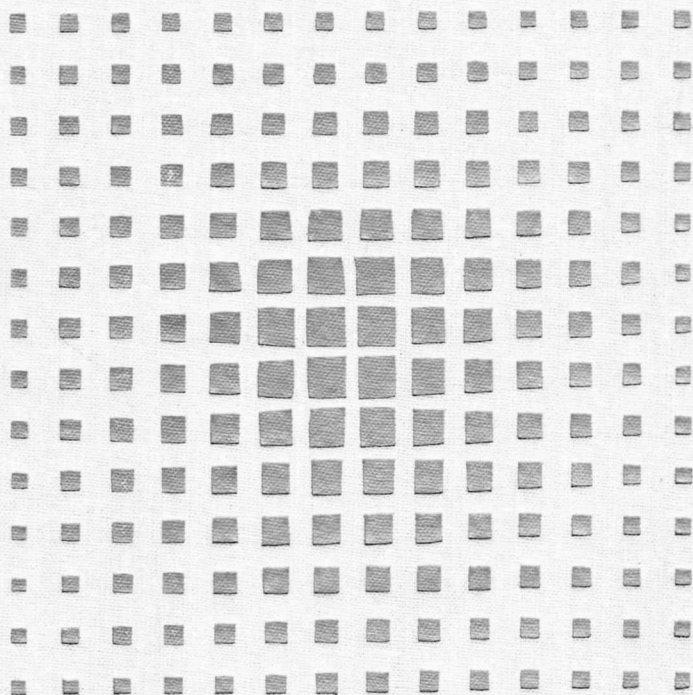


Радационный режим и оптические свойства озер



Радационный режим и оптические свойства озер



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

В. Н. Адаменко, К. Я. Кондратьев, Д. В. Поздняков, Л. В. Чехин

Рецензент: канд. физ.-мат. наук Н. Е. Тер-Маркарянц
(Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова)

Выявлены закономерности пространственно-временной изменчивости суммарной солнечной радиации, потоков энергии, света, гидрооптических свойств водных масс в различных участках спектра как показателей состояния природных вод внутриконтинентальных водоемов и биологических процессов в них. Выполнено сравнение с данными для морей и океанов. Осуществлен анализ малопараметрических моделей, радиационных и оптических свойств природных вод с целью обоснования возможностей дистанционной индикации состояния водоемов, классификации природных вод с учетом естественных и антропогенных факторов.

Книга рассчитана на научных и инженерных работников, студентов старших курсов и аспирантов, интересующихся проблемами дистанционного зондирования природных объектов и специализирующихся в области гидрологии, океанологии, метеорологии, гидробиологии и экологии.

The monograph "Radiative Regime and Optical Properties of Lakes" by V. N. Adamenko, K. Ya. Kondratyev, D. V. Pozdnyakov and L. P. Chekhin deals with the laws of spatial and temporal variability of total solar radiation, energy fluxes, light, and hydrooptical properties of water masses in various spectral intervals as indicators of the state of natural inland waters and biological processes. A comparison with data for the seas and oceans is performed. Few-parameters' models, radiative and optical properties of natural waters have been analysed in order to substantiate weather it is possible to indicate by means of remote sounding water basins state, or to classify natural waters taking in account both natural and anthropogenic factors.

The monograph is meant for scientists and engineers as well as graduates and post-graduates, who are specializing in the field of hydrology, oceanology, meteorology, hydrobiology, ecology, and interested in the problems of the remote sounding of natural objects.

Интенсивное использование водных объектов различными отраслями народного хозяйства приводит к изменению радиационного, светового и гидрофизического режимов озер. В то же время еще недостаточно изучены гидрофизические особенности водоемов, отдельные составляющие радиационного баланса, связь и взаимная согласованность определяющих его факторов. Этот вопрос стал особенно актуальным в современный период в связи с возникновением и воздействием все большего числа новых, техногенных и антропогенных факторов. Так, недостаточно исследованы процессы формирования под- и надповерхностной яркости, гидрооптические процессы ослабления и перераспределения солнечного излучения в водных массах, компоненты природных вод, определяющие их оптические свойства. С солнечной радиацией и светом, их трансформацией, поглощением, рассеянием тесно связан тепловой режим, динамика, важнейшие абиотические и биотические процессы, имеющие место в водной среде. Их понимание невозможно без характеристики и достоверной оценки особенностей радиационного режима в связи с составляющими теплового баланса водоемов, оптически значимых компонентов природных вод, световых полей и обуславливающих их факторов.

Основные цели и задачи монографии формулируются следующим образом:

- 1) изучение закономерностей формирования радиационного и теплового балансов водных бассейнов;
- 2) обоснование новых методик параметризации обмена количеством тепла и влаги между атмосферой и водным бассейном по данным натурных комплексных наблюдений;
- 3) отыскание диагностических и прогностических возможностей количественного описания теплового режима водных бассейнов с использованием необходимых комплексов исходных параметров;
- 4) разработка методов прямых и дистанционных измерений, обеспечивающих получение требуемой информации, в том числе сведений о температуре поверхности воды, компонентах теплового баланса, концентрации загрязняющих веществ и фитопланктона;
- 5) выявление гидрооптических особенностей внутренних водоемов как важного звена теплофизики, гидрофизики, экологии и географии озер;

6) количественная оценка и анализ гидрооптических показателей с целью диагноза, прогноза и мониторинга состояния вод;

7) анализ естественных и антропогенных факторов, влияющих на световые поля и оценка их значимости во времени и пространстве;

8) оценка возможностей факторного (кластерного) анализа при исследовании водоемов и использование оптической классификации озерных вод;

9) определение возможности дистанционного оптического зондирования вод для оценки их качества и трофического состояния;

10) изучение соотношений между гидрооптическими показателями, актинометрическими характеристиками и состоянием биоты водоемов.

Естественно, что ограниченность сил исполнителей и объема монографии не позволили в равной степени осветить каждую из задач. Однако их постановка и частичное разрешение, как представляется, могут быть полезными для диагноза состояния и экстраполяции в пространстве и времени количественных параметров, характеризующих внешний абиотический комплекс условий природных вод.

Решение разнообразных задач, связанных как с комплексом внутриводных процессов, так и с процессами, имеющими место на границе раздела вода—атмосфера, невозможно без создания соответствующих адекватных математических моделей. В структуру многих таких моделей должен входить гидрооптический блок, призванный обеспечить параметрическое описание процесса переноса солнечного излучения в водной среде.

Поскольку природная вода представляет собой весьма сложную среду, содержащую растворенные и взвешенные вещества минерального и органического происхождения, ее оптические свойства можно рассматривать как суперпозицию оптических характеристик составляющих ее компонентов.

Построение гидрооптического блока оказывается задачей достаточно сложной: серьезная трудность здесь заложена в чрезвычайном разнообразии и пространственно-временной изменчивости конкретного состава природных вод. Это обстоятельство побудило нас предварить главу, посвященную моделям оптических свойств природных вод, обсуждением вопросов, связанных с природой компонентов природных вод, их изменчивостью во времени и пространстве, а также с изменчивостью оптических свойств изучаемого объекта. Прежде всего, из факторов, формирующих оптические свойства природных вод, необходимо выделить доминирующие. Именно такой подход позволит перейти к созданию адекватных малопараметрических гидрооптических моделей водоемов. Действительно, создаваемые модели должны быть именно малопараметрическими, так как в противном случае их практическая ценность снижается. Однако малопараметричность почти всегда лишь усиливает приближенный характер модельного математического описания физического объекта исследований. И здесь

важно найти оптимальное решение, которое позволит наиболее простыми аналитическими или численными методами с требуемой точностью описывать самые существенные и характерные для исследуемого объекта свойства (в данном случае оптические свойства).

Для решения задачи построения гидрооптического блока можно использовать статистическое и физическое моделирование. Первое из них не исследует конкретную феноменологию процесса формирования оптических свойств водоема и основывается на результатах статистической обработки данных измерений. Второе, наоборот, отталкивается от картины реальных физических процессов, обуславливающих в совокупности «гидрооптический статус-кво» водной массы. И тот и другой тип моделирования стремится к определенной степени обобщенности, к возможности распространения выработанных подходов для описания как можно более широкого класса объектов. Авторы пытались оценить достоинства и возможности каждого из этих подходов.

Глава 1. СУММАРНАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ, ПОСТУПАЮЩАЯ НА ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВОДОЕМЫ

1.1. Влияние облачности

Количество суммарной солнечной радиации, приходящей на поверхность водоемов Q_w , отличается от количества радиации, приходящей на окружающую их сушу Q лишь для водоемов с характерным масштабом, превышающим несколько десятков километров. Причины этого — разный режим облачности, по-разному протекающие процессы рассеяния вследствие различных альбедо суши и воды (особенно при ледоставе, снеге на водоеме), неодинаковая прозрачность воздуха (над водой менее запыленного и более влажного).

Согласно результатам актинометрических наблюдений [5, 7, 9—13, 15—20, 22—25, 35, 38, 42, 46—48, 55, 56, 58, 60, 61, 63—67, 71, 72], с июня по сентябрь значения $Q_w/Q > 1$, т. е. суммарная радиация над водоемом больше, чем над сушей. Анализ данных специальных наблюдений за облачностью показал, что основная причина выявленных различий заключается, как правило, в разном распределении облачности над водой и сушей в период прогрева водоемов при развитой внутримассовой конвекции. Такие условия характерны для внутримассовых типов синоптических положений при малоградиентном или антициклоническом поле, в тыловых частях циклонов и передних частях антициклонов.

Другая причина заключается в том, что стратификация атмосферы в летнее время более устойчива над водоемами, чем над сушей, а следовательно, конвективные движения над крупными водоемами ослаблены. Так, по данным [38], над Цимлянским водохранилищем облачность на 5—14 % меньше, чем над сушей, над Севаном — на 7—32 %. Наиболее велики различия для облачности кучевых форм, которой в 2—3 раза больше над сушей, чем над водной поверхностью. Различия для слоисто-кучевой облачности (особенно для значительной и сплошной) пренебрежимо малы [6, 9].

Обычные визуальные данные наблюдений недостаточно надежны для регистрации различий в облачности над водоемами и сушей. Анализ данных наблюдений с искусственных спутников Земли (ИСЗ) при высоком разрешении по времени и пространству, а также анализ материалов нефанализа могли бы быть полезными для оценки различий в облачности водоем—суша [27,

28, 43, 46, 49]. Как следует из результатов специальных наблюдений [19, 38], распределение облачности в околополуденное время неравномерно даже тогда, когда на метеостанции зарегистрирована одинаковая облачность над сушей и озером. Эти различия обуславливают то, что дневные суммы радиации над озером выше, чем над сушей. По данным наблюдений в течение двух лет на Куйбышевском водохранилище, $Q_w > Q$ в период с июня по октябрь, что объясняется большей (на 0,3—1,0 балла, по данным визуальных наблюдений) облачностью над сушей. При туманах испарения над водоемами, развивающиеся в переходные сезоны, когда скрытый поток влаги направлен из атмосферы к воде, $Q_w < Q$. В теплоинертных зонах больших озер также в ряде случаев $Q_w < Q$, даже когда облачность над сушей превышает облачность над водоемами.

На Байкале [47, 55, 56] на облачность оказывают влияние не только глубина и площадь водоема, но и особенности макро- и мезорельефа; широтный и сезонный ход облачности отчетливо выражен как в центральной, так и в прибрежной частях озера. Все это определяет разницу в данных визуальных наблюдений облачности над водосбором и над водоемом до 1 балла, а также значительную разницу Q_w и Q [15—18]. Причину различий Q_w и Q связывают с пространственно-временной изменчивостью нижней облачности, скрытых и явных потоков тепла, а также процессов конвекции и условий стратификаций микро-, мезо- и макромасштаба, проявляющихся на Байкале.

На Великих американских озерах даже средние значения отношения Q_w/Q в отдельные месяцы достигают 1,37, а в период прогревания могут превышать 1,50 [38]. Эти оценки [38] отражают различия в Q_w и Q при хорошей погоде, когда контрасты радиации над сушей и озерами достигают наибольших значений. Ранней весной и поздней осенью $Q_w/Q < 1$, однако это не компенсирует общее годовое превышение Q_w над Q .

1.2. Влияние прозрачности

Одна из причин разницы значений Q_w и Q заключается в условиях прозрачности пограничного слоя атмосферы. С увеличением прозрачности прямая радиация [42] растет, а рассеянная уменьшается. При этом полной компенсации не происходит — увеличению прозрачности соответствует рост значений суммарной радиации. По данным наблюдений в течение четырех лет над Волгоградским и Новосибирским водохранилищами, при безоблачной погоде в период прогревания водоемов Q_w во все сроки наблюдений превосходит Q на 7—30 Вт/м², или на 2—5 %. Причина различий заключается в относительном увеличении прозрачности атмосферы над водоемами в период прогревания.

Разница значений Q_w и Q проявляется в спектральной прозрачности атмосферы, которая на Байкале определялась на основе

наблюдений с помощью ореольного фотометра В. Г. Фесенкова [56, 57]. Максимум спектральной прозрачности атмосферы над озером наблюдается в утренние и вечерние часы, минимум — в околополуденное время. Прозрачность атмосферы возрастает над средней частью Байкальской впадины, у западного побережья она выше, чем у восточного. Наибольшие значения спектральной прозрачности атмосферы приходятся на позднюю осень, минимальные — на лето. Наблюдения показали, что суммарная радиация при средних условиях облачности в котловине Байкала на 20 % выше, чем на той же широте над сушей. Наибольшие значения Q_w характерны для средней части западного побережья Байкала, а также для южной и юго-восточной частей бассейна.

По данным актинометрических наблюдений [15—18], во все месяцы года среднемесячные значения коэффициента прозрачности при массе атмосферы, равной единице, на оз. Байкал больше, чем над побережьем в районе пос. Лиственничное (соответственно 0,784 и 0,773). Сравнение условий прозрачности над Байкалом и над сушей [12] показало, что в период прогрева над Байкалом коэффициент прозрачности на 10 %, а в зимний период — на 5 % выше среднеширотного значения.

Существенное влияние на прозрачность атмосферы оказывает город. Специальные наблюдения в районе Одессы [45] показали, что ослабление прямой солнечной радиации, не компенсируемое ростом рассеянной, происходит не только над городом, но и над акваторией на расстоянии до 40 км от берега.

Над водной поверхностью прозрачность возрастает в течение светового дня. Среднесуточные значения коэффициента прозрачности над водной поверхностью — 0,77 и в городе — 0,66.

Оценки показали, что увеличение влагосодержания атмосферы над водной поверхностью больших водохранилищ [38] приводит к уменьшению прозрачности над водой. Однако это уменьшение пренебрежимо мало по сравнению с уменьшением, обусловленным влиянием аэрозольного ослабления прозрачности над сушей.

Косвенным подтверждением увеличения прозрачности воздуха над водоемом является заметное относительное уменьшение количества ядер конденсации, обнаруженное над Ладожским озером, над Цимлянским и Камским водохранилищами [62]. Другим подтверждением этому служит анизотропное уменьшение на 2—3 порядка количества выпадающих с осадками и без осадков частиц, которые содержат, кроме твердой нерастворимой фракции, 15—25 макро- и микроэлементов. Это уменьшение наиболее четко проявляется по направлению основного ветрового переноса над Ладожским и Онежским озерами [6]. Оно подчиняется логарифмическому закону — ослабление выпадения пропорционально логарифму расстояния.

Описанные эффекты наблюдаются и в зимнее, и в летнее время, причем летом ослабление выпадения должно быть еще более значительным вследствие усиления неустойчивости и турбулентного обмена. Уменьшение концентрации аэрозоля от бе-

рега к водоему обуславливает увеличение прозрачности атмосферы над водоемом по мере удаления от промышленных центров в направлениях преобладающих переносов воздуха.

Таким образом, одной из главных причин различий в прозрачности атмосферы над крупными озерами и сушей может считаться аэрозольная мутность. Меньшая мутность над озерами обуславливает на 2—5 % более высокую суммарную радиацию над озерами, чем над окружающей сушей.

Уменьшение облачности над крупными водоемами приводит к росту суммарной радиации Q_w , имеющему, по оценкам Кирилловой [38], тот же знак и порядок величин, что и увеличение Q_w вследствие роста прозрачности воздуха над крупными акваториями озер, водохранилищ и морей.

1.3. Влияние альбедо поверхности

На суммарную радиацию в реальных условиях атмосферы помимо облачности и прозрачности влияет альбедо деятельных поверхностей [42]. Это влияние зависит не только от отражательных свойств поверхностей, но и от возможного вторичного рассеяния и отражения радиации от воды, снега, растительности, склонов, облаков. При этом значение имеют высота и тип облачности, структура облаков (фазовый состав, плотность, размеры), закономерности углового рассеивания радиации и т. д. Этим вопросам посвящено большое количество публикаций [42, 43], частично они рассматриваются в данной монографии.

Сложность теоретического расчета влияния анизотропности полей облачности и концентрации примесей атмосферы, действующих на поступление солнечной радиации и потоков света в различных участках спектра, определяет необходимость получения обобщения эмпирических данных для параметризации и модельного описания полей радиации и света в различных масштабах изучения явления.

Применительно к задачам монографии отметим наиболее важные закономерности влияния альбедо деятельных поверхностей природных вод A_w на интегральную суммарную солнечную Q_w радиацию [38]. У крупных водоемов летом Q_w уменьшена в среднем на 2 % при отсутствии облаков и на 7 % при сплошной облачности. У малых водоемов (характерный масштаб — не более нескольких километров) альбедо A окружающей суши при облачном небе почти полностью компенсирует влияние на суммарную радиацию небольших значений альбедо водных поверхностей A_w .

Существенно, что по мере удаления от берега изменяется степень влияния на Q_w альбедо водных поверхностей на A_w , причем A_w зависит от высоты и количества облаков. Кроме того, влияние прозрачности атмосферы, количества и характера облаков на Q_w различно для берега, водоема и разных частей водоема. Все это осложняет задачу мелкомасштабной параметризации анизотропности полей радиационных потоков.

При оценке суммарной радиации Q_w , поступающей на озера и водохранилища, следует учитывать, что в месяцы прогрева озер она увеличена в среднем на 2—5 % под влиянием относительно большей прозрачности и примерно на 5 % под влиянием ослабления развития внутримассовой облачности над озерами, т. е. Q_w над озерами на 7—10 % выше значений Q , получаемых на суше. Меньшее альbedo воды A_w по сравнению с альbedo суши A влияет в противоположную сторону, особенно применительно к малым водоемам, на которых, по оценкам [38], этот эффект уменьшает Q_w на 2—7 % в летний период. Для приближенных оценок Q_w принимается примерно на 5 % большей, чем Q .

Представляет интерес вопрос об особенностях и причинах многолетней изменчивости суммарной радиации. Для его решения по данным ряда материалов [21, 35, 64, 65] составлены выборки, на основе которых построены картосхемы, характеризующие барико-циркуляционные условия при поступлении аномально больших и аномально малых значений составляющих суммарной солнечной радиации, а также некоторых других составляющих радиационного баланса.

1.4. Барико-циркуляционные условия формирования радиационного режима озер и водохранилищ

В ряде работ [22—25, 35] определялись составляющие теплового баланса и характеристики метеорологического режима в различные макроциркуляционные эпохи, выделенные на основе типизации Г. Я. Вангенгейма—А. А. Гирса.

Период с 1900 по 1928 г. отличался преобладанием западной циркуляции W , сменившейся (1929—1939 гг.) на восточную E , а затем на меридиональную C (1940—1948 гг.), после чего преобладала смешанная ($E + C$) циркуляция (1949—1977 гг.). По наблюдениям на озерах северо-запада европейской части СССР (ЕЧС) [22—25] выявлено, что число часов солнечного сияния в годы с преобладанием циркуляции типа E , на 3—5 % больше, чем в годы с преобладанием циркуляции типа C .

На озерах северо-запада ЕЧС [22—25] циркуляционному типу E соответствуют максимальные значения радиационного баланса R , а типам W и C — минимальные. Средние месячные значения R и Q при типе W несколько меньше, чем при типе C . Значительные аномалии суммарной радиации ΔQ и радиационного баланса ΔR на озерах Кубенском, Воже, Лача в период их исследования экспедициями Института озероведения АН СССР (1972—1974 гг.) объясняются [22—25, 47, 48] преобладанием E (C) — восточного типа циркуляции с участием меридионального, характерного для временного отрезка с 1950 по 1974 г. Смена циркуляции, при которой преобладает западный тип W , уменьшает суммарную радиацию Q и радиационный баланс R на озерах северо-запада ЕЧС [22—25].

При изучении радиационного режима территории Вологодской и юга Архангельской областей [22—25], к которым приурочен водосбор оз. Кубенского, найдены соотношения различных параметров, определяющих поступление радиационной энергии к озерам в эпохи с преобладанием различных типов макроциркуляционных процессов. Выявлено, что многолетний режим облачности изучаемой территории во многом определяется направлением перемещения воздушных масс, их влагосодержанием, облачностью и характером погоды. Так, при типе W поступление обогащенных влагой воздушных масс с Атлантики в теплую половину года обуславливает значительную облачность с обложными осадками. Это проявляется в уменьшении значений Q , B_k и R . При преобладании типа С в условиях близости арктических морей и возможности встречи воздушных масс с разными физическими свойствами обостряется циклогенез. При преобладании макроциркуляционных процессов типа Е, согласно результатам работ [22—25], уменьшение облачности способствует возрастанию роли радиационного фактора в формировании погодного и климатического режима по сравнению с его ролью при других типах макроциркуляционных процессов.

Достаточное увлажнение в районах северо-запада ЕЧС и аномально большое поступление суммарной радиации при преобладании процессов циркуляции типа Е, по [22—25], способствует формированию условий, благоприятных для развития конвективной кучево-дождевой облачности с характерными для нее ливневыми осадками. Именно с этим в работах [22—25] связывается положительная корреляция между значениями Q и количеством ливневых осадков в районе Архангельска (коэффициенты корреляции выше 0,75). Почти во все летние месяцы при смене циркуляции типа Е на типы С и W возрастает общая и нижняя облачность.

На озерах северо-запада ЕЧС [22—25] максимальная продолжительность солнечного сияния наблюдается при преобладании макроциркуляционных процессов типа Е, минимальная — при типах W и С (причем разница максимум—минимум достигает 30—40% в летние месяцы и около 20% за сезон). Предполагается [22—25], что в теплый период года увеличение повторяемости циркуляции типа Е способствует уменьшению прозрачности атмосферы, а типа С — ее увеличению, что считается следствием различий барических условий: при типе Е перенос воздушных масс ослаблен в условиях образующегося стационарного антициклона, тогда как для типа С характерен их интенсивный перенос.

В эпохи с увеличенной повторяемостью циркуляции типа Е создаются условия для интенсивного испарения влаги и накопления в атмосфере аэрозоля при длительном ветровом затишье. Этот вывод подтверждается анализом многолетнего хода коэффициента прозрачности P_2 атмосферы по данным наблюдений в Каргополе, который повышен при типе Е+С и уменьшается при типе

Е. Необходимость учета конкретных форм циркуляции при изучении многолетнего хода прозрачности атмосферы в различных районах СССР не вызывает сомнений. В связи с этим, как полагает автор [22—25], суждения о причинах уменьшения коэффициента прозрачности, отмечаемого на многих станциях СССР за последние десятилетия лишь как результат усиления интенсивности хозяйственной деятельности, носят несколько односторонний характер. Влияние антропогенного фактора так же, как и природных факторов, определяющих степень прозрачности атмосферы, может усиливаться или ослабляться в каждом конкретном пункте и периоде времени в зависимости от макроциркуляционных условий.

В актинометрии суммарная радиация считается сравнительно устойчивым во времени метеорологическим элементом. Это определяет возможность получения надежного среднего многолетнего значения Q по 10-летнему ряду наблюдений. Однако, как отмечается в работах [22—25], межгодовая изменчивость значений суммарной радиации Q существенно возрастает при смене одного меридионального типа циркуляции другим и уменьшается при устойчивом преобладании одного из типов, что следует, например, из сравнения амплитуды ΔQ за разные периоды (по станции Каргополь). Так, амплитуда сумм Q за май—октябрь в 1956—1965 гг. была почти в 1,5 раза большей, чем в 1966—1974 гг. с устойчивым преобладанием восточного типа циркуляции Е. Из этого следует, что при климатических обобщениях критерии оценки точности определения средних многолетних значений, основанные на межгодовой изменчивости и отклонениях от средних, распространяемы лишь на тот ряд и те циркуляционные условия, для которых они получены.

Характеристики макроциркуляционных процессов широко используются при исследовании аномалий радиационного, термического режимов и условий увлажнения. В связи с этим представляет интерес их анализ с использованием предложенного Л. А. Вительсом метода [2, 21], позволяющего выявлять особенности барико-циркуляционных характеристик в периоды преобладания того или иного типа макроциркуляционных процессов.

Для этого за 1900—1977 гг., месяцы май—сентябрь, подсчитывалось число дней с антициклонической циркуляцией в каждом из восьми подрайонов Европейского естественного синоптического района. Затем были определены месяцы, в которых более 24 дней (70 %) преобладал один из типов макроциркуляционных процессов — восточный (Е), меридиональный (С), западный (W) и смешанный (Е + С). В результате были сформированы четыре выборки (табл. 1.1).

Для каждой из выборок, характеризующих преобладание (более 70 % времени) того или иного типа макроциркуляционных процессов за период открытой воды (май—сентябрь 1900—1977 гг.), построены групповые карты аномалий барико-циркуляционного режима (рис. 1.1—1.4) по методике [2, 21]. Карты

Месяцы (с мая по сентябрь) и годы с преобладанием того или иного типа макроциркуляционных процессов

Тип процесса	Месяц, год			
Западный W	VIII 1903, VIII 1919, VI 1924, VIII 1933, IX 1959	VIII 1907, IX 1919, VIII 1929, IX 1950,	IX 1907, VIII 1923, VI 1931, IX 1954,	VI 1915, V 1924, IX 1932, VIII 1956,
Меридиональный С	VI 1906, V 1946, VII 1956,	VII 1917, V 1947, VII 1960,	VI 1926, IX 1949, V 1965	VII 1944, V 1951,
Восточный Е	V 1906, IX 1934, VIII 1940, VII 1957, V 1963, VII 1971, VII 1974, VII 1977	VIII 1924, V 1936, VII 1941, VII 1959, VI 1966, VI 1972, IX 1974,	V 1926, VIII 1937, VIII 1951, V 1960, VIII 1967, VII 1972, IX 1975,	VII 1927, VII 1938, VIII 1951, VII 1960, VII 1968, VIII 1972, IX 1976,
Смешанный Е + С	V 1954, V 1959, VII 1969,	IX 1957, V 1964, V 1977	VI 1958, V 1968,	IX 1958, V 1969,

дают представление о барико-циркуляционных условиях при преобладании типов Е (рис. 1.1), С (рис. 1.2), W (рис. 1.3) и Е + С (рис. 1.4): о преобладании циклонического или антициклонического режима, интенсивности аномалий, направлениях основных переносов воздушных масс, процессов их трансформации, особенностях полей облачности и основных фронтальных разделах. Оценим по картам возможные условия формирования радиационного и метеорологического режимов внутренних водоемов Европы, Западной Сибири и Средней Азии, а также окраинных морей СССР, Европы и северной части акватории Атлантического океана в районах Норвежской энергоактивной зоны (НЭАЗО) при каждом типе макроциркуляционных процессов.

Макроциркуляционные процессы восточного типа Е (рис. 1.1). Повышенная повторяемость (более 80 %) положительных аномалий антициклонической циркуляции с развитием блокирующих процессов, ослабляющих западный перенос, — наиболее характерная черта барического поля. Положительными аномалиями антициклонической циркуляции в период с мая по сентябрь определяются процессы радиационной трансформации воздушных масс на обширной территории западного сектора Арктики до юга ЕЧС. При этом развиваются гребни-повышенного давления на севере Западной Европы и над территорией Средней Азии (с повторяемостью более 60 %). Преобладание циклонической циркуляции

характерно для севера Атлантики (повторяемость более 60 %) и севера Западной Сибири и п-ова Таймыр.

По западной периферии блокирующих антициклонов и восточным оконечностям циклонических образований, возникающих в районе Исландии, усилена адвекция теплого воздуха, опре-

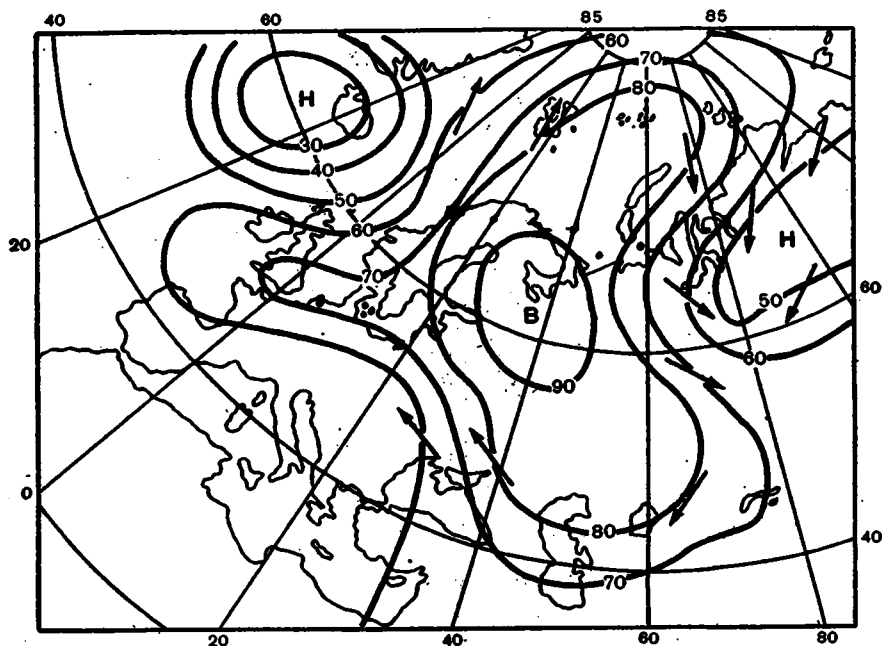


Рис. 1.1. Повторяемость (%) положительных аномалий антициклонических циркуляций при преобладании восточного (Е) типа макроциркуляционных процессов.

В — области преобладания положительных аномалий антициклонической циркуляции,
Н — области преобладания отрицательных аномалий антициклонической циркуляции.
Стрелками обозначены преобладающие переносы воздушных масс.

деляющая интенсификацию Северо-Атлантического теплого течения. По восточным перифериям антициклонов (см. рис. 1.1) возникают переносы воздушных масс с преобладанием северной составляющей. Они определяют ухудшение условий ледовитости — в Карском море развиваются течения, прижимающие паковые льды к берегу, и становится преобладающей адвекция холодного воздуха по западным перифериям циклонов, возникающих на п-ове Таймыр.

Арктический воздух, проникающий на юг, последовательно удаляется от насыщения и трансформируется в результате радиационного прогревания, что приводит к преобладанию на севере Казахстана и в Средней Азии сухой, жаркой и малооблачной погоды, усиливающей дефицит увлажнения на водосборах водоемов аридной и семиаридной зоны территории СССР. На водосбо-

рах озер и водохранилищ ЕЧС и Средней Азии преобладают отрицательные аномалии осадков и положительные аномалии температуры, усиливающие недостаточность увлажнения. Эти аномалии, характерные для макроциркуляционных процессов типа Е, обуславливают избыточность поступления суммарной радиации

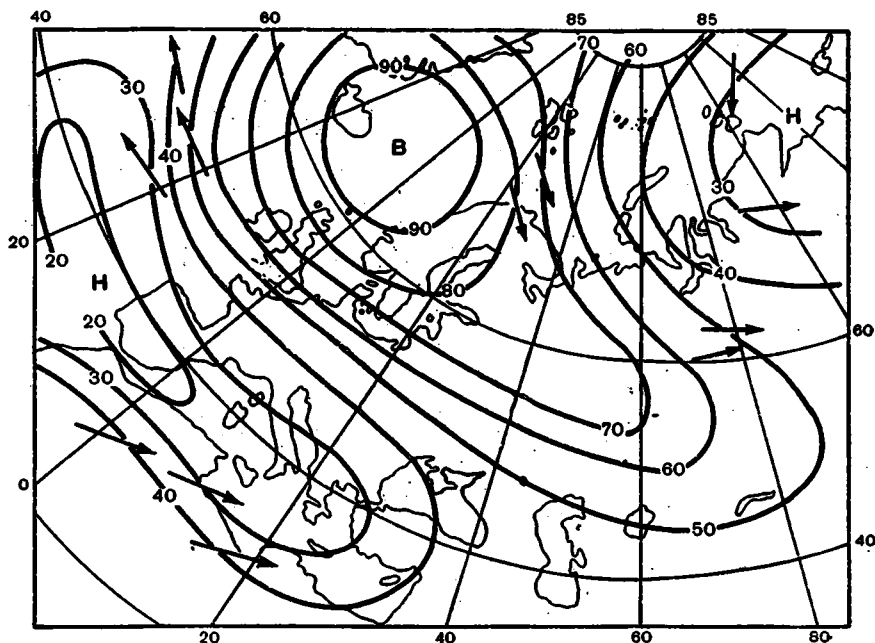


Рис. 1.2. Повторяемость (%) положительных аномалий антициклонической циркуляции при преобладании меридионального (С) типа макроциркуляционных процессов.

Усл. обозначения см. рис. 1.1.

при уменьшении повторяемости облачности фронтального типа. Реакция озер проявляется в уменьшении запасов влаги и понижении уровня вследствие усиления процессов испарения с водосборов и акваторий озер и водохранилищ. При преобладании макроциркуляционных процессов типа Е на озерах северо-запада ЕЧС положительные аномалии антициклонической циркуляции имеют повторяемость более 90 % (см. рис. 1.1); на водосборе Волги, определяющем водность и уровень Каспийского моря, с повторяемостью выше 80 % преобладают положительные аномалии антициклонической циркуляции. Для водоемов Средней Азии и Казахстана также характерны положительные аномалии антициклонической циркуляции (повторяемость выше 70 %).

По оценкам А. Ф. Изотовой [35], на северо-западе ЕЧС в период преобладания макроциркуляционных процессов типа Е летом, осенью и в среднем за год температура воздуха примерно

на 1°C выше средней многолетней. Зимой преобладают положительные аномалии температуры, что в целом согласуется с нашими данными. Так, адвекция тепла усилена на западной периферии блокирующих антициклонов, стационарирующих на ЕЧС и восточной периферии циклонов, зарождающихся в районе Исландского минимума.

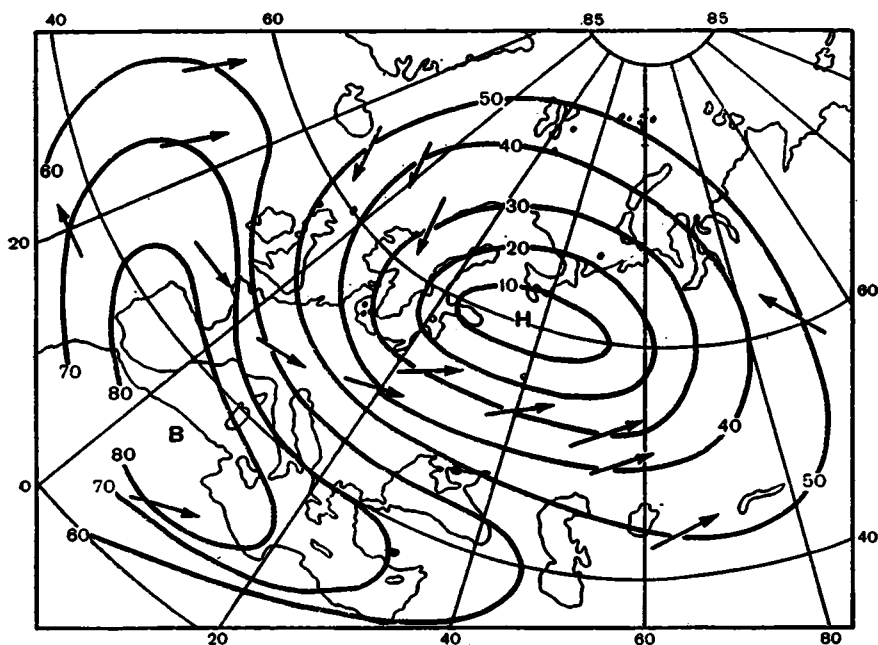


Рис. 1.3. Повторяемость (%) положительных аномалий антициклонической циркуляции при преобладании западного типа (W) макроциркуляционных процессов.

Усл. обозначения см. рис. 1.1.

ского минимума (см. рис. 1.1). Перемещение этих циклонов на восток затруднено блокирующими антициклонами, стационарирующими в Европе. В периоды преобладания макроциркуляционных процессов типа Е количество осадков в среднем за год уменьшается — их отрицательные аномалии характерны не только для северо-запада ЕЧС, но и для Средней Азии, например Иссык-Куля. Это согласуется с рассмотренными особенностями барико-циркуляционных условий.

Макроциркуляционные процессы меридионального типа С (рис. 1.2). Для барического поля характерны положительные отклонения антициклонической циркуляции в летнее время в районе Исландского минимума с повторяемостью, превышающей 80%. Отроги гребней антициклонов простираются на юго-восток, охватывая территорию севера Европы и бассейна Волги. Таким образом, ситуация при макроциркуляционном типе С сходна с си-

туацией при типе Е, что проявляется в формировании области блокирования циклонических образований. Различие заключается лишь в ее локализации — при типе Е преобладает меридиональная направленность блокирующих антициклонов, тогда как при типе С их центры локализуются западнее и простираются с се-

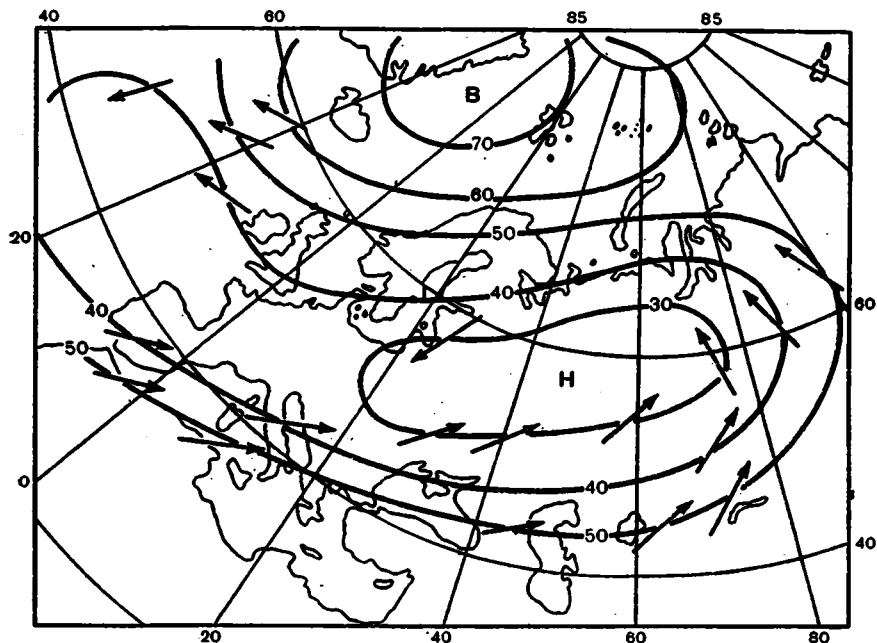


Рис. 1.4. Повторяемость (%) положительных аномалий антициклонической циркуляции при преобладании смешанного типа (Е + С) макроциркуляционных процессов.

Усл. обозначения см. рис. 1.1.

веро-запада на юго-восток. Это определяет смещение циклонических образований южнее и северо-восточнее блокирующих антициклонов, т. е. по Средиземноморью на юге и по северу Западной Сибири в более высоких широтах.

Условия ледовитости в западном секторе Арктики осложнены меридиональной направленностью переносов воздушных масс и возможностью адвекции льдов Арктического бассейна к берегам. Увеличенная повторяемость восточных ветров в районе Норвежского моря, а также к западу от Британских островов определяет уменьшение интенсивности Северо-Атлантического течения, что способствует увеличению ледовитости в западном секторе Арктики. В Скандинавии, на севере ЕЧС (см. рис. 1.2) вероятность положительных аномалий антициклонической циркуляции превышает 70 %, что определяет увеличение поступления солнечной радиации к озерам и водохранилищам этих районов.

В отличие от условий при макроциркуляционном типе Е аномально повышенное поступление солнечной радиации происходит на относительно пониженном термическом фоне, так как радиационное прогревание происходит в трансформирующихся воздушных массах воздуха, поступающих по восточной периферии стационарного антициклона из Северной Атлантики, Баренцева и Карского морей (см. рис. 1.2). При типе Е, как отмечалось, имеет место радиационное прогревание воздушных масс в условиях антициклонической циркуляции, но эти массы поступают из более низких широт (ср. рис. 1.1 и рис. 1.2). Увлажнение избыточно в Западной и Центральной Европе. Это определяет дефицит в поступлении солнечной радиации к поверхности озер и водохранилищ этих районов. На юге ЕЧС и Западной Сибири при типе С (в отличие от типа Е) преобладают условия поступления солнечной радиации, близкие к средним многолетним. На севере Западной Сибири, на Таймыре при типе С характерно преобладание циклонических циркуляционных систем. Это определяет повышенную облачность, уменьшение поступления солнечной радиации в летнее время, происходящее на фоне преобладания адвекции холодного арктического воздуха высоких широт (Карское море, Северная Атлантика и др.). Меридиональность процессов, как следует из анализа полученных материалов (см. рис. 1.2), проявляется в тенденции к смещению барических образований с северо-запада на юго-восток.

Справедливость приведенных соображений о взаимно однозначном соответствии барико-циркуляционных условий при различных типах макроциркуляционных процессов и возможных аномалий радиационного и термического режимов подтверждается результатами, полученными А. Ф. Изотовой [35] другим способом. Так, для эпохи преобладания макроциркуляционных процессов типа С (1940—1948 гг.) ею установлено, что летом на озерах северо-запада ЕЧС отклонения температуры воздуха от средней многолетней положительны, но примерно в три-четыре раза меньше, чем в период с преобладанием типа Е, когда положительные аномалии характерны для всех сезонов и в целом для года. Отрицательные отклонения при типе С в целом для зимы и года могут быть объяснены тем, что зимой происходит выхолаживание воздушных масс, поступающих на озера (см. рис. 1.2) северо-запада ЕЧС из более восточных районов. По оценкам А. Ф. Изотовой [35], в этот период отклонение количества осадков от среднего многолетнего значения также отрицательно, что определяет дефицит увлажнения в условиях повышенного поступления суммарной солнечной радиации и меньшего, чем в среднем, количества осадков на водосборе.

Макроциркуляционные процессы западного типа W (рис. 1.3). Отрицательные отклонения от средних условий антициклонической циркуляции с центром в районе озер Лача, Воже, Кубенское с повторяемостью выше 80 % и повышенная повторяемость антициклонических циркуляций в Средиземноморье — такова отличия

тельная особенность макроциркуляционных процессов западного типа W. Они определяют увеличение фронтальной облачности на севере Европы и Западной Сибири и уменьшение облачности в Средиземноморье, на юге Европы, южной части ЕЧС, Средней Азии и на севере Казахстана. Соответственно этому уменьшается поступление солнечной радиации к водоемам севера Европы и Западной Сибири в условиях избыточности увлажнения. На юге Европы радиационный режим водоемов отличается повышенным поступлением суммарной солнечной радиации и соответственно увеличенным расходом воды на испарение. Для северной части Сибири и Европы характерна избыточность увлажнения.

Можно полагать, что именно в периоды преобладания макроциркуляционных процессов типа W и соответствующих им барикоциркуляционных условий в бассейнах Волги и северных рек увлажнение избыточно. Это проявляется в повышении уровней водоемов севера Европы и одновременном повышении уровней Каспия, Арала, Балхаша и других водоемов Средней Азии. Увеличение стока, уменьшение испарения на водосборах водоемов Средней Азии обусловлено уменьшением поступления суммарной солнечной радиации.

Макроциркуляционные процессы смешанного (восточного и меридионального) типа E + C (рис. 1.4). Положительные отклонения от средних условий антициклонической циркуляции на севере с повторяемостью выше 60 %, усиление циклоничности на обширной территории от запада Европы до Западно-Сибирской низменности и Средней Азии с повторяемостью выше 60 % и максимум повторяемости в районе озер северо-запада ЕЧС (выше 70 %) — наиболее характерны для смешанного типа макроциркуляционных процессов. При этом, по данным А. Ф. Изотовой [35], летом на озерах северо-запада ЕЧС (1949—1977 гг.) аномалии осадков положительны (Онежское озеро), а аномалии температуры отрицательны. В среднем за год при макроциркуляционных процессах типов W и E + C аномалии температуры воздуха близки к нулю, что связано с противоположностью сезонного влияния на термический режим аномалий облачности и суммарной радиации, характерных для этих типов — понижение температуры и суммарной радиации летом и соответствующее повышение — зимой. При преобладании типов E и C аномалии температуры в среднем за год примерно равны, но противоположны по знаку: при типе E — положительные, а при типе C — отрицательные, хотя летом аномалии температуры при обоих типах циркуляции положительны — при типе E потепление примерно в три раза более сильное, чем при типе C.

Таким образом, флуктуации макроциркуляционных и барикоциркуляционных условий проявляются в режимах тепла, влаги и поступления солнечной радиации, а через них в соотношении расходных и приходных составляющих водного баланса природных и искусственных водоемов. Несомненно, изменения термического и радиационного режима на фоне флуктуаций приходных и

расходных составляющих водного и теплового балансов водоемов влияют на жизнь биоты, процессы фотосинтеза, продукции и деградации органического вещества в озерах и водохранилищах, а через них и на процессы эвтрофикации озер. В связи с этим представляет интерес отыскание возможностей оценки будущих условий на озерах и водохранилищах.

Обобщение рассмотренного взаимно однозначного соответствия барико-циркуляционных и метеорологических условий на водосборах и самих водоемах отражено в итоговой таблице, где указаны знаки возможных отклонений от среднего многолетнего поступления суммарной радиации (ΔQ), температуры (ΔT), осадков (Δx), испарения (ΔE) и стока (Δy) на водоемах Европы, Западной Сибири, Таймыра, Северного Казахстана и Средней Азии (табл. 1.2) при преобладании макроциркуляционных процессов типов E, C, W или E + C (см. рис. 1.1—1.4).

Прежде чем оценить возможные преобразования макроциркуляционных процессов на ближайшие годы, следует проанализировать знаки изменений суммарной радиации ΔQ , температуры воздуха ΔT , осадков Δx , испарения ΔE , стока Δy на крупных внуконтинентальных водоемах (см. табл. 1.2).

Восточный тип макроциркуляционных процессов E определяет увеличение поступления Q почти на всех водоемах, за исключением озер Таймыра. Возрастает испарение, уменьшается количество осадков, а следовательно, и сток, что определяет тенденцию уменьшения общей увлажненности.

Изменения увлажненности при преобладании меридионального типа макроциркуляционных процессов C в целом сходны с теми, которые характерны для восточного типа E. Однако при общем росте поступления суммарной солнечной радиации Q , характерном для обоих типов, общая увлажненность при типе C убывает на озерах Средней Европы (Боденском, Женевском, Балатоне) и на озерах п-ова Таймыр.

В периоды преобладания макроциркуляционных процессов западного типа W для большинства водоемов характерно убывание поступления суммарной радиации (за исключением водоемов Центральной Европы) с одновременным ростом общей увлажненности (табл. 1.2).

При смешанном типе макроциркуляционных процессов E + C суммарная радиация возрастает лишь на водоемах севера Европы с ростом увлажненности на них, тогда как на остальных рассмотренных озерах и водохранилищах происходит уменьшение суммарной радиации с ростом общей увлажненности.

Преобладание положительных аномалий повторяемости макроциркуляционных процессов типа W после 1970 г. можно считать одной из основных причин увеличения общей увлажненности в бассейне водосбора Каспийского моря при одновременном уменьшении поступления суммарной солнечной радиации (рис. 1.5). Отрицательные аномалии макроциркуляционного типа C в период с 1975 по 1987 гг. следует рассматривать как одну из

Отклонение метеорологических элементов от среднего мн. лс. °о на озерах и водохранилищах
в периоды преобладания того или иного типа макроциркуляционных процессов

Озеро	E				C				W				E+C			
	ΔQ	ΔT	Δx	ΔE	Δy	ΔQ	ΔT	Δx	ΔE	Δy	ΔQ	ΔT	Δx	ΔE	Δy	Δy
Меларен	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Венерн	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Веттерн	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Боденское	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Женевское	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Балатон	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Онежское	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Ладожское	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Чудское-Псковское	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Каспийское	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Арал	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Чаны	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Балхаш	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Алаколь	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Севан	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Иссык-Куль	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Таймыр	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Водохранилища средней	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Волги	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Озера Кольского п-ова	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Озера севера Западной	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++
Сибири	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	----	++++	----	++++	++++	++++	----	++++	++++

Примечание. В таблице "+" — положительная аномалия, "—" — отрицательная аномалия, "0" — среднее многолетнее.

возможных причин повышения водности водосбора Каспийского моря и текущего повышения его уровня. Ожидаемое уменьшение повторяемости макроциркуляционных процессов типа E, рост повторяемости процессов типа W и тенденция к уменьшению повторяемости процессов типа C (после 1993 г.) может быть одной из причин продолжения наметившейся тенденции — уменьшения по-

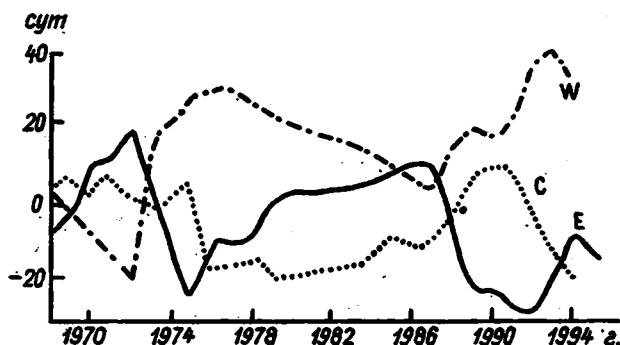


Рис. 1.5. Ожидаемые аномалии годовой повторяемости макроциркуляционных процессов E, C, W.

ступления суммарной солнечной радиации, испарения, роста осадков и стока в ближайшей перспективе. Это должно способствовать поддержанию тенденции повышения уровня отметок Каспийского моря до конца текущего столетия. На озерах северо-запада ЕЧС следует ожидать уменьшения суммарной солнечной радиации при общем высоком фоне термического режима, осадков и увлажнения.

Глава 2. ТЕПЛОВОЙ И РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ОЗЕР

2.1. Зависимость радиационного режима от широты, облачности и прозрачности атмосферы

Уравнение остаточной радиации (или, что более принято, но менее точно, радиационного баланса) может быть записано в виде

$$R = Q_0 f_1(N)(1 - A) + E_a - E_w = B_k - E_0^* f_2(N, t, e) = B_k - E^*, \quad (2.1)$$

где R — остаточная радиация (радиационный баланс); Q_0 — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе; $f_1(N)$ — функция, учитывающая ослабление приходящей коротковолновой радиации, зависящая от условий облачности N ; $(1 - A)$ — коэффициент поглощения, зависящий от отражательных свойств водной поверхности, определяемых значением ее альбеда A ; E_a и E_w — длинноволновое излучение соответственно атмосферы и водной поверхности; B_k — поглощенная водной толщей коротковолновая радиация; E^* — эффективное излучение водной поверхности, зависящее от облачности N , температуры T и абсолютной влажности атмосферы e ; $E_0^* = E_w - E_a$ — эффективное излучение при отсутствии облаков; $f_2(N, T, e)$ — функция, учитывающая влияние на эффективность излучения облачности, температуры и влажности.

Одна из причин формирования реального климата, в том числе климата озер и их водосборных территорий, — пространственно-временная изменчивость высоты Солнца $h_{\odot \text{ макс}}$, определяемая чисто астрономическими факторами, и именно с ней следует связать многие явления географической зональности процессов массо-энергообмена на Земле, в частности на внутриконтинентальных водоемах.

Полуденная высота Солнца $h_{\odot \text{ макс}}$ определяет физические условия максимально возможного поступления суммарной радиации Q_0 в данном районе и почти линейно изменяется с широтой (рис. 2.1) так, что в летнее время изменение максимальной высоты Солнца на 20° соответствует изменению широты на 20° в диапазоне широт 20 — 80° , причем с апреля по июнь $h_{\odot \text{ макс}}$ увеличивается примерно на 10° , а летом и осенью на столько же

уменьшается. Максимально возможные высоты Солнца в различных широтных поясах Земли изменяются следующим образом:

Широты	Экваториальные	Умеренные	Высокие
$h_{\odot \text{ макс}}$	>60	40—60	<40

Разность полуденных высот Солнца на разных широтах в летнее время составляет более 40° , а в зимнее, когда $h_{\odot}$ в высоких широтах становится отрицательной величиной, — более 80°C .

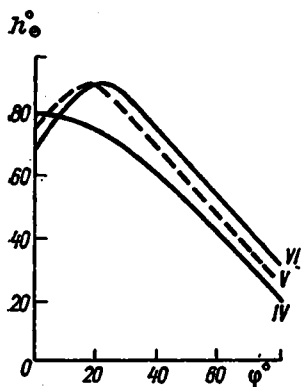


Рис. 2.1. Зависимость полуденной высоты Солнца от широты в апреле, мае и июне.

Именно в этом одна из причин увеличения амплитуды колебания интенсивности многих физико-географических процессов на Земле с широтой и в сезонном разрезе.

Изменение суммарной солнечной радиации с широтой и временем года усиливается ее зависимостью от прозрачности атмосферы, т. е. на астрономические факторы накладывается эффект прозрачности атмосферы. Пространственные контрасты юг—север (см. рис. 2.1) от зимы к весне уменьшаются, и в летнее время, когда высокие и умеренные широты получают солнечной энергии не меньше, чем низкие, происходит смена знака разности значений возможной суммарной радиации между севером и югом. Так, в июне поступление суммарной солнечной радиации $\sum Q_0$ в высоких широтах ($>40^\circ$ ш.) может на 30—40 % превышать ее поступление в тропических и экваториальных широтах (рис. 2.2).

Эффект прозрачности атмосферы (рис. 2.2) наиболее существенно проявляется в высоких широтах, где его относительный вклад примерно в 2 раза больше, чем на экваторе. Так, при изменении условий прозрачности на экваторе $\sum Q$ может измениться на 10 %, в высоких широтах — более чем на 20 %, что следует из анализа рис. 2.2. Разность между суточными суммами $\sum Q$ в экваториальных и высоких широтах составляет в летнее время 50—75 Вт/м² (широтный эффект), т. е. в умеренных и высоких широтах эффект прозрачности сопоставим с широтным эффектом.

Осредненные по кругам широт суточные суммы радиационного баланса водных поверхностей (рис. 2.3) характеризуют для средних многолетних условий энергию, расходуемую на процессы массоэнергообмена. Эти суммы изменяются с широтой φ в первом приближении подобно возможной суммарной радиации. При этом отмечается почти линейное убывание остаточной радиации с увеличением широты в экваториальных и умеренных широтах и малая изменчивость суточных сумм остаточной радиации летом от

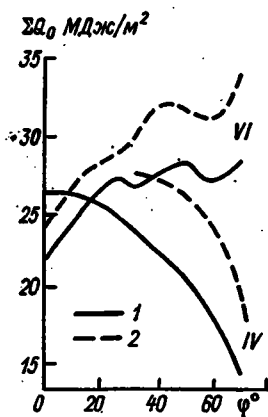


Рис. 2.2. Зависимость от широты возможных суточных сумм суммарной радиации при низкой (1) и высокой (2) прозрачности атмосферы в апреле и июне.

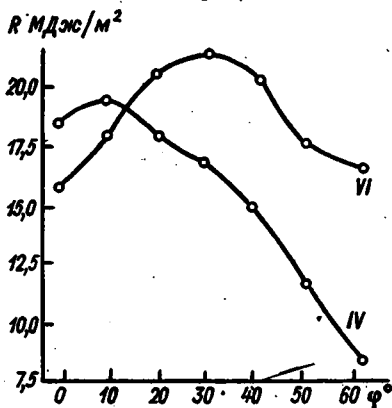


Рис. 2.3. Зависимость от широты суточных сумм радиационного баланса в июне и апреле при средних условиях облачности, среднеширотных значениях температуры воды и воздуха, прозрачности $p_2 = 0,75$.

экватора до умеренных широт. Распределение радиационного баланса в летнее время имеет следующие особенности: 1) максимум в тропических широтах; 2) изменение суточных сумм R от весны к лету в умеренных широтах примерно в 2—4 раза больше, чем в экваториальных.

Продолжительность солнечного сияния τ_0 для различных водоемов зависит от широты и времени года. Сезонный ход τ_0 более выражен в высоких широтах, чем в низких (рис. 2.4). В экваториальных и тропических широтах сезонные различия τ_0 не превышают 5 ч, в умеренных они достигают 9 ч, в высоких широтах τ_0 изменяется от 0 до 24 ч. В высоких широтах полярный день летом в некоторой степени компенсирует широтные различия в возможном поступлении солнечной радиации.

Влияние облачности на ослабление солнечной радиации, поступающей к водоемам и их водосборным бассейнам, зависит от широтного пояса (рис. 2.5). Наиболее существенно это влияние при общей облачности, превышающей 6—7 баллов. Так, в низких широтах при сплошном покрытии облаками небосвода в полуденное время теряется около 60 % возможного притока солнечной радиации, а ослабление потока солнечной радиации в высоких

широтах в среднем в 1,6 раза, в умеренных в 1,3 раза меньше, чем в экваториальной зоне.

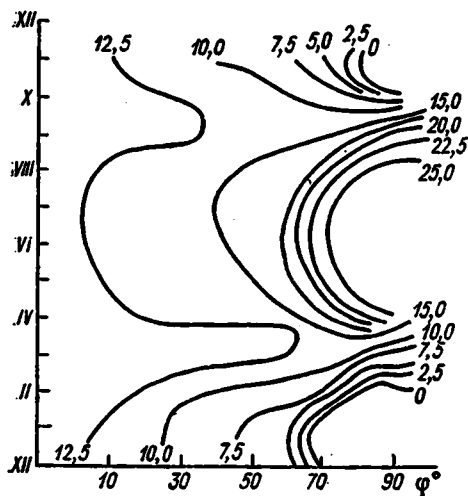


Рис. 2.4. Зависимость возможной продолжительности солнечного сияния (часы) от широты и времени года при отсутствии облаков.

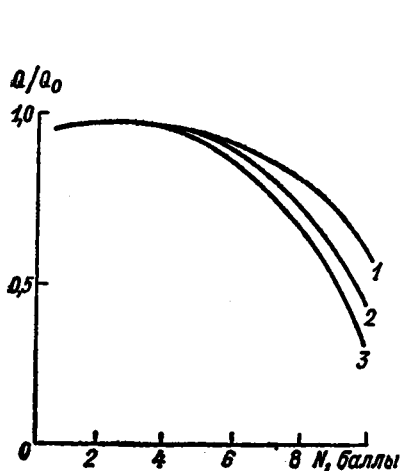
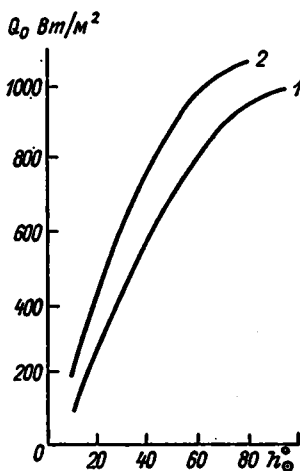


Рис. 2.5. Зависимость от облачности N отношения суммарной радиации Q_{Σ} над водными поверхностями к возможной суммарной радиации при безоблачном небе Q_0 .

1 — экваториальные широты, 2 — умеренные, 3 — высокие.

Рис. 2.6. Зависимость суммарной радиации при безоблачном небе Q_0 от высоты Солнца $h_{\odot}$ при низкой (1) и высокой (2) прозрачности атмосферы над водными поверхностями.



Поступление радиационной энергии определяется как зональными изменениями прозрачности атмосферы, так и аazonальными (нестационарными) — вулканическими и антропогенными.

При наибольшей прозрачности атмосферы (рис. 2.6, кривая 2) в полуденное время возможная суммарная радиация Q_0 в высоких широтах примерно на 70 Вт/м², а в низких на 140 Вт/м² больше, чем при наименьшей. В высоких широтах относительное ослабление возможного потока суммарной радиации больше, чем в низких. Так, при значениях $h_0 < 20^\circ$, характерных для высоких широт, возможная солнечная радиация за счет аэрозольного ослабления может уменьшиться на 25—30 %, тогда как в низких широтах — лишь на 17—18 %. Таким образом, аэрозольное ослабление, т. е. ослабление потоков радиации вследствие вулканических и антропогенных изменений аэрозольного состава атмосферы, в высоких широтах примерно в 1,4—1,8 раза больше, чем в низких. На этот эффект указывается в работе [62].

Поглощение интегрального потока радиации зависит от отражательных свойств водной толщи. Для средних условий можно оценить, каким образом меняются эти свойства в различных интервалах полуденных высот Солнца, характерных для различных географических поясов Земли в период открытой воды. В табл. 2.1 представлены коэффициенты поглощения интеграль-

Таблица 2.1

Значения K для озер разных широтных зон

Широта, ... °	0—20°	30—40°	50—60°	70—80°
$h_{\odot \text{ макс}}$	65—88	60—80	40—60	20—45
K_0 %	96	96	93—96	86—94
K_n %	94	94	93—94	87—93

ного потока солнечной радиации соответственно при ясном K_0 и пасмурном K_n небе ($K = 1 - A$; $h_{\odot \text{ макс}}$ — полуденная высота Солнца). В умеренных и экваториальных широтах в период наибольшей инсоляции водоемы поглощают более 90 % солнечной энергии, в высоких широтах это поглощение несколько уменьшается. Облачность не оказывает существенного влияния на поглощение солнечной радиации.

С широтой происходит закономерное изменение количества суммарной радиации — оно возрастает от 2000 до 6000 Мдж/м², в диапазоне от высоких до тропических широт (рис. 2.7), в низких широтах возрастание происходит медленнее и в экваториальных широтах обнаруживается тенденция некоторого уменьшения поступающей радиации; что связано с увеличением облачности в зоне внутритропической конвергенции. Радиационный баланс водоемов (рис. 2.8) почти линейно возрастает с уменьшением широты: в высоких широтах он составляет 40—50 %, а в экваториальных и тропических широтах — 70—80 % приходящей суммарной радиации. Почти линейное возрастание R_w/Q (более чем в 1,5 раза) с уменьшением широты может быть объяснено: 1) увеличением полуденной высоты Солнца от высоких к низким широтам, 2) возрастанием влагосодержания и облачности во внутри-

тропической зоне конвергенции. Первое определяет возрастание полуденной интенсивности суммарной радиации, второе — уменьшение потерь тепла длинноволновым излучением вследствие возрастания встречного излучения атмосферы и уменьшения собственного излучения озер.

Затраты на испарение, возрастающие по мере роста температуры с уменьшением широты, растут быстрее, чем суммарная

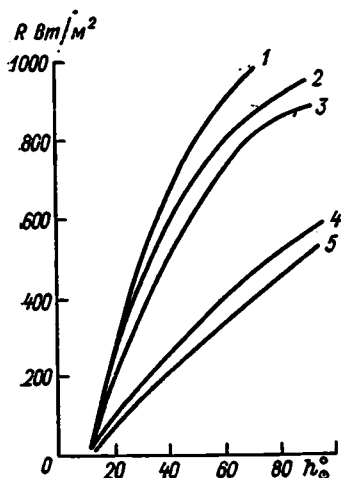


Рис. 2.7. Зависимость радиационного баланса водной поверхности R_w от высоты Солнца и прозрачности атмосферы, при ясном (1, 2, 3) и пасмурном (4, 5) небе.

1, 4 — высокая прозрачность ($p_2 \geq 0,85$); 2 — средние условия; 3, 5 — низкая прозрачность ($p_2 \leq 0,65$).

радиация. Это означает, что с уменьшением широты доля затрат тепла на испарение в суммарной радиации в диапазоне широт $70-30^\circ$ возрастает почти линейно — от 0,2 до 0,6, т. е. почти в 3 раза, а между тропиками изменяется мало, в пределах 0,6—0,7 (см. рис. 2.8). Последнее может быть объяснено уменьшением в экваториальной зоне дефицита влажности и суммарной радиации под влиянием облачности.

Поглощенная суммарная радиация при прочих равных условиях в озерах зависит от их глубины. С увеличением воды в озере потери энергии за счет длинноволнового излучения должны уменьшаться в связи с понижением температуры водной толщи по мере возрастания массы воды в озерах, их тепловой инерции, а также по мере повышения влажности воздуха в приводном слое воздуха вследствие разбрызгивания капель при ветровом волнении. Это подтверждается и средними данными для всех озер мира, для которых характерна тенденция возрастания R_w/Q пропорционально логарифму средней глубины озер. С увеличением глубины озер от 5—20 до 50—200 м (рис. 2.9) R_w/Q возрастает почти в 1,5 раза (от 0,4 до 0,5—0,6), при дальнейшем увеличении глубины R_w/Q возрастает до 0,7—0,8.

Примерно для одной трети озер, расположенных от высоких до субтропических широт, испарение не превышает количества

выпадающих над водоемом осадков, для другой трети озер, расположенных от умеренных до экваториальных широт, испарение

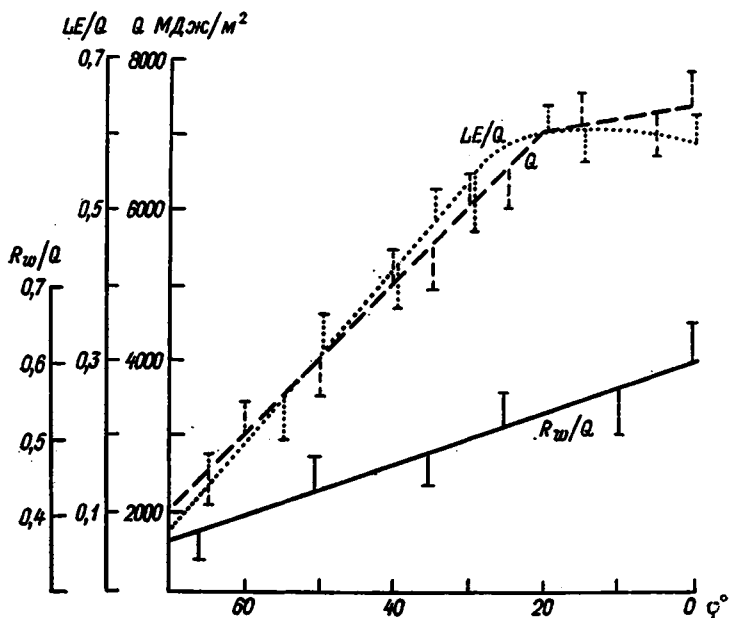


Рис. 2.8. Зависимость от широты годовых сумм суммарной радиации Q , а также радиационного баланса озер R_w и затрат тепла на испарение LE , нормированных на суммарную радиацию Q .

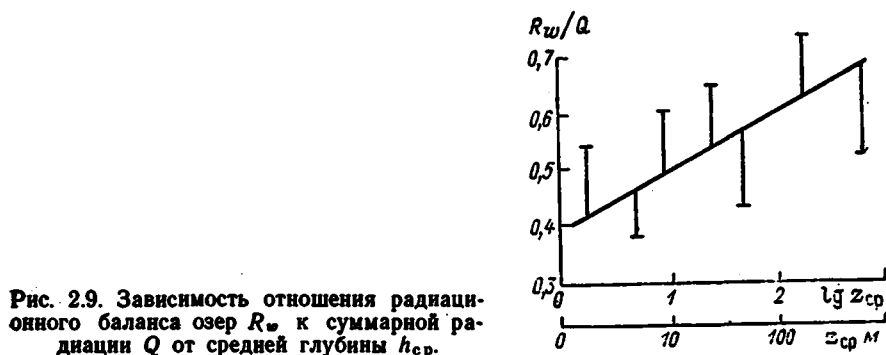


Рис. 2.9. Зависимость отношения радиационного баланса озер R_w к суммарной радиации Q от средней глубины h_{cp} .

может в 2 раза превышать количество осадков, для остальных озер, в основном относящихся к субтропическим и тропическим широтам, испарение может превышать осадки более чем в 2 раза (иногда в 10 раз), и для существования таких озер в стационарном режиме необходимо поступление влаги из других районов. Таким образом, для этой последней группы аazonальность озер

связана с транзитным поступлением стока, формирующегося в районах достаточного или избыточного увлажнения на равнине или в горных районах.

2.2. Радиационный режим озер СССР

Обобщение материалов полевых наблюдений за составляющими радиационного баланса больших и малых озер СССР, расположенных в различных природно-климатических зонах (41—69° с. ш., 30—75° в. д.), более чем за 25 лет. представляет интерес с методической и научной точек зрения, поскольку радиационные процессы определяют энергетическую базу биотических и абиотических факторов эволюции и развития озер. На основе обобщения этих материалов для многих озер СССР и мира определены коэффициенты поглощения $K_{\text{погл}} = 1 - A$ за период с июня по сентябрь на разной глубине и прозрачности (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Коэффициент поглощения света для озер разной глубины и прозрачности (по данным Г. Н. Багровой) [9—11]

Глубина, м	Прозрачность, м	Месяц	$K_{\text{погл}}$ %
Менее 6	Менее 1	VI	83,8
		VII	85,8
		VIII	85,0
		IX	84,3
От 6 до 15	От 1 до 3	VI	91,8
		VII	91,0
		VIII	90,6
		IX	89,6
Более 15	Более 3	VI	93,1
		VII	91,7
		VIII	91,7
		IX	91,1

Для мелких озер коэффициент поглощения с увеличением глубины и прозрачности возрастает от 84—85 до 90—93 % при соответствующем уменьшении альбедо от 14—16 до 7—10 %.

В работах [9—11] получены соотношения между радиационным балансом озер R_w , суммарной радиацией Q , широтой φ , площадью S и альбедо A_w водоемов:

$$R_w = kQ - (0,3b - 0,0037\varphi) S^{-0,04} \quad (2.2)$$

где

$$k = 1,26 - 0,0072\varphi, \quad b = 0,237 - 0,0027\varphi,$$

или

$$R_w = (1,468 - 0,0095\varphi - 0,0096A_w) Q - (0,294 - 0,0035\varphi) S^{-0,04}. \quad (2.3)$$

Соотношения (2.2), (2.3) позволяют с приемлемой точностью ($\pm (15 \dots 20) \%$) оценивать энергетические ресурсы озер и водохранилищ различных природно-климатических зон по суммарной радиации и параметрам озер.

Анализ барико-циркуляционных условий в годы, аномальные по радиационному режиму, а также по термическим условиям озер, позволяет выявить для основных природно-климатических зон согласование полей составляющих радиационного режима и средних барических полей, что указывает на пространственно-временную сопряженность радиационных характеристик озер в годы, аномальные по циркуляционным условиям.

Использование методов дистанционной индикации физических свойств деятельных поверхностей позволяет определять [5, 7] параметры распределения лучистых потоков над акваторией озер и их водосборами, оценивать пространственные изменения в распределении альбедо, поглощенной и отраженной радиации над различными ландшафтами водосборов, что и было реализовано для озер Средней Азии, восточной части трассы БАМ, Таймыра и др. Методика такого подхода изложена в [3, 5, 12, 27, 28, 35, 42, 43, 46, 48, 49, 55, 57].

Анализ закономерностей ослабления радиации с глубиной в различных спектральных интервалах указывает на существенные различия озер по характеру спектральной трансформации света в зависимости от морфометрической структуры и географического положения водоемов.

Максимальная высота Солнца является одним из факторов, определяющих географическую зональность, возможную интенсивность интегрального потока света и его составляющих в различных спектральных интервалах. В связи с этим для спектрального распределения радиации и света в водной толще озер характерна зональность, осложненная азональными факторами — строением вмещающей водоем котловины, морфометрическим своеобразием водоема (соотношение площади и глубины, изрезанность, ориентация и др.), рельефом и характером водосборной территории.

В работах [5, 7, 27, 28, 43, 46, 60] показана перспективность использования для решения задач лимнологии методов дистанционного слежения за состоянием озер и их водосборов.

Ослабление интегрального потока радиации в водной толще малых озер [5, 7, 9—11, 19, 22—25, 32, 35, 38, 42, 43, 46, 50, 59, 60, 64, 67, 72] подчиняется следующему закону:

$$Q_z = Q(1 - A) \exp(-\alpha z), \quad (2.4)$$

где Q_z — суммарная радиация на глубине z ; Q — суммарная радиация, поступающая на поверхность; A — интегральное альбедо (в долях единицы); α — коэффициент ослабления (при прозрачности до 1,5—2 м он может быть представлен в виде двойной логарифмической анаморфозы, согласно которой $\lg Q_z$ обратно пропорционален $\lg z$).

Коэффициент ослабления интегрального потока радиации с достаточной для практики степенью приближения обратно пропорционален логарифму глубины (рис. 2.10, кривая 2). В верхнем 10-сантиметровом слое воды поглощается до 40 % поступающего на поверхность интегрального потока радиации, а на глубину около 1 м приходит менее 10 % потока.

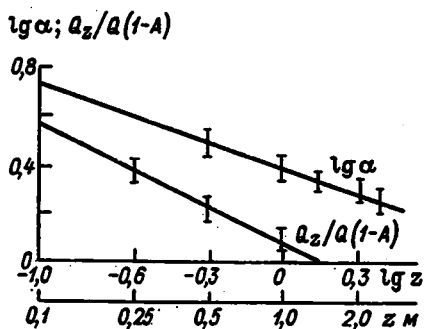


Рис. 2.10. Зависимость от глубины коэффициента ослабления α и отношения поступившей на глубину z радиации к поглощенной коротковолновой радиации $Q_z/Q(1-A)$.

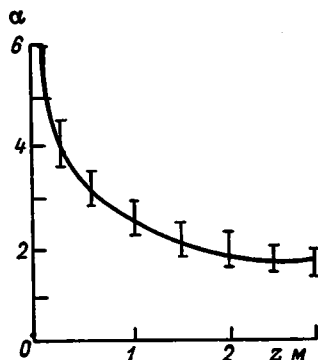


Рис. 2.11. Зависимость коэффициента ослабления от глубины z по данным наблюдений на оз. Кубенском, Воже и Лача (при прозрачности по белому диску до 3 м).

Таким образом, отношение $Q_z/Q(1-A)$ и коэффициент ослабления α отличаются во много раз большей изменчивостью в первых сантиметрах водной толщи, чем на глубине около 1 м и более (рис. 2.11). Интегральное альbedo коротковолновой радиации A при высотах Солнца более 25° уменьшается почти пропорционально высоте Солнца от 0,11 до 0,05.

2.3. Массоэнергообмен крупных озер мира и его изменчивость

2.3.1. Постановка задачи

Массоэнергообмен крупных озер мира, во многом определяющий жизнь озер, изменчивость их состояния во времени и пространстве, до настоящего времени недостаточно изучен. Именно от пространственно-временного изменения процессов массоэнергообмена зависит многообразие биотических факторов крупных озер. В свою очередь комплекс факторов абиотической природы во многом обуславливает своеобразие потоков энергии и вещества, характерных как для целых регионов, так и для отдельных внутриматериковых бассейнов в пределах регионов.

Представляют интерес оценка основных составляющих массо-энергообмена крупных озер, отыскание наиболее важных показателей, определяющих их изменение в пространстве, а также количественная классификация крупных озер по характеру массо-энергообмена на основании применения алгоритмов, рассмотренных в работах [1—3, 5].

В общем виде задача распадается на две части: 1) классификация озер по условиям существования в стационарном режиме, под которыми понимаются общие, характерные для многолетних условий состояния внутриконтинентальных водоемов с типичным массоэнергообменом; 2) классификация условий существования озер в нестационарном режиме с учетом изменения во времени математических ожиданий (уровней) и дисперсий рассматриваемых параметров, количественно характеризующих массоэнергообмен.

Естественно, что в силу существующей в природе связи биотических и абиотических факторов, необходимы их совместное изучение и анализ. Однако сложность и эмерджентность такой связи определяют целесообразность рассмотрения в качестве первого приближения (на данном этапе) лишь комплекса абиотических факторов, важнейшими из которых можно считать потоки энергии и вещества абиотической природы. Можно полагать, что в дальнейшем появится возможность анализа гидрохимических и гидробиологических показателей жизни внутриконтинентальных водоемов совместно с характеристиками массоэнергообмена в их пространственно-временной изменчивости для стационарного и нестационарного вариантов задачи классификации.

Разрозненность гидрохимических и гидробиологических данных, отсутствие методов, позволяющих дать их достаточно корректную количественную оценку, разные периоды наблюдения и временная приуроченность экспериментальных работ гидробиологического и гидрохимического профиля на озерах мира значительно осложняют решение нестационарной задачи классификации в полном виде (абиотические и биотические факторы жизни озер мира). Это определяет необходимость изучения закономерностей массоэнергообмена больших озер мира в пространственном и хронологическом аспектах на основе имеющихся представлений о географической зональности климата и стока.

