле или мае) увеличение значений. Однако роль его во временной изменчивости процесса незначительна. Минимумы испарения наблюдаются со снега в зимние месяцы. В основном они близки к нулю, но в отдельные годы (1946, 1964, 1982 гг. и т.д.) достигают своих абсолютных величин, отражая определенную цикличность в чередовании теплых и холодных зим. От года к году существенно меняется амплитуда основного максимума испарения, значения процесса в период наступления минимумов изменяются незначительно. Межгодовая изменчивость, таким образом, так же как и для осадков, проявляется преимущественно в виде амплитудной модуляции основного всплеска значений.

На реализации суммарного среднемесячного притока в озеро $Q_{\Sigma}(t)$ четко прослеживаются все особенности режима рек его бассейна. Анализ временной изменчивости стока отдельных рек, впадающих в озеро [87], показал, что набор основных фаз внутригодового хода водности, время их наступления, а также особенности многолетней изменчивости существенно зависят от степени зарегулированности стока озерами. Для неозерных рек – Сяси, Олонки, Видлицы и других – свойственны ярко выраженный внутригодовой ход сложной формы и межгодовая изменчивость, проявляющаяся преимущественно в виде модуляции типичных элементов годового цикла (изменение от года к году амплитуды, а также времени наступления половодий и паводков) при постоянном или практически постоянном уровне водности в бассейнах (изменение условий меженного стока). Несколько иной режим стока выявляется на зарегулированных реках. При этом если для Свири и Волхова при впадении их в озеро характерен достаточно выраженный внутригодовой ход стока, проявляющийся на фоне долгопериодных изменений водности, то для Вуоксы внутригодовой ход стока практически сглажен, а низкочастотные колебания преобладают.

Таким образом, на реализации суммарного притока в Ладожское озеро ежегодно четко прослеживаются весеннее половодье, летняя межень, осенний дождевой паводок и зимняя межень.

В отдельные годы отмечаются летние дождевые паводки. От года к году меняются амплитуда и время наступления характерных элементов внутригодового хода. Ритмика годовой цикличности суммарного притока протекает на фоне низкочастотного колебания водности, который формируют крупные зарегулированные реки, впадающие в Ладожское озеро. Межгодовая изменчивость суммарного притока в водоем проявляется, таким образом, в виде как модуляции типичных элементов внутригодового хода, так и долгопериодного колебания водности.

На реализации средних месячных значений уровня Ладожского озера $H(t)$ внутригодовой ход имеет плавный сглаженный вид: повышение уровня происходит в весенне-летний период и понижение – в осенне-зимний. Фазы водного режима растянуты и распластаны: озеро служит своеобразным фильтром, трансформирующим энергию внутригодовых колебаний в энергию долгопериодной изменчивости. Антропогенная нагрузка на речной приток также искажает внутригодовой ход уровня, что необходимо учитывать при расчете вероятностных характеристик. Межгодовая изменчивость процесса формируется в виде низкочастотного колебания уровня наполнения озера.

Временная изменчивость стока Невы во всем повторяет характер уровенного режима Ладожского озера, а зависимость $Q = f(H)$ близка к линейной.

Отмеченные при анализе реализаций средних месячных значений особенности составляющих водного баланса Ладожского озера позволяют записать априорную модель временной изменчивости процессов в следующем виде:

$$\zeta(t) = \eta(t) + \xi(t) = \eta(t) + f(t)\mu(t), \quad (7.1)$$

где $\eta(t)$ – низкочастотная (инерционная) составляющая; $\xi(t) - f(t)\mu(t)$ – составляющая сезонной изменчивости; $\mu(t)$ – математическое ожидание внутригодового хода; $f(t)$ – модулирующая функция.

Составляющая $\mu(t)$ – медленно меняющийся случайный процесс с масштабами изменчивости больше одного года. Составляющая $\xi(t)$ – центрированный периодически коррелированный

случайный процесс с периодом коррелированности T , равном 1 году.

Для разных составляющих водного баланса Ладожского озера временная изменчивость описывается частными разновидностями модели (7.1). Так, для осадков на зеркало озера, испарения с него и для ледовой составляющей баланса модель (7.1) примет вид:

$$\zeta(t) = f(t)\mu(t),$$

для колебаний уровня озера и расходов Невы она преобразуется в выражение

$$\zeta(t) = \eta(t) + \mu(t).$$

Для суммарного притока в Ладожское озеро уравнение (7.1) останется неизменным.

Поскольку для каждой составляющей водного баланса озера характерна своя ритмика годовой цикличности, будем анализировать ее методами теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП). Эти методы изложены в работе [109], а их приложение к анализу гидрологических рядов, — например, в [48, 87]. Напомним, что в общем смысле случайный процесс $\xi(t)$, $t \in (-\infty, \infty)$, называют периодически коррелированным, если существует такое фиксированное положительное число T , при сдвиге на которое характеристики процесса остаются инвариантными. Основными вероятностными оценками ПКСП, адекватно отражающими особенности ритмики годовой цикличности многих гидрометеорологических процессов, являются математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$, матрица корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости $K(t, \tau)$. Математическое ожидание ПКСП характеризует регулярную компоненту внутригодовых изменений процесса и позволяет оценить средний многолетний повторяющийся образ внутригодового колебания; дисперсия — отклонения процесса от средней многолетней нормы. Вид функции $K(t, \tau)$ при $\tau = 1$ месяцу отражает закономерности внутригодовых изменений процесса в заданные моменты времени. При месячном интервале осреднения исходной информации оценки $m(t)$, $D(t)$ и $K(t, \tau)$ вычисляются для каждого месяца по ежегодным последовательностям значений в предположении об их стационарно-

сти и стационарной связанности. Матрица корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости имеет две ветви связей – "вперед" и "назад". Ветвь связи "вперед" показывает коррелированность значений процесса в каждый j -й месяц года с величинами в последующие месяцы, ветвь связи "назад" – зависимость отсчетов процесса в каждый j -й месяц от значений в предшествующие ему месяцы.

Математическое ожидание периодически коррелированного случайного процесса определяется как

$$m_{\xi}(t) = M\{\xi(t + kT)\}, \quad (7.2)$$

а корреляционная функция – как

$$K_{\xi}(t, \tau) = M\{\xi^0(t + kT)\xi^0(t + \tau + kT)\}, \quad (7.3)$$

где $\xi^0(t) = \xi(t) - m_{\xi}(t)$ – центрированный случайный процесс; τ – сдвиг корреляционной функции.

При $\tau = 0$ функция (7.3) равна дисперсии процесса $D_{\xi}(t)$. Функции $m_{\xi}(t)$, $D_{\xi}(t)$, $K_{\xi}(t, \tau)$ являются периодическими по аргументу t с периодом T , который называется периодом коррелированности. Естественным периодом коррелированности составляющих баланса служит период, равный одному году. Совместный анализ графиков оценок $m(t)$ и $D(t)$ дает возможность установить тип межгодовой изменчивости процессов. В случае когерентности этих графиков изменчивость происходит в виде амплитудной модуляции, т. е. ослабления или усиления интенсивности основных элементов внутригодового хода, в случае некогерентности – в виде наложения долгопериодного колебания или частотно-фазовой модуляции.

Оценки функций $m_{\xi}(t)$, $D_{\xi}(t)$, $K_{\xi}(t, \tau)$ вычисляются по отсчетам, взятым из исходной реализации через период коррелированности, и имеют вид:

$$m_{\xi}^*(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \xi(t + kT), \quad (7.4)$$

$$D_{\xi}^*(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [\xi^0(t + kT)]^2, \quad (7.5)$$

$$K_{\xi}^*(t, \tau) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [\xi^0(t + kT) \xi^0(t + kT + \tau)]. \quad (7.6)$$

При использовании исходной информации месячного периода осреднения оценки (7.4)–(7.6) вычисляются по ежегодным последовательностям значений для каждого месяца года в предположении об их стационарности.

Графики оценок $m(t)$ и $D(t)$ составляющих водного баланса Ладожского озера повторяют особенности, отмеченные при анализе исходных реализаций (рис. 7.2). Так, ход кривой математического ожидания месячных сумм осадков на зеркало Ладожского озера имеет четко выраженный сезонный характер – максимум приходится на август, минимум – на март. Дополнительные экстремумы, отмеченные при анализе реализации, сглаживаются при многолетнем осреднении. На кривой дисперсии наблюдаются два максимума – в июле и октябре. Первый показывает, что в отдельные годы летний всплеск значений приходится на июль, а второй характеризует осеннее увеличение осадков, которое не проявляется на кривой математического ожидания, но прослеживается на кривой отклонения от него.

Кривая математического ожидания испарения с поверхности Ладожского озера имеет ярко выраженный максимум в июле и минимум зимой. Кривая дисперсии более сложна: основной максимум также приходится на июль, а вторичный – на ноябрь.

Графикам оценок $m(t)$ и $D(t)$ суммарного притока соответствуют двухвершинные кривые с основным максимумом значений в период весеннего половодья (май) и вторичным в период осеннего паводка (ноябрь). Минимумы на кривых математического ожидания и дисперсии совпадают с зимней (февраль–март) и летней (август–сентябрь) межениями.

Кривая среднего многолетнего внутригодового хода уровня Ладожского озера характеризуется исключительно сглаженным ходом с максимумом в июне и минимумом в декабре.

На кривой дисперсии прослеживаются три всплеска – основной в июне – июле, два вторичных – в феврале и ноябре.

График оценки $m(t)$ стока Невы полностью повторяет ход кривой уровня. Расходы воды в период максимального стока (июнь) только менее чем в два раза превышают расходы воды

в период минимальных величин (январь–февраль). На кривой дисперсии четко выражены зимне-весенняя и осенняя межени.

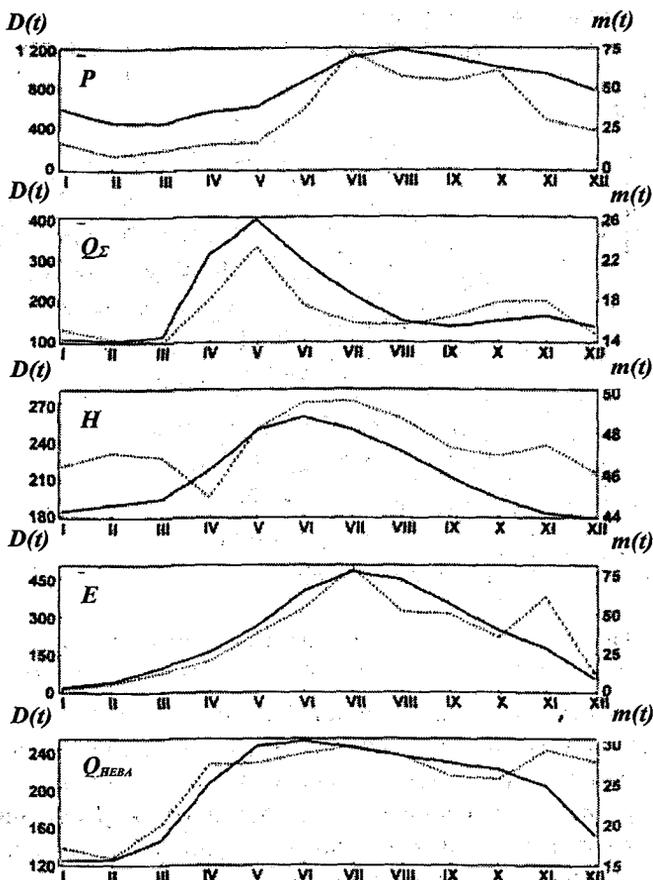


Рис. 7.2. Графики оценок математического ожидания и дисперсии составляющих водного баланса Ладожского озера на период коррелированности T , равном 1 году

Сопоставление кривых $m(t)$ для осадков и испарения показывает, что в среднем многолетнем аспекте за анализируемый период (1936–1997 гг.) с мая по июль включительно количество влаги, испарившейся с зеркала озера, превышало сумму осадков, выпавших на поверхность водоема. В остальные месяцы года осадки преобладали над испарением.

Анализ оценок $K(t, \tau)$ показывает, что для процесса выпадения осадков на зеркало озера характерно отсутствие коррелированности отсчетов внутри года (рис. 7.3).

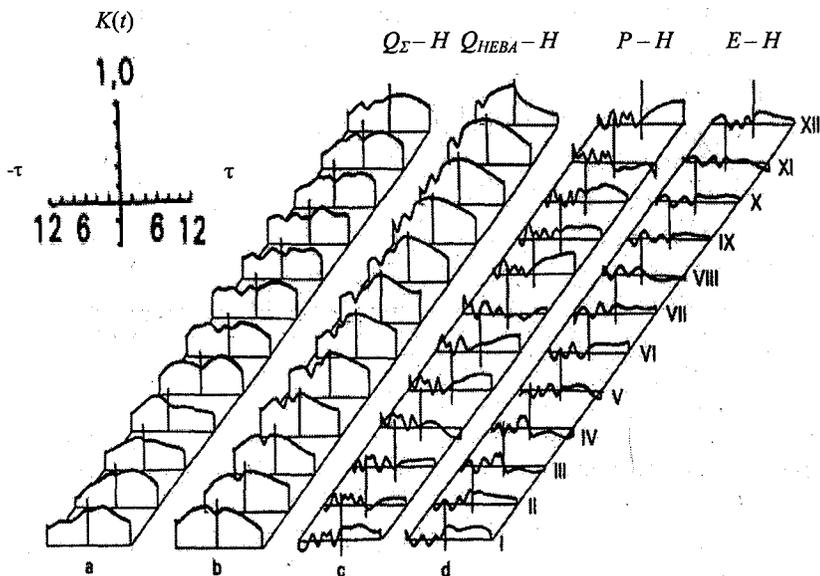


Рис. 7.3. Графики оценок корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости составляющих водного баланса Ладожского озера

Так, для всех месяцев связи как "вперед", так и "назад" достаточно быстро затухают на начальном участке коррелограммы и продолжают флюктуировать с незначительными отклонениями от нулевого уровня в дальнейшем. Коэффициенты корреляции $K_i(1)$ для всех месяцев года значительно ниже уровня значимости, что говорит о большой случайности процесса.

Для испарения с поверхности Ладожского озера свойственна несколько большая, чем для осадков коррелированность значений внутри года. Она проявляется в увеличении коэффициентов корреляции для отдельных месяцев. Так, на ветви корреляционных связей в марте $K_{III}(1)$ превышает уровень значимости (0,70), а в январе и сентябре $K_I(1)$, $K_{IX}(1)$ близки к нему (0,61; 0,60).

Это свидетельствует о существенном влиянии испарения в указанные месяцы года на процесс в последующие за ними меся-

цы, т.е.: в апреле, феврале и октябре соответственно. Парную коррелированность значений в указанные месяцы подтверждают и высокие коэффициенты связей «назад». Радиус затухания корреляционных связей внутри года для испарения превышает соответствующую величину для осадков и составляет в период с сентября по январь 5–6 мес., с февраля по август 2–4 мес., в июле зависимости внутри года имеют вид затухающей косинусоиды.

Значительно большей коррелированностью характеризуется процесс суммарного притока в Ладожское озеро. Так, $K(t, \tau)$ для всех месяцев года как «вперед», так и «назад» не затухают внутри года. Однако временные сдвиги τ , соответствующие значимым коэффициентам корреляции, различны для разных сезонов. В декабре–январе, июле–августе и октябре, т.е. в период зимней, летней и осенней межени, временный сдвиг для суммарного притока «вперед» и «назад», соответствующий значимым коэффициентам корреляции, составляет 2–3 мес. Таким образом, для этих сезонов года наблюдаются симметричность и однотипность корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости. В марте и апреле значимы только коэффициенты корреляции для связей «назад» ($\tau_{III} = 4$ мес., $\tau_{IV} = 2$ мес.), а в мае – для связей «вперед» ($\tau_V = 2$ мес.). В период весеннего половодья на малых реках водосбора проявляется высокая вариация значений расходов воды, связь между ними в соседние месяцы года невелика, что приводит к формированию несимметричности зависимостей.