Запишем в общем виде уравнения остаточной радиации (радиационного баланса), теплового и водного баланса, а также некоторые другие соотношения:

$$R = S' + D - r + E_a - E_w = Q(1 - A) - E^* = B_k - E^*; \quad (2.5)$$

$$E^* = E_w - E_a; \quad (2.6)$$

$$R = P + LE + \Delta B; \quad (2.7)$$

$$y = x - E; \quad (2.8)$$

$$\eta = \frac{y}{x} = 1 - \frac{E}{x}; \quad (2.9)$$

$$R = L(x - y) + P + \Delta B; \quad (2.10)$$

$$A = \frac{r}{Q}; \quad (2.11)$$

$$E_{\text{макс}} = \frac{R}{L}; \quad (2.12)$$

$$K_w = \frac{E_{\text{макс}}}{x} = \frac{R_w}{Lx}; \quad (2.13)$$

$$K_{yw} = \frac{y_{\text{пр}} + x}{V}; \quad (2.14)$$

$$K = \frac{R}{Lx}; \quad (2.15)$$

$$K_{yw. \tau} = \frac{x}{y} - \frac{E_w}{y}, \quad (2.16)$$

где R — радиационный баланс (остаточная радиация); S' — прямая, D — рассеянная, r — отраженная радиация; E_a — поток длинноволнового излучения, направленный от атмосферы вниз (встречное излучение атмосферы); E_w — поток длинноволнового излучения от деятельной поверхности суши или воды, направленный вверх (собственное излучение); Q — суммарная радиация; A — альbedo; E^* — эффективное излучение, B_k — поглощенная радиация; P — турбулентный поток тепла; LE — затраты тепла на испарение E (L — скрытая теплота парообразования), ΔB — приращение теплосодержания в водном теле озера; y — сток, x — осадки; $\eta = y/x$ — коэффициент стока; $E_{\text{макс}}$ — испаряемость (максимально возможное испарение при заданном значении остаточной радиации); K_w — радиационный индекс сухости водоема; K_{yw} — коэффициент условного водообмена; $y_{\text{пр}}$ — приток в озеро за счет стока и выпадения осадков; V — объем озера, K — радиационный индекс сухости водосборной территории, $K_{yw. \tau}$ — показатель увлажнения водосборной территории.

Задачи, поставленные в этом разделе, определили необходимость систематизации и сравнения параметров и соотношений, полученных из (2.5) — (2.16), а также на основании методов физической климатологии [1—3, 5, 7, 8, 13, 14, 32—36, 38—42, 43, 45, 46, 48, 49, 51, 52, 54, 57, 65, 68, 73]. Для этого следует оценить степень значимости основных параметров, определяющих пространственное изменение наиболее важных компонентов массоэнергообмена крупнейших озер мира, — радиационного баланса и испарения. Существенным является решение задачи ординации (типизации, выявления соподчиненности и согласованности) полученных параметров с целью классификации наиболее характерных типов массоэнергообмена на основе достаточно формализованных и объективных математических процедур, реализованных на ЭВМ.

Классификация озер по типам массоэнергообмена [1, 3—5], которую можно назвать объективной, не зависящей от воли исследователя, хорошо согласуется с классификациями по климату, стоку, растительности, почвам и другими, получившими название генетических [4, 8], что может служить доказательством правомочности развиваемого в монографии подхода.

Анализ существующих представлений об энергетическом состоянии водоемов [4, 5, 14, 36, 39, 40, 51, 65, 68, 70] позволяет заключить, что изменения массоэнергообмена различного пространственно-временного масштаба должны проявляться в наиболее важных процессах биотической и абиотической природы. Такие изменения имели место в истории развития озер по естественным причинам, связанным с флуктуациями климата в рамках внутривековой или сверхвековой изменчивости. При этом существенно изменялись общая увлажненность — уровенный режим, приток и сток, испарение и количество осадков¹. В наше время изменения состояния озер могут быть связаны как с деятельностью человека в водосборной части больших озер, так и с другими антропогенными эффектами — оранжерейным эффектом CO_2 и малых примесей в атмосфере, изменением аэрозольного состава атмосферы и др. [5, 8, 14, 35, 36, 40, 41, 49, 52, 68, 73]. Это определяет актуальность решения задачи о характере отклика массоэнергообмена озер на те или иные преобразования климата.

Классификация, позволяющая количественно оценить соответствие внешних параметров массоэнергообмена и факторов, определяющих их пространственную изменчивость, может быть полезной для решения такой задачи. Так, например; можно полагать, что засухи, подобные засухе 1972 г., могут приводить к принципиальному изменению массоэнергообмена на водосборе и акватории того или иного водоема. Как и насколько смещаются процессы, если оценивать их в масштабе климатической зональности? Применение метода объективной классификации этих процессов позволит ответить на такого рода вопросы, а построенную классификацию можно будет использовать в качестве обучающей с применением теории распознавания образов в рамках алгоритмов задач классификации «с учителем» и «без учителя» [1—3, 5 и др.].

Таким образом, на первом этапе, по-видимому, оправдана постановка следующих задач, решение которых представляет интерес как с методической и научно-познавательной, так и с практической точки зрения:

1) количественный анализ согласованности возможных наборов энергетических характеристик крупных озер мира;

¹ В зависимости от морфометрических особенностей котловин внутриконтинентальных водоемов одним и тем же изменениям условий внешнего массоэнергообмена могут соответствовать существенно разные нелинейные приращения уровней, однако это выходит за пределы задач, поставленных в монографии.

2) выявление особенностей изменений параметров массоэнергообмена в зависимости от географических факторов — широты, высоты, местоположения озер и их морфометрии;

3) классификация озер мира на основе количественного учета особенностей их массоэнергообмена: а) в стационарном режиме (средние многолетние условия), б) с учетом закономерностей их разномасштабной временной изменчивости (нестационарная задача).

2.3.2. Исходные материалы

Для решения поставленных в п. 2.3.1 задач необходимы данные, характеризующие массоэнергообмен крупных озер мира в стационарном режиме, а именно средние многолетние значения составляющих теплового и водного баланса озер и их водосборов, а также некоторые гидрометеорологические и морфометрические параметры больших озер мира (табл. 2.3). В связи с этим было проведено обобщение данных [5, 9—13, 15—20, 22—26, 29—35, 37—41, 44, 47, 50—56, 58—60, 63—67, 70, 71] для крупных озер мира, расположенных в различных природно-климатических зонах земного шара от 74° с. ш. до 40° ю. ш. Выбранные показатели достаточно полно представляют возможный диапазон составляющих теплового и водного баланса озер и их водосборов. Гидрометеорологические и климатические характеристики в ряде случаев корректировались на основании методов их количественной оценки, разработанных в физической климатологии и гидрологии. Период осреднения при оценке средних многолетних данных для большинства озер мира достаточно велик, и есть основания полагать, что он позволяет выявить наиболее существенные особенности соотношений тепла и влаги для основных озер мира и их водосборов. В ряде работ [3—5, 8, 14, 18, 34, 38, 41, 42, 51, 57, 62, 63, 71, 72] показана достаточность выборки за 10—20 лет для оценки средних многолетних значений составляющих теплового баланса.

2.3.3. Радиационные ресурсы озер и способы их оценки

Ограниченность данных мировой актинометрической сети вообще и на озерах в частности определяет необходимость использования количественных методов оценки составляющих уравнений (2.5)—(2.6), рассмотренных в работах [1—3, 5, 7, 8—12, 14, 17, 19, 22—25, 28, 34, 35, 38, 42, 43, 46, 47, 51, 57, 59, 65, 68—73]. Основная трудность оценки радиационного баланса по соотношению, следующему из физики процесса, состоит в отсутствии необходимой достоверной информации об альбедо и температуре воды. Для того чтобы оценить диапазон изменений радиацион-

ного баланса озер, были выполнены расчеты по следующим формулам:

$$R_w = R - Q(A - A_w) + 4\sigma T_w^3(T - T_w); \quad (2.17)$$

$$R_w = kQ - b; \quad (2.18)$$

$$R_w = kQ + bS^{-0,016}; \quad (2.19)$$

$$R_w = kQ - (0,306 - 0,0037\varphi) S^{-0,04}. \quad (2.20)$$

Здесь $k = 1,26 - 0,0072\varphi$; $b = 0,237 - 0,0027\varphi$;

$$R_w = (1,468 - 0,0095\varphi - 0,0096A_w) Q - (0,294 - 0,0035\varphi) S^{-0,04}, \quad (2.21)$$

где R_w — радиационный баланс озера; R — радиационный баланс суши (побережья); Q — суммарная радиация по наблюдениям на суше; A — альbedo суши (побережья); A_w — альbedo водной поверхности, $\sigma = 567,47 \cdot 10^{-10}$ Вт/(м²·К⁴) — постоянная Стефана—Больцмана; T — температура воздуха; T_w — температура поверхности воды; S — площадь озера; k и b — эмпирические функции широты φ .

Выражение (2.17) получено Т. В. Кирилловой [38], а соотношения (2.18)—(2.21) выведены Г. М. Багровой [9—11] на основании материалов наблюдений на озерах СССР, расположенных в различных природно-климатических зонах [5, 14, 18—20, 26, 29—35, 38, 44, 47, 50, 52, 53, 58, 60, 64, 65, 67, 72].

В табл. 2.4 представлены значения радиационного баланса, рассчитанные по формулам (2.17)—(2.21) для 57 крупных озер мира. Выражение (2.19) дает оценку радиационного баланса, особенностей эффективного излучения и поглощения коротковолновой радиации, убывающих с широтой, за счет введения коэффициентов k и b . Это вполне согласуется с представлениями физической климатологии — уменьшение коэффициента поглощения радиации с уменьшением полуденной высоты Солнца (с ростом широты) и уменьшение эффективного излучения по мере ослабления нагревания деятельных поверхностей.

Выражения (2.19)—(2.21) учитывают влияние площади водоема на потери тепла длинноволновым излучением: с ростом площади водоема эти потери нелинейно убывают. Выражения (2.20) и (2.21) дают несколько иную аппроксимацию изменения поглощения коротковолнового и длинноволнового излучения в зависимости от широты φ , альbedo суши A , суммарной радиации Q , а также эффективного излучения — в зависимости от широты и площади водоема.

Из анализа данных табл. 2.4 следует, что значения R_w , рассчитанные по формуле (2.17) без учета последнего слагаемого, в среднем на 10—20 Вт/м² больше, чем значения R_w , полученные по выражениям (2.18)—(2.21). Причем это характерно в основном для озер умеренного пояса. Высокогорные озера, например

Параметры массоэнергообмена и некоторые характеристики крупных озер мира

Озеро	$V \cdot 10^3$ км ³	$S \cdot 10^2$ км ²	z_{cp} м	H м	x см	E^w см	R Вт/м ²	Q Вт/м ²	E_{max} см	R^w Вт/м ²	F/S	R/Lx	K	Φ°
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1. Меларен	0,10	11,4	9	50	57	75	46,4	111,4	58	47,8	19,8	1,0	0,99	59 с. ш.
2. Венерн	1,80	55,5	32	44	60	75	46,4	112,8	58	51,7	8,5	1,0	0,92	59
3. Веттерн	0,72	19,0	38	88	58	68	46,4	114,1	58	49,1	3,2	1,0	0,95	58
4. Боденское	0,48	5,38	90	395	74	56	61,0	151,2	77	67,7	20,5	1,0	0,94	47
5. Женевское	0,06	5,81	150	376	110	81	62,4	152,6	78	70,3	13,3	0,7	0,72	46
6. Балатон	0,02	5,96	3	105	63	87	73,0	156,6	92	73,0	8,7	1,5	1,26	47
7. Онежское	2,95	96,3	30	33	58	35	37,1	106,1	47	47,8	5,3	0,8	0,78	61
8. Ладожское	9,99	177	51	4	61	34	39,8	108,8	50	51,7	14,6	0,8	0,82	61
9. Чудское — Псковское	0,25	35,5	7	30	63	46	42,4	116,7	53	51,7	12,4	0,9	0,79	59
10. Ильмень	0,12	12,0	10	19	53	42	42,4	114	53	47,8	55,0	1,0	0,94	58
11. Каспийское море	782	3740	210	—28	25	99	66,3	172,5	83	100,8	8,3	3,4	4,54	41
12. Чаны	0,04	25,0	2	105	37	66	42,4	132,7	53	31,7	9,4	1,4	1,47	55
13. Байкал	230	315	730	545	32	33	39,8	130,0	50	63,7	17,0	1,2	1,51	53
14. Аральское мо- ре	10,2	643	16	100	17	105	55,7	179,1	70	106,1	28,6	4,2	6,67	45
15. Балхаш	1,12	182	6	340	15	102	56,4	175,1	63	99,5	21,6	4,2	6,67	46
16. Алаколь	0,59	26,5	22	340	27	119	53,1	183,1	67	100,8	22,0	2,3	3,22	46
17. Севан	0,58	14,2	41	1914	38	79	58,4	199,0	73	110,1	2,5	2,0	3,00	40
18. Севан (при спуске уровня на 20 м $\Delta H =$ $= -20$ м)	0,38	12,3	31	1914	39	87	58,4	199,0	73	110,1	3,1	1,9	2,86	40
19. Ханка	0,18	40,7	4	69	57	58	53,1	151,2	67	73,0	4,1	1,2	1,28	45
20. Иссык-Куль	17,3	62,0	280	1610	34	76	59,7	185,7	75	104,8	2,5	2,2	3,00	42
21. Хубсугул	3,81	27,6	140	1645	29	51	46,4	159,2	58	82,2	2,0	1,5	1,70	51
22. Резаи (Ур- мия)	0,45	50,0	9	1275	15	139	66,3	199,0	83	115,4	3,0	5,6	9,10	38

23. Бива	0,28	6,88	40	85	164	114	79,6	159,2	100	65,0	5,6	0,6	0,55	35
24. Мертвее море	1,88	9,40	206	392	80	160	95,5	262,7	120	172,5	43,5	16,7	25,0	31
25. Чад	0,44	222	2	240	38	226	86,2	270,6	108	196,4	54,0	2,9	5,87	13
26. Тана	0,28	690	9	1830	130	108	92,9	232,2	116	142,0	5,3	0,9	1,22	12
27. Виктория	27,0	31,5	40	1134	163	157	100,8	212,3	127	130,0	2,8	0,8	0,92	1
28. Альберт	0,64	53,0	12	619	87	142	96,8	212,3	122	118,1	3,5	1,4	1,61	2
29. Эдуард	0,78	25,0	31	912	136	144	99,5	199,0	122	92,9	8,0	1,0	1,03	ю. ш.
30. Киву	5,69	23,7	240	1462	177	169	99,5	216,2	122	118,1	2,0	0,7	0,80	1
31. Танганьика	189	329	580	773	100	169	102,2	225,5	122	144,6	7,2	1,3	1,39	7
32. Ньяса	77,2	309	250	472	122	213	102,2	225,5	128	145,9	3,0	1,0	1,23	12
33. Б. Невольни- че	10,4	272	40	150	35	17	31,8	110,4	40	61,0	37,0	1,1	1,13	61 с. ш.
34. Верхнее	116	828	140	183	76	47	55,7	145,9	70	75,6	1,6	1,0	0,92	47
35. Мичиган — Гу- рон	104	1170	90	177	78	75	66,3	152,6	83	82,2	2,1	1,1	1,02	45
36. Эри	5,45	257	21	174	86	92	65,0	152,6	82	76,9	2,3	1,0	1,05	42
37. Онтарио	17,1	190	90	75	90	80	61,0	156,6	77	79,6	3,4	0,8	0,89	43
38. Б. Солёное	0,19	46,6	4	1282	30	111	66,3	185,7	89	102,2	11,7	2,9	4,10	40
39. Кентукки	0,08	10,6	7	150	120	120	86,2	185,7	108	96,8	97,0	0,9	1,15	36
40. Чапала	0,10	19,8	9	1750	84	148	106,1	225,5	133	128,0	48,5	1,6	1,75	20
41. Титикака	7,10	81,1	88	3812	62	150	86,2	285,2	108	196,4	4,4	3,3	1,58	16 ю. ш.
42. Кукунон	—	42,2	—	3200	42	145	66,3	185,7	83	83,6	—	2,0	2,98	37 с. ш.
43. Улюнгур Бага	—	10,0	—	470	18	100	66,3	185,7	83	100,8	—	4,5	4,76	47
44. Эбу-Нур	—	14,2	—	213	9	130	66,3	185,7	83	102,2	—	9,3	11,1	45
45. Лобнор	—	35,0	—	760	1	178	—	185,7	100	100,8	—	23,3	100	40
46. Хиргис-Нур	—	14,8	—	1028	12	90	46,4	172,5	58	91,5	—	4,8	4,56	49
47. Убсу-Нур	—	33,5	—	760	13	85	46,4	159,2	58	82,2	—	4,2	3,76	56
48. Ван	—	37,6	—	1662	28	125	66,3	199,0	83	114,1	3,8	3,0	5,00	39
49. Рудольф	—	86,6	—	375	75	(261)	96,8	212,3	122	126,7	12,0	1,6	2,00	3
50. Кьога	—	(63,0)	—	1033	127	197	98,2	228,2	123	134,9	12,0	1,0	1,18	1
51. Маракайбо	—	(133)	—	(103)	98	(208)	132,7	269,3	167	189,7	3,7	1,7	1,02	10
52. Эйр	—	82	—	—12	15	—	86,2	238,8	108	155,2	140	7,2	14,3	28 ю. ш.
53. Торренс	—	60	—	—34	19	—	86,2	238,8	108	153,9	4,5	5,7	9,10	31
54. Таупо	—	6,11	—	369	188	100	66,3	145,9	83	55,7	5,4	0,4	0,60	39
55. Таймыр	—	45,6	—	6	—	—	14,6	92,9	18	50,4	—	—	—	73 с. ш.
56. Кулундское	0,13	7,28	—	98	20	71	43,8	145,9	55	58,4	33,0	2,1	2,70	46
57. Сасыкколь	(0,022)	7,36	(3,6)	350	29	193	53,1	175,1	67	90,2	3,1	2,3	3,03	56

Озеро	$(x-E_w)$ мм	$U_{пр}$ км ³	y км ²	P Вт/м ²	LE Вт/м ²	γ км	T °C	A_w %	A %	E/x	LE_w Вт/м ²	LE/R	P/R	K_{yb}
4.	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
1. Меларен	-200	5,05	4,83	13,3	33,2	19,0	4	12,7	21,6	1,32	59,7	0,71	0,29	0,57
2. Венерн	-150	16,8	15,9	13,3	33,2	42,0	4	12,7	21,6	1,25	59,7	0,71	0,29	0,11
3. Веттерн	-100	1,29	1,10	13,3	33,2	24,5	4	12,7	21,6	1,17	54,1	0,71	0,29	0,03
4. Боденское	185	11,9	12,0	19,9	46,4	13,0	9	9,40	23,6	0,75	44,3	0,70	0,33	0,26
5. Женевское	291	8,83	9,00	19,9	46,4	13,5	9	9,20	23,6	0,74	64,3	0,70	0,32	0,11
6. Балатон	-240	0,52	0,38	19,9	46,4	13,6	10	9,30	23,0	1,38	69,2	0,70	0,27	0,47
7. Онежское	225	15,9	18,0	9,3	29,2	55,4	2	12,7	29,0	0,61	27,9	0,73	0,25	0,07
8. Ладожское	262	69,1	73,7	10,6	29,2	75,0	4	12,7	27,2	0,57	27,3	0,73	0,27	0,09
9. Чудское — Псковское	56	9,36	9,56	10,6	33,2	33,6	5	12,5	29,4	0,91	36,6	0,78	0,25	0,46
10. Ильмень	106	15,6	15,7	10,6	33,2	19,5	5	12,2	29,4	0,81	38,6	0,83	0,25	1,35
11. Каспийское море	-748	269	10,8	39,8	25,5	345	13	8,00	20,0	4,04	79,1	0,40	0,00	0,008
12. Чаны	-290	0,70	0	19,9	26,5	28,2	-2	11,5	46,4	1,78	52,8	0,57	0,47	0,38
13. Байкал	-11	61,1	60,4	13,3	19,9	100	-2	10,7	34,3	1,02	26,4	0,50	0,33	0,003
14. Аральское мо- ре	-877	49,5	0	46,4	13,3	142	8	9,10	30,5	6,09	83,6	0,25	0,83	0,06
15. Балхаш	-866	15,7	0	33,2	13,3	76,1	6	9,50	32,5	6,63	81,2	0,28	0,66	0,16
16. Алаколь	-916	2,40	0	33,2	13,3	29,0	0	9,20	31,0	4,34	94,7	0,26	0,62	0,05
17. Севан	-418	0,73	0,14	83,2	33,2	21,3	5	8,18	25,6	2,10	63,0	0,50	(0,57)	0,02
18. Севан ($\Delta H =$ $= -20$ м)	-479	0,78	0,19	33,2	33,2	19,8	5	8,10	26,6	2,20	69,2	0,50	(0,57)	0,015
19. Ханка	-17	1,94	1,84	19,9	33,2	36,0	0	9,10	38,7	1,03	46,4	0,63	0,38	0,23
20. Иссык-Куль	-430	3,10	0	33,2	19,9	44,4	0	8,50	24,0	2,30	60,9	0,30	0,56	0,003
21. Хубсугул	-214	0,90	0,40	19,9	26,5	28,9	-4	10,1	30,8	0,75	40,5	0,57	0,43	0,005
22. Резае (Ур- мия)	-1239	7,64	0	46,4	26,5	39,9	7	7,80	31,0	9,20	109,2	0,40	0,70	0,19
23. Бива	500	4,73	5,08	13,3	66,3	14,8	12	7,00	15,0	0,78	90,9	0,83	0,17	0,20
24. Мертвое море	-1520	1,43	0	79,6	13,3	17,3	17	7,10	26,0	20,0	127,4	0,14	0,83	0,01

25. Чад	-1882	45,8	0	53,1	26,5	84,0	26	6,10	28,0	6,90	179,1	0,31	0,67	1,23
26. Тана	220	3,30	4,00	53,1	39,8	31,7	17	6,00	24,0	0,83	86,0	0,43	0,57	0,26
27. Виктория	60	17,9	21,9	39,8	53,1	148	20	6,00	16,0	0,86	125,0	0,53	0,40	0,05
28. Альберт	-553	24,0	22,0	33,2	53,1	41,5	20	6,00	14,0	1,70	112,8	0,53	0,34	0,07
29. Эдуард	-80	2,20	2,20	33,2	53,1	28,2	20	6,00	12,0	1,19	114,1	0,53	0,33	0,06
30. Киву	89	1,50	1,70	38,2	80,0	27,5	17	6,00	22,0	0,96	134,0	0,53	0,39	9,01
31. Танганьика	-690	25,8	3,00	39,8	53,1	102	20	6,90	24,0	1,70	134,0	0,53	0,39	9,003
32. Ньяса	-919	34,2	6,30	46,4	46,4	99,2	22	6,99	24,0	1,75	169,8	0,47	0,45	0,01
33. Б. Невольни- че	184	136	141	10,6	19,9	93	-8	12,7	39,0	0,48	13,1	0,54	0,33	0,14
34. Верхнее	290	47,6	69,7	15,9	39,8	161	4	9,60	32,5	0,62	37,1	0,71	0,29	0,01
35. Мичиган — Гу- рон	30	142	160	29,9	39,8	193	4	8,70	31,1	0,96	59,2	0,62	0,36	0,02
36. Эри	-60	190	182	23,9	39,8	99,4	5	8,30	28,4	1,10	73,0	0,62	0,37	0,39
37. Онтарิโอ	100	210	210	19,9	39,8	77,5	6	8,70	33,2	9,89	63,0	0,60	0,33	0,13
38. Б. Солёное	-819	3,75	0	46,4	19,0	38,5	10	8,20	25,9	3,80	90,9	0,30	0,70	0,27
39. Кенгуки	0	60,8	61,9	33,2	53,1	18,3	12	7,50	18,0	1,96	95,5	0,62	0,38	8,36
40. Чапала	-640	1,98	1,29	69,8	66,3	18,5	15	6,20	14,0	1,76	118,1	0,62	0,33	0,28
41. Титикака	-875	7,74	0,60	26,5	39,8	50,8	9	6,10	24,0	2,40	119,4	0,50	0,31	0,02
42. Кукунор, Бага	-1932	4,36	0	33,2	39,8	36,6	2	7,30	39,6	3,47	115,4	0,60	0,50	—
43. Улонгур	-815	0,82	0	33,2	19,9	17,8	(-5)	9,40	43,1	5,41	79,6	0,30	0,50	—
44. Эбиг-Нур	-1219	1,72	0	33,2	19,9	21,3	(-2)	9,10	32,5	14,4	102,8	0,30	0,50	—
45. Лобнор	-1769	6,18	0	33,2	33,2	33,4	(-5)	8,16	36,0	162	142,0	—	0,50	—
46. Хиргис-Нур	-777	1,15	0	19,9	26,5	21,7	(-2)	9,80	43,1	7,38	71,5	0,52	0,43	—
47. Убсу-Нур	-717	2,40	0	19,9	26,5	32,6	(-2)	10,0	43,2	6,35	67,7	0,57	0,43	—
48. Ван	-971	3,68	0	69,8	26,5	34,6	5	8,00	39,6	4,48	99,5	0,40	0,60	—
49. Рудольф	-1860	16,0	0	46,4	39,8	52,6	(20)	6,00	25,0	3,48	208,3	0,42	0,48	—
50. Кырга	-700	24,1	19,4	33,2	53,1	44,5	20	6,00	18,5	1,16	155,2	0,53	0,34	—
51. Мараканбо	-1103	19,6	4,90	13,3	132,7	65,9	25	6,00	24,0	2,13	164,5	0,91	0,10	—
52. Эйр	—	4,23	0	86,3	13,3	50,8	29	6,90	28,0	—	—	0,15	0,77	—
53. Торренс	—	0,81	0	86,3	13,3	51,1	29	4,20	28,0	—	—	0,15	0,77	—
54. Таупо	882	3,52	4,06	19,9	46,4	43,7	12	7,90	24,0	0,53	79,3	0,70	0,30	—
55. Таймыр	—	—	—	2,6	10,6	14,0	-12	12,7	63,0	—	—	0,80	0,18	—
56. Кулундинское	-459	0,33	0	26,5	19,9	15,3	(2)	10,7	50,3	2,73	56,5	0,43	0,61	—
57. Сасыкколь	-736	1,09	0,56	33,2	13,3	15,3	(0)	9,20	30,5	3,52	82,0	0,25	0,62	—

Примечание. H — высота уреза воды над уровнем моря; F/S — отношение площади водосбора и площади водоема.

**Радиационный баланс озер (Вт/м^2), рассчитанный по формулам
(2.17)—(2.21)**

Озеро	Формула					
	(2.17)'	(2.17)	(2.18)	(2.19)	(2.20)	(2.21)
1. Меларен	56,4	52,9	39,1	45,0	47,5	43,8
2. Венерн	56,6	53,2	40,3	47,4	51,5	47,6
3. Веттерн	56,6	53,2	40,1	46,4	48,8	46,0
4. Боденское	82,5	—	62,8	69,8	68,2	73,6
5. Женевское	88,2	65,1	65,4	72,6	70,4	75,1
6. Балатон	94,8	80,4	66,7	74,8	72,7	78,9
7. Онежское	53,3	26,4	35,3	42,8	48,3	44,6
8. Ладожское	55,6	75,8	37,5	43,9	51,3	47,6
9. Чудское—Псков- ское	62,1	—	41,8	49,1	52,1	45,2
10. Ильмень	62,1	—	40,2	46,0	47,9	45,4
11. Каспийское море	88,6	—	100,6	102,4	101,2	123,1
12. Чаны	88,8	54,7	52,3	55,2	51,2	61,8
13. Байкал	70,4	47,8	48,8	58,9	63,8	64,6
14. Аральское море	97,0	—	99,5	100,7	105,9	113,0
15. Балхаш	90,5	—	86,2	97,4	99,0	105,2
16. Алаколь	93,0	—	93,1	102,7	101,2	107,9
17. Севан	95,1	—	102,2	113,0	110,6	124,6
18. Севан ($\Delta H =$ $= -20 \text{ м}$)	95,1	—	102,2	112,8	110,1	124,3
19. Ханка	97,6	—	61,0	68,8	72,4	78,8
20. Иссык-Куль	88,5	—	91,5	103,1	104,3	114,9
21. Хубсугул	79,5	—	72,3	80,3	82,1	85,2
22. Резайе	112,5	—	100,8	114,4	115,0	129,5
23. Бива	91,4	—	61,7	72,0	64,5	80,1
24. Мертвое море	150,4	149,2	170,1	184,0	171,8	205,9
25. Чад	135,6	136,6	179,1	197,8	195,7	237,1
26. Тана	134,7	—	134,0	151,4	141,8	138,0
27. Виктория	122,1	98,4	102,2	128,3	130,4	171,8
28. Альберт	113,8	—	104,8	124,4	117,7	157,5
29. Эдуард	131,3	—	86,2	104,1	93,0	134,5
30. Киву	134,0	—	107,5	127,5	117,8	158,5
31. Танганьика	141,6	—	120,7	144,3	144,2	183,6
32. Ньяса	142,8	112,8	126,0	148,0	145,5	189,4
33. Б. Невольничье	66,3	—	49,1	56,5	60,8	56,9
34. Верхнее	89,2	—	57,4	70,3	75,8	65,5
35. Мичиган—Гурон	99,0	—	61,6	76,3	82,4	89,3
36. Эри	95,6	—	60,0	73,0	76,6	78,3
37. Онтарио	99,4	—	65,0	77,2	79,7	88,4
38. Б. Соленое	99,1	—	90,9	101,6	101,6	114,6
39. Кентукки	105,6	—	88,2	98,4	96,6	97,1
40. Чапала	123,6	—	120,7	134,0	125,8	161,1
41. Титикака	137,6	—	184,4	199,5	196,6	248,6
42. Кукунор	126,0	—	88,2	100,4	83,0	116,0
43. Улунгур—Бага	128,7	—	94,2	102,3	101,1	108,1
44. Эби-Нур	109,7	—	94,2	102,7	101,9	109,4
45. Лобнор	119,7	—	90,2	101,4	100,7	113,8
46. Хиргис-Нур— Лейран-Нур	103,9	—	83,6	91,9	92,1	108,5

Озеро	Формула					
	(2.17)'	(2.17)	(2.18)	(2.19)	(2.20)	(2.21)
47. Убсу-Нур	99,4	—	72,2	80,8	82,4	85,7
48. Ван	129,4	—	102,8	114,4	114,0	128,3
49. Рудольф	137,2	—	102,2	124,7	120,3	164,2
50. Кьога	125,2	—	118,1	139,6	133,5	170,7
51. Маракайбо	180,4	—	172,5	192,6	190,2	230,8
52. Эйр	136,5	—	140,6	155,5	154,7	180,6
53. Торренс	135,8	—	143,3	157,3	154,2	177,2
54. Таупо	89,8	—	51,7	60,0	55,8	66,9
55. Таймыр	61,3	—	39,8	43,4	49,9	43,2
56. Кулундинское	101,6	—	64,5	69,5	57,7	70,4
57. Сасыкколь	90,3	—	86,2	93,9	90,2	96,7

Примечание. (2.17)' — расчет без учета последнего слагаемого в (2.17), характеризующего потери тепла озером путем длинноволнового излучения.

оз. Титикака, отличаются аazonальным характером контрастов температуры воды и воздуха; на равнинных территориях с уменьшением широты контрасты температуры воды и воздуха уменьшаются, а для высокогорных озер, даже расположенных в тропических и экваториальных широтах, эти контрасты могут быть весьма значительными. Поэтому расчет радиационного баланса по выражениям (2.18)—(2.21), учитывающим зональность в изменении входящих в них параметров, для высокогорных озер может давать существенные погрешности (см. табл. 2.4). Для таких озер, как Чад и Мертвое море, средние годовые температуры воздуха значительно превышают средние годовые температуры воды.

Радиационный баланс, рассчитанный с учетом площади озер по формулам (2.19)—(2.21), несколько превышает R_w , рассчитанный без учета площади водоемов по формуле (2.18), причем различия тем больше, чем больше энергетические ресурсы водоема. С увеличением площади озер (при прочих равных условиях) радиационный баланс озера возрастает вследствие уменьшения потерь тепла на длинноволновое излучение. Это может быть объяснено уменьшением собственного излучения озер при увеличении их площади, что связано с возрастанием интенсивности перемешивания водных масс при увеличении длины разгона волн, массы озер и др. Наибольшее согласие в оценках радиационного баланса по формулам (2.18) и (2.21) характерно для озер высоких широт и умеренной зоны (до значений радиационного баланса, не превосходящих 90—120 Вт/м²). Оценки радиационного баланса по выражениям (2.19) и (2.20) наиболее близки между собой.

На основании анализа материалов табл. 2.4 можно сделать ряд выводов:

1) формула (2.17) наиболее физически обоснованно оценивает радиационный баланс любых озер, однако для расчета по ней требуется большое количество труднодоступных данных, кроме того, расчеты радиационного баланса за год или больший период времени относительно трудоемки;

2) формула (2.18) позволяет рассчитывать радиационный баланс за любой промежуток времени, но не учитывает влияние аномальных факторов формирования радиационного баланса водоемов и поэтому может давать существенные погрешности при оценке радиационного баланса горных водоемов;

3) формулы (2.19) и (2.20), учитывающие некоторые индивидуальные особенности озер (размеры, широту, альбедо и пр.), позволяют оценить радиационный баланс за многолетний период при отсутствии инструментальных наблюдений на основании расчета (или измерения) суммарной радиации, задания широты и площади водоема. Выполненные оценки показывают, что для большинства озер с точностью $\pm (10-20) \%$ радиационный баланс, определенный по формуле (2.20), согласуется с результатами измерений и результатами расчетов по выражению (2.17);

4) результаты расчета R_w по формуле (2.21) для озер умеренных и высоких широт с точностью $\pm (15-20) \%$ согласуются с результатами расчета по выражению (2.17), но формула (2.21) существенно завышает значения R_w для озер тропического и экваториального поясов.

В дальнейших расчетах за основу были взяты значения радиационного баланса озер, полученные по выражению (2.20).

2.3.4. Широтное распределение некоторых составляющих радиационного баланса озер и затрат тепла на испарение

Наиболее интересная особенность широтного изменения затрат тепла на испарение с озер и их радиационного баланса, как видно из построенного по данным табл. 2.3 рис. 2.12, — наличие двух характерных максимумов этих величин к северу и к югу от экваториальной зоны и минимума в экваториальной зоне. Эти величины монотонно нелинейно уменьшаются от зон максимумов, более резко от субтропиков к умеренной зоне и более плавно — от умеренной к арктической.

В зоне от 15° с. ш. до 10° ю. ш. затраты тепла на испарение превышают радиационный баланс примерно на $5-15 \text{ Вт/м}^2$, что может быть объяснено адвекцией тепла от окружающих озера территорий и турбулентными потоками тепла от атмосферы к поверхности озер, являющимися дополнительными источниками энергии, затрачиваемой на испарение.

Широтный ход радиационного баланса над океанами имеет менее четко выраженную двугорбость (см. рис. 2.12), причем в экваториальной и субтропической зонах значения баланса на $13-15 \text{ Вт/м}^2$ меньше, чем над озерами; в умеренных широтах разница уменьшается до $7-13 \text{ Вт/м}^2$. Превышение радиационного

ный радиационный баланс озер (см. рис. 2.12) характерен для тропических областей высокого давления, где особенно велико поступление радиации, а эффективное излучение над озерами несколько ниже, чем над водосборами, вследствие более высокого влагосодержания воздуха над акваториями. В целом широтный ход радиационного баланса озер аналогичен ходу радиационного баланса океанов, хотя для океанов менее четко выражено понижение радиационного баланса в приэкваториальной зоне. Это мо-

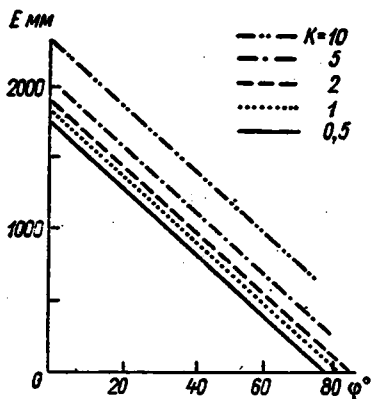


Рис. 2.13. Зависимость испарения с озер E от широты при различных индексах сухости K .

жет быть объяснено, по-видимому, перераспределением тепла в активном слое океана течениями и вертикальным обменом.

Для оценки закономерностей изменения испарения с озер в зависимости от широты и показателей увлажненности территории по материалам табл. 2.3 был построен график (рис. 2.13).

Между этими параметрами существует соотношение, которое характеризуется коэффициентом множественной корреляции, превышающим 0,8, и может быть выражено в виде

$$E = -23\varphi + 60K + 1710, \quad (2.22)$$

где E — испарение, мм/год; φ — широта, изменяющаяся от 40° ю. ш. до 75° с. ш.; K — радиационный индекс сухости.

По индексу сухости K и широте водоема φ параметризуется массоэнергообмен больших озер с целью оценки испарения с точностью $\pm (15-20)\%$. Вследствие немонотонности изменения составляющих теплового и водного баланса озер с широтой точность оценки E по соотношению (2.22) для озер приэкваториальных широт несколько ниже, чем для водоемов других природных зон.

Изменению индекса сухости на порядок соответствует возрастание или уменьшение испарения с озер примерно на 500 мм в одной и той же широтной зоне. В умеренной зоне ($\varphi = 50...65^\circ$) колебания значений испарения составляют 200—300 %, тогда как в низких и субтропических широтах они не превышают 30—50 % при одном и том же диапазоне изменения K .

баланса озер над балансом океана может быть объяснено, во-первых, эффектом уменьшения облачности над большими озерами, во-вторых, большим возрастанием в экваториальной и субэкваториальной зонах встречного излучения атмосферы над озерами, чем над океаном.

Для радиационного баланса водосборов характерен колоколообразный вид кривой распределения по широте с максимумом, несколько смещенным в северное полушарие. Наибольшие раз-

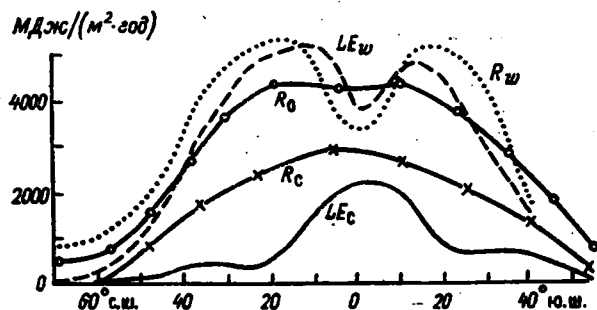


Рис. 2.12. Зависимость от широты некоторых составляющих теплового баланса озер, океанов и суши.

R_w — радиационный баланс озер; LE_w — затраты тепла на испарение с озер; R_0 — радиационный баланс океанов; R_c — радиационный баланс суши; LE_c — затраты тепла на испарение с суши.

ности значений радиационного баланса водосборов больших озер и самих озер (до 80 Вт/м²) наблюдаются в тропической зоне, что может быть объяснено в основном существенными различиями в эффективном излучении и альбедо деятельных поверхностей озер и водосборов. Наименьшие разности (около 30 Вт/м²) характерны для умеренных и экваториальных широт, так как с ростом широты уменьшаются различия в эффективном излучении и альбедо озер и водосборов.

Таким образом, радиационный баланс озер R_w больше радиационного баланса их водосборов R , что может быть объяснено меньшим альбедо воды и снижением потерь тепла за счет длинноволнового излучения озер. Затраты тепла на испарение с озер (см. рис. 2.12) значительно больше, чем с водосборов, так как испарение с водоемов определяется только энергетическими ресурсами. Вследствие этого турбулентная теплоотдача поверхности озер заметно меньше, чем поверхности водосборов (за исключением высокоширотных озер) и значительно меньше затрат тепла на испарение. Уменьшение радиационного баланса озер в приэкваториальной зоне, как и уменьшение (не менее значительное) радиационного баланса океанов, связано с уменьшением притока коротковолновой энергии под влиянием конвективной облачности в зоне внутритропической конвергенции. Максималь-

Определенный интерес представляет вопрос о суммарном объеме испаряющейся воды в зависимости от площади озер и широты. Анализ рис. 2.14 позволяет ответить на этот вопрос. Вокруг линии регрессии, построенной по формуле

$$\lg E = a \lg S - \lg b, \quad (2.23)$$

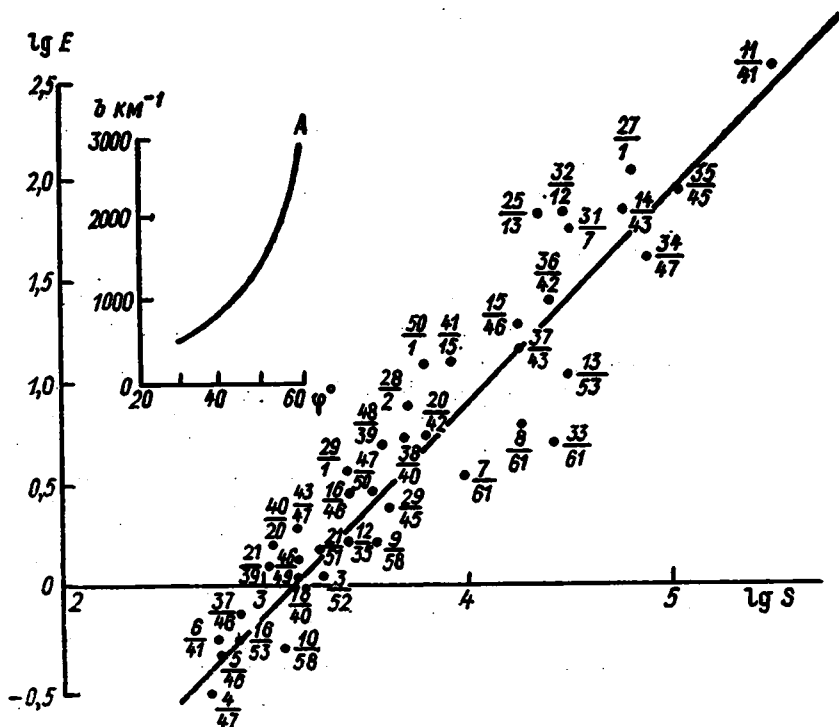


Рис. 2.14. Зависимость испарения от площади озер и широты.

У точек — номера озер в соответствии с табл. 2.3 (числитель) и широта расположения бассейна (знаменатель). Кривая А — изменение параметра b с широтой.

где E — испарение ($\text{км}^3/\text{год}$); S — площадь озера (км^2); b — эмпирический коэффициент (км^{-1}), выделяется поле точек, определяющих соотношение испарения и площади озер умеренных и тропических широт.

При одинаковой площади озер в умеренных и высоких широтах объем испарившейся воды с изменением широты изменяется быстрее, чем в тропических и экваториальных широтах (кривая А на рис. 2.14). Среднеширотные значения испарения в соответствии с рис. 2.14 оцениваются соотношением вида

$$E = \frac{10^6}{b},$$

где эмпирический коэффициент b может быть определен как нелинейная функция широты, а E выражается в мм.

Отклонения от среднеширотных значений испарения можно рассматривать как следствие индивидуальных особенностей водоемов.

2.3.5. Приложение методов факторного анализа к задаче классификации больших озер по особенностям массоэнергообмена

Для классификации озер по особенностям массоэнергообмена с учетом зональных и аazonальных изменений целесообразно использование методов факторного анализа или теории распознавания образов, рассмотренных в ряде работ [1—3, 5 и др.]. Применение методов факторного анализа позволяет оценить степень согласованности параметров массоэнергообмена, привести систему параметров к виду, ортонормальному в статистическом смысле, уплотнить информацию и свести ее к трем-четырем основным факторам, физическая природа которых может быть определена. Количественная интерпретация этих факторов позволяет классифицировать большие озера мира по характеру массоэнергообмена [1—3, 5].

Задача факторного анализа и сферы ее приложения. Методы факторного анализа позволяют осуществить переход от описания некоторого множества изучаемых объектов, заданного большим набором косвенных и прямых, непосредственно измеряемых или рассчитываемых признаков, к описанию меньшим числом максимально информативных переменных, отражающих наиболее существенные свойства явления. Такие переменные, называемые факторами, рассчитываются как некоторые функции исходных признаков. Факторный анализ преследует цель сведения к минимуму исходного числа признаков с сохранением большей части содержащейся в них информации, т. е. без увеличения энтропии системы.

Предполагается, что каждый признак линейно зависит от некоторого числа гипотетических факторов (меньшего по сравнению с исходным числом), выбираемых так, чтобы большая часть суммарной дисперсии исходных признаков содержалась в нескольких первых.

Фактор представляет собой расчетную переменную, т. е. новую характеристику объектов изучаемого множества, в нашем случае множества больших озер. Описание факторов в терминах их связи с набором исходных признаков отыскивается в виде так называемой факторной матрицы, или матрицы факторных нагрузок M размером $n \times m$, где n — число признаков, а m — число факторов. Основой для построения факторной матрицы M служит матрица парных корреляций r размером $n \times n$ (табл. 2.5). Эта корреляционная матрица отражает степень согласованности каждой пары признаков, тогда как факторные на-

факторами, выявляемыми в процессе анализа (табл. 2.6). При этом m должно быть меньше n , а уровень потерь информации (повышения энтропии) достаточно мал.

Факторная матрица (табл. 2.7) позволяет выделить для каждого фактора группу параметров, наиболее тесно с ним связанных, сопоставить факторы друг с другом, а также дать их физическую интерпретацию.

Задача нахождения и интерпретации факторов может рассматриваться лишь как первый этап факторного анализа. Второй этап состоит в нахождении факторных нагрузок — матрицы факторных весов, элементы которой определяют значение факторов и их физическое содержание для каждого из объектов изучаемого множества, в нашем случае — множества больших озер мира.

Широкий круг приложений методов факторного анализа связан с тем, что они играют важную роль при решении задачи классификации, имеющей достаточно большую степень общности. Уплотнение информации без увеличения энтропии на базе методов факторного анализа может рассматриваться как процедура подготовки исходных данных к задаче распознавания образов и классификации на ее основе [1—3, 5]. Кроме того, представление исходных данных в виде системы факторов позволяет значительно упростить процедуру классификации, поставить ее на объективную, не зависящую от воли исследователя основу и приводит к интересным результатам даже без применения методов теории распознавания образов [1—3, 5]. В частности, появляется возможность по факторам, имеющим наибольший вклад в суммарную дисперсию (обычно по нескольким первым факторам), использовать наглядные графические способы представления результатов и их физической трактовки.

Исходные данные и их подготовка к использованию процедуры факторного анализа на ЭВМ. Исходными данными для расчета по программе факторного анализа, реализованной С. Ф. Колодажным в ЛГУ, служила таблица исходных признаков (см. табл. 2.5) по крупным озерам мира. Они выбраны таким образом, чтобы в диапазоне широт от 75° с. ш. до 40° ю. ш. наиболее полно была представлена пространственная изменчивость основных характеристик массоэнергообмена (теплового и водного баланса) в различных природно-климатических зонах и высотных поясах. Некоторые гидрометеорологические характеристики (средняя глубина, радиус озера, индекс сухости, затраты тепла на испарение с водной поверхности и т. д.) были получены из литературных источников или рассчитаны достаточно хорошо известными методами [1—3, 5, 7, 8—12, 14, 20, 22—26, 28, 32, 33, 35, 38, 41—43, 46, 48, 51, 57, 65, 68, 71, 73].

Программа факторного анализа, реализованная на языке алгол и введенная в ЭВМ, позволила получить на основании обработки данных, представленных в табл. 2.3, следующие

Корреляционная матрица исходных признаков

	V	S	z _{cp}	H	x	E _w	R	Q	E _{макс}	R _w	F/S	R/Lx	K	φ	x-E
S	0,93														
z _{cp}	0,45	0,19													
H	-0,14	-0,18	0,05												
x	-0,14	-0,13	0,06	0,05											
E _w	-0,01	-0,0	0,08	0,27	0,40										
R	0,02	0,01	0,11	0,35	0,66	0,86									
Q	-0,01	-0,01	0,10	0,57	0,25	0,85	0,82								
E _{макс}	0,08	0,08	0,05	0,27	0,12	0,79	0,69	0,82							
R _w	0,04	0,05	0,14	0,52	0,15	0,83	0,74	0,98	0,85						
F/S	-0,11	-0,11	-0,15	-0,25	-0,09	0,13	0,08	0,10	0,27	0,12					
R/Lx	0,04	0,04	0,05	-0,07	-0,23	-0,29	0,18	0,43	0,41	0,46	0,23				
K	0,02	0,04	0,04	-0,19	-0,24	0,31	0,17	0,42	0,45	0,45	0,26	0,99			
φ	-0,01	-0,0	-0,14	-0,46	-0,61	-0,84	-0,93	-0,83	-0,66	-0,76	0,06	-0,07	-0,07	0,31	
x-E	-0,10	-0,09	-0,03	-0,16	0,42	-0,65	-0,32	-0,66	-0,70	-0,72	-0,22	-0,64	0,05	0,05	0,08
y _{np}	0,64	0,72	0,12	-0,31	-0,09	-0,14	-0,12	-0,19	-0,03	-0,10	-0,01	-0,07	-0,07	0,14	0,36
y	0,04	0,14	0,08	-0,27	0,08	-0,31	-0,20	-0,30	-0,20	-0,26	-0,01	-0,20	-0,90	0,22	-0,74
P	0,08	0,11	0,06	0,22	0,08	0,75	0,66	0,82	0,86	0,82	0,19	0,67	0,71	-0,62	-0,39
E	-0,06	-0,11	-0,02	0,18	0,90	0,32	0,62	0,18	0,06	0,07	-0,05	-0,45	-0,47	-0,53	-0,09
r ₀	0,81	0,92	0,26	-0,20	-0,12	0,02	0,0	-0,01	0,12	0,09	-0,16	-0,01	-0,0	-0,04	-0,32
T	0,08	0,09	0,0	0,0	0,58	0,81	0,85	0,62	0,68	0,58	0,16	0,15	0,20	-0,59	

A_w	-0,08	-0,09	-0,14	-0,48	-0,47	-0,83	-0,91	-0,90	-0,72	-0,82	0,02	-0,20	-0,26	0,91	0,41
A	-0,08	-0,06	0,04	-0,22	-0,53	-0,44	-0,61	-0,32	-0,27	-0,25	-0,07	0,10	0,11	0,53	-0,02
E_w/x	0,02	0,04	0,01	-0,12	-0,26	0,38	0,20	0,45	0,49	0,49	0,26	0,97	0,99	-0,10	-0,73
LE_w	-0,01	-0,0	0,06	0,27	+40	1,99	0,88	0,85	0,79	0,83	0,13	0,29	0,31	-0,84	-0,65
LE/R	-0,13	-0,15	-0,14	-0,21	0,32	-0,48	-0,23	-0,62	-0,62	-0,65	-0,63	-0,63	0,65	0,32	-0,77
P/R	0,10	0,16	-0,04	0,11	-0,43	0,88	0,14	0,51	0,62	0,54	0,15	0,66	0,72	-0,16	-0,77
K_{ys}	-0,09	-0,10	-0,16	-0,14	0,16	0,08	0,13	0,02	0,17	0,0	0,75	-0,09	-0,07	-0,01	0,06

	y_{np}	y	P	E	r_0	T	A_w	A	E_w/x	LE_w	LE/R	P/R
y	0,73											
P	-0,07	-0,30										
E	-0,08	0,03	-0,12									
r_0	0,74	0,32	0,10	-0,15								
T	-0,07	-0,26	0,63	0,51	0,08							
A_w	0,02	0,16	-0,72	-0,44	-0,09	-0,72						
A	0,12	0,28	-0,20	-0,64	0,06	-0,62	0,43					
E_w/x	-0,08	-0,24	0,73	-0,48	0,0	0,22	-0,23	0,11				
LE_w	-0,14	-0,31	0,75	0,32	0,02	0,81	-0,83	-0,44	0,38			
LE/R	-0,01	0,22	-0,80	0,55	-0,19	-0,20	0,45	-0,14	-0,69	-0,48		
P/R	-0,02	-0,28	0,81	-0,59	0,16	0,19	-0,35	0,19	0,74	-0,38	-0,91	
K_{ys}	0,04	0,09	0,03	0,20	-0,16	0,12	-0,06	-0,19	-0,07	0,08	0,11	-0,06

Факторные нагрузки (ФН), описываемые каждым фактором

Фактор							
I		II		III		IV	
Признак	ФН	Признак	ФН	Признак	ФН	Признак	ФН
E_w	0,91	x	-0,89	V	0,87	f/S	0,81
R_w	0,82	E	-0,93	S	0,91	$K_{ув}$	0,78
Q	0,94	K	0,66	$y_{пр}$	0,84		
ε	0,87			r_0	0,92		
R_w	0,93						
P	0,93						
T	0,74						
LE_w	0,91						
Φ	-0,80						
$x - E_w$	-0,74						
A_w	-0,86						
P/R	-0,70						

величины: средние арифметические значения, стандартные отклонения, ошибки среднего, минимальные и максимальные значения признаков в выборке, коэффициенты вариации (табл. 2.8), коэффициенты корреляции между всеми признаками, факторные нагрузки, которые нормированы таким образом, что соответствующие коэффициенты корреляции равны коэффициентам корреляции между фактором и признаком, доли дисперсии признаков, приходящиеся на данный фактор и все предыдущие, сумма этих долей в абсолютных значениях и в процентах, значения факторов для каждого элемента (см. табл. 2.7). Кроме того, по отдельной программе были определены плотности распределения каждого признака. Коэффициенты корреляции в табл. 2.5 значимы с уровнем отличия от случайного более 90 % при $r \geq 0,38$.

При анализе степени сопряженности морфометрических характеристик крупных озер обнаруживается почти функциональная зависимость между объемом и радиусом озера с коэффициентом корреляции 0,92. Это свидетельствует о том, что использование таких характеристик, как объем и радиус, незначительно увеличивает информативность системы исходных признаков больших озер об особенностях их морфометрии по сравнению, например, с таким показателем, как площадь озера. При дополнении исходных данных, представленных в табл. 2.3, другими параметрами, количественно характеризующими особенности гидробиологических, гидрохимических процессов, биоту, а также рядом показателей морфометрического своеобразия озер (объем, радиус и др.), классификация состояния озер должна становиться все более детальной и физически детерминированной.

Естественная классификация озер мира по типам массоэнергообмена. Площадь озера S косвенно характеризует его приточ-

Значения факторов

№. п/п	Фактор			
	I	II	III	IV
1	-0,971	-0,040	-0,637	0,459
2	-0,983	-0,038	-0,394	0,137
3	-1,007	-0,062	-0,545	-0,077
4	-0,616	-0,508	-0,418	0,182
5	-0,495	-0,742	-0,323	0,015
6	-0,372	-0,529	-0,496	0,197
7	-1,376	0,138	-0,350	-0,078
8	-1,345	0,138	0,083	0,374
9	-1,204	-0,025	-0,523	0,229
10	-0,219	-0,005	-0,693	1,332
11	0,442	1,412	4,773	0,228
12	-0,915	0,834	-0,732	-0,335
13	-1,046	0,8	0,915	-0,937
14	0,549	1,696	0,080	0,212
15	0,285	1,554	-0,514	0,061
16	0,211	1,137	-0,722	0,340
17	0,158	0,218	-0,618	-1,067
18	0,185	0,220	-0,634	-1,054
19	-0,717	0,205	-0,503	-0,402
20	0,110	0,625	-0,351	-1,336
21	-0,697	0,423	-0,604	-1,259
22	0,971	1,258	-0,753	-0,381
23	-0,431	-1,838	-0,204	0,306
24	2,593	2,675	-1,131	1,510
25	2,154	0,509	-0,135	1,111
26	0,922	-0,873	-0,243	-0,719
27	1,009	-1,500	0,808	-0,252
28	0,882	-1,203	0,026	0,002
29	0,561	-1,439	-0,157	-0,303
30	0,909	-1,667	0,024	-0,702
31	1,154	-0,930	1,018	-0,788
32	1,392	-0,911	0,651	-0,373
33	-1,514	+0,966	0,340	0,565
34	-0,858	-0,064	0,984	-0,235
35	-0,557	+0,051	1,738	0,203
36	-0,474	-0,201	0,984	0,592
37	-0,649	-0,156	1,099	0,547
38	0,604	0,789	-0,601	-0,497
39	0,335	-1,120	-0,396	4,425
40	1,017	-1,281	-0,432	0,445
41	1,004	-0,545	-0,414	-1,992

ность, коэффициент корреляции между притоком $U_{пр}$ и площадью озера S (см. табл. 2.5) составляет 0,72. Наименее статистически связана с параметрами, представленными в табл. 2.3, средняя глубина больших озер. Это обстоятельство оказалось достаточно неожиданным, так как в ряде работ [5, 9—11, 17, 18, 24, 35, 65, 71] отмечалось, что глубина зависит от условий теплообмена озер умеренной зоны, поскольку отражает возможности озера накапли-

Статистика исходных признаков

Признак	Среднее арифметическое значение	Ошибка среднего	Стандартное отклонение	Значение		Коэффициент вариации
				минимальное	максимальное	
V	39,7	2,0	1,3	2,0	782,0	3,25
S	247,8	9,6	6,1	11,4	3740	2,48
$z_{ср}$	92,8	23,5	150,7	2,0	730,0	1,62
H	44,8	12,9	829,7	-392,0	3812,0	1,33
x	70,2	6,6	42,2	15,0	177,0	0,60
E_w	98,9	7,7	49,4	17,0	226,0	0,50
R	66,6	3,4	22,0	31,8	106,1	0,33
Q	174,1	7,3	46,6	106,1	285,2	0,26
$E_{макс}$	83,4	7,1	45,4	9,0	225,0	0,48
R_w	95,1	4,6	39,1	47,8	196,3	0,41
F/S	—	3,1	19,6	1,6	97,0	1,27
RL/x	2,0	0,41	2,6	0,60	16,7	1,31
$E_{макс}/x$	2,6	0,64	4,1	0,55	25,0	1,56
φ	36,7	2,9	18,8	1,0	61,0	0,49
$x - E$	-308,2	83,4	534,2	-1882,0	500,0	1,73
$y_{пр}$	37,8	10,1	64,6	0,52	289,0	1,71
y	27,5	8,3	52,9	0	210,0	1,92
P	29,7	2,4	15,2	9,3	79,6	0,53
LE	35,7	2,1	13,9	13,3	66,3	0,39
r_0	62,3	10,0	63,7	13,0	345,0	1,02
T	8,0	1,2	7,9	-8,0	25,0	1,0
A_w	8,9	0,36	2,3	6,0	12,7	0,26
A	26,5	1,1	6,8	14,0	46,4	—
E_w/x	2,4	0,53	3,4	0,48	20,0	1,40
LE_w	78,7	6,1	39,3	13,1	179,1	0,50
LE/R	0,54	0,03	0,17	0,14	0,83	0,31
P/R	0,45	0,03	0,17	0,17	0,83	0,39
$K_{ув}$	0,40	0,20	1,3	0,003	8,4	3,24

вать и отдавать энергию, а следовательно, нагреваться или выхолаживаться. Это показывает, что в задаче классификации больших озер по особенностям массоэнергообмена необходимо использование таких морфометрических показателей, которые достаточно полно характеризуют зональные особенности, глубина же в основном азональна, что и обусловило отсутствие хотя бы одного значимого коэффициента корреляции между глубиной $z_{ср}$ и рассматриваемыми признаками озер различных широтных зон (см. табл. 2.5). Тем не менее анализ знаков наибольших из коэффициентов корреляции для признака $z_{ср}$ показывает, что, по-видимому, есть нелинейные положительные связи между глубиной $z_{ср}$ и радиационным балансом водоема R_w , притоком в него вод $y_{пр}$ и средним радиусом r_0 и отрицательные — между F/S , A_w , LE/R и $K_{ув}$.

Малые значения коэффициентов корреляции между средней глубиной озер $z_{ср}$ и другими их параметрами (см. табл. 2.5)

свидетельствуют о том, что в рамках линейной модели может не учитываться влияние изменения глубины озер на компоненты их массоэнергообмена.

Как будет показано далее, между радиационным балансом, турбулентным тепловлагообменом и средней глубиной существуют нелинейные соотношения. Статистически значимые положительные связи выявляются (табл. 2.4), например, между осадками E_w , R , $x - E$, E , T , LE_w ; между суммарной годовой радиацией Q и $E_{\max}$, R_w , P , T , E_w/x , LE_w , P/R , отрицательные — между осадками x и ϕ , A_w , A , P/R , между Q и ϕ , $x - E$, A_w , E/R . Анализ этих связей представляет интерес и будет продолжен в гл. 3.

Перейдем к поставленной задаче — разбиению множества озер, рассматриваемого как множество состояний, по особенностям массоэнергообмена. В основном согласованность рассматриваемых признаков (см. табл. 2.3) массоэнергообмена с такими параметрами, как широта ϕ , высота уреза над уровнем моря H , подтверждает уже известные положения и позволяет определить их количественное выражение и меру существующих в пространстве связей. В частности, с увеличением высоты уреза воды H возрастает суммарная радиация, что вполне естественно для рассматриваемого диапазона высот расположения озер, и уменьшается альбеда A водоемов. Из анализа следует, что существует закономерность, согласно которой чем меньше широта водоема, тем в среднем больше H и, следовательно, выше расположение водосбора. Приуроченность относительно больших высот водосборов к тропическим, субтропическим широтам и относительно низких — к полярным районам трудно было предположить априори.

Уменьшение альбеда и рост суммарной радиации с уменьшением широты объясняются тем, что высокие отметки урезов воды и высота Солнца растут с севера на юг. Учет высоты позволяет связать высотную поясность с широтной зональностью в распределении составляющих теплового баланса озер: при возрастании высоты водосборов с уменьшением широты ($r = -0,46$) увеличивается суммарная радиация и радиационный баланс; коэффициент корреляции широты с суммарной радиацией и с радиационным балансом статистически значим и весьма высок ($-0,83$ и $-0,93$ соответственно). Испарение с озер, радиационный баланс суши и водоемов, суммарная радиация, испаряемость и турбулентный поток тепла (E_w , R , R_w , Q , $E_{\max}$, P) связаны между собой (см. табл. 2.5) весьма тесно (коэффициенты корреляции превосходят 0,8), что объясняется зависимостью этих важнейших параметров массоэнергообмена озер и их водосборов от широты и альбеда воды и суши.

Коэффициенты корреляции (см. табл. 2.5) отражают согласованность и сопряженность в среднем многолетнем режиме пространственных изменений параметров, определяющих процессы тепловлагообмена крупных озер и их водосборов. Факторные нагрузки оценивают структуру каждого фактора (см. табл. 2.6) и характеризуют новую статистически ортогональную систему

координат в n -мерном пространстве факторов (см. табл. 2.7). Первым фактором описывается около 40 %, совместно первым и вторым — 60 %, а первыми тремя — 70 % суммарной дисперсии исходных признаков.

Скорость сходимости разложения показана на рис. 2.15, характеризующем зависимость суммарной дисперсии от количества факторов, используемых для описания состояния озер исходной системы признаков (табл. 2.8). Разложение отличается весьма

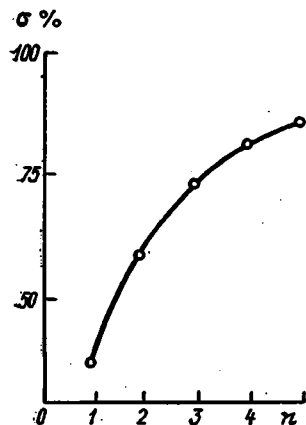


Рис. 2.15. Зависимость суммарной дисперсии σ от суммы факторов n , используемых для описания состояния озер исходной системой признаков.

быстрой сходимостью, особенно если учесть, что вместо исходных 28 признаков четыре фактора описывают почти 70 % исходной информации. Каждый фактор (см. табл. 2.7) имеет, как правило, взаимно не пересекающиеся признаки с наибольшими факторными нагрузками. Физический смысл факторов может быть оценен по виду факторных нагрузок (см. табл. 2.6). Первый фактор содержит в основном показатели, характеризующие энергетические ресурсы больших озер и их водосборов — радиационный баланс, суммарную радиацию, испарение и турбулентный теплообмен. В него также вошли такие показатели, как широта, альbedo, средняя годовая температура воздуха, дефицит или избыток осадков. Во второй фактор с наибольшим весом входят показатели исходной системы признаков, отражающие условия увлажнения — осадки, испарение, радиационный индекс сухости; в третий — признаки, характеризующие морфометрию больших озер: объем, площадь, радиус, а также показатель приточности, тесно связанный с объемом и площадью озер (см. табл. 2.5). Четвертый фактор описывает условия внешнего водообмена в озерах (коэффициент условного водообмена, соотношение площади водосбора с площадью озера, достаточно тесно коррелирующие между собой).

Существует зависимость распределения больших озер в северном и южном полушариях от радиационного баланса R_w , радиационного индекса сухости R/Lx и значений первого F_1 и второго

F_2 факторов; схематически представленных на рис. 2.16. Она отличается большой сложностью и отражает совместное влияние целого ряда зональных и аazonальных факторов, определяющих особенности массоэнергообмена как самих озер, так и их водосборных территорий.

Для большинства озер $R/Lx < 3$, что согласно М. И. Будыко [14], соответствует условиям увлажнения от недостаточного до из-

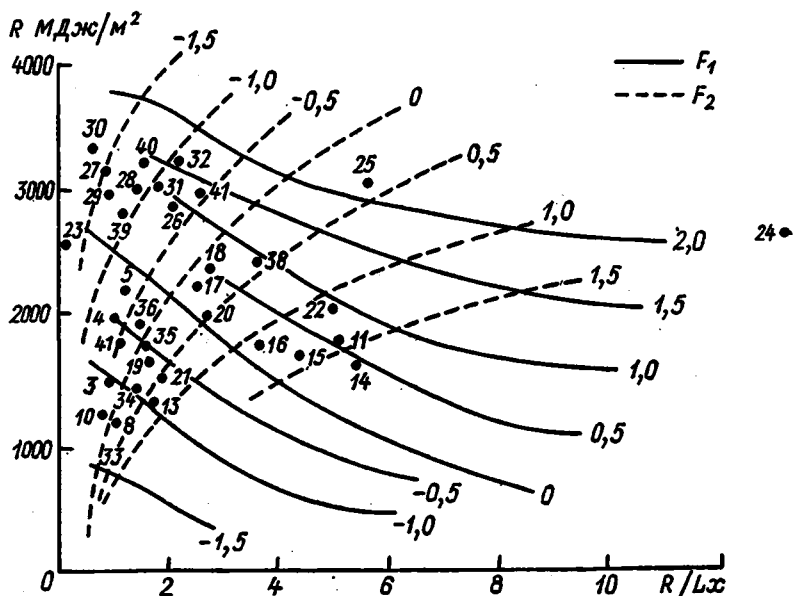


Рис. 2.16. Зависимость распределения озер по первому F_1 и второму F_2 факторам от радиационного баланса R и радиационного индекса сухости K .

Цифры у точек — номера озер в соответствии с табл. 2.3.

быточного. Около половины рассмотренного числа больших озер находится в областях, характеризующихся условиями увлажнения от умеренно-недостаточного до оптимального, для которых $1 < R/Lx < 2$. Относительно небольшое число крупных озер расположено в областях избыточного увлажнения. При $R/Lx < 2$ радиационный баланс возрастает с уменьшением широты от арктического пояса до субэкваториального, кроме тропического пояса, где $R/Lx > 3$ и $R_w > 2000$ МДж/м².

Озерам низких широт соответствуют значения $F_1 > 0$, для озер умеренных и высоких широт $F_1 < 0$. По мере усиления засушливости возрастают значения F_2 ; это проявляется в том, что озерам аридных и семиаридных зон соответствуют области с $F_2 > 0$. Таким образом, уже в поле величин R_w , R/Lx , F_1 и F_2 выявляются некоторые особенности распределения озер по природным зонам.

Если учесть, что в соответствии с работами М. И. Будыко [14] задание R и R/Lx позволяет оценивать годовые суммы стока, меняющегося на два порядка в диапазоне природной изменчивости R и R/Lx (от 200 до менее 1 см/год), то становится понятной возможность распределения (ординации) озер в фазовом пространстве величин R_w , P/Lx , F_1 и F_2 , представленных на рис. 2.16.

Чтобы определить степень разумности приложения факторного анализа к задаче классификации озер по типам энергообмена, следует оценить согласованность наиболее важных факторов, учитываемых при ординации озер по параметрам, определяющим особенности массоэнергообмена — радиационному балансу и радиационному индексу сухости.

При построении рис. 2.16 определялся радиационный баланс озер (см. табл. 2.4); индекс сухости оценивался как отношение средней по водосбору озера испаряемости, получаемой по Атласу теплового баланса [11], к осадкам; значения факторов рассчитывались [1—3] по программе факторного анализа на ЭВМ для матрицы размером $n \times m$, где $n=41$, $m=28$.

Точки в поле R_w , R/Lx , представляющие (в рамках линейной модели) соотношения между R_w , R/Lx и F_1 , F_2 , образуют отчетливые группировки, согласованные с каждым из исходных признаков (см. табл. 2.3) и новых статистически ортогональных показателей (см. табл. 2.7).

Зональные и а зональные изменения радиационного баланса и радиационного индекса сухости находят четкое отражение в общей картине пространственного распределения озер на континентах земного шара. При этом озера могут быть сгруппированы в классы-аналоги [1—3, 5] по значениям R_w и R/Lx , характерным для того или иного климатического пояса. Выявляется некоторая закономерность расположения озер в пространстве величин R_w , R/Lx и F_1 и F_2 , характерных для озер и их водосборов. Существует четкая зависимость первого фактора от радиационного баланса (рис. 2.18) при малых значениях радиационного индекса сухости. Она имеет нелинейный характер: по мере роста R/Lx уменьшается скорость изменения F_1 .

Группы точек, выделяющихся в поле графика на рис. 2.16, отражают не только взаимозависимость сопоставляемых параметров, но и естественную неравномерность их пространственного распределения. Последнее указывает на неравномерность распределения необходимых и достаточных условий для существования внутриконтинентальных водоемов, связанную с неравномерностью увлажнения на Земле в современных условиях климата.

Более детальный анализ рис. 2.16 показывает, что параметры массоэнергообмена озер умеренного и арктического пояса имеют черты сходства. В умеренном поясе в самостоятельную подгруппу по характеру массоэнергообмена выделяются озера Скандинавии и северо-запада европейской части СССР. К другой подгруппе относятся водоемы Западной Европы и Великие американские

озера. Промежуточное положение между ними занимает оз. Ханка. Это можно объяснить особенностями полей облачности и влажности в условиях муссонного климата. Особо выделяются оз. Байкал и оз. Хубсугул, а кроме того, оз. Чаны [4, 5, 15—18, 47, 56, 58, 71].

Озеро Балатон отличается аномально большой для своей широты теплообеспеченностью. По-видимому, это может быть объяснено особенностями озерной котловины, ее мезоклимата, а также меньшим эффективным излучением в Западной и Центральной Европе по сравнению с более континентальными районами вследствие увеличения облачности и относительной влажности воздуха.

В отдельную подгруппу выделяются такие горные озера, как Севан и Иссык-Куль, что объясняется сходством их положения и ближайшего горного окружения, определяющего своеобразие микро- и мезоклимата. Озера экваториальной Африки, мексиканское озеро Чапала, озера Титикака и Кентукки по условиям массоэнергообмена также можно выделить в самостоятельную подгруппу.

Такие озера, как Каспийское, Большое Соленое отличаются относительно малой засушливостью по сравнению с такими водоемами, как, например, Аральское море и оз. Балхаш.

Озера Чад, Резайе и Мертвое море можно отнести к одной подгруппе.

Для более полного и объективного разделения озер по параметрам массоэнергообмена и влияющим на него морфометрическим показателям озер и водосборов (см. табл. 2.3—2.7) была использована процедура распознавания образов на основе алгоритмов, обоснованных и реализованных в работах [1—3].

При расчетах по алгоритмам распознавания образов «без учителя» использовались значения первых семи факторов, а также обобщенная метрика Минковского. В ней в качестве весов были взяты доли суммарной дисперсии, приходящиеся на каждый из первых семи факторов (см. рис. 2.15).

В результате расчета по алгоритму [1—3] все множество озер разделилось на пять групп, в которых в ряде случаев выделялись и подгруппы. Каждая группа озер может рассматриваться как класс-аналог состояний, а подгруппа как подкласс-аналог состояний, отличающихся общностью массоэнергообмена [1—3].

Первая группа — озера тундр и лесотундр, для которых характерны относительно малая теплообеспеченность и избыточное увлажнение. Это, как правило, озера арктического или субарктического пояса. Типичными представителями этой группы являются озера Б. Невольничье, Таймыр и др.

Вторая группа — озера лесной зоны с относительно умеренной теплообеспеченностью и достаточным увлажнением. К ней относятся озера умеренных широт Западной Европы, европейской части СССР, Сибири и Северной Америки. В этой группе озер в зависимости от увлажнения выделяются три подгруппы: 1) озера в основном равнинных территорий северной части

умеренной зоны; 2) озера южной части умеренной зоны с более высокими тепловыми ресурсами и затратами тепла на испарение, чем в первой подгруппе, и существенным интразональным стоком, питающим сток таких внутриконтинентальных водоемов, как Каспийское и Аральское моря, Балхаш и др.; 3) озера, для которых влияние высоты уреза воды над уровнем моря как бы нивелирует влияние широты. Типичным представителем этой подгруппы является оз. Иссык-Куль, расположенное за пределами умеренных широт.

Третья группа — озера субтропической зоны с особым характером увлажнения и теплообеспеченности, меняющимся от избыточного до достаточного. В ней выделяются три подгруппы озер. К первой относятся водоемы, расположенные в областях теплового океанического климата с выраженным влиянием муссонной циркуляции. Типичными представителями этой подгруппы являются оз. Бира в Японии, Таупо в Новой Зеландии и др. Ко второй — водоемы субтропической зоны, где влияние рельефа определяет возрастание увлажнения и уменьшение теплообеспеченности. Наиболее типичным представителем этой подгруппы является оз. Севан. К третьей подгруппе отнесены озера, обладающие относительно большими контрастами теплообеспеченности между теплым и холодным сезоном (по сравнению с озерами первой подгруппы). Эти контрасты теплообеспеченности определяют соответствующие различия в потерях массы воды водоемов на испарение и в затратах тепла на турбулентный тепло- и влагообмен. Наиболее типичными представителями озер этой подгруппы являются водоемы Турции (Ван, Резайе), озера полупустынь и пустынь, например Б. Соленое.

Четвертая группа — озера пустынных и полупустынных территорий тропической зоны с характерными для них условиями увлажнения и теплообеспеченности. К ней отнесены водоемы аридных и семиаридных зон Африки (например, оз. Чад), озера Ближнего Востока и Передней Азии (Мертвое море и др.), озера засушливых областей Австралии.

Пятая группа — озера экваториального и субэкваториального поясов с повышенной теплообеспеченностью при достаточном (или периодически недостаточном) увлажнении. К ним относятся большие озера Африки, Чапала в Мексике, Титикака в Перу и др.

Представляет интерес сравнить описанную группировку озер на основе алгоритмов распознавания образов с типизацией, выполненной на основании других принципов. Например, на карте климатических зон по значениям R/Lx , Q и E_w , характерных для водоемов, выделяются различные типы озер. В табл. 2.9 представлены такого рода оценки с указанием пределов изменения R/Lx , Q и E_w .

Для субарктической и арктической зон, типичными представителями которого являются такие озера, как Б. Невольничье и Таймыр, характерны малые потери тепла на испарение и радиа-

**Группировка озер, выделенных ЭВМ
(номера озер в соответствии с табл. 2.4)**

Климатическая зона	Номера озер	Индекс сухости	Суммарная радиация, Вт/м²	Испарение, мм
Субарктический	33, 55	0,3—1,1	90—260	150—200
Умеренный	I: 1—3, 7—10	0,7—1,0	100—120	350—750
	II: 4, 5, 34—37	0,7—1,1	140—160	500—1000
	III: 6, 12, 19	1,2—1,5	130—160	500—900
	IV: 11, 14, 15	3,0—7,0	170—180	900—1100
	V: 13, 20, 21	1,2—2,5	130—200	300—900
Субтропический	17, 18, 22	2,0—9,0	180—200	800—1500
Тропический	24, 25, 40	2,0—25,0	220—270	1400—2500
Субэкваториальный и экваториальный	26—32	0,7—1,5	110—290	1000—2200

радиационный индекс сухости, меньший единицы, при относительно большой суммарной радиации.

В умеренной зоне выделяются пять групп озер (см. табл. 2.9). Характерным для них является не менее чем в 2 раза больший нижний предел затрат тепла на испарение и в 4 раза больший верхний предел затрат тепла на испарение по сравнению с озерами арктической и субарктической зон. Для всех озер этой зоны нижний предел поступающей за год суммарной радиации больше, а верхний предел меньше, чем у озер арктической и субарктической зон. Для большинства озер умеренной зоны радиационный индекс сухости изменяется в пределах 1—2. В этой зоне выделяются водоемы, которые устойчиво существуют при условии (подзона IV, табл. 2.9), когда радиационный баланс в 3—7 раз превышает затраты тепла на испарение выпадающих осадков ($3 < R/Lx < 7$). Это обусловлено общециркуляционными условиями, значительной континентальностью и сухостью климата, характерными для таких водоемов, как Каспийское и Аральское моря, Балхаш и др.