Исключительно высокой внутригодовой коррелированностью обладает процесс колебаний уровня Ладожского озера. При временном сдвиге $\tau = 1$ и 2 мес., $K_i(1)$ для всех месяцев года близки к 1,0. Они остаются значимыми для временного сдвига $\tau = 7$ и 8 мес. Корреляционные связи внутри года для колебаний уровня симметричны и однотипны для всех месяцев. Большая инерционность колебаний уровня озера формирует и высокую внутригодовую коррелированность единственного водотока – реки Невы.

Сопоставление вероятностных характеристик притока воды в озеро с соответствующими параметрами стока из него дает возможность оценить регулируемую способность водоема. В работе [87] дана такая оценка через разницу между параметрами модельных процессов авторегрессии первого порядка, аппроксимирую-

щих корреляционные зависимости внутригодовой изменчивости для рек, впадающих в озеро, и вытекающей р. Невы. Сопоставление полученных данных позволило дополнительно отметить, что наиболее значима регулирующая роль озера в период с апреля по июнь. В эти месяцы временной сдвиг τ «назад», соответствующий значимым коэффициентам корреляции стока, увеличивается на 7–9 мес., в остальные месяцы – на 2–4 мес.; в ноябре радиус значимых коэффициентов корреляции стока «вперед» возрастает на 7 мес. по сравнению с аналогичной характеристикой притока.

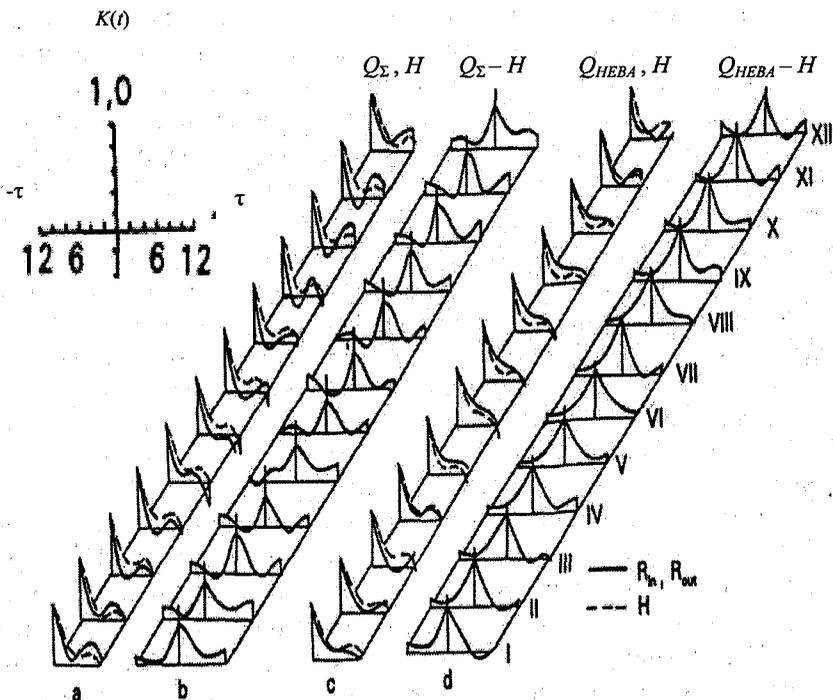


Рис. 7.4. Графики оценок внутригодовых авто- и взаимных корреляционных зависимостей между составляющими водного баланса и уровнем Ладожского озера

Выполненные расчеты составляющих водного баланса Ладожского озера позволили выявить интересные и важные с научной и практической точек зрения особенности генезиса этих составляющих, их «вклад» в формирование режима озера. Так, влияние суммарного притока по рекам на изменения уровня Ладожско-

го озера существенно в обоих диапазонах частот (рис. 7.4). В холодный период года с ноября по март, когда влияние шумовых составляющих минимально, значения коэффициентов взаимной корреляции между процессами превышают уровень значимости (0,65). В теплый период года (с апреля по октябрь) в результате усиления шумового фона в обоих процессах значения коэффициентов корреляции несколько ниже уровня значимости.

В апреле, в период активного снеготаяния, развития волны весеннего половодья на реках водосбора и таяния льда в озере значение коэффициента корреляции минимальное в году (0,56).

Для всех месяцев года абсолютные значения коэффициента связи речного притока и уровня озера наблюдаются при некотором временном сдвиге. В периоды зимней (декабрь–март) и летней (август–сентябрь) межени этот сдвиг составляет 2–3 мес., в период весеннего половодья (май, июнь) и осенних дождевых паводков (ноябрь) – 3–4 мес. Корреляционные зависимости внутригодовой изменчивости не затухают в пределах года, где превышают уровень значимости до временного сдвига в 6–11 мес., и переходят в диапазон многолетней изменчивости, где имеют вид затухающих косинусоид с радиусом корреляции 1–3 года и средним флюктуационным периодом около 5 лет.

Существенно и аналогично влияние расходов воды в Неве на изменения уровня Ладожского озера. Значения коэффициентов корреляции между испарением с зеркала озера и осадками на его поверхность и колебаниями уровня не превышают выборочной изменчивости оценок.

Выполненные исследования позволяют перейти к построению модели передаточной функции между основными факторами водного баланса и уровнем Ладожского озера.

При этом должно быть учтено следующее:

1) высокая внутригодовая и межгодовая коррелированность между суммарным притоком воды в озеро, ее стоком по Неве и уровнем водоема;

2) временной сдвиг, соответствующий абсолютным значениям коэффициентов корреляции между перечисленными процессами;

3) взаимной коррелированностью между атмосферными осадками, испарением и уровнем озера на первом этапе можно пренебречь.

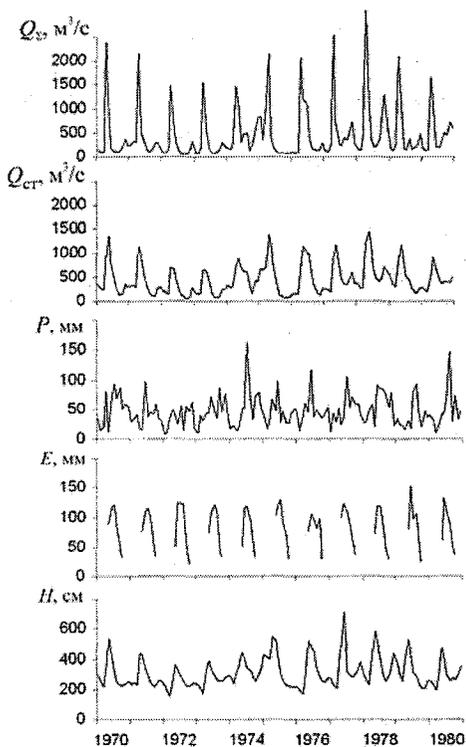


Рис. 7.5. Реализации средних месячных значений составляющих водного баланса оз. Ильмень

Озеро Ильмень находится в тех же физико-географических условиях, что и Ладожское озеро. Однако размеры озерных систем, особенности их строения, морфометрические различия предопределяют формирование иных функций отклика на климатические сигналы, и уровненный режим оз. Ильмень в целом ряде деталей отличается от уровненного режима Ладожского озера, больше соответствуя режиму речного притока. Поэтому при исследовании уровненного режима оз. Ильмень главное внимание следует сфокусировать на притоке воды в озеро и стоке реки Волхов. Следует учитывать влияние Волховского водохранилища, которое становится существенным в периоды низкого стояния уровня озера.

Поскольку основные факторы водного баланса не объясняют в полной мере высокую внутригодовую коррелированность уровня Ладожского озера, необходимо учитывать регулируемую способность озерной системы.

Реализация средних месячных значений составляющих водного баланса оз. Ильмень, графики оценок математического ожидания и дисперсии, а также оценок корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости составляющих водного баланса оз. Ильмень приведены на рис. 7.5–7.7.

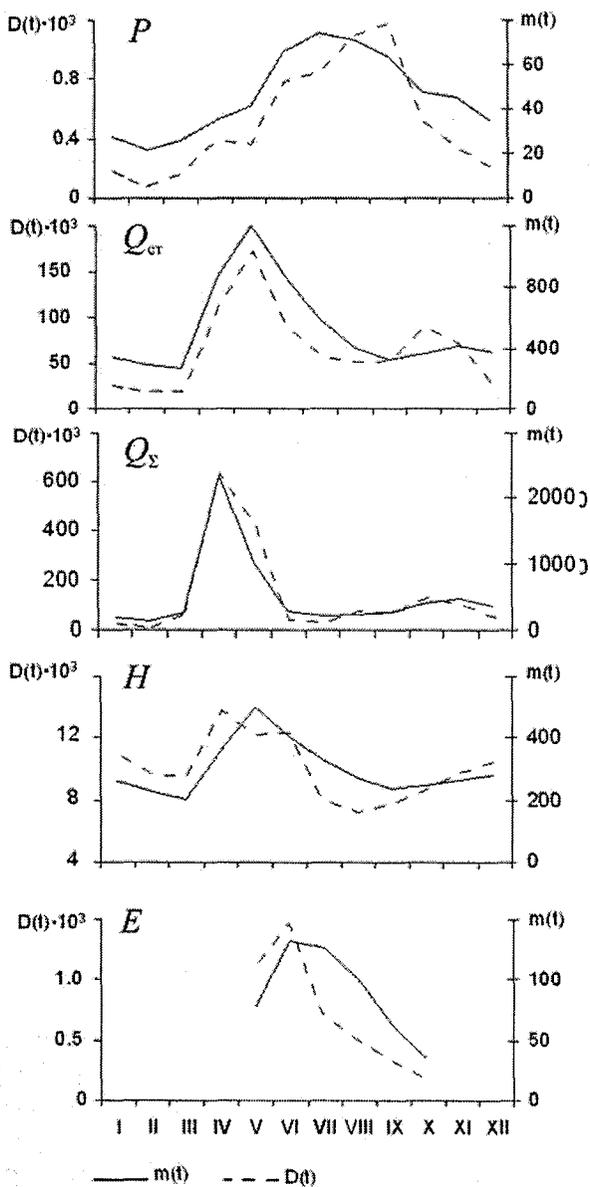


Рис. 7.6. Графики оценок математического ожидания и дисперсии составляющих водного баланса оз. Ильмень

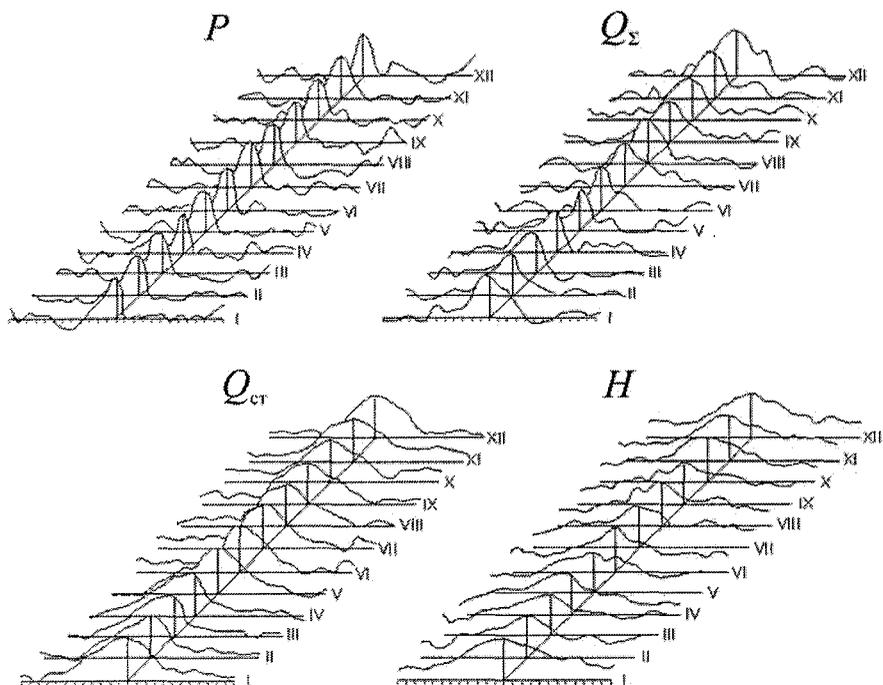
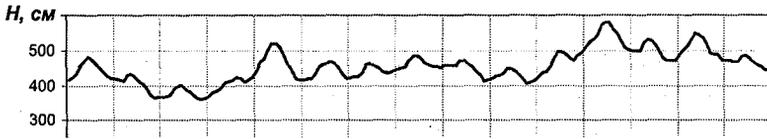


Рис. 7.7. Графики оценок корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости составляющих водного баланса оз. Ильмень

7.3. Структура уровенных колебаний озер разных классов водообмена

В качестве исходной информации для характеристики структуры уровенных колебаний озер разных классов водообмена в настоящей работе использованы средние месячные высоты уровней 26 озер, равномерно расположенных на исследуемой территории. В качестве примера выбраны два уникальных озера с существенно различным характером водообмена: оз. Ильмень (период водообмена 2 месяца) и Ладожское озеро (11–12 лет). Отрезки реализаций средних месячных значений уровней этих озер приведены на рис. 7.8.

Ладожское озеро



Озеро Ильмень

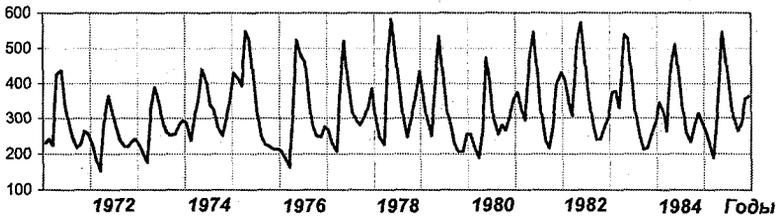


Рис. 7.8. Средние месячные уровни озер разных классов водообмена

Как видно из рисунка, набор основных фаз внутригодового водного режима, время их наступления и роль в жизни озера, а также особенности формирования межгодовой изменчивости уровней колебаний меняются в зависимости от характера водообмена. Так, для оз. Ильмень с сильным водообменом характерные фазы водного режима выражены четко. Из года в год повторяются весеннее половодье, летняя межень, осенний дождевой паводок и зимняя межень. В отдельные годы в уровнях колебаниях наблюдаются и летние дождевые паводки. Половодья и паводки проявляются на фоне низких значений периода минимальных высот уровня. На Ладожском озере со слабым водообменом, уровенные колебания в котором значительно преобразованы регулирующей способностью всей озерной системы, основные фазы водного режима заметно преобразованы. Период максимального уровня растянут и распластан, время его наступления запаздывает по сравнению с периодом весеннего половодья на впадающих реках, колебания уровня, связанные с паводками в речном стоке сглажены. Слабо выраженная ритмика годовой цикличности проявляется на фоне преобладающего долгопериодного (инерционного) колебания уровня.

Вид межгодовой изменчивости уровенных колебаний озер также тесно связан с характером водообмена. Так, для оз. Ильмень от года к году меняется интенсивность максимальных значений, уровень же минимальных величин остается практически постоянным. Межгодовая изменчивость, таким образом, проявляется преимущественно в виде модуляции максимальных высот уровня при незначительном изменении минимальных высот уровня. Для Ладожского озера межгодовая изменчивость проявляется преимущественно в виде преобладающего долгопериодного колебания уровня при незначительной модуляции элементов внутригодового хода. Для озер с умеренным водообменом межгодовая изменчивость проявляется как в виде модуляции характерных элементов внутригодового хода, так и в виде наложения низкочастотной составляющей.

Аналогичная картина характерна не только для таких уникальных озер, как рассмотренные выше, но и для типичных объектов из подклассов малых, средних и больших озер с умеренным, умеренно-сильным и сильным водообменом (рис. 7.9–7.11). Необходимо отметить, что при переходе озера из подкласса малых в подкласс средних, а затем и больших озер одного и того же класса водообмена, естественным образом возрастает вклад дисперсии инерционного колебания в общую дисперсию процесса. Регулирующая способность озера возрастает, происходит сглаживание характерных элементов внутригодового хода уровня.

Отмеченные особенности внутригодового хода и межгодовой изменчивости уровенных колебаний озер приводят к целесообразности их рассмотрения как 12-многомерного случайного вектора:

$$\xi_t = \{\xi_{1,t}, \dots, \xi_{12,t}\}^T \equiv \{\xi_{i,t}\}.$$

Обобщим полученные в ходе анализа сведения о внутригодовых и межгодовых изменениях уровня озер разных классов водообмена путем вероятностного моделирования. Вслед за авторами работы [109] под вероятностной моделью процесса будем понимать параметрически заданную дискретную случайную функцию, позволяющую воспроизводить ряд случайных значений с теми же вероятностными свойствами, что и ряд исходных значений. Опишем каждую компоненту вектора $\{\xi_{i,t}\}$, т.е. каждую подпоследовательность ежегодных значений уровней, модельным процессом AP (1). Напомним, что дискретный процесс авторегрессии первого

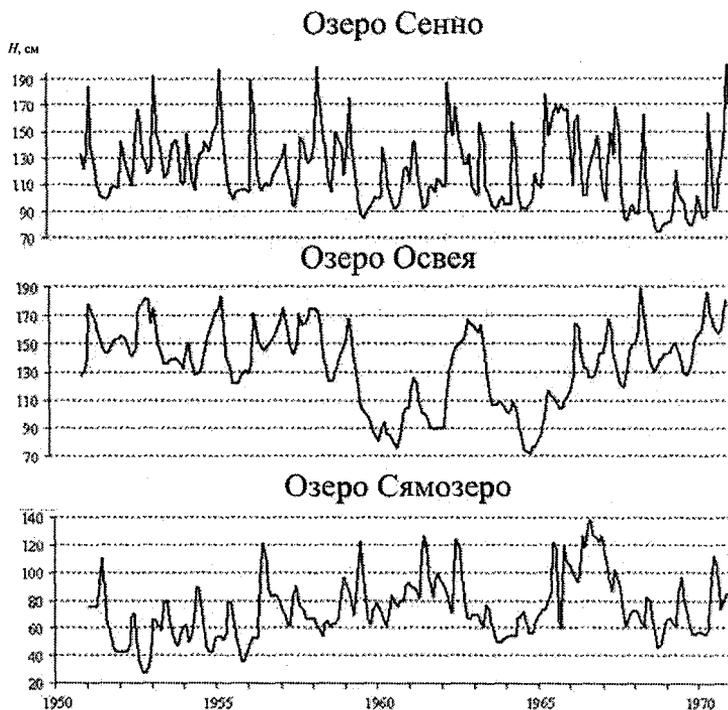


Рис. 7.9. Средние месячные уровни малого, среднего и большого озера с умеренным водообменом



Рис. 7.10. Средние месячные уровни большого и среднего озера с умеренно-сильным водообменном

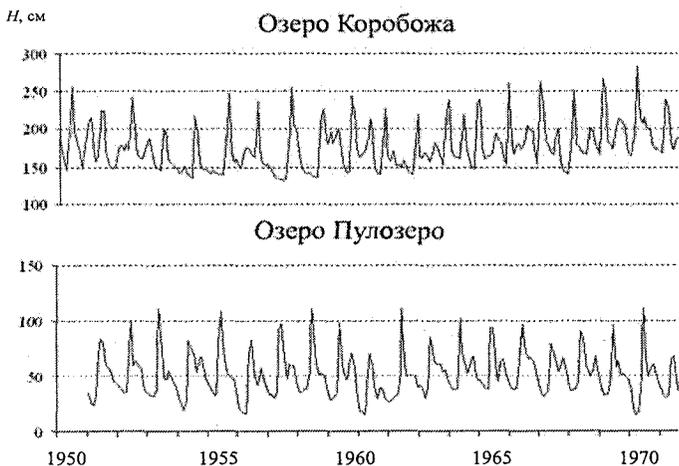


Рис. 7.11. Средние месячные уровни больших озер с сильным водообменом

порядка $\xi_n = (n\Delta)$, $n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$, полученный дискретизацией непрерывного процесса, описывается разностным уравнением:

$$\xi_n = \phi_1 \xi_{n-1} + \varepsilon_n,$$

где ε_n – дискретная последовательность белого шума; ϕ_1 – параметр авторегрессии; Δ – интервал дискретизации.

Параметр модели ϕ_1 связан с нормированной корреляционной функцией $\rho_k = \rho(k\Delta)$ процесса ξ_n соотношениями

$$\begin{aligned} \rho_k &= \phi_1^{|k|}, \quad k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \\ \phi_1 &= \pm |\rho_k|^{1/k}. \end{aligned} \quad (7.7)$$

Параметр ϕ_1 традиционно оценивается по соотношению (7.7) при $k = 1$. При длинах реализаций, типичных для гидрометеорологических рядов, в силу большой выборочной изменчивости оценок ρ_0 и ρ_1 такой способ оценивания приводит к значительной дисперсии. Дисперсию оценки ϕ_1 можно понизить, если вычислять ее по нескольким начальным значениям оценки корреляционной функции, т. е.

$$\pm \phi_1^* = \frac{1}{l} \sum_{k=1}^l |\rho_k^*|^{1/k}. \quad (7.8)$$

Оценивание по (7.8) следует проводить при больших числовых значениях ϕ_1 , когда на промежуток коррелированности приходится несколько отсчетов ρ_k^* , $k = 1, \dots, l$. При малых числовых значениях ϕ_1 для оценки ϕ_1^* целесообразно использовать связь флюктуационного периода процесса с параметром авторегрессии ϕ_1 . Среднее расстояние между пиками реализации процесса $\overline{T_2}$ связано с параметром авторегрессии соотношением:

$$\overline{T_2} = \frac{2\pi}{\arccos[-0,5(1 - \phi_1)]}, \quad (7.9)$$

а среднее число пересечений рядом ξ_n нулевого уровня – зависимостью

$$\overline{T_3} = (\arccos \phi_1) / \pi, \quad (7.10)$$

где $\overline{T_3} = M / (N - 1)$; M – число пересечений рядом ξ_n нулевого уровня; N – длина ряда.

Таким образом, параметр авторегрессии дискретного процесса ξ_n можно определить или непосредственно по реализации через соотношение (7.9) или (7.10), или по выборочной корреляционной функции по (7.7).

В этом случае каждая подпоследовательность ежегодных значений уровня примет вид:

$$\xi_{i,t} = \phi_i \xi_{i,t-1} + \varepsilon_{i,t} \quad I = 1, \dots, 12, \quad (7.11)$$

где $\varepsilon_{i,t}$ – дискретная последовательность белого шума с нулевым средним и дисперсией σ_i^2 ; ϕ_i – параметр авторегрессии, а все компоненты вместе дадут векторный процесс авторегрессии.

Параметры модели определяются через компоненты корреляционной матрицы следующими соотношениями:

$$\begin{aligned} \phi_i &= K_{i,i+1} / K_{i,i}, \\ \sigma_i^2 &= (1 - \phi_i^2) K_{i,i}. \end{aligned} \quad (7.12)$$

Дополнив модель (7.11) членами m учитывающими среднее каждого месяца года, получим:

$$\xi_t = \phi \xi_{t-1} + \varepsilon_t + m, \quad (7.13)$$

где $\xi_t = \{\xi_{1,t}, \dots, \xi_{12,t}\}$ – вектор ежегодных последовательностей значений для каждого месяца года; $\varepsilon_t = \{\varepsilon_{1,t}, \dots, \varepsilon_{12,t}\}$ – вектор белого шума с нулевым средним и вектором дисперсии $\sigma^2 = \{\sigma_1^2, \dots, \sigma_{12}^2\}$; $m = \{m_1, \dots, m_{12}\}$ – вектор математического ожидания; ϕ_1, \dots, ϕ_{12} – параметры модели.

Для процессов с несущественными внутригодовыми связями, которым соответствуют уровенные колебания озер с сильным и очень сильным водообменом, запись модели будет задаваться двенадцатью параметрами ϕ_1, \dots, ϕ_{12} , которые характеризуют корреляционные зависимости межгодовой изменчивости для каждого месяца года в виде (7.11), средним m_i и дисперсией σ_i^2 . Параметры ϕ_1, \dots, ϕ_{12} определяются через компоненты матрицы межгодовой изменчивости по соотношению (7.12).

Графики оценок вероятностных характеристик ПКСП [математического ожидания $m(t)$ и дисперсии $D(t)$] для озер с сильным водообменом, приведенные на рис. 7.12, дают количественные оценки тех особенностей внутригодового хода и межгодовой изменчивости уровенных колебаний озер, что были отмечены при анализе исходных реализаций. Для процессов с существенными внутригодовыми корреляционными связями, которым соответствуют уровенные колебания озер со слабым и умеренным водообменом, модель (7.12) необходимо преобразовать.

Для озер со слабым и умеренным водообменом, режим которых существенно изменен под воздействием регулирующей способности самой озерной системы, внутригодовые колебания уровня проявляются на фоне медленных долгопериодных колебаний.

Эти колебания характеризуются масштабами временной изменчивости больше одного года и выступают в качестве аддитивной низкочастотной составляющей по отношению к внутригодовому ходу. В ряде практических задач может возникнуть необходимость дать характеристику внутригодового хода уровенных колебаний озер со слабым и умеренным водообменом независимо от наложения на него долгопериодного колебания.

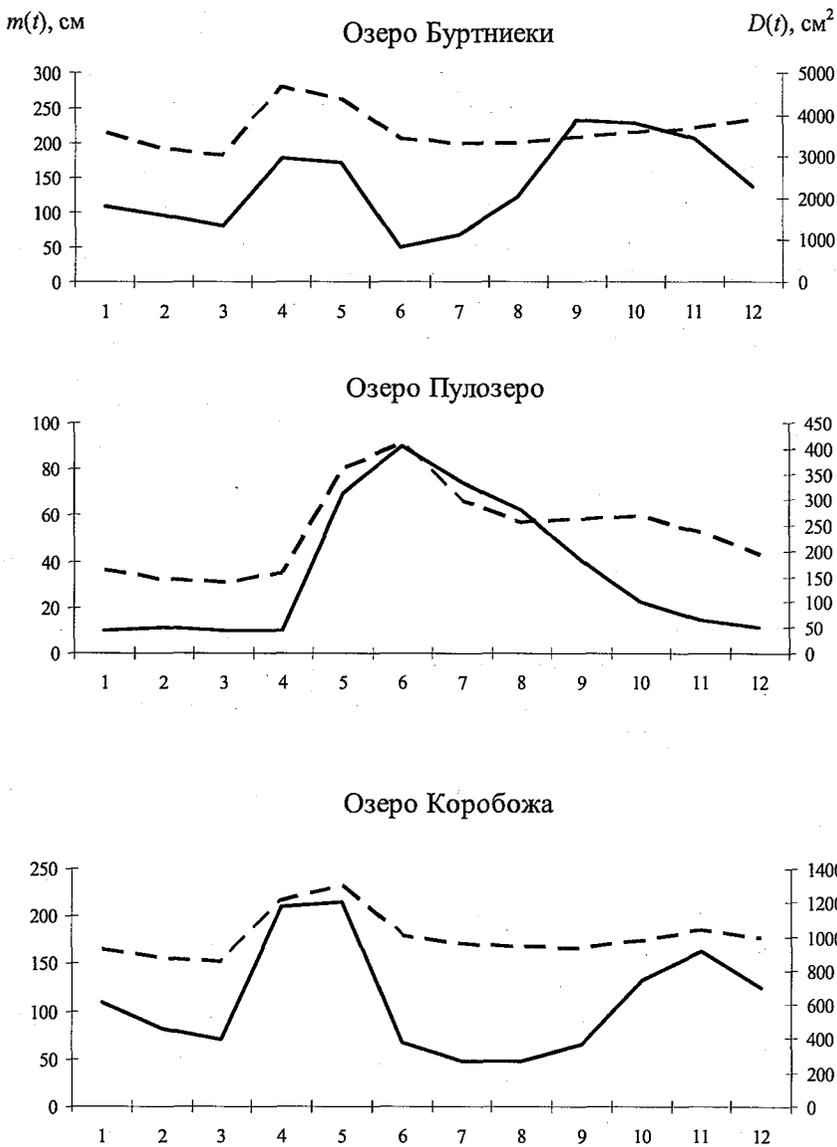


Рис. 7.12. Статистические характеристики рядов уровней больших озер с сильным водообменном

С этой целью разделим последовательность средних месячных высот уровня на две составляющие: низкочастотную (временные масштабы превышают один год) и составляющую сезонной изменчивости, воспользовавшись фильтром Баттерворта с частотой среза $\omega = 4,0$ рад/год [39].

Наличие во временной изменчивости уровней колебаний озер со слабым и умеренным водообменом аддитивной составляющей, обусловленной регулирующей способностью всей озерной системы, приводит к необходимости усложнения модели (7.13). Поскольку аддитивная составляющая искусственно завышает значения коэффициентов внутригодовой коррелированности, то усложнение модели можно производить либо за счет введения членов, учитывающих взаимную коррелированность компонент $\{\xi'_i\}$ через задание взаимных членов, либо за счет учета самой аддитивной составляющей. В первом случае модель (7.13) примет вид:

$$\xi_{i,t} = \phi_{i,1}\xi_{i,t-1} + \phi_{i,2}\xi_{i=1,t-1} + \varepsilon_{i,t} + m_i, \quad i = 1, \dots, 12, \quad t = 1, 2, \dots, N. \quad (7.14)$$

В модели (7.14) параметры $\phi_{i,2}$ определяются через компоненты матрицы внутригодовой изменчивости, а параметры $\phi_{i,1}$ – по аналогии с первым случаем. Во втором случае модель (7.13) преобразуется в уравнение:

$$\zeta(t) = \eta(t) + \xi(t) = \eta(t) + f(t)\mu(t), \quad (7.15)$$

где $\eta(t)$ – низкочастотная составляющая; $\xi(t) = f(t)\mu(t)$ – составляющая сезонной изменчивости; $\mu(t)$ – математическое ожидание внутригодового хода; $f(t)$ – модулирующая функция.

Рассмотрим последний вариант. Разделение составляющих $\eta(t)$ и $\xi(t) = f(t)\mu(t)$ выполним операцией низкочастотной и соответственно высокочастотной фильтрации Баттерворта с периодом среза один год. Анализ сезонной составляющей, полученной из исходных рядов исключением аддитивной компоненты, показывает, что она является периодически коррелированным случайным процессом (рис. 7.13–7.15).