Для озер субтропической, тропической, субэкваториальной и экваториальной зон верхний предел испарения не менее чем в 1,5 раза превышает верхний предел испарения водоемов умеренной и почти в 10 раз — субарктической и арктической. Для субтропической и тропической зон радиационный баланс в 2—25 раз превышает затраты тепла на испарение выпадающих за год осадков. В субэкваториальной и экваториальной зонах рост увлажнения и некоторое уменьшение суммарной радиации (по сравнению с тропической и субтропической зонами) проявляются в уменьшении радиационного индекса сухости. Значения R/Lx

в субэкваториальной и экваториальной зонах в 2—3 раза меньше, а верхний предел — на порядок меньше, чем в тропической зоне.

Выделенные с помощью ЭВМ на основе методов факторного анализа и распознавания образов «без учителя» группы озер (см. табл. 2.9) отражают имеющуюся в природе пространственную дифференциацию режимов тепла и влаги различных природных зон. Диапазоны параметров K , Q , E_w , характерные для выделенных при объективной классификации типов озер, достаточно реалистично описывают все природное разнообразие поступления солнечной энергии и ее перераспределение при энергообмене и фазовых превращениях влаги. Таким образом, предлагаемая классификация не противоречит существующим представлениям и типизациям природных зон, климатов, гидрологического режима, ландшафтов, растительного и почвенного покрова [1—3, 8, 14].

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Методы классификации по массоэнергообмену озер и их водосборов, по-видимому, можно рассматривать как весьма эффективное средство параметризации и типизации наиболее важных процессов, определяющих существование, эволюцию и пространственную изменчивость озер.

2. Классификация озер по массоэнергообмену отражает в первую очередь пространственную (широтную, высотную и секториальную) дифференциацию процессов массоэнергообмена в системе озеро—водосбор.

3. Несовершенство рассмотренной классификации определяется ограниченностью использованной информации, отражающей в лучшем случае лишь средние многолетние условия массоэнергообмена озер и их водосборов. В связи с этим необходимо ее уточнение, детализация и совершенствование предлагаемых подходов количественного описания и типизации массоэнергообмена как показателя состояния водоемов, кроме того, представляется естественным развитие следующих направлений: а) переход к параметрам, учитывающим нестационарность, временным рядам параметров и методам их спектрального представления; б) введение в исходную матрицу признаков состояния (см. табл. 2.3) показателей гидробиологических и гидрохимических особенностей водоемов в естественных условиях и при антропогенном изменении различного масштаба (локального, регионального и глобального), приводящим к изменению количества осадков, теплового режима, стока, уровней поступления биогенов, тяжелых металлов и др.

2.3.6. Параметры энергообмена озер и их пространственная изменчивость

Анализ параметров массоэнергообмена (см. табл. 2.3) и некоторых морфометрических характеристик озер и их водосборов позволяет выявить общность и различия наиболее крупных озер мира, расположенных на территории от 73° с. ш. (оз. Таймыр) до 39° ю. ш. (оз. Таупо) на высотах от минус 400 м (Мертвое море)

до примерно 4000 м (оз. Титикака) относительно уровня моря. Средние глубины больших озер составляют от 2 м (оз. Чаны) до 730 м (оз. Байкал), примерно 40 % общего числа крупных озер мира имеют средние глубины более 30 м, около 20 % — более 100 м и около 10 % — более 200 м. Площади водного зеркала рассматриваемых внутриконтинентальных водоемов мира варьируют от 540 км² (Боденское оз.) до 374 тыс. км² (Каспийское море). Размах колебаний средней годовой температуры воздуха составляет около 40 °С (от —16 °С на оз. Таймыр до +25 °С на оз. Чад и Маракайбо), осадков — около 2000 мм (от 10 мм на оз. Лобнор до 1888 мм на оз. Таупо), т. е. в пределах трех порядков, испарение с поверхности водоемов различается также на порядок (от 0,15 м на оз. Таймыр до 2,6 м и более на оз. Рудольфа). Почти у 70 % крупных водоемов испарение превышает осадки. Из этого следует, что важнейшим условием их существования в стационарном режиме можно считать поступление воды за счет поверхностного или грунтового стока. Примерно для четвертой части озер мира поступление влаги с осадками превышает затраты воды на испарение. Для этих озер характерен отток воды и повышенная проточность. Такие озера встречаются почти в любой природной зоне (см. табл. 2.3). В тропических и субтропических широтах испарение превышает осадки в 2 раза (в отдельных случаях в 8 раз).

По стоку крупные озера мира разделяются на следующие группы:

- 1) бессточные (36 %);
- 2) озера слабого стока (15 %) — сток составляет до 25 % расходной части водного баланса;
- 3) озера значительного стока (13 %) — сток составляет 25—50 % расходной части водного баланса;
- 4) озера—увлажнители окружающих территорий (10 %) — сток составляет 50—75 % расходной части водного баланса;
- 5) озера-доноры (25 %) — сток составляет 75 % и более расходной части водного баланса (озера отличаются большой проточностью и большим водообменом, представляющим значительный ресурс для увлажнения окружающих территорий).

Для каждой группы озер оценены показатели массоэнергo-обмена, характеризующие средние многолетние условия: радиационный индекс сухости R/Lx ; доля притока за счет речного стока в приходной части водного баланса $y_{\text{пр}}/\Sigma(y_{\text{пр}}+x)$, где $y_{\text{пр}}$ — приток в водоем; доля количества выпадающих осадков в потенциально возможном испарении $x/E_{\text{макс}}$; отношение видимого испарения к расходной части водного баланса $E - x/\Sigma(E + y_{\text{от}})$, где $y_{\text{от}}$ — отток из водоема; отношение затрат тепла на испарение LE к суммарной радиации Q ; доля радиационного баланса водоема R в суммарной радиации Q . Более трети озер мира (36 %) не имеют стока, для них характерен относительно большой приток, определяющий почти 80 % приходной части водного баланса, что и обуславливает возможность их многолетнего

существования. Изменения параметров массоэнергообмена в соответствии с долей стока в расходной части водного баланса представлены графически для озер СССР (рис. 2.17) и для всех озер мира (рис. 2.18).

Выявление связи между параметрами массоэнергообмена для средних многолетних условий представляет не только чисто позна-

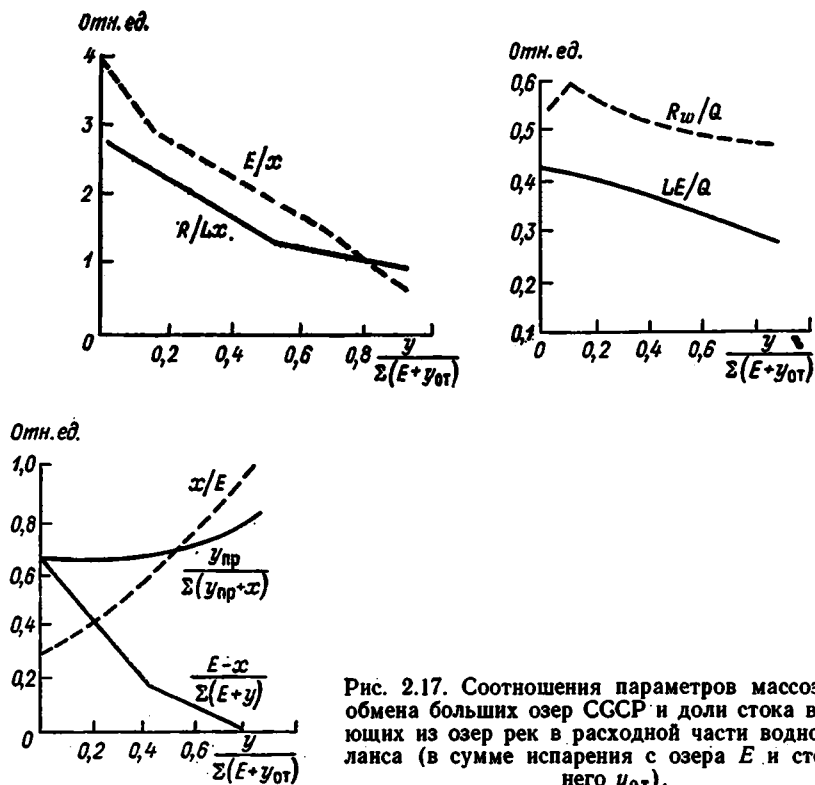


Рис. 2.17. Соотношения параметров массоэнергообмена больших озер СССР и доли стока вытекающих из озер рек в расходной части водного баланса (в сумме испарения с озера E и стока из него $y_{от}$).

вательный интерес. В общем характер выявленной связи следует из совместного решения уравнений водного и теплового балансов, достаточно хорошо известных из работ М. И. Будыко и др. [5, 14, 33, 41, 52, 57, 65]. На основании оценок вероятных изменений радиационного баланса под влиянием мезо- или макромасштабных процессов, можно оценивать обусловленные ими преобразования структуры водного баланса с учетом роли озер как доноров влаги для окружающих их территорий, доли оттока воды в расходной части водного баланса. Оценки возможных изменений количества осадков и радиационного баланса, выполненные на основе различных сценариев естественного и антропогенного изменения климата, также могут быть использованы для решения такой задачи.

Соотношения, представленные графически на рис. 2.17 и 2.18, определяют условия бессточности озер прошлого: для бессточности озер СССР необходимо, чтобы остаточная радиация R примерно в 3 раза превышала количество энергии, необходимой для испарения осадков Lx , а испарение E (мм) в 4 раза превышало количество осадков x ; в связи с этим для озер всего мира R и E

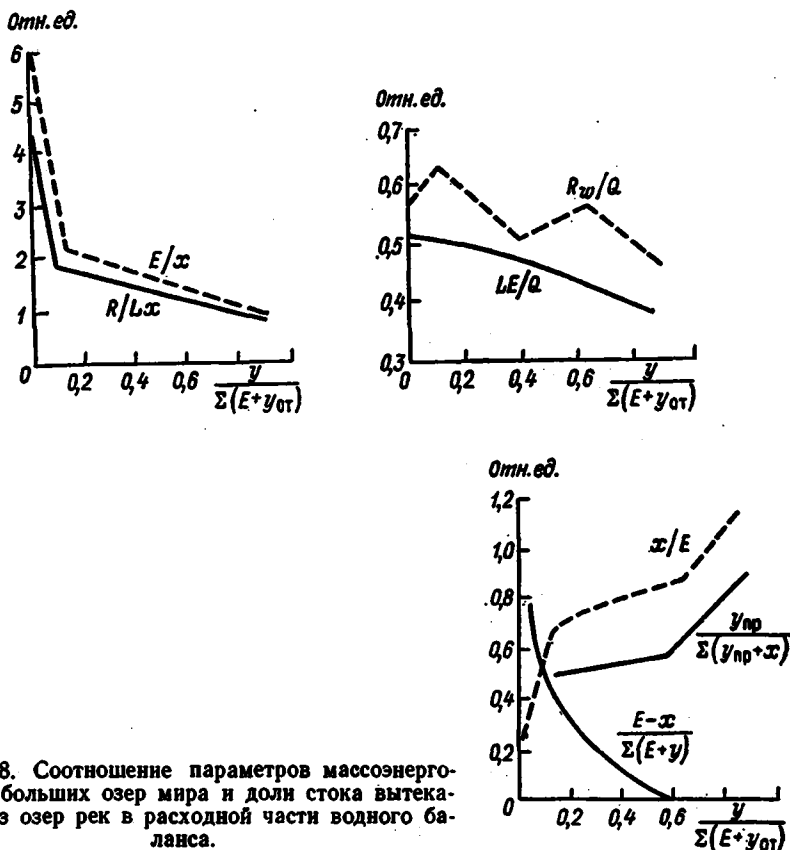


Рис. 2.18. Соотношение параметров массоэнергообмена больших озер мира и доли стока вытекающих из озер рек в расходной части водного баланса.

соответственно более чем в 4 и 6 раз должны превышать количество осадков (см. рис. 2.17, 2.18). Обязательным условием того, чтобы большая часть расходной части водного баланса была обусловлена оттоком водной массы из озер, можно считать $R/Lx \leq 1$, $E/x \leq 1$, когда более 50 % расходной части водного баланса (в пределе — 90 %) определяется стоком воды из озера.

Суммарная радиация определяет основной энергетический ресурс абиотических и отчасти биотических процессов, протекающих в озерах мира. Количеством суммарной радиации Q как функции широты, определяющей продолжительность солнечного сияния и максимальную высоту Солнца $h_{0 \text{ макс}}$, обуславливается

в основном зональность процессов в озерах. Реальная облачность, имеющая черты как зональности, так и аazonальности и зависящая от рельефа, расстояния от моря и других местных условий, влияет на количество суммарной радиации Q , поступающей к деятельным поверхностям водоемов.

Выявленные соотношения между суммарной радиацией Q , остаточной радиацией R_w , расходуемой на энергетические процессы в озерах (радиационный баланс), и затратами тепла на испарение LE (см. рис. 2.17, 2.18) показывают, что имеет место почти линейное убывание LE/Q (и убывание с рядом особенностей R_w/Q) по мере возрастания доли стока y в расходной части уравнения водного баланса. На испарение с поверхности воды затрачивается 30—40 % суммарной радиации для водоемов СССР и 30—50 % — для водоемов мира.

Влияние компенсационных факторов, связанных с широтой (разная продолжительность светлого времени суток, в полярных широтах круглосуточное солнечное сияние в период прогрева водоемов), определяет малое изменение радиационного баланса озер с изменением широты и отражает в первую очередь зональные изменения стока из водоемов. В среднем для озер СССР около 50 % (в засушливых районах до 60 %), а для всех водоемов земного шара 50—60 % годовой суммарной радиации затрачивается на основные процессы, протекающие в озерах — нагревание, испарение, турбулентный обмен теплом и влагой. Этот результат на первый взгляд является несколько неожиданным, если учесть, что коротковолновая радиация наиболее эффективно усваивается озерами по сравнению с другими типами деятельных поверхностей. В самом деле, в период открытой воды усваивается от 70 до 90 % поступающей радиации. Однако различия в усвоении энергии в период открытой воды и ледостава у замерзающих озер проявляются в увеличении «эффективного» альбедо водоемов. Значительная часть поглощенной энергии расходуется на прогревание верхнего активного слоя воды и длинноволновое излучение, резко возрастающее в условиях бессточных озер. Все это отражается изломом кривых E/x на рис. 2.17, 2.18 в диапазоне значений $y/\Sigma (E_w + y_{от})$, меньших 20 %. Таким образом, от 40 до 50 % потока суммарной радиации в среднем за год не усваивается водоемами и затрачивается на длинноволновый обмен, отражение и др. Доля этих потерь имеет тенденцию к возрастанию по мере перехода от озер с бессточным режимом к озерам с избыточно сточным режимом.

Эффективное испарение, оцениваемое как разность между испарением E_w с озера и осадками x_w на зеркало водоема (см. рис. 2.17, 2.18), изменяется по гиперболическому закону. Для озер засушливых областей мира малым изменениям стока воды из водоема (величины $y/\Sigma (E + y_{от})$) соответствуют существенно большие изменения вклада эффективного испарения в расходную часть водного баланса, чем для озер зон достаточного и избыточного увлажнения (правые части кривых $(E - x)/\Sigma (E + y_{от})$ на

рис. 2.17, 2.18), в чем и проявляется суть гиперболического закона изменения доли видимого испарения в расходной части водного баланса. Нелинейность $(E - x)/\Sigma(E_w + y_{от})$ обусловлена более быстрым изменением радиационного индекса сухости R/Lx и коэффициента сухости E/x для озер зоны недостаточного и резко недостаточного увлажнения (левая часть кривых R/Lx и E/x на рис. 2.17, 2.18).

Таким образом, по полученным соотношениям (см. рис. 2.17, 2.18), задавая изменение коэффициента R/Lx или E/x , можно оценивать значения $y/\Sigma(E + y_{от})$, а по ним судить о значениях видимого испарения и их соотношениях с расходной частью водного баланса озер в прошлом и будущем.

2.3.7. Структура теплового и водного балансов озер и возможности ее параметризации

Наиболее общие черты структуры теплового и водного балансов больших озер мира можно в первом приближении охарактеризовать на основе анализа обобщенных данных по континентам (табл. 2.10). Приходная часть водного баланса озер Европы и Азии более чем на 2/3 обеспечивается стоком, тогда как с осадками поступает менее 20 % массы воды. В Европе повышенный приток к озерам отражает преобладание гумидных условий, а в Азии — он обусловлен усилением осадков в горных районах. В Африке более половины (66 %), а в Северной Америке почти половину (45 %) воды, поступающей в большие озера, дают осадки. В Африке это связано с усилением осадков в зоне внутритропической конвергенции и с орографическими эффектами, в Северной Америке — с гумидностью климата в бассейнах Великих озер.

Приходная часть уравнения (см. табл. 2.10) водного баланса (435 км^3) больших озер Северной Америки в 2—3 раза больше, чем у озер Европы, Азии и Африки. Это связано, очевидно, с тем, что в Северной Америке наиболее благоприятны условия для

Таблица 2.10
Составляющие водного баланса больших озер различных континентов

Континент	Приход, км ³			Расход, км ³		
	приток	осадки	Σ	сток	испарение	Σ
Северная Америка	241 (55)	194 (45)	435	273 (62)	167 (38)	440
Европа	103 (82)	23 (18)	126	108 (86)	18 (14)	126
Азия	140 (82)	30 (18)	170	66 (39)	104 (61)	170
Африка	53 (34)	104 (66)	157	26 (17)	127 (83)	153
Всего	537 (60)	351 (40)	888	473 (52)	416 (48)	889

Примечание. В скобках — доля в процентах.

поступления влаги как с осадками, так и со стоком. Расход воды за счет стока (см. табл. 2.10) наибольшее значение имеет в Европе и Северной Америке (273 км^3), наименьшее — в Африке, где на сток приходится менее 20 % поступающей в озера воды. Малые потери влаги за счет стока из озер Африки обусловлены особенностями морфометрии тектонических котловин крупных озер. В расходной части водного баланса больших озер Африки и Азии наиболее значимо испарение (83 и 61 % соответственно), что может быть объяснено климатическими условиями.

Таким образом, в водном балансе крупных озер мира более половины прихода и расхода массы воды определяется стоком, а общая масса воды, ежегодно участвующей в водообмене, достигает примерно 900 км^3 .

Соотношения составляющих водного баланса крупных озер зависят от их географического положения. В приходной части баланса с севера на юг убывает доля поверхностного стока, а в расходной части возрастает удельный вес испарения. Это объясняется тем, что по мере продвижения на юг увеличивается доля бессточных озер, у которых в качестве единственной расходной статьи баланса выступает испарение. Для проточных озер, где независимо от географического положения удельный вес составляющих водного баланса изменяется в относительно широких пределах, соотношения этих составляющих существенно иные, и в первую очередь они зависят от проточности водоемов. Так, у оз. Верхнего (Великие американские озера), где отношение площади зеркала к площади водосбора равно $K_{ув} = F/S = 1,6$, поверхностный приток составляет только 43 % водного баланса, а у оз. Онтарио из этой же группы озер он достигает 92 %, что обусловлено возрастанием коэффициента $K_{ув}$ до 26. Аналогичная картина наблюдается и на крупных озерах Европы и Африки. Так, с увеличением коэффициента $K_{ув}$ доля стока возрастает для проточных озер, что обусловлено уменьшением удельного веса испарения в расходной части баланса. Эта закономерность может быть прослежена повсеместно, независимо от географического положения водоема, как на северных, так и на южных озерах.

Для бессточных озер коэффициент $K_{ув}$ не влияет на соотношение составляющих водного баланса и в качестве определяющего фактора здесь выступает географическое положение водоема и его водосборного бассейна. В этом смысле состояние некоторых крупных озер, расположенных в аридной зоне, определяется аazonальными факторами. В самом деле, уровень режим таких внутриконтинентальных водоемов, как Арал и Каспий, в первую очередь зависит не от увлажнения (осадки, испарение, уровень грунтовых вод) акватории, а от процессов, определяющих климат и увлажнение водосборного бассейна Волги, расположенного в различных ландшафтных зонах. Так, при $K_{ув} = 10$ поверхностный приток ($y_{пр}$) для оз. Чаны (Западная Сибирь) составляет только 42 % приходной части водного баланса, а для Аральского моря, где $K_{ув} = 2,9$, он равен 86 %. Для водоемов

типа Аральского моря наиболее значимым фактором, определяющим структуру водного баланса, можно считать расположение зоны формирования стока в области орографически усиленных осадков. Это превращает в аazonальную «избыточно увлажненную» область акватории Арала и его побережья (при их естественном режиме¹), в то время как на оз. Чаны поверхностный приток формируется относительно слабым местным стоком. Слабый местный сток и определяет то, что в приходной части уравнения водного баланса приток воды имеет меньший удельный вес, чем осадки.

Особенностями сезонных потерь тепла на испарение и турбулентный обмен поверхности озер с атмосферой за многолетний период посвящена работа А. Ф. Изотовой [35]. Этот вопрос можно рассмотреть на примере относительно хорошо изученного в этом отношении Онежского озера [5, 59, 60, 67, 72].

Был предложен и проверен метод [35] оценки отклонений затрат тепла на испарение LE и суммарный турбулентный тепло- и влагообмен $P + LE$ от многолетних средних для ряда озер. В результате анализа полученных данных были выявлены экстремальные значения этих затрат ($P + LE$) за различные интервалы времени (месяцы, сезоны, годы, периоды в несколько лет и т. д.). В ряде случаев для изучения процессов, характерных для отдельных интервалов, целесообразно использовать прием согласования характеристик составляющих теплового и водного баланса с особенностями макроциркуляционных условий, оцениваемых по каталогам Б. Л. Дзержеевского или А. А. Гирса. Такой прием неточен, так как границы областей с однородными метеорологическими условиями при основных типах макроциркуляционных процессов не всегда четки, и могут меняться во времени и пространстве, однако в качестве первого приближения он заслуживает внимания.

В работе [35] установлено, что наибольшие потери тепла за счет турбулентного тепло- и влагообмена $P + LE$ с озер характерны для относительно теплых или очень теплых зим. На Онежском озере такими были зимы 1894-95, 1925-26, 1930-31, 1944-45, 1975-76 гг., наибольшие значения $P + LE$ за весь период приборных наблюдений на Онежском озере отмечались зимой 1925-26 гг. Минимальными потерями тепла за счет турбулентного тепло- и влагообмена отличались аномально холодные зимы 1893-94, 1908-09, 1931-32, 1942-43 и 1956-57 гг. В эти зимы турбулентный поток тепла и влаги $P + LE$ не только не приводил к потерям тепла, но даже обуславливал его поступление к поверхности озера.

В весеннее время к поверхности крупных глубоких озер обычно поступает тепло в результате турбулентного тепло- и влагообмена. Он обуславливает приток энергии к поверхности озера и конденсацию водяных паров на его акватории, относи-

¹ В настоящее время этот механизм нарушен разбором воды на орошение.

тельно более холодной, чем трансформированный прогреванием воздух, натекающий на озеро. Наибольшее поступление тепла к поверхности озера характерно для теплых весен. Так, в 1894, 1921, 1937, 1948 и 1973 гг. преобладал приток тепла к поверхности Онежского озера в результате турбулентного тепловлагообмена. В относительно холодные весны направление турбулентного тепловлагообмена изменяется на противоположное. Так, в весны 1892, 1909, 1929, 1935, 1941, 1955 и 1974 гг. озеро теряло тепло в результате турбулентного тепловлагообмена.

Для условий зимы и весны с противоположными знаками турбулентного тепловлагообмена построены сборные барико-циркуляционные карты. Их анализ позволяет заключить, что процессы, обуславливающие перестройку потоков тепловлагообмена, согласуются с крупными преобразованиями барико-циркуляционных условий на обширных территориях первого естественного синоптического района — с усилением адвекции тепла и циклоничности при $\Delta(P + LE) \gg 0$ и выхолаживанием в антициклонах или усилением адвекции холода в холодное время года при $\Delta(P + LE) \ll 0$.

В аномальные по термическому режиму весенние сезоны потери тепла на испарение примерно равны приходу тепла в результате конденсации, что обусловлено увеличением повторяемости турбулентных потоков тепла и влаги, направленных сверху вниз.

Потери тепла, обусловленные турбулентным тепловлагообменом, в летнее время (июль—август) могут различаться в 4 раза. Это зависит не столько от термических условий, сколько от ветрового режима, а также от предшествующих условий (ярко проявляющихся марковских процессов первого и второго года). Летом наибольшие потери тепла $\Delta(P + LE) \gg 0$ турбулентным тепловлагообменом на Онежском озере имели место в 1894, 1917, 1935, 1945 и 1968 гг., а наименьшие $\Delta(P + LE) \ll 0$ — в 1899, 1914, 1933, 1941 и 1960 гг. Летом максимальные значения $P + LE$ наблюдались при преобладании адвекции тепла и прогревании в антициклонах, стационарирующих в Европе. В летние сезоны, когда потери тепла наименьшие ($P + LE \rightarrow \min$), преобладает адвекция холодного воздуха в тылу циклонов, стационарирующих на севере ЕЧС и Срединного региона, или адвекция холода на северной периферии циклонических образований с центром в районе Исландского минимума. В годы максимальных потерь тепла за счет турбулентного тепловлагообмена преобладают антициклоны в районе Исландии (с повторяемостью 70 %) и циклоны в районе Азорских островов (с повторяемостью около 70 %).

Осенью наибольшие потери тепла вследствие турбулентного тепловлагообмена наблюдались при аномально холодной погоде, наименьшие — при аномально теплой. Аномально холодные осенние периоды на Онежском озере — 1891, 1902, 1939, 1941, 1973 гг., аномально теплые — 1899, 1923, 1934, 1943, 1967 гг. Потери тепла в эти периоды различались в 2 раза. При аномально

больших потерях тепла $\Delta(P + LE) \ll 0$ на Онежском озере в северной половине Европы преобладает адвекция холодного воздуха по восточным перифериям антициклонов, распространяющихся на северную Атлантику, и заток холодного воздуха в тылах циклонов, развивающихся на юге ЕЧС и в северной половине Срединного региона. При аномально малых потерях тепла $\Delta(P + LE) \ll 0$ преобладает адвекция тепла по восточным перифериям циклонов, возникающих на севере Атлантики (с повторяемостью

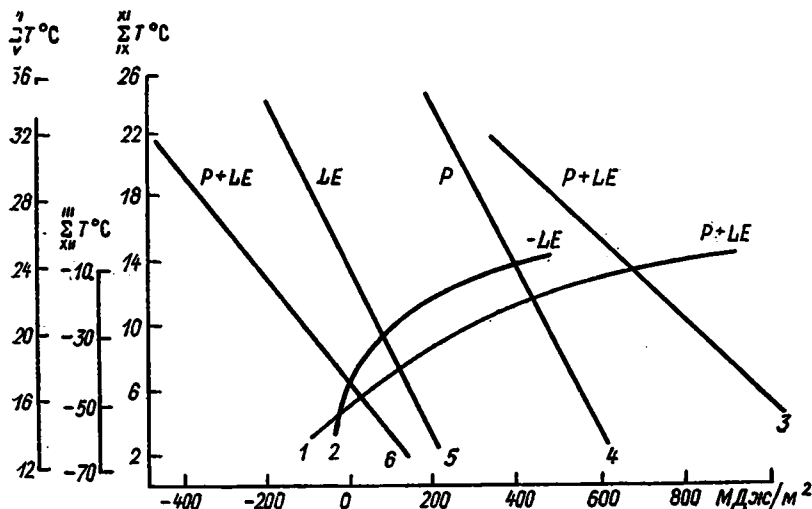


Рис. 2.19. Соотношение потоков тепла (P), (LE), ($P+LE$), обусловленных турбулентным тепло- и влагообменом в различные сезоны, и сумм температур воздуха на Онежском озере.

1, 2 — зима; 3, 4 — осень; 5, 6 — весна.

выше 90 %); она усиливается циркуляцией по западной периферии антициклонов, блокирующих передвижение циклонов с юга ЕЧС и Срединного региона.

Таким образом, наибольшие потери тепла в переходные сезоны года типичны для аномально холодных термических условий, наименьшие — для аномально теплых. Летом такие особенности менее выражены, причем для аномально холодных июля и августа характерны как самые большие, так и самые малые потери тепла за счет турбулентного тепловлагообмена. При этом затраты тепла на испарение различаются в 5 раз, а размах колебаний в июле—августе составляет примерно 130 Вт/м². Наибольшая изменчивость турбулентного тепловлагообмена отмечается в осенне-зимние сезоны, наименьшая — в весенне-летние.

Между потерями тепла турбулентным тепловлагообменом $P + LE$ и суммами температур $\sum t$ за сезон в первом приближении существует зависимость, согласно которой зимой при потеплении климата нелинейно возрастают затраты тепла на испарение и турбулентный тепловлагообмен (рис. 2.19), потепление

климата осенью и зимой приводит к противоположным эффектам. Летом зависимость между $P + LE$ и $\sum t$ выражена менее четко.

Потери тепла турбулентным тепловлагообменом за периоды выхолаживания могут быть приближенно оценены следующим образом: 92 (зима) — 50 (весна) + 42 (осень) = 84 Дж/см². В условиях похолодания климата и увеличения повторяемости наиболее холодных сезонов в период выхолаживания эти потери тепла для Онежского озера составят: 0 (зима) + 8 (весна) + + 109 (осень) = 117 Дж/см².

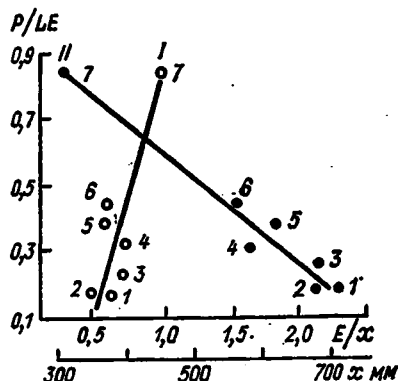


Рис. 2.20. Зависимость индекса Боуэна (P/LE) от коэффициента (E/x) сухоси (I/I) и от среднегодовых сумм (x) осадков (II/II) на больших озерах СССР.

1 — Ла́ча, Во́же, Кубе́нское; 2 — Бело́е; 3 — Ильмень; 4 — Чу́дское, Пско́вское; 5 — Оне́жское; 6 — Ладо́жское; 7 — Байна́л.

Таким образом, суммарные потери тепла за период выхолаживания при потеплении климата уменьшатся, причем это произойдет в основном вследствие уменьшения в 2,5 раза потерь тепла в осеннее время и изменения знака (направленности) турбулентных потоков тепла и влаги весной. В холодное время при потеплении климата интенсивность отдачи тепла $P + LE$, а следовательно, и отдачи тепла окружающим озеро территориям возрастет в десятки раз, т. е. при потеплении климата озеро будет выхолаживаться зимой в десятки раз больше, чем при похолодании. В целом за год его выхолаживание менее значительно, что обусловлено изменением знака турбулентного тепловлагообмена в весеннее время и уменьшением выхолаживания осенью при потеплении климата.

Индекс Боуэна P/LE , рассматриваемый как мера тепловой трансформации воздуха над водоемом, и коэффициент E/x связаны в первом приближении соотношением, согласно которому индекс Боуэна возрастает почти на порядок (в 9 раз) при росте E/x в 2 раза (от 0,5 до 1), что соответствует убыванию количества осадков более чем в 2 раза (рис. 2.20).

В годовом ходе для озер умеренной зоны (Ладожского, Кубенского) отношение E/x плавно меняется. Максимум наблюдается в период с мая по август и не превосходит единицы. Для озер, расположенных южнее (оз. Чаны), максимальные значения E/x характерны для конца весны, причем с весны до начала

осени (сентябрь) на них E более чем в 2 раза превышает x . У озер зон периодически недостаточного и недостаточного увлажнения в течение всего года $E/x > 1$, причем наибольшие значения E/x характерны для периода с мая по октябрь. Так, на Аральском море в это время испарение в десятки раз (более чем в 40 раз) превышает количество осадков, на оз. Балхаш — в 2—6 раз.

Совершенно необычен годовой ход отношения E/x на оз. Байкал, где в период с января по сентябрь испарение не превышает количество осадков ($E/x \leq 1$), а в холодное время года (с октября по декабрь) превышает в 2—4 раза ($E/x \geq 2$).

Рассмотрим структуру и соотношения составляющих теплового баланса больших и малых озер СССР, используя результаты, полученные А. Ф. Изотовой [35].

В диапазоне средних глубин озер $z_{\text{ср}}$, варьирующих в пределах трех порядков, величины P , LE , P/LE , $P + LE$, $B = R(P + LE)$, $E/B_{\text{к}}$, $B/B_{\text{к}}$, $(P + LE)/Q$ согласуются (рис. 2.20, 2.21) с логарифмом средней глубины $\lg z_{\text{ср}}$. Это можно объяснить тем, что средняя глубина отражает объем водной массы озер, участвующей в массоэнергообмене, а нелинейное возрастание энтальпии по мере увеличения средней глубины проявляется в нелинейности связи глубины $z_{\text{ср}}$ и компонентов теплового баланса. Другими словами, малые озера с глубинами 10 м более значимо и быстро реагируют на изменения массоэнергообмена преобразованием своей «тепловой памяти», т. е. возможности накопления, которая может быть оценена средней глубиной. У озер с относительно большими средними глубинами при возрастании глубины на порядок вышеуказанные компоненты теплового баланса растут, как у мелководных озер. Связи, подобные представленным на рис. 2.21, могут быть использованы для оценки возможных изменений составляющих теплового баланса и их соотношений при регулировании уровня. Для больших озер с глубинами более 10 м значительные преобразования уровня не приводят к существенным изменениям компонентов теплового баланса. Таким образом, можно считать, что их массоэнергообмен отличается большой устойчивостью по сравнению с массоэнергообменом мелководных и малых озер (с глубинами менее 10 м).

В среднем за год затраты тепла на испарение LE (см. рис. 2.21) у мелких озер в 6 раз, у глубоких примерно в 1,5 раза превышают поток тепла, связанный с турбулентным теплообменом.

Индекс Боуэна P/LE возрастает пропорционально логарифму средней глубины и изменяется от 0,1—0,2 у мелких озер до 0,7—0,8 у глубоких. Таким образом, по мере возрастания глубины озера значение турбулентного теплообмена P возрастает по отношению к затратам тепла на испарение LE , причем этот рост пропорционален логарифму средней глубины $\lg z_{\text{ср}}$ (см. рис. 2.21).

В сезонном ходе у глубоких озер значения величины $P + LE$ максимальны в холодное время года, тогда как у мелких озер

основной вклад в суммарные потери $P + LE$ дает период открытой воды, а в холодное время года лишь треть годовых суммарных потерь приходится на турбулентный теплообмен (см. рис. 2.21).

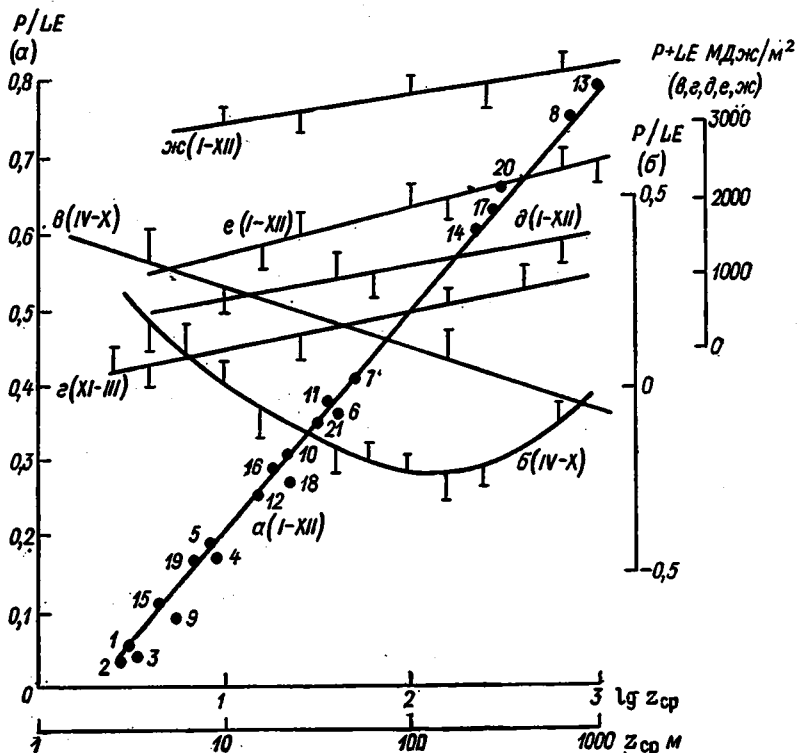


Рис. 2.21. Зависимость индекса Боуэна (P_w/LE_w) и потока тепла ($P_w + LE_w$), обусловленного турбулентным тепло- и влагообменом, от средней глубины озер.

$\alpha, \beta, \gamma, \delta, \varepsilon$ — для 21 водоема: 1 — Лача, 2 — Воже, 3 — Кубенское, 4 — Ильмень, 5 — Чудское, Псковское, 6 — Онежское, 7 — Ладожское, 8 — Байкал, 9 — Белое, 10 — Аральское море, 11 — Севан, 12 — Азовское море, 13 — Черное море, 14 — Каспийское море, 15 — Чаны, 16 — Балаш, 17 — Иссык-Куль, 18 — Имандра, 19 — Таймыр, 20 — Телецкое, 21 — Алаколь; δ — для озер Ладожского, Онежского, Байкала; ε — для всех водоемов, показанных на « α », кроме морей Аральского и Каспийского, озера Севан, Ладожского, Онежского, Байкала; ж — Аральское, Каспийское моря, оз. Севан.

Суммарные потери $P + LE$ для каждого сезона тем больше, чем теплее сезон (рис. 2.22), причем наиболее четко зависимость от теплообеспеченности выражена у глубоких озер; изменения $P + LE$ из года в год относительно слабо зависят от термических условий зимы. В пределах одного крупного водоема (рис. 2.23), например Ладожского озера, во все сезоны чем больше теплообеспеченность, тем больше потери тепла за счет турбулентного тепловлагообмена $P + LE$. Таким образом, потепление климата

обусловит возрастание потерь тепла путем турбулентного теплообмена. В холодное время года эта зависимость выражена наиболее четко.

Между LE и $P + LE$, с одной стороны, радиационным балансом и поглощенной коротковолновой радиацией B_k , с другой, существует взаимно-однозначное соответствие, которое проявляется для всех крупных озер СССР (рис. 2.24). Рост радиационных ресурсов определяет увеличение массоэнергообмена LE и $P +$

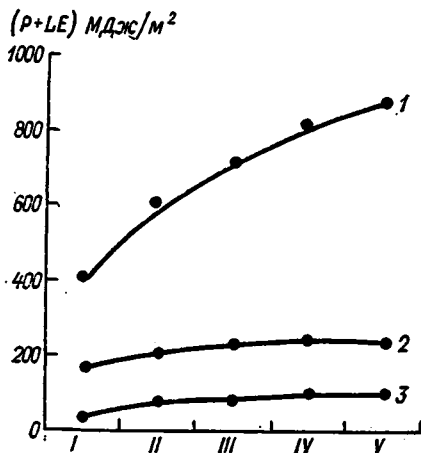


Рис. 2.22. Зависимость суммарного потока тепла ($P + LE$), обусловленного турбулентным тепло- и влагообменом, от характера термического режима за сентябрь—декабрь.

I — очень холодный, II — холодный, III — средний, IV — теплый, V — очень теплый; 1 — Онежское, 2 — Ильмень, 3 — Кубенское.

+ LE . Как между $P + LE$ и $\lg z_{ср}$, так и между R и $\lg z_{ср}$ существует четкая связь. Таким образом, повышение радиационных ресурсов при потеплении климата увеличит $P + LE$. Поскольку связи между главными компонентами теплового баланса друг с другом и с $\lg z_{ср}$ установлены, то на основании прогноза тепловых ресурсов, знания морфометрии и теплообеспеченности озер можно судить об их энергетике в различные временные интервалы прошлого и будущего.

Разность между остаточной радиацией P и потерями (приходом) тепла от турбулентного тепло- и влагообмена $P + LE$:

$$\Delta B = R - (P + LE)$$

количественно оценивает энергию, затрачиваемую на прогревание (охлаждение) водоема. Величина ΔB в летнее время (в период открытой воды) возрастает примерно в 7 раз при росте средних глубин озер $z_{ср}$ более чем в 300 раз (рис. 2.25). В среднем за год отношения B_k/Q , E^*/Q , $(P + LE)/Q$, по данным для озер СССР, довольно устойчивы и мало зависят от глубины. Так, на всех озерах поглощенная радиация составляет более 0,8 поступающей суммарной радиации, эффективное излучение «забирает» до 0,5 суммарной радиации (рис. 2.26), а на турбулентный тепловлагообмен $P + LE$ расходуется до 0,4 поступающей

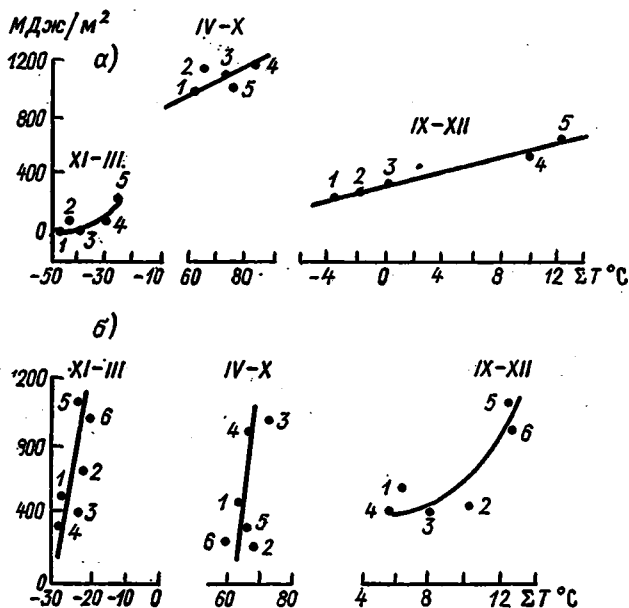


Рис. 2.23. Зависимость затрат тепла на турбулентный теплообмен ($P+LE$) за отдельные сезоны от месячных сумм температуры воздуха.

а — для озер СССР: 1 — Ла́ча, 2 — Во́же, 3 — Кубенское, 4 — Ильмень, 5 — Чудское, Псковское; б — для различных районов Ладожского озера: 1 — северный, 2 — западный, 3 — южный, 4 — восточный, 5 — южная часть центрального района, 6 — северная часть центрального района.

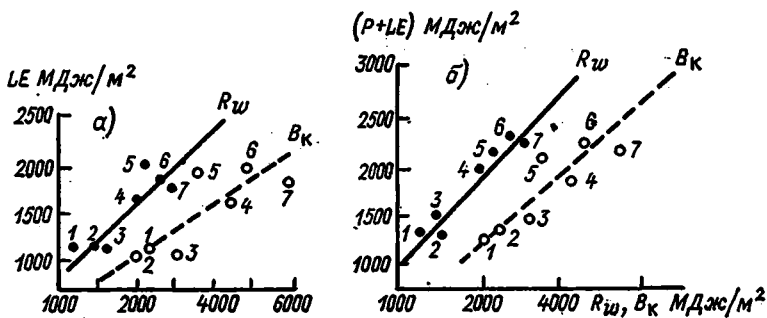


Рис. 2.24. Зависимость затрат тепла на испарение (а), суммарного теплообмена (б) от радиационного баланса и поглощенной коротковолновой радиации, по средним многолетним данным.

1 — Онежское, 2 — Ладожское, 3 — Байкал, 4 — Мендота, 5 — Каспийское, 6 — Аральское, 7 — Севан.

суммарной радиации, причем существует тенденция некоторого возрастания $P + LE$ пропорционально $\lg z_{\text{ср}}$.

За период открытой воды поглощенная коротковолновая радиация составляет примерно 0,9, а радиационный баланс около 0,6 суммарной радиации. Отношение $(P + LE)/Q$ имеет тенден-

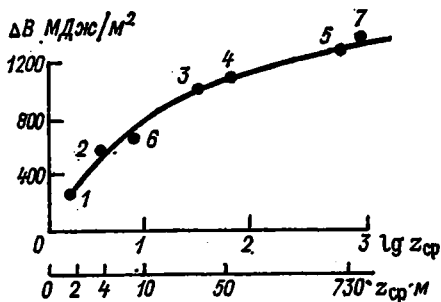
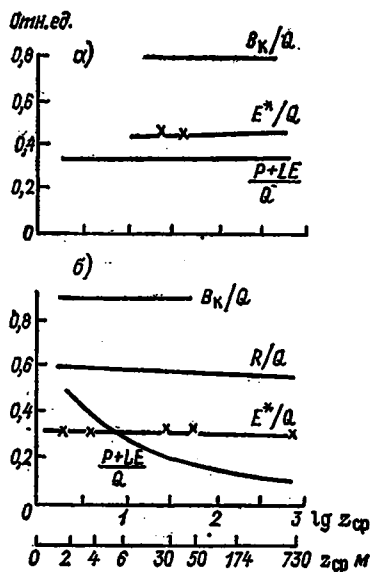


Рис. 2.25. Зависимость результирующего теплового потока ($\Delta B = R_w - (P_w + LE_w)$) за май—октябрь от средней глубины озер.

1 — Лача, Воже, Кубенское; 2 — Белое; 3 — Онежское, 4 — Ладожское; 5 — Байкал; 6 — Азовское, 7 — Черное море.

Рис. 2.26. Зависимость составляющих радиационного и теплового баланса, B_k , E^* , $(P + LE)$, R_w , нормированных на суммарную радиацию Q , от средней глубины озер СССР в периоды с января по декабрь (а) и с мая по октябрь (б).



цию несколько убывать по мере возрастания глубины водоема (см. рис. 2.26), что объясняется уменьшением облачности над большими водоемами, а следовательно, увеличением количества суммарной радиации над ними; на малых и мелководных озерах эта тенденция не обнаруживается. Эффективное излучение E^* составляет примерно одну треть от суммарной радиации Q , а отношение E^*/Q имеет тенденцию к убыванию по мере роста глубины, что связано как с уменьшением E^* , так и с ростом Q над большими водоемами.

За период открытой воды отношение $(P + LE)/Q$ нелинейно убывает пропорционально $\lg z_{\text{ср}}$ от 0,5—0,6 до 0,1—0,2 (см. рис. 2.26), что может быть объяснено относительно малой изменчивостью величины $P + LE$ на больших озерах с большими глубинами в период открытой воды (май—октябрь) и тем, что в это время $P + LE$ на мелководных озерах примерно в 2—3 раза

больше, чем на глубоких. Кроме того, как уже отмечалось, на больших глубоководных озерах в период открытой воды суммарная радиация имеет тенденцию возрастать под влиянием эффекта уменьшения облачности вследствие ослабления термической конвекции в это время над более холодными водоемами. Этим определяется, что отношение $(P + LE)/Q$ нелинейно убывает примерно в 3 раза при переходе от мелководных к самым глубоководным озерам СССР.

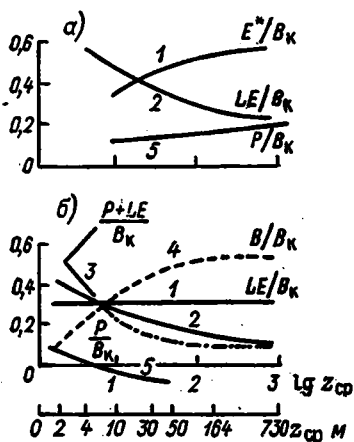


Рис. 2.27. Зависимость от средней глубины озер СССР составляющих теплового баланса E^* , P , $(P + LE)$, LE , нормированных на поглощенную коротковолновую радиацию B_k в периоды с мая по октябрь (а) и с января по декабрь (б).

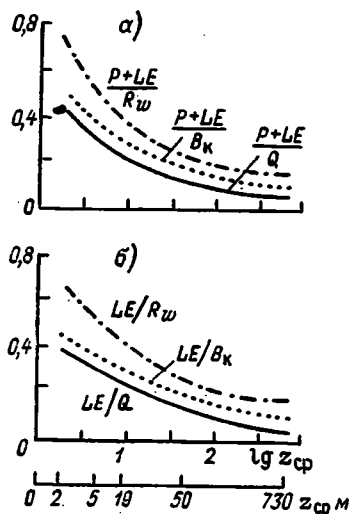


Рис. 2.28. Зависимость составляющих теплового баланса $P + LE$ и LE , нормированных на радиационный баланс и его компоненты (R_w , B_k , Q), от средней глубины озер СССР в период с мая по октябрь.

Отношения LE/B_k , $(P + LE)/B_k$, $(P + LE)/R$, $(P + LE)/Q$, LE/R , LE/B_k , LE/Q нелинейно убывают с ростом $\lg z_{cp}$, причем более быстро на относительно мелководных озерах (рис. 2.27, 2.28). При изменении глубины на 2—4 порядка эти отношения уменьшаются в 2—3 раза. Причины такой закономерности связаны с отмеченным для периода открытой воды превышением $P + LE$ у мелководных озер по сравнению с глубоководными, а также с увеличением радиационных ресурсов по мере роста размера озера.

В пределах одного крупного водоема имеют место существенные вариации параметров массоэнергообмена (рис. 2.29). Турбулентный тепловлагообмен в сравнении с другими компонентами теплового баланса отличается наибольшей пространственно-временной изменчивостью. Так, например, в Ладожском озере в пе-

риод открытой воды (май—октябрь) отношение $(P + LE)/Q$ варьирует в пределах 400 %, причем в глубоководных районах его значение наименьшее, тогда как в мелководных районах за счет турбулентного теплообмена может расходоваться до 40 % поступающей радиационной энергии. В среднем примерно от трети до половины поступающей за год радиационной энергии расходуется путем турбулентного теплообмена. Таким образом, в пределах одного крупного и глубокого водоема различия мезомасштабного порядка (от района к району) не уступают различиям макромасштабного порядка — от озера к озеру [35].

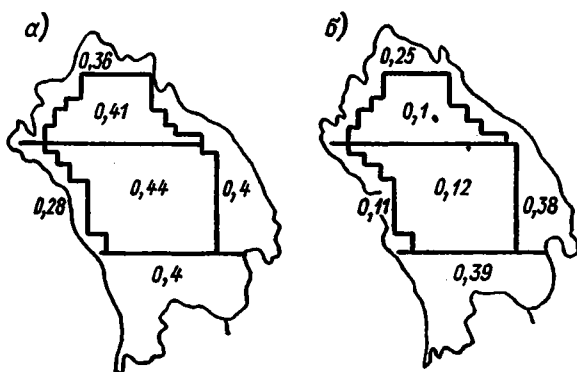


Рис. 2.29. Распределение отношения $(P + LE)/Q$ за год (а) и с мая по октябрь (б) на Ладожском озере.

Глубина озера может рассматриваться как фактор азональный, а затраты тепла на турбулентный теплообмен, линейно связанные с радиационным балансом и поглощенной коротковолновой радиацией, имеют черты зональности. Оценку влияния зональных и азональных факторов можно провести на основании использования рассмотренных отношений, например, путем приведения всех озер к одной глубине, а затем их сравнения между собой, выявления эффектов зонального плана — изменения радиационных и тепловых ресурсов, с которыми достаточно тесно связаны потери тепла на турбулентный и теплообмен на больших озерах.

Подводя итоги, можно отметить следующее:

1) между целым рядом параметров массоэнергообмена и глубиной выявлены взаимно-однозначные соответствия, согласно которым изменению средней глубины соответствует нелинейное изменение таких параметров состояния массоэнергообмена озер, как индекс Боуэна, значения скрытых и явных потоков тепла, результирующего потока энергии, определяющего накопление или потерю тепла в слое перемешивания, а также некоторых структурных показателей радиационного и теплового балансов озер: LE/B_k , E^*/B_k , P/B_k , $(P + LE)/B_k$, LE/R , LE/Q ;

2) между теплообеспеченностью, радиационными ресурсами и рядом параметров тепловлагообмена существует тесная связь, которую можно использовать для прогноза, интерполяции и экстраполяции, оценки возможных изменений структуры теплового баланса при уровне регулирования водоемов;

3) малые и большие, мелкие и глубокие озера выделяются как принципиально различные классы по характеру изменения взаимно-однозначных соответствий между параметрами массоэнергообмена.

Глава 3. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ КОМПОНЕНТОВ РАДИАЦИОННОГО, ТЕПЛОВОГО И ВОДНОГО БАЛАНСОВ ОЗЕР

3.1. Соотношения между компонентами массоэнергообмена

Для выявления физической сущности массоэнергообмена в системе озеро—атмосфера представляет интерес оценка диапазонов изменения в пространстве и времени основных компонентов радиационного и теплового баланса крупных озер мира [5, 7, 9—13, 15—20, 22—26, 29—41, 46, 47, 51, 58—60, 64—67, 70—72], отыскание возможностей согласования этих компонентов с составляющими водного баланса и дистанционной индикации составляющих массоэнергообмена. Параметризация компонентов массоэнергообмена и некоторых гидрометеорологических характеристик, связанных с ними, является одним из возможных методов оценки изменений глобального и регионального водообмена [39—41], рассмотрения внутриконтинентальных водоемов в качестве имитационных моделей океана [7, 43]. Не меньший интерес представляет оценка массоэнергообмена озер на основе информации, получаемой путем дистанционного зондирования с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ) и любых других летательных платформ (самолет, вертолет, уравновешенные шары, планеры, авиационные модели) или на основе использования дистанционных бесконтактных методов с судов, буксируемых или автономных платформ.

Между средним для водосборных бассейнов альбедо A и суммарной радиацией Q , которые могут оцениваться на основании дистанционных наблюдений, и явным потоком тепла в водосборном бассейне P для всего современного природного диапазона условий (см. гл. 2) существует нелинейная зависимость (рис. 3.1), согласно которой задание A и Q позволяет оценить P , возрастающий с ростом Q (с коэффициентом корреляции $r = 0,82$) почти на порядок — от озер высоких широт с $Q \leq 100$ Вт/м² до озер внутритропического пояса и пустынных областей с $Q \geq 200$ Вт/м². Влияние на P альбедо A значительно меньше, чем суммарной радиации Q ; существует тенденция роста P с увеличением A , причем она усиливается с уменьшением широты расположения водоема.

Явный поток тепла P (рис. 3.2), характерный для водосборов, находится в соответствии с альбедо озера A_w и по мере роста A_w уменьшается. Существенно, что радиационный индекс сухости $K = R/Lx$, изменяющийся в природном диапазоне водосборов современных озер в пределах 0,5—20,0, определяет вид нелинейной связи между A_w и P . У современных озер K и A_w находятся

в основном в следующих пределах: $0,5 \leq K \leq 5,0$ и $5 \% \leq A_w \leq 13 \%$. Реализация возможности задания A_w и R/Lx на основе дистанционных наблюдений позволит оценивать потери энергии явным теплообменом P на водосборах внутриконтинентальных водоемов с коэффициентом корреляции выше $r \approx 0,8$, причем P и A_w согласуются между собой с $r_{P,A_w} = -0,72 \pm 0,03$,

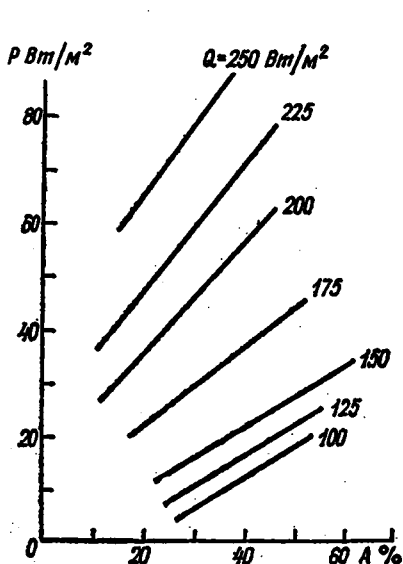


Рис. 3.1. Соотношение потоков явного тепла P и суммарной радиации Q с альбедо A .

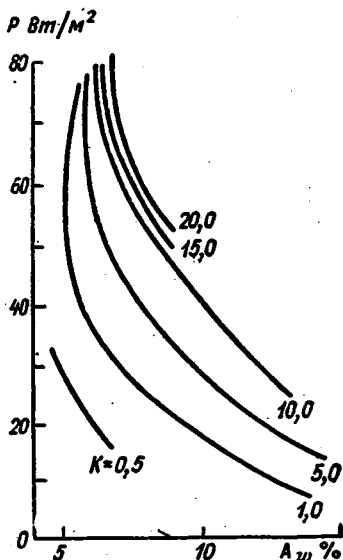


Рис. 3.2. Соотношение явного потока тепла P , радиационного индекса сухости K и альбедо A_w .

а P и P/Lx — с $r_{P,K} = 0,67 \pm 0,02$. Нелинейность связи $P = f(A_w, R/Lx)$ проявляется в изменении наклона кривых взаимно-однозначного соответствия, в котором уменьшение A_w определяет более значительный рост P при одном и том же значении R/Lx (см. рис. 3.2).

Если значение P можно оценивать по данным дистанционных наблюдений за теми или иными параметрами радиационного баланса (см. рис. 3.1, 3.2), то на основании выявленного соответствия между P и LE/R при заданных значениях Q можно определять затраты тепла на испарение в водосборном бассейне LE , а следовательно, значения испарения E по отношению к радиационному балансу R .

С ростом Q (рис. 3.3) при заданном значении P увеличивается LE/R , т. е. возрастают расходные составляющие уравнения водного баланса. В условиях современных водоемов затраты тепла на испарение LE , нормированные на радиационный баланс R , состав-

ляют 10—90 % R . При одних и тех же значениях Q с усилением аридности (уменьшением LE/R) нелинейно возрастают значения P (левая часть поля изолиний рис. 3.3).

Доля явного потока тепла P в радиационном балансе R водосборных территорий, находящаяся в пределах 10—80 %, может

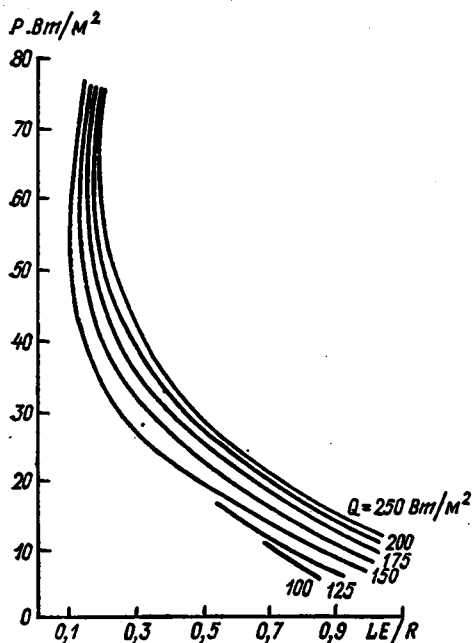


Рис. 3.3. Соотношение явного потока тепла P , отношения LE/R и суммарной радиации Q .

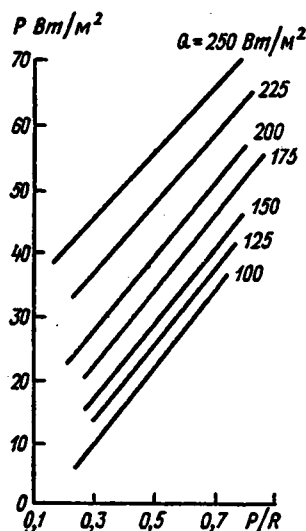


Рис. 3.4. Соотношение явного потока тепла P , отношения P/R и суммарной радиации Q .

быть однозначно определена при задании суммарной радиации Q , которая может быть оценена на основании дистанционных наблюдений (рис. 3.4). Коэффициенты корреляции между P и Q , P/R и P , P/R и Q статистически значимы на уровне выше 99 % и составляют:

$$r_{P,Q} = 0,82 \pm 0,01; \quad r_{P/R,P} = 0,81 \pm 0,02; \quad r_{P/R,Q} = 0,51 \pm 0,03.$$

Нелинейность связи $P = f(P/R, Q)$ проявляется на озерах, где $P/R > 0,5$.

Параметризация явного потока тепла P водосборных территорий крупных озер мира через температуру T и суммарную радиацию Q , которые могут измеряться с использованием дистанционных наблюдений (рис. 3.5), возможна на основе выявленной нелинейной связи $P = f(T, Q)$ с коэффициентами корреляции

$$r_{P,T} = 0,63 \pm 0,03; \quad r_{T,Q} = 0,62 \pm 0,04; \quad r_{P,Q} = 0,82 \pm 0,01,$$

значимыми на уровнях выше 99 %. В области $Q < 175 \text{ Вт/м}^2$ Q однозначно определяет (рис. 3.5) как P , так и T ; при $Q \geq 175 \text{ Вт/м}^2$ для оценки P необходимо задание еще и T , что характерно для водоемов зоны, где в водном балансе велик расход влаги на испарение: в аридных областях повышению значения P соответствует рост T при постоянном Q , в областях более влажного климата росту P соответствует уменьшение T при постоян-

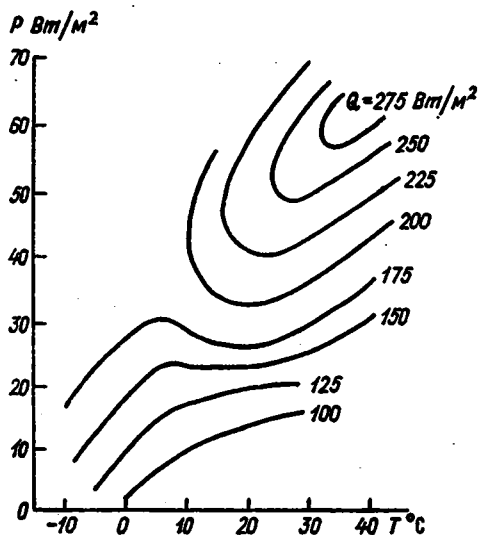


Рис. 3.5. Соотношение явного потока тепла P , температуры воздуха T и суммарной радиации Q .

ном Q . Разница значений температуры при одних и тех же потоках P и заданном поступлении суммарной радиации на водосборной территории Q (например, при $Q = 200 \text{ Вт/м}^2$) в зависимости от характера увлажнения достигает нескольких десятков градусов.

Таким образом, с использованием данных дистанционных наблюдений может быть в перспективе реализована следующая схема оценки ряда важнейших параметров массоэнергообмена крупных озер, расположенных от высоких до внутритропических широт в условиях климата от гумидного до аридного:

1) по измеренным A и Q определяется P водосборных бассейнов;

2) затем по значениям P и Q определяются LE/R , P/R и T (см. рис. 3.3—3.5);

3) на основе оценки P и A_w определяется $K = R/Lx$ (см. рис. 3.2), т. е. находится отношение остаточной радиации на водосборе R к количеству тепла Lx , которое необходимо затратить на испарение выпадающих осадков x , т. е. оценивается структура увлажнения на водосборе.

В качестве меры увлажнения водосборного бассейна можно рассматривать разность количества осадков x и потерь влаги на

испарение E , т. е. слой стока $y = x - E$. Между y и значением P/R при заданном потоке Q в первом приближении существует нелинейное соотношение (рис. 3.6), согласно которому сток возрастает при уменьшении P/R и Q , причем при малых P/R (левая часть рис. 3.6) одним и тем же изменениям P/R соответствуют относительно более значительные изменения y , чем при больших P/R (правая часть рис. 3.6). Между y и P/R , $x - E$ и Q , Q и P/R

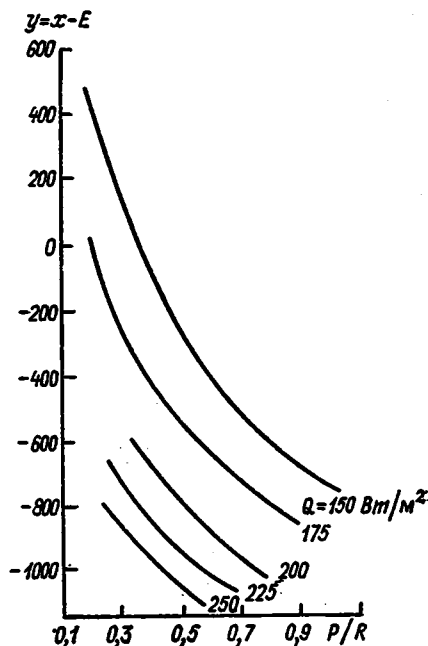


Рис. 3.6. Соотношение стока $y = x - E$, отношения P/R и суммарной радиации Q .

существует статистически значимая (на уровне выше 95 %) связь с коэффициентами корреляции, равными

$$r_{x-E, P/R} = -0,77 \pm 0,2; \quad r_{x-E, Q} = -0,66 \pm 0,03;$$

$$r_{Q, P/R} = 0,51 \pm 0,03.$$

Множественный коэффициент корреляции $r' \geq 0,80$, а корреляционное отношение $\eta \geq 0,90$.

Представляет интерес оценка точности определения структурных параметров уравнения теплового и водного балансов по данным, не вошедшим в построение соотношений (см. рис. 3.1) между LE/R , P/R и $P = f(A, Q)$. Между P/R и LE/R , полученными на основе независимых данных, не вошедших в построение соотношений (рис. 3.1), имеет место (рис. 3.7) физически обоснованное соответствие с коэффициентом корреляции $r = -0,91 \pm 0,01$ (значимым на уровне выше 99 %), что указывает на выполнение закона сохранения энергии с ошибкой, не превышающей $\pm 0,1$ в диапазоне изменения величин P/R и LE/R от 0,1 до 0,9.

Доля явного тепла P в радиационном балансе R (т. е. P/R) водосборных территорий крупных озер мира растет с увеличением радиационных ресурсов Q и отношения R/Lx (рис. 3.8). В условиях водосборных территорий современных озер мира по мере увеличения R/Lx от значений, меньших единицы (избыточное увлажнение), до 1—3 (достаточное увлажнение) и до 15—20 (недостаточное увлажнение) значения P/R растут от 0,1 до 0,8. При заданных значениях Q нелинейность изменения P/R наиболее ха-

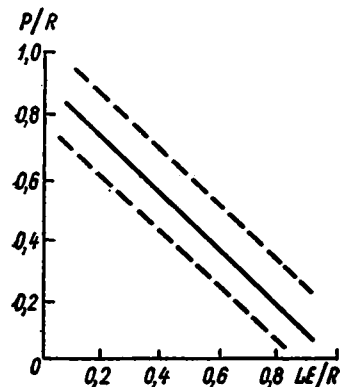


Рис. 3.7. Соотношение нормированных на радиационный баланс R скрытого LE и явного P потоков тепла.

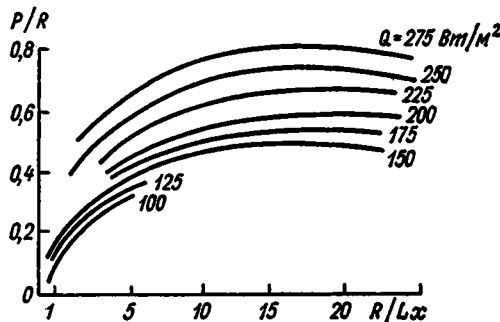


Рис. 3.8. Соотношение P/R , радиационного индекса сухости R/Lx водосборов и суммарной радиации Q .

рактерна в диапазоне показателя увлажнения $1 < R/Lx \leq 7$. При $R/Lx > 7$ значения P/R с ростом R/Lx в основном определяются величиной Q . Соотношение (рис. 3.8) вида $P/R = f(Q, R/Lx)$ характеризуется следующими коэффициентами корреляции между P/R и R/Lx , P/R и Q , Q и R/Lx :

$$r_{P/R, R/Lx} = 0,66 \pm 0,02; \quad r_{P/R, Q} = 0,51 \pm 0,03;$$

$$r_{Q, R/Lx} = 0,42 \pm 0,03,$$

значимыми на уровне выше 95 %.

На основе выявленной связи (см. рис. 3.8) возможна следующая оценка одного из важнейших показателей увлажнения водосборных территорий внутриконтинентальных водоемов мира: если оценить P/R (например, по рис. 3.4), определить на основании материалов дистанционных наблюдений значения суммарной радиации Q , характерные для заданной водосборной территории, то по выявленному соотношению (см. рис. 3.8) определяется R/Lx , т. е. таким образом на основании данных дистанционных наблюдений косвенно оценивается и влияние осадков на изменения радиационного режима, условия увлажненности того или иного водосборного бассейна.

Задание R/Lx с использованием значения суммарной радиации Q позволяет другим, независимым способом (отличным от того, что может быть получено на основе соотношений, представленных на рис. 3.1, 3.2) определять значения явного потока тепла P на

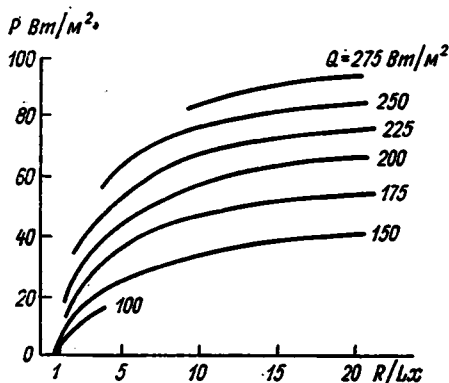


Рис. 3.9. Соотношение явного потока тепла P , радиационного индекса сухости R/Lx и суммарной радиации Q .

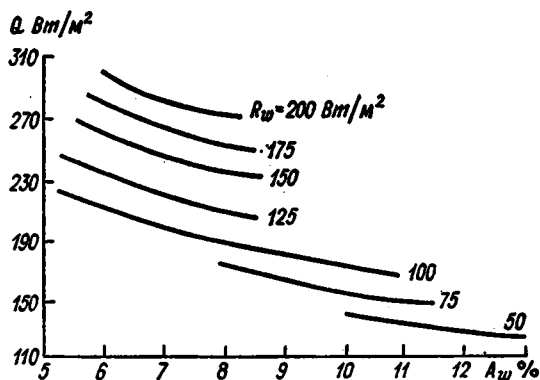


Рис. 3.10. Соотношение суммарной радиации Q , альbedo больших озер мира A_w и их радиационного R_w баланса.

основании соотношений между P , Q и R/Lx (рис. 3.9). Между P и R/Lx существует значимая (на уровне выше 99 %) корреляция с $r_{P, R/Lx} = 0,71 \pm 0,02$.

Дистанционные наблюдения уже в настоящее время позволяют достаточно уверенно оценивать суммарную радиацию Q_w и альbedo A_w крупных озер мира. Анализ выявленного соотношения между Q_w , A_w и радиационным балансом R_w водоемов (рис. 3.10) показывает, что основная причина изменчивости R_w заключается в особенностях поступления суммарной радиации Q_w , тогда как

особенности альbedo озер проявляются относительно меньше в значениях R_w . Между суммарной радиацией Q_w и альbedo озер A_w , суммарной радиацией Q и радиационным балансом R_w озер, альbedo A_w и радиационным балансом R_w выявлены (на уровне, превышающем 99 %) статистически значимые коэффициенты корреляции

$$r_{Q_w, A_w} = -0,90 \pm 0,01; \quad r_{Q_w, R_w} = 0,98 \pm 0,01;$$

$$r_{A_w, R_w} = -0,82 \pm 0,02.$$

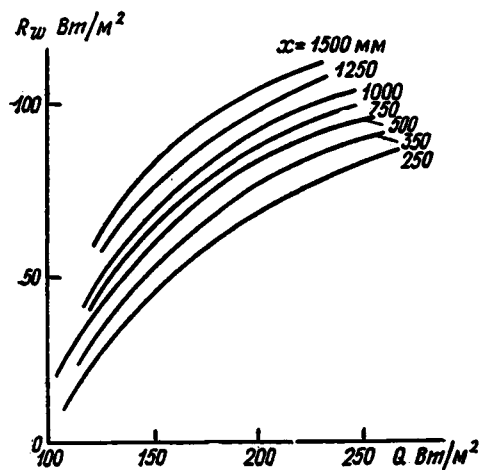


Рис. 3.11. Соотношение радиационного баланса R , суммарной радиации Q и количества осадков x на водосборах больших озер мира.

Диапазоны изменения альbedo A_w , суммарной радиации Q_w и радиационного баланса R_w для современных озер мира находятся в следующих пределах: $4\% < A_w < 13\%$, $100 \text{ Вт/м}^2 < Q_w < 270 \text{ Вт/м}^2$, $45 \text{ Вт/м}^2 < R_w < 200 \text{ Вт/м}^2$.

Задача определения количества осадков на основании использования материалов дистанционных наблюдений до настоящего времени полностью не решена. В связи с этим представляет интерес отыскание возможностей по дистанционно измеренным значениям Q определять количество осадков x (рис. 3.11) в водосборном бассейне. При одном и том же потоке суммарной радиации Q по мере увеличения количества осадков (рис. 3.11) радиационный баланс R_w возрастает. Этот рост отражает известный из физики атмосферы эффект уменьшения потерь энергии длинноволновым излучением при возрастании влагосодержания и облачности, а также ослабления собственного излучения деятельных поверхностей с их увлажнением. Эти эффекты проявляются в соответствующих коэффициентах корреляции:

$$r_{Q, R_w} = 0,82 \pm 0,02; \quad r_{Q, x} = 0,26 \pm 0,03; \quad r_{R_w, x} = 0,66 \pm 0,03,$$

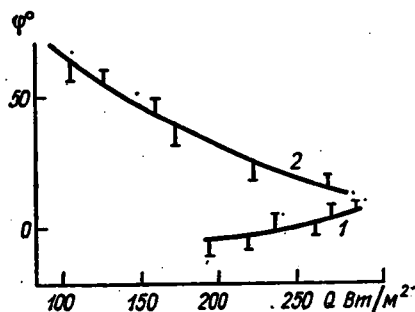
из которых $r_{Q, x}$ статистически не значим и указывает лишь на существующие тенденции линейной связи, хотя корреляционные отношения $\eta_{Q, x}$ значимы на уровне выше 95 %.

Таким образом, на основе соотношения $R = f(Q, x)$ может быть (рис. 3.11) реализована возможность оценки количества осадков на водосборных бассейнах по известным Q и R . Из изложенного следует, что по измеренным Q и оцененным P/R (рис. 3.7) можно определять значения радиационного индекса сухости R/Lx (рис. 3.8) как меры между энергетическими возможностями R испарения E и количеством энергии Lx , которое может быть затрачено на испарение выпадающих в данном районе осадков x .

Если известны значения R и R/Lx , то на основе соотношения $R = f(Q, x)$ (см. рис. 3.11) возможен иной способ оценки количе-

Рис. 3.12. Изменение суммарной радиации Q водосборов больших озер мира с широтой φ в различных природных зонах.

1 — водоемы экваториальной и субэкваториальной зон ($0,5 \leq K \leq 2$); 2 — водоемы других природных зон ($0,2 \leq K < 20,0$).



ства осадков. Хотя парные коэффициенты между R и x ; R/Lx и x относительно малы, но множественный коэффициент корреляции между ними статистически значим. Это указывает на возможность значительной нелинейности связи, которая проявляется в изменении углов наклона изолиний (см. рис. 3.11) и в их значительной кривизне. График такого соотношения отражает известные закономерности роста R по мере уменьшения радиационного индекса сухости при одном и том же Q , а также уменьшения индекса сухости R/Lx по мере увеличения количества осадков при одном и том же радиационном балансе R , тенденции роста R с увеличением количества осадков x .

Суммарная радиация, поступающая на водосборные бассейны различных природных зон (рис. 3.12), закономерно меняется как функция широты φ , причем в зоне внутритропической конвергенции (более точно — приэкваториальной) Q уменьшается к экватору. Это уменьшение объясняется увеличением к экватору облачности и влагосодержания атмосферы. К северу и югу от $\pm 15^\circ$ широты суммарная радиация уменьшается с ростом φ , что следует считать отражением скорее астрономических, чем циркуляционных закономерностей.

Между средней годовой температурой T , суммарной радиацией Q и радиационным балансом озер R_w четко выражено взаимно однозначное соответствие (рис. 3.13) с парными коэффициентами корреляции, статистически значимыми на уровне выше 95 %:

$$r_{T,R} = 0,85 \pm 0,02; \quad r_{T,Q} = 0,62 \pm 0,02; \quad r_{R,Q} = 0,82 \pm 0,03.$$

Поскольку по Q и A_w на основании полученного выше соотношения (см. рис. 3.10) можно оценивать R_w , то представляется интересным выявление соотношения между радиационным балансом, характерным для водосборных бассейнов больших озер R ,

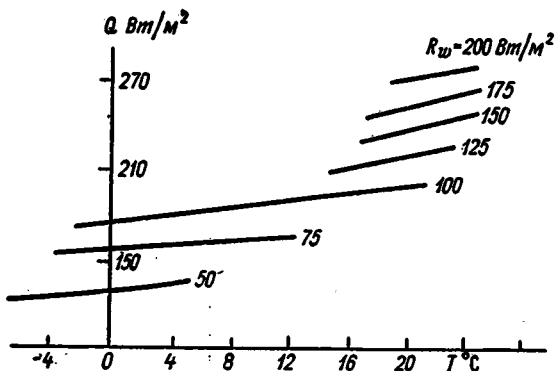


Рис. 3.13. Соотношение суммарной радиации Q , радиационного баланса R_w больших озер мира и средней для водосборов температуры воздуха T .