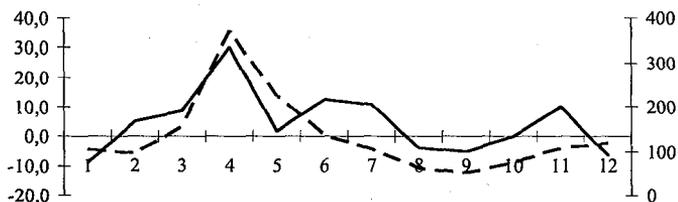
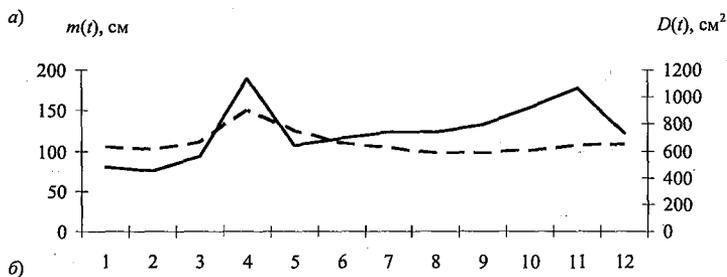


Рис. 7.13. Статистические характеристики ряда уровней малого озера Сенно с умеренным водообменом до фильтрации (а) и после (б)

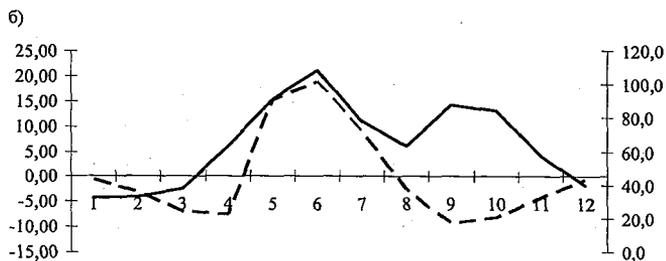
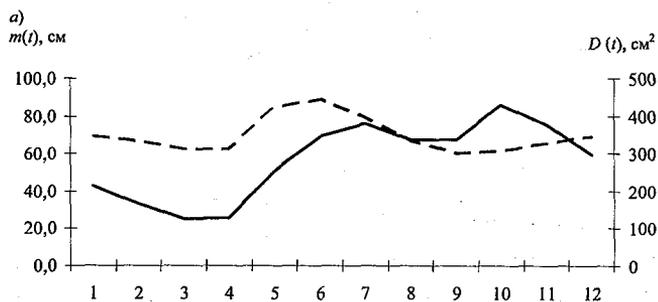


Рис. 7.14. Статистические характеристики ряда уровней большого озера Сязозеро с умеренным водообменом до фильтрации (а) и после (б)

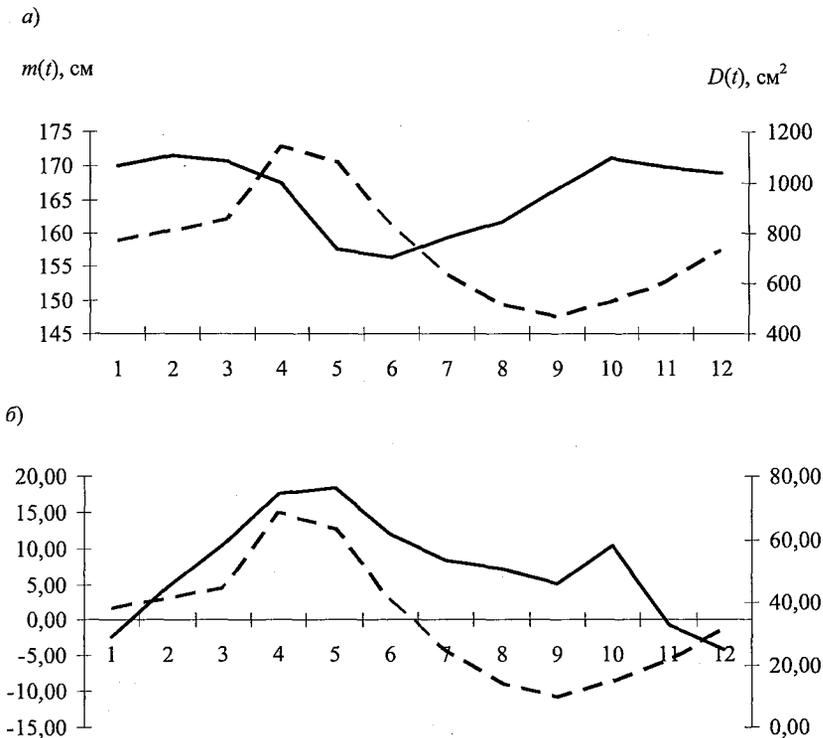


Рис. 7.15. Статистические характеристики ряда уровней среднего озера Освея с умеренным водообменом до фильтрации (а) и после (б)

Многолетняя изменчивость сезонной составляющей формируется в виде амплитудной модуляции характерных элементов внутригодового хода. Аддитивная или инерционная составляющая, полученная из исходных рядов исключением сезонной компоненты, может рассматриваться как стационарный случайный процесс. По аналогии с (7.13) модель сезонной изменчивости уровней колебаний озер со слабым и умеренным водообменом может быть представлена векторным процессом авторегрессии. Аддитивная же составляющая может быть описана моделью авторегрессии первого-второго порядка.

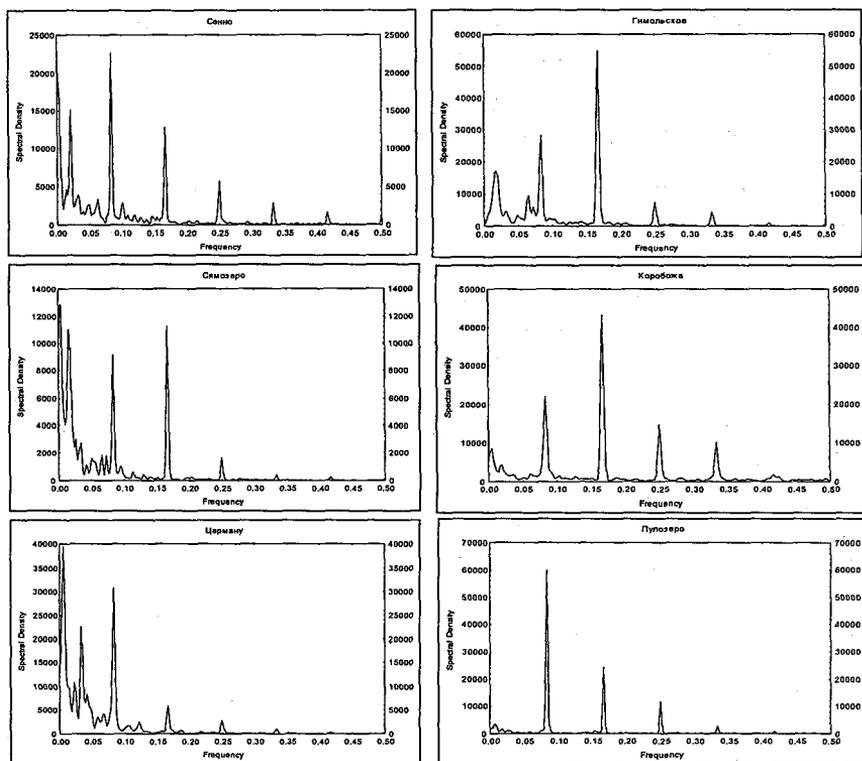


Рис. 7.16. Оценка спектральной плотности уровневых колебаний озер разных классов водообмена

Внутригодовые колебания вносят существенный вклад в общую дисперсию уровневых колебаний озер с сильным и очень сильным водообменом (рис. 7.16). Так, на графиках оценок спектральной плотности $S(\omega)$ озер Гимольское, Коробожа, Пулозеро внутригодовое колебание представлено набором из трех-четырех максимумов на частотах, кратных годовому колебанию. При этом энергия внутригодового колебания существенно превышает энергию межгодовой изменчивости, представленной на спектре в виде белого (система равновеликих максимумов) или красного (система понижающихся максимумов) шума. Заметим для сравнения, что на графиках оценок спектральной плотности $S(\omega)$ озер с умеренным и умеренно сильным (Царману, Сенно, Сямозеро) водообменом

энергия межгодовой изменчивости соизмерима либо преобладает над энергией внутригодового колебаний.

7.4. Разномасштабная изменчивость уровенных колебаний озер

Свойства уровенных колебаний озер в различных диапазонах частот различны и обусловлены действием генетически разнородных причин. Рассмотрим особенности разномасштабных колебаний уровня на примере Ладожского озера.

Для анализа многолетней изменчивости уровня воспользуемся данными средних годовых значений $H(t)$ (рис. 7.17, а) и последовательностями ежегодных средних значений $H_i(t)$, $i = 1, \dots, 12$ для всех месяцев года. Ряды $H(t)$ интерпретируются как стационарные случайные процессы, за основную характеристику которых принимается функция распределения $F(H)$. Совокупность рядов $H_i(t)$ рассматривается как система стационарных и стационарно связанных случайных процессов и характеризуется ансамблем функций распределения $F_i(H)$. Для выделения многолетних периодов высокого и низкого стояния уровня оцениваются медиана $H_{0,50}$ и квартили $H_{0,25}$, $H_{0,75}$ функций $F(H)$ и $F_i(H)$.

Функции $F(H)$ и $F_i(H)$ $i = 1, \dots, 12$ достаточно хорошо спрямляются на сетке нормального распределения (рис. 7.17, б, в). Отклонения графиков от прямолинейных наблюдаются только в области больших и малых значений. Если фазы высокого и низкого стояния уровня отсчитывать относительно медианы $H_{0,50}$ (475 см), оцененной за весь период наблюдений, то можно выделить следующие многолетние периоды изменения уровня:

- высокое стояние: 1899–1906, 1923–1936, 1953–1959, 1982–1995;
- низкое стояние: 1937–1952, 1969–1981;
- стояние, близкое к норме: 1881–1898, 1907–1922, 1960–1968.

Сгруппированные попарно, периоды низкого и высокого стояния уровня формируют квази 27-летние колебания.

Введение дополнительных градаций $H_{0,25}$, $H_{0,75}$ и границ H_n , H_b , определяемых по формулам: $H_n = H_{0,25} - 1,5H'$; $H_b = H_{0,75} + 1,5H'$, где $H' = H_{0,75} - H_{0,25}$, позволяет выделить особые годы и группы лет с низкими и высокими значениями (табл. 7.1), а также

годы с экстремально низкими и экстремально высокими значениями уровня воды. Экстремально высокий уровень стоял в 1924 г. (609 см), экстремально низких значений не наблюдалось.

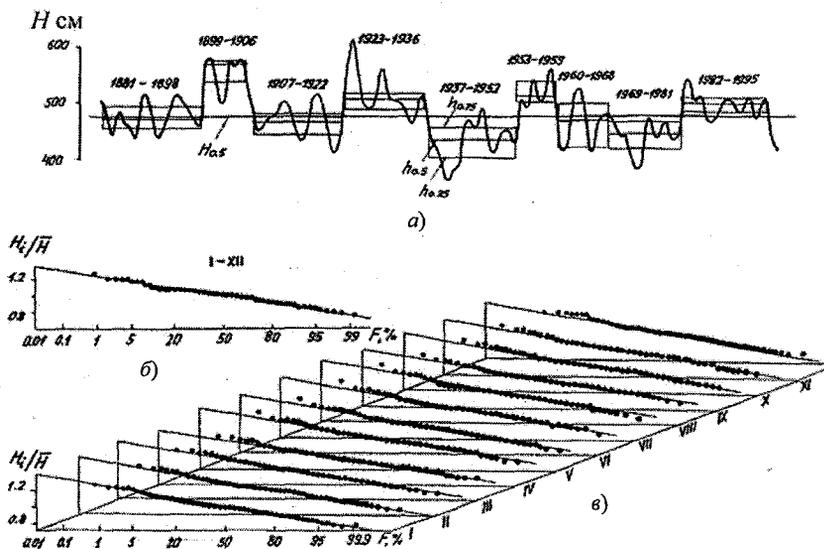


Рис. 7.17. Многолетние колебания уровня Ладожского озера

Таблица 7.1.

Результаты квантильного анализа данных

Годы низкого стояния уровня 354 см < H < 445 см	Годы высокого стояния уровня 598 см > H > 506 см
1883	1899–1901
1887	1903–1906
1891	1918
1915, 1916	1923–1925
1920–1921	1928–1931
1937–1942	1936
1948, 1949	1955
1960, 1961	1957, 1958
1964, 1965	1962, 1963
1970	1982
1972–1974	1984
1976, 1977	1988, 1989
1980	1992
1996, 1997	

Выделенные периоды высокого и низкого стояния уровня Ладожского озера совпадают с аналогичными периодами стояния уровня на озерах Сайма, Онежское (до введения в эксплуатацию Верхне-Свирской гидроэлектростанции) и Ильмень. Более того, выделяются особые годы, когда глобальные изменения уровня воды в озерах и реках охватывали не только бассейн Ладожского озера, но и весь водосбор Балтийского моря. Так, многоводные условия на водосборе в целом наблюдались в 1930 г., маловодные – в 1942 г.

Синхронные многоводные условия на большей части водосбора моря, включающей кроме бассейна Ладожского озера территорию Скандинавского полуострова и стран Балтии, отмечались в 1899, 1924 и 1962 гг., маловодные условия – в 1915, 1940 и 1973 гг.

Таблица 7.2

Основные сведения о крупнейших ГЭС Ладожского бассейна

Станция	Расстояние от истока, км	Период работы, годы	Полезный объем, км ³	НПУ, м абс.	Вид регулирования
Лесогорская X ГЭС, р. Вуокса	26	1937– 1940, с 1947	0,0043	27,5	Ограничен- ное суточное
Светогорская XI ГЭС, р. Вуокса	15	1947	0,0058	43,5	Ограничен- ное суточное
Нижне- Свирская, р. Свирь	145	1934	0,024	27,7	В каскаде многолетнее и суточное
Верхне- Свирская, р. Свирь	97	1953	17,5	31,65	Многолетнее годовое су- точное
Волховская, р. Волхов	197,5	1927	3,0	115,5	Сезонное и полное су- точное

Естественный характер уровня режима нарушается в результате хозяйственной деятельности на водосборе озера (табл. 7.2). Особенно наглядно эти нарушения прослеживаются на реализациях средних месячных величин $\bar{H}(t)$ (рис. 7.18, а, б). Однако не всегда антропогенная нагрузка приводит к изменению вероятностных характеристик временной изменчивости уровня. Так, углубление Кошкина фарватера в 1902–1908 гг. и введение в эксплуата-

цию Волховской ГЭС (1927 г.), осуществляющей сезонное и суточное регулирование стока, вызвали лишь локальные изменения уровня. Однако введение в 1953 г. Верхне-Свирской ГЭС, осуществляющей многолетнее регулирование стока, привело к значительному уменьшению с 60-х годов прошлого века дисперсии внутригодовых и, как следствие, многолетних колебаний уровня (см. рис. 7.18, а). Аналогичных нарушений в дисперсии внутригодовых колебаний атмосферных осадков на зеркало и водосбор Ладожского озера не наблюдалось. Современные тектонические проявления в котловине, по-видимому, не оказали заметного влияния на колебания уровня в этот период.

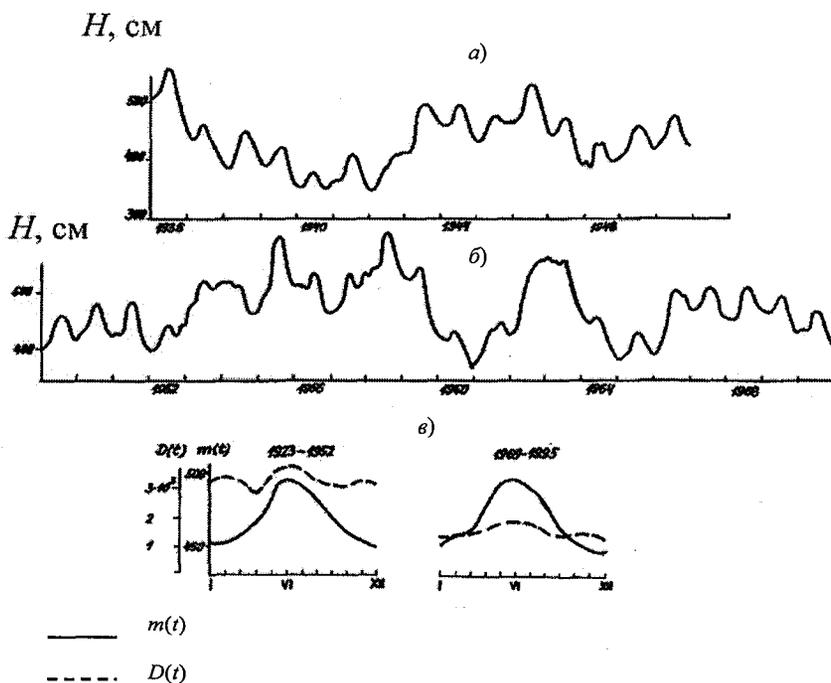


Рис. 7.18. Внутригодовые колебания уровня Ладожского озера

Для описания синоптических колебаний уровня воспользуемся данными о средних суточных значениях $H'(t)$ для характерных лет высокого, близкого к норме и низкого стояния (рис. 7.19).