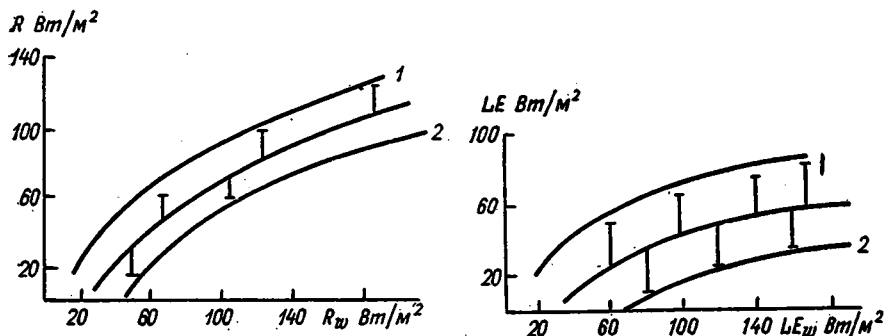


Рис. 3.14. Соотношение радиационных балансов водосборов R и больших озер R_w мира.

1 — условия достаточного увлажнения; 2 — условия недостаточного увлажнения.

Рис. 3.15. Соотношение затрат тепла на испарение с водосборов LE и с больших озер мира LE_w .

1 — условия достаточного и избыточного увлажнения ($0,1 < K < 2,0$); 2 — условия недостаточного увлажнения ($K > 5,0$).

и радиационным балансом самих озер R_w . Из анализа этого соотношения следует (рис. 3.14), что по мере роста R_w рост R замедляется, что можно объяснить увеличением потерь тепла на эффективное излучение и отражение коротковолновой радиации по мере уменьшения широты и роста засушливости и континентальности климата. Таким образом, чем суше и континентальнее климат, тем больше разность между R_w и R . В областях гумид-

ного климата разность между R_w и R составляет примерно 20 Вт/м², тогда как в областях аридного климата она в 3 раза выше (около 60 Вт/м²).

Еще более значительна разность между затратами тепла на испарение с водосборных территорий LE и с крупных водоемов мира LE_w (рис. 3.15), где по мере возрастания LE_w контрасты между E и E_w возрастают более значимо, чем для радиационного баланса (см. рис. 3.14). Так, в областях с недостаточным увлажнением (радиационный индекс сухости $R/Lx > 5$) LE и LE_w могут различаться в 3 раза и более (например, у таких водоемов,

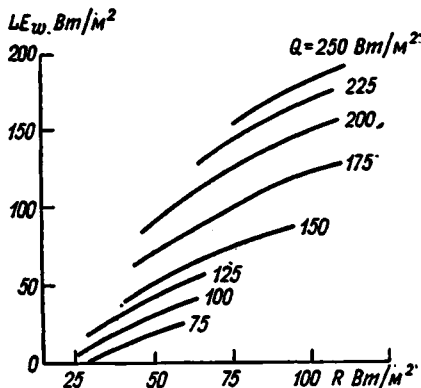


Рис. 3.16. Соотношение затрат тепла LE_w на испарение, радиационного баланса R и суммарной Q радиации водосборов.

как Каспийское море, Арал, Мертвое море и озера внутренних частей Монголии). Тем не менее между LE и LE_w в среднем существует взаимно однозначное соответствие (рис. 3.15), хотя и при большой дисперсии, отражающей индивидуальные различия водоемов и водосборных территорий. Это проявляется в относительно малом коэффициенте корреляции между ними ($r_{E, E_w} = 0,32 \pm 0,04$) и сильно выраженной криволинейности соотношения между LE и LE_w . Большая дисперсия соотношений E и E_w определяет необходимость разработки методов дистанционной оценки как для LE , так и для LE_w .

Параметризация LE_w основывается на соотношении, учитывающем вклад R и Q в изменение LE_w . По мере роста радиационного баланса R , который может быть оценен на основе дистанционной информации (рис. 3.16), возрастает LE_w при заданном значении Q . При одном и том же R , но с ростом Q возрастает и LE_w , что отражает, очевидно, косвенное влияние увеличения вероятности благоприятных для испарения условий при возрастании Q , а именно усиления турбулентности, адвекции теплых вод, превышения температуры воды T_w над температурой воздуха T , увеличения вертикального градиента влажности в приводном слое озер. Коэффициенты корреляции между LE_w и Q , LE_w и R , R и Q равны:

$$r_{LE, Q} = 0,85 \pm 0,02; \quad r_{LE, R} = 0,86 \pm 0,01; \quad r_{R, Q} = 0,82 \pm 0,02$$

и находятся на 99 %-ном уровне значимости, что определяет возможность использования выявленного соотношения (рис. 3.16) для оценки LE_w по известным R и Q .

Если известен радиационный баланс суши R , осредненный по водосборной территории, то поделив его на скрытую теплоту испарения L , можно определить значение испаряемости $E_{\max}$, характерное для водосборов. У существующих в современную климатическую эпоху водоемов и озер $E_{\max}$ находится в пределах от нескольких сантиметров у водоемов высоких широт до 2 м в арид-

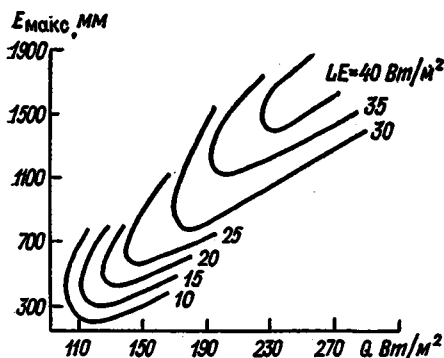


Рис. 3.17. Соотношение испаряемости $E_{\max}$ водосборов, суммарной радиации Q и затрат тепла на испарение LE на водосборах.

ных зонах с солярным климатом и недостаточным увлажнением. Если значение испаряемости $E_{\max}$ и суммарной радиации Q известны или могут быть оценены на основании данных дистанционного зондирования, то можно на основании соотношения между ними (рис. 3.17) оценить затраты тепла на испарение с водосборной территории LE . Связь между этими параметрами имеет достаточно сложный характер — при одном и том же поступлении суммарной радиации на водосбор Q в зависимости от условий увлажнения территории значения затрат тепла на испарение LE могут различаться на 5—10 Вт/м². Это отражается в поле изолиний LE , имеющем сложный характер. Тем не менее задание Q и $E_{\max}$ позволяет осуществить однозначную оценку LE водосборных территорий.

Коэффициенты корреляции между LE и $E_{\max}$, Q и $E_{\max}$ статистически значимы на уровне выше 95 %, корреляция между Q и LE статистически не значима ($r = 0,18 \pm 0,04$), хотя и указывает на положительную тенденцию — рост Q соответствует росту LE . По-видимому, для оценки соотношений между LE и Q более перспективно применение методов нелинейной статистики (например, оценка корреляционного отношения или других мер связи).

Параметризация затрат тепла на испарение с крупных озер мира LE_w может основываться на определении их альбеда A_w и оценке радиационного баланса водосборной территории R (рис. 3.18). По мере уменьшения A_w и роста R возрастает LE_w . При одном и том же альбеде водоема A_w в зависимости от R затраты

тепла на испарение с водоемов мира различаются в 2—3 раза. Парные коэффициенты корреляции между R и LE_w , Q и LE_w , Q и R статистически значимы на уровне выше 99 % и равны

$$r_{R, LE_w} = 0,86 \pm 0,02; \quad r_{R_w, LE_w} = 0,85 \pm 0,03; \quad r_{Q, R} = 0,82 \pm 0,02.$$

При изменении Q от 25 до более 100 Вт/м² и убывании A_w от 13—14 до 6—7 % LE_w возрастает от 20 до 220 Вт/м², т. е. на порядок.

Явный поток тепла P , осредненный для водосборных территорий крупных озер, можно определить на основании задания аль-

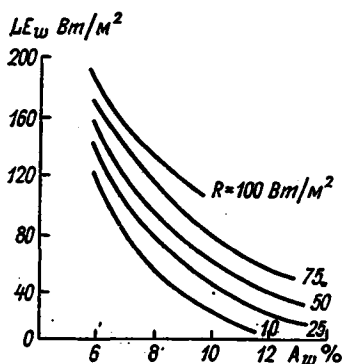


Рис. 3.18. Соотношение затрат тепла LE_w на испарение, альбедо озер A_w и радиационного баланса R водосборов.

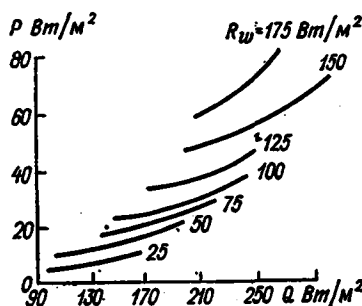


Рис. 3.19. Соотношение радиационного баланса R_w больших озер мира, суммарной радиацией Q и явного потока тепла водосборов P .

беда A и поступающей радиации, средней для водосборной территории (см. рис. 3.1). Другой путь его определения заключается в нахождении A_w и $K = LE/R$ (см. рис. 3.2). Этот второй путь параметризации P реализуется, если тем или иным способом могут быть оценены Q и R_w (например, по соотношению R_w с Q и A_w , как показано на рис. 3.10). Третий способ заключается в оценке P , если известны Q и R_w (рис. 3.19) по соотношению $P = f(Q, R_w)$. С ростом Q увеличивается P , а при неизменном Q росту R_w соответствует относительное повышение потерь тепла явным теплообменом P . Парные коэффициенты корреляции в соотношении $P = f(Q, R_w)$ (рис. 3.19) между P и Q , P и R_w , Q и R_w равны

$$r_{P, Q} = 0,82 \pm 0,02; \quad r_{P, R_w} = 0,84 \pm 0,01; \quad r_{Q, R_w} = 0,98 \pm 0,02$$

и значимы на 99 %-ном доверительном уровне.

Таким образом, на основании оценки P (см. рис. 3.19) и LE/R (например, по соотношению, приведенному на рис. 3.3) определяется радиационный индекс сухости R/Lx , осредненный для водосборного бассейна (рис. 3.20). При уменьшении LE/R от 0,9 до 0,1 P возрастает почти на порядок. При $R/Lx < 2$ рост P в зависимости от LE/R примерно в 2—3 раза меньше, чем при $R/Lx \geq$

≥ 2 . Причина такой нелинейности изменения P состоит в том, что по мере увеличения индекса сухости LE/R на водосборах возрастает амплитуда колебаний потоков явного теплообмена P . Степень связи между P , Q , R/Lx , LE/R характеризуют коэффициенты корреляции между P и R/Lx ; P и LE/R ; LE/R и R/Lx , значимые на уровне выше 95 %:

$$r_{P, R/Lx} = 0,67 \pm 0,02; \quad r_{P, LE/R} = -0,80 \pm 0,03;$$

$$r_{LE/R, R/Lx} = -0,63 \pm 0,03.$$

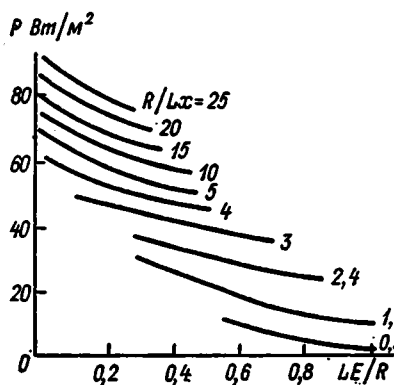


Рис. 3.20. Зависимость радиационного индекса сухости R/Lx от явного потока тепла P и нормированного на радиационный баланс скрытого потока тепла LE/R водосборов больших озер мира.

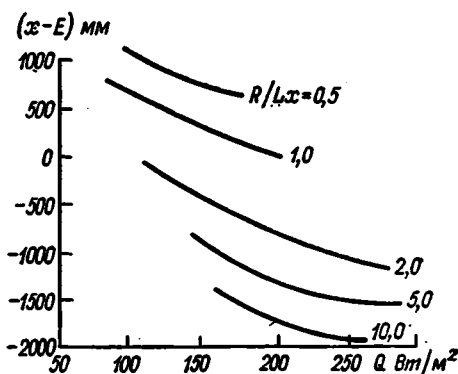


Рис. 3.21. Соотношение стока $y = x - E$, суммарной радиации Q и радиационного индекса сухости $K = R/Lx$ водосборов.

Если задан радиационный индекс сухости R/Lx , определяемый рядом соотношений (см., например, рис. 3.8 и 3.9), то может быть реализована возможность оценки стока по заданному на основании дистанционных измерений осредненной для водосборного бассейна значению поступающей солнечной радиации Q (рис. 3.21). С ростом R/Lx и Q уменьшается слой стока y , причем при $R/Lx > 1$ уменьшение стока нелинейно. Возможность оценки стока следует из анализа коэффициентов корреляции между слоем стока $y = x - E$ и R/Lx ; R/Lx и Q ; $y = x - E$ и Q :

$$r_{x-E, R/Lx} = -0,64 \pm 0,03; \quad r_{R/Lx, Q} = 0,43 \pm 0,04;$$

$$r_{x-E, Q} = -0,83 \pm 0,02.$$

Испарение с больших озер E_w , нормированное на количество осадков x , т. е. E_w/x , находится в достаточно четком однозначном соответствии (рис. 3.22) с P/R (явным потоком тепла P , нормированным на радиационный баланс R водосборных территорий) и зависит от особенностей поступления суммарной радиации Q на водосборных территориях. По мере роста P/R нелинейно возра-

стает E_w/x . На большинстве крупных водоемов мира испарение E_w значительно превышает количество выпадающих на водосборных территориях осадков x . Большинство рассматриваемых водоемов находится в диапазоне увлажнения, где $1 < E_w/x < 10$. На основе соотношения $P/R = f(E_w/x, Q)$ (см. рис. 3.22) возможна оценка значений P/R (например, на основе соотношения на рис. 3.4), а по полученным дистанционным данным о суммарной солнечной радиации Q , осредненной по площади водосборных бассейнов крупных водоемов мира, может быть оценено испарение с водной по-

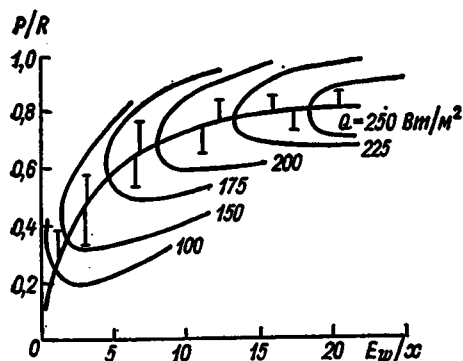


Рис. 3.22. Соотношение явного потока тепла P , нормированного на радиационный баланс R , суммарной радиации Q и испарения с озер E_w , нормированного на количество осадков x .

верхности озера по отношению к количеству осадков (E_w/x). Коэффициенты корреляции, определяющие возможность такой параметризации, находятся в 95 %-ном доверительном интервале:

$$r_{P/R, E_w/x} = 0,74 \pm 0,02; \quad r_{E_w/x, Q} = 0,45 \pm 0,03;$$

$$r_{P/R, Q} = 0,51 \pm 0,04.$$

Испарение с водосборных бассейнов E , изменяющееся от нескольких десятков миллиметров до более 2000 мм, растет с уменьшением альбедо озер от 13 до 6—7 % и нелинейно зависит от температуры воздуха (рис. 3.23). Таким образом, задание температуры и альбедо A_w позволяет получить однозначную оценку E с коэффициентами корреляции, находящимися на уровне выше 95 % и равными соответственно

$$r_{E, A_w} = -0,44 \pm 0,03; \quad r_{E, T} = 0,51 \pm 0,02; \quad r_{T, A_w} = -0,72 \pm 0,02.$$

Таким образом, появляются возможности параметризации составляющих радиационного баланса (Q, A_w, A, R, R_w) и некоторых составляющих теплового (P, LE, LE_w) и водного ($x, E, x - E, E_w$) балансов, а также ряда их отношений ($P/R, LE/R, R/Lx, E_w/x, E_{\max}$). Эти показатели энерго- и массообмена внутриконтинентальных водоемов мира трудно оцениваются на основании обычных методов анализа и расчета.

Реализация намеченных способов параметризации компонентов энерго- и массообмена водоемов мира возможна на основе широ-

кого развития методов дистанционного получения информации. Трудности такого подхода обусловлены тем, что информация с ИСЗ должна быть отфильтрована от влияния атмосферы, состояние которой меняется в пространстве и времени. Так, влияние облачности может значительно искажать данные, например, об альбедо водосборных бассейнов и водоемов. Существует целый ряд проблем с пространственным разрешением на местности, хотя уже сейчас (а в перспективе еще больше) имеются возможности получения данных с пространственным разрешением от десятков

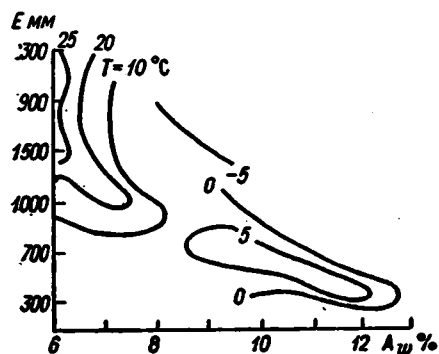


Рис. 3.23. Соотношение испарения E с водосборов, альбедо A_w больших озер мира и среднегодовой температуры T воздуха.

и сотен метров до нескольких километров. Это позволит получать информацию не только для крупных, но и для средних и относительно мелких водоемов мира.

Уже сейчас получаемая с ИСЗ [49] информация об особенностях и характере облачности позволяет оценивать суммарную радиацию. При наличии информации об облачном покрове можно перейти от оценок Q к расчету радиационного баланса R . Уже сейчас с точностью не хуже 1—2 К может быть получена информация о температуре деятельных поверхностей водоемов и окружающих их водосборных территорий, а через нее и о температуре воздуха для различных временных интервалов [7, 27, 28]. Все это определяет важность выявления возможностей оценки различных показателей радиационного режима, энерго- и массообмена в системе водоем—суша на основании реализации намеченных путей параметризации. Некоторые из этих показателей, получение которых трудоемко (или невозможно) без проведения специальных экспедиционных экспериментальных исследований, могут быть оценены через другие — дистанционно или с использованием ряда показателей гидрометеорологического режима, которые можно измерить из космоса, самолета или вертолета (при измерении с малых высот искажающее влияние атмосферы может быть оценено относительно просто).

Представляет интерес оценка пространственно-временной неоднородности составляющих радиационного и теплового баланса в сезонном, многолетнем и внутрисезонном масштабах и по аква-

тории водоемов. Пространственная неоднородность теплового состояния, поля облачности, аэрозольной прозрачности, влагосодержания атмосферы, волнения, цветности и прозрачности для крупных озер (Ладожское, Онежское, Великие американские, Байкал и др.) обуславливает неоднородность составляющих радиационного баланса. В связи с этим представляется существенной разработка подходов, позволяющих количественно оценить эту неоднородность, в том числе и на основе использования дистанционных данных.

3.2. Возможности дистанционного зондирования озер

Не вызывает сомнения, что для изучения внутриконтинентальных водоемов, морей и океанов необходима как можно более детальная и оперативная информация о происходящих в них процессах. Обычные, традиционные наземные методы не позволяют решить эту задачу даже для тех водоемов, где регулярно проводятся наблюдения. Библиография по этому вопросу подробно рассмотрена в ряде работ [7, 27, 28, 43, 46, 49]. Дистанционные методы исследования природных объектов (активные и пассивные) позволяют повысить обзорность, обеспечить воспроизводимость через определенные временные интервалы, применить комплексный анализ и оценить временную динамику изучаемых явлений.

Сопоставление отдельных дистанционных методик показало, что их возможности при слежении за состоянием вод различны [46]. Одни методики имеют относительно малую точность измерений, другие отличаются недостаточным пространственным разрешением, у третьих мала обзорность, т. е. пока отсутствует универсальный метод, пригодный в любых условиях. Опыт сопоставления данных дистанционных и судовых наблюдений показывает, что необходим критический подход к методам и материалам традиционных судовых наблюдений. В ряде случаев недостатки традиционных методов столь значительны, что использование данных, полученных на их основе, в качестве эталонных при дистанционных наблюдениях неприемлемо.

У дистанционных методов в связи с возможностью их применения для изучения природных вод при их достоинствах (обзорность, быстрота сбора информации) имеется ряд недостатков. Из главных выделяются следующие: 1) маскирующее влияние атмосферы и облачности; 2) относительно малая точность измерений; 3) трудность получения данных, характеризующих условия не только на поверхности, но и в глубине вод.

Маскирующее влияние атмосферы, различное в разных спектральных интервалах, может быть уменьшено, если учесть параметры физического состояния природных вод на борту ИСЗ (или другой летательной платформы) одновременно с характеристиками условий в атмосфере — профилями температуры, концентрации аэрозолей, профилей влажности и др. Малая точность дистан-

ционных методов объясняется их косвенным характером: требуется преобразование характеристик электромагнитного поля в термодинамические параметры природных вод, что связано с увеличением ошибок. Поскольку естественная изменчивость природных вод относительно мала, требования к точности измерений значительно выше, чем для атмосферы. Малая толщина слоя, формирующего излучение в инфракрасной, видимой и сверхвысоко-частотной областях спектра позволяет изучать явления лишь на поверхности природных вод.

«Всепогодное» СВЧ излучение имеет плохое разрешение по пространству, а видимое и ИК излучения экранируются облаками. Для приема и регистрации данных видимая и ИК радиация считаются в настоящее время почти равноценными, причем ИК излучение несет в основном информацию о температуре поверхности природных вод. Различия коэффициентов яркости чистой воды и воды, покрытой нефтяной пленкой, позволяют картировать загрязнение, оценивать его интенсивность, выявлять зависимость загрязнения от скорости ветра.

Из-за различий в угловой и спектральной структурах теплового излучения атмосферы и абсолютно черного тела (при реально существующей температуре поверхности природных вод) интегральная излучательная способность и альbedo для теплового излучения несколько различаются [27, 28, 46]. Эти различия существуют как при штиле, так и при скорости ветра до 15 м/с. Эффективная излучательная способность вод, характеризующая радиационные потери водоемов, несколько возрастающие пропорционально скорости ветра, равна 0,95. Она отличается от единицы столь значительно, что неучет этого может вызвать ошибку в температуре поверхности на 3 К.

Радиационная температура поверхности природных вод обусловлена температурой поверхностного слоя воды и режимом тепло- и массообмена между водоемом и атмосферой. Интенсивность излучения, поступающего к датчику радиометра, определяется формулой

$$I(\lambda, \theta) = [\alpha(\lambda, \theta) B_0(T_w) + I_2(\lambda, \theta)] \Phi(\lambda, \theta) + I_1(\lambda, \theta), \quad (3.1)$$

где $\alpha(\lambda, \theta) B_0(T_w)$ — собственное тепловое излучение водоема; T_w — температура его верхнего слоя; $I_2(\lambda, \theta)$ — тепловое излучение атмосферы, отраженное водоемом; $\Phi(\lambda, \theta)$ — функция пропускания атмосферы; $I_1(\lambda, \theta)$ — излучение атмосферы, приходящее в приемник.

Температура поверхности природных вод, определенная на основе дистанционных измерений, отличается от температуры, полученной контактными методами, так как дистанционные методы дают оценку температуры тонкого, пленочного поверхностного скин-слоя. Измерения температуры поверхности воды контактными методами производятся в верхнем слое, толщина которого в зависимости от методики измерений (от способа отбора пробы забор-

ной воды) находится в пределах от нескольких сантиметров до 1—2 м.

Значения измеренной и расчетной температуры поверхности воды T_w дают представление о средней температуре поверхности акватории или ее отдельного района за определенный промежуток времени — сутки, декада, месяц, сезон, год и более. Значения T_w используются для расчета массоэнергообмена на границе раздела вода—воздух, отдельных составляющих теплового и водного балансов, получения представлений об изменении температуры воды по глубине, а также для анализа влияния температуры на физические и биологические процессы.

С появлением возможностей для оценки радиационной температуры T_p воды, первоначальным назначением которой являлось разграничение облачных систем и определение температуры их верхней границы, возник вопрос о соотношении T_w и T_p . Сейчас установлено, что T_p отличается большей изменчивостью, чем T_w . На значения T_p , полученные по ходу движения судна (когда влияния атмосферы считается пренебрежимо малым) или с вертолета или самолета на небольшой высоте, сильное влияние оказывает целый ряд условий — высота Солнца, температура и влажность воздуха, скорость ветра, волнение, прозрачность и цвет воды и др. Влияние этих показателей гидрометеорологических условий на значения T_p пока еще исследовано недостаточно. В частности, можно полагать, что интенсивность и направление явного P и скрытого LE потоков тепла также могут влиять на значения T_p . Так, при потоках P и LE , направленных вниз, к поверхности водоема, в скин-слое высвобождающаяся энергия фазовых переходов и явного потока тепла может формировать не обычно наблюдаемую холодную пленку воды, а более теплую относительно нижних слоев.

Таким образом, в изменчивости T_p косвенно отражается влияние всего возможного в данном водоеме разнообразия гидрометеорологических условий. До настоящего времени исчерпывающего исследования этого влияния, по-видимому, не проводилось, хотя и имеется ряд работ, посвященных этим вопросам [7, 28, 43, 46, 64, 67].

В качестве примера влияния направленности потоков тепла на разницу между T_w и T_p можно сравнить данные, полученные на основании судовой и авиационной съемки температуры T_w и T_p в начале августа 1981 г. на Ладожском озере совместно Институтом озераведения АН СССР и Северо-Западным УГКС. В теплоинертной области (ТИО) центральной части озера T_p на 2—4 К выше T_w . Теплоактивной области (ТАО), находящейся в юго-восточной и южной частях озера, T_p на 2 К ниже T_w . Причина этого заключается в том, что в температуре скин-слоя T_p проявляется эффект различной направленности P и LE : в ТИО в это время потоки P и LE направлены от атмосферы к водоему, в ТАО — от водоема к атмосфере. Добавка энергии, получаемая скин-слоем в ТИО, увеличивает собственное излучение водоема, регистрируе-

мое радиометром при авиатермосъемке. Даже если потоки P и LE не направлены из атмосферы к поверхности водоема, то все равно в ТИО потоки P и LE ослаблены, что и показывает разница между T_w и T_p . В ТАО прогревание воды определяет увеличение расхода энергии виртуальным теплообменом $\dot{V} = P + LE$, что отражается в уменьшении радиационной температуры скин-слоя T_p по сравнению с T_w , оцениваемой по материалам судовых съемок.

Аналогичная ситуация имела место в конце мая 1983 г., когда в ТИО T_w была на 2—4 К ниже (рис. 3.24), чем радиационная

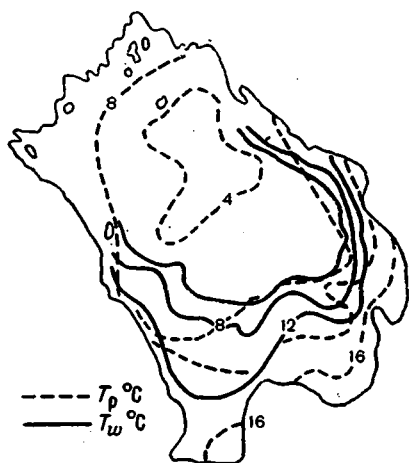


Рис. 3.24. Распределение радиационной температуры T_p и температуры T_w воды по данным авиасъемки и расчета. Ладожское озеро. 31 мая 1983 г.

температура T_p . Причина этого заключена в повышении температуры скин-слоя, являющемся следствием ослабления виртуального потока тепла $\dot{V} = P + LE$ или изменения его направления так, что в отличие от ТАО в ТИО поток энергии поступает из атмосферы к поверхности водоема [46].

Анализ материалов (с мая по ноябрь) совместных определений температуры поверхности T_w и радиационной температуры T_p воды [46] позволяет сделать следующие выводы. Пределы изменений T_p всегда больше, чем пределы изменений T_w . В мае средние значения $\bar{T}_p$ больше, чем $\bar{T}_w$, с июля по ноябрь наоборот — $\bar{T}_p < \bar{T}_w$; разность значений достигает $\pm(1-2)$ К. Возможные причины расхождений T_p и T_w : а) разные направления виртуальных потоков тепла в массоэнергообмене между водоемом и атмосферой как по сезонам, так и в одно и то же время, но в разных частях акватории большого озера; б) разные интенсивности виртуальных потоков $\dot{V} = P + LE$; в) наличие туманов, приводной дымки, искажающих сигнал, поступающий к радиометру при самолетной съемке. Тем не менее оценка T_p дает представление о пространственной неоднородности собственного излучения водоемов и может быть хорошим индикатором процессов лучистого и турбулентного массоэнергообмена в системе водоем—атмосфера.

При сопоставлении данных спутника НОАА США, судовых наблюдений и материалов авиатермосъемки [46] (к сожалению, авторы не сообщают о способе атмосферной коррекции спутниковых данных) о T_p Ладожского озера обращает на себя внимание то, что дистанционные данные (спутниковые и авиационные) дают $T_p > T_w$ в ТИО (особенно в восточной части ТИО Ладожского озера в конце мая — начале июня 1983 г.). Значения T_p в ТАО по спутниковым данным примерно на 2 К более низкие, чем по данным авиатермосъемки и T_w , полученным при судовых наблюдениях.

Авторы [46], обобщая материалы сравнения T_p и T_w , приходят к следующим выводам: 1) при существовании термобара в Ладожском озере теплоинертная область (ТИО), охватывающая по площади несколько тысяч квадратных километров, может рассматриваться как подстилающая поверхность с относительно однородным полем температур ($T_w \leq 4^\circ\text{C}$), которая может быть использована как эталонная для тарирования датчиков ИК радиации (радиометров, тепловизоров и др.); 2) значения температуры и граница между ТИО и ТАО (по 4-градусной изотерме), оцененные по спутниковым данным, хорошо совпадают с данными судовых наблюдений; оценка площади ТИО по данным авиасъемки дает несколько меньшие значения, чем по материалам ИСЗ; 3) сравнительная статистическая характеристика полученных данных показывает, что в районе сгущения изотерм (там, где наблюдается наибольшее изменение температуры воды по времени и акватории) корреляция между T_p и T_w отсутствует, для остальной части озера она достаточно надежна. Последний вывод, очевидно, обусловлен различным масштабом пространственного обобщения по материалам дистанционных и судовых наблюдений, с одной стороны, и большей пространственной изменчивостью T_p по сравнению с T_w , с другой. Относительно большая изменчивость T_p отражает то, что на формирование поля радиационной температуры влияет значительно большее число факторов, чем на формирование поля T_w .

Инфракрасная радиометрия в настоящее время широко используется для изучения гидрологических особенностей поверхности океана. Аналогичные подходы могут быть использованы и для исследования крупных внутриконтинентальных водоемов. На современных ИСЗ используются системы, обладающие хорошим пространственным и температурным разрешением. Данные, получаемые с таких систем, дают возможность оценивать пространственные неоднородности термического режима и связанных с ним особенностей гидрологии природных водоемов порядка 0,1 К в масштабе расстояний 1 км для спутников с полярной орбитой и порядка 10 км для геостационарных спутников. В радиометрах, установленных на борту спутника «Лэндсат», для особенностей прибрежных структур достигается разрешение 100—200 м. Это позволяет оценивать неоднородности микро- и мезомасштаба. Большим препятствием является облачность, затрудняющая получение ИК информации на внутриконтинентальных водоемах поляр-

ных районов и зоны внутритропической конвергенции. В большинстве случаев, известных из литературы, изучаются снимки, полученные в безоблачные дни, а в дневное время для исключения облаков используется совместный анализ ИК информации и синхронных телевизионных изображений. Облачность распознается по относительно низкой температуре излучения, а также по сравнительно быстрой смене деталей картины и их перемещению, связанному с облачностью. Для облачности часто характерна грядовая структура радиационной температуры, в особенности для облачности конвективных форм. Низкая облачность или туман над водоемами распознаются значительно сложнее, однако и в этом случае они определяются по деталям, связанным с пересечением береговой линии. Совместный анализ изображений с полярных и геостационарных спутников позволяет оценивать влияние облачности на радиационную температуру: с полярных спутников одна и та же картина видна дважды в день под заметно разными углами, с геостационарных спутников, хотя и с меньшим пространственным разрешением, чем с полярных, имеется возможность длительного наблюдения за полем радиационной температуры и его трансформацией в пространстве и времени.

Расхождение данных спутниковых T_p и судовых наблюдений T_w может быть обусловлено рядом причин, среди которых важнейшими являются следующие: 1) влияние атмосферы и неучтенной облачности, попадающей в поле зрения радиометра; 2) различия в толщине слоев измерения; 3) неадекватность дискретных данных судовых наблюдений и данных спутниковых измерений, охватывающих значительные площади; 4) ошибки географической привязки судовых и спутниковых данных.

Для исключения влияния атмосферы используются данные измерений в нескольких близких спектральных интервалах, а также измерения под несколькими углами лучей, имеющих разные длины пути в атмосфере. Однако для реализации этих предложений необходимо знать функции пропускания атмосферы в используемых окнах. Так, в ряде работ использование информации с трех спектральных каналов и радиометров средней разрешающей способности дало отклонение спутниковых данных от судовых, оцениваемое среднеквадратической ошибкой 1,5 К. В работах [7, 27, 28, 46] сравнение высокоточных данных буйковых наблюдений с данными ИСЗ дало среднеквадратическую ошибку 0,6 К. На европейском спутнике ERS-1 с полярной орбитой должен быть установлен радиометр с тремя каналами (4, 11, 12 мкм), сканирующий вдоль направления движения и ведущий наблюдение под двумя углами. Предполагается достичь точности в определении температуры воды 0,3—0,5 К.

Климатическая интерпретация составляющих теплового водного баланса с использованием дистанционно получаемой информации о Q_w , Q , A_w , A , B_k , T , T_w как показателей состояния водоемов и их водосборных территорий может осуществляться на основе рассмотренных методов параметризации составляющих теплового

и водного баланса (см. п. 3.1). При этом важна оценка репрезентативности получаемой на основе дистанционных данных информации. Представляет интерес вопрос о степени согласованности компонентов уравнений теплового и водного баланса, получаемых на основе традиционных методов оценки, с компонентами, которые могут быть получены с использованием дистанционных методов.

Анализ имеющихся данных [3, 35] показывает, что компоненты и соотношения компонентов уравнения теплового баланса между собою и другими гидрометеорологическими параметрами изменяются в пределах акватории в масштабах, сопоставимых со средними многолетними для водосборных бассейнов различных природных зон. Для косвенной оценки параметров массоэнергообмена по данным дистанционных методов используем уравнения теплового и водного баланса для водоемов:

$$R_w = Q_w(1 - A_w) - E_{\uparrow w} + E_{\downarrow a} = P_w \pm LE_w + \Delta B; \quad (3.2)$$

$$\Delta H = x + y_{\text{пр}} - y_{\text{от}} \pm E_w, \quad (3.3)$$

где Q_w — суммарная радиация; R_w — радиационный баланс; A_w — интегральное альbedo; $E_{\uparrow w}$ — собственное излучение водоема; $E_{\downarrow a}$ — встречное излучение атмосферы; P_w — поток явного тепла; LE_w — поток скрытого тепла (затраты тепла на испарение, приход от конденсации); ΔB — поток тепла в озеро (или из него); x_w — количество осадков; $y_{\text{пр}}$ — приход воды за счет стока; $y_{\text{от}}$ — расход воды за счет стока; E_w — расход воды при испарении (приход при конденсации); ΔH — изменение уровня под влиянием поступления влаги со стоком в водоем (оценивается по количеству осадков и испарению с водосборных территорий E).

По методике [34] определяется испарение с водосборной территории по заданному количеству осадков x и температуре воздуха T_v . Расчеты были сделаны за период инструментальных наблюдений на водосборных территориях Ладожского и Онежского озер [7]. Сопоставление испарения с водной поверхности LE_w , рассчитанного по известным гидрометеорологическим формулам, с испарением с водосборной территории E , оцененным по методике [34], позволило выявить одну интересную особенность. Росту суммарного испарения за период с апреля по октябрь с водной поверхности E_w большого озера соответствует уменьшение испарения с водосборной территории E .

Отрицательная корреляция между E_w и E , не следующая, на первый взгляд, из априорных соображений, имеет следующее объяснение. Суммарная радиация и радиационный баланс как энергетические ресурсы процессов энерго- и массообмена озер и их водосборных территорий могут существенно различаться. В летнее время только суммарная радиация и радиационный баланс определяют возможный максимум испарения с водных поверхностей E_w . В испарении с водосборных территорий E таким ограничением является доступность и наличие влаги для испарения с поверхности суши (за исключением частей водосборных территорий

с вечными снегами, ледниками, заболоченными территориями в зоне избыточного увлажнения). При увеличении количества осадков испарение в летнее время на суше повышается, о чем свидетельствует положительная корреляция между испарением с суши E и количеством осадков x (при $r = 0,85 \pm 0,02$), полученная на основании обработки массивов всех имеющихся данных не только для Ладожского и Онежского озер, но и для таких водоемов, как Иссык-Куль, Чаны, Таймыр, расположенных в различных природно-климатических зонах.

В теплое время года с увеличением облачности и количества осадков x уменьшаются радиационный баланс водоемов R_w и температура T_w их поверхности. В результате ограничения усвоения радиационного тепла R_w ослабляется испарение E_w с озер при аномально большом увлажнении за периоды прогревания водоемов. При этом относительно повышено испарение E с водосборных территорий в условиях наличия влаги и ее доступности для обеспечения процессов фазового преобразования влаги и поступления скрытого тепла LE в атмосферу.

С точностью до числовых множителей между испарением с озер E_w и с их водосборных территорий E выявлено линейное соотношение вида:

$$E_w = -a_1 E + b_1, \quad (3.4)$$

где a_1, b_1 — эмпирические коэффициенты, зависящие от размера водосборных территорий.

По соотношению, выявленному для водосборов Ладожского и Онежского озер, оценивалось E (по заданной температуре воздуха T_v и количеству осадков x) и на его основе определялось испарение с водных поверхностей этих озер E_w .

Поступление влаги со стоком (слой стока) определялось по разности

$$y = x - E. \quad (3.5)$$

С помощью описанного подхода оценивались компоненты водного баланса, подстановка которых в уравнение теплового баланса позволила определить изменение уровней ΔH озер за период инструментальных наблюдений. Рассчитанные значения ΔH_p сопоставлялись с фактическим изменением ΔH_ϕ за многолетний период. Коэффициенты корреляции ($r \geq 0,80 \pm 0,03$) указывают на согласование ΔH_p и ΔH_ϕ на уровне выше 99 % за весь период наблюдений. Существенно, что многолетний ход параметра ΔH_p четко отражает все периоды резких колебаний уровня режима, обусловленных изменениями увлажнения на северо-западе ЕЧС. Из этого следует вывод о возможности оценки составляющих водного баланса по заданным температуре воздуха T и осадкам x за прошлые годы, а в перспективе — и на основе использования дистанционных данных.

Схема расчета составляющих уравнений теплового и водного баланса [7] заключается в следующем. По дистанционно измерен-

ной радиационной температуре T_p определяется температура воды T_w . Для большинства водоемов между температурой воды T_w и воздуха T_b существует достаточно устойчивая во времени связь (коэффициент корреляции на уровне выше 99 % достигает значений $0,8 \pm 0,05$). Для крупных озер северо-запада ЕЧС эта связь несколько различается в разные периоды (рис. 3.25): одним и тем же значениям температуры воздуха T_b в августе—декабре соответствуют более высокие значения T_w , что отражает различия

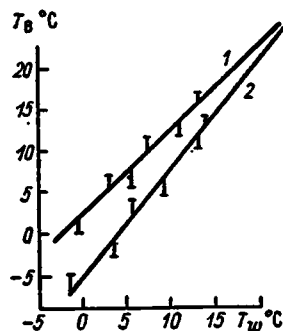


Рис. 3.25. Соотношение температуры воздуха T_b и воды T_w крупных озер северо-запада ЕЧС.
1) июнь—июль; 2) август—декабрь.

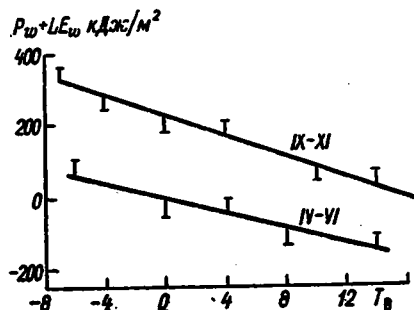


Рис. 3.26. Соотношение суммы явного P_w и скрытого LE_w потоков тепла с температурой воздуха T_b больших озер северо-запада ЕЧС.

интенсивности процессов изменения энтальпии водных масс в период их прогрева. Связь имеет вид (см. рис. 3.25):

$$T_w = a_2 T_b + b_2, \quad (3.6)$$

где a_2 и b_2 — эмпирические коэффициенты, полученные на основании материалов наблюдений на Ладожском и Онежском озерах. По радиационной температуре T_p и температуре воды T_w определяется температура воздуха T_b . Виртуальные потоки тепла оцениваются по зависимости, представленной на рис. 3.26. Она получена на основании обработки всех массивов данных наблюдений [5, 35] и имеет вид:

$$V = (P + LE)_w = a_3 T_b + b_3, \quad (3.7)$$

где a_3 и b_3 — эмпирические коэффициенты.

Таким образом, один из способов оценки $V = (P + LE)_w$ заключается в определении по уходящему излучению радиационной температуры T_p , а через нее и других необходимых параметров, позволяющих количественно определить отдачу (поступление) скрытого LE_w и явного P_w тепла, поступающего (получаемого) водоемом в процессе взаимодействия с атмосферой.

Оценки виртуального потока тепла $V = (P + LE)_w$ могут быть проведены и другим методом, который можно рассматривать как

независимый и полезный для проверки полученных результатов расчетов по данным дистанционного зондирования. Если тем или иным способом дистанционно определить поглощенную коротковолновую радиацию $B_k = Q_w(1 - A_w)$ или радиационный баланс R_w , то параметризация может основываться на соотношении [5, 35], имеющем вид:

$$(P + LE)_w = a_1 B_k + b_1 = a_5 R_w + b_5, \quad (3.8)$$

где a_4 , a_5 , b_4 , b_5 — эмпирические коэффициенты, выведенные из данных наблюдений по целому ряду больших озер СССР и мира. Таким образом, задание радиационного баланса R_w или поглощенной коротковолновой радиации B_k позволяет дать оценку прихода тепла (или его отдачи) к водоему под влиянием турбулентного тепло- и влагообмена.

Поток поглощенной коротковолновой радиации может быть оценен дистанционно по измерениям интегрального альбеда A_w . По заданной температуре воды T_w и воздуха T_v можно оценить эффективное излучение при безоблачной атмосфере, а затем с учетом облачности.

Поток тепла, поступающий или отдаваемый озером (энтальпия) за различные временные интервалы, определяется с учетом соотношения

$$\Delta B = R_w - (P + LE)_w. \quad (3.9)$$

Суммарная радиация Q оценивается по известной на основании данных нефанализа общей облачности N или продолжительности солнечного сияния.

Таким образом, составляющие теплового и водного баланса могут быть оценены по информации, получаемой дистанционно на основании спутниковых данных или наблюдений с самолетов и вертолетов. Для расчетов желательно иметь оперативно получаемую информацию о термическом состоянии деятельных поверхностей, осадках, альбеде и облачности. Алгоритмы, которые могут быть построены на основании имеющихся параметризаций, позволяют решать задачи климатологической оценки составляющих теплового и водного балансов озер и их водосборных территорий (см. гл. 2).

Если бы был найден способ оценки прозрачности и цветности водоемов по данным дистанционных наблюдений и выполнено их сопоставление с получаемыми традиционно параметрами (прозрачностью по белому диску, цветности по той или иной шкале и т. д.), то, как представляется, могло бы быть реализовано решение задачи параметризации характеристик вод озера, получаемых традиционно, с использованием данных измерений на основе неконтактных методов их определения.

Так, при решении ряда гидрофизических задач очень существенно знание особенностей волнения и ветрового режима. Дистанционные методы дают возможность определять эти параметры локаторами бокового обзора и специальной аппаратурой, исполь-

зующей возможности нелинейной оптики. Однако в лимнологии эти подходы пока еще далеки от реализации. В качестве первого приближения можно применить параметризацию характеристик волнения с учетом данных, получаемых дистанционно на основании уже существующих методов.

По экспериментальным данным, полученным на водоемах различных природных зон, выявлено наличие согласованности между общим интегральным альбедо акватории A_w и водосбора A (которое может быть определено на основании относительно простых методов дистанционной регистрации суммарной Q_w и отраженной r солнечной радиации) и такими параметрами, как высота Солнца $h_\odot$, общая облачность N , h_b — высота волнения, M — мутность, z_6 — прозрачность по белому диску, G — цветность воды. Степень согласованности (при распределении указанных параметров по нормальному или логнормальному закону) достаточно строго может быть оценена коэффициентом корреляции между альбедо A_w и $h_\odot$, h_b , M , z_6 , N , G в виде выборки

$h_\odot$	N	h_b	M	z_6	G
-0,006	-0,415	-0,201	0,164	-0,459	0,092

Коэффициенты корреляции для N и z_6 значимы выше уровня 99 %, для h_b — на уровне 95 % и для M — на уровне 90 %.

Таким образом, в множественное уравнение регрессии с наибольшим весом входят параметры, учитывающие условия облачности N и высоту волнения h_b .

Для альбедо A_w и параметров $h_\odot$, N , h_b , M , G множественное уравнение регрессии имеет вид

$$A_w = 22,4 + 0,02h_\odot - 0,6N - 2,2h_b - 0,005M - 1,9z_6 - 0,07G. \quad (3.10)$$

Задание параметров $h_\odot$, N , h_b , M , z_6 , G позволяет оценить h_b на уровне выше 99 % с множественным коэффициентом корреляции $r \approx 0,975 \pm 0,025$.

С учетом параметризации (см. рис. 3.10) на основе измерений общего альбедо A_w , облачности N и прозрачности z_6 в предположении малой пространственной изменчивости цветности G и при известной для водоема или его района мутности M , о которой можно судить и на основе дистанционных измерений (см. гл. 6), может быть оценена высота волнения h_b , а через него и скорость ветра u в приземном слое для различных типов волнения.

Таким образом, пространственно-временная изменчивость составляющих теплового и водного балансов оценивается на основании дистанционно получаемой информации применительно к водоемам, для которых в той или иной степени изучена зависимость, существующая между компонентами теплового и водного баланса, а также между параметрами, характеризующими все многообразие возможных на водоемах гидрометеорологических условий. Опыт применения такой методики к большим озерам северо-запада ЕЧС оказался достаточно успешным.

Наиболее информативными признаками состояния массоэнергетического обмена озер следует считать информацию о пространственно-временной изменчивости облачности N и температуры деятельных поверхностей T_w озер и их водосборных территорий T .

Информация об общем альбедо A_w , прозрачности z_0 , цветности G и количестве взвешенных веществ M в водоеме дает возможность в первом приближении оценивать высоту волнения h_w и рассчитывать на этой основе поля скорости ветра u .

В связи с решением задачи дистанционного определения составляющих теплового и водного балансов представляет интерес анализ закономерностей изменения с высотой всех составляющих радиационного притока тепла и других метеорологических параметров, связанных с компонентами теплового и водного балансов. Следует отметить, что таких данных исключительно мало, что объясняется сложностью их получения (разреженностью аэрологической сети наблюдений и рядом методических трудностей).

Уникальные данные были получены над Ладожским озером [46]. В единый момент времени были определены составляющие радиационного баланса на уровне воды и на высотах до 7 км на разных уровнях до слоя облачности слоисто-кучевого типа (две ступени), над слоем сплошной облачности на высотах примерно 2,5; 5,5; и около 7 км. Были получены вертикальные профили плотностей потоков радиации в период, близкий к истинному полдню. Наибольший градиент плотности потоков наблюдался в слое облаков, толщина которых составляла около 1 км, нижняя граница находилась на высоте 1,5, верхняя — на высоте 2,5 км. Над слоем облачности плотность потока суммарной радиации возрастала почти вдвое.

3.3. Дистанционная индикация спектральных характеристик озер и водохранилищ¹

Изменения спектральных характеристик природных вод в пространстве и времени (суточный ход, годовая и многолетняя изменчивость, аperiodическая изменчивость синоптического масштаба и др.) определяются следующими факторами: 1) состоянием водной поверхности; 2) условиями освещения, зависящими от состояния атмосферы, волнения, изменяющего эффективные уклоны водной поверхности, высоты Солнца. Наибольшие изменения альбедо в зависимости от высоты Солнца характерны для водных поверхностей, что обусловлено их зеркальными свойствами и возможностями по-разному пропускать свет в свою толщу. Наименьшие изменения альбедо характерны для мелкозернистых и матовых поверхностей, таких как снег и чернозем. Влажность почвы водосборов существенно влияет на значения спектрального альбедо и

¹ Раздел написан совместно В. Н. Адаменко и А. М. Хиловым.

коэффициенты спектральной яркости, а также на значение проективного покрытия почв, изменяющегося в зависимости от типа растительности, фазы ее развития и характера архитектоники (плотности растительного покрова, его структуры, ориентации основных его элементов по отношению к странам света и др.).

На основании материалов ИСЗ «Метеор—природа» (имеющем четырехзональное оптико-механическое сканирующее устройство малого разрешения МСУ-М и двухзональное оптико-механическое устройство среднего разрешения МСУ-С, а также оптико-электронный сканер высокого разрешения с плоскостной разверткой МСУ-Э с возможностью разрешения на акватории около 30 м) с использованием телевизионного устройства «Периколор-1000» и технических приемов обработки изображений ИСЗ на ЭВМ получены следующие выводы.

1. Можно выделить пять основных факторов, определяющих интенсивность и спектральный состав отраженной солнечной радиации: а) угол падения света, б) растворенные органические вещества, в) растворенные неорганические вещества, г) взвесь, д) состояние водной поверхности.

2. Зависимость от облачности альbedo прямой и рассеянной радиации проявляется главным образом при высотах Солнца до 30° и заключается в том, что альbedo при пасмурном небе меньше, чем при безоблачном; при высотах Солнца, больших 30° , зависимость альbedo от облачности выражена слабее и является обратной.

3. Хотя влияние нефтяного и биологического загрязнения на оптические свойства озер и водохранилищ изучено еще недостаточно, уже сейчас в первом приближении возможна качественная оценка степени загрязнения и распределения по акватории водоемов как скоплений растительности, так и нефтяной пленки.

4. Спектральный состав надповерхностной яркости, оцениваемый по спектральному альbedo и коэффициентам спектральной яркости, формируется в приповерхностном слое воды и характеризует не только тонкий верхний слой, но и слой, равный примерно двум глубинам, на которых различим белый диск. На спектральный состав надповерхностной яркости оказывает влияние совокупность процессов почти всей водной толщи.

Об изменении отраженного от озер и водохранилищ света можно судить по оптической плотности спутниковых снимков:

а) наиболее чистым водам соответствуют самые темные участки снимков во всех областях спектра. Для них характерен минимум отражения в красной области спектра, максимум — в синей, что проявляется в относительной «темноте» снимков, получаемых со спутника «Метеор—природа» (МСУ);

б) окрашенные (немутные) воды также отличаются повышенной плотностью спутниковых снимков во всех областях спектра и широким максимумом отражения в окрестности длин волн 550—650 нм, что проявляется в относительном просветлении негативных изображений, получаемых со спутников;

в) для мутных вод с мелкой взвесью характерна наименьшая оптическая плотность во всех каналах;

г) у мутных вод с крупной взвесью снимки относительно менее светлые, чем у мутных с мелкой взвесью;

д) относительному увеличению численности фитопланктона в воде соответствует возрастание отражения во всех каналах с максимумом в сине-зеленой области (около 0,5 мкм);

е) окрашенность воды обуславливает снижение отражения света от поверхности озер и водохранилищ и сдвигает максимум отражения в красную область спектра примерно на 50—100 нм.

Так, сильно окрашенные воды, содержащие большое количество гумусовых веществ, выглядят самыми темными участками на снимках акваторий, так как они не дают минимального отражения в синей области спектра, характерного для чистых вод.

Отмеченные особенности формирования оптической плотности спутниковых снимков в различных каналах видимого спектра волн дают основу для их учета при решении так называемых обратных задач — восстановления параметров физического состояния озер и водохранилищ на основе анализа плотности снимков, характеризующих отражение световой энергии в различных участках спектра.

5. Отраженные характеристики снега зависят от многих факторов — возраста, влажности, кристаллизации, фактуры поверхности и ее загрязненности, высоты и азимута светила. Установлено, что в процессе таяния снежного покрова коэффициенты спектральной яркости уменьшаются. Чистый лед полностью прозрачен для видимого света. Интенсивность света после прохождения им льда определяется экспоненциальным законом:

$$E_{\downarrow z} = E_{\downarrow 0} \exp(-\alpha z),$$

где $E_{\downarrow z}$ — интенсивность света после прохождения им льда толщиной z см, $E_{\downarrow 0}$ — интенсивность падающего света, α — коэффициент ослабления.

Прозрачность льда, содержащего инородные включения, на которых происходит рассеяние световых лучей, относительно невелика. Вид индикатрис рассеяния у различных типов льда зависит от размеров кристаллов, их строения, формы и концентрации включений. Едва различимые изменения в структуре льда значительно влияют на вид индикатрис рассеяния.

Ледяной покров морей обладает почти такими же яркостными характеристиками, как и снежный покров, в ближнем инфракрасном интервале спектра, что обусловлено сильным поглощением этих световых волн увлажненным льдом.

Лед на реках и водохранилищах характеризуется большей однородностью и прозрачностью, более гладкой поверхностью, чем морской. Его альбедо находится в пределах 0,36—0,45. Появление слоя воды на льду резко уменьшает отражение, так что при слое воды в 15—20 см альбедо смеси снижается до 0,26.

3.4. Солнечная радиация и фотосинтез пресноводного фитопланктона

Одной из задач дистанционного слежения за состоянием природных вод считается оценка относительной интенсивности фотосинтеза фитопланктона. Как было показано в п. 3.3, а также в гл. 2, имеются возможности дистанционной индикации спектральных характеристик озер и водохранилищ, определения интегральных сумм потоков радиации и составляющих радиационного и теплового баланса водоемов. Представляется важной разработка методов оценки пространственной и временной изменчивости характеристик энергетического состояния водоемов по спутниковым снимкам, на которых можно выделять чистые, мутные, окрашенные чистые и окрашенные мутные воды с различным отражением и пропусканием потоков света в разных спектральных диапазонах.

Можно показать, что в различных водоемах интегральный фотосинтез J_ϕ за сутки, нормированный на его максимальное значение $J_{\text{макс}}$, описывается нелинейной функцией потока энергии Q_z , поступающей на заданную глубину z :

$$J_\phi/J_{\text{макс}} = 1/[a + b \exp(-\lg Q_z)], \quad (3.11)$$

где a, b — коэффициенты, зависящие от вида водорослей (зеленых, диатомовых и синезеленых), которые графически представляются как кривые с рядом характерных особенностей. Важнейшие из этих особенностей заключаются в следующем:

1. Независимо от вида фитопланктона в диапазоне Q_z от 40 до 400—500 Дж/см² росту нормированного фотосинтеза $J_\phi/J_{\text{макс}}$ соответствует в логарифмическом масштабе возрастание поступления солнечной энергии.

2. При потоке Q_z , составляющем в сутки сумму до 40 Дж/см², фотосинтез фитопланктона не превосходит 10 % максимального, характерного для фитопланктона из зеленых, диатомовых и синезеленых водорослей.

3. Для фотосинтеза диатомовых и синезеленых водорослей требуется в 5 раз меньшая интенсивность освещенности, чем для фотосинтеза зеленых водорослей. При минимальных суммах ($0 \leq Q_z \text{ Дж/см}^2 \leq 40$) у диатомовых и синезеленых водорослей фотосинтез составляет менее 1/10 максимальных значений.

4. При суммах видимого потока света Q_z , проникающего на заданную глубину z в пределах 150—400 Дж/см², фотосинтез фитопланктона достигает наибольших значений. При этом у синезеленых и диатомовых водорослей $J_\phi/J_{\text{макс}} \rightarrow 1$ при $Q_z \rightarrow 200 \text{ Дж/см}^2$, тогда как у зеленых $J_\phi/J_{\text{макс}} \rightarrow 1$ при $Q_z \rightarrow 400 \text{ Дж/см}^2$.

5. При превышении поступления $Q_{\text{макс}}$ за сутки сначала у синезеленых и диатомовых, а потом у зеленых водорослей наступает угнетение фотосинтеза (ингибирование), которое, однако, не превышает 5—10 % максимально возможного значения суточной продукции фотосинтеза.

При известном $J_{\text{макс}}$ для данного вида водорослей интенсивность фотосинтеза $J_{\text{ф}}$ при суммарной радиации Q_z ($z = 5 \dots 30$ м), прозрачности до 1 м, цветности 30—50° и температуре воды (средней за сутки) 19—20°C можно выразить следующим образом (рис. 3.27).

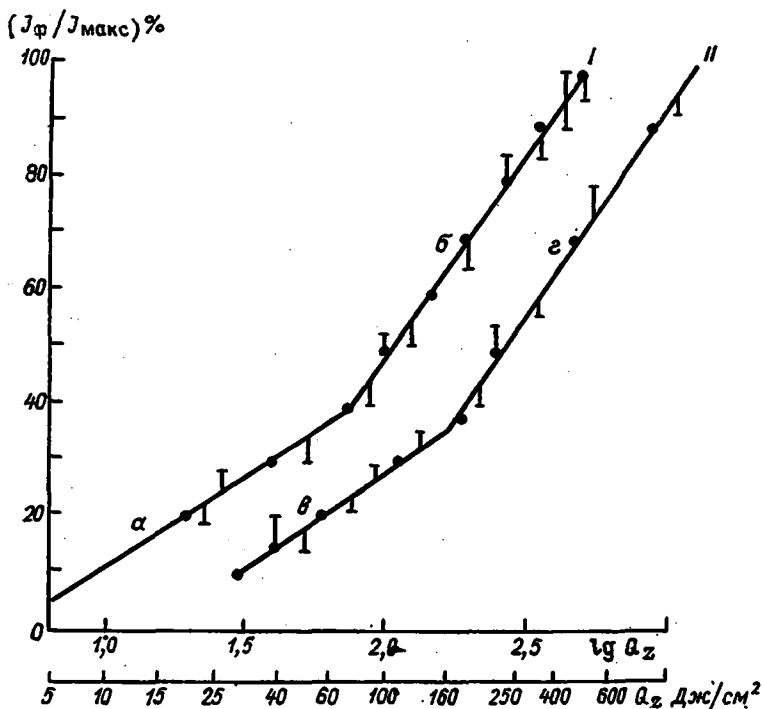


Рис. 3.27. Зависимость отношения $J_{\text{ф}}/J_{\text{макс}}$ от поступающей в водоем за сутки на заданную глубину суммарной радиации Q_z у различных видов водорослей: I — диатомовые и синезеленые (*Melosira*, *Cyclotella*); II — зеленые водоросли (*Aphanizomenon flosaquae*).

I — диатомовые и синезеленые водоросли:
участок а, $Q_z = 5 \dots 80$ Дж/(см²·сут)

$$J_{\text{ф}} \approx J_{\text{макс}} (33 \lg Q_z - 21); \quad (3.12)$$

участок б, $Q_z = 80 \dots 700$ Дж/(см²·сут)

$$J_{\text{ф}} \approx J_{\text{макс}} (78 \lg Q_z - 106). \quad (3.13)$$

II — зеленые водоросли:

участок в, $Q_z = 25 \dots 160$ Дж/(см²·сут)

$$J_{\text{ф}} \approx J_{\text{макс}} (35 \lg Q_z - 42); \quad (3.14)$$

участок г, $Q_z = 160 \dots 1500$ Дж/(см²·сут)

$$J_{\text{ф}} \approx J_{\text{макс}} (74 \lg Q_z - 126). \quad (3.15)$$

Из анализа соотношений (3.11)—(3.15) следует, что при высокой облученности (низкие широты, безоблачное небо) по мере роста Q_z фотосинтез J_ϕ возрастает пропорционально $\lg Q_z$ с интенсивностью, примерно в 2 раза большей, чем при малой облученности (высокие широты, облачность), независимо от вида водорослей (см. рис. 3.27, углы наклона на участках a и b , а также v и z).

Минимальная интенсивность фотосинтеза J_ϕ , составляющая 10—20 % наибольшей, у диатомовых и синезеленых имеет место при суммах солнечной радиации, примерно в 5 раз меньших, чем у зеленых. Наибольшая интенсивность, близкая к максимально возможной, у диатомовых и синезеленых водорослей наблюдается при суммах солнечной радиации Q_z , примерно в 2 раза меньших, чем у зеленых (см. рис. 3.27).

Для морских, озерных и водохранилищных видов фитопланктона фотосинтез описывается одним и тем же законом (с точностью до числовых множителей). Суть закона заключается в том, что фотосинтез любых видов фитопланктона, нормированный на максимально возможный для данного вида, возрастает пропорционально логарифму облученности солнечной радиацией на данной глубине. Учет этой зависимости позволяет количественно оценивать фотосинтез по измеренной солнечной радиации. При избыточном поступлении солнечной радиации наступает угнетение интенсивности фотосинтеза (ингибирование), разное в зависимости от вида фитопланктона. Оно начинается при суммах интегрального потока света, превышающих критические в 1,5—5 раз.

Полученные соотношения характеризуют достаточно устойчивую зависимость между фотосинтезом и энергией солнечной радиации в различных диапазонах ее интенсивности и суточных сумм. Выявленные различия обусловлены эколого-физиологическими особенностями водорослей. Одна из причин возможных различий в интенсивности фотосинтеза при одних и тех же интегральных и спектральных характеристиках светового режима заключается в разных термических условиях, газовом и химическом составе природных вод. К сожалению, этот вопрос слабо исследован.

Дистанционные методы оценки поступления радиации в озера и водохранилища могут являться основой для количественного расчета относительной пространственно-временной изменчивости процессов продукции в водоемах. Очевидно, что для оценки этой изменчивости необходимо иметь представление о влиянии термических и других условий на процессы фотосинтеза, для чего также пригодны дистанционные методы слежения.

Глава 4. КОМПОНЕНТЫ ПРИРОДНЫХ ВОД, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ИХ ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Природная вода представляет собой сложную физико-химико-биологическую среду, содержащую растворенные и взвешенные вещества, а также разнообразные живые организмы. Вместе с пузырьками газов и неоднородностями, возникающими в результате турбулентности, эти компоненты, являясь оптически активными, определяют оптику естественных водоемов. В принципе, оптические свойства природных вод (показатели ослабления ϵ , поглощения κ и рассеяния σ) можно описать как суперпозицию оптических характеристик отдельных компонентов. Однако основная сложность такого подхода кроется в чрезвычайном разнообразии и пространственно-временной изменчивости конкретного состава воды естественных водоемов. В связи с этим одна из важных задач при решении указанной проблемы состоит в выделении основных факторов и создании на этой основе адекватной физической модели формирования оптических свойств исследуемого водного объекта.

4.1. Чистая вода

Обстоятельный обзор экспериментальных данных об оптических характеристиках чистой воды (под которой понимается химически чистое вещество, являющееся смесью нескольких видов изотопов молекулы воды с различной молекулярной массой) можно найти в [23]. Там же приведены спектральные зависимости показателей ϵ , κ и σ , которые, по-видимому, могут рассматриваться в настоящее время как наиболее достоверные. Приведенные значения показателей относятся к температуре 20 °C. Отмечается, что при изменении температуры воды от 0,5 до 26 °C показатель ослабления ϵ изменяется не более чем на 15 %. Наибольшие температурные изменения проявляются в области максимума ослабления — вблизи 750 нм (при этом отмечается и небольшой сдвиг самого максимума). Помимо температурной существует также зависимость ϵ , κ и σ от давления. Однако в большинстве случаев для целей дистанционного зондирования ею можно, по-видимому, пренебречь.

Как можно видеть из рис. 4.1 [53, 57], наблюдаемое поглощение чистой воды в красной области видимого участка спектра

представляет собой в действительности периферийную область ряда более сильных ИК. полос поглощения, расположенных при $\lambda > 700$ нм. Два плеча, регистрируемые при $\lambda \approx 604$ и $\lambda \approx 514$ нм, являются соответственно пятой и шестой гармониками валентного колебания О—Н молекулы воды. Максимумы поглощения, расположенные при $\lambda \approx 860$ и $\lambda \approx 745$ нм относятся соответственно к третьей и четвертой гармоникам того же валентного колебания (которое проявляется в спектре поглощения воды в районе 3 мкм). Поглощение в УФ области связано с электронными переходами

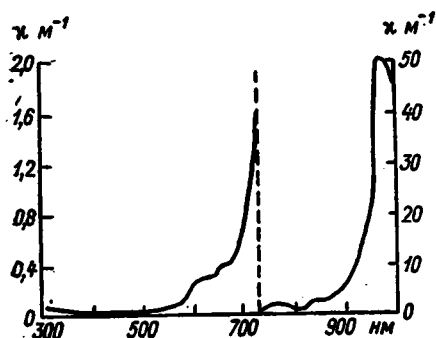


Рис. 4.1. Спектральный ход показателя поглощения чистой воды.

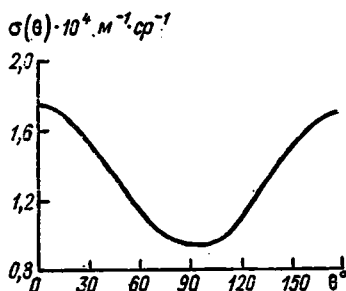


Рис. 4.2. Расчетная индикатриса рассеяния света чистой водой.

в молекулах воды, а на показатель ослабления ε в области длин волн 300—400 нм весьма существенное влияние оказывает (помимо поглощения) также молекулярное рассеяние (имеющее спектральную зависимость $\sim \lambda^{-4,3}$).

На рис. 4.2 представлена расчетная индикатриса рассеяния света чистой водой (для длины волны 550 нм). Значение $\sigma(90^\circ)$ принято равным $0,93 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$. Расчет при других углах велся по формуле [52]:

$$\sigma(\theta) = \sigma(90^\circ) (1 + 0,835) \cos^2 \theta. \quad (4.1)$$

Можно видеть, что в такой среде имеется равенство рассеяния вперед и назад, свойство, утрачиваемое водами естественных водоемов.

4.2. Растворенные соли

Неорганические соли, присутствующие в значительных количествах в океанах и морях (в океанической воде в среднем 35 г/л), изменяют как рассеяние, так и поглощение света. Основное влияние на поглощение наблюдается в УФ области, значительно более слабое — в ИК диапазоне спектра. Обусловлено это тем, что ионы неорганических солей (и прежде всего Br^- и NO_3^-) имеют элек-

тронные полосы поглощения, расположенные в области длин волн короче 300 нм. (Интересно отметить, что в этот спектральный интервал попадает и поглощение растворенным кислородом [11]). Таким образом, в видимой и ближней УФ областях их вклад в поглощение водой мал.

Обусловленное растворимыми неорганическими солями рассеяние света (пропорциональное их концентрации) имеет ту же спектральную зависимость, что и рассеяние на флуктуациях плотности чистой воды, и составляет по отношению к нему для морской воды соленостью 35—38 ‰ примерно 20—30 %. Возможные вариации значений показателя рассеяния σ для оптически чистой морской воды (т. е. морской воды, в которой отсутствуют взвешенные частицы и органические вещества как в растворенном, так и в коллоидном виде) за счет изменения солености в океанах и морях не превышают 3—4 %.

Угловое распределение рассеянного света для чистой морской воды может быть с удовлетворительной точностью рассчитано по формуле (4.1), которая была предложена для расчета индикатрисы рассеяния чистой водой (для чистой воды $\sigma(90^\circ) = 1,1 \times 10^{-4} \text{ м}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$; $\lambda = 546 \text{ нм}$).

Молекулярное рассеяние света морской воды обычно мало, однако его роль становится значительной, когда речь идет о значениях σ в определенном направлении: доля молекулярного

рассеяния $\eta = \frac{\sigma_{\text{мол}}(\theta)}{\sigma(\theta)_i}$ может достигать существенных значений для средних и больших углов рассеяния и при переходе к коротким длинам волн. Так, согласно подборке, сделанной К. С. Шифриным [35] по различным литературным источникам, в чистых океанических водах $\eta \approx 10 \%$, однако на углах, больших 90° , молекулярное рассеяние составляет более 70 %. В частности для $\theta = 90^\circ$ $\eta = 70 \%$, а для $\theta = 135^\circ$ — 83 % общего рассеяния. Молекулярное рассеяние заметно варьирует в Мировом океане: значение $\sigma_{\text{мол}}$ ощутимо уменьшается с ростом давления и увеличивается с ростом температуры воды. В результате оно максимально на поверхности и в широтной зоне 40° с. ш. — 40° ю. ш. и минимально на глубине и в поясе умеренных и северных широт.

О влиянии растворенных неорганических солей на оптические свойства внутренних водоемов следует сказать особо. Минерализация озер варьирует в очень широких пределах — от нескольких десятков миллиграммов на литр (что мало отличается от минерализации дождевой воды) до 300—350 г/кг (соленые озера) [1]. С увеличением минерализации озерной воды происходит относительный рост концентрации ионов в ее составе в такой последовательности:



При минерализации до 500—1000 мг/л в озерной воде преобладают гидрокарбонатные ионы, свыше 1 г/кг — чаще всего сульфатные, 3—5 г/кг — сульфатные и хлоридные ионы в зависимости от

литологических особенностей водосборной площади. В составе катионов озерных вод преобладающая роль кальция сохраняется лишь до 1—2 г/кг, уступая при дальнейшем росте минерализации лидирующее место ионам Na. Ионы магния сохраняют при всех значениях минерализации промежуточное положение.

Поскольку пресные водоемы содержат растворенные неорганические соли в концентрации, не превышающей 1,0 г/кг, то в соответствии со сказанным подавляющая часть пресных озер по составу — гидрокарбонатно-кальциевые.

Поскольку минерализация пресных водоемов значительно ниже минерализации морей и океанов, можно полагать, что растворенные неорганические соли не оказывают заметного влияния на гидрооптические свойства пресной воды. Однако справедливость такого утверждения распространяется только на те озера и водохранилища, воды которых не содержат больших (относительно уровня общей минерализации) количеств соединений железа и марганца и/или меди, кобальта, ванадия, которые, как известно [20], окрашены и, следовательно, имеют полосы поглощения в видимой части спектра.

Соотношение восстановленных и окисленных форм железа и марганца в природных водных объектах определяется кислотнo-щелочными и окислительно-восстановительными условиями среды. Ионы Fe^{2+} устойчивы в водных растворах при $\text{pH} < 6$. При более высоких значениях pH, в придонных водах, содержащих растворенный кислород, происходит окисление двухвалентного железа до трехвалентного состояния. Ионы же трехвалентного железа в такой среде неустойчивы и подвергаются гидролизу с образованием гидрооксида железа — $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

В отличие от железа, ионы Mn^{2+} устойчивы в водных растворах при $\text{pH} < 8,4$, а в щелочной среде окисляются¹ до четырехвалентного состояния и выпадают в осадок в виде гидрата окиси марганца — $\text{MnO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Помимо чисто химических процессов, в превращениях соединений железа и марганца в воде большую роль играет деятельность железобактерий [7, 21].

Гидроокиси железа и марганца, как отмечалось, обладая ничтожной растворимостью, выпадают в осадок. Цвет $\text{Fe}(\text{OH})_3$ — красно-коричневый, а MnO_2 — темно-серый или почти черный. Образование тонкой взвеси этих соединений в озерных (придонных) водах может явиться причиной увеличения их цветности. Однако и растворимые соединения железа и марганца не являются бесцветными. Так, в нейтральных или кислых водных растворах двухвалентный марганец образует окрашенный в бледно-розовый цвет комплексный ион, спектр которого представлен на рис. 4.3.

В щелочной среде, образуемая $\text{Mn}(\text{OH})_2$, подобно $\text{Fe}(\text{OH})_2$, имеет бледный голубовато-зеленый цвет [20]. Это означает, что

¹ Склонность к окислению у марганца меньше, чем у железа, и поэтому в водных средах с $\text{pH} < 8,4$ можно встретить практически на всех глубинах соединения двухвалентного марганца. Его окисление в четырехвалентный марганец, по-видимому, в значительной степени обусловлено деятельностью бактерий.

наличие в озерной воде растворимых соединений Fe и Mn должно изменять спектр поглощения воды в видимой области спектра. К сожалению, нам неизвестны подобные исследования.

К сказанному необходимо добавить, что, поскольку железо (преимущественно трехвалентное) склонно к комплексообразованию¹, то для него свойственно входить в комплексы с гуматами (так называемые железогумусовые комплексы). Эти комплексы всегда окрашены, причем, как это следует из изложенного, их окраска обусловлена не только органическими компонентами.



Рис. 4.3. Спектр поглощения иона $[Mn(H_2O)_6]^{2+}$ в видимой области (ион получен в водном растворе перхлората).

Концентрация железа и марганца в воде озер северной гумидной зоны изменяется от 10^{-3} мг/л (олиготрофные водоемы) до нескольких десятков мг/л (меромиктические озера). По данным² за 1984 г., в Ладожском озере железа содержится в среднем 90 мкг/л (диапазон 30—16 мкг/л), марганца — 4 мкг/л (диапазон 1,5—30 мкг/л); в Онежском озере средняя концентрация железа составляет 150 мкг/л (диапазон 70—1000 мкг/л), а марганца — 10 мкг/л (диапазон 2—160 мкг/л). Для вертикальных профилей концентрации Fe и Mn характерна сезонная и межгодовая изменчивость, обусловленная чередованием в области гипolimниона окислительных условий в период циркуляции с восстановительными — в период стагнации.

Горизонтальная неоднородность минерализации вод озера зависит от соотношения между объемом озера и водностью притоков, значения $\Delta t = t_{\text{озера}} - t_{\text{приток}}$, морфометрии водоема (например, наличия плёсов, для которых характерно повышенное испарение) и некоторых других факторов. В качестве примера можно привести данных об общей минерализации Σ поверхностных вод заливов северной Ладоги [33]: в очень мелководном заливе Салми, принимающем воды трех притоков со слабоминерализованными водами, $\Sigma = 12,6$ мг/л, тогда как, например, в заливе Мурлахти Σ составляла 50—56 мг/л. Средняя минерализация вод открытой части Ладожского озера близка к 56 мг/л [26]. Еще более показательным примером является озеро Балхаш [1]: минерализация вод этого водоема, питающегося в основном из р. Или, возрастает от устья реки в направлении на северо-восток в 7 раз на протяжении 600 км. Происходит это из-за сильного испарения

¹ Известны и марганец-органические комплексы, однако они менее характерны для природных вод, чем комплексы на основе трехвалентного железа.

² Значения приводятся для общего железа и марганца. Измерения произведены О. А. Черных.

с поверхности озера. При этом одновременно изменяется химический состав воды за счет выпадения в осадок карбонатов кальция в результате пересыщения ими раствора по мере увеличения минерализации.

4.3. Растворенное органическое вещество

Помимо растворенных солей воды естественных водоемов содержат в тех или иных количествах растворенные органические вещества (РОВ). Органическое вещество (ОВ) либо создается в процессе фотосинтетической деятельности фитопланктона (ФП) (автохтонное ОВ), либо поступает с суши (аллохтонное ОВ). ОВ, образующееся в результате фотосинтеза, выделяется в окружающую среду (так называемые прижизненные выделения ФП) [44]. Количество выделенного ОВ в некоторых случаях может достигать 20 % ОВ, образовавшегося в процессе фотосинтеза. Внеклеточные выделения могут быть подразделены [7] на промежуточные продукты метаболизма с малой молекулярной массой, такие как глюколевая кислота (выделяется фитопланктоном при дефиците питательных веществ, а также избытке или недостатке света), и конечные продукты метаболизма (к этой группе ОВ относятся углеводы, пептиды, альдегиды, кетоны, ферменты и ряд веществ — ингибиторов или стимуляторов роста). Следует отметить, что в более продуктивных водоемах выделение ОВ клетками ФП более значительно, чем в олиготрофных. Обычно считается, что прижизненные выделения ОВ растительными клетками усваиваются бактериопланктоном, однако существует также мнение, что некоторые виды ФП способны к гетеротрофному питанию и таким образом могут конкурировать с бактериопланктоном (БП) за РОВ обсуждаемого происхождения, когда оно находится в высоких концентрациях (т. е. в низкопродуктивных озерах внеклеточные выделения ФП усваиваются исключительно бактериопланктоном).

Трансформация ОВ биомассы ФП в РОВ происходит в ходе процессов фотолиза, гидролиза и бактериальной деструкции клеточного вещества ФП¹.

Аллохтонный компонент РОВ также был первично создан в процессе фотосинтеза, но затем прошел сложный и длительный путь неполной утилизации при захоронении, консолидации и «созревании», прежде чем попал в водоем. Генетически он связан с фитомассой суши, гумусом почв и ОВ древних пород.