Предварительно ряды $H'(t)$ фильтруются для удаления математического ожидания внутригодового хода и в дальнейшем рассматриваются как стационарные случайные процессы в пределах трех сезонов года: зимнего (*а*), весенне-летнего (*б*) и осеннего (*в*). За основную вероятностную характеристику принимается функция спектральной плотности $S(\omega)$.

Синоптическая изменчивость уровня проявляется в виде колебаний с периодами 3–7, 10–20, 26–30 суток. Первый вид колебаний обусловлен стонно-нагонными денивеляциями уровня и вызывает лишь перераспределение воды в озере. Этому виду колебаний сопутствуют одноузловые сейши с периодом 3–5 ч. Второй вид колебаний обусловлен соответствующими движениями изопотенциальной поверхности.

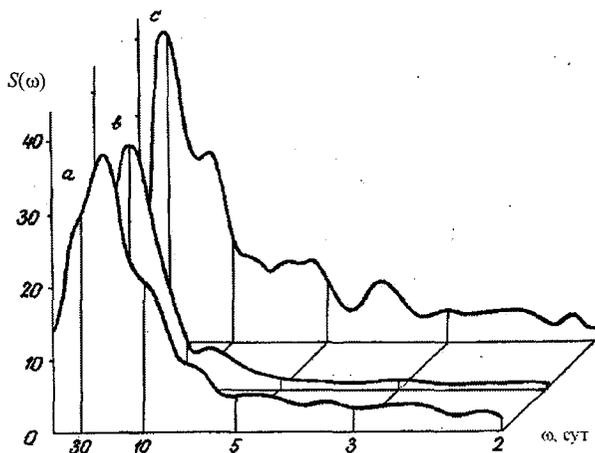


Рис. 7.19. Синоптические колебания уровня Ладожского озера

Третий вид колебаний связан с изменением приходных составляющих водного баланса, главным образом, паводками в речном стоке, и приводит к изменению количества воды в озере.

Таким образом, закономерности формирования уровенного режима озер связаны с интенсивностью их внешнего водообмена. Структура уровенных колебаний озер разных классов водообмена различна. При переходе озера из класса слабого водообмена в класс умеренного, а затем сильного водообмена возрастает роль внутригодовых колебаний в общей дисперсии процесса. Так, для

временной изменчивости уровня озер со слабым водообменом характерен слабо выраженный внутригодовой ход, а межгодовая изменчивость проявляется в виде преобладающего долгопериодного колебания уровня наполнения. Для временной изменчивости озер с умеренным и умеренно-сильным водообменом внутригодовой ход выражен достаточно хорошо, и межгодовая изменчивость проявляется как в виде амплитудной и фазово-частотной модуляции характерных элементов внутригодового хода, так и в виде долгопериодных колебаний уровня наполнения. Для временной изменчивости уровня озер с сильным водообменом характерен ярко выраженный внутригодовой ход, и межгодовая изменчивость проявляется преимущественно в виде модуляции его характерных элементов при практически постоянном уровне наполнения. Уровенный режим озер этого класса близок к режиму стока впадающих в озеро рек. Эти особенности колебаний необходимо учитывать при гидрологических и гидроэкологических расчетах и прогнозах.

7.5. Прогнозирование уровней воды в озерах

Уровенный режим озер формируется под воздействием активных и адаптивных факторов в условиях современного климата и существующей антропогенной нагрузки. Климатические факторы принято относить к активным, а факторы подстилающей поверхности к адаптивным. Различное сочетание климатического сигнала и отклика на этот сигнал подстилающей поверхности формирует различия в характере внутригодовых и многолетних колебаний уровней воды в озерах. Вполне очевидно, что изучение таких сложных взаимосвязанных природных процессов требует привлечения методов теории динамических систем, а прогнозирование — использования моделей передаточных функций. Однако слабая изученность озер, которая значительно уступает изученности рек, а также сокращение сети гидрометеорологических наблюдений, произошедшее в последние десятилетия, затрудняет реализацию такого концептуального подхода.

В условиях дефицита исходной информации широкие возможности для прогнозирования уровня воды больших озер открывает использование ряда фактических наблюдений с привлечением методов, основанных на экстраполяции естественных колебаний

уровня. В этом случае предполагается, что имеется некоторая реализация случайной последовательности в прошлые моменты времени вплоть до данного момента t . Необходимо предсказать значение, относящееся к этой же реализации в будущий момент времени с определенным упреждением m . Прогнозируемое значение рассматривается как некоторая функция от всех известных значений, находящаяся в определенном их классе и имеющая минимальную среднеквадратическую абсолютную ошибку прогнозирования. Заметим, что могут быть и другие критерии качества прогнозирования в зависимости от его цели.

Наиболее полное решение задачи экстраполяции случайной последовательности заключается в нахождении условного распределения вероятностей случайной величины в будущий момент времени, если она принимает заданные значения [143]. Для последовательности исходных величин, распределенных по нормальному закону, решение задачи прогноза является единственным, поскольку условное распределение вероятностей прогнозируемой последовательности также будет нормальным, а ее среднее значение будет одновременно и наиболее вероятным.

При известной корреляционной функции случайного процесса на экстраполяционную функцию накладывается условие "линейности", поскольку только при этом условии среднеквадратическая ошибка прогнозирования выражается через корреляционную функцию; зная ее, можно найти так называемые экстраполяционные коэффициенты, на которые умножаются значения n элементов последовательности, после чего их сумма дает прогнозируемую величину. Для нормальной случайной последовательности предположение о линейности функции экстраполирования не является ограничением, потому что среднеквадратическая ошибка оказывается как раз наименьшей при линейности функции экстраполирования. В общем случае при отличии распределения исходной последовательности от нормального линейная экстраполяция также представляет определенный практический интерес.

Знание корреляционной функции процесса предполагает и спектральную постановку задачи о линейном экстраполировании стационарной случайной последовательности. Отыскание спектральной характеристики экстраполирования равносильно полно-

му решению задачи прогнозирования. Если при решении практических задач удастся теоретическим путем определить спектральную плотность непрерывного или дискретного временного ряда, то она всегда имеет вид спектральной функции процесса авторегрессии – скользящего среднего (АРСС) [143]. Если же спектральную плотность удастся определить только эмпирическим путем, то ее можно достаточно хорошо аппроксимировать модельной оценкой спектральной функции этого класса процессов.

Обобщением модели АРСС на случай нестационарных временных рядов является модель авторегрессии – проинтегрированного скользящего среднего АРПСС (p, d, q), где p – параметр авторегрессии, d – порядок операции взятия разностей, q – параметр скользящего среднего. Обобщением модели АРПСС на случай сезонных нестационарных рядов является мультипликативная сезонная модель АРПСС (p, d, q) (Ps, ds, Qs), где к параметрам модели АРПСС (p, d, q) добавлены сезонные параметры: сезонный параметр авторегрессии – Ps , сезонная разность – ds , сезонный параметр скользящего среднего – Qs .

Методы теории АРПСС разработаны и доведены до практического применения Дж. Боксом и Г. Дженкинсом [18]. Напомним, что процессы Z_t класса АРПСС удовлетворяют следующей разностной схеме: $\omega_t = \nabla^d Z_t, t = 0, \pm 1, \pm 2, \phi(B) \omega_t = \theta(B) a_t$, где ∇ – оператор взятия разности: $\nabla Z_t = Z_t - Z_{t-1}$, B – оператор сдвига назад: $B Z_t = Z_{t-1}$; $\phi(B), \theta(B)$ – некоторые многочлены от B ; a_t – последовательность независимых одинаково распределенных случайных величин с конечной дисперсией σ_a^2 . Для этих процессов d -я разность является стационарным случайным процессом с рациональной спектральной плотностью. Основная трудность в применении этих методов для решения практических задач гидрометеорологии заключается в идентификации модели для конкретного временного ряда, т.е. в подборке для него соответствующего модельного выражения, в терминах вероятностных характеристик которого осуществляется анализ либо прогнозирование.

Ладожское озеро является уникальным водоемом Европы. Его уровень не только фиксирует водные ресурсы, но и является интегральным показателем увлажненности и изменений климата на обширной территории. Более того, уровень воды в озере характеризу-

ет суммарное антропогенное воздействие на бассейн. Низкое стояние уровня Ладожского озера, наблюдающееся с 1996 г. и по прогнозу И.Ф. Гелеты и Н.В. Мякишевой [29] завершающееся в 2010–2011 гг., привело к усложнению условий судоходства, рыболовства, рекреации, а также к ухудшению качества воды, увеличению биомассы сине-зеленых водорослей в Невско-Ладожской системе.

Известно, что непосредственное влияние на формирование уровня Ладожского озера оказывают составляющие водного баланса, основными из которых являются приток по рекам Вуокса, Свирь, Волхов (90 % от общего), и сток по Неве, а также особенности строения озерной системы (площадь озера и его водосбора, озерность, форма русла вытекающей реки). Опосредованно на уровень озера влияют колебания уровня озер Сайма, Онежское, Ильмень. Климатические факторы – температура воздуха и атмосферные осадки, режим которых для Европейских озер зависит от циклогенеза над Северной Атлантикой, воздействуют на динамику колебаний уровней озер.

Исследованиями внутригодовых и многолетних колебаний уровня Ладожского озера в разное время занимались М.Д. Масанова и И.В. Филатова [78], С.П. Никитин и И.В. Филатова [89], А.М. Догановский и Н.В. Мякишева [44–49], Н.В. Мякишева и В.Л. Трушевский [87], Н.Н. Филатов [124], А.С. Григорьев и Ю.А. Трапезников [38]. Значительно меньше исследований посвящено вопросам прогнозирования [9, 29, 33, 84].

Наличие ритмики годовой цикличности достаточно четко проявляющейся на фоне низкочастотного колебания уровня Ладожского озера позволило использовать для прогноза реализацию средних месячных значений по наблюдениям на водомерном посту Сясьские Рядки за период 1881–2004 гг. Прогнозировались внутригодовые колебания для характерных по водности лет: 1923–1925, 1986, 1990, 1993, 1995, 1998, 1999 и 2003. Квантильный анализ средних годовых значений показал, что в 1923–1925, 1986, 1990, 1993, 1995 гг. уровень Ладожского озера стоял выше медианы. При этом в 1924 г. наблюдалось наивысшее за весь период наблюдений значение (609 см). В 1998, 1999 и 2003 гг. уровень стоял ниже медианы. При этом в 2003 г. наблюдалось наинизшее значение (381 см) [второе после 1940 г. (361 см)].

Генерирование прогнозов осуществлялось двумя способами. Первый способ заключался в использовании модели АРПСС, учитывающей как эволюционную, так и сезонную нестационарность. Прогнозирование осуществлялось с упреждением 12 месяцев (с января по декабрь). Модель включала один обычный и один сезонный параметр скользящего среднего. Исходный ряд трансформировался трижды в ходе логарифмирования, взятия разности с шагом 1 (для устранения эволюционной нестационарности) и взятия разности с шагом 12 (для устранения сезонной нестационарности).

Таблица 7.3

Сопоставление фактических ($H_{\text{ф}}$) и прогностических ($H_{\text{пр}}$) значений уровня Ладожского озера

Месяц, год	$H_{\text{ф}}$ см	$H_{\text{пр}}$ см	δ	Месяц, год	$H_{\text{ф}}$ см	$H_{\text{пр}}$	δ	Месяц, год	$H_{\text{ф}}$	$H_{\text{пр}}$	δ
Январь, 1923	483	486	-1	Январь, 1924	566	487	14	Январь, 1925	547	486	11
Февраль, 1923	482	483	0	Февраль, 1924	589	472	20	Февраль, 1925	532	484	9
Март, 1923	480	492	-3	Март, 1924	586	492	16	Март, 1925	539	492	9
Апрель, 1923	472	511	-8	Апрель, 1924	608	522	14	Апрель, 1925	547	511	7
Май, 1923	488	543	-11	Май, 1924	646	557	14	Май, 1925	562	543	3
Июнь, 1923	518	551	-6	Июнь, 1924	664	568	14	Июнь, 1925	553	551	0
Июль, 1923	528	546	-3	Июль, 1924	659	565	14	Июль, 1925	541	546	-1
Август, 1923	523	534	-2	Август, 1924	640	556	13	Август, 1925	521	534	-2
Сентябрь, 1923	518	520	0	Сентябрь, 1924	618	541	12	Сентябрь, 1925	503	520	-3
Октябрь, 1923	520	512	2	Октябрь, 1924	599	531	11	Октябрь, 1925	497	513	-3
Ноябрь, 1923	536	495	8	Ноябрь, 1924	576	513	11	Ноябрь, 1925	494	495	0
Декабрь, 1923	558	489	12	Декабрь, 1924	556	505	9	Декабрь, 1925	486	489	-1

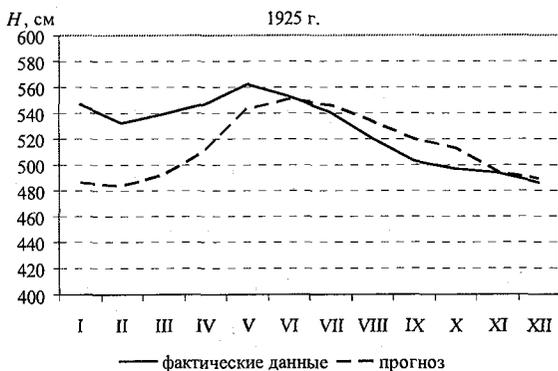
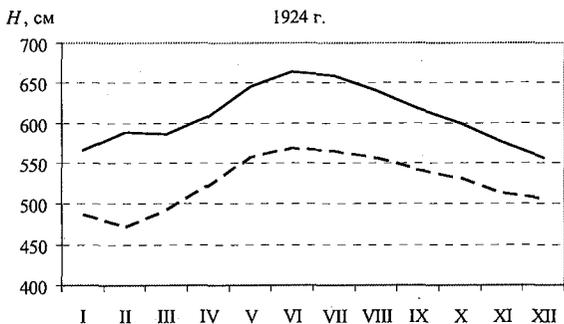
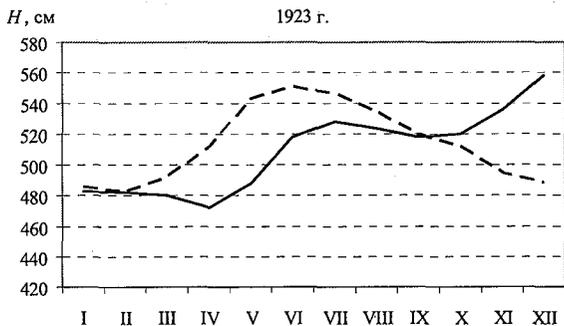


Рис. 7.20. Фактические и прогностические значения внутригодовых колебаний уровня Ладожского озера за 1923–1925 гг.

В качестве примера сопоставление фактических и прогностических значений приведено для 1924–1925 гг. (рис. 7.20, табл. 7.3). Как видно из таблицы, наблюдается их хорошее соответствие, особенно с июня по сентябрь, когда разница между значениями не превышала 1–3 % (для 1923, 1925 гг.). Для апреля – мая и ноября–декабря разница увеличивается до 12 %. Для сравнения прогностических и фактических значений использовались относительные погрешности $\delta = \frac{(H_{\phi} - H_{\text{пр}})}{H_{\phi}} 100 \%$.

Для оценки оправдываемости прогнозов использовалась дополнительная погрешность $\delta_{\text{доп}}$, вычисляемая по формуле $\delta_{\text{доп}} = \pm$

$$\pm 0,674\sigma. \text{ Здесь } \sigma \text{ определялась как: } \sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_{i\phi} - \bar{H}_{\phi})^2}{(n-1)}}, \text{ где } H_{i\phi} -$$

фактическое значение уровня, \bar{H}_{ϕ} – среднее многолетнее значение уровня, n – длина ряда. Прогноз считался «отличным», если $\delta < 0,3\delta_{\text{доп}}$; «хорошим», если $\delta = (0,3-0,6)\delta_{\text{доп}}$, и «удовлетворительным» при $\delta = (0,6-1)\delta_{\text{доп}}$.