В океане основным поставщиком РОВ является ФП. Аллохтонный компонент РОВ играет заметную роль, очевидно, лишь в прибрежных водах морей и океанов, а также во внутренних водоемах. Продукция, создаваемая фитобентосом, невелика. Вклад

¹ Очевидно, трансформация начинается с момента гибели растительных клеток; к причинам, вызывающим их гибель, помимо естественного отмирания, относят и прямое литическое действие некоторых микроорганизмов, фаговые инфекции, хищничество, однако сравнительные масштабы этих процессов, по-видимому, не исследованы.

бактериального первичного хемо- и фотосинтеза плохо изучен, но в целом для океана, видимо, мал [28]. Зоопланктон и зообентос не являются первичными продуцентами РОВ, так как ведут синтез на основе ранее созданного ОВ.

Высказывается мнение, что по крайней мере в океанах и морях РОВ может быть подразделено на консервативное и неконсервативное [23]. Предполагается, что консервативное РОВ является результатом многовекового накопления ОВ. Неконсервативная же часть — это по сути дела «молодое» автохтонное РОВ (в связи с этим следует ожидать, что концентрация неконсервативного РОВ должна хорошо коррелировать с концентрацией индикатора живого ФП — хлорофилла *a* — ХЛ *a*).

Химический состав преобладающей части РОВ известен плохо. В ряде работ [31, 45] дан возможный состав морского РОВ, куда входят такие классы химических веществ, как аминокислоты, сахара, аминсахара, жирные кислоты, а также, по-видимому, каротиноиды, хлориновые элементы, фенолы и другие. При всей малоизученности этого вопроса, однако, очевидно, что РОВ прибрежных районов морей и океанов и особенно внутренних водоемов (где значителен аллохтонный компонент), должно отличаться от РОВ открытых частей морей и океанов. В аллохтонном компоненте должен быть представлен лигнинопротеиновый комплекс, характерный для ОВ высшей растительности, тогда как в автохтонном РОВ следует ожидать наличия алифатического углеродно-протеинового комплекса, возможно, включающего фенолсодержащие соединения. Количество РОВ в морской воде составляет в среднем 0,001—0,005 ‰ [12], т. е. обычно не превышает нескольких миллиграммов на 1 л¹, что примерно на четыре порядка меньше концентрации растворенных солей. Однако РОВ в оптическом отношении более активны, чем соли: не изменяя существенно характеристик светорассеяния воды, они значительно усиливают ее поглощательную способность. В морях и океанах концентрация РОВ ($q_{\text{РОВ}}$) обычно максимальна в слое 0—100 м и уменьшается с глубиной, главным образом ниже 250—400 м [28]. Если в океанических и морских акваториях $q_{\text{РОВ}}$ не превышает, как отмечалось, нескольких миллиграммов углерода на 1 л, во внутренних водоемах $q_{\text{РОВ}}$ может быть значительно выше. По данным С. И. Кузнецова [21], $q_{\text{РОВ}}$ в озерах варьирует от 1—2 до 24—25 мг С/л, а в среднем составляет 7—8 мг С/л. Так, в Ладожском озере $q_{\text{РОВ}}$ в среднем составляет 8 мг С/л [2]. В водах оз. Онтарио (Канада) $q_{\text{РОВ}}$ равна 2,16 г С/м³ [40].

Некоторая, по-видимому, небольшая часть РОВ (от 0,1 до 4 % при среднем значении 2,5 % [23]) имеет желтоватую окраску. Полагают, что образование «желтого вещества» (ЖВ) протекает по

¹ Исходя из элементного состава РОВ, полагают, что наиболее надежным показателем его количественного содержания является органический углерод, составляющий примерно половину массы РОВ. Поэтому в литературе концентрацию РОВ часто приводят в граммах углерода на 1 м³.

так называемой реакции Майера [49], в которой участвуют аминокислоты, углероды и фенолсодержащие продукты. Реакция ускоряется при повышенной температуре и в щелочной среде и приводит к образованию желтых и коричневых меланоидов. Высказывается мнение, что меланоиды в морском автохтонном РОВ содержат флуоресцирующее (синим цветом) вещество как побочный продукт реакции. В то же время нефлуоресцирующие фено-гуминовые кислотные продукты более интенсивного коричневого цвета, по-видимому, имеют в основном аллохтонный характер [55].

Изучение спектральных характеристик РОВ показало, что им свойствен быстрый рост поглощения в сторону коротких длин волн, обусловленного электронными переходами. Для растворов органических молекул в воде электронные спектры поглощения

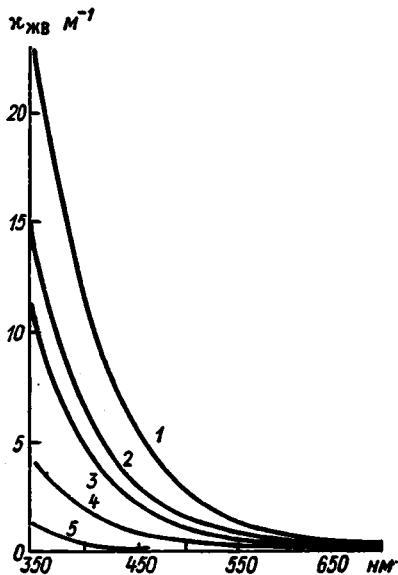


Рис. 4.4. Спектральные зависимости показателя поглощения для некоторых внутренних водоемов Австралии [50].

1 — оз. Гинлиндерра; 2 — водоем Барринжак-Дэм; 3 — оз. Джордж, 4 — оз. Клайд; 5 — зал. Батманский.

имеют вид широких размытых полос асимметричной формы: с длинноволновой стороны у них более крутой подъем, чем с коротковолновой. Наблюдаемое поглощение РОВ в видимой области спектра (вызванное ЖВ) (см. рис. 4.4) представляет собой, таким образом, длинноволновую часть («хвост») электронных полос поглощения.

К сожалению, по спектральному поглощению в видимой области нет возможности отличить консервативную фракцию РОВ от неконсервативной или аллохтонное ЖВ от автохтонного¹. Неисключено, что по спектрам поглощения в других диапазонах длин волн и прежде всего УФ, эти отличия могли бы быть обнаружены, но до сих пор такие данные, по-видимому, отсутствуют.

¹ Существует предположение, что несектральными методами ориентировочную оценку природы РОВ можно получить, сопоставляя данные по перманганатной и бихроматной окисляемости (ПО и БО соответственно). Установлено, что отношение $ПО : БО > 40\%$ характерно для вод, содержащих цветные гумусовые соединения, и для водных вытяжек из почв, меньшее же значение отношения $ПО : БО (< 40\%)$ обычно присуще водам продуктивных озер и водным вытяжкам из остатков отмершего планктона [32].

Спектральный ход показателя поглощения ЖВ (см. рис. 4.4) может быть аппроксимирован формулой вида:

$$\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda) = c e^{-\mu \lambda}, \quad (4.3)$$

где c — константа, а μ — коэффициент, значение которого не остается постоянным для различных акваторий и глубины. Для океанов среднее значение $\mu \approx 0,015 \text{ нм}^{-1}$ [36]. Исследования, выполненные в Рижском и Пярнуском заливах [24], дали значение μ в пределах $0,017$ — $0,019 \text{ нм}^{-1}$. В книге «Оптика океана» [23] приводятся значения показателя экспоненты μ (нм^{-1}) для поверхностных слоев (0—100 м) океанических вод с разным суммарным содержанием хлорофиллов (а, б, с), равные $0,016$, $0,012$, $0,015$ соответственно для олиготрофных ($q_{\text{хл}} < 0,02 \text{ г/м}^2$), мезотрофных ($q_{\text{хл}}$ от $0,02$ до $0,04 \text{ г/м}^2$) и эвтрофных ($q_{\text{хл}} > 0,04 \text{ г/м}^2$). Там же приводятся значения μ для глубоководных (более 100 м) слоев Тихого ($0,017 \text{ нм}^{-1}$) и Индийского ($0,019 \text{ нм}^{-1}$) океанов. Заметно некоторое увеличение μ при переходе от поверхностных вод к глубинным. Однако значения μ для глубин более 100 м получены без учета вклада хлорофилла ФП в предположении, что поглощение там обусловлено исключительно ЖВ. Значения $\kappa_{\text{ЖВ}}$ по данным работы [54] следующие:

$\lambda \text{ нм}$	400	420	440	460	480	500	520
$\kappa_{\text{ЖВ}}, 10^4 \text{ м}^{-1}$	240	168	125	93	70	52	39
$\lambda \text{ нм}$	540	560	580	600	620	640	700
$\kappa_{\text{ЖВ}}, 10^4 \text{ м}^{-1}$	29	22	16	12	9	7	3

Поскольку в практике океанологических анализов ЖВ не выделяется и не определяется его концентрация¹, то по крайней мере для оптических полей величиной $\kappa_{\text{ЖВ}}$ можно количественно характеризовать наличие ЖВ в воде (коэффициент поглощения κ пропорционален концентрации ЖВ) при определенной длине волны λ_0 . Значение $\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda_0)$ может быть найдено в первом приближении как разность между $\kappa_{\text{РОВ}}(\lambda_0)$ и $\kappa(\lambda_0)$. Для вод открытого океана $\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda_0 = 390 \text{ нм})$ варьирует от исчезающе малых значений порядка $0,001 \text{ м}^{-1}$ в олиготрофных водах до значений порядка $0,1 \text{ м}^{-1}$ и более в эвтрофных [23]. В морях, в частности Балтийском, $\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda_0 = 375 \text{ нм})$ может иметь значения от $0,60$ до $0,68 \text{ м}^{-1}$ [8]. В прибрежных районах $\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda_0 = 390 \text{ нм})$ составляет $0,6$ — $0,8 \text{ м}^{-1}$; при этом весьма существенными становятся абсолютные и относительные вариации $\kappa_{\text{ЖВ}}$.

В [23] предлагается, используя значение $\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda_0)$, рассчитывать $\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda)$ по формуле:

$$\kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda) = \kappa_{\text{ЖВ}}(\lambda_0 = 390) e^{-0,015 (\lambda - 390)}. \quad (4.4)$$

¹ О выделении ЖВ и определении его спектральных свойств сообщается в работе [24].

Вопрос о репрезентативности характеристик поглощения света желтым веществом остается до сих пор открытым, и на этот счет существуют различные точки зрения [8, 11]. Генетическое разнообразие РОВ (и, следовательно, ЖВ), возможность образования металлоорганических комплексов и экспериментально обнаруженные вариации значения коэффициента μ позволяют предположить, что спектральные поглощательные характеристики этого компонента различны для разных природных вод. Однако неизвестно, насколько четко это различие проявляется в «хвостовой» части электронных полос поглощения.

Не менее важен вопрос о формах нахождения РОВ в природных водах. Как отмечает Е. А. Романкевич [28], строго говоря, РОВ не является молекулярным раствором, так как к растворенному веществу в гидрохимии относят все то, что проходит через фильтры с размером пор 0,40—1 мкм. Следовательно, сюда входит как истинно молекулярный раствор, так и мелкая взвесь. В частности, при изучении вод экваториальной части Тихого океана (использовались фильтры с порами примерно 10^{-9} м) оказалось, что 40 % того, что обычно относится к растворенному веществу, надо считать взвешенным веществом. А в работе [58] прямо утверждается, что большая часть РОВ (ЖВ) находится не в растворенном состоянии, а адсорбирована на малых частицах взвеси. К этому следует добавить, что (и это, по-видимому, характерно прежде всего для внутренних водоемов) РОВ может присутствовать в воде в виде коллоидов. Все это чрезвычайно осложняет вопрос о спектральных поглощательных и рассеивающих свойствах РОВ. Может быть, правильнее учитывать влияние РОВ (а следовательно, и ЖВ) на поглощательные характеристики природных вод через спектральные удельные коэффициенты поглощения РОВ ($\mu^*_{\text{РОВ}}$). В работе [40] на основе анализа статистически достоверного экспериментального материала по оз. Онтарио предлагаются следующие значения коэффициента:

λ нм	443	520	550	670
$\mu^*_{\text{РОВ}} (\lambda)$ м ² /г С	0,073	0,039	0,039	0,0042

Исследования, проведенные на других водоемах, позволяют установить, носят ли эти значения $\mu^*_{\text{РОВ}} (\lambda)$ универсальный характер.

К сказанному следует добавить, что в литературе совершенно не освещено влияние, оказываемое РОВ на рассеивающие свойства вод, которое, по-видимому, не ограничивается чисто молекулярным рассеиванием. Определенная часть РОВ (преимущественно низко- и среднемолекулярная фракция) обладает способностью флуоресцировать. Поскольку флуоресцирующая фракция РОВ в настоящее время не выделяется, о ее количественном содержании можно судить лишь по интенсивности флуоресценции. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что полоса флуоресценции

РОВ асимметрична, размыта и сдвинута (на несколько десятков нанометров) в длинноволновую область по отношению к спектральному участку возбуждения [23].

Исследования, выполненные в Балтийском море, Атлантическом и Тихом океанах, показали [15, 38], что помимо УФ излучения флуоресценция РОВ вызывается видимым излучением, причем с уменьшением длины волны возбуждающего излучения максимум флуоресценции смещается в коротковолновую область спектра. Отмечается [23], что при равной мощности возбуждающего излучения коротковолновые линии возбуждают более интенсивные полосы флуоресценции, чем длинноволновые. Важно отметить, что полосы излучения при флуоресценции РОВ сохраняют свое положение и форму (полуширина полос составляет от 140 до 160 нм) для различных акваторий при неизменном спектральном составе возбуждающего света.

Крупномасштабное распределение интенсивности флуоресценции РОВ следует за распределением биологической продуктивности, так что флуоресценция максимальна в прибрежной зоне и апвеллингах и минимальна в районах конвергенций; причем диапазон ее изменений превышает два порядка [8, 13]. В отношении вертикальных профилей флуоресценции РОВ можно отметить, что в олиготрофных и мезотрофных водах (вне зоны влияния континентального стока) интенсивность флуоресценции увеличивается с глубиной. Однако в районах апвеллингов и в районах с высокой продуктивностью она падает (в последнем случае очень резко) с глубиной [13].

Представляет интерес выяснение связи между флуоресцирующим компонентом РОВ и ЖВ. В [23] высказано предположение, что флуоресцирующий компонент составляет лишь часть ЖВ (хотя флуоресценция есть следствие поглощения, но не все, что поглощает, непременно флуоресцирует). В связи с этим представляет интерес выяснить, существует ли связь между ЖВ и флуоресцирующим компонентом. Согласно работе [6], имеется корреляция между $\Delta x(390)$ ¹ и интенсивностью флуоресценции проб воды Индийского океана. Однако отождествлять поглощательный и флуоресцирующий компоненты нельзя, поскольку они имеют разные вертикальные профили. Так, в открытых частях океанов концентрация ЖВ максимальна в слое 100—200 м, в то время как интенсивность флуоресценции РОВ монотонно возрастает до глубины по крайней мере 250 м, а затем до глубины примерно 400 м изменяется, как правило, незначительно².

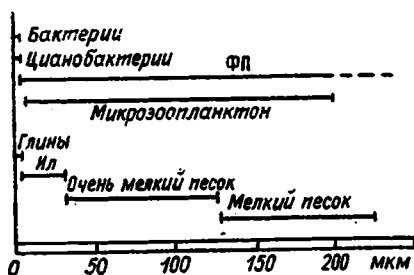
¹ Величина $\Delta x(\lambda)$ — разность между показателями поглощения исследуемой воды и дистиллированной воды.

² По-видимому, такой характер глубинного профиля флуоресценции РОВ в морях не является универсальным. При измерениях в течении Ирмингера не обнаружено этой закономерности [49].

4.4. Минеральное и органическое взвешенное вещество

Непременными компонентами естественных вод являются минеральная и органическая взвеси, объединенные общим названием гидрозоль. По своему составу и происхождению гидрозоль чрезвычайно разнообразен: это минеральные частицы терригенного происхождения, ФП, детрит (главным образом — остаточный продукт разложения клеток фито- и зоопланктона, а также макрофитов), частицы вулканического пепла, а также частицы антропогенного происхождения и др. Однако основная масса гидрозоля состоит из двух компонентов — терригенного и биогенного.

Рис. 4.5. Пределы размеров органических и неорганических частиц в составе гидрозоля природных вод.



Годовое «питание» Мирового океана терригенным материалом составляет 24,6 млрд т/год, а биогенным — 115,5 млрд т/год. Основной поставщик взвеси в океан — это фитопланктон, его доля составляет примерно 80 % всего взвешенного вещества. По океанам масса взвеси в водах распределена следующим образом: в Тихом — 51,6 %; в Атлантическом — 23,6 %, в Индийском — 21,3 %; в Северном Ледовитом — 0,8 % [35]. Терригенные частицы, попадающие в водоемы различными путями (со стоком рек, в результате эрозии берегов, с атмосферными осадками, приносимые ветром и т. п.), характеризуются значительным разнообразием состава, размеров (рис. 4.5) и форм.

В условиях морей и океанов терригенный материал теряет (примерно на 90 %) свою крупнодисперсную фракцию вблизи берега; в водах открытой части океанов и морей преобладает мелкодисперсная фракция, в которой частицы с размерами больше 1 мкм малочисленны, а подавляющее большинство имеет размеры меньше 1 мкм. Во внутренних водоемах крупные частицы могут заселять относительно большие площади вследствие большего поступления терригенного материала и ограниченности размеров самих водоемов.

Структурно терригенный материал представлен аморфными и кристаллическими частицами, являющимися смесью прежде всего таких минералов как каолинит, монтмориллонит, хлорид, гидрослюда, бейделлит и палыгорскит [35]. Элементный состав минерального компонента взвеси — кремний, алюминий и железо, чаще всего в виде окислов (SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3).

Биогенная взвесь состоит как из живых частиц — бактерио-, фито- и зоопланктона, — так и из мертвого материала — детрита. Наибольшее влияние на оптические свойства вод оказывают планктон и детрит.

4.4.1. Бактериопланктон

Представители бактериопланктона (БП) — это одноклеточные, колониальные и нитчатые организмы, относящиеся к низшим и слоевицевым растениям. Они могут иметь форму шара (кокка), палочки (бациллы), спирали (спириллы) или нити. Бактериальная клетка имеет оболочку, наружный слой которой у некоторых видов БП ослизняется; причем толщина слоя слизи иногда превосходит диаметр клетки. Крупные клетки БП имеют четкое ядро. Но в общем случае в цитоплазме БП располагается ядерное образование — нуклеид. Чаще всего БП бесцветный, однако встречаются и окрашенные виды (пурпурные, зеленые). Различают аэробный (живущий в поверхностных, насыщенных кислородом слоях водоема) и анаэробный (не нуждающийся в кислороде и обитающий в глубинных слоях) БП. Физиологические группы БП — аммонификаторы, нитрификаторы, азотфикаторы, серобактерии, железобактерии, бактерии, разрушающие углеводороды, и многие другие.

По характеру обмена БП подразделяются на авто- и гетеротрофный, а внутри этого разделения — на хемо- и фотосинтезирующий. Автотрофные бактерии используют в реакциях обмена исключительно неорганические соединения. Углерод для построения своего тела они получают из углекислоты, а водород, необходимый для его восстановления до органического вещества, поступает из неорганических источников (H_2 , H_2O , H_2S , NH_3 и др.). В случае фотоавтотрофного образа жизни источником энергии служит свет, в случае хемоавтотрофного — окислительно-восстановительные реакции. Гетеротрофные бактерии в качестве первичного источника энергии используют органические вещества. Фотогетеротрофы потребляют CO_2 как единственный источник углерода, но в качестве донатора водорода используют органические соединения.

К фотосинтезирующим бактериям относятся зеленые и пурпурные серобактерии и несерные пурпурные. Пурпурные серобактерии — строго анаэробные бактериальные организмы (которые, однако, при соприкосновении с кислородом сохраняют свою жизнестойкость). Имеются одноклеточные и колониальные формы. У *Thiopedia* клетки расположены правильными рядами в виде плоской таблетки; у *Thiocapsa* — сферические клетки диаметром 1,5—3,0 мкм расположены в виде неправильных агрегатов в общей слизистой капсуле; у *Lamprocystic* — агрегаты клеток крупные и плотные включены в общую слизистую оболочку; для одноклеточной формы *Thiospirillum* характерны спиралевидные клетки 2,5—4 мкм толщиной и 30—100 мкм длиной. Зеленые серобактерии (семейство *Chlorobacteriaceae*) — это строгие анаэробы. Встреча-

ются как одноклеточные формы ($0,7 \times 0,9 \dots 1,5$ мкм), так и колониальные в виде цепочек, включенных в общую слизистую оболочку.

Пурпурные несерные бактерии — необлигатные аэробы, способные расти в анаэробных условиях на неорганических средах. Бывают палочковидные ($0,6 \dots 0,8 \times 1,2 \dots 50$ мкм) и одноклеточные (овальной формы $1,2 \times 2,8$ мкм).

Счетная концентрация БП ($q_{\text{БП}}$) колеблется от 12×10^6 клеток/мл (зарегистрировано в соленых озерах Западной Сибири) до 10^5 клеток/мл (в олиготрофных водоемах). В поверхностных водах озер Ладожское, Онежское и Байкал численность БП (тыс. клеток/мл) составляет соответственно 180—540, 200—270 и 150—964, в то время как в глубинных слоях она снижается в среднем примерно до 100. Для сравнения укажем, что чистейшая вода артезианских скважин содержит от 11 до 15 тыс. клеток/мл.

В морях $q_{\text{БП}}$, как правило, на порядок меньше, чем в эвтрофных внутренних водоемах ($4 \cdot 10^6$ клеток/мл). Так, в Баренцевом море $q_{\text{БП}}$ равно $1 \cdot 10^5$ клеток/мл, в Азовском — $3 \cdot 10^5$, в Каспийском (у устья Волги) — $5 \cdot 10^5$ клеток/мл. Наибольшая концентрация БП в морях и больших озерах наблюдается в поверхностном слое: 0—50 м в морях, 0—20 м в озерах; с глубиной она, как правило, уменьшается¹. Например, по данным [27], в толще центральной части Ладожского озера резкое падение $q_{\text{БП}}$ имеет место в верхнем 10-метровом слое, ниже которого концентрация БП остается практически неизменной. Привлекает внимание тот факт, что вертикальный профиль $q_{\text{БП}}$ повторяет кривую изменения температуры воды с глубиной. Это свидетельствует о том, что низкая температура задерживает размножение бактерий.

Сезонный ход $q_{\text{БП}}$ характеризуется резким спадом в зимние месяцы и четким максимумом в летне-осенний период.

В обзорной работе [18] приведены примеры значений концентрации БП и ФП в водоемах различного типа. Оказалось, что значения бактериальной массы в олиготрофных озерах и в морях имеют один порядок. В водоемах эвтрофного типа это значение больше, однако его доля по отношению к биомассе ФП и растворенного органического вещества меньше, чем в олиготрофных водоемах и морях.

4.4.2. Фитопланктон

Представители ФП — это растительные организмы, свободно плавающие в поверхностном слое водной толщи пресных и мор-

¹ Такая закономерность изменения численности БП с глубиной далеко не всегда наблюдается в малых озерах. По данным В. Г. Драбковой [10], $q_{\text{БП}}$ (тыс. клеток/мл) в оз. Кундровинское на глубине 0,2 м составляла 1300—5800, а на глубине 4,5 м — 2800—7200. В качестве примера аналогичного распределения $q_{\text{БП}}$ с глубиной в больших водоемах можно указать Черное море, где максимум $q_{\text{БП}}$ отмечается на глубине 100—200 м (что обусловлено близостью сероводородной зоны).

ских водоемов в виде отдельных клеток или колоний. В ФП входит множество групп, различающихся как по внешнему виду, так и по биохимическим свойствам. В структуре клеток ФП, за исключением синезеленых или цианобактерий, имеются хлоропласты — автономные цитоплазматические тельца, в которых полностью реализуются все необходимые условия для фотосинтеза. Внутри хлоропластов находится бесцветная белковая строма (матрикс), в которую погружены ламеллярные системы, содержащие пигменты. Окраска клеток ФП в зависимости от его таксономической принадлежности может быть самой различной. Так синезеленые могут иметь цвет оливково-зеленый, желто-зеленый, розовый, фиолетовый, коричневый, перидиней — красный, зеленые — насыщенный зеленый цвет. Тело клеток ФП может быть голым или снабженным твердой оболочкой. Например, диатомовые имеют твердый панцирь из кремния ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), некоторые жгутиковые и разнотрутовики — покрыты известковыми (CaCO_3) пластинами. Форма клеток и колоний ФП отличается исключительным разнообразием и причудливостью. Панцирь золотистых водорослей снабжен окремненными шипами, в колонияльных диатомовых выделяются формы: нитевидные, лентовидные, звездчатые и другие, перидиней имеют яйцевидную или шаровидную форму, часто с разнообразными выростами.

В работе Н. Н. Давыдовой и Н. А. Петровой [9] даны подробные данные о размерах водорослей озерного ФП. В табл. 4.1 при-

Таблица 4.1

Характерные размеры некоторых представителей
озерного ФП (по [9])

Вид	Размер водорослей мкм
Отдел <i>Cyanophyta</i>	
<i>Anabaena spiroides</i>	8—10
<i>Woronichinia naegelianiana</i>	1—3 × 4,5
<i>Oscillatoria tenuis</i>	3—5 × 9—10
Отдел <i>Cryophyta</i>	
<i>Dinobryon divergens</i>	8—10 × 40—50
<i>Dinobryon social</i>	7—9 × 40—60
Отдел <i>Bacillariophyta</i>	
<i>Melosira islandica</i> subsp. <i>helv.</i>	8—20 × 6—20
<i>Tabellaria fenestrata</i>	34—50 × 5
<i>Stephanodiscus astraea</i>	27—50
Отдел <i>Xanthophyta</i>	
<i>Tribonema depauperatum</i>	3,5—4 × 28—57
<i>Botryococcus braunii</i>	6—8
Отдел <i>Pyrrophyta</i>	
<i>Ceratium hirundinella</i>	52—60 × 200—386
Отдел <i>Euglenophyta</i>	
<i>Astasia parvula</i>	2—3 × 6—10
Отдел <i>Chlorophyta</i>	
<i>Raciborskiella wroglenoides</i> swir.	8—9 × 16—20

ведена небольшая выборка с целью проиллюстрировать характерные размеры одноклеточных и колониальных форм ФП. Эти данные свидетельствуют о том, что одноклеточные водоросли имеют размеры от 1—2 до нескольких сотен микрометров, в то время как в случае их колониальной организации длина колонии сможет достигать нескольких миллиметров.

Поля концентрации ФП согласно экспериментальным данным, накопленным к настоящему времени, имеют значительную пространственно-временную изменчивость. Среди факторов, определяющих широкий спектр изменчивости полей распределения ФП, можно выделить механические (куда входят вариации вертикального профиля плотности воды, удельная масса популяции ФП, вертикальные и горизонтальные циркуляции в акватории, ветровое перемешивание, турбулизованность среды, притоки и стоки в проточных водоемах, конвекция вод, приливы и отливы, сейши) и биотические [16]. Биотические в свою очередь подразделяются на физические (вариации температуры, притока солнечной радиации, трансформации водных масс), химические (вариации концентраций растворенных в воде газов) минеральных солей и органических веществ) и биологические и биоценологические (размножение, питание, выедание, конкуренция, гибель, паразитизм и др.). Это количество факторов, которое в действительности еще больше, приводит к широкому диапазону характерных масштабов изменчивости поля концентрации ФП. Особый интерес представляют границы временных и пространственных спектров в области высоких частот: концентрация ФП может меняться в течение нескольких часов и даже нескольких минут [42, 61].

Остановимся несколько подробнее на зональных, временных и флористических вариациях $q_{ФП}$. На характер сезонного хода развития продукции ФП в Мировом океане на всех широтах решающее влияние оказывают соответствующие сезонные и широтные вариации прихода солнечной радиации, а в высоких широтах на этот фактор накладывается периодичность покрытия льдом и освобождения от него поверхности акватории. Вследствие зонального распределения тепла на планете и в силу особенностей циркуляции вод Мирового океана в географическом распределении продукции ФП обнаруживается глобальная закономерность — циркумконтинентальный характер локализации ФП [28]. Он проявляется в значительном (в десятки раз) возрастании продукции ФП в прибрежных и неритовых областях по сравнению с океанскими водами (для сравнения интересно отметить, что при переходе от высокоширотных вод к тропическим водам продукция ФП уменьшается всего в несколько раз).

Благоприятными для развития ФП являются районы действия муссонных ветров (например, в Аравийском и Бенгальском заливах, в Индонезийских морях), а также в области дивергенции течений (у берегов Камчатки, Японии, Канады, Гренландии, Бразилии). Особенно крупные массы ФП в расчете на единицу площади продуцируются в областях восточных пограничных течений:

у западных берегов Южной и Центральной Америки и Юго-Западной Африки.

Широтная зональность распределения продуктивности ФП проявляется в существовании трех зон максимумов (двух в умеренных гумидных и одной в экваториальной зоне), разделенных в обоих полушариях тропическими областями общего даунвеллинга вод и низкой биопродуктивности. Наиболее низкие значения продукции ФП отмечаются, с одной стороны, в высокоарктической, ледовой, а с другой — в тропических аридных областях в силу короткого срока вегетации ФП, недостатка азота (приполярные районы), устойчивой стратификации вод и крайней бедности биогенными элементами (тропические районы).

В глобальном флористическом распределении океанического ФП, ведущая роль принадлежит диатомовым водорослям [28]. Существенное значение имеют также перидиней и кокколиты, а в отдельных прибрежных районах океана и в экваториально-тропической зоне — синезеленые водоросли. В Тихом и Атлантическом океанах диатомовые резко преобладают в субарктических и арктических областях, а также в районах апвеллингов у западных берегов континентов. Например, в районе Юго-Западной Африки (5—23° ю. ш.) от общей численности водорослей диатомей, перидиней и синезеленые составляют соответственно 89,3, 0,6 и 9,7 %, а от биомассы — 91,7, 7,2 и 0,7 %. В тропическом планктоне Восточно-Китайского моря диатомовые доминируют на всех станциях, но особенно в эвтрофных, наиболее продуктивных его участках. В центральных областях Тихого, Атлантического и Индийского океанов области преобладания диатомовых водорослей чередуются с зонами, где доминируют перидиней и кокколиты.

Разумеется, все это лишь самые общие закономерности в распределении и вариациях концентрации ФП ($q_{\text{ФП}}$). В действительности в каждом регионе характер поля ФП определяется всей суммой конкретно реализующихся в нем физико-химических и биолого-биоценологических условий. Наиболее отчетливо это проявляется в акваториях периферийных и внутренних морей, а также крупных озер. Гидродинамика здесь, как и в океанах, во многом определяет режим развития ФП. Кроме того, продуктивность озер и морей в большой мере зависит (помимо светового режима) от локальных циркуляций, стонно-нагонных течений, гидрографических условий, объема речного стока, абразии берегов, водообмена со смежными акваториями.

В сезонной динамике ФП Балтийского моря различают четыре биологических сезона. Биологическая зима (примерно с 15 декабря до 15 марта) характеризуется весьма слабым развитием ФП. Биологическая весна (15 марта — 15 июня) — период бурного развития ФП; доминируют диатомовые и перидиней; максимум развития приходится на вторую половину марта. Биологическое лето (15 июня — 15 сентября) характеризуется сменой весеннего комплекса холодноводных видов диатомовых на летний комплекс, среди которых доминируют синезеленые и диатомовые; массовое

развитие синезеленых занимает период с июля по сентябрь с максимумом в июле—августе, температура воды 15°C. Начало биологической осени — вторая половина сентября — начало октября; в этот период наблюдается ослабление развития синезеленых и вторая, хотя и менее интенсивная, вспышка диатомовых.

Эти данные интересно сравнить с сезонной динамикой озерного ФП тех же широт. В олиготрофном оз. Пааярви (Финляндия) [61] бурное развитие ФП приходится на период со второй половины мая по первую декаду октября, когда поверхность озера свободна ото льда. В видовой изменчивости эвтрофного оз. Лавоярви (Финляндия) наблюдаются две вспышки диатомовых (конец мая и середина октября), две вспышки криптофитовых (первая половина мая и начало сентября) и одна вспышка синезеленых (конец июля). Интересно отметить, что зеленые водоросли, составляя незначительную часть общей биомассы ФП оз. Лавоярви, имеют пиковый максимум в период (февраль—март), когда поверхность озера покрыта льдом.

Значительно более сложной оказывается сезонная динамика ФП в Ладожском озере, где обнаруживается в значительной степени районированный характер [2, 16]. В глубоководных термически инертных северном и центральном районах озера, весенняя вспышка ФП запаздывает и происходит летом (в июле); она вызвана в основном диатомовыми (*Asterionella formosa*). Второе повышение численности ФП (почти до весеннего уровня) может иметь место в сентябре—октябре и обусловлено диатомовыми и синезелеными (*Tabellaria fenestrata* и *Woronichinia naegeliania*). В мелководных районах озера — южном и восточном, не только лучше прогреваемых, но и богатых биогенами, наблюдается вспышка продукции ФП в мае. Она вызвана *Melosira islandica subsp. helvetica*. Вторая вспышка этой же диатомовой имеет место в сентябре. В октябре—ноябре происходит спад развития и обеднение флористического состава ФП.

Численность ФП в Ладожском озере значительно варьирует (на поверхности от $(2 \dots 4) \cdot 10^{-3}$ до 8—9 млн кл/л) в зависимости от района озера и биологического периода.

Не менее сложны и многообразны вертикальные профили концентрации ФП. Иллюстрацией могут служить данные М. А. Киселева [16] о распределениях по глубине восьми представителей морского планктона, каждый из которых имеет свой индивидуальный вертикальный профиль концентрации.

Естественно, что сочетание таких профилей в каждом конкретном случае должно в сумме давать сложную кривую. Многочисленные экспериментальные данные показывают, что реальные вертикальные профили $q_{\text{ФП}}$ действительно имеют сложную структуру, которая оказывается подверженной заметной временной изменчивости [3, 13, 14].

Протяженность слоя обитания ФП, определяемая совокупностью отмеченных факторов, весьма изменчива. В океанах практически значимые $q_{\text{ФП}}$ прослеживаются вплоть до глубин 250 м; однако

максимум располагается, как правило, на глубинах до 50 м [16, 23, 35].

В озерах и других внутренних водоемах практически значимая протяженность слоя обитания ФП зависит от прозрачности воды и может достигать 100—150 м [2, 16, 30, 58]. В крупных глубоководных озерах средних широт биологической зимой ФП опускается на глубину, чтобы с приходом весны вновь подняться к поверхности озера. Так, по данным Н. А. Петровой [25], в Ладожском озере биологической зимой максимум $q_{\text{ФП}}$ располагается на горизонте 40—50 м. В периоды вегетации основная масса ФП сосредоточивается в слое до 30 м с максимумом на горизонтах 0—15 м. С наступлением биологической осени наряду с общим уменьшением $q_{\text{ФП}}$ местонахождение максимума $q_{\text{ФП}}$ постепенно снижается, чтобы занять свое положение, характерное для зимнего сезона.

Следует подчеркнуть, что в общем случае осредненный по времени слой обитания ФП в океане, морях и крупных озерах может находиться и ниже фотической зоны¹. В большинстве случаев объяснение этому следует искать в вертикальных движениях водных масс и особенностях гидрологической структуры вод [8, 12, 16].

4.4.3. Характерные соотношения концентраций представителей планктона

Несомненный интерес представляет сравнительная характеристика различных представителей планктона в природных водах. Характерная счетная концентрация зоопланктона, при всей ее естественной изменчивости обычно составляет $(50 \dots 250) \cdot 10^3$ особей/м³. В некоторые периоды эти цифры могут быть значительно выше, однако даже тогда счетная концентрация зоопланктона неизмеримо меньше, чем средние значения $q_{\text{ФП}}$ и $q_{\text{БП}}$. Что же касается соотношения биомасс фито- и бактериопланктона в естественных водоемах, то здесь показательными могут быть данные, приведенные в книге В. Г. Драбковой [10] для малых озер различных географических зон (табл. 4.2). Оказывается, отношение

$\xi = \frac{\text{биомасса ФП}}{\text{биомасса БП}}$ может варьировать от 10 до 500 %. Таким образом, в некоторых озерах вклад БП в формирование рассеянного излучения может быть выше вклада ФП. В некоторые периоды и годы аналогичная ситуация складывается и на таких больших озерах, как Ладожское и Онежское [23].

¹ На глубинах, где прекращается фотосинтез, затраты на дыхание превышают ассимиляционные возможности ФП и он может существовать там лишь некоторое время за счет утилизации ранее накопленной энергии, а затем гибнет (это не совсем так в отношении некоторых водорослей, например представителей синезеленых).

Средняя за вегетационный период биомасса
фито- и бактериопланктона [10]

Зона	Озеро	ВФП г/м ³	ВБП г/м ³	$\xi = \frac{ВБП}{ВФП} \%$
Тундра	Сейдозеро	1,3	0,95	73
Северная тайга	Вязозеро	13,8	1,50	10
Средняя тайга	Красное	30,0	2,40	8
Южная тайга	Б. Кисегач	5,0	3,0	6
	Кондравинское	32,5	8,1	25
Лесостепь	Еткуль	3,2	4,8	150
	Аткуль	5,2	11,1	210
	Горькое	1,2	6,1	510

4.4.4. Гидрозоли

По данным Н. Г. Ерлова [83], концентрация гидрозоля в поверхностных водах океанов составляет 0,02—0,17 мг/л, а в глубинных 0,01—0,05 мг/л, причем доля органической взвеси в гидрозоле оценивается в 20—60 %. Однако, согласно А. П. Иванову [12], средняя концентрация гидрозоля в океане значительно выше: 0,8—2,5 мг/л, в заливах — до 18 мг/л. Концентрация гидрозоля в поверхностных водах открытого океана лежит в пределах 0,05—0,5 мг/л, но вблизи побережья может возрастать в десятки и сотни раз; в глубинных водах концентрация взвеси снижается до 0,001—0,25 мг/л [41]. В [23] столь значительное несоответствие приведенных данных объясняется отсутствием достаточно надежной и унифицированной методики измерений: результаты оказываются зависящими от типа используемых фильтров, методики фильтрации и других причин.

Совершенно очевидно, что во внутренних водоемах концентрация взвеси должна испытывать еще большие вариации (как от водоема к водоему, так и в пределах каждого водоема), что обусловлено прежде всего влиянием стоков, трофическими вариациями и рядом других факторов. Вопрос этот очень сложный, и мы ограничимся здесь данными лишь для двух озер. По данным Ладожской экспедиции 1980—1982 гг., общая концентрация взвеси варьировала по районам озера от 4,2 до 12 г/м³, при этом органический компонент составлял от 50 до 97 %, а минеральный — от 50 до 3 %, однако, как правило, оба компонента присутствовали в равных количествах.

Концентрация минеральной взвеси в оз. Онтарио [40] варьировала от 0,2 до 8,9 г/м³. По результатам измерений *in situ* были получены значения удельных коэффициентов поглощения κ^* , рассеяния σ^* и рассеяния назад β^* для минеральной взвеси (табл. 4.3). Содержание частиц органического детрита, как

Значение спектральных коэффициентов поглощения и рассеяния для частиц минеральной взвеси в оз. Онтарио [40]

λ нм	$\kappa^* \text{ м}^2/\text{г}$	$\kappa \text{ м}^{-1}$	$\sigma^* \text{ м}^2/\text{г}$	$\beta^* \text{ м}^2/\text{г}$
443	0,0557	0,17 (0,15)	0,682	0,0328
520	0,0281	0,087 (0,070)	0,650	0,0474
550	0,0185	0,057 (0,050)	0,643	0,0525
670	0,0225	0,070 (0,095)	0,512	0,0333

Примечание. Значения κ даны при $\sigma = 2 \text{ м}^{-1}$, $\lambda = 550 \text{ нм}$, концентрации минеральной взвеси — $3,11 \text{ г/м}^3$; в скобках — то же, по данным [58].

правило, не превышало 1—10 % массы всех органических компонентов гидрозоля оз. Онтарио и лишь в прибрежных водах достигало 50—60 %.

В табл. 4.4 определены значения удельных коэффициентов поглощения и рассеяния для частиц детрита, а также для частиц ФП.

Таблица 4.4

Значения спектральных удельных коэффициентов поглощения и рассеяния для частиц детрита и ФП в оз. Онтарио [40]

λ нм	$\kappa^* \text{ м}^2/\text{г}$		$\sigma^* \text{ м}^2/\text{г}$		$\beta^* \text{ м}^2/\text{г}$	
	детрит	ФП	детрит	ФП	детрит	ФП
443	0,0272	0,0354	0,398	0,128	0,00900	0,00199
520	0,0206	0,0240	0,363	0,127	0,00756	0,00182
550	0,00098	0,0173	0,0451	0,128	0,00972	0,00241
670	0,0	0,0100	0,290	0,104	0,00472	0,00175

По результатам 8-го и 10-го рейсов НИС «Дмитрий Менделеев», для большинства поверхностных вод в открытых районах океана характерная счетная концентрация гидрозоля составляет $(1... 2) \cdot 10^8$ [23].

Счетная концентрация частиц с радиусом r больше $0,5 \text{ мкм}$ варьирует для океанов и морей от 10^5 до 10^8 частиц/л [39]. Распределение частиц по размерам может быть описано распределением типа Юнге [35]:

$$f r = A r^{-n} \quad \text{при } r_1 \leq r \leq r_2, \quad (4.5)$$

где A — нормировочный множитель; r_1 варьирует от $0,01$ до $0,2 \text{ мкм}$, а r_2 — от 1 до 2 мкм ; для большинства океанских и морских вод $n = 5$, для вод Черного моря $n = 4$, для глубинных вод Саргассова моря $n = 6$. [23]. По данным, собранным в моногра-

фии К. С. Шифрина [35], значение n для морей и океанов изменяется от 0,7 до 6,0 при среднем значении 2,5. Наилучшее соответствие теоретических и экспериментальных индикатрис полидисперсной океанской взвеси было получено при n , лежащем в пределах 3—4,5 [22].

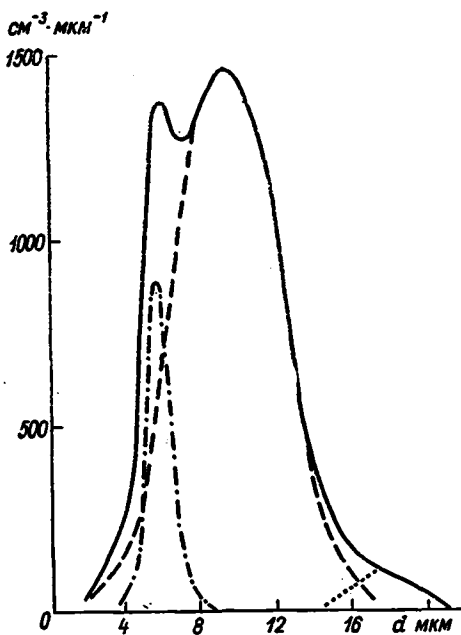


Рис. 4.6. Распределение частиц гидрозоля в водах Балтийского моря (сумма гауссовских распределений).

Для Балтийского моря распределение гидрозоля по размерам параметризуется для частиц с диаметром d больше 2 мкм суммой двух функций [48]:

$$f(d) = \begin{cases} K_1 d^{-n_1} & \text{при } 2 \text{ мкм} \leq d \leq d_0, \\ K_2 d^{-n_2} & \text{при } d_0 \leq d \leq 32 \text{ мкм}, \end{cases} \quad (4.6)$$

где $K_1 = 10^5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$ (99 000); $d_0 = 7,5 \text{ мкм}$ (1,8); $n_1 = 3,2(5)$; $K_2 = K_1 d^{-n_1+n_2}$; $n_2 = 5(6)$ (в скобках указаны стандартные отклонения).

Те распределения, которые неадекватно описывались гиперболическими функциями, аппроксимировались Джоназом [48] суммой гиперболических и гауссовских распределений (рис. 4.6):

$$f(d) = \alpha e^{-\gamma(d-d_0)^2} + \begin{cases} K_1 d^{-n_1}, \\ K_2 d^{-n_2}, \end{cases} \quad (4.7)$$

где $\alpha \approx 10\,000 \text{ см}^{-3} \cdot \text{мкм}^{-1}$, $d_0 = 7,0 \text{ мкм}$, $\gamma = 0,5 \text{ мкм}^{-2}$. Автор указывает, что гауссовский член может быть сам суммой 2—3 гауссовских функций. Микроскопический анализ взвесей показал,

что гауссовский член обусловлен водорослевой составляющей гидрозоля. В районах, где в гидрозоле доминировали минеральная взвесь и детрит, распределения наиболее точно описывались гиперболическими (т. е. типа Юнге) функциями.

Полученное Джоназом [48] свидетельство, что частицы ФП имеют максимум в распределении по размерам именно в области 1—20 мкм (при 8—10 мкм), хорошо согласуется с данными о характерных размерах клеток ФП (см. табл. 4.1). Здесь следует отметить также, что, по наблюдениям морских биологов, характерные размеры клеток ФП тем меньше, чем продуктивнее зона.

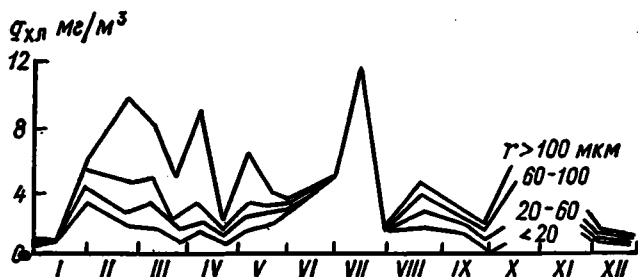


Рис. 4.7. Сезонные вариации вклада различных по размерам представителей ФП в общую биомассу (прибрежные воды умеренных широт северного полушария).

В продуктивных водах преобладают нанопланктон (частицы с размерами 2—5 мкм) и ультрапланктон (частицы с размерами менее 2 мкм). В сравнительно бедных аридных зонах клетки ФП оказываются более крупными. Именно к такой зоне относятся данные О. И. Кобленц-Мишке и Б. В. Коновалова [17] о распределении клеток морского ФП по размерам, согласно которым преобладающая часть клеток имеет размеры 2—5 мкм; кроме того, на кривой распределения заметны перегибы около 20 и 150 мкм. Эти данные, как и результаты, полученные Джоназом [48], свидетельствуют о многомодальности распределений частиц ФП по размерам. Прекрасной иллюстрацией этому могут служить также данные о сезонных вариациях вклада различных по размерам представителей ФП в прибрежных водах Атлантики (умеренные широты северного полушария) (рис. 4.7) [50].

Для присутствующих в пробах морской воды биологических частиц радиусом 0,01—0,4 мкм справедливо распределение типа Юнге с $n = 2,65$ [46]. Общая концентрация оценивается в $5 \times 10^9 \dots 10^{10}$ частиц/л.

Измерения вертикального профиля объемной концентрации частиц взвеси, выполненные в различных точках Мирового океана, показали, что с глубиной она уменьшается [56]. Однако в морских и океанических водах часто обнаруживаются прозрачные и мутные «реки», а у дна — «облака» частиц. В таких областях концентрация частиц аномальна. В районах подъема вод наблюдается уве-

личение доли органического компонента — индикатора повышенной продуктивности этих вод.

Вертикальный профиль концентрации гидрозоля имеет и сезонные вариации. Измерения в течение зимнего и летнего периодов в открытой части Балтийского моря показали, что зимой водная толща подразделяется на два слоя — слой перемешивания 0—60 м (постоянный галоклин) и придонный слой (галоклин—дно) [48]. Концентрация частиц радиусом более 1 мкм в зоне перемешивания к концу зимы составляла около 2000 в 1 см³, что объясняется минимальными уровнями биологической активности и выноса в море частиц терригенного происхождения. В придонных областях в зимний период обнаруживается резкое возрастание концентрации таких частиц (примерно до 8000 в 1 см³), но доля частиц радиусом более 5 мкм при этом падает.

В летний период стратификация водной толщи моря изменяется: слой перемешивания расщепляется и формируется поверхностный слой (поверхность—термоклин, слой около 30 м) и промежуточный слой (термоклин—галоклин). В вертикальном профиле счетной концентрации частиц возникает мощный максимум, который к концу лета смещается к термоклину; значение этого максимума для частиц радиусом более 2 мкм в начале лета составляет около 10 000 частиц/см³, а в конце — 35 000 частиц/см³. В прибрежных водах Гданьского залива максимальная концентрация была рекордной для вод Балтийского моря — 100 000 частиц/см³. Одновременно с изменениями вертикального профиля наблюдаются также сезонные изменения функции распределения частиц по размерам: в летние периоды формируется максимум для частиц радиусом более 3 мкм, что позволяет предположить биологическое происхождение подобных частиц (это подтверждается и микроскопическим анализом). Летом в вертикальном профиле концентрации частиц радиусом более 1 мкм имеется своеобразное «окно прозрачности» на глубине 50—60 м, где содержание частиц снижается до 1000—1500 в 1 см³. В придонных слоях смена сезонов практически не влияла на распределение частиц по размерам и по счетной концентрации.

В зонах скачка плотности воды наблюдаются сильные вариации концентрации частиц гидрозоля. Образование слоев мутности при этом не всегда связано со скачком плотности воды; оно чаще определяется особенностями распределения планктона. Мощность и положение слоев мутности меняются в течение суток; после штормов они исчезают и через несколько суток восстанавливаются вновь (хотя гидрологическая структура вод при этом существенно не меняется).

Заканчивая рассмотрение особенностей микроструктуры морского гидрозоля, приведем сводку значений величин n_1 , n_2 (или n при мономодальном распределении) для различных океанских и морских акваторий (рис. 4.8).

Имеющиеся оценки показателя преломления частиц морской взвеси показывают, что для минеральной фракции относительный

показатель преломления варьирует (по разным источникам) от 1,3—1,5 до 1,20—1,25 [8, 23]. Для органической взвеси вопрос усложняется: при наличии у клетки водоросли твердого панциря (показатель преломления 1,00—1,17) и мягкой водянистой протоплазмы (показатель преломления 1,04) клетка рассеивает свет подобно двум различным частицам с разными характеристиками

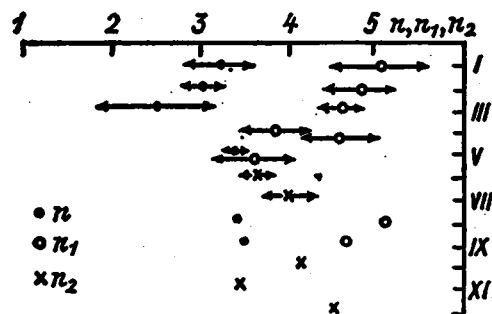


Рис. 4.8. Значения параметров n , n_1 , n_2 в распределении частиц по размерам в различных водах для параметризации $Kd-n$ [48].

Стрелки — двойное стандартное отклонение.

Район	Номер района	Глубина, м	Число проб	Диаметр частиц (мкм) при наклоне		
				n_1	n_2	n
Открытые воды Балтики	I	0—40	74	2—75	5—32	—
Прибрежные воды Балтики (Гданьский залив)	II	0—50	67	2—7	7—32	—
Арктический фиорд	III	0—80	83	2—3,7	3,7—32	—
Центральная Атлантика	IV	6	29	2—7,2	7,2—32	—
Северная Атлантика	V	0—200	2	1—4	4—20	—
	VI	200	5	—	—	1—30
	VII	0—4000	53	—	—	2—12
Средиземное море	VIII	20	1	—	—	2—5
	IX	200	1	2—5	2—20	—
	X	1600	—	—	—	1—20
Тихий океан	XI	Неизвестно	1	—	—	5—100
	XII	0—30	5	—	—	2—10

[60]. Тем не менее часто принимается, что для органического компонента относительный показатель преломления заключен в диапазоне 1,02—1,05 [23, 60].

Очень плохо известны значения мнимой части показателей преломления частиц морской и озерной взвеси, определяющие поглощение. Минеральная фракция (за исключением частиц с примесями соединений железа) и детрит, если и поглощают, то слабо. Но в частицах, содержащих растительные пигменты, поглощение более сильное. Спектры поглощения взвеси ($r \geq 2,5$ мкм) часто имеют полосы в районе 420—440 и около 680 нм [58], которые, несомненно, обусловлены наличием пигментов ФП. В спектрах оптической плотности взвеси морской воды, полученных Б. В. Коноваловым [19], обнаруживается, что две указанные полосы поглощения имеют сложную структуру. Спектр, относящийся только к минеральным частицам, имеет плавный характер без заметных

полос с монотонным спадом в длинноволновую область. Аналогично ведет себя и спектральный коэффициент поглощения триптона (взвешенного в воде микродетрита), однако в этом случае в длинноволновой части наблюдается усиление поглощения (проявляющееся в спектре в виде плеча) при $\lambda=670\ldots 680$ нм (см. рис. 4.9), обусловленное, по-видимому, продуктами деструкции хлорофиллов отмершего фитопланктона.

Для мнимой части показателя преломления вещества биологических частиц имеются крайне скудные сведения. По данным

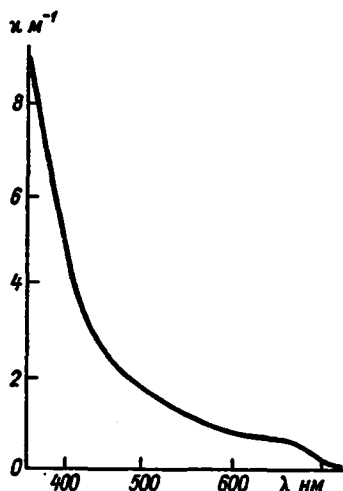


Рис. 4.9. Спектральный показатель поглощения триптона для вод оз. Джордж (Австралия) [50].

Ф. Я. Сидько и др. [29], полученным для хлореллы, это значение варьирует в диапазоне $0,002\text{—}0,004$ ($435\text{ нм} < \lambda < 680\text{ нм}$). Это согласуется с результатами более ранних исследований *Chlorella pyrenoidosa*, где было получено значение $0,0033$ ($\lambda=675\text{ нм}$). В табл. 4.5 [37] приведены значения мнимой части коэффициента преломления для четырех представителей ФП, выращенных в искусственных условиях. Можно видеть, что интересующая нас

Таблица 4.5

Значения мнимой части показателя преломления вещества клеток четырех культур ФП

Культура	Возраст, сут.	Диаметр, мкм	Мнимая часть показателя преломления	
			$\lambda=435\text{ нм}$	$\lambda=600\text{ нм}$
<i>Hymenomonas elongata</i>	19	12,0—15,1	0,00528	0,0009
<i>Platymonas</i> sp.	10	6,0—7,5	0,00392	0,0015
<i>Tetraselmis maculata</i>	4	7,5—9,5	0,00324	0,0011
<i>Coccolithus huxleyi</i>	7	3,0—3,8	0,00300	0,0004

величина существенно зависит от длины волны и в меньшей степени от флористической принадлежности ФП.

4.5. Характеристики поглощения и рассеяния света в природных водах

Наибольшая изменчивость поглощения наблюдается в коротковолновой части видимой области спектра. Все спектры поглощения природных вод имеют минимум ($\lambda_{\text{мин}}$), положение которого зависит от абсолютных значений показателя поглощения. Происходит это в результате наложения двух спектральных кривых: поглощения чистой водой (резко селективного) и веществом (ЖВ + гидрозоля). В прозрачных водах, где концентрация ЖВ и гидрозоля мала, $\lambda_{\text{мин}}$ наблюдается при 740—490 нм, а показатель $\kappa = 0,003 \dots 0,006 \text{ м}^{-1}$. Для поверхностных вод открытого океана типичны положения $\lambda_{\text{мин}}$ при 510 нм ($\kappa = 0,01 \dots 0,02 \text{ м}^{-1}$). В мутных водах $\lambda_{\text{мин}} = 550 \text{ нм}$ ($\kappa \approx 0,04 \text{ м}^{-1}$), иногда сдвигается до 570 нм (это, например, имеет место в Рижском заливе, где κ достигает значения $0,25 \text{ м}^{-1}$ [23]).

Аналогичные изменения характерны и для спектров ослабления света в озерных водах. Согласно [34], в слабоокрашенных озерных водах длина волны $\lambda_{\text{мин}}$ лежит при 500—520 нм, в окрашенных $\lambda_{\text{мин}}$ сдвигается к 540 нм (с глубиной $\lambda_{\text{мин}}$ в этих водах смещается к 580 нм, что обуславливает преобладание на этих горизонтах света в области 540—600 нм). В мутных водах озер $\lambda_{\text{мин}}$ еще более сдвигается в красную область.

При анализе пространственной изменчивости показателя поглощения κ выясняется [8, 12, 50], что в водах Атлантики, Тихого и Индийского океанов значения κ (440) варьируют примерно от 0 (Саргассово море) до $0,113 \text{ м}^{-1}$ (Гвинейский залив). Для вод Средиземного моря диапазон изменчивости κ (440) заключен между $0,040$ и $0,572 \text{ м}^{-1}$. В Балтийском море показатель κ (440) может принимать значения от $0,1$ до $0,8 \text{ м}^{-1}$. Сводка значений κ (440) для некоторых внутренних водоемов Европы, Африки, Америки и Австралии приведена в табл. 4.6.

Как известно, светорассеивающие характеристики гидрозоля зависят от таких своеобразных «взвешенных частиц», как воздушные пузырьки в поверхностных водных слоях. Размеры пузырьков колеблются от $0,01$ до 10^3 мкм ; их относительный показатель преломления равен $0,75$ [12]. Нам, однако, к сожалению, не удалось обнаружить работы, в которых бы исследовался вопрос о характерных счетных концентрациях воздушных пузырьков и их распределениях по размерам. Между тем не исключено, что введение в рассмотрение этой разновидности чисто рассеивающего «гидрозоля» могло бы способствовать более адекватному описанию процессов формирования поля яркости в воде и над ее поверхностью. Действительно, наличие в воде в большом количестве чисто рассеивающих частиц усиливает не только рассеяние солнечного

Значения показателя поглощения κ (м^{-1}) при длине волны 440 нм, обусловленного ЖВ и окрашенным гидрозодем вод внутренних водоемов [50]

Внутренние водоемы	$\kappa_{\text{ЖВ}}$	$\kappa_{\text{гидроз}}$
Европа		
Озера Шотландии	0,23—19,1	
Оз. Блэкстер (Англия)	9,65	
Африка		
Оз. Джордок (Уганда)	3,7	
Северная Америка		
Оз. Кристл (США, шт. Висконсин)	0,16	
Оз. Аделаида (США, шт. Висконсин)	1,85	
Оз. Блаф (Канада)	0,94	
Южная Америна		
Водохранилища Венесуэлы	4,84—12,44	
Австралия		
Водохранилища	1,19—3,42	0,11—3,73
Озера	0,06—8,29	0,16—4,21
Реки	0,44—2,42	0,25—2,78

света, проникающего в глубь водоема, но и его поглощение за счет увеличения длины пробега фотона, обусловленного элементарными актами отражения на этих частицах (естественная реализация многоходовой кюветы!). С другой стороны, наличие рассеивающих (но не обязательно чисто рассеивающих) частиц именно в самом верхнем слое способно усилить (за счет увеличения выживаемости кванта) интенсивность света, покидающего водную среду и сдвинуть его спектральную границу от 690 нм (характерную для вод, практически лишенных взвешенных частиц любой природы) в длинноволновую область.

Электронно-микроскопические исследования минеральной взвеси свидетельствуют о значительном разнообразии и нерегулярности форм частиц [8]. Поэтому даже имея необходимую информацию о количестве частиц, их распределениях по размерам и комплексном показателе преломления (чего на самом деле никогда нет), невозможно корректно рассчитать оптические (прежде всего светорассеивающие) характеристики частиц. И здесь полезными оказываются экспериментально определенные индикатрисы рассеяния реальных вод. Хотя они также довольно изменчивы, однако дают представление о некоторых эффективных параметрах реального гидрозоля и позволяют производить осреднение и типизацию. Характерная особенность индикатрис рассеяния морской

воды — их резкая вытянутость в направлении падающего (рис. 4.10) света. Это означает, что большая часть рассеянного света сосредоточена в области малых углов рассеяния. Такое распределение обусловлено наличием в воде частиц, размеры которых

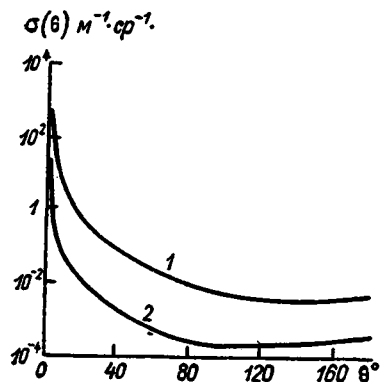


Рис. 4.10. Индикатрисы рассеяния света в морских водах.

1 — зал. Сан-Диего; 2 — район Багамских островов.

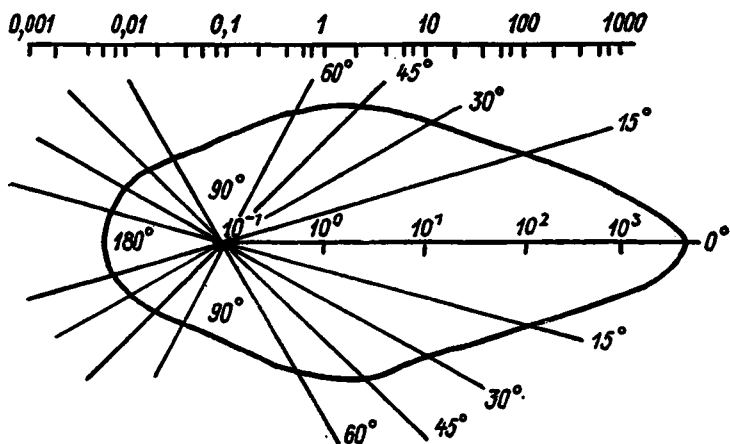


Рис. 4.11. Индикатриса рассеяния света (в логарифмической шкале) от одной частицы гидрозоль [51].

сравнимы с длиной волны падающего света. Эти частицы, как можно видеть из рис. 4.11, рассеивают свет в основном в переднюю полусферу. Вытянутость индикатрисы рассеяния зависит как от дифракционного параметра $\rho = 2\pi r/\lambda$, где r — радиус частицы, так и от комплексного показателя преломления вещества частицы. Крупные частицы с относительно малым показателем преломления имеют более вытянутую индикатрису, чем мелкие с большим показателем преломления.

В связи с этим в ряде работ высказывается мнение [5, 36, 43 и др.], что в океанах и морях рассеяние в области малых углов

обусловлено преимущественно крупными, органическими частицами, тогда как на больших углах основная роль принадлежит минеральной взвеси [5] ¹. Вместе с тем следует иметь в виду, что в очень чистых водах молекулярное рассеяние может быть доминирующим при малых λ и больших углах θ . Так, согласно [51], в Саргассовом море молекулярное рассеяние составило 3 % общего ($\sigma = 0,016 \text{ м}^{-1}$) при 655 нм и 11 % при 460 нм; начиная с углов $\theta = 60 \dots 75^\circ$ до $\theta = 180^\circ$, доминировало (при 655 и 460 нм) молекулярное рассеяние. Так на $\lambda = 460$ нм молекулярное рассеяние составляло 0,3 % при $\theta = 1^\circ$ и 89 % при $\theta = 135^\circ$. Следует подчеркнуть, что и в более мутных водах ($\sigma = 0,29 \text{ м}^{-1}$) молекулярное рассеяние, дающее около 1 % общего, в обратном рассеянии обуславливает 33 % $\sigma_{\text{общ}}$. Как известно [35], интенсивность молекулярного рассеяния пропорциональна $\lambda^{-4,3}$. В мутных водах $\sigma \sim \lambda^{-1}$, однако в области больших θ следует ожидать (учитывая роль молекулярного рассеяния), что $\sigma_{\text{обр}} \sim \lambda^{-n}$ (где $n \geq 1$). По данным для морских и океанских вод n может достигать значения 1,8 [23].

Данных о спектральных зависимостях индикатрис очень мало, однако, по-видимому, можно считать установленным, что с уменьшением длины волны вытянутость индикатрис уменьшается. Гораздо резче это проявляется в чистых водах, чем в мутных. Следует однако отметить, что и в области углов $\theta < 15^\circ$, где вклад молекулярного рассеяния пренебрежимо мал, наблюдается та же закономерность. Крутизна спектральных индикатрис зависит от углов θ , а в некоторых случаях на них даже обнаруживаются максимумы при $\lambda = 460 \dots 480$ нм [43]. Чувствительность σ к присутствию в воде гидрозоля естественным образом объясняет чрезвычайно широкий предел ее изменчивости — от нескольких сотых до единиц м^{-1} . Максимальные значения σ относятся, как правило, к глубинным водам. С приближением к поверхности значения σ в океанических водах могут составлять несколько десятых м^{-1} .

В табл. 4.7 приведены данные о значениях показателя рассеяния σ (м^{-1}) для океанических, морских вод и вод некоторых внутренних водоемов США и Австралии [50]. Обращают на себя внимание исключительно высокие значения σ в некоторых озерах Австралии.

При изучении вопроса об индикатрисах рассеяния природных вод мы до сих пор приводили данные о морских и океанических водах. К сожалению, аналогичные данные (тем более спектральные) для вод внутренних водоемов чрезвычайно скудны. Несомненный интерес из отечественных исследований представляет работа В. И. Маньковского [22] об измерениях и анализе индикатрис вод озера Байкал.

¹ Согласно исследованию Ходкинсона [47], на рассеяние вперед основное влияние оказывает размер частиц, очень незначительно влияет их форма и совсем мало — тот материал, из которого они состоят.

Значения показателя рассеяния σ (м^{-1}) различных природных вод [50]

Водоем	λ нм	σ
Морские воды		
Атлантический океан		
Саргассово море	633	0,016; 0,023
	440	0,04
Карибское море	655	0,06
Багамские острова	530	0,117
Тихий океан		
экваториальная часть	440	0,05
о-ва Галапагос	655	0,07
Соломоновы острова	544	0,54
атолл Тарава	544	0,54
зал. Сан-Диего	530	1,21—1,82
Индийский океан, 164 станции	544	0,18
Средиземное море		
на глубине 1000 м	546	0,016
западная часть	655	0,04
зал. Виллефранш	546	0,1
Балтийское море		
прол. Каттегат	655	0,15
южная часть	655	0,20
Ботнический залив	655	0,28
Черное море, 33 станции	544	0,41
Северное море, прол. Ламанш	546	0,65
Внутренние водоемы		
США, оз. Панд-Орей	480	0,29
Австралия		
водохранилище Корин-Дэм	400—700	1,5
оз. Берли-грифон	400—700	2,8—52,6
оз. Джордж	400—700	53,3; 59,8

Измерения проводились в летний период с помощью нефелометра (в области углов $2^\circ \leq \theta \leq 162^\circ$; на длине волны $\lambda_{\text{эфф}} = 520$ нм), погружаемого до глубины примерно 150 м. Измерения проводились в период, когда водные массы озера в целом имели невысокую прозрачность: в большинстве районов 5—10 м по белому диску (в то время как в период осенней и весенней гомотермии прозрачность воды на Байкале может достигать 40 м). Было обнаружено, что минимальные значения σ ($0,06 \text{ м}^{-1}$) присущи глубинным водам, а максимальные ($0,9 \text{ м}^{-1}$) — поверхностным ($\sigma_{\text{ср}} = 0,3 \text{ м}^{-1}$).

Коэффициент асимметрии K индикатрисы рассеяния (отношение показателя рассеяния вперед к показателю рассеяния назад) менялся по акватории озера от 28 до 200. Средний косинус ($\cos \gamma$) варьировал от 0,334 до 0,963, а средний угол рассеяния от $8,9$ до $18,7^\circ$. Для поверхностных слоев, содержащих много планк-

тона, индикатрисы были более вытянуты, характеризовались высокими значениями K . Для глубинных слоев, где преобладали мелкие минеральные частицы, индикатрисы были менее вытянутыми и соответственно значения K — невысокими. Отмечается, что полученная для океанов и морей формула $\sigma = 0,111 \cdot \sigma(4,5^\circ) + 0,007 \text{ (м}^{-1}\text{)}$ применима и к индикатрисам вод оз. Байкал, однако более точное восстановление σ получалось при значении $\sigma(3,5^\circ)$.

В работе [22] была установлена линейная связь между коэффициентом асимметрии индикатрисы K и суммарным показателем рассеяния света σ . С другими интегральными характеристиками индикатрисы также установлена регрессионная связь показателя σ . Однако эта связь оказалась нелинейной. Согласно В. И. Маньковскому, сравнение байкальских индикатрис с океанскими и морскими показывает, что форма, а также закономерности изменения параметров рассеяния света и пределы их изменчивости в основных чертах сходны.

Глава 5. МАЛОПАРАМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПРИРОДНЫХ ВОД

Как отмечалось в предыдущей главе, одна из важнейших задач изучения оптических свойств (ОС) природных вод состоит в выделении основных из формирующих эти свойства факторов и создании на этой основе адекватных гидрооптических моделей водоемов. При этом весьма существенно чтобы модели были малопараметрическими, ибо в противном случае их практическая ценность оказывается невелика. Такие модели хотя и приближенно, но с необходимой точностью описывают наиболее существенные и характерные для исследуемого водоема ОС.

Решение указанной задачи можно искать на путях статистического и физического моделирования. При статистическом моделировании не исследуется конкретная феноменология процесса формирования ОС водоема, а используются результаты формальной статистической обработки полученных данных измерений. При физическом, напротив, изучаются реальные физические факторы, а также их взаимодействие, обуславливающие в совокупности гидрооптический «статус-кво» водной массы. И тот и другой тип моделирования стремится к определенной степени обобщенности, к возможности распространения установленных параметрических выражений на возможно более широкий класс объектов.

5.1. Статистическое моделирование

Н. Г. Ерлов [4] один из первых (если не первый) обнаружил, что существует область углов, близкая к $\gamma = 45^\circ$, где независимо от типа вод (и следовательно, природы центров рассеяния) нормированная индикатриса рассеяния $\chi(\gamma) = \sigma(\gamma)/\sigma$ меняется очень слабо. В связи с этим было высказано предложение считать величину $\chi(45^\circ)$ постоянной. В дальнейшем во многих работах (см., например, [5]) было показано существование прямой пропорциональности между σ и $\sigma(45^\circ)$ для морской и океанической воды. Очевидно, что это открывало возможность чрезвычайно сократить трудоемкость определения σ путем измерения показателя рассеяния под фиксированным углом $\gamma_0 \approx 45^\circ$.

Однако более поздние и более корректно выполненные исследования в этом направлении показали, что все морские индика-

трисы в действительности «пересекаются» не в зоне 45° , а в области $4^\circ \leq \gamma_0 \leq 20^\circ$. Так выяснилось [12], что этот угол равен 3° в Средиземном море; 4° в Северной Атлантике; 5° в Черном море; $5,5^\circ$ в Северном море¹. В среднем по указанным морским районам γ_0 оказался равным $4,5^\circ$ и В. И. Маньковский предложил уравнение регрессии между σ и σ ($4,5^\circ$) [10]:

$$\sigma = 0,11\sigma(4,5^\circ) + 0,007. \quad (5.1)$$

О. В. Копелевичем и В. И. Буренковым [10] на основании нефелометрических измерений в водах Тихого и Индийского океанов, а также Черного моря, были получены средние значения $\lg \chi(\gamma)$ и среднеквадратичные отклонения $S_{\lg \chi(\gamma)}$ логарифма $\chi(\gamma)$ при разных γ . Минимальное значение $S_{\lg \chi(\gamma)}$ приходилось на $\gamma \leq 4^\circ$ и, следовательно, $\gamma_0 \approx 4^\circ$. Однако поскольку величина $S_{\lg \chi(\gamma)}$ меняется мало вплоть до 20° , то более правильным будет говорить не о точке пересечения, а об области пересечения индикатрис, заключенной в интервале углов $3-20^\circ$ (полученные результаты соответствуют диапазону значений σ от 0,023 до 0,55 м^{-1}).

Связь между общим показателем рассеяния света σ и показателем рассеяния в данном направлении $\sigma(\gamma)$ исследовалась и на примере оз. Байкал. Корреляционный анализ показал, что для этого водоема $\gamma_0 = 3,5^\circ$, а регрессионное уравнение имеет вид [15]:

$$\sigma = 0,016 + 0,063\sigma(3,5^\circ) \quad (5.2)$$

(коэффициент корреляции равен 0,985, а среднеквадратичная относительная ошибка определения σ по $\sigma(3,5^\circ)$ составляет $\pm 8,6\%$).

Спектральный коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния света водой K (равный отношению спектральных показателей рассеяния света водой вперед и назад) используется в качестве параметра при решении многих гидрооптических задач. В частности, в связи с развитием оптических методов дистанционных исследований водоемов по спектральному распределению яркости излучения, выходящего из водной толщи, необходимы сведения о спектральной изменчивости коэффициента асимметрии индикатрисы рассеяния.

Многочисленные измерения показывают [15], что коэффициент асимметрии морских индикатрис возрастает с увеличением суммарного показателя рассеяния σ . Это связано с тем, что основные вариации прозрачности воды в открытых районах морей и океанов обусловлены изменением количества планктонных организмов. По данным Маньковского [14], в этих условиях коэффициент асимметрии для $\lambda = 520$ нм изменяется при изменении значения σ от 0,01 м^{-1} до 0,5 м^{-1} по следующему закону:

$$K(520) = 350\sigma(520) + 10. \quad (5.3)$$

С середины 60-х годов предпринимались довольно многочисленные попытки отыскания параметрических выражений, которые бы

¹ Среднее значение σ в этих районах не превышало 0,07 м^{-1} .

наиболее адекватно описывали угловые зависимости $\sigma(\gamma)$, полученные экспериментальным путем. Исследованию этого вопроса посвящены, в частности, работы Шеленбергера [64], Ланевельда и Бердслея [49], Копелевича [9], Маньковского, Афонина [13, 14, 16] и многих других (см., например, сводки формул, предложенных различными авторами, которые приведены в работах [17, 19]).

Шеленбергер [64] предложил задавать индикатрису рассеяния света трехчленным полиномом:

$$\sigma(\gamma) = A + B \cos \gamma + C \cos^2 \gamma \quad (5.4)$$

(здесь A, B, C — коэффициенты), в то время как Ланевельд и Бердлей [49] в этих целях применяли функцию:

$$\sigma(\gamma)/\sigma(90^\circ) = (1 - K\uparrow \cos \gamma)^{-1} (1 + K\downarrow \cos \gamma)^{-1} \quad (5.5)$$

(где коэффициенты $K\uparrow, K\downarrow$ определяли степень вытянутости индикатрисы соответственно вперед и назад).

Копелевич [9] аппроксимировал измеренные индикатрисы рассеяния света в морских водах выражением

$$\lg \sigma(\gamma) = A + B\gamma + C\gamma^2 \quad (5.6)$$

(здесь A, B, C — коэффициенты).

Указанные формулы были использованы Маньковским [13] для аппроксимации средних морских индикатрис рассеяния света в водах Черного и Средиземного морей, а также северной части Атлантического океана. Экспериментальные индикатрисы автор классифицировал по значению коэффициента асимметрии K : I класс — $1 \leq K \leq 15$, II класс — $15 < K \leq 30$; III класс — $30 < K \leq 45$, IV класс — $45 < K \leq 60$. Коэффициенты A, B, C в формулах (5.4), (5.6) находились аналитическим методом наименьших квадратов, коэффициенты $K\uparrow, K\downarrow$ в формуле (5.5) определялись путем подбора с использованием того же метода. Анализ показал, что характерные для четырех выделенных классов морских вод усредненные индикатрисы удачнее всего аппроксимировались выражениями, представлявшими собой модификации формулы (5.5):

$$\begin{aligned} \text{I класс} & - \sigma(\gamma)/\sigma(90^\circ) = (1 - 0,9984 \cos \gamma)^{-1,5} (1 + 0,8 \cos \gamma)^{-1,5}; \\ \text{II класс} & - \sigma(\gamma)/\sigma(90^\circ) = (1 - 0,999 \cos \gamma)^{-1,5} (1 + 0,7 \cos \gamma)^{-1,5}; \\ \text{III класс} & - \sigma(\gamma)/\sigma(90^\circ) = (1 - 0,995 \cos \gamma)^{-2} (1 + 0,80 \cos \gamma)^{-2}; \\ \text{IV класс} & - \sigma(\gamma)/\sigma(90^\circ) = (1 - 0,996 \cos \gamma)^{-2} (1 + 0,75 \cos \gamma)^{-2}. \end{aligned} \quad (5.7)$$

Проверка показала, что такие интегральные параметры аппроксимирующей функции как $\bar{\gamma}$ и $\bar{\gamma}^2$, где $\bar{\gamma}$ и $\bar{\gamma}^2$ — угловые моменты, определяемые как

$$\bar{\gamma}^n = \int_0^\pi \sigma(\gamma) \sin \gamma \cdot \gamma^n d\gamma / \int_0^\pi \sigma(\gamma) \sin \gamma d\gamma,$$

отличаются от экспериментальных примерно на 10 %.

Однако при аппроксимации $\sigma(\gamma)$ вод оз. Байкал тот же автор [14] использовал уже иное выражение:

$$\sigma(\gamma) = A_1 \cdot 10^{\tau_1 \gamma} + A_2 \cdot 10^{\tau_2 \gamma} + A_3 \cdot 10^{\tau_3 \gamma}, \quad (5.8)$$

где A_i и τ_i — настроечные коэффициенты. Погрешность восстановления индикатрисы рассеяния по формуле (5.8), определявшаяся в виде разности

$$\Delta \lg \sigma(\gamma) = \lg \sigma(\gamma)_{\text{экспер}} - \lg \sigma(\gamma)_{\text{аппрокс}},$$

не превышала $\pm 0,15$ для вод поверхностных и глубинных слоев Южного, Среднего и Северного Байкала. Для интегральных параметров $\bar{\gamma}$, $\bar{\gamma}^2$ и K аналогичное расхождение оказывалось ниже: соответственно $\pm 16\%$, $\pm 16\%$ и $\pm 10\%$. Для среднего косинуса

$$\overline{\cos \gamma} = \int_0^{\pi} \sigma(\gamma) \sin \gamma \cos \gamma d\gamma / \int_0^{\pi} \sigma(\gamma) \sin \gamma d\gamma$$

расхождение составило $\pm 1,5\%$.

В океанографической практике нередки случаи, когда из-за инструментальных сложностей морские индикатрисы измеряют начиная с углов в несколько градусов. В этих случаях возникает необходимость экстраполяции индикатрисы в область малых углов рассеяния. Савенковым и Гуторовым [19] был предложен метод линейной аппроксимации $\sigma(\gamma)$ в малых углах формулой:

$$\lg \sigma(\gamma) = \lg \sigma(0^\circ) - k\gamma^n. \quad (5.9)$$

В. И. Маньковским и Е. И. Афониним [16] было установлено, что значение параметра n , при котором имеется наилучшая линейная корреляция между $\lg \sigma(\gamma)$ и γ^n в области углов $0,1-10,0^\circ$ для морских индикатрис различного класса находится в пределах $0,15-0,30$. С помощью данной зависимости проводилась линейная экстраполяция индикатрисы в малые углы с использованием двух значений $\sigma(\gamma)$: при $\gamma = 2 \dots 3^\circ$ и $\gamma = 7 \dots 10^\circ$. При этом учитывалась связь параметра n с крутизной индикатрисы $S = \Delta \lg \sigma(\gamma) / \Delta \gamma$ в области углов $2-10^\circ$. Для $S > 0,2$ использовалось значение $n = 0,15$, а для $S < 0,2$ бралось $n = 0,2$.

Существуют предложения и об использовании метода разложения по собственным векторам ковариационной матрицы случайной функции f_i . Как известно, система собственных векторов ковариационной матрицы позволяет наиболее оптимально аппроксимировать любую реализацию рассматриваемой случайной функции. Если эта функция задается своими значениями f_i в n точках ($i = 1, 2, \dots, n$), то искомое разложение имеет вид [18]:

$$f_i = \bar{f}_i + \sum_{k=1}^m c_k \psi_{ki}, \quad m \leq n, \quad (5.10)$$

где $\bar{f}_i$ — среднее значение рассматриваемой функции в точке i ; ψ_k — k -й собственный вектор ее ковариационной матрицы; c_k —

коэффициенты разложения данной реализации, которые находятся по формуле:

$$c_k = \sum_{i=1}^n \psi_{ki} f_i. \quad (5.11)$$

При достаточной степени коррелированности значений функции f_i в интервале $i=1, 2, \dots, n$ точность разложения оказывается вполне приемлемой даже в том случае, если учитываются лишь несколько первых его членов (при условии, что собственные векторы следуют в порядке убывания соответствующих им собственных чисел).

Решение задачи восстановления заключается в отыскании коэффициентов разложения c_k непосредственно из формулы (5.10) путем решения системы из m уравнений с m неизвестными. Задача имеет смысл лишь при малом m , так как в противном случае ошибки определения c_k становятся весьма значительными. Критерием правильности выбора значений аргументов является отсутствие сильной корреляции между значениями функции f_i для этих аргументов. При этом, однако, следует выбирать такие значения f_i , которые перекрывали бы весь исследуемый диапазон значений аргументов. Существенным преимуществом данного подхода является то обстоятельство, что система функций такой статистиче-

ской модели $(\bar{f}_i, \psi_{ki})$ не связана заранее с фиксированными значениями аргументов (как это имеет место в случае применения уравнений регрессии).

Следуя этому подходу, Копелевич с соавторами [11], представили функцию $\chi_i = \lg \sigma(\gamma_i)$ в виде разложения (5.10), в котором

$\bar{\chi}_i$ — средние значения χ_i по измерениям в Мировом океане. При этом было показано, что удовлетворительная аппроксимация индикатрис достигается при $m \leq 3$. Для $m=1$ угол $\gamma=6^\circ$, для $m=2$ $\gamma_1=1^\circ$, $\gamma_2=45^\circ$, для $m=3$ $\gamma_1=1^\circ$, $\gamma_2=6^\circ$, $\gamma_3=45^\circ$. Соответственно этим случаям погрешности восстановления индикатрисы составляли 28, 18 и 12 %. Относительные ошибки определения самой величины σ составляли 16, 15 и 9 % при $m=1, 2$ и 3 соответственно.

В книге «Оптика океана» [18] сообщается о результатах работы по созданию статической модели поглощения океанических вод. Для восстановления использовался один собственный вектор $\psi_1(\lambda)$ (табл. 5.1). Коэффициент c_1 определялся двумя способами: через $\kappa(430)$ и $\kappa(320)$. Ошибки восстановления $\kappa(\lambda)$ и в том и в другом случае не выходили за пределы их теоретических оценок. Исключение составляли спектры $\kappa(\lambda)$ с максимумами: при использовании $\kappa(430)$ получаются завышенные значения κ ($\lambda < 430$), а привлечение $\kappa(390)$ ведет к заниженным значениям κ в области максимума. Однако, как отмечается в книге, спектры $\kappa(\lambda)$ с максимумами встречаются редко. При этом значения максимумов, как правило, небольшие и ошибки восстановления, следовательно, невелики.

Средние значения показателя поглощения морской воды $\bar{\kappa}(\lambda)$ (числитель, м^{-1}) и первого собственного вектора $\psi_1(\lambda)$ (знаменатель) для вод Индийского и Тихого океанов [18]

Массив вод	λ нм					
	390	410	430	450	470	490
0—100 м, (135 проб)	$\frac{0,085}{0,595}$	$\frac{0,071}{0,496}$	$\frac{0,057}{0,483}$	$\frac{0,044}{0,326}$	$\frac{0,033}{0,261}$	$\frac{0,026}{0,199}$
Ниже 100 м, (103 пробы)	$\frac{0,078}{0,668}$	$\frac{0,063}{0,524}$	$\frac{0,045}{0,379}$	$\frac{0,030}{0,270}$	$\frac{0,020}{0,209}$	$\frac{0,015}{0,191}$

При восстановлении спектрального хода показателя ослабления $\varepsilon(\lambda)$ (м^{-1}) в видимой области спектра потребовалось два собственных вектора $\psi_1(\lambda)$ и $\psi_2(\lambda)$, а в УФ области — один $\psi_1(\lambda)$; последние рассчитывались для суммарного массива, охватывающего типичные океанские воды (табл. 5.2). Коэффициенты разло-

Таблица 5.2

Система функций $\bar{\varepsilon}(\lambda)$, (м^{-1}) $\psi_1(\lambda)$, $\psi_2(\lambda)$ для спектрального диапазона 270—390 нм [18]

Функции	λ нм						
	270	290	310	330	350	370	390
$\bar{\varepsilon}(\lambda)$	1,12	0,67	0,46	0,36	0,29	0,23	0,18
$\psi_1(\lambda)$	0,728	0,478	0,323	0,246	0,192	0,152	0,131
$\psi_2(\lambda)$	—0,597	—0,102	0,426	0,429	0,379	0,293	0,199

жения (c_1 , c_2 в видимой области, c_1 в УФ) находятся по значениям $\varepsilon(\lambda)$ при двух λ (разнесенных по спектру) в видимой области и одной λ в УФ. Анализ показал, что абсолютные ошибки восстановления в УФ области довольно велики (0,28 м^{-1} при $\lambda = 270$ нм), однако их относительные значения не превышают 20 %.

Статистические модели получили широкое распространение и в связи с задачами дистанционного восстановления концентраций оптически активных компонентов природных вод. Исторически первыми появились регрессионные соотношения, связывающие концентрацию хлорофилла $q_{\text{хл}}$ (мг/м^3) (как одного из важнейших показателей биологической продуктивности водоемов различного типа) с дистанционно измеряемой оптической характеристикой.

В качестве такой характеристики может выступать спектральная яркость света, рассеянного водной толщей в направлении дистанционного датчика — $B(\lambda)$. Для этого случая были выработаны соотношения вида:

$$q_{\text{кл}} = A(B(\lambda_1)/B(\lambda_2))^{\varphi}. \quad (5.12)$$

В табл. 5.3 приведена подборка значений A , λ_1 , λ_2 , предложенных различными авторами. Как видно из таблицы, при одних и тех же λ_1 , λ_2 значения A и φ по разным источникам оказываются неодинаковыми. Аналогичная картина имеет место при ис-

Таблица 5.3

Список алгоритмов типа $M = A(B(\lambda_f)/B(\lambda_f))^{\varphi}$, предложенных различными авторами (r — квадрат коэффициента корреляции, N — число наблюдений, по которым проведен регрессивный анализ) [63]

$B(\lambda_f)/B(\lambda_f)$	A	φ	N	r^2	Источник
M — хлорофилл, a + феопигменты, мг/м^3					
B_{443}/B_{530}	0,776	-1,329	55	0,91	[35]
B_{443}/B_{530}	0,551	-1,806	55	0,87	[35]
B_{520}/B_{550}	1,694	-4,449	55	0,91	[35]
B_{530}/B_{670}	43,85	-1,372	55	0,88	[35]
B_{440}/B_{530}	0,54	-1,13	7	0,96	[35]
B_{443}/B_{550}	0,505	-1,269	21	0,978	[35]
B_{440}/B_{520}	0,415	-1,795	21	0,941	[40]
B_{530}/B_{530}	0,843	-3,975	21	0,941	[40]
B_{440}/B_{550}	1,92	-1,80	67	0,97	[55]
B_{443}/B_{530}	0,783	-2,12	—	0,94	[55]
B_{443}/B_{530}	0,483	-3,08	—	0,88	[66]
B_{520}/B_{530}	2,009	-5,93	—	0,95	[66]
B_{443}/B_{550}	2,45	-3,89	6	0,61	[40]
B_{443}/B_{550}	1,13	-1,71	454	—	[40]
B_{443}/B_{550}	1,216	-2,589	—	—	[66]

M — общее взвешенное вещество, г/м^3

B_{440}/B_{530}	0,4	-0,88	9	0,92	[66]
B_{443}/B_{530}	0,33	-1,09	9	0,94	[66]
B_{530}/B_{550}	0,76	-4,38	9	0,77	[66]
B_{443}/B_{550}	0,24	-0,98	—	0,86	[35]
B_{530}/B_{550}	0,45	-3,30	—	0,86	[35]
B_{520}/B_{670}	5,30	-1,04	—	0,85	[35]

$M = (K_{490} - 0,022), \text{м}^{-1}$

B_{443}/B_{550}	0,008	-1,491	88	0,90	[40]
-------------------	-------	--------	----	------	------

$M = (K_{530} - 0,044), \text{м}^{-1}$

B_{443}/B_{530}	0,066	-1,398	88	0,995	[40]
-------------------	-------	--------	----	-------	------

пользовании в качестве параметра коэффициента ослабления рассеянного света. На основе соотношений типа (5.6) были получены и соотношения, характеризующие спектральный ход яркости света, рассеянного чистыми водами (т. е. практически лишенных гидрозоля и желтого вещества) [35]:

$$\left. \begin{aligned} B_w(443)/B_w(520) &= 0,833 [B_w(443)/B_w(550)]^{-0,735}, \\ B_w(550)/B_w(520) &= 1,060 [B_w(443)/B_w(550)]^{-0,299}, \\ B_w(670)/B_w(520) &= 0,052 [B_w(443)/B_w(550)]^{-0,969}. \end{aligned} \right\} \quad (5.13)$$

Были также осуществлены попытки связать значения показателя рассеяния σ (м^{-1}) с концентрацией хлорофилла (мг/м^3) для условий прибрежных морских и океанических вод [55]:

$$\sigma_{550} = 0,45 q_{\text{хл}}^{0,62}; \quad r^2 = 0,898; \quad 0,05 < q_{\text{хл}} < 1 \text{ мг/м}^3. \quad (5.14a)$$

Для чистых океанических вод это соотношение принимает вид:

$$\sigma_{550} = 0,24 q_{\text{хл}}^{0,59}. \quad (5.14b)$$

Аналогично получены регрессионные соотношения, связывающие спектральный показатель рассеяния назад σ_b (м^{-1}) с концентрацией хлорофилла [40]:

$$\left. \begin{aligned} \sigma_b(440) &= 1,005 q_{\text{хл}}^{-0,44} \\ \sigma_b(560) &= 1,009 q_{\text{хл}}^{-0,262} \end{aligned} \right\} \quad (0,1 < q < 20 \text{ мг/м}^3). \quad (5.15)$$

Исследования, осуществленные на реках и озерах, показали, что регрессионные соотношения, связывающие $q_{\text{хл}}$ (мг/м^3) с коэффициентом спектральной яркости (КСЯ) — ρ_{λ} могут быть представлены в виде [41]:

$$\left. \begin{aligned} q_{\text{хл}} &= -0,51 + (1109 \pm 112) \rho_{740} & (r = 0,94; N = 33), \\ q_{\text{хл}} &= -17,57 + (674 \pm 169) \rho_{740} + (344 \pm 144) \rho_{525} & (r > 0,96; N = 33), \\ q_{\text{хл}} &= -23,13 + (69,3 \pm 4,6) \rho_{700}/\rho_{560} & (r > 0,91; N = 77), \\ q_{\text{хл}} &= -13,1 + (50 \pm 6,6) \rho_{690}/\rho_{670} & (r > 0,90; N = 43), \\ q_{\text{хл}} &= 25,9 (\rho_{700}/\rho_{560})^{2,2} & (r > 0,98; N = 103). \end{aligned} \right\} \quad (5.16)$$

Разумеется, перечень регрессионных соотношений, связывающих те или иные оптические характеристики природных вод с измеряемыми (контактно или дистанционно) параметрами, можно было бы многократно увеличить. Однако даже этот ограниченный материал со всей очевидностью свидетельствует об основном недостатке чисто статистического подхода в создании малопараметрических моделей ОС водоемов — об абсолютной негибкости

выведения соотношений. Созданные без учета феноменологии объектов, по которым набирались статистические данные, эти выражения не могут быть модифицированы для акваторий с другими гидрооптическими свойствами. Единственная возможность — новый сбор статистических данных. Совершенно очевидно, что ввиду исключительного разнообразия ОС водоемов (особенно внутренних), такой подход не может быть перспективным.

5.2. Физическое моделирование

Установленные малопараметрические модели статистических свойств оптических характеристик природных вод, безусловно, являются обобщенным отражением реальных актов взаимодействия физических факторов, формирующих эти характеристики. Однако конкретные функциональные связи (в случае регрессионных соотношений) и параметры (в виде коэффициентов разложения по системе собственных векторов ковариационной матрицы) таких моделей четкого физического смысла не имеют. Следствием этого является невозможность адекватной феноменологической интерпретации получаемых по статистическим моделям характеристик ОС природных вод.

Выход из этого положения следует искать только на путях физического моделирования.

Первая физическая модель рассеяния была разработана Морелем [52]. Анализируя большой статистический материал о рассеивающих свойствах океанических и морских вод, Морель пришел к выводу, что вариации формы индикатрисы рассеяния обусловлены изменениями отношения между молекулярным рассеянием собственно воды и рассеянием гидрозоле. Однопараметрическая модель Мореля (куда в качестве единственной переменной входит концентрация взвешенного вещества) позволяет получить индикатрисы рассеяния довольно близко соответствующие реальным. Однако она не объясняет ряд принципиально важных особенностей светорассеивающих свойств морской воды. В частности, в рамках однопараметрической модели, должна существовать жесткая корреляция между рассеянием под всеми углами. Как отмечалось в п. 5.1, по Морелю, «точка пересечения» нормированных индикатрис рассеяния океанических и морских вод находится около $26-27^\circ$, тогда как в действительности она попадает в диапазон углов $4-6^\circ$. В соответствии с развитыми Морелем представлениями увеличение абсолютных значений показателя рассеяния должно всегда приводить к увеличению коэффициента асимметрии K (т. е. к большей вытянутости индикатрисы рассеяния). Тем не менее в практике гидрооптических исследований встречаются и прямо противоположные ситуации [18]. Отсюда можно сделать вывод, что одного параметра явно недостаточно для корректного описания реальных свойств рассеяния природных вод.

Основой для построения физической модели ОС природных

вод могут служить данные, рассмотренные нами в гл. 4. Согласно этим данным, компонентами активно влияющими на формирование оптических свойств природных вод, являются: H_2O , а также растворенные и взвешенные минеральные и органические вещества.

Терригенный материал, попадающий в открытый океан, теряет свою крупнодисперсную фракцию уже вблизи берега и потому представлен только самыми мелкими частицами (менее 1 мкм). Биогенные частицы (представленные детритом, фито- и зоопланктоном, а также «агрегированным» бактериопланктоном [20]) имеют размеры несколько микрометров и более. Таким образом, граница двух указанных фракций морского гидрозоля протекает вблизи 1—2 мкм. По виду корреляционных матриц: $r[\sigma(\gamma_i), \sigma(\gamma_j)]$ — можно было предположить, что каждый из компонентов гидрозоля ответствен за рассеяние в «своем» диапазоне углов: крупнодисперсный (биогенный) — в области малых, а мелкодисперсный — в области больших углов¹. В таком случае показатель рассеяния $\sigma(\gamma)$ морской воды оказывается сведенным к сумме трех компонентов

$$\sigma(\gamma) = \sigma_1^*(\gamma) q_1 + \sigma_2^*(\gamma) q_2 + \sigma_w(\gamma), \quad (5.17)$$

где q_1, q_2 — концентрации соответственно мелко- и крупнодисперсной фракций гидрозоля; $\sigma_1^*(\gamma), \sigma_2^*(\gamma)$ — удельные показатели рассеяния этих фракций; $\sigma_w(\gamma)$ — показатель рассеяния воды. Если считать, что в качественном отношении морской гидрозоль достаточно консервативен, то все многообразие экспериментальных индикатрис рассеяния света обусловлено изменчивостью как концентраций q_1 и q_2 , так и сочетаний этих концентраций. В книге «Оптика океана» [18] приводятся значения $\sigma_1^*(\gamma), \sigma_2^*(\gamma)$ и $\sigma_w(\gamma)$. Рассматриваемая в [18] модель оказалась удачной не только при решении обратных задач (с целью восстановления микроструктуры гидрозоля и его оптических констант², но и применительно к расчетам спектральных характеристик рассеяния, в том числе и спектральных индикатрис рассеяния. Оказалось, что в рамках обсуждаемой модели спектральные зависимости рассеяния аппроксимируются формулами $\sigma_1(\lambda) \sim \lambda^{-1.7}, \sigma_2(\lambda) \sim \lambda^{-0.3}$. Отсюда можно видеть, что $\sigma(\lambda)$ должна обнаруживать наибольшую селективность при преобладании в гидрозоле мелкодисперсного минерального

¹ Крупные частицы рассеивают свет сильнее, чем мелкие, во всех направлениях. Однако их малочисленность приводит к тому, что в результирующей индикатрисе на малых углах основной вклад в рассеяние вносят крупные частицы, а на больших — мелкие. См. также о роли молекулярного рассеяния на больших углах в гл. 4.

² Для типичных океанических вод распределение крупнодисперсного аэрозоля по размерам ближе всего аппроксимировать функцией Юнге $R^{-\nu}$, где $\nu=3$ при $n=1.03$; для описания микрофизической структуры субмикронной фракции понадобилась суперпозиция из трех распределений типа Юнге с $\nu=2.5$ ($0.01 \text{ мкм} < R < 0.05 \text{ мкм}$), $\nu=3.5$ ($0.05 \text{ мкм} < R < 0.1 \text{ мкм}$) и $\nu=4.5$ ($0.1 \text{ мкм} < R < 1.3 \text{ мкм}$) при $n=1.15$.

компонента. На рис. 5.1 приведены расчетные (а) и экспериментальные (б, в) зависимости $\sigma_\lambda(\gamma)$. Можно видеть, что расчетные кривые в целом правильно передают ход $\sigma_\lambda(\gamma)$ (для которого характерно усиление селективности с увеличением γ). Однако экспериментальные зависимости $\sigma_\lambda(\gamma)$ с максимумами (рис. 5.1 в) при этом смоделировать не удастся. Одна из причин здесь кроется в том, что в расчетах было принято очень грубое приближение: считалось, что $\sigma_1^*(\gamma)$ и $\sigma_2^*(\gamma)$ не зависят от λ и учитывался лишь вес, с которым они входят в формулу (5.17):

$$\sigma_\lambda(\gamma) = \alpha^{1.7} \sigma_1^*(\gamma) q_1 + \alpha^{0.3} \sigma_2^*(\gamma) q_2 + \alpha^{4.3} \sigma_w(\gamma), \quad (5.18)$$

где $\alpha = 550/\lambda$.

В рамках модели существует разделение угловых «зон влияния» мелкой и крупной фракций гидрозоля, однако из рис. 5.1 а, б видно, что в спектральной зависимости $\sigma_\lambda(\gamma)$ четкое разграничение сделать сложно. Тем не менее можно считать, что с ростом λ вклад в $\sigma_\lambda(\gamma)$ крупнодисперсной фракции становится все существеннее.

Поглощающие свойства в открытых районах морских и океанических вод можно в первом приближении считать результатом оптической активности трех компонентов: H_2O , ЖВ и пигментов ФП (в первую очередь — хлорофиллов (ХЛ) ¹):

$$\kappa(\lambda) = \kappa_1^*(\lambda) q_1 + \kappa_2^*(\lambda) q_2 + \kappa_w(\lambda), \quad (5.19)$$

где $\kappa_1^*(\lambda)$ и $\kappa_2^*(\lambda)$ — спектральные удельные показатели поглощения соответственно ЖВ и ХЛ; q_1 и q_2 — их концентрации, κ_w — показатель поглощения воды. Используя выражение (4.4) (см. гл. 4), можно преобразовать (5.19) следующим образом:

$$\kappa(\lambda) = \kappa_1(390) \exp[-0,015(\lambda - 390)] + \kappa_2^*(\lambda) q_2 + \kappa_w(\lambda). \quad (5.20)$$

В книге «Оптика океана» [18] сообщается о том, что указанная модель проверялась для условий океанических вод и было получено удовлетворительное согласие данных расчетов и экспериментальных спектров $\kappa(\lambda)$. Согласно этой модели для области 400—900 нм поглощение океанической воды в определяющей степени формируется ЖВ. Вклад ХЛ в область синего максимума поглощения не превышает 35 %. Более значительный вклад ХЛ в синий максимум поглощения проявляется в модельном спектре вод только тогда, когда требующиеся для этого значения q_2 оказываются существенно выше реально встречающихся в открытых океанических и морских водах. Отсюда следует, что в таких водах изменчивость $\kappa(\lambda < 550 \text{ нм})$ в основном обусловлена ЖВ (коэффициент корреляции для ЖВ составлял от 60 до 100 %). Хотя

¹ Утверждение о преобладающей роли ХЛ в формировании поглощающих свойств ФП, хотя и традиционное, однако, по-видимому, довольно спорное; нередко высказывается мнение, что поглощение вспомогательными пигментами ФП может быть сравнимо с поглощением, обусловленным ХЛ (см., например, [18, 48]).

с увеличением λ вклад в ЖВ в $\kappa(\lambda > 550)$ уменьшается (следовательно, уменьшается и вклад ЖВ в изменчивость κ), однако в высокопродуктивных морских и океанических водах существует значимая корреляция между концентрациями ЖВ и ХЛ и поэтому даже при $\lambda > 500$ нм для приближенной оценки κ можно использовать однопараметрическую модель:

$$\kappa(\lambda) = \bar{\kappa}(\lambda) + c\psi_1(\lambda), \quad (5.21)$$

в которой значения $\psi_1(\lambda)$ находятся путем привлечения физической модели рассеяния (см. формулу (5.12)). Значения $\bar{\kappa}(\lambda)$ и $\psi_1(\lambda)$ для $\lambda \geq 510$ нм следующие [18]:

λ нм	510	530	550	570	590	625
$\bar{\kappa}(\lambda)$ м ⁻¹	0,02	0,03	0,04	0,05	0,15	0,25
$\psi_1(\lambda)$	0,121	0,087	0,065	0,050	0,039	0,026

λ нм	650	660	665	670	675	700
$\bar{\kappa}(\lambda)$ м ⁻¹	0,29	0,31	0,32	0,34	0,36	0,60
$\psi_1(\lambda)$	0,021	0,025	0,033	0,051	0,033	0,01

К этому следует добавить, что значения $\kappa(\lambda)$, рассчитанные по модели в области красного максимума поглощения ФП, оказываются существенно заниженными по сравнению с измеренными для случая вод, характеризующихся большими значениями показателя поглощения.

В. И. Маньковским [13] построена полуэмпирическая малопараметрическая модель спектральной изменчивости коэффициента асимметрии $K(\lambda)$ морских индикатрис. При этом полагалось, что значения показателя рассеяния света в воде складываются из двух источников — из рассеяния света на частицах гидрозоля и молекулах H_2O . Если обозначить через $\delta(\lambda)$ и $\beta(\lambda)$ — спектральные показатели рассеяния света водой вперед и назад, $\delta_h(\lambda)$ и $\beta_h(\lambda)$ — соответствующие показатели рассеяния света для частиц гидрозоля, а $\delta_w(\lambda)$ и $\beta_w(\lambda)$ — для молекул чистой воды, тогда

$$K(\lambda) = \frac{\delta_h(\lambda) + 0,5\sigma_w(\lambda)}{\beta_h(\lambda) + 0,5\sigma_w(\lambda)}. \quad (5.22)$$

В этой формуле учтено, что для индикатрисы молекулярного рассеяния в силу ее симметрии

$$\delta_w(\lambda) = \beta_w(\lambda) = 0,5\sigma_w(\lambda).$$

Если принять, что при некоторой длине волны λ_0 значение $K(\lambda_0)$ известно, то (5.22) можно переписать в виде:

$$K(\lambda) = \frac{C_1(\lambda_0) \frac{\delta_h(\lambda)}{\delta_h(\lambda_0)} + 0,5C_w(\lambda_0) \frac{\sigma_w(\lambda)}{\sigma_w(\lambda_0)}}{C_2(\lambda_0) \frac{\beta_h(\lambda)}{\beta_h(\lambda_0)} + 0,5C_w(\lambda_0) \frac{\sigma_w(\lambda)}{\sigma_w(\lambda_0)}}, \quad (5.23)$$

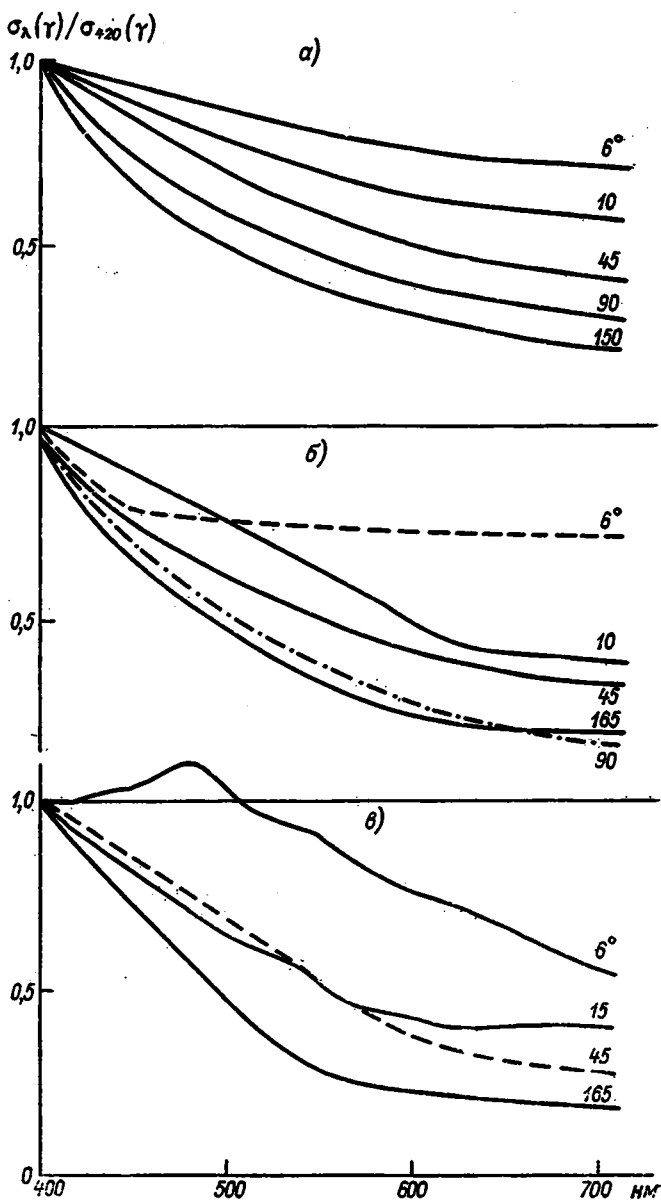


Рис. 5.1. Спектральные зависимости рассеяния света водой под различными углами, по модельным расчетам (а) и данным, полученным для двух станций в экваториальной части Атлантического океана (б, в) [18].

где $C_1(\lambda_0)$, $C_2(\lambda_0)$ и $C_w(\lambda_0)$ — коэффициенты, численно равные соответственно $\delta_h(\lambda_0)$, $\beta_h(\lambda_0)$ и $\sigma_w(\lambda_0)$. Если, как мы условились выше, задать значения $K(\lambda_0)$, $\sigma(\lambda_0) = \delta_h(\lambda_0) + \beta_h(\lambda_0) + \sigma_w(\lambda_0)$, а величина $C_w(\lambda_0) = \sigma_w(\lambda_0)$ известна теоретически, то коэффициенты $C_1(\lambda_0)$ и $C_2(\lambda_0)$ могут быть определены из системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} K(\lambda_0) &= \frac{C_1(\lambda_0) + 0,5C_w(\lambda_0)}{C_2(\lambda_0) + 0,5C_w(\lambda_0)}; \\ \sigma(\lambda_0) &= C_1(\lambda_0) + C_2(\lambda_0) + C_w(\lambda_0). \end{aligned} \right\} \quad (5.24)$$

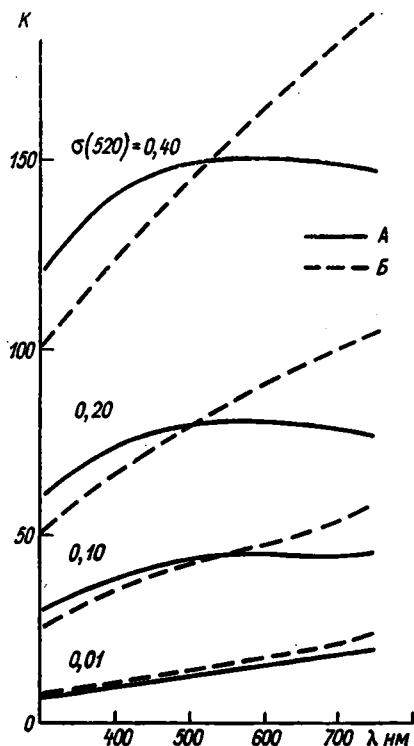
Теперь для расчетов по (5.23) необходимо установить законы спектральной изменчивости величин $\delta_h(\lambda) \sim \lambda^{v_h \uparrow}$, $\beta_h(\lambda) \sim \lambda^{v_h \uparrow}$ и $\sigma_w(\lambda) \sim \lambda^{v_w}$. Согласно Морелю [53], $\sigma_w(\lambda) \sim \lambda^{-4,32}$; по данным Буренкова с соавторами [2], $\beta_h(\lambda) \sim \lambda^{-1,45}$. По экспериментальным данным Маньковского [14], полученным для вод Индийского океана, выявлены (для $\lambda = 460$ нм и $\lambda = 600$ нм) следующие диапазоны изменчивости $v_h \uparrow$ и $v_h \downarrow$ соответственно: 0,51—1,69 и 0,43—2,18. Выяснилось при этом, что соотношение спектральных коэффициентов для $\delta_h(\lambda)$ и $\beta_w(\lambda)$ может быть любым: $v_h \uparrow \leq v_h \downarrow$. Объяснение этому, как и следовало ожидать, кроется в микрофизической структуре морского гидрозоля: крупные частицы, главным образом органического происхождения, определяют рассеяние вперед, мелкие частицы, преимущественно минеральные, дают основной вклад в рассеяние назад. В зависимости от распределения частиц по размерам и их количественного состава степенные коэффициенты $v_h \uparrow$ и $v_h \downarrow$ будут изменяться. Однако поскольку мелкая и крупная фракции не коррелируют друг с другом (см. гл. 4), то независимыми друг от друга оказываются и коэффициенты $v_h \uparrow$ и $v_h \downarrow$. В рассматриваемой модели расчеты велись по двум вариантам. Вариант А: [$v_h \uparrow = -1,2$; $v_h \downarrow = -0,8$]; вариант Б: [$v_h \uparrow = -1,2$; $v_h = -1,6$].

Для определения $K(\lambda_0)$ использовалась формула (5.3). Результаты расчетов $K(\lambda)$, выполненные по модели В. И. Маньковским для вариантов А и Б, представлены на рис. 5.2.¹ Из рисунка можно видеть, что в случае однородной органической взвеси ($v_h \uparrow > v_h \downarrow$) при малых значениях $\sigma(\lambda_0)$ преобладает влияние молекулярного рассеяния, величина $K(\lambda)$ мала и уменьшается с уменьшением λ . При больших значениях $\sigma(\lambda_0)$ возрастает роль гидрозоля в формировании спектрального хода и абсолютной величины $K(\lambda)$. Однако и в этом случае в коротковолновой части спектра молекулярное рассеяние проявляется достаточно отчетливо в довольно резком падении функции $K(\lambda)$ при $\lambda < 450$ нм.

В случае неоднородной по составу взвеси ($v_h \uparrow < v_h \downarrow$) влияние обоих обсуждаемых факторов складывается и $K(\lambda)$ быстро

¹ В варианте А гидрозоль считается качественно однородным, имеющим органическое происхождение, в варианте Б предполагается, что кроме крупной органической фракции во взвешенном веществе имеется много мелких минеральных частиц, определяющих рассеяние назад.

убывает в коротковолновую область спектра и спектральный ход $K(\lambda)$ значительно круче. Проверка показала, что соответствие модели эксперименту, как и можно было ожидать, лучше при низких σ . Это, несомненно, объясняется тем, что при низких σ основную роль в спектральной изменчивости $K(\lambda)$ играет молекулярное рассеяние света водой и, следовательно, неадекватность степенных коэффициентов $\nu_h \uparrow$, $\nu_h \downarrow$ проявляется весьма слабо.



В рамках задач дистанционного зондирования природных вод большой интерес представляют малопараметрические модели вторичных гидрооптических характеристик, среди которых в первую очередь следует отметить коэффициент диффузного отражения $R \equiv E_u(0)/E_d(0)$ (где E_u и E_d — облученности нулевого горизонта сверху и снизу). Первые теоретические разработки в этом направлении

Рис. 5.2. Спектральный ход коэффициента асимметрии K при различных значениях σ_{520} .

были осуществлены с помощью метода двухпоточного приближения (метод Шустера) [7, 8, 37, 45]. В частности, Джозеф [45] принял следующее параметрическое соотношение:

$$R = \frac{(1 + 2\beta/\kappa)^{1/2} - 1}{(1 + 2\beta/\kappa)^{1/2} + 1}, \quad (5.25)$$

где β , как и прежде, $2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \sigma(\gamma) \sin \gamma d\gamma$. Выражение для R Гамбургева—Дантли имеет вид:

$$R = \frac{\beta'/\kappa'}{1 + (\beta'/\kappa') + (1 + 2\beta'/\kappa')^{1/2}}, \quad (5.26)$$

где κ' и β' — показатели поглощения и рассеяния назад для диффузного светового потока (часто называемые «гибридными» оптическими показателями [60]), которые связаны с истинными, или

первичными, характеристиками природных вод следующим образом:

$$\kappa' = \kappa/\bar{\mu}_d; \beta' \approx \beta/\bar{\mu}_d, \quad (5.27)$$

где $\bar{\mu}_d$ — средний косинус для угла падения лучей из верхней полусферы.

Для большинства океанических и прибрежных морских вод в видимой области спектра справедливо неравенство $\kappa \gg \beta$. Кроме того, хорошим приближением является равенство $\beta/\kappa = \beta'/\kappa'$. В этом случае формула (5.26) упрощается:

$$R \approx \frac{1}{2} \beta/\kappa. \quad (5.28)$$

Приер и Морель [61; 62] получили близкое к этому выражение. При его выводе использовался метод последовательной кратности рассеяния:

$$R = 0,33 (\beta/\kappa) (1 + \Delta), \quad (5.29)$$

где Δ — остаточный член, являющийся функцией индикатрисы рассеяния и распределения радиации в световом поле под поверхностью воды. Обычно он не превышает $\pm 5\%$ и им можно пренебречь.

Гордон с соавторами [39] с использованием метода Монте-Карло нашли полином, наилучшим образом описывающий величину R :

$$R = \sum_1^3 r_n X^n, \quad (5.30)$$

где

$$X = \frac{\beta/\kappa}{1 + \beta/\kappa}. \quad (5.31)$$

В этом разложении первый член оказывается определяющим: $r_1 = 0,32$ в условиях, когда Солнце находится в зените и $r_1 = 0,37$ при полностью облачном небе.

Основываясь на (5.30, 5.31), Буката с соавторами [27] предложили малопараметрическую модель, названную моделью качества воды. В этой модели природная вода рассматривается в виде трехкомпонентной смеси: H_2O , органическая взвесь, неорганическая взвесь. Оптическое пропускание столба воды глубиной z задается формулой

$$T = \exp(-\varepsilon_s z), \quad (5.32)$$

а коэффициент диффузного отражения R — отношением типа (5.30), (5.31):

$$R = b \frac{\beta_s}{(\kappa + \beta)_s}, \quad (5.32')$$

где ε_s — суммарный коэффициент ослабления, равный

$$\kappa_s + \sigma_s = \varepsilon_w + \varepsilon_o + \varepsilon_i; \quad (5.33)$$

$$\beta_s = \beta_w + \beta_o + \beta_i; \quad (5.34)$$

$$(\kappa + \beta)_s = (\kappa + \beta)_w + (\kappa + \beta)_o + (\kappa + \beta)_i. \quad (5.35)$$

Индексы s, w, o, i означают соответственно суммарный показатель, H_2O , органическая взвесь, неорганическая взвесь.

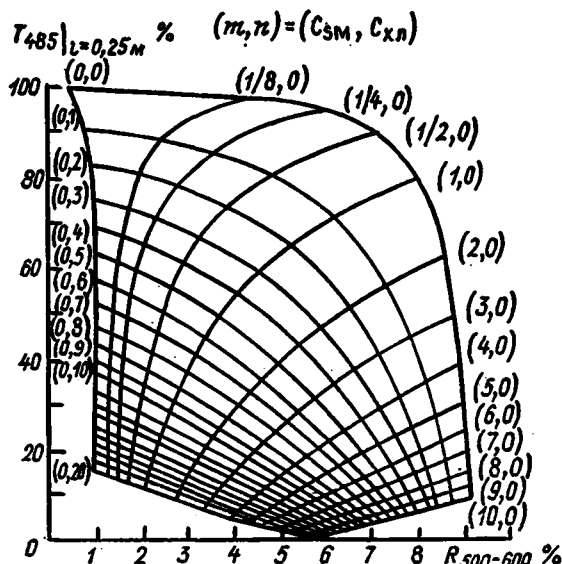


Рис. 5.3. Полуэмпирическая малопараметрическая модель вторичных оптических характеристик природных вод [27].

На рис. 5.3 рассматриваемая модель представлена в виде совокупности двойных изоплет, соответствующих зависимости $T_{485}|_{l=0,25\text{ м}} = f(R_{500-600})$ (где l — длина пути луча в водной среде, а нижний индекс — длина волн в нанометрах). Каждая точка в семействе кривых определяется двумя координатами: концентрация взвешенного минерального вещества (в частях на миллион) и концентрация ХЛ (в мг/м^3). Чистой воде соответствует точка (0, 0), характеризующаяся пропусканием, близким к 100 % и $R \approx 0$. При построении рассматриваемой графической модели ОС были использованы следующие входные параметры:

- а) для органической взвеси: $\sigma/\kappa = 3,5$; $\beta/\sigma = 0,003$;
- б) для неорганической взвеси: $\sigma/\kappa = 4,0$; $\beta/\sigma = 0,025$.

Принцип построения семейства изоплет на рис. 5.3 следующий: сначала неизменной принимается, например, концентрация минеральной взвеси q_{sm} и варьируется $q_{хл}$, а затем при неизменной концентрации ХЛ варьируется концентрация минеральной взвеси.

Несомненным преимуществом этой модели является возможность отыскания взаимного соответствия T и R при двух незави-

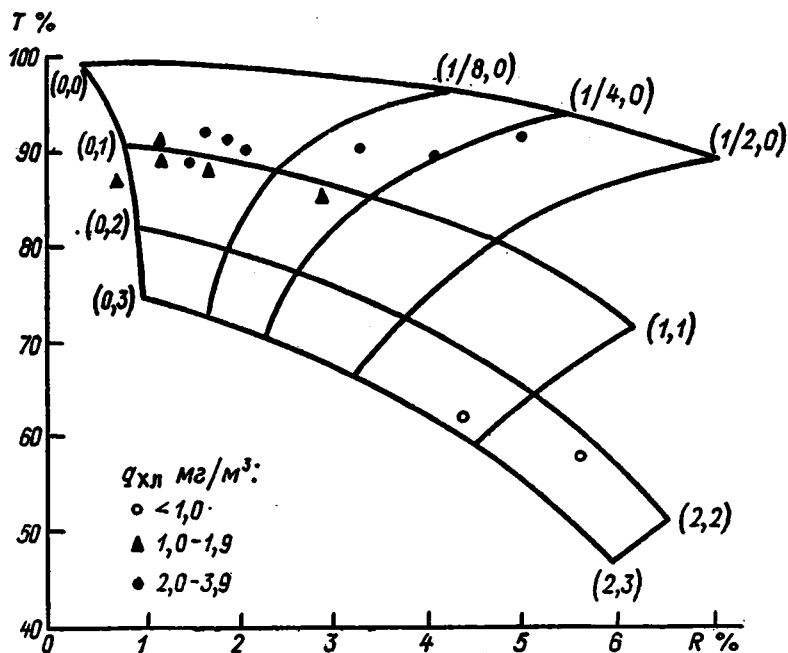


Рис. 5.4. Результаты верификации оптической модели Буката с соавторами [27] по данным контактных измерений на оз. Верхнее.

симо меняющихся входных параметров — $q_{хл}$ и q_{sm} . Из рис. 5.3 видно, что наибольшая точность модельных расчетов может быть достигнута при относительно малых значениях $q_{хл}$ и q_{sm} . С ростом концентраций изоплеты располагаются все плотнее друг к другу и вследствие этого возрастает погрешность восстановления искомого взаимного соответствия T и R .

На рис. 5.4 в качестве примера представлены результаты модельных расчетов и данные контактных измерений T и R в оз. Верхнее, осуществленных в 1973 г. Как видно из рисунка, наблюдается хорошее соответствие расчетных и измеренных значений. Однако результаты аналогичных сравнений, выполненных на оз. Гурон, в зал. Джорджиян-Бей, по мнению авторов модели, свидетельствуют о том, что в условиях значительной изменчивости $q_{хл}$ выпуклость изоплет должна быть несколько меньше. Еще менее удовлетворительным оказалось сравнение для озер Эри и Онтарио. Буката с соавторами [27] пришли к выводу, что причиной этого является неучет в модели реально существующей многоком-

понентности вод озер и водохранилищ (см. гл. 4). В ряде последующих работ Букаты с сотрудниками [28—33] рамки физической модели оптических свойств природных вод были расширены и в рассмотрение были включены следующие оптически активные компоненты: чистая вода (w), фитопланктон (ХЛ), минеральная взвесь (SM), растворенное органическое вещество (DOC), нерастворенное неживое органическое вещество (NLO). Усовершенствованный вариант модели предполагает, что в каждый данный момент времени водная масса может считаться гомогенной смесью указанных выше компонентов. Тогда в соответствии со свойством аддитивности первичных гидрооптических характеристик (см. уравнения (5.17), (5.19)) можно записать¹:

$$\left. \begin{aligned} \kappa(\lambda) &= \kappa_w(\lambda) + q_{\text{ХЛ}} \kappa_{\text{ХЛ}}^*(\lambda) + q_{\text{SM}} \kappa_{\text{SM}}^*(\lambda) + \\ &+ q_{\text{DOC}} \kappa_{\text{DOC}}^*(\lambda) + q_{\text{NLO}} \kappa_{\text{NLO}}^*(\lambda), \\ \sigma(\lambda) &= \sigma_w(\lambda) + q_{\text{ХЛ}} \sigma_{\text{ХЛ}}^*(\lambda) + q_{\text{SM}} \sigma_{\text{SM}}^*(\lambda) + q_{\text{NLO}} \sigma_{\text{NLO}}^*(\lambda), \\ \beta(\lambda) &= \beta_w(\lambda) + q_{\text{ХЛ}} \beta_{\text{ХЛ}}^*(\lambda) + q_{\text{SM}} \beta_{\text{SM}}^*(\lambda) + q_{\text{NLO}} \beta_{\text{NLO}}^*(\lambda). \end{aligned} \right\} \quad (5.36)$$

В табл. 5.4 приведены модельные спектральные сечения поглощения и рассеяния назад для $\text{ХЛ}^{\text{некор}}$, SM, DOC, а также спектральные значения показателей поглощения и рассеяния назад для чистой воды (w). Отсутствие данных для NLO объясняется тем, что четырехкомпонентный вариант модели предназначается для оз. Онтарио, где q_{NLO} редко превышает 10 % $q_{\text{ХЛ}}$.

Малопараметрические модели $R(\lambda)$ позволяют выявить физические причины изменчивости вторичных характеристик природных вод, в том числе и их цветовых характеристик при использовании данных табл. 5.5. Воспользуемся для этих целей формулам (5.30), (5.31) и четырехкомпонентной физической моделью воды. Очевидно, что, обладая этой исходной информацией, мы можем, варьируя концентрации четырех оптически активных компонентов, построить зависимости $R(\lambda)$ для любых заданных ситуаций, наиболее близко приближающихся к реально встречающимся в сложных в гидрооптическом отношении водах. На рис. 5.5 приведены семейства кривых $R(\lambda)$, рассчитанные с использованием соотно-

¹ Компонент NLO определяется в модели следующим образом: $\frac{q_{\text{NLO}}}{78} = \frac{q_{\text{SO}}}{78} - \frac{q_{\text{ХЛ}}^{\text{кор}}}{q_{\text{ХЛ}}^{\text{некор}}} \frac{q_{\text{ROC}}}{24}$, где q_{SO} — измеренная концентрация общего взвешенного органического вещества, $q_{\text{ХЛ}}^{\text{кор}}$ — измеренная концентрация хлорофилла a с учетом коррекции на концентрацию феофитина; $q_{\text{ХЛ}}^{\text{некор}}$ — измеренная концентрация ХЛ без коррекции на концентрацию феофитина; q_{ROC} — измеренная концентрация органического углерода, находящегося во взвешенной фракции. Нормирование этого равенства произведено в предположении, что органический компонент имеет средний состав $\text{C}_2\text{H}_6\text{O}_3$ (молекулярная масса равна 78).

Модельные спектральные сечения поглощения и рассеяния назад для ХЛ $\alpha^{\text{некор}}$, SM, DOC, а также спектральные показатели поглощения и рассеяния назад для чистой воды (w)

λ nm	κ_w	$\kappa_{\text{ХЛ}}^*$		κ_{SM}^*	κ_{DOC}^*	β_w	$\beta_{\text{ХЛ}}^*$	β_{SM}^*
		I вариант	II вариант					
410	0,03800	0,03780	0,02428	0,13350	0,14500	0,00229	0,00136	0,05240
430	0,02600	0,04050	0,02188	0,13510	0,12100	0,00186	0,00125	0,04992
450	0,01700	0,04100	0,01938	0,13090	0,10000	0,00152	0,00119	0,04816
470	0,01700	0,04020	0,01817	0,11680	0,08290	0,00188	0,00116	0,04760
490	0,02100	0,03550	0,01586	0,10840	0,06880	0,00108	0,00117	0,04736
510	0,02600	0,03040	0,01341	0,09220	0,05700	0,00091	0,00120	0,04712
530	0,03000	0,02360	0,00855	0,08340	0,04800	0,00077	0,00125	0,04680
550	0,08700	0,01900	0,00534	0,07370	0,04010	0,00066	0,00128	0,04688
570	0,05700	0,01730	0,00550	0,06380	0,003330	0,00058	0,00127	0,04696
590	0,11200	0,01500	0,00296	0,06110	0,02790	0,00050	0,00124	0,04616
610	0,23600	0,01250	0,00518	0,06740	0,02340	0,00044	0,00125	0,04408
630	0,27400	0,01200	0,01814	0,07660	0,01950	0,00038	0,00122	0,04160
650	0,30300	0,01600	0,02231	0,08350	0,01620	0,00033	0,00116	0,03920
670	0,37000	0,02600	0,02721	0,08730	0,01520	0,00030	0,00109	0,03680
690	0,46300	0,01300	0,01716	0,09270	0,01050	0,00026	0,00099	0,03408

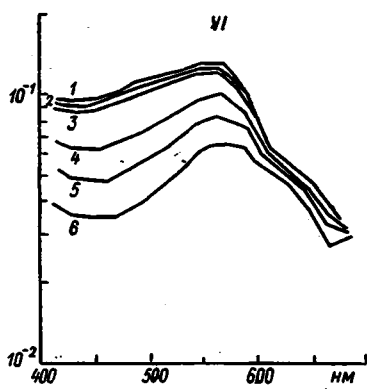
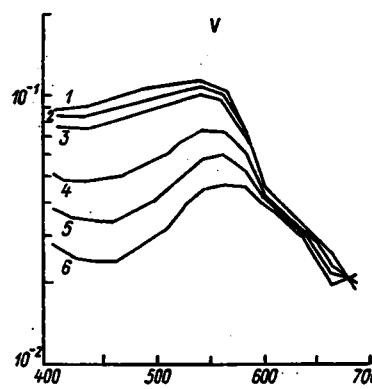
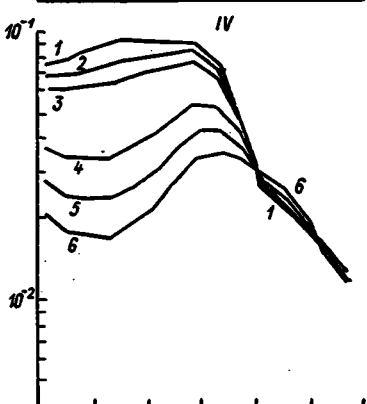
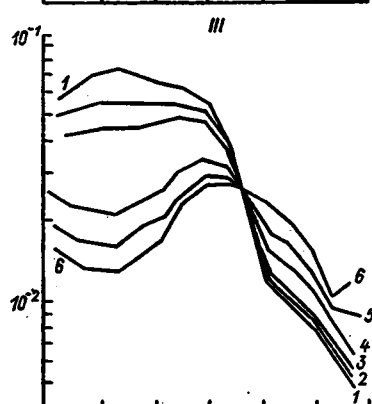
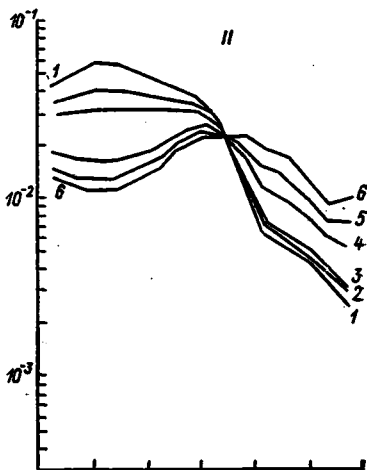
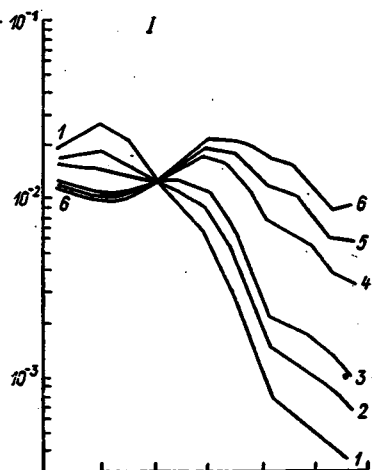
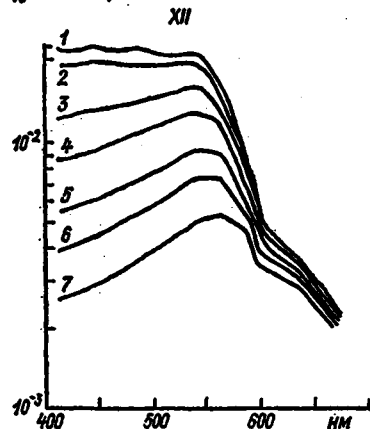
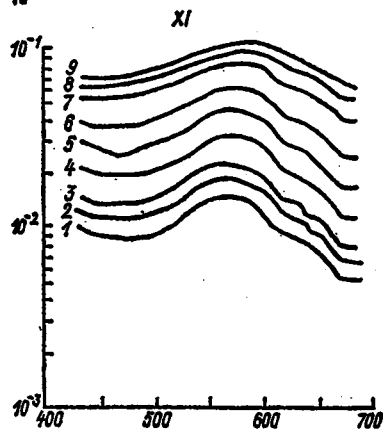
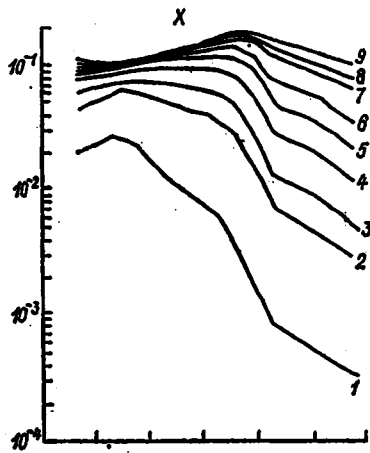
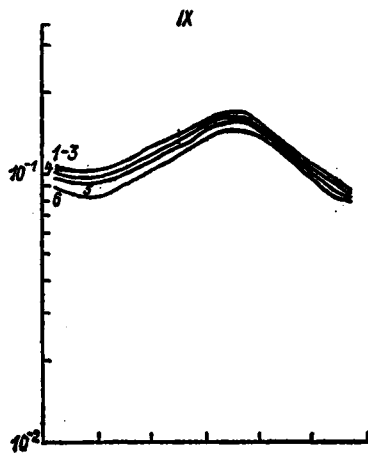
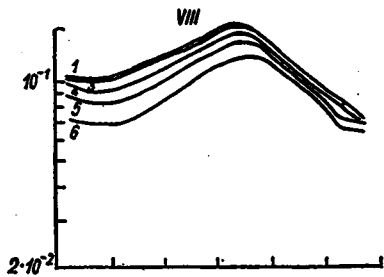
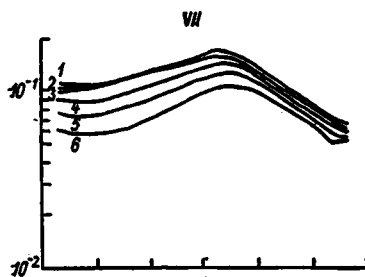


Рис. 5.5. Спектральная зависимость коэффициента диффузного отражения I—XII, см.



жения R при различных сочетаниях концентраций SM, DOC и ХЛ.
табл. 5.5.

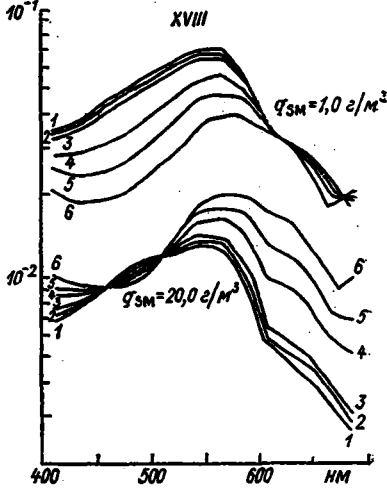
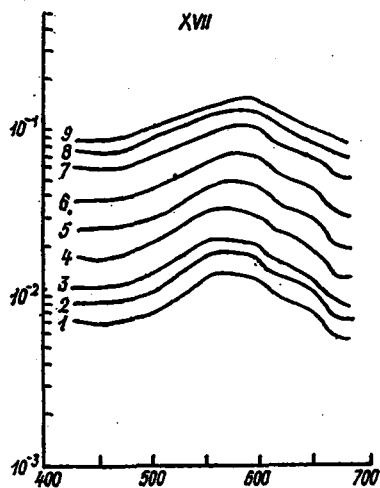
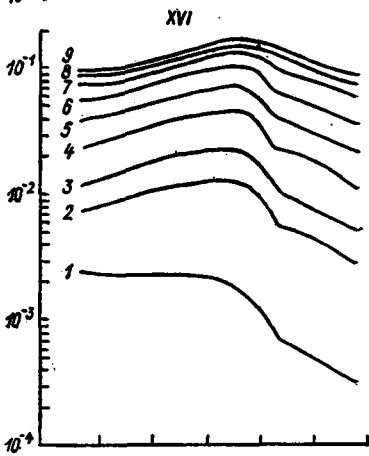
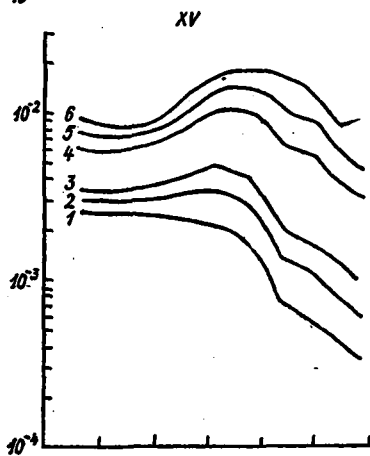
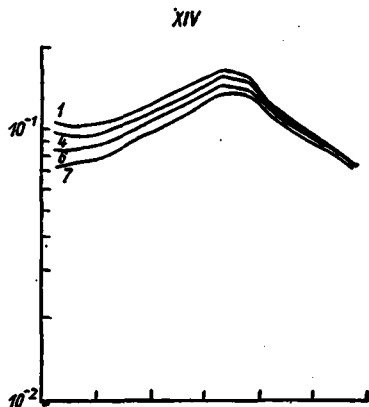
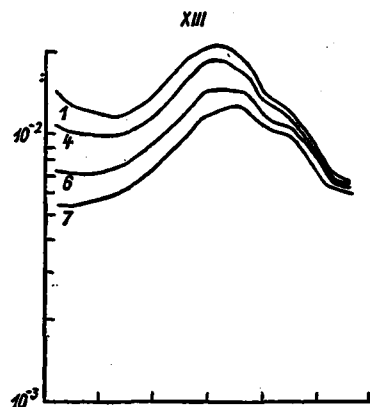


Рис. 5.5. XIII—XVIII, см. табл. 5.5.

шений (5.31) и (5.36) [33] в диапазоне длин волн 410—690 нм. В табл. 5.5 представлены исходные данные для построения кривых. Когда в модели меняется лишь $q_{хл}$, а $q_{см}$ и $q_{дос}$ имеют нулевые значения (это фактически двухкомпонентный вариант модели), можно видеть (рис. 5.5/1), что с увеличением $q_{хл}$ наблюдается снижение значения R в голубой области спектра и увеличение в красной. При $q_{хл} > 1 \dots 2$ мг/м³ отчетливо выделяются глубокий минимум, максимум в голубой области и точка пересечения семейства кривых при 505 нм. Последнее означает, что $R(505) \neq$

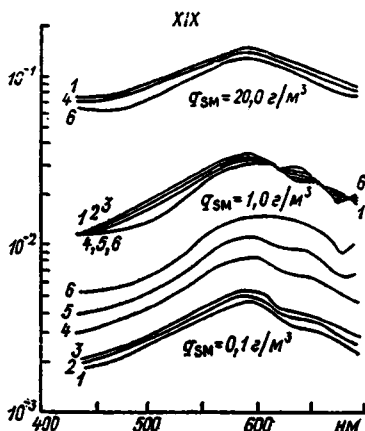


Рис. 5.5. XIX, см. табл. 5.5.

$\neq f(q_{хл})$, т. е. $\frac{\partial R(505)}{\partial q_{хл}} = 0$. Интегрированием уравнения (5.30)

по $q_{хл}$ можно показать, что величина R может быть независима от $q_{хл}$ при λ , для которой выполняется равенство ¹:

$$(\beta_{хл}^* / \kappa_{хл}^*) = (\beta_w / \kappa_w). \quad (5.37)$$

Введение в модельную водную систему небольшого количества минеральной взвеси ($q_{см} \approx 0,10$ г/м³) (т. е. третьего компонента) при $q_{дос} = 0$ приводит к тому, что спектр $R(\lambda)$ становится более плоским (рис. 5.5/1/): скорость снижения $R(\lambda)$ в голубой области оказывается примерно равной скорости возрастания $R(\lambda)$ в красной части спектра. В этой ситуации также существует λ (около 570 нм), при которой $(\partial R(\lambda) / \partial q_{хл}) = 0$. Но в трехкомпонентной системе этой длине соответствует уже (в отличие от (5.37)) иное равенство ¹:

$$\frac{\beta_{хл}^*}{\kappa_{хл}^*} = \frac{\beta_w + \beta_{см}^* q_{см}}{\kappa_w + \kappa_{см}^* q_{см}}. \quad (5.38)$$

¹ Наличие (при определенных условиях) в спектрах $R(\lambda)$ такой точки является принципиально важным моментом для выработки соотношений, приведенных в табл. 5.3, и оценки их физической адекватности.

Исходные данные для построения рис. 5.5

Номер рисунка	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
q_{SM} г/м ³	0,0	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	20,0
Номер кривой на рис. I—IX	1	2	3	4	5	6			
q_{DOC} гС/м ³	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
$q_{хл}$ мг/м ³	0,05	0,5	1,0	5,0	10,0	20,0			
Номер рисунка	X	XI							
$q_{хл}$ мг/м ³	0,05	10,0							
q_{DOC} гС/м ³	0,0	0,0							
Номер кривой на рис. X—XI	1	2	3	4	5	6	7	8	9
q_{SM} г/м ³	0,0	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	20,0
Номер рисунка	XII	XIII	XIV						
$q_{хл}$ мг/м ³	1,0	10,0	0,05						
q_{SM} г/м ³	0,05	0,05	10,0						
Номер кривой на рис. XII—XIV	1	2	3	4	5	6	7		
q_{DOC} гС/м ³	0,0	0,1	0,5	1,0	2,0	3,0	5,0		
Номер рисунка	XV								
q_{DOC} гС/м ³	2,0								
q_{SM} г/м ³	0,0								
Номер кривой на рис. XV	1	2	3	4	5	6			
$q_{хл}$ мг/м ³	0,05	0,5	1,0	5,0	10,0	20,0			
Номер рисунка	XVI	XVII							
$q_{хл}$ мг/м ³	0,05	10,0							
q_{DOC} гС/м ³	2,0	2,0							
Номер кривой на рис. XVI, XVII	1	2	3	4	5	6	7	8	9
q_{SM} г/м ³	0,0	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	20,0
Номер рисунка	XVIII	XIX							
q_{DOC} гС/м ³	2,0	10,0							
Номер кривой на рис. XVIII, XIX	1	2	3	4	5	6			
$q_{хл}$ мг/м ³	0,05	0,5	1,0	5,0	10,0	20,0			

Последовательное увеличение в трехкомпонентной модели q_{SM} до $20,0 \text{ г/м}^3$ (рис. 5.5 *III—XI*) приводит к тому, что длина волны, при которой $(\partial R(\lambda)/\partial q_{xл}) = 0$, быстро перемещается к 690 нм и исчезает за этим пределом.

Переход к четырехкомпонентной водной системе знаменует еще более значительными изменениями спектрального хода $R(\lambda)$ (см. рис. 5.5 *XII—XIX*). Из рис. 5.5 *XII* видно, что для сравнительно чистых вод ($q_{xл} = 1,0 \text{ мг/м}^3$, $q_{SM} = 0,05 \text{ г/м}^3$) последовательное увеличение q_{DOC} приводит к быстрому снижению значений $R(\lambda)$ в области $\lambda < 600 \text{ нм}$ и относительно медленному снижению при $\lambda > 600 \text{ нм}$ (т. е. в красной области спектра). С увеличением $q_{xл}$ и q_{SM} спектр $R(\lambda)$ становится все менее и менее структурированным, однако при этом сохраняется небольшой максимум при $\lambda \approx 580 \text{ нм}$ (см. рис. 5.5 *XIX*). Сравнивая рис. 5.5 *XV* и 5.5 *XVI*, можно отметить важное обстоятельство: увеличение q_{SM} или $q_{xл}$ в водной среде с $q_{DOC} = 2,0 \text{ г С/м}^3$ приводит к более быстрому росту $R(\lambda)$ в красной области спектра, чем в голубой. Спектральные ходы $R(\lambda)$ оказываются сходными в двух случаях: когда система содержит много ХЛ и не содержит минеральной взвеси, и когда q_{SM} и значительно, а $q_{xл} \approx 0$. Однако присутствие в воде больших количеств минеральной взвеси обуславливает значения $R(\lambda)$ на порядок выше, чем при высоких $q_{xл}$ и $q_{SM} \approx 0$. Аналогичную картину можно наблюдать и в области малых значений q_{SM} и $q_{xл}$. Из рис. 5.5 *XV*, *XVI* можно также видеть, что в природных водах, содержащих, например, 2 г С/м^3 , значения $R(\lambda)$ оказываются сравнимыми в двух случаях: при больших значениях $q_{xл}$ и когда $q_{xл} \approx 0$, а q_{SM} относительно невелики.

Можно рассчитывать бесчисленное множество семейств кривых, подобных тем, что изображены на рис. 5.5. Однако в представленных случаях концентрация двух компонентов закреплена, и изменяется лишь концентрация третьего. Естественно поставить вопрос о том, как будут вести себя параметры качества воды при одновременном изменении $q_{xл}$, q_{SM} и q_{DOC} .

В соответствии со сказанным мы можем записать, что

$$R(\lambda) = f(q_w^*, q_{xл}^*, q_{SM}^*, q_{DOC}^*, q_w^*, q_{xл}^*, q_{SM}^*) \quad (5.39)$$

(здесь зависимости $\kappa(\lambda)$ и $\beta(\lambda)$ подразумеваются, но для простоты не обозначены).

Отсюда наклон спектра в точке λ определяется следующим выражением:

$$\begin{aligned} \frac{dR(\lambda)}{d\lambda} = & \frac{\partial R}{\partial \kappa_w^*} \frac{\partial \kappa_w^*}{\partial \lambda} + q_{xл} \frac{\partial R}{\partial \kappa_{xл}^*} \frac{\partial \kappa_{xл}^*}{\partial \lambda} + q_{SM} \frac{\partial R}{\partial \kappa_{SM}^*} \frac{\partial \kappa_{SM}^*}{\partial \lambda} + \\ & + q_{DOC} \frac{\partial R}{\partial \kappa_{DOC}^*} \frac{\partial \kappa_{DOC}^*}{\partial \lambda} + \frac{\partial R}{\partial \beta_w^*} \frac{\partial \beta_w^*}{\partial \lambda} + q_{xл} \frac{\partial R}{\partial \beta_{xл}^*} \frac{\partial \beta_{xл}^*}{\partial \lambda} + q_{SM} \frac{\partial R}{\partial \beta_{SM}^*} \frac{\partial \beta_{SM}^*}{\partial \lambda} \end{aligned} \quad (5.40)$$

(здесь q_w принята равной 1).

Согласно формулам (5.30), (5.31)

$$R(\lambda) = \sum_{n=0}^3 r_n \left[\frac{\beta(\lambda)}{\kappa(\lambda) + \beta(\lambda)} \right]^n = \sum_{n=0}^3 r_n \left[\frac{u(\lambda)}{v(\lambda)} \right]^n, \quad (5.41)$$

где

$$\left. \begin{aligned} u(\lambda) &= \beta_w^*(\lambda) + q_{\text{хл}} \beta_{\text{хл}}^*(\lambda) + q_{\text{SM}} \beta_{\text{SM}}^*(\lambda); \\ v(\lambda) &= \kappa_w^*(\lambda) + q_{\text{хл}} \kappa_{\text{хл}}^*(\lambda) + q_{\text{SM}} \kappa_{\text{SM}}^*(\lambda) + \\ &+ q_{\text{хл}} \kappa_{\text{хл}}^*(\lambda) + q_{\text{SM}} \kappa_{\text{SM}}^*(\lambda) + q_{\text{DOC}} \kappa_{\text{DOC}}^*(\lambda). \end{aligned} \right\} \quad (5.42)$$

Взяв частные производные от $R(\lambda)$ по каждому κ^* и β^* получим:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial R}{\partial \kappa_w^*} &= -\frac{Nu}{v^2}; & \frac{\partial R}{\partial \beta_w^*} &= \frac{N(v-u)}{v^2}; & \frac{\partial R}{\partial \kappa_{\text{хл}}^*} &= -\frac{Nq_{\text{хл}}u}{v^2}; \\ \frac{\partial R}{\partial \kappa_{\text{хл}}^*} &= \frac{Nq_{\text{хл}}(v-u)}{v^2}; & \frac{\partial R}{\partial \kappa_{\text{SM}}^*} &= -\frac{Nq_{\text{SM}}u}{v^2}; \\ \frac{\partial R}{\partial \beta_{\text{SM}}^*} &= \frac{Nq_{\text{SM}}(v-u)}{v^2}; & \frac{\partial R}{\partial \kappa_{\text{DOC}}^*} &= -\frac{Nq_{\text{DOC}}u}{v^2}. \end{aligned} \right\} \quad (5.43)$$

Здесь

$$N = r_1 + 2r_2(u/v) + 3r_3(u^2/v^2);$$

r_1, r_2, r_3 — коэффициенты в разложении, предложенном Гордоном с соавторами [39]) (см. формулу (5.30)).

С учетом выражения (5.40) можно записать:

$$\begin{aligned} \frac{dR(\lambda)}{d\lambda} &= -\frac{Nu}{v^2} \left[\frac{\partial \kappa_w^*}{\partial \lambda} + q_{\text{хл}}^2 \frac{\partial \kappa_{\text{хл}}^*}{\partial \lambda} + q_{\text{SM}}^2 \frac{\partial \kappa_{\text{SM}}^*}{\partial \lambda} + q_{\text{DOC}}^2 \frac{\partial \kappa_{\text{DOC}}^*}{\partial \lambda} \right] + \\ &+ \frac{N(v-u)}{v^2} \left[\frac{\partial \beta_w^*}{\partial \lambda} + q_{\text{хл}}^2 \frac{\partial \beta_{\text{хл}}^*}{\partial \lambda} + q_{\text{SM}}^2 \frac{\partial \beta_{\text{SM}}^*}{\partial \lambda} \right]. \end{aligned} \quad (5.44)$$

Казалось бы, при ограниченном числе длин волн расчеты по формуле (5.44) не представляют сложности и могут быть выполнены на любой ЭВМ. Однако главная трудность заключается в ненадежности оперирования малыми разностями. При неодинаковой точности исходных значений параметров эти расчеты неизбежно приведут к абсолютно неадекватным результатам. В действительности, как свидетельствуют специальные исследования, а также анализ экспериментальных данных, полученных различными авторами, вопрос о спектральных значениях удельных коэффициентов поглощения и рассеяния водных компонентов чрезвычайно сложен. Иллюстрацией могут служить результаты экспериментальных определений $\kappa_{\text{хл}}$, представленные на рис. 5.6 и 5.7 [24, 33], которые свидетельствуют о значительных (на некоторых длинах волн — почти на порядок) различиях в имеющихся оценках величины $\kappa_{\text{хл}}$.

Еще менее удовлетворительно обстоит дело с оценками (к тому же весьма малочисленными) спектральных значений $\sigma^*(\lambda)$ и $\beta^*(\lambda)$. И дело здесь не только и не столько в погрешностях экспериментов (что, разумеется, имеет место), сколько в объективных причинах. Действительно, разные культуры ФП характеризуются различным содержанием в их клетках пигмента хлорофилла *a* [21, 22, 59], качественным и количественным составом дополнительных пигментов (хлорофиллов *b*, *c*₁, *c*₂, *d*, каротиноидов, фикобилинов) [1, 24]¹, размерами клеток и колониальных форм [3]; относительным содержанием погибающих клеток среди живых и многими другими показателями. Более того, одна и та же культура в зависимости от трофического уровня водоема, условий освещения, сезона, горизонта обитания, гидродинамических и термических условий, момента вегетационного периода и других факторов может характеризоваться показателями, весьма отличными от неких стандартных. Совершенно очевидно, что для столь сложного

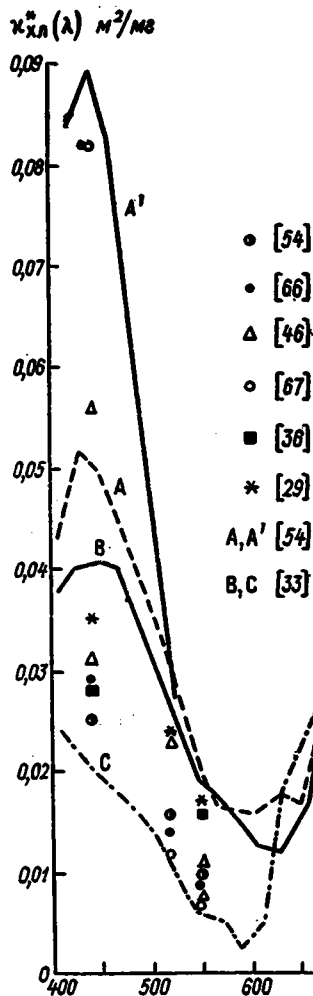


Рис. 5.6. Спектральные значения k_{hl}^* по данным независимых определений, выполненных различными авторами.

и изменчивого по своим свойствам гидрооптического компонента, каким является ФП, весьма затруднительно, если вообще возможно, определить универсально адекватные первичные гидрооптические характеристики.

Иллюстрацией к сказанному может служить работа [24], в которой исследовались (см. рис. 5.7) нормированные (т. е. отнесен-

¹ По данным [18], в ФП поглощение дополнительными пигментами в сумме может быть сравнимо с поглощением ХЛ *a*.

ные к единице внутриклеточной концентрации ХЛ_а показатели поглощения $\tilde{\kappa}^*$, ослабления $\tilde{\epsilon}^*$, рассеяния $\tilde{\sigma}^*$ и рассеяния назад $\tilde{\beta}^*$ для четырех культур ФП, данные о которых приведены в табл. 4.5 (см. гл. 4).

Как видно из рис. 5.7, разница значений нормированных показателей $\tilde{\kappa}^*$, $\tilde{\sigma}^*$ и $\tilde{\beta}^*$ для четырех культур ФП оказывается существ-

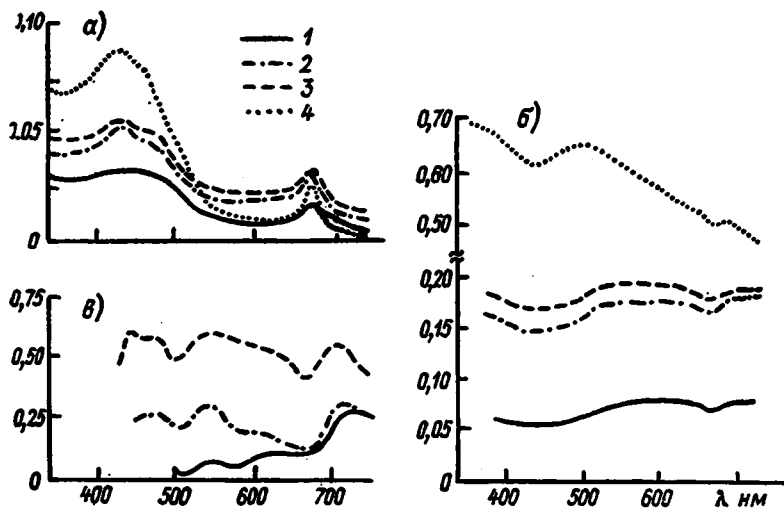


Рис. 5.7. Спектральные нормированные показатели поглощения κ_{λ}^* (а), рассеяния σ_{λ}^* (б) и рассеяния назад β_{λ}^* (в) для четырех культур ФП.