Также проводилась оценка эффективности методики прогнозирования в качестве числовой характеристики которой использовалось отношение $\frac{S}{\sigma_{\Delta}}$. Здесь S – среднеквадратическая ошибка

$$\text{поверочных прогнозов, определяемая как } S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_{i\phi} - H_{i\text{пр}})^2}{n-1}},$$

где $H_{i\phi}$ – фактическое значение уровня; $H_{i\text{пр}}$ – прогностическое значение уровня; n – число прогнозов; σ_{Δ} – среднеквадратическое отклонение уровня на период заблаговременности прогноза n , оп-

$$\text{ределяемое как } \sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n-\tau} (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-\tau-1}}, \Delta_i = H_{i+\tau} - H_i, \bar{\Delta} = \frac{\sum_i \Delta_i}{n-\tau-1},$$

где τ – заблаговременность прогноза. Методика считается эффек-

тивной, если $\frac{S}{\sigma_{\Delta}} \leq 0,70$ при $n < 15$, $\frac{S}{\sigma_{\Delta}} \leq 0,75$ при $15 \leq n < 25$,

$\frac{S}{\sigma_{\Delta}} \leq 0,80$ при $n \geq 25$.

В соответствии с использованными оценками прогнозы на 1923 и 1925 гг. относятся к категории «хороших», а на 1924 г. – к категории «удовлетворительных». Методика прогнозирования – эффективна.

В соответствии с методами теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП) представим реализацию средних месячных значений уровня озера вектором, компоненты которого образованы отсчетами процесса через период коррелированности 1 год, т. е. ежегодными последовательностями значений для каждого месяца года:

$$H_i = \{H_{1,i}, \dots, H_{12,i}\}^T = \{H_{i,t}\}, i = 1 \dots 12.$$

Принятое представление позволяет заменить периодически коррелированный случайный процесс с годовой ритмикой на 12 стационарных и стационарно связанных случайных процессов, достаточно хорошо спрямляющихся на сетке нормального распределения.

Описание модельной структуры каждой компоненты вектора процессом авторегрессии первого порядка (АР(1)) или процессом скользящего среднего первого порядка (СС(1)) позволяет воспользоваться вторым способом прогнозирования значений уровня озера с упреждением 1 год. При этом полученные значения для каждого месяца года, собранные на периоде в 1 год, также дают прогноз внутригодового колебания уровня.

Для 1986 и 1993 гг. оптимальной оказалась модель АР(1), для 1990, 1995 гг. – модель СС(1). Прогнозы на эти годы попали в категорию «отличных».

Для 2003 г. прогноз давался двумя способами по трем моделям (рис. 7.21, табл. 7.4). Прогнозы на этот год по моделям АРПСС и СС(1) относятся к категории «хороших», а по модели АР(1) – к категории «отличных».

Таблица 7.4

Сопоставление фактических (H_f) и прогнозных ($H_{пр}$) значений уровня за 2003 год

Месяц	H_f , см	$H_{пр}$, см			Месяц	H_f , см	$H_{пр}$, см		
		АРПСС	АР(1)	СС(1)			АРПСС	АР(1)	СС(1)
Январь	360	365	373	390	Июль	381	394	391	423
Февраль	360	369	370	393	Август	382	384	398	418
Март	363	373	367	401	Сентябрь	391	372	394	418
Апрель	368	385	376	414	Октябрь	397	357	395	406
Май	386	399	395	423	Ноябрь	399	350	396	401
Июнь	380	398	391	427	Декабрь	409	347	406	400

Возможна ежемесячная корректировка прогноза с использованием 12 уравнений регрессии (табл. 7.5). В качестве предикторов в каждом уравнении целесообразно использовать два фактора: фактический средний уровень озера за прошедший месяц и средний уровень за текущий месяц прошлого года.

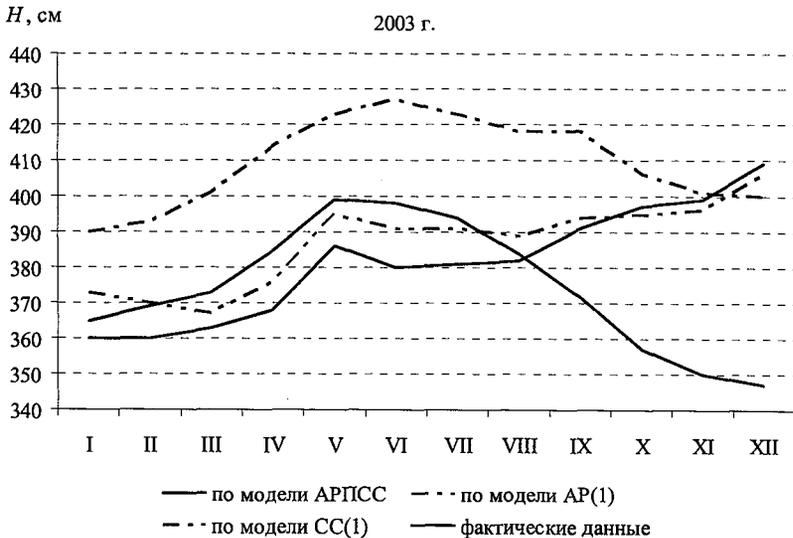


Рис. 7.21. Фактические и прогнозистические значения внутригодовых колебаний уровня Ладожского озера за 2003 г.

Таблица 7.5

Корректировка прогноза за 1998 и 1999 гг.

Год	Н, см	Месяц												Сред- нее
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1998	Н _ф	417	422	428	447	466	471	477	483	485	476	780	485	461
	Н _{пр}	416	421	427	444	468	476	469	471	474	478	468	479	458
1999	Н _ф	491	493	492	510	528	523	509	485	463	436	419	411	480
	Н _{пр}	490	495	497	510	534	545	541	531	516	507	497	494	513

Полученные результаты еще раз подтверждают, что методы теории авторегрессии проинтегрированного скользящего среднего являются универсальным инструментом прогнозирования уровней воды в озерах в условиях недостаточного объема исходной информации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Водообмен озер является по преимуществу азональной характеристикой. Это связано с тем, что главенствующую роль в его формировании играют площадь водосбора и объем озера, что было показано ранее уравнением $K_b = y \cdot K / H_{ср}$ или $K_b = y \cdot F_{вдсб} / W_0$, где y – слой стока с водосбора, K – удельный водосбор, $K = F_{вдсб} / F_{оз}$, W_0 – объем озера. Поэтому предлагаемая многокритериальная классификация озер является морфометрической. Это означает, что многомерные классы оценивания, согласованные между собой шкалы и градации введены для морфометрических характеристик. При этом отдельные морфометрические показатели, использованные в качестве простых признаков классификации, были получены в результате нормирования исходных характеристик с учетом влияния каждой из них на интенсивность внешнего водообмена озер. Комплексные индексы, рассмотренные как обобщенные признаки классификации, представляют собой свертку отдельных показателей.

2. Комплексный индекс (сводный показатель) водообмена WEE , рассчитанный в условиях дефицита информации и неопределенности расстановки приоритетов оценивания, адекватно отражает особенности формирования внешнего водообмена озер зоны избыточного и достаточного увлажнения. Индекс WEE в явном виде учитывает влияние климатических (через комплексный индекс CL) и морфометрических (через комплексный индекс MM) факторов на формирование внешнего водообмена озер. Ведущими морфометрическими характеристиками озерных систем целесообразно считать $F_{вдсб}$, K , W_0 , второстепенными – Cl и $H_{абс}$. При оценке индексов MM перестановка приоритетов в пределах этих групп и между ними принципиально не влияет на конечный результат. Основными климатическими характеристиками являются средние многолетние значения температуры воздуха (T) и суммы атмосферных осадков (P), отнесенные к центру тяжести озерных систем. При расчете индексов CL следует отдавать предпочтение равенству приоритетов между T и P или приоритету T над P . Только в этих случаях распределение климатических индексов по тер-

ритории совпадает с распределением многолетних значений модуля стока, соответствующих условиям современного boreального умеренно-континентального климата. При построении единого комплексного индекса внешнего водообмена озер *WEE* следует задавать приоритет морфометрических факторов над климатическими. Так, значение коэффициента корреляции между индексом *MM* и коэффициентом водообмена (K_B), оцененным по традиционной формуле, достигает 0,70, а значение соответствующего коэффициента между индексом *CL* и K_B составляет всего 0,23. Более того, дисперсионный анализ показал, что вклад индекса *MM* в общую дисперсию водообмена достигает 56,4 %, вклад индекса *CL* составляет 32,7 % при вкладе неучтенных факторов – всего 10,9 %. Таким образом, наиболее существенными факторами, влияющими на формирование внешнего водообмена озер зоны избыточного и достаточного увлажнения, следует признать морфометрические. Агролесомелиоративные мероприятия в бассейнах озер, приводящие к уменьшению площади их водосбора, срезка порогов слива, дноуглубительные работы, отчленение заливов в большей степени влияют на изменение интенсивности водообмена, чем колебания климатических характеристик.

3. По величине комплексных индексов внешнего водообмена озер на северо-западе Русской равнины и в области Балтийского кристаллического щита, которые и представляют исследуемый регион, выделено *четыре* района, границы которых в общих чертах совпадают с границами районов, очерченных по особенностям распределения морфометрических индексов водообмена *MM*. Выделенные районы представляют собой естественные природные комплексы, связанные с особенностями рельефа и климата. *Первый район* включает возвышенную часть Кольского полуострова и западной Карелии. Для озер этого района характерен умеренно-высокий и высокий морфометрический индекс водообмена. Значения *MM* превышают медиану $MM_{0,50}$. Такие значения индексов формируются на озерах с высотой их водной поверхности более 100–110 м. *Второй район* простирается непрерывной полосой от низменных окраин Кольского полуострова, через равнинную часть Карелии, Северо-Запад РФ, страны Балтии до южной границы Беларуси. Этот район приурочен к озерно-ледниковым равнинам.

Здесь расположены крупнейшие – Ладожское, Онежское – и крупные озера Европы – Выгозеро, Топозеро, Пяозеро. Для озер этого района характерен слабый и умеренно-слабый морфометрический индекс водообмена. Значения MM не превышают медиану $MM_{0,50}$. Такие значения индексов формируются на озерах с высотой их водной поверхности менее 100 м. *Третий район* – это район прерывистых холмисто-моренных возвышенностей, относящихся к главному моренному поясу: Балтийской гряде, Швянтуйской, Латгальской, Лужской, Тихвинской, Валдайской, Вепсовской и Андомской возвышенностям, простирающимся по направлению к Архангельску. К этому району относятся также и озера, приуроченные к Судомской и Олонецкой возвышенностям. Для озер этого района характерен умеренно-высокий и высокий морфометрический индекс водообмена. Значения MM превышают медиану $MM_{0,50}$. На территории этого района находится такой уникальный водоем, как озеро Ильмень, характерной чертой которого является большой удельный водосбор. В то время как само озеро расположено на равнине (высота зеркала над уровнем моря составляет всего 19 м), центр тяжести его водосбора приурочен к главному моренному поясу Русской равнины. Большие и очень большие удельные водосборы характерны и для других озер этого района: Коробожа в Новгородской области; Киш, Чириш, Царману в Латвии; Жеймянис, Зрзветас, Алмаяс в Литве. Высокий морфометрический индекс этих озер формируется как за счет больших удельных водосборов, так и благодаря большим абсолютным высотам. *Четвертый район* охватывает территорию с малым количеством озер, которые редко встречаются в пределах краевых ледниковых образований. Этот район простирается от восточных окраин Северо-Запада России (Сумозеро, Пулозеро, Водлозеро), захватывает отдельные участки Архангельской (Ундозеро, Лача), Вологодской (Воже, Белое, Кубенское), Костромской, Ярославской и Тверской (Селигер) областей и территорию Беларуси, включая ее южные области (Белое, Олтушское, Червоное). Этот район приурочен к южному склону холмисто-моренных возвышенностей главного моренного пояса, переходящему на юго-востоке в район более древнего московского оледенения (озера Чухломское, Галичское, Неро, Сенез). Для озер этого района характерен умеренно-высо-

кий и высокий морфометрический индекс водообмена. Значения MM превышают медиану $MM_{0,50}$.

По величине климатических индексов внешнего водообмена озер выделено *пять* районов, границы которых в общих чертах совпадают с границами климатических районов: Кольский полуостров, Карелия и Северо-Запад РФ, северная и северо-западная часть Русской равнины, страны Балтии и Беларусь.

Для зоны избыточного и достаточного увлажнения, где средние многолетние значения климатических характеристик меняются незначительно (T : от $-1,2$ до $6,7$ °С, P : от 600 до 800 мм), решающее значение при формировании внешнего водообмена для преобладающего числа озер приобретают морфометрические особенности подстилающей поверхности. При этом различное сочетание морфометрического потенциала и климатического сигнала приводит к формированию внешнего водообмена разной интенсивности. Так, высокий морфометрический потенциал, усиливая слабый климатический сигнал, формирует сильный и очень сильный водообмен. Такое сочетание MM и CL наблюдается для озерных систем стран Балтии (Лиепаяс, Буртниеки). Сочетание высокого морфометрического потенциала с высоким климатическим сигналом естественно приводит к возникновению сильного и очень сильного водообмена. Примером таких систем на Кольском полуострове являются Пермус, Малый Колсиярв, Большой Колсиярв. Низкий морфометрический потенциал гасит сильный климатический сигнал, способствуя формированию умеренного водообмена. Такое сочетание морфометрии и климата характерно для озерных систем Кольского полуострова (Сумозеро, Пасмозеро, Вялозеро, Верхнее Сеньозеро). Сочетание низкого морфометрического потенциала с низким климатическим сигналом естественно формирует слабый водообмен озер. Примером таких объектов служат озерные системы Беларуси – Болдук и Лукомльское.

4. В условиях современного климата выделено пять основных классов озерных систем по величине внешнего водообмена озер. Около 5 % рассмотренных озер имеют *слабый водообмен* ($K_B < 0,1$). В эту группу входят такие уникальные водные объекты, как Пяозеро, Топозеро, Онежское и Ладожское, период водообмена которых превышает один раз в 10 лет. *Умеренный водообмен*

($1,0 > K_B > 0,1$) наблюдается на 48 % озер. Среди них Сегозеро, Имандра, Чудское, Выгозеро, Выртыярв. Период водообмена для этой группы водоемов изменяется от 1 раза в год до 1 раза в 10 лет. *Умеренно-сильный водообмен* ($4,0 > K_B > 1,0$) характерен для 35 % озер. К этой группе относятся такие уникальные объекты, как Ловозеро, Паанярви, Водлозеро, Верхнее Куйто, Среднее Куйто, Нижнее Куйто, Лача, Воже, Белое. Период водообмена для этой группы озер изменяется от 1 раза в сезон до 1 раза в год. *Сильный водообмен* ($K_B > 4,0$) с периодом от 1 раза в месяц до 1 раза в сезон отмечается для 15 % озер. Эта группа включает такие озера, как Канозеро, Шотозеро, Сундозеро, Кубенское, Ильмень и т.п. Около 3 % водоемов имеют *очень сильный водообмен* ($K_B > 12,0$) с периодом до 1 раза в месяц. В эту группу входят такие озера как Юляярви, Жувинтас, Киш, Биржулис, Малый Колсиярв, Большой Колсиярв.

Каждый класс озер в зависимости от диапазона изменения исходных морфометрических характеристик представлен пятью подклассами: маленькие, малые, средние, большие и очень большие озера. Три центральных подкласса достаточно обширны, для каждого из них сформирована обучающая выборка и с помощью дискриминантного анализа построено решающее правило отнесения неизученных и слабо изученных озер к известному классу. Подкласс маленьких озер включает водоемы с площадью водосбора до 10 км^2 , а подкласс очень больших озер – преимущественно полизональные озера, $F_{\text{вдсб}}$ которых выходит за пределы одной физико-географической зоны. Эти озера образуют класс уникальных природных объектов, каждый из которых требует индивидуального изучения. Учитывая, что ведущими морфометрическими показателями, влияющими на формирование внешнего водообмена озер зоны избыточного и достаточного увлажнения, целесообразно считать удельный водосбор, площадь водосбора и объем водной массы, объективные и взаимно увязанные квалитметрические шкалы введены только для этих характеристик.