1 — *Hymenomonas elongata*; 2 — *Tetraselmis maculata*; 3 — *Platymonas* sp.; 4 — *Coccolithus huxleyi*.

зенной во всем диапазоне длин волн видимого участка спектра, однако в наибольшей мере — в коротковолновой области. Опираясь на данные табл. 4.5, это можно объяснить разными характеристическими размерами клеток исследовавшихся культур и присущими им сочетаниями элементов в хлоропластах. Важно также отметить типичное непостоянство по спектру значения вероятности рассеяния назад $\tilde{\beta}^*$ для всех четырех видов ФП, что следует из непараллельности спектральных ходов $\tilde{\sigma}^*(\lambda)$ и $\tilde{\beta}^*(\lambda)$ для каждой из культур (см. рис. 5.7 б, в). Наконец, из рис. 5.7 видно, что рассеяние (в том числе и рассеяние назад) такими поглощающими частицами, как клетки ФП, характеризуется отчетливой селективностью: в области полос поглощения света пигментами ФП наблюдается снижение значений $\tilde{\kappa}^*$ и $\tilde{\beta}^*$. Отметим, что эффект подавления рассеяния вблизи полос поглощения был предсказан и теоретически обоснован ранее в ряде работ [26, 38, 57].

Другим подтверждением зависимости удельных показателей $\kappa^*(\lambda)$ и $\beta^*(\lambda)$ от видовой принадлежности ФП, а также примером проявления эффекта подавления $\beta^*(\lambda)$ в области, где κ^* максимально, являются экспериментальные данные для водорослей, вызывающих такое широко известное явление, как «красный прилив». На рис. 5.8 приведены спектральные зависимости $\kappa^*(\lambda)$ и $\beta^*(\lambda)$ для *Ptychodiscus brevis*, цветение которой обусловило явление «красного прилива» у берегов Флориды в октябре 1983 г. [34]. Сравнение рисунков 5.6—5.8 свидетельствует о том, что при

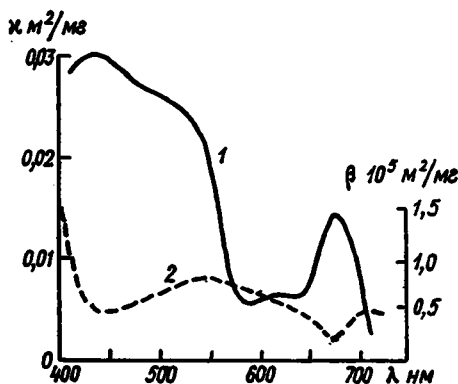


Рис. 5.8. Спектральные удельные показатели поглощения (1) и рассеяния назад (2) для *Ptychodiscus brevis*.

общем сходстве спектральных ходов показателей $\kappa^*(\lambda)$ и $\beta^*(\lambda)$ различия в абсолютных значениях и деталях спектрального хода очень отчетливы. Учет этих различий необходим при восстановлении с помощью рассматриваемых моделей характеристик качества природных вод.

Наглядным примером могут служить расчеты, выполненные в работе Букаты с соавторами [33]. Для этих целей был привлечен метод многомерной оптимизации, сущность которого сводится к следующему. Перепишем уравнение (5.30) в векторной форме:

$$R(0, \vec{\kappa}(\lambda), \vec{\beta}(\lambda), \vec{q}) = \sum_{n=0}^3 r_n [1 + (\vec{\kappa}(\lambda) \vec{q}) / (\vec{\beta}(\lambda) \vec{q})]^n, \quad (5.45)$$

где

$$\vec{\kappa}(\lambda) = (\kappa_w(\lambda), \kappa_{хл}(\lambda), \kappa_{SM}(\lambda), \kappa_{DOC}(\lambda));$$

$$\vec{\beta}(\lambda) = (\beta_w(\lambda), \beta_{хл}(\lambda), \beta_{SM}(\lambda), 0);$$

$$\vec{q} = (1, q_{хл}, q_{SM}, q_{DOC}).$$

Если нам дан измеренный спектр коэффициента диффузного отражения $\{S_i\}$ в диапазоне длин волн $\lambda_n - \lambda_m$ с дискретностью $\Delta\lambda$, то взвешенные разности $g_i(\vec{q})$ между измеренными и вычисленными

ными спектральными значениями $R(0, \vec{\kappa}(\lambda), \vec{\beta}(\lambda), \vec{q})$ можно записать:

$$g_i(\vec{q}) = [S_i - R(0, \vec{\kappa}, \vec{\beta}, \vec{q})] R^{-1}(0, \vec{\kappa}, \vec{\beta}, \vec{q}). \quad (5.46)$$

Предположим, что мы хотим отыскать (в области длин волн $\lambda_n - \lambda_m$) многомерным методом наименьших квадратов решение этого уравнения относительно q путем минимизации следующей функции:

$$f(\vec{q}) = \sum_i g_i^2(\vec{q}). \quad (5.47)$$

Тогда значение вектора концентрации $\vec{q}$, при котором функция $f(\vec{q})$ имеет минимум, может быть принято в качестве параметра, определяющего концентрации оптически активных компонентов и вид наблюдаемого (измеренного) спектра $\{S_i\}$.

Для численного решения указанной задачи может быть использован, например, алгоритм конечных разностей Левенберга—Маркардта [50, 51]. Если задано приемлемое начальное значение q_0 , алгоритм Левенберга—Маркардта будет систематически определять локальный минимум функции $f(\vec{q})$. Может случиться, что достижимое минимальное значение $\vec{q}_0$ окажется вне пределов реальных значений $\vec{q}$. Тогда выбирается другое исходное значение $\vec{q}_0$, или даже несколько значений $\{\vec{q}_{0j}\}$ для определения минимумов $f_j(\vec{q})$.

Значение вектора $\vec{q}$, при котором достигается абсолютный минимум в семействе исследуемых вариантов минимизаций функций $f_j(\vec{q})$, принимается в качестве искомого решения. Однако при этом нет гарантии, что обязательно существует такое исходное значение вектора $\vec{q}_{0j}$, при котором функция $f(\vec{q})$ имеет минимум. Более того, в принципе можно в результате подобной итерационной процедуры получить такое значение $\vec{q}$, которое физически окажется нереальным (например, отрицательное значение q). Для того чтобы обойти эти сложности, в алгоритме была предусмотрена следующая процедура, накладывавшая ограничения на значение вектора $\vec{q}$: $q_{i \text{ мин}} \leq q_i \leq q_{i \text{ макс}}$ ($i = 2, 3, 4$), где индекс i означает компонент состава воды (т. е. $q_2 = q_{\text{хл}}$, $q_3 = q_{\text{см}}$, $q_4 = q_{\text{вос}}$). Кроме того, переход из пространства ограниченных значений $\vec{q}$ в пространство

неограниченных значений $\vec{W}$ ($-\infty < W_i < +\infty$) осуществляется через интегральную функцию вероятности ошибок:

$$q_i = q_{i\min} + (q_{i\max} - q_{i\min})(1 + \operatorname{erf}(W_i))/2. \quad (5.48)$$

Алгоритм Левенберга—Маркардта может быть также использован для восстановления удельных коэффициентов поглощения и рассеяния назад (κ^* , β^*) по измеренным на J станциях¹ значе-

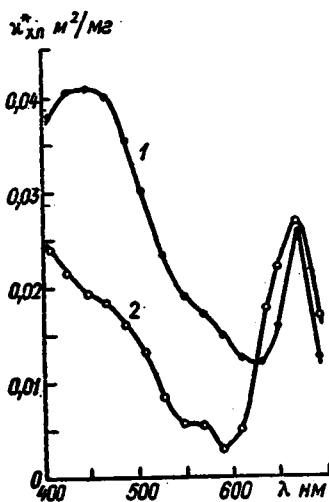


Рис. 5.9. Спектральные вариации удельного показателя поглощения $\kappa_{хл}^*$, использованные в модели Букаты с соавторами [33] для восстановления $q_{хл}$ (см. рис. 10).

ниям коэффициента диффузного отражения $\{S_j\}$ на длине волны λ_i и концентрациям ХЛ, SM, DOC. Однако в этом случае процедура отыскания минимума функции $f(\vec{Y}) = \sum g_j(\vec{Y})$ (здесь $\vec{Y} = (\kappa_w, \kappa_{хл}, \kappa_{см}, \kappa_{дос}, \beta_w, \beta_{хл}, \beta_{см}, 0)$) оказывается значительно более громоздкой, поскольку минимизация должна проводиться для каждой длины волны λ из диапазона $\lambda_n - \lambda_m$ (с соответствующим интервалом $\Delta\lambda$). Отсюда следует, что исходные данные для восстановления семи компонентов вектора $\vec{Y}$ должны быть собраны со станций, количество которых существенно превышает 15 (если, например, $\frac{\lambda_m - \lambda_n}{\Delta\lambda} = 15$).

Пользуясь алгоритмом Левенберга—Маркардта, Буката с соавторами [33] осуществили восстановление концентрации ХЛ a по измеренному спектру коэффициента диффузного отражения на станции, где одновременно производились контактные измерения концентраций ХЛ, минеральной взвеси, растворенного органического вещества. В расчетах использовались два варианта спектрального хода $\kappa_{хл}^*$ (см. табл. 5.5 и рис. 5.9) при одних и тех

¹ Предполагается, что на всех J станциях значения удельных показателей поглощения и рассеяния остаются инвариантными.

же значениях κ_w^* , κ_{SM}^* , $\kappa_{дос}^*$, β_w^* , $\beta_{хл}^*$, β_{SM}^* . На рис. 5.10 представлены результаты модельных расчетов, которые со всей очевидностью свидетельствуют о том, сколь существенно влияние $\kappa_{хл}^*(\lambda)$ на точность моделирования оптических свойств природных вод. (Отметим, что лучшее совпадение расчетных и непосредственно измеренных значений $q_{хл}$ достигается при использовании кривой 2 (см. рис. 5.9), которая была получена с применением описанного алгоритма восстановления вектора $\vec{Y}$.)

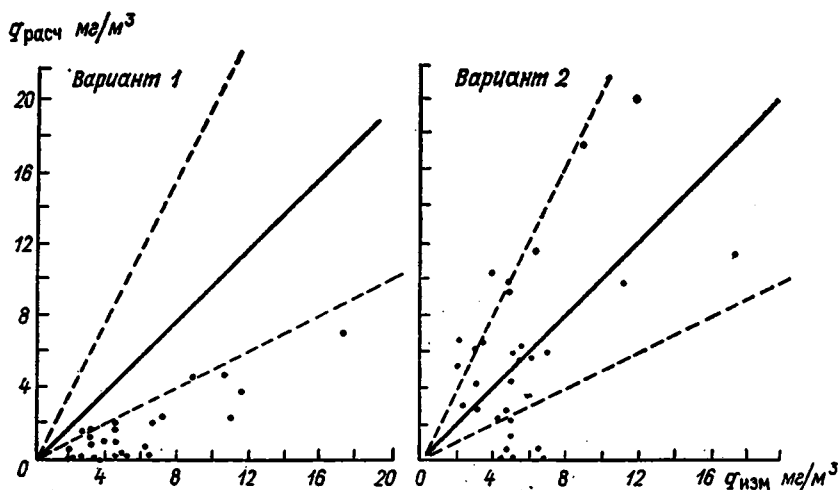


Рис. 5.10. Сравнение непосредственно измеренных концентраций хлорофилла a с расчетными при использовании в модели двух вариантов (см. 1 и 2 на рис. 5.9) удельных показателей поглощения ХЛ.

Таким образом, вопрос о поглощающих и рассеивающих свойствах окрашенных клеток ФП является исключительно сложным. Биоценозы естественных водоемов характеризуются, как правило, большим разнообразием видов ФП, среди которых в разные периоды доминирует то один, то другой вид. Очевидно, что в такой ситуации коэффициенты $\kappa_{хл}^*$, $\sigma_{хл}^*$, $\beta_{хл}^*$ даже при соответствующих осреднениях едва ли могут считаться постоянными во времени и по пространству водоема. Во всяком случае этот вопрос требует дальнейшего изучения¹.

Интересную попытку разобраться в формировании оптических свойств фитопланктонных клеток осуществили Брико и Морель [25]. Эти авторы рассмотрели вопрос о факторах эффективности

¹ Сказанное в значительной мере относится и к другим компонентам природных вод: минеральной взвеси, неживой органической взвеси, — характеризующимся, подобно ФП, большим разнообразием форм частиц, химического состава и размеров, а также к растворенному органическому веществу.

(называемых иногда коэффициентами эффективной площади, см., например, [43]), определяемых как отношение радиационной энергии, поглощенной, рассеянной, ослабленной или рассеянной назад частицей к площади геометрического сечения частицы. Обозначим эти факторы соответственно через $Q_x(\lambda)$, $Q_\sigma(\lambda)$, $Q_\varepsilon(\lambda)$ и $Q_\beta(\lambda)$. Как и в случае показателей κ , σ , ε , можно записать: $Q_\varepsilon = Q_x + Q_\sigma$. Факторы Q могут быть рассчитаны теоретически на основании теории Ми—Лоренца. Расчеты $Q_\varepsilon(\lambda)$ были осуществлены Брийяном и др. [26] для клеток бактерий, дрожжей и хлоропластов шпината. Факторы Q_ε и Q_σ рассчитывались Мюллером [58] (цитируется по: [25]) для трехслойной сферы, моделирующей диатомовые водоросли. Однако модельных расчетов Q_β (или β^*) до появления работы [25], по-видимому, сделано не было. Авторы представляли фитопланктон (монотаксонный) в виде N сферических телесных тел диаметром d (находящихся в некотором объеме водной среды) с неизменным по их сечению коэффициентом преломления и функцией распределения по размерам

$$F(d) = \frac{1}{V} \frac{d(N)}{d(d)}. \quad (5.49)$$

Из выражения (5.49) следует, что $F(d)d(d)$ есть число частиц в единице объема в диапазоне размеров $d \pm \frac{d(d)}{2}$. Интеграл от (5.49) равен N/V . Если через α обозначить отношение $\pi d/\lambda$, а через ρ произведение $2\alpha(n-1)$ (где n — реальная часть комплексного коэффициента преломления $m = n - in'$), то функция $F(d)$ легко преобразуется в функции $F(\alpha)$ и $F(\rho)$, если известно значение n .

Для клеток фитопланктона $n' \neq 0$ и $n' = f(\lambda)$. Если в качестве первого шага принять, что все клетки имеют одинаковый размер и одно и то же значение n , а n' может варьировать, то оказывается, что функция $Q_\varepsilon = f(\rho)$ осциллирует, причем осцилляции затухают тем быстрее, чем выше значение n' , а функция $Q_\beta = f(\alpha)$ с ростом n' быстро спадает стремясь к некоторому предельному постоянному значению, пропорциональному френелевскому фактору $|m-1|^2 \cdot |m+1|^{-2}$. Однако предположение о неизменности величины n неосновательно. Как следует из теории аномальной дисперсии Кетлера—Гельмгольца изменения n' влекут за собой изменения n . Если значение m близко к 1, то вариации n и n' в пределах полосы поглощения могут быть вычислены по формулам [43]:

$$\left. \begin{aligned} n &= 1 + \zeta - M\zeta \frac{v}{1+v^2}, \\ n' &= M\zeta \frac{1}{1+v^2}, \end{aligned} \right\} \quad (5.50)$$

где ζ — малая величина; $v = 2(v - v_0)/\gamma$ (здесь v_0 — волновое число, отвечающее положению максимума полосы поглощения;

ν — волновое число, соответствующее длине волны падающего света; γ — константа затухания); M — амплитуда колебаний.

Отсюда следует, что вариации Q_e , Q_σ и Q_β в пределах полосы поглощения определяются совместным влиянием n и n' . Было обнаружено, что минимум Q_σ располагается вблизи максимума поглощения $\lambda_{\text{макс}}$ (а иногда и точно при $\lambda_{\text{макс}}$).

Если ввести в рассмотрение полидисперсное сообщество планктонных клеток, то, согласно [25], фактор $Q(\rho)$ на данной длине волны λ должен быть «взвешен» следующим образом:

$$\bar{Q}_i = \frac{\int_0^\infty Q_i(\rho) \cdot F(\rho) \rho^2 d\rho}{\int_0^\infty F(\rho) \rho^2 d\rho} \quad (5.51)$$

(здесь $i = \sigma, \beta, e$).

Анализ показывает, что полидисперсность сглаживает факторную функцию: чем больше ширина функции распределения, тем быстрее исчезают осцилляции. Это характерно как для $\bar{Q}_e$, так и для $\bar{Q}_\beta$. Значение $\bar{Q}_\beta$ растет с увеличением n и падает с уменьшением n' .

В модельных расчетах считалось, что клетки принадлежат одному и тому же виду ФП. Экспериментально определялись и задавались в качестве входных параметров модели: функция $F(d)$ и отношение N/V , спектральные значения $\kappa(\lambda)$, а также центральное значение вещественной части комплексного показателя преломления: $n = 1 + \xi$ (т. е. такое значение n , вокруг которого будут «колебаться» значения $n(\lambda)$).

Для гипотетической монодисперсной популяции клеток сферической формы и для данной длины волны λ показатель поглощения κ , обусловленный присутствием клеток в исследуемом водном объеме, оказывается связанным с Q_κ следующим соотношением:

$$\kappa = \left(\frac{N}{V} \right) Q_\kappa s, \quad (5.52)$$

где s — геометрическое сечение клетки.

В случае полидисперсной популяции клеток (5.52) преобразуется к виду

$$\kappa = \frac{\pi}{4} \int_0^\infty Q_\kappa(d) d^2 F(d) d(d) \quad (5.53)$$

или, с учетом (5.51):

$$\kappa = \frac{\pi}{4} \bar{Q}_\kappa \int_0^\infty F(d) d^2 d(d). \quad (5.54)$$

Если рассматривается удельный показатель поглощения

$$\kappa^* = \frac{\kappa}{q},$$

то соотношение (5.54) преобразуется следующим образом:

$$\kappa^* = \frac{\pi}{4} \frac{\bar{Q}_\kappa}{q} \int_0^\infty F(d) d^2 d(d) = \frac{3}{2} \frac{\bar{Q}_\kappa}{\bar{q}_i} \frac{\int_0^\infty F(d) d^2 d(d)}{\int_0^\infty F(d) d^3 d(d)},$$

где $\bar{q}_i$ — среднее внутриклеточное содержание хлорофилла (см. гл. 4):

$$\bar{q}_i = q \left[\frac{\pi}{6} \int_0^\infty F(d) d^3 d(d) \right]^{-1}.$$

Выражения, аналогичные (5.54), могут быть написаны также для формализации связей σ и σ^* с Q_σ или ε и ε^* с $\bar{Q}_\varepsilon$.

Заложив в уравнение (5.53) экспериментально определенные параметры N/V , $F(d)$, κ , можно вычислить $\bar{Q}_\kappa$, а из значения $\bar{Q}_\kappa$ — значение n' (см. уравнение (5.51)) с учетом влияния полидисперсности частиц. Прodelывая эту операцию для каждой длины волны λ , можно восстановить и весь спектральный ход $n'(\lambda)$. Следующим шагом является восстановление независимых гармоник центрированных на полосах поглощения (см. уравнения (5.50) основных пигментов клетки. (Амплитуды гармоник и коэффициенты затухания подбираются методом проб и ошибок так, чтобы воспроизвести как можно точнее полученный из расчетов спектр $n'(\lambda)$.) Если введен незакрепленный параметр ζ , то спектр $n(\lambda)$ можно синтезировать, просуммировав по всем осцилляторам j (см. уравнения 5.50)):

$$n = 1 + \zeta - \zeta \sum K_j \frac{v_j}{1 + v_j^2}. \quad (5.55)$$

Разумеется, возможны и непосредственные определения величины n (см. гл. 4), однако различные методы определения n приводят, к сожалению, и к различным результатам. Так, согласно [26], для хлоропластов шпината значение n оказалось равным 1,030 и 1,060 по данным соответственно рефрактометрических и иммерсионных измерений. Для клеток, имеющих твердый панцирь, значения n , осредненные по иммерсионной методике, зависят от показателя преломления стенки клетки и потому нерепрезентативны для клетки в целом.

В табл. 5.6 приведены экспериментальные данные о некоторых характеристиках клеток культур, выбранных Брико и Морелем

Экспериментально полученные характеристики клеток культур [25]

Культура	$\bar{d}$ мкм	κ^* (435)	κ^* (550)	κ^* (675)	σ^* (435)	σ^* (550)	$q_r \cdot 10^{-3}$	$n' (435) \cdot 10^2$	$(1 + \epsilon)$
<i>Platymonas suecica</i>	3,36	0,0404	0,00951	0,0204	0,140	0,191	6,38	1,16	1,071
<i>Skeletonema costatum</i>	5,50	0,0759	0,0240	0,0343	0,618	0,596	0,91	2,16	1,028
<i>Emiliania huxleyi</i>	3,60	0,1162	0,0349	0,0433	0,628	0,625	1,34	0,47	1,044

Культура	λ_i нм										
<i>Platymonas suecica</i>	340,0	390,0	435,9		470,6	485,4	600,2	652,3	678,0	740,7	
<i>Skeletonema costatum</i>	340,0	390,0	436,7	460,8		493,8	549,5	630,0	676,6	740,7	
<i>Emiliania huxleyi</i>	340,0	395,3	436,0	465,1		490,0	586,5	640,0	677,0	740,7	
Основные пигменты		ХЛ а		ХЛ с	ХЛ б	Каротин	ХЛ с	ХЛ с	ХЛ б	ХЛ а	

Примечание. λ_i — длина волны осцилляторов, формирующих спектр $n'(\lambda)$.

[25] в качестве объектов исследования. Для каждой культуры были рассчитаны по формуле (5.51) средние спектральные значения факторов $\bar{Q}_\kappa(\lambda)$, $\bar{Q}_\sigma(\lambda)$ и $\bar{Q}_\varepsilon(\lambda)$. Сравнение вычисленных и экспериментально определенных значений факторов Q показало, в частности, следующее. Для *P. suesica* наблюдается общее хорошее соответствие спектрального хода $\bar{Q}_\kappa$, $\bar{Q}_\varepsilon$, $\bar{Q}_\sigma$ в обоих случаях (т. е. экспериментально определенных и вычисленных), если $n = 1,071$. Такое согласие является закономерным следствием того,



что клетки *P. suesica* имеют форму сфероидов и характеризуются гомогенностью¹ (в оптическом отношении) тела клетки (они заполнены одним большим хлоропластом и покрыты оболочкой).

Более удивительным оказалось хорошее совпадение расчетных и экспериментальных спектральных значений $\bar{Q}_i(\lambda)$ ($i = \kappa, \varepsilon, \sigma$) для *S. costatum*, характеризующейся цилиндрической формой клеток, наличием в составе клеток вакуолей, кварцевых пластинчатых телец и прочих элементов оптической нерегулярности внутренней структуры. Центральное значение n для этой культуры, оказавшееся равным 1,028, по-видимому, обусловлено прежде всего наличием вакуолей, влияние которых на значение n может превалировать над влиянием опаловой оболочки.

Для *E. huxleyi* наилучшее соответствие расчетных и экспериментальных спектральных значений $\bar{Q}_i(\lambda)$ ($i = \kappa, \varepsilon, \sigma$) было достигнуто при $n = 1,044$. На рис. 5.11 для модельных значений n и n' и установленного вида $F(d)$ представлены индикатрисы рассеяния, нормированные на интегральный показатель рассеяния σ . Интегрирование по задней полусфере (см. рис. 11 а) приводит к значению $\beta/\sigma = 2,1 \cdot 10^{-4}$ и $\beta/\sigma = 3,4 \cdot 10^{-4}$ для λ соответственно 440 и 550 нм. Это означает, что коэффициент диффузного отражения в системе чистая вода + *E. huxleyi* должен быть:

¹ В действительности в этих клетках имеется и элемент гетерогенности, обусловленный присутствием в составе хлоропласта гранул крахмала (с высоким значением n) и сферических липидных телец.

0,41 % (при $\lambda=440$ нм) и 0,35 % (при $\lambda=550$ нм) при $q_{\text{хл}}=2$ мг/м³. Эти значения оказываются значительно меньше измеренных экспериментально [42]. Причиной расхождения может быть отделение кальцинированных чешуек (с $n=1,19\dots 1,25$ и $n'=0$), дающих огромный вклад в рассеяние назад: 0,019—0,064 при $\lambda=440$ нм и 0,014—0,036 при $\lambda=550$ нм. Использование этих значений β дает значения R , равные 10—15 % (при $\lambda=443\dots 550$ нм), что полностью соответствует данным наблюдений.

Если клетки несферические и оптически гетерогенны по сечению, то при модельных имитационных расчетах можно получить неадекватное значение n , поскольку зависимость $Q_e(\rho)$ в этом случае явно будет отличаться от аналогичной зависимости для сферических и оптически гомогенных по сечению частиц. Это обстоятельство должно проявляться для тех видов ФП, клетки которых представляют собой диски, длинные цилиндры или же имеют крайне нерегулярную форму. Если же клетки имеют эллипсоидную форму, то можно ожидать, что оптически они будут вести себя как сферические клетки.

Приведенные соображения и данные модельных расчетов Брико и Мореля [25] наглядно демонстрируют, с одной стороны, высокую чувствительность первичных гидрооптических характеристик клеток ФП к форме, структуре и микрофизическим параметрам клеток, а с другой — всю сложность обсуждаемой проблемы построения простых и надежных малопараметрических моделей, способных адекватно отражать оптические свойства природных вод.

Нет сомнения, что дальнейшее совершенствование малопараметрических моделей оптических свойств реальных водных сред должно идти прежде всего по пути углубленного изучения механизмов формирования первичных гидрооптических характеристик основных оптически активных компонентов и получения все более и более репрезентативных значений этих компонентов для каждого класса водоемов. Однако уже на современном этапе, при всем несовершенстве опорной гидрооптической информации, которую мы закладываем в разработанные к настоящему времени малопараметрические модели, удастся в целом ряде случаев получить весьма обнадеживающие результаты. Можно надеяться, что с развитием и совершенствованием гидрооптических приборов, а также с повышением их доступности для широкого круга исследователей малопараметрическое моделирование оптических свойств природных вод может подняться на новую, качественно более высокую ступень.

Глава 6. НАДПОВЕРХНОСТНАЯ И ПОДПОВЕРХНОСТНАЯ ЯРКОСТЬ СВЕТА В ВОДОЕМАХ

Приходящая на водоемы солнечная радиация перераспределяется и трансформируется как на поверхности, так и внутри водной толщи. Происходит отражение света и изменение его спектрального состава на водной поверхности, селективное поглощение и рассеяние излучения в воде; причем многократное рассеяние света в различных направлениях формирует внутриводное отражение, частично выходящее из водной толщи в атмосферу, и способствует более глубокому проникновению солнечной радиации в воду. В результате формируется над- и подповерхностная яркость света.

6.1. Особенности светового поля в море и внутренних водоемах

6.1.1. Световое поле в мутной среде

Основными величинами, характеризующими освещенность (приход лучистой энергии Солнца) водоемов, считаются яркость и облученность. Яркость — это поток излучения от любого первичного или вторичного источника излучения (солнце, небо, вода), поступающий на поверхность под различными углами (рис. 6.1). Облученность — это поток излучения, поступающего на поверхность по всей сумме направлений. Поэтому применительно к облученности различают облученность сверху, снизу, вертикальной плоскости, пространственную и сферическую (см. рис. 6.1).

Распределение яркости имеет более сложную форму, чем распределение облученности, однако данные об облученности во многих случаях позволяют с достаточной простотой охарактеризовать световое поле. Для измерения этих характеристик в воздухе и в воде необходим фотометр с соответствующими приставками, позволяющими измерять излучение в отдельных спектральных участках света (λ), под определенным углом (θ) или в нужной плоскости (см. рис. 6.1).

На основании измерения яркости или облученности получают все оптические характеристики водной среды — первичные и вторичные. Первичные характеристики свидетельствуют об условиях распространения коллимированного монохроматического излу-

ния и зависят от самой воды и содержания в ней взвешенных и растворенных частиц и веществ. Вторичные гидрооптические характеристики свидетельствуют об интенсивности естественного светового потока в воде и также зависят от состава воды и ее состояния. Они могут быть рассчитаны при заданных значениях облученности и первичных характеристик (табл. 6.1).

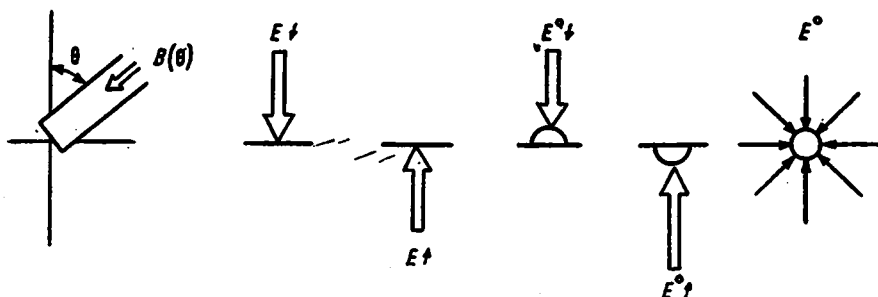


Рис. 6.1. Схема измерения характеристик светового поля:

B — яркость, E — облученность: горизонтальная ($E \uparrow \downarrow$), полупространственная ($E^0 \downarrow$), пространственная (E^0).

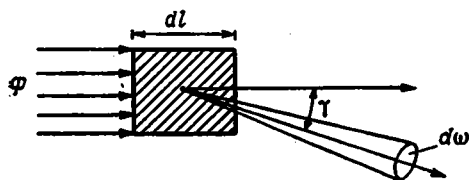


Рис. 6.2. Схема для вывода индикатрисы рассеяния.

γ — угол рассеяния.

Основным уравнением теории распространения излучения в воде является уравнение переноса энергии, определяющее изменение интенсивности излучения. В настоящее время нет полных данных о первичных характеристиках для многих вод и существуют большие трудности в решении уравнения переноса энергии для реальных ситуаций в водоемах. Поэтому параметры светового поля в водной среде измеряются непосредственно, и по их характеристикам могут определяться средние значения всех оптических показателей и коэффициентов. Значение вторичных характеристик (яркости света, выходящего из воды и др.) особенно возросло в последнее время в связи с обоснованием применения дистанционных оптических методов изучения океана и внутренних водоемов.

Основными первичными оптическими характеристиками водной среды являются всего несколько чисел и одна функция (табл. 6.2), к которым нам также придется обращаться. Водная среда рассеивает свет по разным направлениям неравномерно и функция $\chi(\gamma)$ — индикатриса рассеяния — показывает распределение яркости рассеянного света по углам рассеяния γ (рис. 6.2) [96].

**Характеристики, наиболее часто используемые для описания
светового поля водоема [22, 26, 28, 76, 82]**

Наименование	Обозначение	Формула	Единицы	Примечание
Яркость	B	$B = \frac{d^2 F}{d\omega ds}$	Вт/(ср·м²)	$d^2 F$ — поток энергии; $d\omega$ — телесный угол; ds — размер площадки
Облученность горизонтальной площадки сверху (снизу)	$E \downarrow$ ($E \uparrow$)	$E \downarrow \uparrow = + (-)$ $\int B(\theta, \varphi) \times \cos \theta d\omega$	Вт/м²	θ, φ — вертикальный и азимутальный углы
Пространственная облученность	E°	$E^\circ = \int B d\omega$	Вт/м²	
Полупространственная облученность сверху (снизу)	$E^\circ \downarrow$ ($E^\circ \uparrow$)	$E^\circ \downarrow \uparrow = + (-)$ $\int B(\theta, \varphi) \times d\omega$	Вт/м²	
Сферическая облученность	$E_{сф.}$	$E_{сф} = \frac{\pi r^2 \int B d\omega}{4\pi r^2} = E^\circ / 4$	Вт/м²	r — радиус сферы
Показатель вертикального ослабления облученности	$\alpha(z)$	$\alpha(z) = -\frac{1}{E} \frac{dE}{dz}$	м ⁻¹	Для всех типов облученности
Коэффициент подводной облученности	$\eta(z)$	$\eta(z) = \frac{E \downarrow(z)}{E \downarrow(-0)} = e^{-\alpha z}$	Безразмерная	z — глубина, —0— под поверхностью воды
Коэффициент пропускания света водной средой	T_d	$T_d = \frac{E \downarrow(z_n + 1)}{E \downarrow(z_n)} = e^{-\alpha} = \eta^z$	То же	Пропускание света метровым слоем; e — основание натурального логарифма
Средний косинус излучения, распространяющегося в воде	$\bar{\mu}(z)$	$\bar{\mu}(z) = \frac{\int \cos \theta}{\int B(z, \theta, \varphi)} \frac{B(z, \theta, \varphi) d\omega}{d\omega}$	"	$\bar{\mu}(z) = \frac{E \downarrow(z) - E \uparrow(z)}{E^\circ(z)}$
Коэффициент диффузного отражения толщи воды	$R(z)$	$R(z) = \frac{E \uparrow(z)}{E \downarrow(z)}$	"	

Наименование	Обозначение	Формула	Единицы	Примечание
Водной среды (общее, на поверхности, внутриводное)	A_0 A_n A_B	$A_0 = \frac{E _{+0}}{E _{+0}}$ $A_n = A_0 - A_B$ $A_B = \frac{0,48E _{-0}}{E _{+0}}$	Безразмерная	+0 — над поверхностью, —0 — под поверхностью, 0,48 — коэффициент отражения облученности на границе раздела вода—воздух
Коэффициент яркости толщи воды	$\rho(\lambda, \theta, \varphi)$	$\rho = \frac{B(\lambda, \theta, \varphi)}{B_0(\lambda)}$	То же	B — яркость воды, B_0 — яркость так же освещенного идеального рассеивателя
Относительная прозрачность	z_0			Глубина видимости белого диска
Цветность воды	G		...°	По платиново-кобальтовой шкале

В простейшем виде уравнение переноса излучения в мутной среде может быть представлено следующим выражением [26]:

$$dE_z/dz = -\varepsilon E'_z + E_z^*, \quad (6.1)$$

где E' — ослабление излучения за счет изменения показателя ε ; E^* — облученность, называемая функцией источника (или пути); E — общая облученность, равная сумме E' и E^* .

Исходя из этого уравнения ряд авторов предложили простые связи первичных и вторичных гидрооптических показателей. Например, Н. Г. Ерлов [26]:

$$\alpha = \kappa + k\sigma, \quad (6.2)$$

где k — коэффициент, меняющийся от 0,25 до 0,50;

А. К. Карелин [30]:

$$\alpha = \varepsilon - \sigma^*, \quad (6.3)$$

где σ^* — показатель усиления яркости;

К. С. Шифрин [96]:

$$\mu_{\downarrow}(z) = [1/\mu_{\downarrow}(z)](\kappa + \beta). \quad (6.4)$$

Показатель α всегда меньше ε , и для λ от 520 до 540 нм [26]

$$\alpha_{\downarrow} = 0,20\varepsilon \pm 0,02.$$

Можно предложить и такой вариант решения уравнения:

$$\alpha = \varepsilon - E_z^*/E'_z \quad (6.5)$$

Первичные оптические характеристики воды (для потока Φ параллельного монохроматического излучения)

Наименование	Обозначение	Формула	Единица	Примечание
Основные характеристики				
Показатель поглощения излучения в водной среде	κ	$\kappa = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi l}{dt}$	м^{-1}	l — толщина слоя воды
Показатель рассеяния излучения	σ	$\sigma = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi l}{dl} = 2\pi \int_0^{\pi} \sigma(\gamma) \sin \gamma \cdot d\gamma$	м^{-1}	γ — угол рассеяния
Индикатриса рассеяния	$\chi(\gamma)$	$\chi(\gamma) = \frac{4\pi\sigma(\gamma)}{\sigma}$	Безразмерная	
Производные характеристики				
Показатель ослабления излучения	ε	$\varepsilon = -\frac{1}{\Phi} \frac{d\Phi_{\varepsilon}}{dl}$	м^{-1}	$\varepsilon = \kappa + \sigma$
Прозрачность водной среды	θ	$\theta = e^{-\varepsilon}$	Безразмерная	
Вероятность выживания фотона	Λ	$\Lambda = \frac{\sigma}{\varepsilon}$	То же	
Показатель рассеяния вперед	δ	$\sigma = 2\pi \int_0^{\pi/2} \sigma(\gamma) \sin \gamma \cdot d\gamma$	м^{-1}	
Показатель рассеяния назад	β	$\beta = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \sigma(\gamma) \sin \gamma \cdot d\gamma$	м^{-1}	
Оптическая толщина слоя водной среды	τ	$\tau = \int_0^l \varepsilon(x) dx$	Безразмерная	$\tau = \bar{\varepsilon} \cdot l$

и таким образом, измерив α , ε и облученность на определенной глубине z , получить значения пути (E_z^*) для различных вод и глубин водоема. Появляется возможность оценить угловое распределение яркости света в воде [28]:

$$\bar{\mu} = \varepsilon/\alpha \quad (6.6)$$

в глубинном режиме, которое может изменяться от 1 до 4. Существует еще ряд соотношений между первичными и вторичными показателями, которые можно использовать для оценки параметров светового поля, например, соотношение А. А. Гершуна. По [28]:

$$\kappa(z) = \alpha \downarrow(z) \frac{E \downarrow(z) - E \uparrow(z)}{E^0(z)}. \quad (6.7)$$

Учитывая, что

$$\frac{E \downarrow(z) - E \uparrow(z)}{E^0(z)} = \bar{\mu}(z),$$

можно записать [18]:

$$\kappa(z) = \alpha(z) \bar{\mu}(z), \quad (6.8)$$

где α — показатель ослабления результирующей горизонтальной облученности (светового вектора $E = E \downarrow - E \uparrow$). Таким образом мы получаем еще одну возможность оценки поглощения света в воде (κ) и его углового распределения ($\bar{\mu}$), а также пространственной облученности (E^0).

6.1.2. Сравнение оптических характеристик морских и озерных вод

Для оценки особенностей световых полей внутренних водоемов проведем сравнение типичных первичных и вторичных гидрооптических характеристик для средних условий в морях и внутренних водоемах на основе собственных и литературных данных (табл. 6.3, 6.4).

Вероятнее всего, наиболее достоверные значения для чистой воды представлены у К. С. Шифрина [96]. Сложность получения характеристик связана с вычислением поглощения (из-за больших трудностей его измерения) по разности между ослаблением и рассеянием. Как следует из табл. 6.3, 6.4, показатели морских и озерных вод значительно различаются. Данные табл. 6.3, 6.4 свидетельствуют о различиях значений вторичных гидрооптических показателей морских и озерных вод и большом диапазоне их изменчивости как в море, так и во внутренних водоемах.

Приближенное решение уравнения переноса энергии (6.1) позволяет оценить (и сравнить) некоторые важные характеристики светового поля океанических и озерных вод (табл. 6.5). Даже эти приближенные значения позволяют говорить о том, что формиро-

Первичные гидрооптические характеристики

Объект	Источник	λ нм	κ м ⁻¹	σ м ⁻¹	ε м ⁻¹	Δ
Атмосфера	[96]	550	0	0,0002	0,0002	1,0
Чистая вода	[27]	500	0,025	0,002	0,027	0,7
	[26]	500	0,034	0,002	0,036	0,06
	[98]	500	0,006	0,0019	0,008	0,24
	[98]	475	0,019	0,023	0,042	0,55
	[98]	500	0,023	0,019	0,042	0,45
	[98]	550	0,052	0,013	0,065	0,20
Средиземное море	[96]	550	0,07	0,16	0,23	0,7
Саргассово море	[26]	475	0,16	0,16	0,32	0,5
Балтийское море	[26]	535	0,09	0,25	0,34	0,73
Оз. Арахлей	[18]	500	0,30	1,17	1,47	0,80
Оз. Онтарио ¹	[41]	550	0,12	0,15	0,27	0,56
Онежское озеро ²						
Уницкая губа		500	0,80	0,70	1,5	0,45
Челмужская губа		500	2,1	2,2	4,3	0,55
Оз. Логмозеро		500	3,1	3,1	6,2	0,5

¹ Вода и растворенное органическое вещество.² Измерения А. Д. Шевырногова.

Таблица 6.4

Вторичные гидрооптические характеристики (для видимого участка света (фотосинтетически активной радиации) и для участка с $\lambda = 500$ нм)

Водный объект	Источник	z_0 м	Цветность, ...	α_{500} м ⁻¹	$\alpha_{\text{Фар}}$ м ⁻¹	T_d %	$R(z)$ % (м)
Океанические воды	[26]						
I тип		—	0	0,027	0,030	97	1 (5)
II тип		—	0	0,070	0,072	93	—
III тип		—	—	0,115	0,116	89	—
Прибрежные морские воды	[26]	—	—	0,14	0,14	87	—
I тип		—	—	0,99	0,99	37	10 (5)
9 тип		14	—	—	0,113	89	—
Берингово море	[116]	—	—	0,037	0,17	84	4 (5)
Оз. Крейтер	[123]	—	—	0,74	1,40	24,6	3 (5)
Оз. Сан-Висенте	[123]	4,2	44	—	0,96	38,3	—
Оз. Мичиган	[109]	8,3	2	0,15	0,26	77	10,4 (1)
Оз. Севан	Данные авторов	5,2	8	0,29	0,41	66	6,6 (1)
Оз. Уросозеро	То же	3,7	22	0,73	0,81	44	1,0 (1)
Оз. Онежское	"	3,0	35	0,73	0,80	45	2,1 (1)
Оз. Ладожское	"	"	"	"	"	"	"
Куйбышевское вдхр.	"	0,8	44	1,93	1,76	17	9,3 (1)
Оз. Болонь	"	1,0	30	2,22	2,40	14	1,8 (0,5)
Оз. Синдинское	"	1,0	60	3,29	3,61	9	—

Некоторые характеристики светового поля ($\lambda = 500$ нм)

Водный объект	Исходные данные			Рассчитанные характеристики						
	$\alpha \downarrow$	κ	σ	ε	λ	k (6.2)	σ^* (6.3)	μ (6.6)	$E^*/E \downarrow$ (6.5)	$\frac{E \downarrow - E^*}{E^*}$ (6.7)
Океанические воды [26]	0,027 0,115	0,023 0,07	0,019 0,16	0,042 0,23	0,45 0,70	0,21 0,28	0,15 0,115	1,6 2,0	0,15 0,12	0,85 0,6
Озерные воды [96]	0,7 1,54	0,8 2,1	0,7 2,2	1,5 4,3	0,48 0,55	-0,14 -0,25	0,8 2,76	2,1 2,8	0,8 2,8	1,14 1,3
Озерные воды [18]	0,46	0,32	1,17	1,49	0,79	+0,12	1,03	3,2	1,03	0,70
Ладожское озеро (ФАР) [73]	0,80 1,30	0,69 1,15	1,15 1,61	1,84 2,76	0,62 0,58	-0,51 -0,27	1,04 1,36	2,3 2,1	1,04 1,36	0,8 0,8

знание яркости в морских и озерных водах происходит над действием разных факторов. Коэффициент k в озерных водах может менять знак, и утверждение Ерлова Н. Г. и других исследователей о том, что α больше κ не всегда оправдывается. Показатель усиления яркости (σ^*) в озерных водах значительно больше, т.е. добавка к проникновению света за счет многократного рассеяния (E^*) очень значительна.

Таким образом, первичные и вторичные оптические характеристики внутренних водоемов и морей сходны, хотя по спектральным значениям они различаются. Особенно значительно различаются показатели рассеяния (из-за разного характера взвеси), показатели поглощения (из-за разного количества растворенных окрашенных веществ), коэффициенты диффузного отражения. Многократное рассеяние света в более мутных водах озер и водохранилищ значительно изменяет форму и вытянутость индикатрис рассеяния. В связи с этим уравнение переноса лучистой энергии для озерных вод до сих пор не получило приемлемых практических решений.

6.1.3. Пропускание и отражение света поверхностью

Как известно, часть поступающей солнечной энергии отражается на поверхности раздела воздух—вода, а при наличии снега и льда это отражение значительно возрастает. Общее альбедо воды складывается из поверхностного и внутриводного, рассеянного толщей воды (снега, льда): $A_0 = A_{\text{п}} + A_{\text{в}}$. Литературные и наши данные позволяют провести сравнение значений альбедо при различном состоянии поверхности водоема и разных типах воды, снега и льда (табл. 6.6). Приведенные значения показывают, что в озерные воды проникает меньшее количество света, чем в морские, за счет большего отражения, особенно зимой. Лед

**Отражение солнечного излучения в диапазоне 350—700 нм (A_n , A_s , A_0)
и альbedo различных вод при разном состоянии водной поверхности
для суммарной радиации (A_Q)**

Водный объект, состояние поверхности, метеосостояние	A_n %	A_s %	A_0 %	A_Q %
Морские воды, малооблачно, $h_{\odot} = 60^\circ$ (теоретический расчет [82])	3,2	1,8	—	5,0
Морские воды (наиболее вероятные значения) [27]	5,5—6,5	0,5	6—7	
Водная поверхность, $h_{\odot} = 60^\circ$ [85]				
облачность 0—2 балла				4,0
облачность 8—10 баллов				7,0
Свежевыпавший снег				
сухой				80—95
влажный				60—70
Тающий снег [74]				30—40
Снежный покров [18]			34—97	
Снежный лед [48]			34	
Ледяной покров [18]			18—35	
Снег сухой [Д. а.]	83—100	0	83—100	70—84
Снег влажный [Д. а.]	70—80	0	70—80	58—70
Лед снежный [Д. а.]			48—70	
Лед кристаллический [Д. а.]	4—6	18—20	22—26	
Озерные воды [Д. а.] (A_Q по [7])				
прозрачные неокрашенные	8,2	4,6	12,8	3,8—5,0
прозрачные окрашенные	6,5	0,3	6,8	5,8—7,2
мутные неокрашенные	11,8	5,3	17,1	7,2—10,5
мутные окрашенные	11,2	3,3	14,5	6,5—8,0

Примечание. Здесь и далее [Д. а.] — данные авторов.

сокращает проникающее излучение на 20—70 %, а снег вообще препятствует какому-либо проникновению света в воду. При наилучших условиях сквозь снег может пройти лишь около 1 %, а 99 % идет на отражение и поглощение (табл. 6.7). Лед пропускает от 26 до 76 % вошедшего в него света; в некоторых случаях лед прозрачнее воды под ним или воды в летний период в этих же точках, что обусловлено бесцветностью льда и малым содержанием взвешенных частиц.

Учитывая, что ледяной и снежный покров на различных отрезках времени образуется почти на всех внутренних водоемах до широты 40—45°, этот фактор формирования светового поля должен обязательно учитываться.

Гидрооптические характеристики снежного и ледяного покровов
($\lambda = 350-700$ нм)

Характеристика покрова	Толщина, м	$\alpha \downarrow$ м ⁻¹	η %	T_d %
Плотный снег, оз. Таймыр	0,34	13,5	1,0	0,0001
Снег рыхлый, сухой, оз. Онежское	0,14	32,5	1,05	0
Лед кристаллический				
оз. Онежское	0,62	1,52	39	21,9
	0,50	1,12	57	32,5
оз. Таймыр	1,70	0,38	52	68,4
оз. Ладожское	0,43	1,14	61	32,0
Лед кристаллический + на- слуд				
оз. Онежское	0,42+0,14	1,31	48	27,0
оз. Ладожское	0,4+0,2	1,48	41	22,6

6.1.4. Диффузное отражение света

Одной из важнейших характеристик светового поля является коэффициент диффузного отражения

$$R_z = E_{\uparrow z} / E_{\downarrow z}.$$

При измерениях в морских водах, по ряду данных, R меняется от 0,5 до 8 % [27] для видимого света, а для суммарной радиации он не превышает 4 %. В большинстве случаев, как считают многие авторы [18, 26, 37 и др.], R остается меньше 1 %.

А. П. Иванов [28] показал, что в общем случае

$$R_z = \frac{\alpha \downarrow(z) - \kappa \downarrow(z)}{\alpha \downarrow(z) + \kappa \downarrow(z)}, \quad (6.9)$$

где показатели $\alpha \downarrow$ и $\kappa \downarrow$ относятся к облученности сверху, а $\alpha \uparrow$ и $\kappa \uparrow$ — к облученности снизу. Из этого следует, что R_z связан с показателями вертикального ослабления освещенностей $E \downarrow$ и $E \uparrow$ и с константами поглощения на рассматриваемой глубине. По данным этого же автора, изменение R_z с глубиной обычно незначительно.

Авторы работы [37] выявили, что R_z является функцией таких первичных оптических характеристик воды, как рассеяние света назад β и его поглощение κ :

$$R = 0,5\beta / (\kappa + \beta)$$

или, более строго,

$$R = \frac{1 - \sqrt{1 - [\beta / (\kappa + \beta)]^2}}{\beta / (\kappa + \beta)}. \quad (6.10)$$

При этом утверждается, что диффузное отражение практически не зависит от условий внешнего освещения.

Наши измерения в озерных водах свидетельствуют о несоответствии некоторых из этих положений. Например, в подповерхностном слое воды значения R могут быть очень большими (табл. 6.8). Увеличение цветности G воды снижает значения R_z

Таблица 6.8

Коэффициент диффузного отражения $R_{-0} = E|_{-0}/E|_{+0}$ в разнотипных озерных водах ($h_0 > 30^*$, $\odot^2$ — ясное небо, П — пасмурное)

Условия освещения	Характеристика вод			
	$z_0 > 4$ м, $G < 20^*$	$z_0 > 4$ м, $G > 30^*$	$z_0 < 4$ м, $G < 20^*$	$z_0 < 3$ м, $G > 30^*$
$\odot^2_{\text{макс}}$	9,2	1,2	11,8	18,6
$\odot^2_{\text{мин}}$	5,8	0,2	9,4	0,2
$\odot^2_{\text{ср}}$	7,6	0,6	10,6	6,6
$P_{\text{макс}}$	9,2	0,6	8,8	14,8
$P_{\text{мин}}$	8,0	0,4	0,8	1,0
$P_{\text{ср}}$	8,6	0,4	5,4	7,2

за счет увеличения поглощения света водой. Снижение прозрачности z_0 воды при ясном солнце повышает R_z , что обусловлено увеличением рассеяния света. При поступлении рассеянного света (при облачности) коэффициент R_z изменяется незначительно и неоднозначно. Так как в природных водах увеличение цветности вод идет одновременно с понижением прозрачности, то предсказать, как будет изменяться R_z под действием обоих факторов довольно сложно. Все зависит от конкретных составляющих взвешенных и растворенных веществ в этих озерах и от значения отношения обратного рассеяния к сумме этого рассеяния и поглощения (см. формулу (6.10)) света в воде.

Измерения на озерах показывают и другие существенные особенности хода R по глубине. Во-первых, диффузное отражение значительно увеличивается в поверхностном (0—1,5 м) слое воды (рис. 6.3), где происходит интенсивное отражение на частицах и планктоне еще не полностью рассеянного внешнего светового потока. Во-вторых, в прозрачных бесцветных водах значительная часть солнечного излучения достигает дна водоема, где интенсивно отражается вновь, увеличивая R_z почти на $1/3$. Увеличение отраженного излучения в придонных слоях воды и добавка энергии (до 30 %) к пространственной облученности на этих горизонтах является причиной вторичных пиков активной жизнедеятельности хлорофилла фитопланктона. В среднем по слою значения R_z изменяются в озерных водах от 0,5 до 14 %. Пространственная облученность в этих ситуациях ($E^0 = E\downarrow + E\uparrow$) может достигать 105—130 % облученности сверху.

Такие значения энергии следует учитывать при анализе световых полей внутренних водоемов.

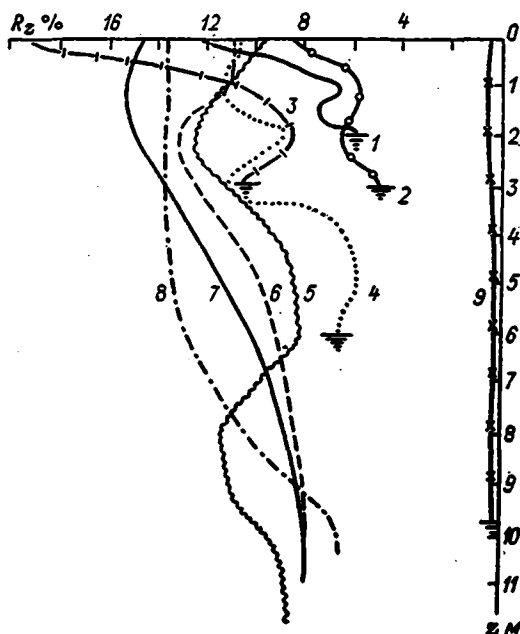


Рис. 6.3. Изменение коэффициента диффузного отражения R_z по глубине z .

Номер кривой	Водоем	z_0 м	Q°
1	оз. Удиль	0,7	35
2	оз. Болонь	0,7	50
3	оз. Иннокентьевское	0,8	65
4	оз. Таймыр	1,7	15
5	оз. Севан	2,2	8
6	оз. Севан	2,25	8
7	оз. Севан	2,6	7
8	оз. Севан	2,5	7

6.1.5. Спектральный состав излучения и изменение по спектру оптических характеристик

Важной характеристикой над- и подповерхностной яркости света в воде является ее спектральный состав. Очевидно, что спектры приходящего излучения над океанами (морями) и озерами существенно не различаются (если данный водоем не находится вблизи крупного промышленного центра, изменяющего своими выбросами в атмосферу ее прозрачность и спектральное пропускание). Проведем сравнение спектрального хода A_0 , A_Π , A_Σ , R_z , α , T_Σ для морских и озерных вод (табл. 6.9 и 6.10).

В морских водах значения альбеда и диффузного отражения меньше, чем в озерных; максимум приходится на короткие длины волн. В озерных водах с увеличением их цветности происходит сдвиг спектрального хода отражения, а при снижении прозрачно-

Спектральное распределение альbedo и диффузного отражения

Водный объект	Показатель	λ нм							
		350	400	450	500	550	600	650	700
Центральная часть Атлантики [28]	R	—	—	13	9,5	7	2	—	—
Тихий океан [28]	R	—	12	7,5	4,5	2	1	—	—
Черное море [28]	R	—	—	3	2,7	2,4	2	—	—
Индийский океан [28]	R	—	—	3	2	1,5	1	—	—
Индийский океан [26]	$R_{2\text{м}}$	5,3	5,8	5,2	2,6	1	—	—	—
Морские воды [26]	A_0	—	3	3	3	3	3	3	3
Морские воды [61]	A_0	—	0,9	0,8	0,8	0,5	0,3	—	—
Прибрежные морские воды [15]	A_0	—	4,7	2,4	1,1	0,4	0,2	—	—
	A_0	—	0,1	0,3	0,7	1,0	0,5	0,2	—
	A_0	—	0,8	1,5	2,0	1,5	1,0	0,5	—
Очень прозрачные озерные воды, оз. Крейтер [123]	R	9,5	12,7	3,4	1,4	0,3	0,1	0,1	0
Прозрачные озерные воды, оз. Севан [Д. а.]	A_0	8	9	—	19	—	12	6	3
	$A_{\text{п}}$	5	5	—	13	—	10	5	2,5
	$A_{\text{в}}$	3	4	—	6	—	2	1	0,5
	$R_{0,5\text{м}}$	6	8	—	10	—	4	2	1
Мутные воды, оз. Таймыр [Д. а.]	A_0	18,3	34,0	—	27,5	26,7	28,2	28,5	12,7
	$A_{\text{п}}$	12,3	29,3	—	20,5	20,5	25,3	24,1	11,1
	$A_{\text{в}}$	6,0	4,7	—	7,0	6,2	2,9	2,4	1,6
	$R_{0,5\text{м}}$	4	6	—	10	2	7	5	2

сти воды имеет место рост спектральных значений A_0 , $A_{\text{п}}$, $A_{\text{в}}$ и R . Характерно превышение спектральных значений $A_{\text{п}}$ над $A_{\text{в}}$, что обусловлено отражением прямого света не только на поверхности воды, но и на частицах, расположенных в поверхностной пленке.

Максимальные значения поверхностного отражения (табл. 6.10) характерны для бесцветных с мелкой минеральной взвесью, мутных окрашенных и мутных неокрашенных вод, но с различным расположением пиков по спектру соответственно (510, 560 и 480 нм). Внутриводная составляющая альbedo максимальна в мутных неокрашенных и прозрачных неокрашенных водах с мелкой взвесью с пиками около 500 и 565 нм. Общее альbedo — наибольшее в водах, где составляющие его значения $A_{\text{п}}$ и $A_{\text{в}}$ одновременно достаточно велики. Минимальные значения $A_{\text{пд}}$ и $A_{\text{вд}}$, а соответственно и $A_{0\lambda}$ наблюдаются в прозрачных малоокрашенных водах без взвеси и в мутных неокрашенных с крупной

Средние значения (%) максимумов $A_{в\lambda}$, $A_{п\lambda}$, $A_{о\lambda}$ для различных озерных вод (в скобках — длины волн, при которых наблюдаются максимумы)

Характеристика вод	$A_{в\lambda}$	$A_{п\lambda}$	$A_{о\lambda}$
Прозрачные неокрашенные с мелкой взвесью	10 (500)	17,5 (510)	27 (505)
Прозрачные малоокрашенные без взвеси	2 (525)	13 (510)	15 (520)
Мутные окрашенные	8,5 (550)	17 (560)	26 (560)
Мутные неокрашенные с мелкой взвесью	11 (565)	16,5 (560)	28 (560)
Мутные неокрашенные с крупной взвесью	3 (500)	15 (475)	18 (490)

взвесью, хотя эти воды отличаются местом пиков в спектре излучения.

Данные о спектральном ослаблении солнечного света в различных водах свидетельствуют о значительном различии морских и озерных вод (табл. 6.11). Наиболее прозрачные озерные воды (оз. Крейтер) достаточно хорошо пропускают свет, но спектральный ход показателей иной, чем в морских водах (например, при $\lambda > 600$ нм). Прибрежные морские воды, несмотря на значительное ослабление света, характеризуются максимумом в более коротковолновой области спектра в отличие от похожих озерных вод. Прозрачные озерные воды можно отнести к тем или иным типам морских, но полного соответствия при этом не наблюдается. Это обусловлено меньшей минерализацией озерных вод и в любом случае большим количеством разнообразных взвешенных частиц в них. Окрашенные озерные воды по своим оптическим характеристикам не имеют аналогов среди морских.

Материалы, подготовленные в этом разделе, свидетельствуют о значительных различиях световых полей морей и внутренних водоемов. Применение методов оценки параметров световых полей, отработанное для морских аналогов, возможно и для озерных вод, но необходимо учитывать специфику озерных вод. Недопустимо слепое копирование в использовании методов, соотношений и коэффициентов.

6.2. Гидрооптические показатели вод и их связь с лимническими характеристиками

6.2.1. Теоретические основы обусловленности показателей

Описывая в п. 6.1 первичные и вторичные гидрооптические характеристики и параметры светового поля в морских и озерных водах, мы сознательно опустили факторы, влияющие на эти

Нормальные значения спектральных величин, показателя α (числитель) (м^{-1}) и коэффициента T_d (знаменатель) (%) для различных морских и озерных вод

Водные объекты	$\lambda, \text{нм}$							
	350	400	450	500	550	600	650	700
Океанические воды I типа по Ерлову [26]	$\frac{0,062}{94,0}$	$\frac{0,028}{97,2}$	$\frac{0,019}{98,1}$	$\frac{0,027}{97,3}$	$\frac{0,063}{93,9}$	$\frac{0,235}{79,0}$	—	$\frac{0,56}{57,1}$
Океанические воды III типа [26]	$\frac{0,32}{72,6}$	$\frac{0,185}{83,1}$	$\frac{0,135}{87,4}$	$\frac{0,115}{89,1}$	$\frac{0,12}{88,7}$	$\frac{0,295}{74,4}$	—	$\frac{0,66}{51,7}$
Прибрежные морские воды типа 5 [26]	$\frac{2,3}{10,0}$	$\frac{1,10}{33,3}$	$\frac{0,56}{57,1}$	$\frac{0,36}{69,8}$	$\frac{0,30}{74,1}$	$\frac{0,40}{67,0}$	—	$\frac{0,80}{44,9}$
Прибрежные морские воды типа 9 [26]	$\frac{3,9}{2,0}$	$\frac{2,4}{9,1}$	$\frac{1,6}{20,2}$	$\frac{0,99}{37,2}$	$\frac{0,63}{53,2}$	$\frac{0,60}{54,9}$	—	$\frac{1,10}{33,3}$
Прозрачные озерные воды, оз. Крейтер [123]	$\frac{0,04}{96,1}$	$\frac{0,017}{98,3}$	—	$\frac{0,034}{96,6}$	$\frac{0,07}{93,2}$	$\frac{0,27}{76,3}$	$\frac{0,37}{69,1}$	$\frac{0,56}{57,1}$
Бесцветные озерные воды, оз. Севан [Д. а.]	—	$\frac{0,30}{74,1}$	$\frac{0,10}{90,5}$	$\frac{0,08}{92,3}$	$\frac{0,09}{91,4}$	$\frac{0,15}{86,1}$	—	$\frac{0,50}{60,6}$
Мутные озерные воды [Д. а.]	$\frac{5,70}{0,3}$	$\frac{3,14}{4,3}$	—	$\frac{2,55}{7,8}$	$\frac{2,24}{10,6}$	$\frac{2,22}{10,9}$	$\frac{1,45}{23,4}$	$\frac{2,80}{6,1}$
Сильно окрашенные мутные озерные воды [Д. а.]	—	$\frac{6,3}{0,2}$	$\frac{3,5}{3,0}$	$\frac{2,5}{8,2}$	$\frac{1,9}{16,0}$	$\frac{1,8}{16,5}$	—	$\frac{1,9}{15,0}$
Водохранилище Сан-Висенте L [123]	—	$\frac{2,0}{13,5}$	$\frac{1,16}{31,3}$	$\frac{0,73}{48,2}$	$\frac{0,51}{60,0}$	$\frac{0,59}{55,4}$	$\frac{0,68}{50,7}$	$\frac{0,94}{39,1}$

величины. В первую очередь это сама вода, которая своими молекулами, скоростью их движения и флуктуациями плотности приводит к значительному рассеянию света в коротковолновой области спектра и поглощению энергии с максимумом в длинноволновой его части (см. табл. 6.3, 6.11). Значительную изменчивость первичных, а следовательно, и вторичных оптических характеристик в природной воде дают все компоненты, растворенные и взвешенные в ней: органические вещества, неорганические соли, взвешенные частицы и их эффективный размер, фитопланктон и другие биологические объекты, которые могут выступать и как пассивные частицы и как активные вещества, поглощающие энергию для своего развития.

В общем виде каждый оптический показатель (K) можно записать в виде суммы: $K = K_v + K_{\text{ров}} + K_{\text{взв}} + K_{\text{хл}}$, где индексы обозначают следующее: v — чистая вода, ров — растворенное органическое вещество, взв — взвешенные частицы, хл — биологические объекты, содержащие хлорофилл и хлорофиллоподобные пигменты. Остальные факторы менее значимы.

Все перечисленные оптически активные вещества, находящиеся в воде, в той или иной степени влияют на рассеяние и поглощение света в воде и на параметры индикатрисы рассеяния, а уже через эти первичные характеристики — и на световые поля в природных водах. Учесть влияние каждой составляющей практически невозможно, так как даже размер частиц или химическая принадлежность веществ меняют удельные значения показателей. Ряд экспериментов [42] позволил выявить влияние всех оптических компонентов воды на гидрооптические показатели. При изменении температуры воды общее ослабление света меняется в пределах 15 % с максимальной изменчивостью в красной области. Растворенные неорганические соли могут увеличить рассеяние до 30 % в ультрафиолетовой области и — незначительно — поглощение в красном участке спектра. Растворенные органические вещества (РОВ) очень значительно влияют на пропускание света, увеличивая поглощение в коротковолновой области спектра вплоть до 600 нм и в некоторой степени рассеяние в этом же участке. За счет влияния РОВ максимум пропускания света водой значительно (на 100—200 нм) смещается в красную область. Влияние взвешенных частиц зависит от их размера и увеличивает как рассеяние, так и поглощение во всем видимом диапазоне спектра. Планктон в воде выступает как взвешенная частица; кроме того, он выборочно поглощает энергию с максимумами вблизи 450 и 650 нм.

Некоторые из этих лимнических характеристик воды можно в первом приближении заменить такими давно известными показателями, как прозрачность (относительная) и цветность воды. Прозрачность воды, определяемая по белому диску, зависит от количества растворенных и взвешенных в поверхностном слое воды (от одного до нескольких десятков метров) веществ и частиц. Цветность воды, определяемая по платиново-кобальтовой

шкале (или шкале Фореля—Уля), оценивает общее количество растворенных в воде окрашенных веществ. Статистический анализ показывает наличие связей между лимническими и физико-химическими показателями. Например, в работе [56] получено: $z_6 = 190 M^{-0,513} \cdot 10^{0,008(\text{ППП})}$; где M — мутность в мг/л; ППП — потери при прокаливании взвеси в % массы сухого вещества ($n = 200$, $r = 0,78$). Поэтому многие исследователи обращали свое внимание на получение соотношений между первичными и вторичными оптическими характеристиками, с одной стороны, и прозрачностью и цветностью — с другой. В морских водах, где цветность мала, такие связи выявляются лишь по отношению к прозрачности. Анализ оптических показателей озерных вод и их изменчивости показал необходимость обязательного введения цветности в такие лимнооптические зависимости.

6.2.2. Связи первичных оптических характеристик с лимническими

Выявление связей первичных оптических характеристик с лимническими обусловлено необходимостью оценки показателя ослабления σ по прозрачности воды z_6 для вод и периодов, не охваченных оптическими измерениями. По литературным источникам известен целый ряд таких соотношений (табл. 6.12). В литературе оказалось не слишком много данных о соотношении ϵ и z_6 , поэтому проанализировать, как меняются такие связи в различных водах довольно сложно. Для океанических вод коэффициенты близки к полученным Гершуном в 1940 г. В прибрежных и озерных водах они колеблются довольно значительно.

6.2.3. Характеристики светового поля и лимнические показатели

Данные о соотношении вторичных оптических характеристик с лимническими (табл. 6.13) в литературе довольно многочисленны. Зависимости имеют различный вид, от простых, типа: $z_1 \% = az_6$ и $\alpha = v/z_6$, до сложных — степенного и логарифмического вида. Определить связь между оптическими и лимническими показателями математическим путем невозможно, так как первичные факторы у них не всегда совпадают. Мы знаем, от чего зависят оптические показатели, а оценка многих лимнических часто субъективна.

Анализ соотношений показывает, что коэффициенты a , b и v в уравнениях связей типа: $\alpha = az_6^{-b}$ и $z_1 \% = vz_6$ в зависимости от лимнических условий изменяются в широких пределах: a — от 1,02 до 4,0; b — от 0,5 до 1,0 и v — от 2,3 до 3,2. Когда коэффициент b равен 1, можно проследить, как меняются средние значения α и $z_1 \%$ для различных вод. При этом ряд значений α и $z_1 \%$ был удлинен за счет пересчета α в $z_1 \%$ и наоборот по

Некоторые зависимости ε от z_0 (ε по натуральному основанию в м^{-1} , z_0 в м, n — количество наблюдений, r — коэффициент корреляции)

Автор, год, объект	Соотношение	Примечание
Гершун, 1940 [по 46], океанические воды	$\varepsilon = 8,0 z_0^{-1}$	$2 < z_0 < 28$
Dones, Wills, 1956 [по 117], Английский канал	$\varepsilon = 4,4 z_0^{-1}$	
Otto, 1966 [117], различные районы Северного моря	$\varepsilon' = 4,6 z_0^{-1} - 0,13$	$12 < z_0 < 20, r = 0,56$
	$\varepsilon' = 4,0 z_0^{-1} - 2,2$	$0,5 < z_0 < 1, r = 0,90$
	$\varepsilon' = 4,6 z_0^{-1} - 0,39$	$5 < z_0 < 8, r = 0,88$
	$\varepsilon' = 3,3 z_0^{-1} - 0,1$	$3 < z_0 < 15, r = 0,80$
Tyler, 1968 [1922]	$\varepsilon + a = 8,69 z_0^{-1}$	
Маньковский, 1979 [47], океанические воды	$\varepsilon = 7,7 z_0^{-1} - 0,05$	$11 < z_0 < 68, r = 0,93$ $0,07 < \varepsilon < 0,7, \lambda = 505 \text{ нм}$
Николаев и др., 1980 [57], Атлантика	$\varepsilon = 7,9 z_0^{-1}$	$19 < z_0 < 31$
Румянцев, Чехин, 1982 [72], оз. Севан	$T = 30,8 + 5,5 z_0$ $T = 24,3 z_0^{0,55}$	$n = 95, r = 0,70$ $n = 95, r = 0,75,$ $2 < z_0 < 9,5, \lambda \approx 680 \text{ нм}$
Румянцев, 1975, [70], оз. Онежское	$\varepsilon = 6,0 z_0^{-1}$	$\lambda \approx 680 \text{ нм}$

Примечание. $\varepsilon' = \varepsilon - \varepsilon_0$, где ε — общий показатель ослабления, ε_0 — показатель для чистой воды, T — пропускание света водой (в процентах по отношению к пропусканию воздухом).

формуле $z_{1\%} = 4,6/\alpha$ и $\alpha = 4,6/z_{1\%}$, которая вытекает из основного уравнения

$$\alpha = 1/z \ln E_0/E_z = 1/z_{1\%} \ln 100 = 4,6/z_{1\%}. \quad (6.11)$$

Средние значения коэффициентов a и b для разных вод были следующими (при $b=1$):

Воды . . .	Морские	Прибрежные	Озерные чистые	Озерные мутные
a	1,6	1,5	1,7	1,8
b	2,9	3,1	2,7	2,6

Разница между значениями невелика (достоверность различий также невелика при малом числе соотношений), но физически она вполне объяснима: если принять прибрежные воды за точку

Уравнения связей между α , z_1 %, z_{10} % и прозрачностью воды z_0 (α в m^{-1} по натуральному основанию, z_1 % и z_{10} % — глубина проникновения 1 % и 10 % проходящего излучения в м, z_0 в м, n — количество наблюдений, r — коэффициент корреляции)

Уравнение	Применение	Автор, год, источник	n	r
$\alpha = 1,7 z_0^{-1}$	Морские воды	Pool, Atkins, 1929 [по 62]	—	—
$\alpha = 1,59 z_0^{-1}$	Воды эстуариев	Cooper, Milne, 1938 [по 119]	—	—
$\alpha = 1,7 z_0^{-1}$	Южные Бермуды	Clarke, 1941, [по 119]	—	—
$\alpha = 1,42 z_0^{-1}$	Северное море, Английский канал	Gall, 1949 [по 119]	—	—
$\alpha = 2,2 z_0^{-1}$	Неизвестно	Doseph, Wattenberg, 1952 [по 117]	—	—
$\alpha = 3,1 z_0^{-1}$	То же	Зайков, 1955 [62]	—	—
$\alpha = 1,9 z_0^{-1}$	"	Ichimura, 1958 [по 62]	—	—
$\alpha = 1,43 z_0^{-0,72}$	"	Vollenweider, 1960 [по 62]	—	—
$\alpha = 1,4 z_0^{-1}$	Морские воды	Tibby, Barnard 1963 [по 117]	—	—
$\alpha = 1,46 z_0^{-1}$	Северная Атлантика	Graham, 1966 [по 119]	—	—
$\alpha = 1,5 z_0^{-1}$	Мутные воды	Le Grand [по 117]	—	—
$\alpha = 4,0 z_0^{-1}$	Чистые воды	Otto L., 1966 [117]	—	—
$\alpha = 1,5 z_0^{-1}$	Эстуарии	Quqsin, 1968 [по 119]	—	—
$\alpha_Q = 0,38 + 2,39 z_0^{-0,5}$	Морские воды	Арз, Толстяков, 1969 [5]	—	—
$\alpha = 1,77 z_0^{-1}$	—	Aleem, 1969 [по 62]	—	—
$\alpha = 1,6 z_0^{-1}$	Озерные воды при $z_0 < 2$	Ковалевская, 1970 [35]	—	—
$\alpha = 2,1 z_0^{-1}$	То же при $z_0 > 2$	То же	—	—
$\alpha = 1,44 z_0^{-1}$	Калифорния, прибрежные воды	Holmes, 1970 [по 119]	—	—
$\alpha_{500} = 1,44 z_0^{-0,83}$	Морские воды	Gachter, 1971 [105]	—	—

Уравнение	Применение	Автор, год, источник	n	r
$\alpha_1 = 2,48 z_6^{-0,78}$	Морские воды	Schindler, 1971 [по 62]	—	—
$z_1 = 3,5 z_6^{-1}$	При малом z_6	Пивоваров, 1972 [по 62]	—	—
$z_1 = 2,0 z_6^{-1}$	При большом z_6	То же	—	—
$\alpha_1 = 1,7 z_6^{-1}$	Сточные пруды	Jdso Gilbert 1974 [по 119]	—	—
$\alpha_1 = 1,99 z_6^{-1}$	Средиземное море	Weinberg, 1976 [по 119]	—	—
$\alpha_1 = 1,47 z_6^{-1}$	Берингово море и Северная Атлан- тика	То же	—	—
$\alpha = 0,006 + 1,54 z_6^{-1}$	Берингово море, континентальный шельф	Otobe, 1977 [116]	19	0,88
$\alpha_Q = 1,6 z_6^{-0,85}$	Бесцветные озер- ные воды	Довгий, 1977 [25]	—	—
$\alpha_Q = 2,0 z_6^{-0,85}$	Желто-зеленые воды	То же	—	—
$\alpha_Q = 2,4 z_6^{-0,85}$	Красноватые воды	"	—	—
$\alpha_1 = 2,3 z_6^{-1}$	Морские воды	1978 [107]	—	—
$\alpha_1 = 2,09 z_6^{-1}$	Озерные воды	Иконников, 1979 [по 62]	—	—
$\alpha_1 = 1,45 z_6^{-1}$	Морские воды	Walker, 1980, пересчет данных Pool, Atkins [124]	—	—
$\alpha_1 = 1,38 z_6^{-0,96}$	Прибрежные воды Австралии	Walker, 1982 [124]	200	0,985
$\alpha_1 = 1,46 z_6^{-1}$	То же	То же	—	—
$\alpha_1 = 1,52 z_6^{-0,71}$	Братское вдхр.	Кожова, Паутова, 1982, [36]	—	0,63
$\alpha_1 = 1,96 z_6^{-0,85}$	Оз. Арахлей	Вологдин, 1982 [18]	—	—
$\alpha_1 = 1,61 z_6^{-0,84}$	Оз. Иван, Шакша, Иргень	То же	—	—
$\alpha_1 = 1,18 z_6^{-0,56}$	Братское вдхр. верхний слой воды	Паутова, Крашук, 1983 [62]	73	0,68
$\alpha_1 = 1,02 z_6^{-0,56}$	То же, нижний слой воды	То же	108	0,72
$\alpha_1 = 1,4 z_6^{-1}$	Мутные воды эстуария $0.1 < z_6 < 3$	Pilgrim, 1984 [119]	—	0,94

Уравнение	Применение	Автор, год, источник	n	r
$z_1 \% = 2,8 z_6$	Оз. Байкал	Шерстянкин, Довгий, 1976 [95]	—	—
$z_{10} \% = 1,4 z_6$	То же	То же	—	—
$z_1 \% = 3,2 z_6$	Берингово море и Атлантика	Otobe, 1977 [116]	—	—
$z_{10} \% = z_6$	Океанические воды	Clayton, 1977 [103]	—	—
$z_{10} \% = z_6$	То же	Paulson, 1977 [117]	—	—
$z_1 \% = 3,1 z_6$	"	Kullenberg, 1981 [110]	—	—
$z_1 \% = 2,3 z_{10} \%$	"	То же	—	—
$z_{10} \% = 15 \ln z_6 - 20$	"	"	—	—
$z_1 \% = 3 z_6$	Братское вдхр.	Кожово, Паутова, 1982 [36]	—	—
$z_{10} \% = z_6$	Океанические воды	Hojerslev, 1982 [108]	—	—
$z_1 \% = 2,16 z_{10} \%$	То же	То же	—	—
$z_3 \% = 1,58 z_{10} \%$	"	"	—	—
$z_{30} \% = 0,48 z_{10} \%$	"	"	—	—

Примечание. α_Q — показатель вертикального ослабления суммарной солнечной радиации (λ 300—3000 нм); α_{500} — показатель для света с длиной волны 500 нм.

отсчета, то очевидно, что в открытом море v уменьшается за счет лучшей видимости диска из-за уменьшения обратного рассеяния света и, таким образом, меньшей засветки глаза наблюдателя. При переходе к озерным водам коэффициент v уменьшается (и уже более значительно) за счет поглощения света водой.

К сожалению, в соотношениях, приведенных в табл. 6.13, не учтено влияние цветности на проникновение света в воду. Корреляционный анализ данных о показателе вертикального ослабления света в озерных водах и лимнических характеристиках вод [90] свидетельствует о такой же тесной связи с цветностью ($r=0,86$), как и с прозрачностью ($r=0,92$). В озерных водах логарифмы этих двух показателей связаны между собой с коэффициентом корреляции минус 0,69.