5. Характер внутригодовых и межгодовых колебаний уровня озер существенно зависит от класса их водообмена. Так, для озер с сильным и очень сильным водообменом основные фазы водного режима выражены четко. При этом во временном ходе хорошо прослеживаются не только весеннее половодье, но и наиболее

крупные дождевые паводки. Межгодовая изменчивость уровней озер этих классов проявляется преимущественно в виде интенсивных изменений максимальных высот при незначительном изменении их минимальных высот. На озерах со слабым водообменом внутригодовой ход уровней существенно сглажен за счет регулирующей способности озерной системы. Период максимальных значений уровня растянут, весенний максимум запаздывает по сравнению с максимумами половодья на впадающих в озеро реках. Аналогичная ситуация наблюдается и в период дождевых паводков. Межгодовая изменчивость выражена в основном в виде долгопериодных (инерционных) колебаний уровня при незначительной модуляции элементов внутригодового хода. Озера с умеренным водообменом являются переходными от класса с сильным водообменом к классу со слабым водообменом. Поэтому у них в той или иной мере проявляются особенности внутригодового хода и межгодовой изменчивости уровней колебаний, присущие озерам двух других классов. При этом на малых озерах с умеренным водообменом в большей степени выражены черты режима озер с сильным и очень сильным водообменом, а на средних и больших – черты режима озер со слабым водообменом.

6. Новый подход, представленный в рамках так называемой методологии АСПИД (Анализ и Синтез Показателей при Информационном Дефиците), может рассматриваться как теоретическая основа для принятия решений в условиях дефицита количественной информации и наличия значительного объема качественной информации, в том числе и в виде знаний эксперта. Метод сводных показателей (МСП) в совокупности с методами факторного, дисперсионного, кластерного и дискриминантного анализов могут составлять основу методологии изучения озер и озерных систем с использованием неполной, неточной и нечеткой информации. Дополненная методами теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП) в сочетании с методами авторегрессионскользящего среднего (АРСС) теории линейных динамических систем, означенная методология позволяет выявить, оценить и обобщить также и большой фактический материал, собранный в настоящее время для некоторых параметров озерных систем.

Литература

1. *Абросов В.Н.* Термическая классификация смешанных озер умеренных широт // *Природа и хозяйственное использование озер Псковской и прилегающих областей: II Межвуз. конф.* – Псков, 1971.
2. *Адаменко В.Н.* Климат и озера. (К оценке настоящего, прошлого и будущего). – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.
3. *Айвазян С.А., Бежсаева Г.И., Староверов О.В.* Классификация многомерных наблюдений. – М.: Статистика, 1974. – 240 с.
4. *Айвазян С.А. и др.* Классификация и снижение размерности. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 607 с.
5. Алгоритмы и программы восстановления зависимостей / Под ред. В.Н. Вапника. – М.: Наука, 1984. – 816 с.
6. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
7. *Андрукович П.Ф.* Применение метода главных компонент в практических исследованиях. – М.: изд-во МГУ, 1973. – 123 с.
8. Атлас мирового водного баланса. (Приложение к монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли»). – М.-Л., 1974.
9. *Бабкин А.В.* Оценка колебаний и прогноз уровня Ладожского озера и стока р. Невы // *Материалы конференций Политехнического симпозиума.* – СПб.: изд-во Политехи. ун-та, 2006, с. 7.
10. *Багров Н.А.* О колебаниях уровня бессточных озер // *Метеорология и гидрология*, 1963, № 6, с. 41–46.
11. *Беляев М.М., Рожков В.А., Трапезников Ю.А.* Вероятностная модель колебаний уровня моря. В кн.: *Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов.* – Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 24–31.
12. *Баранов И.В.* Лимнологические типы озер СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 276 с.
13. *Богданов В.В.* Зонально-региональные свойства лимногенеза и их роль в классификации и районировании озер. В кн.: *Географо-гидрологический метод исследования вод суши.* – Л.: изд-во АН СССР. Геогр. об-во СССР, 1984, с. 71–78.
14. *Богословский Б.Б.* О районировании озер СССР по водному балансу // *Труды III Всесоюз. гидрол. съезда*, 1958, т. 4, с. 17–25.
15. *Богословский Б.Б.* Схема гидрологической классификации озер и районирование озер СССР // *Вестн. МГУ. Сер. геогр.*, 1960, № 2, с. 17–24.
16. *Богословский Б.Б. и др.* Общая гидрология (гидрология суши). – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 422 с.
17. *Богословский Б.Б., Филь С.А.* Классификация водоемов по внешнему водообмену // *Географо-гидрологический метод исследования вод суши.* – М.: изд-во АН СССР. Геогр. об-во СССР, 1984, с. 54–60.
18. *Бокс Дж., Дженкинс Г.* Анализ временных рядов. Прогноз и управление. Вып. 1. – М., 1974.

19. Будыко М.И., Юдин М.И. О колебаниях уровня непроточных озер // *Метеорология и гидрология*, 1960, № 8, с. 15–19.
20. Булавко А.Г., Барановская Г.Н. Изменение уровня режима озер в зоне осушения. – В сб.: *Проблемы Полесья*. Т. 9. – Минск, 1984, с. 33–41.
21. Бульон В.В. Первичная продукция планктона внутренних водоемов. – Л.: Наука, 1983. – 150 с.
22. Бульон В.В. Первичная продукция планктона и классификация озер. В сб.: *Продукционно-гидробиологические исследования водных экосистем*. – Л.: Наука, 1987.
23. Васильев В.Ю. и др. Токсическое загрязнение воды, грунтов и влияние поллютантов на удельные скорости обменных процессов в водных экосистемах // *Вестн. СПбГУ. Сер. 7: Геология, география*, 1999, вып. 1 (№ 7), с. 40–53.
24. Верещагин Г.Ю. Методы морфологической характеристики озер // *Труды Олонецкой науч. эксп.* – 1980. Ч. II, вып. 1. – 114 с.
25. Владимиров А.М., Ю.И. Ляхин, Л.Т. Матвеев и др. Охрана окружающей среды. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 422 с.
26. Винберг Г.Г. Биологическая продуктивность водоемов // *Экология*, 1983, № 3, с. 3–12.
27. Галкин Л.М. Об одной возможной классификации водоемов. Течения и диффузия вод Байкала // *Труды Лимнологического ин-та СО АН СССР*, 1970, т. 14 (34).
28. Гарункитис А.А. Седиментационные процессы в озерах Литвы. – Вильнюс: Моклас, 1975. – 259 с.
29. Гелета И.Ф., Мякишева Н.В. Оценка возможности прогнозирования Ладожского озера на отдаленную перспективу // *География и современность*, 1992, № 6, с. 79–94.
30. Глазачева Л.И. Влияние хозяйственной деятельности на уровеньный режим озер Латвии. В кн.: *Гидрология озер и водохранилищ. Ч. 1. Озера*. – М.: изд-во МГУ, 1975, с. 57–65.
31. Голдина Л.П. География озер Большеземельной тундры. – Л.: Наука, 1972. – 102 с.
32. Голубцов В.В., Жиркевич А.Н. Водный баланс оз. Балхаш и динамика его элементов в естественных условиях и при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий // *Труды КАЗНИГМИ*, 1973, вып. 50, с. 153–177.
33. Гордеева С.М., Малинин В.Н. О долгосрочном прогнозе годового стока Невы и колебаний уровня Ладожского озера. // *Современные проблемы в гидрометеорологии*. – СПб., 2006, с. 222–228.
34. ГОСТ 17.1–1.02–77 Охрана природы. Гидросфера. Классификация водных объектов. – М.: Госстандарт, 1977. – 21 с.
35. Григорьев С.В. Каталог озер Карелии. – М.-Л.: изд-во АН СССР, 1959. – 239 с.
36. Григорьев С.В. О некоторых определениях и показателях в озероведении // *Труды Карельского филиала АН СССР*, 1959, вып. 18.
37. Григорьев А.С. Вероятностные модели влияния климата на гидрологический режим озер: Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. – СПб., 2000. – 18 с.
38. Григорьев А.С., Трапезников Ю.А. Уровень Ладожского озера в условиях возможного изменения климата // *Водные ресурсы*, 2000, т. 29, № 2, с. 174–178.

39. *Громов А.Ю.* Применение цифровых фильтров Баттерворта в океанологии. В кн.: Режимообразующие факторы, информационная база и методы ее анализа. – Л.: Гидрометеиздат, 1989, с. 22–35.
40. *Гронская Т.П.* Водный баланс и ожидаемые уровни воды озера Иссык-Куль: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – Л., 1983. – 16 с.
41. *Дмитриев В.В.* Эколого-географическая оценка состояния внутренних водоемов: Автореф. дисс. ... д-ра. геогр. наук. – СПб., 2000. – 52 с.
42. *Дмитриев В.В., Мякишева Н.В., Хованов Н.В.* Многокритериальная оценка экологического состояния и устойчивости геосистем на основе метода сводных показателей. Ст. 1. Качество природных вод // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география, 1996, вып. 3 (№ 21), с. 40–52.
43. *Дмитриев В.В., Мякишева Н.В., Третьяков В.Ю и др.* Многокритериальная оценка экологического состояния и устойчивости геосистем на основе метода сводных показателей. Ст. 2. Трофический статус водных экосистем // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география, 1997, вып. 1 (№ 7), с. 51–67.
44. *Догановский А.М.* Амплитуды колебаний уровней воды в водоемах озерного района ЕТР и их расчет // Межвуз. сб. науч. трудов ЛГМИ, 1994, № 116, с. 115–125.
45. *Догановский А.М.* Закономерности колебаний уровней озер и их влияние на основные элементы режима водоемов // Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. Т.8. Озера и водохранилища.– Л.: Гидрометеиздат, 1990, с. 65–70.
46. *Догановский А.М.* Уровенный режим озер – интегральный показатель динамики их биоценозов. – Дис. на соискание учен. степени д-ра. геогр. наук. – СПб., 1994. – 348 с.
47. *Догановский А.М., Инзберг Г.М.* Исследование возможностей использования метода расстановки приоритетов для классификации озер // Расчеты и прогнозы гидрологических характеристик: Сб. науч. трудов. – Л.: изд. ЛГМИ, 1989, вып. 103, с. 88–94.
48. *Догановский А.М., Мякишева Н.В.* Вероятностный анализ составляющих водного баланса Ладожского озера по месячным интервалам времени (1936–1988) // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география, 1992, вып. 3 (№21), с. 75–84.
49. *Догановский А.М., Мякишева Н.В.* Уровень Ладожского озера в различных диапазонах частот. Ладожское озеро / Под ред. Н.Н. Филатова. – Петрозаводск, 2000, с. 352–358.
50. *Догановский А.М., Мякишева Н.В.* Построение комплексных индексов внешнего водообмена озер в условиях неопределенности и дефицита гидрологической информации // Водные ресурсы, 2002, т. 29, № 3, с. 284–291.
51. *Догановский А.М., Мякишева Н.В.* Режим наполнения озер разных классов водообмена // VI Всесоюз. Гидрол. съезд. Секция 5. Ч. 1. – М.: изд-во «Метеоагентство Росгидромета», 2006, с. 137–140.
52. *Догановский А.М., Мякишева Н.В., Хованов Н.В.* Многокритериальная классификация озерных систем в условиях неопределенности // Сб. науч. трудов. – СПб.: изд. РГТМУ, 1999, с. 67–77.
53. *Догановский А.М., Поликарпова В.А.* Зональные особенности внешнего водообмена озер. – В кн.: Географо-гидрологический метод исследования вод суши. – Л.: изд-во АН СССР, 1983, с. 61–70.

54. Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.И. Реки и озера Советского Союза (справочные данные). – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 104 с.
55. Домрачев П.Ф. К вопросу о классификации озер Северо-Западного края // Изв. Российского гидрологического ин-та, 1922, № 4.
56. Драквова В.Г., Сорокин И.Н. Озеро и его водосбор – единая природная система. – Л.: Наука, 1979. – 195 с.
57. Дроздов О.А., Покровская Т.В. Об оценке роли случайных вариаций водного баланса в колебаниях уровня непроточных озер // Метеорология и гидрология, 1961, № 8, с. 43–48.
58. Дюран Н., Оделл П. Кластерный анализ. – М.: Статистика, 1977. – 128 с.
59. Загоруйко Н.Г. Методы распознавания и их применение. – М.: Сов. радио, 1972. – 206 с.
60. Захаренков И.С. О лимнологической классификации озер Белоруссии. Биологические основы рыбного хозяйства на внутренних водоемах Прибалтики // Труды X науч. конф. по внутренним водоемам Прибалтики. – Минск: Наука и техника, 1964.
61. Иберла К. Факторный анализ. – М.: Статистика, 1987. – 398 с.
62. Ивахненко А.Г. Индуктивный метод самоорганизации моделей сложных систем. – Киев: Наукова Думка, 1982. – 296 с.
63. Ивахненко А.Г. О возможности долгосрочного прогноза годового стока рек // Водные ресурсы, 1973, № 5, с. 102–108.
64. Ивахненко А.Г. Построение модели озера Байкал на принципах самоорганизации // Использование математических моделей для оптимизации управления качеством воды: Труды Советско-Американского семинара. – 1987, т. II, гл. II, с. 6–31.
65. Ивахненко А.Г., Юрачковский Ю.П. Самоорганизация моделей по экспериментальным данным. – М.: Радио и связь, 1985. – 160 с.
66. Интегральная оценка экологического состояния и качества среды городских территорий / Под ред. А.К. Фролова. – СПб.: изд. СПбНЦ РАН, 1999. – 253 с.
67. Исаченко А.Г., Исаченко Г.А. Ландшафтно-географические принципы оценки экологического состояния природной среды // География и современность, 1995, вып. 7, с. 18–44. (СПб.: Изд. СПбГУ)
68. Караушев А.В. Внешний водообмен и формирование качества воды в озерах и водохранилищах // Труды ГГИ, 1978, вып. 249.
69. Квасов Д.Д. Возрастно-генетическая классификация котловин озер Северной и Центральной Евразии // Изв. ВГО, 1986, т. 118, вып. 6, с. 487–492.
70. Китаев С.П. Экологические основы биопродуктивности озер различных природных зон. – М.: Наука, 1984. – 208 с.
71. Корников В.В., Серегин И.А., Хованов Н.В. Байесовская модель обработки нечисловой, неточной и неполной информации о весовых коэффициентах // Сб. докл.: Международная конф. по мягким вычислениям и измерениям, т. 1. – СПб., 2000, с. 104–107.
72. Кривошей М.И. К вопросу о причинах падения уровня оз. Иссык-Куль в 1883–1974 гг. – В кн. Исследование водного баланса, температурного и гидрохимического режима оз. Иссык-Куль. – М., 1980, с. 55–62.
73. Курдин Р.Д. О вековых колебаниях уровня воды крупных естественных водо-

- емов Казахстана и Средней Азии // Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т.5. – Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 98–107.
74. Курдин Р.Д. Об учете циклических колебаний климата при расчетах будущего режима бессточных водоемов // Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 8. – Л.: Гидрометеоздат, 1990, с. 61–65.
 75. Ладожское озеро. – Петрозаводск, 2000. – 489 с.
 76. Лесненко В.К. Псковские озера. – Псков, 1973. – 154 с.
 77. Литинская К.Д. Режим уровней озер и водохранилищ Карелии. – Л.: Наука, 1976. – 146 с.
 78. Масанова М.Д., Филатова И.В. Моделирование сезонных колебаний уровня режима Ладожского озера. – В кн.: Моделирование и экспериментальные исследования гидрологических процессов в озерах. – Л.: Наука, 1986, с. 44–48.
 79. Методические основы оценки и регламентирования антропогенного влияния на качество поверхностных вод / Под ред. А.В. Караушева. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 286 с.
 80. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 640 с.
 81. Муравлев Г.Г. О размещении и типах озер. – В кн.: Озера Северного Казахстана. – Алма-Ата: изд-во АН КазССР, 1960, с. 22–56.
 82. Мякишева Н.В. Внешний водообмен озер зоны избыточного и достаточного увлажнения. – СПб.: изд. РГГМУ, 2001. – 195 с. – Деп. в ВИНТИ 28.02.01, № 533-В2001.
 83. Мякишева Н.В. Закономерности формирования внешнего водообмена и уровня режима озер зоны избыточного и достаточного увлажнения: Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. – СПб., 2001. – 48 с.
 84. Мякишева Н.В., Догановский А.М. Водный баланс и уровень воды озера Ильмень в разных временных интервалах // Труды IV Международного симпозиума по Ладожскому озеру. Великий Новгород, Россия. 2–6 сентября 2002 г. – СПб.: изд. НИИ химии СПбГУ, 2003, с. 175–179.
 85. Мякишева Н.В., Дьяченко Н.Ю. Оценка возможности вероятностного прогнозирования уровней воды больших озер // Ученые записки РГГМУ, вып. № 6: СПб.: изд. РГГМУ, 2007, с. 71–77.
 86. Мякишева Н.В., Трапезников Ю.А. Авторегрессионная модель межгодовой изменчивости гидрометеорологических процессов. В кн.: Вероятностный анализ и моделирование океанологических процессов. – Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 31–39.
 87. Мякишева Н.В., Трушевский В.Л. О количественной оценке регулирующей способности Ладожского озера // Вестн. Ленинград. ун-та. Сер. 7. Геология, география, 1990, вып. 1 (№ 7), с. 62–74.
 88. Мязметс А., Райтвийр А. Классификация озер при помощи многокритериального анализа // Основы биопродуктивности внутренних водоемов Прибалтики. – Вильнюс, 1975, с. 159–163.
 89. Никитин С.П., Филатова И.В. О возможности применения линейной регрессионной модели для расчета уровня Ладожского озера. – В кн.: Моделирование и экспериментальные исследования гидрологических процессов в озерах. – Л.: Наука, 1986, с. 40–44.

90. *Огурцов А.Н., Хованов Н.В.* Многокритериальная оценка экологического состояния и устойчивости геосистем на основе метода сводных показателей. Ст. 3. Оценка степени благоприятности природных условий макрорегионов Северо-Запада РФ для жизни людей // *Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география*, 1997, вып. 2 (№ 14), с. 55–62.
91. *Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Ч. 1.* Гидрология озер и характеристика их водосборов. – Л.: Наука, 1974. – 235 с.
92. *Озера различных ландшафтов Северо-Запада СССР. Ч. 1.* Гидрологические особенности озер и ландшафтная характеристика их водосборов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 212 с.
93. *Озерные ресурсы Вологодской области / Под. ред А.А. Ляпкина.* – Вологда, 1981. – 152 с.
94. *Орлов В.Г.* Контроль качества поверхностных вод. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 140 с.
95. *Оссовский С.* Нейронные сети для обработки информации / Пер. с польск. – М.: Финансы и статистика, 2004. – 496 с.
96. *Пармузин Ю.П.* Генетическая классификация озерных котловин и схема районирования СССР по их родам. – В кн.: *Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах.* – Новосибирск: Наука, 1975, с. 106–114.
97. *Потахин М.С.* Эколого-географическая типизация озер Карелии: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – СПб., 2008. – 22 с.
98. *Поползин А.Г.* Озера юга Обь-Иртышского бассейна. – Новосибирск: Зап. Сиб. кн. изд-во, 1967. – 350 с.
99. *Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР / Под ред. И.П. Чеботаревой.* – Л.: Наука, 1969. – 322 с.
100. *Привальский В.Е.* О спектре колебаний уровня бессточных водоемов // *Водные ресурсы*, 1977, № 5, с. 31–41.
101. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 1. Кольский полуостров.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 316 с.
102. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 2. Карелия и Северо-Запад. Ч. 1.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 527 с.
103. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3. Северный край.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 663 с.
104. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 4. Прибалтийский район. Вып. 1. Эстония.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 554 с.
105. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 4. Прибалтийский район. Вып. 2. Латвия.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 404 с.
106. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 4. Прибалтийский район. Вып. 3. Литовская СССР и Калининградская область РСФСР.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 507 с.
107. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 5. Белоруссия и верхнее Поднепровье.* – Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 720 с.
108. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 10. Верхне-Волжский район. Кн. 1.* – М.: МО Гидрометеоиздата, 1973. – 475 с.
109. *Рожков В.А., Трапезников Ю.А.* Вероятностные модели океанологических процессов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 270 с.

110. *Романов В.П.* Применение морфометрических показателей в целях определения природного потенциала водоемов и прогнозирование их состояния // Антропогенные изменения экосистем малых озер (причины, последствия, возможность управления): Материалы Всесоюз. совещания. Книга 1. – СПб.: Гидрометеоздат, 1991, с. 118–121.
111. *Россолимо Л.Л.* Основы типизации и лимнологического районирования. – В кн.: Накопление веществ в озерах. – М.: Наука, 1964, с. 5–46.
112. *Рянжин С.В.* Зональные закономерности элементов термического режима пресноводных озер Северного полушария // Водные ресурсы, 1991, № 4, с. 15–29.
113. *Рянжин С.В.* Температура поверхности пресноводных озер Северного полушария в зависимости от географической широты и высоты озера над уровнем моря // Докл. АН СССР, 1990, т. 312, № 1, с. 209–214.
114. *Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М.* Практикум по гидрологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 296 с.
115. *Смирнов Л.Е., Смирнов Н.П., Копреев Е.Г.* Объективная классификация озер // Вестник МГУ. Сер.: геогр., 1979, вып. 3, № 18, с. 48–59.
116. *Снетков М.А., Вавилин В.А.* Оценка степени загрязнения водоемов по интегральным показателям качества воды // Научные основы контроля качества поверхностных вод по гидробиологическим показателям. – Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 49–53.
117. *Сорокин И.Н.* Внешний водообмен озер СССР. – Л.: Наука, 1988.
118. Справочник по гидрохимии. Под ред. А.М. Никанорова. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 267 с.
119. Справочник по климату. Вып. 1, 2, 3, 3а, 4, 5, 6, 7, ч. 1. – Л.: Гидрометеоздат.
120. *Тамошайтис Ю., Бружайте Н., Василяускаене М.* Влияние мелиоративных работ на понижение уровня воды Литовской ССР. – В сб.: Повышение рационального использования природных условий и ресурсов Советской Прибалтики. Вып. 1. – Рига, 1974, с. 108–110.
121. Теоретические вопросы классификации озер / Под ред. Н.П. Смирнова. – СПб., 1993. – 186 с.
122. *Тихомиров А.И.* Классификация озер умеренной зоны по термическому режиму / Труды Всесоюз. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер. Т. 1. Режим озер. – Вильнюс, 1970.
123. *Устинов Г.Н., Рубицкова Л.Д.* Уровенный режим Онежского озера в естественном и зарегулированном состоянии // Сб. работ Лен. гидромет. обсерватории, 1977, № 11, с. 51–66.
124. *Филатов Н.Н.* Изменение климата восточной Феноскандии и уровня воды крупнейших озер Европы. – Петрозаводск, 1997. – 147 с.
125. *Форель Ф.А.* Руководство по озераведению (общая лимнология). – СПб.: Тип. В.Ф. Киришбаума, 1912.
126. *Фортунатов М.А.* О проточности и водообмене водохранилищ. – В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. – Л.: Наука, 1974.

127. *Фролов А.В.* Динамико-стохастические модели многолетних колебаний уровня проточных озер. – М.: Наука, 1985. – 103 с.
128. *Хатчинсон Д.* Лимнология. – М.: Прогресс, 1969. – 592 с.
129. *Хованов Н.В.* Анализ и синтез показателей при информационном дефиците. – СПб.: изд-во СПбГУ, 1996. – 195 с.
130. *Хованов Н.В.* Математические модели риска и неопределенности. – СПб.: изд-во СПбГУ, 1998.
131. *Хорбаладзе М.А.* Пространственно-временные закономерности межгодовой изменчивости колебаний уровней воды озер Северо-Запада: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – СПб., 1997. – 22 с.
132. *Хуббатуллин В.Л.* Особенности термического режима малых озер (на примере запада и северо-запада ЕТС): Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. – Л., 1989. – 18 с.
133. *Чукленкова И.Н.* Морфометрические исследования древнеледниковой морфоскульптуры. – М.: Наука, 1982. – 76 с.
134. *Шикломанов И. А.* Антропогенные изменения водности рек. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 301 с.
135. *Шикломанов И.А., Г.Линз.* Влияние изменений климата на гидрологию и водное хозяйство // Метеорология и гидрология, 1999, № 4, с.51–66.
136. *Шнитников А.В.* Внутривековые колебания уровня крупных озер Прибалтики в связи с изменчивостью некоторых других компонентов географической среды // Биология внутренних водоемов Прибалтики. – Изв. АН СССР, 1962.
137. *Шнитников А.В.* Уровень озер земного шара как показатель во времени общей увлажненности их бассейнов. В кн.: Гидрология озер и водохранилищ. Ч. 1. – М.: изд-во МГУ, 1975, с. 4–32.
138. *Штефан В.Н., Эдельштейн К.К.* Показатели водообмена водохранилищ // Материалы V Всесоюз. науч. симпозиума по современным проблемам самоочищения и регулирования качества воды. Секция I V, ч. II. – Таллинн, 1975.
139. *Эдельштейн К.К.* Водные массы долинных водохранилищ. – М.: изд-во МГУ, 1991.
140. *Эдельштейн К.К.* О соотношении показателей водообмена долинных водохранилищ // Водные ресурсы, 1981, № 6, с. 70–74.
141. *Эдельштейн К.К.* Структура водного баланса озер и водохранилищ // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1978, № 6.
142. *Экологическая оценка воздействия гидротехнических сооружений на водные объекты /* Под ред. В.Д.Романенко. – Киев: Наукова Думка, 1990. – 256 с.
143. *Яглом А.М.* Корреляционная теория стационарных случайных функций с применением из метеорологии. – Л., 1981.
144. *Якушко О.Ф.* Озероведение. География озер Белоруссии. – Минск: Высшая школа, 1981. – 224 с.
145. Abstracts of the First International Lake Ladoga Symposium 1993, 1995. University of Joensuu. – Publications of Karelian Institute 112.
146. *Doganovski A.M., Myakishева N.V.* Probability analysis of the water balance of Lake Ladoga by monthly time series (1936–1988) // Abstracts of the First Inter-

- national Lake Ladoga Symposium. University of Joensuu. Publications of Karelian Institute. – 1995. – Vol. 112. – P. 77–83.
147. *Forel F.A.* La thermigie des lacs l'eau douce // Verh. schweiz. Naturf. Ges., 1892., vol. 75.
 148. *Hutchinson G. E., Löffler H.* The thermal classification of Lakes // Proc. Nat. Acad. Sci., 1956, vol. 42, № 2.
 149. *Monheim F.* Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens // Heidelberger Geogr. Arb. – 1956. – H. 1.
 150. *Morandini G.* Missione di studio ol Lago Tana // Ricerche Limnologische (pt 1 – Geografiafisica). Roma, 1940. – Vol. 3.
 151. Proceedings of the Second International Lake Ladoga Symposium 1996. University of Joensuu. – Publications of Karelian Institute 117. – p. 445.
 152. Proceedings of the Third International Lake Ladoga Symposium 1999. University of Joensuu. – Publications of Karelian Institute 129. – p. 507.
 153. *Ruttner F.* Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra und Bali // Arch. für Hydrobiologie. – 1931. – Bd 8, Suppl.
 154. *Ryanzhin S.V.* Latitudinal-altitudinal inter-relationships for the surface temperatures of the Northern hemisphere freshwater lakes // Ecological modeling, 1994, 74, p. 231–253.
 155. The First International Lake Ladoga Symposium. // Developments of Hydrobiology, 1996, № 322, p. 328.
 156. *Yoshimura S.A.* Contribution to the knowledge of deep water temperatures of Japanese lakes: pt 1. Summer temperatures // Japan J. Astr. Geophys, 1936, vol. 13.
 157. *Zafar A.R.* Taxonomy of lakes // Hydrobiologia, 1959, vol. 13, №3.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
1. Теоретические основы классификации озер	8
1.1. Общие представления	8
1.2. Методы многомерной статистической классификации	9
1.3. Методы статистической теории распознавания образов	12
1.4. Методы группового учета аргументов	13
2. Обзор существующих классификаций озер	16
2.1. Состояние изученности	16
2.2. Классификации характеристик озерных систем	17
2.3. Классификации характеристик водных экосистем	24
2.4. Классификации экологического состояния вод	28
2.5. Иные классификации	31
3. Физико-географическое описание региона исследования	32
3.1. Климатические особенности	32
3.2. Подстилающая поверхность	36
3.3. Хозяйственная деятельность	41
4. Общие сведения об озерах региона исследований	43
4.1. Условия происхождения озер	43
4.2. Распространение озер	46
4.3. Состояние изученности озер	48
5. Признаки многокритериальной классификации озер	50
5.1. Внешний водообмен озер	50
5.2. Методика расчета признаков классификации	54
5.3. Морфометрические индексы внешнего водообмена озер	63
5.4. Климатические индексы внешнего водообмена озер	70
5.5. Комплексные индексы внешнего водообмена озер	74
6. Многокритериальная классификация озер в условиях неопределенности	77
6.1. Постановка задачи	77
6.2. Классы озер	78
6.3. Отнесение неизученных озер к известному классу	86
7. Уровенный режим озер разных классов водообмена	95
7.1. Состояние изученности уровенного режима озер	95
7.2. Формирование уровенного режима озер	99
7.3. Структура уровенных колебаний озер разных классов водообмена	116
7.4. Разномасштабная изменчивость уровенных колебаний озер	128
7.5. Прогнозирование уровней воды в озерах	133
Заключение	143
Литература	149

CONTENT

Preface	3
Introduction	4
1. Fundamentals of the lake classification	8
1.1. Concept	8
1.2. Methods of multi-dimensional statistical classification	9
1.3. Methods of the statistical theory of image recognition	12
1.4. Group method of determining arguments	13
2. Review of the available lake classifications	16
2.1. State of knowledge	16
2.2. Classification of the lake systems characteristics	17
2.3. Classifications of the water ecosystems characteristics	24
2.4. Classification of ecological state of waters	28
2.5. Other classifications	31
3. Physiographic characteristic of the studied region	32
3.1. Climate characteristics	32
3.2. Underlying surface	36
3.3. Human impact	41
4. General information on the lakes in the studied region	43
4.1. Conditions of the lakes origin	43
4.2. Spatial distribution of lakes	46
4.3. State of knowledge of lakes	48
5. Indices of the multi-criteria lake classification	50
5.1. External water exchange of lakes	50
5.2. Methodology of the classifying indices computation	54
5.3. Morphometric indices of the lake external water exchange	63
5.4. Climatologic indices of the lake external water exchange	70
5.5. Complex indices of the lake external water exchange	74
6. Multi-criteria classification of lake in uncertain conditions	77
6.1. Classes of lakes	77
6.2. Spatial distribution of lakes from different classes	78
6.3. Classing of unstudied lakes	86
7. Level regime of lakes from different classes	95
7.1. State of knowledge of the lakes level regime	95
7.2. Formation of the lakes level regime	99
7.3. Structure of the water level fluctuations in lakes from different classes of water exchange	116
7.4. Multi-scale variability of the lakes level fluctuations	128
7.5. The lake level forecasting	133
Conclusion	143
References	149

Научное издание

Мякишева Наталия Вячеславовна

МНОГОКРИТЕРИАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕР

Монография

Редактор И.Г. Максимова
Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой

ЛР № 020309 от 30.19.96.

Подписано в печать 18.08.09. Формат 60×90 ¹/₁₆. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 10,0. Тираж 250 экз. Заказ № 23/09.
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 197045, Санкт-Петербург, Ушаковская наб., 17/1.