Примерно такая же связь получена для озер Флориды [102], где $r = -0,68$ при $n = 165$, а соотношение имеет вид: $\lg z_6 = -0,71 - 0,41 \lg G$ при изменении прозрачности от 0,1 до 8,1 м и цветности от 0 до 416°. Авторы работы [102] показали наличие тесных связей цветности воды с содержанием в ней железа, кремния, азота, фосфора и с другими лимническими параметрами. Нами были проанализированы данные об α , $z_1\%$ и T_d в озерных водах в зависимости от прозрачности и цветности воды при нормальном и логарифмическом представлении данных.

Полученные соотношения имеют следующий вид:

$$\bar{\alpha}_d = 2,7 - 0,37z_6; \quad n = 170; r = 0,74; \quad (6.12)$$

$$\bar{\alpha}_d = 1,33 - 0,19z_6 + 0,02G; \quad n = 200; r = 0,76; \quad (6.13)$$

$$\bar{\alpha}_d = 2,75z_6^{-0,87}, \quad n = 200; r = 0,88; \quad (6.14)$$

$$\alpha_d = 0,46z_6^{-0,40}G^{0,39}, \quad n = 200; r = 0,92; \quad (6.15)$$

$$T_d = 0,023 + 0,094z_6, \quad n = 150; r = 0,81; \quad (6.16)$$

$$T_d = 0,056 + 0,09z_6 - 0,0005G, \quad n = 200; r = 0,95; \quad (6.17)$$

$$z_1\% = 1,7z_6^{0,9}, \quad n = 130; r = 0,88; \quad (6.18)$$

$$z_1\% = 7,2z_6^{0,54}G^{-0,33}, \quad n = 130; r = 0,96. \quad (6.19)$$

Эти связи действительны для озерных вод с прозрачностью от 0,5 до 8,5 м и цветностью от 0 до 140°. Очевидно, что наилучшей прогнозирующей силой обладают соотношения (6.15), (6.17) и (6.19), достоверные при уровне значимости более 0,999.

Наличие измерений α в отдельных спектральных участках позволили рассчитать подобные соотношения для различных длин волн от 400 до 680 нм:

$$\alpha_{400} = 1,01G^{0,51}z_6^{-0,61}; \quad r = 0,94; \quad (6.20)$$

$$\alpha_{450} = 0,56G^{0,49}z_6^{-0,53}; \quad r = 0,96; \quad (6.21)$$

$$\alpha_{500} = 0,37G^{0,48}z_6^{-0,59}; \quad r = 0,96; \quad (6.22)$$

$$\alpha_{550} = 0,50G^{0,35}z_6^{-0,66}; \quad r = 0,97; \quad (6.23)$$

$$\alpha_{600} = 0,96G^{0,16}z_6^{-0,66}; \quad r = 0,96; \quad (6.24)$$

$$\alpha_{680} = 1,60G^{0,05}z_6^{-0,55}; \quad r = 0,86. \quad (6.25)$$

Для этих соотношений использовано 120 измерений в различных озерных водах. Анализ коэффициентов в этих уравнениях свидетельствует, что изменение первого коэффициента по λ соответствует распределению α по спектру, характерному для бесцветных прозрачных вод ($z_6 \approx 8 - 9$ м) с минимумом вблизи 500 нм, повышением рассеяния в коротковолновой части спектра и увеличением поглощения в длинноволновой; показатель степени при цветности изменяется на порядок, максимален в коротковолновой области, постепенно снижается к 700 нм, что отражает пропуска-

ние света стандартом цветности, к тому же в длинноволновой области цветность не оказывает влияния на значения α_d , так как $G^{0,05} \approx 1$; показатель степени при прозрачности воды меняется очень незначительно, что соответствует неселективному влиянию изменения прозрачности воды на гидрооптические показатели. На рис. 6.4 дано графическое представление соотношений (6.15) и (6.19) для различных значений прозрачности и цветности озерных вод.

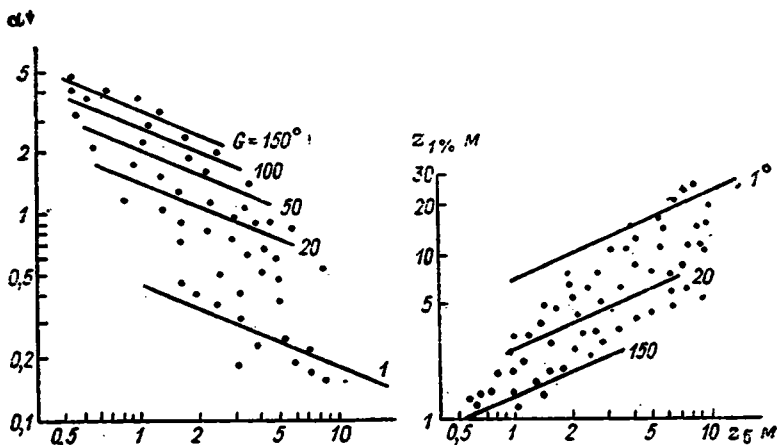


Рис. 6.4. Соотношение показателя вертикального ослабления α_d и глубины 1 %-ной облученности $z_1\%$ с прозрачностью z_5 и цветностью G .

Полученные соотношения позволяют с достаточной точностью оценивать интегральные и спектральные гидрооптические показатели озерных вод, восстанавливать характеристики световых полей озер в прошлом и прогнозировать их на будущее при антропогенном воздействии или естественной изменчивости озер.

6.2.4. Влияние прозрачности и цветности воды на альbedo и диффузное отражение

Вопрос о влиянии прозрачности и цветности воды на отражение суммарной радиации поднимался многими авторами [7, 28, 33 и др.], но до конца так и не был решен из-за обилия одновременно действующих факторов.

Сравнение спектральных значений альbedo с его интегральными значениями показывает (рис. 6.5), что при увеличении A_0 с 4 до 6 % интеграл по видимому участку спектра меняется от 8,5 до 18,5 %, а максимальные значения $A_{0\lambda}$ увеличиваются еще значительно — с 15 до 30 %. Таким образом, ясно, что отражение света (350—700 нм) и его спектральный ход имеют большую изменчивость при вариациях влияющих факторов, но по спектраль-

ным измерениям альbedo эти факторы и их воздействие выделить лpоще, чем по данным об альbedo суммарной радиации.

Данные об общем альbedo и его составляющих, полученные на различных водоемах в полуденные сроки при ясном небе и штиле, свидетельствуют (табл. 6.14) о значительной доле внутри-

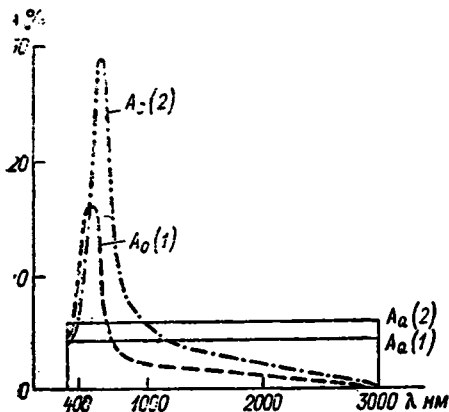


Рис. 6.5. Значения интегрального A_0 ($\lambda=300-3000$ нм) и спектрального A_λ ($\lambda=350-700$ нм) альbedo при различной прозрачности воды z_0 .
1: $A_0=4\%$; $A_\lambda=8,5\%$; $z_0=4$ м;
2: $A_0=6\%$; $A_\lambda=18,5\%$; $z_0=2$ м.

водной части в общем альbedo (до 30 %), хотя в разных водах эта доля неодинакова. Оценить степень значимости различных внешних и внутренних факторов в изменении альbedo можно при помощи статистической обработки материала. На первом этапе были получены коэффициенты корреляции между данными об об-

Таблица 6.14

Интегральные значения общего альbedo A_0 и его составляющих A_n и A_b

Альbedo	Значение	Чистые воды		Мутные воды		Среднее
		неокрашен- ные с мелкой взвесью	окрашен- ные	неокрашенные с крупной и мелкой взвесью	окрашенные с крупной органической взвесью	
A_n	мин.	6,0	6,0	10,5	6,0	6,0
	средн.	8,2	6,5	11,8	11,2	10,0
	макс.	10,1	7,1	12,4	15,0	15,0
A_b	мин.	2,9	0,1	4,7	0,1	0,1
	средн.	3,8	0,3	5,3	3,3	4,0
	макс.	4,6	0,6	5,9	9,3	9,3
A_0	мин.	9,0	6,0	15,0	6,0	6,0
	средн.	12,0	7,0	17,0	15,0	15,0
	макс.	15,0	8,0	18,0	25,0	25,0
A_b/A_0 (%)		30	4	30	22	25
A_n/A_0 (%)		70	96	70	78	75
A_b/A_n (%)		46	5	45	29	40

шем альbedo (при высоте Солнца более 10°) и значениями различных внешних факторов. При длине ряда в 102 значения коэффициент корреляции составил: с высотой Солнца — 0,006, с баллом облачности — 0,415, с высотой волны — 0,201. Увеличение облачности и высоты волны снижают общее альbedo, а изменение

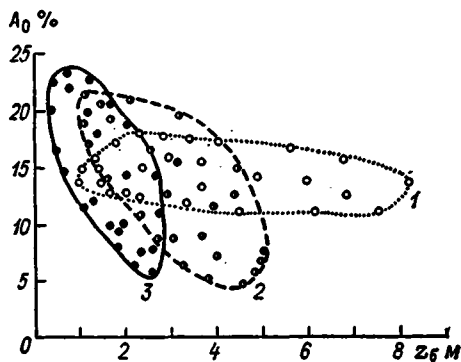


Рис. 6.6. Зависимость общего альbedo от прозрачности воды для различных градаций цветности.

1 — 4—20°; 2 — 21—40°; 3 — 41—95°.

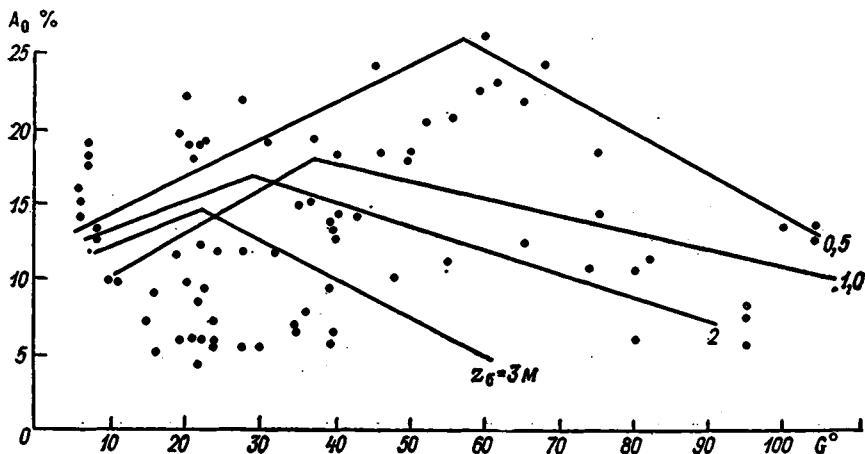


Рис. 6.7. Зависимость альbedo воды от цветности и прозрачности.

высоты Солнца действует неоднозначно. Таким образом, для изучения воздействия внутриводных факторов на альbedo необходимо подобрать массив данных при одинаковых внешних условиях.

Первичный графический анализ (рис. 6.6) показывает, что при цветности 4—20° снижение прозрачности воды приводит к незначительному повышению альbedo. В то же время при градациях цветности 21—40° и 41—95° влияние z_6 на A_0 очень значительно. Анализ влияния цветности для всего ряда наблюдений при неизменной прозрачности (рис. 6.7) свидетельствует о повышении альbedo с увеличением цветности воды, но лишь до определенных пределов, после чего рост цветности приводит уже к снижению

альbedo. Это переломное значение цветности свое для различной прозрачности воды; при прозрачности около 1 м оно равно примерно 50° , а при $z_6 = 3$ м — уже $20-30^\circ$.

Корреляционно-регрессионный анализ значений альbedo и внутриводных факторов — достаточно сложный процесс. Проанализируем, как лимнические показатели влияют на отражение и какие лимнические показатели можно оценить на основе дистанционного измерения альbedo.

В первом случае был рассмотрен весь ряд наблюдений и оценено влияние z_6 и G при облачном небе, а во втором случае — при безоблачном небе. Таким образом, были получены следующие уравнения регрессии:

$$A_o = 17,1 - 1,74z_6 - 0,04G, \quad R = 0,448, \text{ облачно};$$

$$A_o = 22,8 - 1,88z_6 - 0,10G, \quad R = 0,572, \text{ ясно};$$

$$A_n = 12,4 - 0,91z_6 - 0,02G, \quad R = 0,333, \text{ облачно};$$

$$A_n = 17,1 - 1,13z_6 - 0,05G, \quad R = 0,425, \text{ ясно};$$

$$A_b = 4,5 - 0,83z_6 - 0,016G, \quad R = 0,563, \text{ облачно};$$

$$A_b = 5,8 - 0,76z_6 - 0,045G, \quad R = 0,505, \text{ ясно}.$$

Эти уравнения свидетельствуют о том, что при увеличении прозрачности и цветности снижается альbedo, но нужно иметь в виду, что в природных водах z_6 и G связаны обратной зависимостью. Цветность оказывает меньшее, чем прозрачность, но достаточно значительное влияние на отражение света в прозрачных и мутных водах. В то же время наблюдается различное влияние облачности на альbedo (табл. 6.15).

Таблица 6.15

Матрица парных коэффициентов корреляции альbedo с прозрачностью и цветностью при облачном и ясном небе
(G от 0 до 140° , z_6 от 0,5 до 9,5 м)

	A_o	A_n	A_b	z_6	A_o	A_n	A_b	z_6
	Ясно				Облачно			
z_6	-0,342	-0,278	-0,248		-0,422	-0,310	-0,543	
G	-0,213	-0,126	-0,242	-0,528	0,155	0,103	0,232	-0,637

Предусматривая возможность дистанционной оценки прозрачности и цветности воды по общему альbedo (A_o), рассмотрим полученные соотношения для случая безоблачного неба:

$$z_6 = 4,4 - 0,011A_o; \quad r = -0,342;$$

$$G = 52,4 - 1,2A_o; \quad r = -0,213.$$

Коэффициенты корреляции небольшие, так как связи не вполне линейны. Если массив данных разбить по цветности на два диапазона: $<50^\circ$ и $>50^\circ$, то соотношения приобретают вид:

$$G_{<50} = 180 - 8,3A_0 - 14,2z_0; \quad R = 0,52;$$

$$G_{>50} = 120 - 3,4A_0; \quad r = -0,73.$$

По имеющимся значениям A_0 можно оценить и обе его составляющие, учитывая хорошую корреляцию между ними:

$$A_n = 2,2 + 0,7A_0; \quad r = 0,88;$$

$$A_b = A_0 - A_n.$$

Таким образом, мы получаем возможность на основе дистанционного измерения общего альbedo воды оценивать прозрачность и цветность воды, внутриводную и поверхностную составляющие альbedo.

Данные в видимом участке спектра являются спектральными по отношению к актинометрическим. Более детальные спектральные оценки A_n , A_b и A_0 внутри видимого диапазона (рис. 6.8) показывают, почему коротковолновое альbedo выше альbedo для суммарной радиации в диапазоне 300—3000 нм. Это происходит из-за увеличения A_d в центральной части видимого диапазона спектра без значительного роста альbedo по краям и тем более в инфракрасной области.

В прозрачных бесцветных водах максимумы A_n , A_b , а значит и A_0 , располагаются вблизи 500—520 нм. Примерно такой же ход A_n и A_b по λ наблюдается в окрашенных немутных водах, причем иногда здесь имеет место постоянство значений $A_{n\lambda}$ в широкой полосе спектра и очень небольшие значения $A_{b\lambda}$. Для мутных окрашенных вод A_n , а иногда и A_b имеют сложный бимодальный ход.

В соответствии с интегральными значениями A_n и A_b для разнотипных вод наблюдаются различия и в абсолютных значениях спектрального альbedo (см. табл. 6.10).

Как было показано (см. табл. 6.14), внутриводное альbedo озерных вод в среднем составляет около 4 % (диапазон 0,1—9,3 %), но его доля в общем альbedo достаточно велика (в среднем 25 %), чтобы его можно было не учитывать при анализе влияния различных факторов на альbedo. В литературе отсутствуют сведения об этой составляющей альbedo и лишь по значениям коэффициента диффузного отражения внутриводной толщи можно судить о порядке значений A_b и его спектральном распределении.

Внешние факторы на A_b (в отличие от A_n) влияют слабо. Минимальные значения A_b характерны для окрашенных вод без взвеси, а максимальные — для бесцветных мутных вод со взвесью различного характера. Прозрачность воды в случае малой цветности (оз. Севан) при ее снижении ведет к повышению A_b в среднем на $1/10$ значения A_b на каждый метр уменьшения z_0 и

несколько меньшему повышению A_{Π} (рис. 6.9). С ростом цветности (рис. 6.10) в водах с прозрачностью 2—3 м внутриводная и поверхностная составляющие общего альбеда уменьшаются, причем A_{Π} так же реагирует слабее.

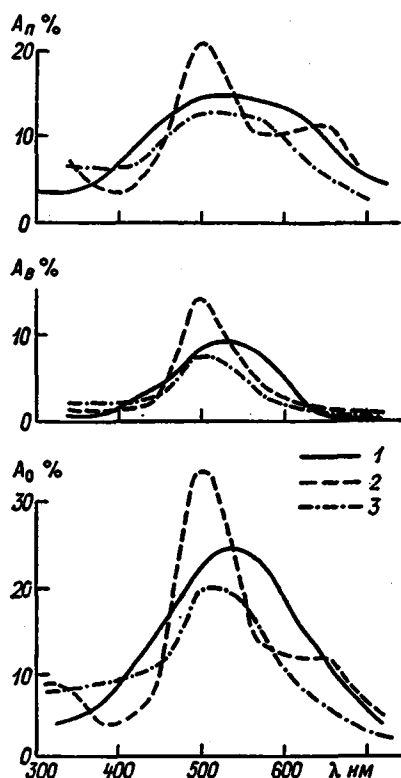
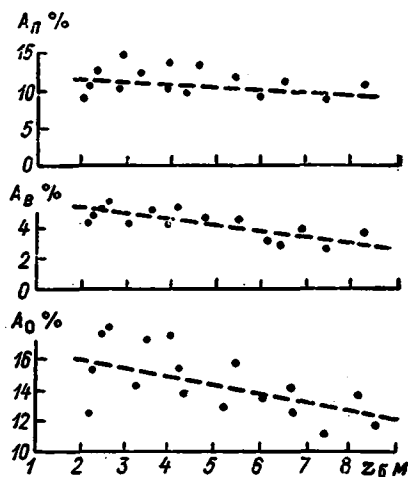


Рис. 6.8. Спектральный ход поверхностного внутриводного и общего альбеда на оз. Севан ($h_{\Phi} > 30^{\circ}$, $G < 5^{\circ}$, концентрация взвеси 2—3 мг/л).

1 — $z_6 = 5,5$ м; 2 — $z_6 = 8,3$ м; 3 — $z_6 = 7,5$ м.

Рис. 6.9. Зависимость интегральных значений поверхностного, внутриводного и общего альбеда на оз. Севан от прозрачности воды ($h_{\Phi} > 30^{\circ}$, $G = 5 \dots 9^{\circ}$).



Влияние цветности на $A_{\text{в}}$ более существенно, чем влияние прозрачности. В водах с малой прозрачностью (рис. 6.11) при повышении цветности до 50° $A_{\text{в}}$ и A_{Π} растут, а при дальнейшем увеличении — почти не меняются.

Таким образом выясняется, что поверхностная и внутриводная составляющие альбеда имеют значительную изменчивость по спектру, но причины этого различны. Спектральный ход A_{Π} обусловлен как внешними условиями освещения, так и внутриводными факторами. Основные причины изменчивости A_{Π} по спектру следующие:

изменение коэффициентов преломления и шероховатости из-за присутствия на поверхности воды разных по составу и отражательной способности частиц (иногда это приводит к бимодальному ходу $A_{\Pi\lambda}$);

уменьшение доступной для отражения энергии из-за поглощения ее в коротковолновой области взвешенными частицами и растворенными веществами, а в длинноволновой — самой водой;

нарушение закона зеркального отражения, так как воды со взвесью становятся сильно шероховатыми и происходит сложение диффузного и зеркального отражения, в результате чего $A_{\text{пл}}$ увеличивается в центре видимого диапазона спектра и уменьшается по краям.

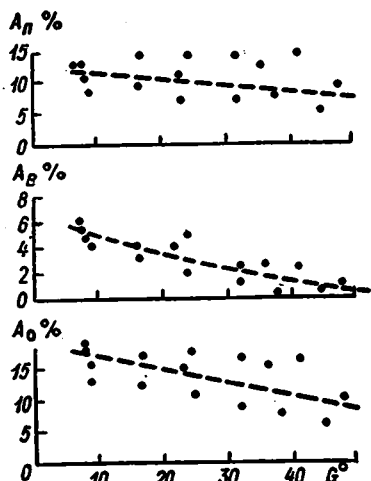
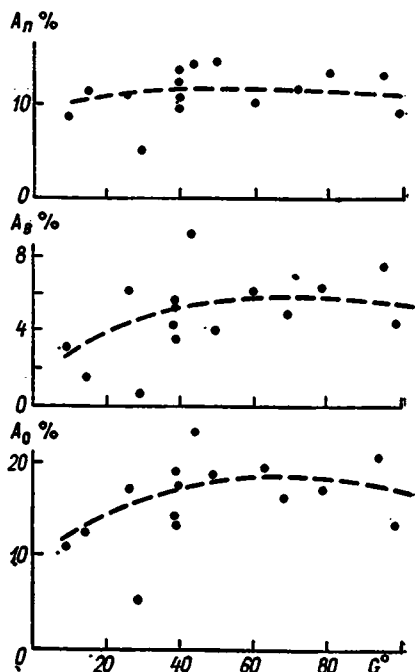


Рис. 6.10. Влияние цветности на альbedo при прозрачности воды 2—3 м.

Рис. 6.11. Влияние цветности воды на альbedo в мутных водах при прозрачности менее 2 м и концентрации взвеси более 5 мг/л.



Влияние различных факторов на внутриводную часть альbedo A_B может быть объяснено на основе рассмотрения первичных оптических характеристик воды. Рост или уменьшение A_B зависит от соотношения рассеяния назад (к поверхности) и суммы общего рассеяния и поглощения светового потока (показателя ослабления ϵ). Влияние внешних факторов на эти первичные показатели мало и поэтому почти не сказывается на A_B .

Влияние различных факторов на поверхностное и внутриводное альbedo сказывается на интегральных и спектральных значениях общего альbedo. В тех случаях, когда доля $A_{\text{пл}}$ в A_0 мала, внешние факторы влияют меньше, и наоборот, при ведущей роли $A_{\text{пл}}$ в общем альbedo оно становится более зависимым от внешних условий. Влияние внутренних факторов через A_B усиливается значительной зависимостью от них и поверхностной составляющей $A_{\text{пл}}$. Таким образом, общее альbedo практически всегда зависит от

внутриводных факторов, а внешние условия лишь затушевывают эту зависимость.

Общее альbedo при снижении z_0 (см. рис. 6.9) в бесцветных водах с 9 до 2 м возрастает примерно на $1/3$, что связано с разной скоростью изменения составляющих A_v и A_n . Увеличение цветности (см. рис. 6.10) в прозрачных водах с 10 до 50° уменьшает A_0 в два раза, так как A_v уменьшается в 10 раз, а A_n — всего на 50 %. В мутных окрашенных водах (см. рис. 6.7 и 6.11) при росте цветности до 50° A_0 растет, а затем почти не изменяется.

Изменение общего альbedo в различных участках спектра имеет сложный селективный характер, что обусловлено изменением не только A_v , но и A_n , которое имеет свой спектральный ход в большинстве озерных вод (см. табл. 6.10, рис. 6.9).

Становится ясно, что имеющее место влияние цветности на альbedo, т. е. возрастание A при росте цветности до $30\text{—}50^\circ$ и его снижение при дальнейшем увеличении цветности вызвано превышением обратного рассеяния света над поглощением при малой цветности и значительном увеличении поглощения при последующем росте G .

Влияние лимнических факторов на диффузное отражение света внутри водной толщи сопоставимо с влиянием на внутриводную составляющую альbedo. Действительно, учитывая ход R с глубиной (см. рис. 6.3), его значительную изменчивость, сложно дать однозначный ответ о влиянии лимнических факторов. В данном случае проще анализировать поверхностный слой воды, где нет влияния дна и где измеряется прозрачность воды по диску. В этом слое максимальные значения R наблюдаются в мутных неокрашенных водах с разнотипной взвесью и реже — в мутных окрашенных водах с крупной взвесью. Минимальные значения коэффициента диффузного отражения характерны для прозрачных окрашенных вод, где велико поглощение света и мало его обратное рассеяние. В общем случае увеличение цветности и уменьшение мутности воды снижает R .

Из литературных данных известно, что коэффициент диффузного отражения изменяется по спектру. В морских прозрачных водах он максимален в коротковолновой области и снижается по мере увеличения λ . В более мутных водах максимум смещается к центру видимого диапазона и даже в красную область. Озерные воды обладают таким же селективным действием на R ; лишь в некоторых водах значения коэффициента малы и незначительно меняются по спектру. Чаще всего максимум R_λ находится в интервале от 500 до 600 нм и не сдвигается далее 600 нм даже при максимальной цветности вод и минимальной прозрачности.

Полученные нами материалы об альbedo и его составляющих показывают, что абсолютные значения A_v , A_n , A_0 и их спектральные ходы могут служить для определения типа вод, а значит и для мониторинга. Даже по интегральному значению A_0 можно выделить бесцветные воды с мелкой минеральной взвесью и слабоокрашенные прозрачные воды. Другие типы вод определяются

с использованием интегральных и спектральных значений A_b , A_n , A_o , а также местоположения их пиков по спектру. В то же время имеется возможность по A_o оценивать z_6 , G , A_b и A_n исследуемых вод, что очень важно при дистанционном зондировании водоемов.

При оценке радиационного и теплового балансов водоемов необходимо увязать данные об альбедо в видимой области спектра с отражением суммарной радиации A_Q . Так как $A_Q = r/Q$ (здесь r — количество отраженной от воды радиации), а из имеющихся материалов ясно, что от воды может отражаться лишь коротковолновая часть солнечной радиации с длинами волн не более 800 нм (все другое излучение хорошо поглощается водой и практически не отражается ее толщей и поверхностью), то вместо $A_o = E_{\uparrow+0}/E_{\downarrow+0}$ можно записать $A_o = r/E_{\downarrow+0}$, и значит $A_Q = -r/2E_{\downarrow+0}$, а $A_o = 2A_Q$.

В первом приближении получаем, что альбедо для суммарной радиации примерно в два раза меньше общего альбедо для видимого излучения. В уравнение радиационного баланса $R = Q \times (1 - A_Q) - E^*$ мы можем вместо A_Q подставить значение A_o , т. е. $R = Q(1 - A_o/2) - E^*$. Здесь R — радиационный баланс, Q — суммарная приходящая радиация, A_o — альбедо для суммарной радиации, альбедо для ФАР, E^* — эффективное излучение.

6.2.5. Применение выявленных связей и соотношений для оценки оптических характеристик озерных вод

Получение соотношений α , T_d , $z_1\%$ с прозрачностью (z_6) и цветностью (G) воды позволяет оценивать оптические показатели, необходимые для понимания многих биологических, физических и химических процессов в озерах.

В 1984 г. С. П. Китаев [34] опубликовал данные о прозрачности и цветности воды озер севера европейской части СССР (ЕЧС). Материалы этой работы позволяют получить средние значения z_6 и G для различных природных зон севера ЕЧС, среднее значение цветности для различных градаций прозрачности, среднюю прозрачность для градаций цветности и частоту повторяемости вод с одинаковыми характеристиками для озер различных природных зон. Прозрачность воды (табл. 6.16) уменьшается

Таблица 6.16

Средние значения некоторых показателей для озер севера ЕЧС

Показатель	Тундра	Северная тайга	Средняя тайга	Смешанный лес
z_6 м	3,65	3,17	2,76	2,69
G°	69	70	67	41
T_d	0,35	0,31	0,27	0,28
α м ⁻¹	1,05	1,17	1,31	1,27
z_1 % м	4,4	3,9	3,5	3,6

с севера на юг, а цветность почти не меняется от озер тундры до средней тайги и лишь в зоне смешанного леса она уменьшается.

Данные свидетельствуют о подчинении прозрачности закону нормального распределения по природным зонам, т. е. для озер характерна наибольшая повторяемость прозрачности от 2 до 4 м. В тундре расположено в 2 раза больше прозрачных озер (32 % озер с $z_6 > 4$ м), чем в зоне смешанного леса (15 %). В тундре озера имеют цветность от 20 до 80°, в зоне смешанного леса — менее 40°, а в остальных широтных зонах воды озер имеют все значения цветности.

Эти сведения можно использовать в соотношении, например, (6.17):

$$T_d = 0,056 + 0,09z_6 - 0,0005G$$

и уравнениях $\alpha = -\ln T_d$ и $z_{1\%} = 4,6/\alpha$ для получения средних оптических показателей по широте (см. табл. 6.16), которые свидетельствуют о лучшем проникновении света в воды северных водоемов (в тундре лучше, чем в зоне смешанного леса).

С другой стороны поступление солнечной радиации на поверхность водоемов подвержено широтной и сезонной изменчивости. Для условий средней облачности [65, 74] наблюдается закономерное убывание Q с юга на север в различные месяцы периода открытой воды (V—XII) и за весь вегетационный период. Этот период уменьшается с юга на север (55—70° с. ш.) в среднем с 8 до 5 мес и соответственно меняется Q за вегетационный период с 234 до 146 кДж/см² при средней облачности. Отражение суммарной радиации от поверхности водоемов можно принять равным 10 % Q . Поскольку в водную толщу проникает в основном фотосинтетически активная радиация (ФАР) в области спектра 350—700 нм, то необходимо перейти от Q к ФАР. Это можно сделать с помощью коэффициента 0,44 [17, 90], подтвержденного авторами данной работы. Таким образом, проникающая в воду радиация (Q_0) рассчитывается как: $Q_0 = 0,44 \cdot 0,9Q = 0,4Q$. Снимая значения Q с графика (рис. 6.12), получаем месячные данные для различных широт и средние значения Q_0 для различных природных зон, выделенных Китаевым [34]: тундры (70—68° с. ш.), северной тайги (68—64°), средней тайги (64—60°) и смешанного леса (60—55°).

Полученные данные Q_0 (рис. 6.12) и оптические показатели (см. табл. 6.16) свидетельствуют о двух зональных тенденциях, характерных для севера ЕЧС:

1) уменьшение коэффициента пропускания света с севера на юг с минимумом на широте 60—62°; 2) плавное увеличение поступления солнечной энергии на воду и в воду с севера на юг как в отдельные месяцы, так и за весь период открытой воды. Изменение подводной облученности (Q_z) с севера на юг будет определяться преобладающей тенденцией. Оценивая Q_z по известному закону ослабления потока энергии:

$$Q_z = Q_0 e^{-\alpha z} \quad \text{или} \quad Q_z = Q_0 T_d^z,$$

получаем возможность по данным о Q_0 или Q (кДж/см²) оценить облученность (табл. 6.17) различных горизонтов водной толщи озер в разных природных зонах за отдельные месяцы и весь вегетационный период (рис. 6.13).

В период открытой воды в слое от поверхности до 2 м идет нарастание облученности Q_z с севера на юг. Начиная с 2-х метровых

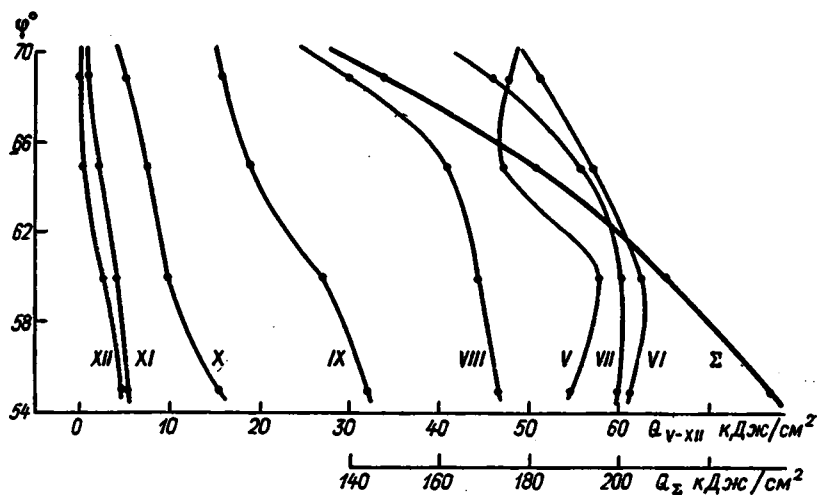


Рис. 6.12. Зависимость суммарной радиации от широты при средних условиях облачности в различные месяцы периода открытой воды и за весь период.

глубины влияние T_d начинает преобладать над широтным ходом Q , и облученность нижележащих слоев воды снижается с севера на юг с некоторым повышением к зоне смешанного леса. В результате даже в водоемы смешанного леса на глубины более

Таблица 6.17

Подводная облученность ($Q_z = E_z$, кДж/см²) разных горизонтов озер в июле и за вегетационный период

	Тундра		Северная тайга		Средняя тайга		Смешанный лес	
	VII	VI-X	VII	VI-XI	VII	VI-XII	VII	V-XII
T_d	0,35		0,31		0,27		0,28	
Q_0	18,1	58	21,2	68	23,4	79	24,0	89
Q_{-1}	6,3	20,3	6,6	21,1	6,3	21,3	6,7	24,9
Q_{-2}	2,2	7,1	2,0	6,5	1,7	5,8	1,9	7,0
Q_{-3}	0,8	2,5	0,6	2,0	0,5	1,6	0,5	2,0
Q_{-4}	0,3	0,9	0,2	0,6	0,1	0,4	0,15	0,5
Q_{-5}	0,09	0,3	0,06	0,2	0,03	0,1	0,04	0,15
Q_{-7}	0,01	0,04	0	0,02	0	0,01	0	0,01

2 м поступает меньше солнечной энергии, чем в озера тундры. Такая же тенденция наблюдается и в отдельные месяцы вегетационного периода. На глубинах более 2 м облученность в озерах

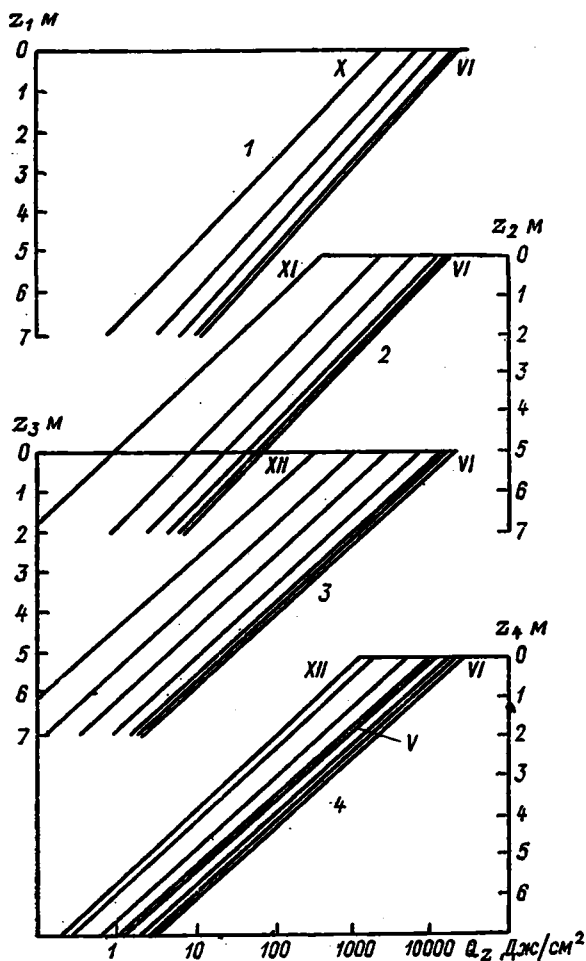


Рис. 6.13. Подводная облученность ($Q_z = E_z$) озер с мая по декабрь.

1 — тундра; 2 — северная тайга; 3 — средняя тайга; 4 — смешанный лес.

тундры максимальна в период с июня по август. Тенденция снижения Q_z с севера на юг исчезает лишь тогда, когда превышение Q по широте становится больше, чем снижение T_d в степени z .

6.3: Некоторые взаимосвязи гидрооптических показателей с биологическими

Проникновение света в водную толщу имеет огромное значение для внутриводных процессов. Со светом связаны такие фотохимические реакции, как фотодиссоциация, фотоионизация, окисление. Важнейшей окислительно-восстановительной реакцией, которая идет в растениях при использовании света в качестве энергии, и служит основой всей биологической продуктивности водоемов, является фотосинтез в клетках фитопланктона. Основная масса водных растений (а особенно фитопланктон) существует, продуцирует, потребляет углекислый газ, выделяет кислород благодаря процессу фотосинтеза. Необходимость в свете заставляет фитопланктон обитать в верхнем освещенном слое воды, называемом фотической зоной.

Точно отделить освещенный слой от малоосвещенного нельзя, так как, повышая чувствительность фотометров, мы можем фиксировать проникающую энергию все глубже и глубже. Принято считать нижним горизонтом фотического слоя глубину проникновения в воду 1 % вошедшего света в полдень ($z_{1\%}$). Среди гидробиологов существует близкое понятие — эвфотическая зона или трофогенный слой (z_0) — верхний слой воды, куда проникает достаточное количество света для поддержания фотосинтеза. Многие исследователи считают величины $z_{1\%}$ и z_0 совпадающими для средних условий проникновения света и существования фитопланктона.

Важным прикладным вопросом гидрооптики является оценка эвфотического слоя, световых границ существования планктона, его продуктивности и интенсивности образования первичной продукции на основе оптических показателей вод.

6.3.1. Связь оптических и лимнических показателей с глубиной эвфотической зоны

В биологической литературе чаще всего глубину эвфотической зоны приравнивают к фотическому слою или оценивают по прозрачности воды, считая, что z_0 и $z_{1\%}$, z_0 и z_0 , $z_{1\%}$ и z_0 связаны однозначно. Наши исследования, проведенные на различных водоемах, и обработка литературных данных свидетельствуют, что глубина однопроцентной облученности зависит не только от прозрачности, но и от цветности воды (см. соотношения (6.12) — (6.19)).

Глубина 1 %-ной облученности снимается непосредственно с графика ослабления света с глубиной $z(E_z = f(z))$, оценивается на основе статистических соотношений $z_{1\%} = f(z_0)$ или $z_{1\%} = f(z_0, G)$ и вычисляется из данных о T_d или α , так как

$$z_{1\%} = 4,6/\alpha = -4,6/\ln T_d.$$

Сравнение материалов [54, 64, 67, 68, 79 и др.] и собственных данных [87, 90] показывает, что глубина видимости белого диска служит лишь примерным показателем толщины эвфотической зоны, а отношение z_0/z_6 изменяется от 0,6 до 5, т. е. на порядок. Такое несоответствие, характерное для разнотипных вод и различных сезонов объясняется первичными факторами. Для прозрачности — это пропускание света водой, обратное светорассеяние, засветка глаза наблюдателя. Глубина эвфотического слоя зависит не только от проникновения света в воду, но и от температуры воды, содержания питательных веществ и других определяющих фотосинтез условий. В то же время сравнение толщины фотического слоя ($z_{1\%}$) с толщиной эвфотического слоя (z_0) дает лучшие результаты (при изменении $z_{1\%}$ от 0,6 до 16 м, а z_0 в тех же случаях от 0,5 до 25 м); их отношение ($z_0/z_{1\%}$) меняется от 0,4 до 2,5, а уравнение связи имеет вид:

$$z_0 = 1,21z_{1\%} + 0,5 \quad (6.26)$$

при $n=40$, $r=0,87$.

Подобные соотношения встречаются в литературе. В работе [101] $z_0=3,4z_6 - 0,28$ при $n=9$, $r=0,73$, а Л. О. Эйнон [99] предлагает использовать соотношение $z_0=2z_6$.

Более тесная связь $z_{1\%}$ с z_0 обусловлена снятием субъективных факторов при оценке глубины 1 %-ной облученности, хотя при оценке $z_{1\%}$ по z_6 и G они снова могут возникнуть и точность расчетов уменьшится.

Анализ информации свидетельствует о большой изменчивости нижнего предела света, при котором еще наблюдается фотосинтез. В относительных величинах (при нормировании на вошедшее в воду излучение) подводная облученность (E_z) на нижней границе эвфотического слоя (E/z_0) варьирует от 10 до 0,03 % в полуденные сроки, т. е. отклонения от 1 % довольно велики в обе стороны. С другой стороны, относительные величины иногда скрывают истинное значение минимально необходимого количества энергии для начала жизнедеятельности фитопланктона.

6.3.2. Световые условия продуцирования фитопланктона

Различие нормированных значений подводной облученности на нижней границе эвфотического слоя может иметь место даже при одинаковом потоке энергии на глубине прохождения фотосинтеза из-за большой суточной, сезонной и широтной изменчивости приходящей солнечной радиации. Например, в течение суток в Прибалтике в летнее время подповерхностная фотосинтетически активная радиация (ФАР) или, что то же самое, E_0 изменяется от 0 до 380 Вт/м² в диапазоне 350—700 км.

Одновременно со светом большую роль в синтезе органического вещества играет температура, так как она влияет на ско-

рость обычных химических реакций, сопровождающих фотосинтез и называемых темновыми [85]. Их скорость увеличивается в 2—3 раза при повышении температуры на каждые 10 °С.

Судя по литературным источникам [10, 11, 40, 53, 69 и др.], минимальное количество света на поверхности воды, при котором процесс фотосинтеза прекращается (по наблюдениям в северных широтах), составляет около 0,75 Дж/(см²·ч), или 2,1 Вт/(м²·ч), что в пересчете на ФАР дает 1 Вт/(м²·350 нм). Некоторые из авторов ошибочно приняли эту величину за минимальную подводную облученность, необходимую для фотосинтеза планктона. Минимально необходимое значение подводной энергии (350—700 нм) на нижней границе эвфотического слоя по литературным сведениям, составляет 0,3—2,1 Вт/м².

Важное значение имеет оптическая оценка процесса фотоингибирования фитопланктона, т. е. угнетения процессов продуцирования при некоторых высоких значениях освещенности. По литературным источникам и расчетам авторов [11, 63, 64, 75, 85, 106 и др.] получено, что данный процесс зависит не только от уровня освещенности, но и от температуры среды. Летом, при высокой температуре воды максимум фотосинтеза имеет место при облученности от 23 до 110 Вт/м². При низкой температуре в весенний и осенний периоды максимум наблюдается уже при освещенности 13—24 Вт/м². Предыдущие исследования [89, 90] показали наличие примерно постоянных соотношений между T и E для различных условий фотосинтеза (табл. 6.18). Такое по-

Таблица 6.18

Облученность при различных условиях фотосинтеза

Условия фотосинтеза	Отношение E/T	Облученность, Вт/м ²	
		$T=5\text{ }^{\circ}\text{C}$	$T=20\text{ }^{\circ}\text{C}$
Максимальная продуктивность			
нижний предел	0,725	3,6	14,5
верхний предел	8,25	41,2	164
Фотоингибирование			
нижний предел	8,25	41,2	164
верхний предел	15,0	75	300

стоянство соотношения освещенности и температуры объясняется, с одной стороны, сложностью процесса фотосинтеза, когда в клетках идут неотделимые друг от друга химические и фотохимические реакции, с другой стороны — видовым составом фитопланктона, зависящим от температуры.

Выделенные нами крайние значения облученности, вероятнее всего, соответствуют холодноживущим (минимальные) и тепложивущим (максимальные) водорослям. К такой мысли приводят и многочисленные работы, описывающие ход интенсивности

первичной продукции в зависимости от температуры и освещенности (рис. 6.14). Таким образом, для $T = 4 \dots 10^\circ\text{C}$ вполне обоснованно за нижнюю границу трофогенного слоя можно принять значение облученности (ФАР) $0,5 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{мин})$. При температуре $15\text{--}20^\circ\text{C}$ нижняя граница фотосинтеза будет находиться на глубине с облученностью $2,1 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{мин})$. При этом логично, что в северных районах фотосинтез на поверхности воды прекращается уже при облученности около $1 \text{ Вт}/\text{м}^2$ [40]. Максимальные зна-

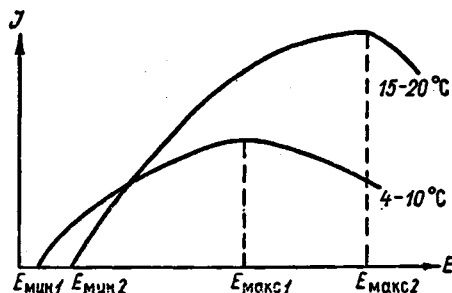


Рис. 6.14. Схема изменения интенсивности фотосинтеза J при различной облученности E и температуре воды.

чения облученности, необходимой для наибольшего продуцирования при значениях температуры (5 и 20°C) представлены в табл. 6.18.

6.3.3. Возможность оценки продукционных процессов по лимническим и гидрооптическим показателям

Многие исследователи пытались получить достоверные соотношения между глубиной видимости белого диска и концентрацией хлорофилла в воде (табл. 6.19) или между концентрацией хлорофилла и показателем вертикального ослабления света (табл. 6.20). Первая группа соотношений преобразованных нами к одному виду, записывается следующим образом:

$$\text{ХЛ} = az^c.$$

Коэффициенты a и c в соотношениях (см. табл. 6.19) изменяются от 20 до 234 (среднее 83) для a и от $-1,47$ до $-3,12$ (среднее $-2,0$) для c , то есть на два порядка. Наличие двух коэффициентов (линейного и степенного) не дает достаточно очевидного сравнения, но его можно осуществить по хлорофиллу при фиксированных значениях прозрачности (например, при z_0 равном 2 и 10 м). При прозрачности 2 м концентрация хлорофилла изменяется от 7 до $40 \text{ мг}/\text{м}^3$ (среднее $19 \text{ мг}/\text{м}^3$). При прозрачности 10 м эта изменчивость варьирует от 0,2 до $3,4 \text{ мг}/\text{м}^3$ (среднее $1,0 \text{ мг}/\text{м}^3$). Таким образом, разброс достаточно велик, и ни одно из представленных уравнений не охватывает все природные ситуации. С другой стороны, отсутствие учета цветности воды в этих соотношениях ничем не восполнимо и только увеличивает ошибки оценок и сужает область их применения.

Уравнения связей между концентрацией хлорофилла в воде
и ее прозрачностью

Номер п/п	Соотношение	Автор, год	ХЛ (мг/м³) при z_6		Примечание
			2 м	10 м	
1	2	3	4	5	6
1	$ХЛ = 24,1 \cdot z_6^{-1,61}$	Кузьмичева, 1970 [по 58]	7,9	0,59	Рыбоводные пруды с z_6 0,1—1 м
2	$ХЛ = (38,5 \cdot z_6^{-1} - 0,5G^{0,7} - 0,923)^{1,15}$	Ahlgren, 1973 [по 24]	28,3	3,4	Оз. Норрвикен (Швеция)
3	$ХЛ = 57,5 \cdot z_6^{-1,69}$	То же, [по 14]	17,8	1,2	То же
4	$ХЛ = 36,8 \cdot z_6^{-1,85}$	Bachmann, 1974 [по 58]	10,2	0,52	
5	$ХЛ = 57,7 \cdot z_6^{-2,17}$	Бульон, 1977 [по 13]	12,8	0,39	Бесцветные воды с z_6 1—16 м
6	$ХЛ = 20,1 \cdot z_6^{-1,47}$	Carlson, 1977 [по 112]	7,2	0,68	
7	$ХЛ = 1200 \cdot z_6^{-3}$	Barber, 1978 [по 110]	150	1,2	Океанические воды
8	$ХЛ = 32,7 \cdot z_6^{-1,78}$	Иконников, 1979 [по 58]	9,5	0,54	Озера Белоруссии
9	$ХЛ = 106 \cdot z_6^{-1,52}$	Баранов, 1979 [по 58]	37,0	3,2	Густые суспензии водорослей
10	$ХЛ = 45,4 \cdot z_6^{-1} - 22,3$	Megard, 1980 [113]	0,4	0	Воды с большим количеством ХЛ
11	$ХЛ = 670 \cdot z_6^{-3}$	Kullenberg, 1981 [110]	84	0,67	Органические воды
12	$ХЛ = 234 \cdot z_6^{-2,53}$	Шемшур и др. 1982 [93]	40,5	0,69	Морские и пресные воды с z_6 5—45 м
13	$ХЛ = 48,2 \cdot z_6^{-2}$	Миллиус и др. 1982 [50]	12	0,48	Малые озера Эстонии
14	$ХЛ = 195 \cdot z_6^{-3,12}$	Пашкевич, 1983 [59]	22,4	0,15	
15	$ХЛ = 61,9 \cdot z_6^{-2,22}$	Паутова и др., 1983 [62]	13,3	0,37	Братское вдхр., Усть-Илимское вдхр., оз. Байкал
16	$ХЛ = 150 \cdot z_6^{-1,92}$	Паутова и др., 1983 [62]	39,6	1,8	Братское вдхр., подледный период
17	$ХЛ = 109 \cdot z_6^{-0,40}$	То же	19,3	0,34	Усть-Илимское вдхр., открытый период
18	$ХЛ = 30,9 \cdot z_6^{-1,67}$	Миллиус, 1987 [51]	9,7	0,66	Малые световодные озера Прибалтики
		Среднее	19	1,0	

Уравнения связей между концентрацией хлорофилла и показателем вертикального ослабления света в воде

Номер п/п	Соотношение	Автор, год	ХЛ (мг/м³), при α					Примечание
			в м⁻¹					
			0,5	1	2	6		
1	2	3	4	5	6	7		
1	$\alpha = 0,04 + 0,0088\text{ХЛ} + 0,054\text{ХЛ}^{2/3}$	Riley, 1956 [121]	—	—	—	Морские воды		
2	$\alpha = 0,55 + 0,24\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 41,7\alpha - 22,9$	Ковалевская, 1970 [35]	—	18,8	60,5	Оз. Дривяты, слой 1—3 м		
3	$\alpha_{003} = 0,43 + 0,102\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 9,8\alpha_{003} - 4,2$	Семенченко, 1971 [77]	0,7	5,6	15,4	$r = 0,95$		
4	$\alpha_{\text{мин}} = 2,63 + 0,012\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 83,3\alpha_{\text{мин}} - 236$	Ganf, 1974 [по 62]	—	—	<0	Очень мутные воды, любое время дня		
5	$\alpha_{\text{мин}} = 2,55 + 0,016\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 62,5\alpha_{\text{мин}} - 159$	То же	—	—	0	То же, середина дня		
6	$\alpha_{\text{мин}} = 0,69 + 0,0089\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 116\alpha_{\text{мин}} - 80$	Bindless, 1970 [101]	—	36	152	$n = 101; r = -0,84$ для $z_0 = 0,4 \dots 3,8$ м		
7	$\alpha^{-1} = 8,78 - 7,51 \lg \text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 10^{1,17 - 0,13\alpha^{-1}}$	Smith, 1978 [123]	8,1	11,0	12,7	Океанические воды, $n = 108; r = -0,81; \text{ХЛ} = 0,02 \dots 15$ мг/м³		
8	$\alpha = 0,67 + 0,021\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 47,6\alpha - 31,9$	Meaard, 1970 [113]	—	15,7	63,3	Среднее для морских вод		
9	$\alpha = 1,17 + 0,03\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 33,3\alpha - 39$	Hickman, 1970 [62]	—	—	27,6			
10	$\alpha_{\text{мин}} = 0,76 + 0,0207\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 48,3\alpha_{\text{мин}} - 36,7$	Robarts, 1982 [120]	—	11,6	59,9	Оз. Мидлвайне, $r = 0,89$		
11	$\alpha = 0,38 + 0,025\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 40\alpha - 15,2$	Паутова, 1983 [62]	4,8	24,8	64,8	Братское вдхр., 1979 г., $r = -0,81$		
12	$\alpha = 0,43 + 0,021\text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 47,6\alpha - 20,5$	То же	3,3	27,1	74,7	То же, 1978—1979 гг., $r = -0,81$		
13	$\alpha = 0,197 + 0,347 \lg \text{ХЛ};$ $\text{ХЛ} = 10^{2,9\alpha - 0,57}$	Mukai, 1984 [114]	7,6	214	—	Японское море, $n = 35, r = 0,76$ для верхнего слоя, $\alpha = 0,16 \dots 0,84$		

Примечание. $\alpha_{\text{мин}}$ — минимальный по спектру показатель.

Анализ соотношений, представленных в виде $XЛ = a\alpha - b$, также выявляет некоторую изменчивость коэффициентов a и b . Для соотношений с интегральным ослаблением света a меняется от 33 до 48, а b — от 15 до 39. Вариаций коэффициентов здесь значительно меньше, чем в табл. 6.19, так как через α учтены многие факторы, опущенные при оценке хлорофилла по прозрачности. При фиксированных значениях α (0,5; 1 и 2 м⁻¹), оцениваемые значения концентрации хлорофилла (в мг/м³) по этим соотношениям варьируют от 0,7 до 8,1 для прозрачных вод ($\alpha \approx 0,5$ м⁻¹); от 5,6 до 36 для обычных озерных вод ($\alpha \approx 1,0$ м⁻¹) и от 13 до 152 для мутных вод с показателем α около 2 м⁻¹. В некоторых случаях такая точность оценки концентрации хлорофилла может быть вполне удовлетворительной (особенно при рекогносцировочных работах).

Многие исследователи предлагают проводить анализ для соотношений вида $\alpha = c + d \cdot XЛ$ (табл. 6.20) где c — рассматривается как показатель вертикального ослабления света водой, включающей все компоненты, кроме хлорофилла, а d — как удельный показатель ослабления света единицей хлорофилла. По данным табл. 6.20, α исследованных вод (имеется в виду коэффициент c) изменяется от 0,197 до 1,17 м⁻¹, т. е. эти уравнения можно использовать как для прозрачных океанических вод так и для обычных озерных или морских прибрежных. Коэффициент d меняется от 0,021 до 0,03 м²/мг для видимого света и от 0,009 до 0,021 м²/мг для максимально проникающего в воду излучения. В. Н. Паутова [62], по оценкам разных авторов, дает несколько значений коэффициента d : 0,0036 — наннопланктон, 0,009 — мелкие диатомовые, 0,023 — нитчатые синезеленые. Анализ табл. 6.20 позволяет принять коэффициент d для некоторой природной совокупности различных водорослей, равным $0,020 \pm 0,003$. Соотношения рассмотренного вида хорошо физически объяснимы, сразу показывают, к какому типу вод их можно применить, но для их использования необходимо знать величину c , т. е. показатель ослабления света для воды без хлорофилла. В этом заключается трудность их применения, ведь в практике исследований необходимо оценивать концентрацию хлорофилла по измерениям в воде α , а не c .

Относительно большой диапазон коэффициентов в соотношениях, полученных разными авторами (см. табл. 6.19 и 6.20), может быть объяснен разнообразием сочетаний природных условий в исследованных водоемах. В общем виде уравнения показывают, что: а) с ростом продукции фитопланктона уменьшается пропускание света в воде и прозрачность; б) с уменьшением поступления света на поверхность и в водную толщу, что в первом приближении идентично уменьшению прозрачности и росту цветности, происходит снижение продуктивности фитопланктона в данных водах. Эти уравнения применимы лишь для озер с бесцветными водами при большой прозрачности, а при малой прозрачности и повышенной цветности воды их применение не правомерно.

Изложенные материалы свидетельствуют о возможности воздействия на биологические процессы через изменение световых полей и светового режима водоема. Такое воздействие, иногда непреднамеренное, возрастает в настоящее время при интенсификации хозяйственного освоения водоемов и антропогенном влиянии на гидрооптические показатели.

6.3.4. Оценка широтной изменчивости продуктивности водоемов

На основе материалов широтной изменчивости прозрачности, цветности и пропускания света водой озер различных природных зон оценим биологический потенциал этих водоемов. Сначала рассчитаем концентрацию хлорофилла в поверхностном слое (используя данные, приведенные в табл. 6.19 и 6.20) и толщину эвфотического слоя озер в различные периоды года, на разных широтах и в разных природных зонах.

Довольно точный расчет толщины эвфотической зоны можно осуществить через приходящую освещенность и нижнюю световую границу фотосинтеза. Примем $E_{\text{мин}}$ равным $2,1 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{мин})$, но будем помнить, что весной, осенью и в высоких широтах $E_{\text{мин}}$ будет уже $0,5 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{мин})$. По заданной длине светового дня можно оценить глубину расположения эвфотической зоны за отдельные месяцы и за весь вегетационный период в озерах всех рассматриваемых природных зон. Методом интегральных сумм получаем, что E_z минимальное за сутки, должно быть $7,2 \text{ Дж}/\text{см}^2$, а в среднем за месяц — $220 \text{ Дж}/\text{см}^2$. Используя средние значения T_d (см. табл. 6.16) по зонам, значения проникающей в воду фотосинтетически активной радиации $Q_0 = E_0$ (см. табл. 6.17) и значения подводной облученности по глубине, месяцам и зонам (см. табл. 6.17, рис. 6.12 и 6.13), оценим глубину расположения эвфотической зоны z_e (табл. 6.21).

Таблица 6.21

Глубина (м) эвфотической зоны для водоемов ЕЧС в различные месяцы вегетационного периода (снято с рис. 6.13)

Месяцы	Тундра	Северная тайга	Средняя тайга	Смешанный лес
V	—	—	—	3,0
VI	4,3	4,1	3,6	3,7
VII	4,2	4,0	3,5	3,6
VIII	3,7	3,7	3,3	3,4
IX	3,2	3,1	2,8	3,0
X	2,0	2,2	2,1	2,5
XI	—	0,8	1,3	1,7
XII	—	—	0,5	1,5
Среднее за VI—X	3,5	3,4	3,1	3,2
Среднее за V—XII	2,2	2,2	2,1	2,8

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что в период с июля по сентябрь толщина эвфотического слоя озер тундры больше, чем даже озер смешанного леса. Минимальная толщина эвфотического слоя за эти месяцы характерна для озер средней тайги. Разность между максимальными и минимальными значениями z_0 достигает 0,7 м, что очень существенно для суммарной продукции озер, если учитывать их площади. В этом слое (0,7 м) может развиваться дополнительная первичная продукция (при прочих благоприятных условиях), а в водоеме в целом будет увеличиваться продукция зоопланктона и ихтиомасса. Так как в тундре к тому же расположено больше озер с высокой прозрачностью воды, чем в других природных зонах, то и разница в величине продукции для конкретных водоемов увеличивается между зонами.

В табл. 6.22 оценены средние значения z_0 и ХЛ с использованием уравнений разных авторов.

Таблица 6.22

Оценка средних значений глубины эвфотического слоя (z_0) и концентрации хлорофилла (ХЛ) по значениям z_1 , z_6 и α (см. табл. 6.16)

Показатель	Уравнение расчета	Тундра	Северная тайга	Средняя тайга	Смешанный лес
z_0 , м	(6.26)	5,8	5,2	4,7	4,9
ХЛ, мг/м ³	Табл. 6.19, № 6	3,0	3,7	4,5	4,7
ХЛ, мг/м ³	Табл. 6.19, № 8	3,3	4,2	5,4	5,6
ХЛ, мг/м ³	Табл. 6.19, № 13	3,6	4,8	6,3	6,7
ХЛ, мг/м ³	Табл. 6.20, № 7	11,5	11,7	11,7	11,7
z_0 ХЛ, мг/м ²	(6.26) и (табл. 6.19, № 6)	17,4	19,2	21,2	23,0
z_0 ХЛ, мг/м ²	(Табл. 6.21, среднее за VI—X) и (табл. 6.19, № 6)	10,5	12,6	14,0	15,0

По имеющимся данным [14, 20, 34 и др.], различия средней биологической продуктивности в г $O_2/(м^3 \cdot сут)$ озер тундры (0,52), северной тайги (0,66) и тайги (0,91) в целом невелики. Примерно такие же различия для этих зон наблюдаются в биомассе фитопланктона и зоопланктона.

Необходимо обратить внимание на уточнение первичной продуктивности тундровых озер (июнь, июль) в связи с их лучшей обеспеченностью внутриводной солнечной энергией летом. Анализ данных по имеющему большое рыбохозяйственное значение озеру Таймыр (75° с. ш.) [20], показывает, что в летний период биомасса фитопланктона в нем варьирует от 0,4 до 1,8 г/(м³ · сут) при прозрачности 1,3—1,6 м, что превышает средние значения для тундровых озер (68—70° с. ш.). Согласно данным табл. 6.22, концентрация хлорофилла в воде в озерах тундры и смешанного леса различается незначительно, при разнице широт в 10—13° (1000—1500 км).

Полученные данные свидетельствуют о значительном влиянии зональных факторов на экологические особенности озер. Причем широтная изменчивость прихода солнечной радиации не совпадает с зональной изменчивостью прозрачности и цветности воды, что приводит к своеобразной двухпиковой изменчивости подводной облученности и глубины эвфотической зоны. Лишь различие в продолжительности периода открытой воды выравнивает внутриводный годовой баланс энергии озер и рост значений первичной продукции с севера на юг. Приведенные соотношения и методические подходы, учитывающие не только приход энергии на поверхность, но и ее проникновение в водную толщу, позволяют более точно оценивать продукционные возможности водоемов различных природных зон.

6.4. Взаимообусловленность биологических и оптических условий в озерных экосистемах

Как свидетельствует весь предыдущий материал, озерные экосистемы во многом характеризуются и отличаются от каких-либо других именно внутриводными световыми условиями и соответствующими им биоценозами. Водоем выступает в виде целостной биооптической системы.

6.4.1. Утилизация световой энергии фитопланктоном

В процессе жизнедеятельности фитопланктон потребляет часть световой энергии для образования органического вещества. Как известно, фотосинтез начинается при некотором минимально необходимом количестве энергии, затем идет стадия максимального продуцирования, которая наблюдается в определенное время суток и на оптимальных глубинах (чаще всего на поверхности или в слое 0,5—1 м) при наилучших условиях освещения. Последняя стадия — это снижение фотосинтеза при избытке освещения в поверхностных слоях воды или в суточном ходе.

Процентное отношение создаваемой фитопланктоном первичной продукции к поступающей солнечной энергии называется утилизацией и вычисляется для различных горизонтов водной толщи (эвфотического слоя) или для интегрального столба воды под 1 м^2 в течение суток. Обычно при расчетах принимается, что 1 г С/м^2 составляет $4,4 \text{ Дж/см}^2$.

Встречающиеся в литературе данные получены путем деления продукции под 1 м^2 поверхности на суммарную приходящую радиацию (Q). В этом случае получаются заниженные результаты, так как отраженная от поверхности воды радиация (около 10 %) не может утилизироваться. Из суммарной радиации в воде остается лишь фотосинтетически активная (ФАР), что также необходимо учитывать при расчетах. Поэтому мы предлагаем считать процент утилизации энергии фитопланктоном от вошедшей в воду

энергии в диапазоне 350—700 нм ($E_{\downarrow-0}$). Для привязки ранее полученных материалов можно осуществить пересчет от Q над водой к $E_{\downarrow-0}$:

$$E_{-0} = 0,5 [Q(1 - 0,1)] = 0,45Q.$$

С учетом этого соотношения ранее полученные литературные данные [табл. 6.23] об утилизации (%) необходимо увеличить в 2,2 раза. Анализ данных табл. 6.23 показывает, что утилизация ФАР в фотическом слое воды варьирует в пределах четырех порядков — от 0,0004 до 6 % от вошедшего в воду света. Минимальная утилизация наблюдается в малопродуктивных водоемах, при полном потреблении питательных веществ предыдущим циклом развития фитопланктона, и при значительном росте поступающей на поверхность солнечной энергии. Максимальные значения характерны для высокопродуктивных водоемов, в период весенних и осенних пиков развития фитопланктона и при резком снижении поступления энергии.

6.4.2. Световые условия существования высшей водной растительности

Высшая водная растительность играет важную роль в формировании качества воды. Макрофиты в значительной степени фильтруют взвешенные вещества, поглощают (и таким образом удерживают в течение летнего периода) минеральные и органические вещества в водоеме. Биогенные элементы, усваиваемые растительностью, выводятся из круговорота, что снижает степень опасности возникновения большой биомассы (цветения) фитопланктона и особенно нежелательного цветения синезеленых простейших водорослей. Таким образом, высшая водная растительность способствует самоочищению водоемов.

Произрастание макрофитов зависит от целого ряда факторов [19, 31, 32, 34, 48, 66]: течений, колебания уреза воды, температуры, характера донных отложений, питательных веществ и, конечно, от световых условий водоема. Последний фактор чаще всего характеризуется прозрачностью воды. Например, И. М. Распопов [66] считает, что макрофиты дают представление о литоральной зоне озер, т. е. нижняя глубина произрастания макрофитов соответствует нижней границе литорали. Площадь литорали меняется в зависимости от гидрофизических параметров, в особенности от прозрачности воды. К сожалению, многие авторы показав существенную роль света (прозрачности воды), не дают конкретных связей и даже значений прозрачности воды в местах обитания различных видов высшей водной растительности.

Имеющиеся материалы [19, 31, 38, 66, 84] свидетельствуют о том, что рост прозрачности воды увеличивает глубину обитания водорослей, но другие факторы могут вносить свои коррективы в изменение площади произрастания макрофитов в озере.

Некоторые данные об утилизации солнечной энергии фитопланктоном различных вод
(все величины пересчитаны от суммарной радиации Q к E_0)

Автор, год	Водоём	Утилизация, %		Примечание
		3	4	
1	2	3	4	
Пырина, 1961 [63]	Иваньковское вдхр. Куйбышевское вдхр. Рыбинское вдхр.	0,2—0,8 0,05—0,4 0,03—0,3		Преобладают диатомовые Преобладают синезеленые Преобладают синезеленые с малой продуктивностью
Рутковская, 1961 [75]	Оз. Белое Оз. Кубенское Р. Ковжа	0,34—1,54 0,4—5,2 0,028		Для слоя 0—1 м Для слоя 0—2 м Для поверхности
Мокиевский, 1964 [54]	Оз. Нарочь Оз. Сесито Оз. Баторино 5 озер Белоруссии	0,2—0,48 0,66 0,36—0,67 0,35—0,83		$G = 15^\circ$, $z_6 = 10 \dots 12$ м $G = 87^\circ$, $z_6 = 3$ $G = 45^\circ$, $z_6 = 0,8$ м $27-45^\circ$, $z_6 = 1,9 \dots 7,0$ м
Гамбарян, 1968 [19]	Оз. Севан	0,009		Исследования 1958—1959 гг.
Ковалевская, 1970 [35]	Оз. Дривяты	0,22 0,46 1,00 1,16		Среднее за июнь Среднее за июль Среднее за август Начало сентября
Schindler, 1972 [по 81]	Оз. Сиверсон (Канада)	3,0		Максимальное значение
Talling, 1973 [по 81]	Тропические озера Африки	4,0—7,0		Максимальные значения

Talling, 1973 [по 105]	Эфиопские высокопродуктивные озера	0,51—3,34	Максимум (август), минимум Среднее (ноябрь)
Мещеринова, 1975 [49]	Южный Байкал	0,0004—0,42	Максимум (август), минимум
Трифопова, 1976 [80]	Оз. Байкал	0,025	Среднее (ноябрь)
Пырина, 1976 [64]	Оз. Красное	0,24—1,4	Максимум (октябрь)
Dubinsky, 1976 [105]	Озера Большеземельной Тундры	0,06—0,6	Июль—август, 1968 г.
Трифопова, 1979 [81]	Оз. Киннерет (Израиль)	0,35	Июль, 1973 г.
	Озера Карельского перешейка	0,10—0,6	1970—1972 гг.
		0,4—0,6	Максимум (май и сентябрь)
		0,14	Июнь
		0,10	Зима
		0,32	Среднее с мая 1970 г. по май 1971 г
Паутова, 1981 [88]	Братское вдхр.	0,004—0,56	
Чехин, Умнова, 1982 [91]	Оз. Онежское	0,013—0,096	1978 г., ереднее значение 0,036
Чехин, Кищенко, 1982	Куйбышевское вдхр.	0,026—0,11	1979 г., среднее — 0,067
Бульон, 1983 [14]	Оз. Байкал	0,14—0,56	Июль, 1982 г.
		1,4	Весна, среднее значение
		6,0	Весна, максимальное значение
		0,4	Август, среднее значение
		0,11	Среднее за год
Паутова и др., 1983 [62]	Братское вдхр.	0,04—0,1	Среднегодовые, 1976—1978 г.
		0,04—0,15	Июль—август 1976—1978 г.

Разные формации водорослей (надводные, с плавающими листьями и погруженные) характеризуются своими граничными условиями распространения по глубине. Максимальная глубина распространения макрофитов в Онежском озере составляет 10 м [66] при средней прозрачности 3—4 м, в то время как 99 % площадей, занятых ими, располагается до глубины 5 м, а 95 % — до глубины 3 м. Большая часть всех зарослей в Ладожском озере располагается до глубины 3 м. На оз. Севан до снижения его уровня (до 1958 г.) харовые водоросли встречались на глубине 30 м при средней прозрачности воды около 12 м [19]. Если пренебречь влиянием донных отложений, то обработка данных В. М. Катанской [31, 32], полученных для прудов, свидетельствует о наличии степенных связей между прозрачностью воды (z_0) и максимальной глубиной произрастания макрофитов ($z_{\text{макс}}$) вида: $z_{\text{макс}} = z_0^a$, где a меньше или равно 1 и имеет свое значение для каждой формации макрофитов. При первоначальном увеличении прозрачности максимальная глубина обитания растет почти прямо пропорционально ($a=1$), но при дальнейшем росте z_0 после некоторой точки перелома показатель a уменьшается.

Данные Катанской [31] и использование соотношений (6.16)—(6.17) позволили перейти от прозрачности и цветности воды к оценке подводной облученности ($\eta_z = 100(E \downarrow_z / E \downarrow_0)$ %) на максимальных и средних глубинах произрастания различных видов водорослей (табл. 6.24).

Таблица 6.24

Коэффициент подводной облученности η_z на глубине распространения наиболее глубоко живущего вида ($z_{\text{макс}}$) макрофитов и на среднем, максимуме для видов всей формации ($z_{\text{ср}}$) по данным [31]

Формация макрофитов	η_z на $z_{\text{ср}}$, %	η_z на $z_{\text{макс}}$, %	$z_{\text{макс}}$, м	Наиболее глубоководный вид
Надводные	5,0—8,0	1,5—4,5	3,0	Тростник южный и обыкновенный
Полупогруженные с плавающими листьями	3,5—5,5	2,0—4,0	3,0	Рдест плавающий, кувшинки
Погруженные	1,1—2,0	0,1—0,3	6,0	Элодея канадская
	1,1—2,0	0,1—0,3	30,0	Харовые водоросли

Полученные материалы свидетельствуют, что при прочих благоприятных условиях погруженная формация макрофитов может существовать на глубинах, которых достигает всего 0,1 % вошедшего в воду света в полуденные сроки. Нижней световой границей для растений с плавающими листьями и надводных служит глубина 2 %-ной облученности.

Учитывая данные других авторов [19, 32, 66, 84 и др.], можно считать эти границы характерными для всех водоемов. На осно-

вании полученных значений можно давать оценочный прогноз изменения условий обитания макрофитов (максимальную и среднюю глубину обитания) для неизученных водоемов и при антропогенной изменчивости оптических показателей. Важность такой оценки подтверждается следующим примером. На оз. Севан до снижения его уровня (1958—1959 гг.) средняя прозрачность воды была около 12 м с вариациями от 6 до 19 м и высшая водная растительность занимала площади до 30-метровой изобаты. В настоящее время (1980—1983 гг.) при уменьшении прозрачности до 2—8 м биомасса макрофитов снизилась в 35 раз, но биомасса фитопланктона возросла почти в 20 раз [19].

Изучение эколого-физиологических особенностей высшей водной растительности позволило ряду авторов (см. например, [48]) обосновать необходимость проведения водоохранных мероприятий с использованием макрофитов, к которым относятся: создание биоплато, русловых и прибрежных полос, установка плавающих биофильтров. При ежегодной уборке растительной массы из водоема это позволяет повысить прозрачность воды, снизить ее жесткость и количество биогенов, осуществлять детоксикацию вод на протяжении вегетационного периода и таким образом снизить биомассу фитопланктона и уменьшить вероятность «цветения» водоемов.

Данные о возможном изменении максимальной глубины распространения высшей водной растительности при изменении оптических показателей вод некоторых озер под влиянием антропогенной деятельности приведены в табл. 6.25 (использованы материалы В. Б. Румянцева [71]).

Таблица 6.25

Возможное изменение максимальной глубины распространения макрофитов (z_6 по [71])

Озеро	Годы	z_6 , м	$z_{0,1}$ % м (погруженные макрофиты)	z_2 % м (полупогруженные и надводные макрофиты)
Волховская губа Ладожского оз.	1977—1979	1,0	3,2	2,5
	1962—1963	1,5	3,8	2,9
Центральная часть Онежского оз.	1965—1967	6,0	13,0	10,0
	1977—1979	5,0	9,8	7,5
Повенецкий залив Онежского оз.	1965—1967	6,5	15,2	11,6
	1977—1979	5,5	11,2	8,6
Оз. Белое	До 1963	1,5	3,8	2,9
	1976—1977	2,0	4,4	3,4
Оз. Севан	До 1960	7,3	20,1	15,4
	1980	5,7	11,9	9,1
	1981	4,7	9,0	6,9

Примечание. $z_{0,1}$ % и z_2 % рассчитывались по формулам $T_d = 0,023 + 0,094z_6$; $z_{0,1} \% = \lg 0,001 / \lg T_d$; $z_2 \% = \lg 0,02 / \lg T_d$.

6.4.3. Влияние биологических условий на световой режим водоемов

Биологические объекты и сообщества сами в той или иной степени потребляют энергию и выступают как взвешенные частицы (или фильтраторы взвеси) или через промежуточные звенья из-

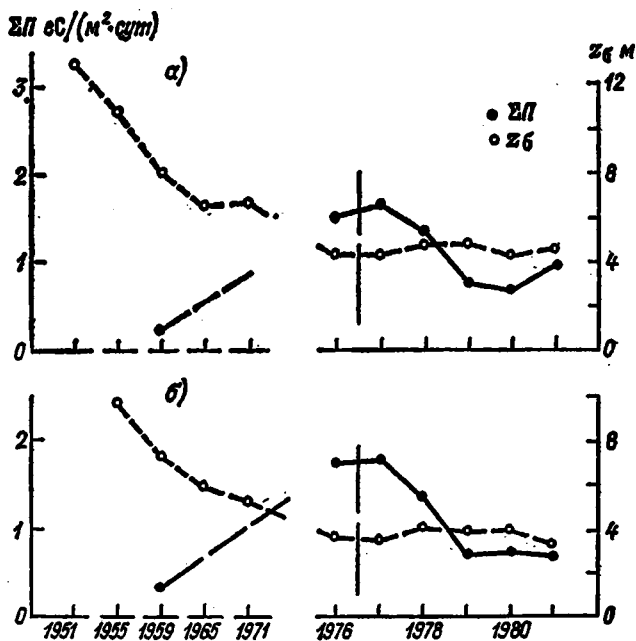


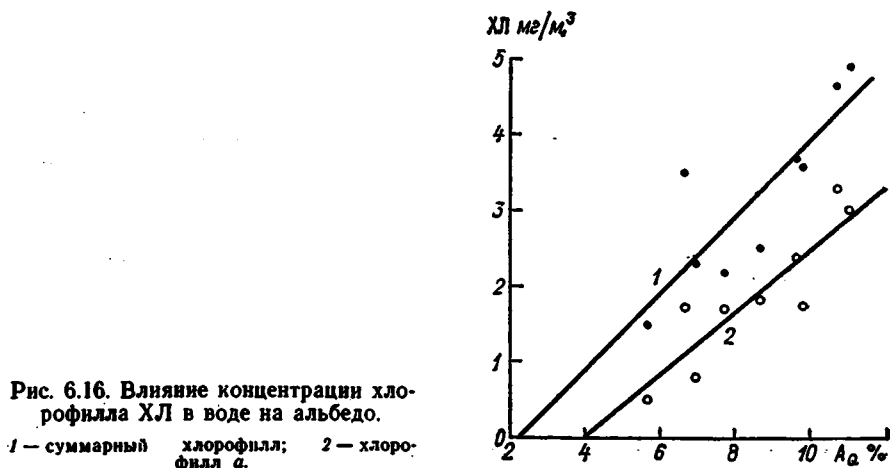
Рис. 6.15. Многолетний ход первичной продукции (ΣP ср. год г C/(м²·сут) и прозрачности воды (z_6 м) на Малом (а) и Большом (б) Севане.

меняют окрашенность вод, а иногда выступают как элементарные затемнители и таким образом влияют на световой режим и оптические характеристики водоема.

Например, на оз. Севан (рис. 6.15) среднегодовые значения прозрачности воды и суточной первичной продукции под 1 м² (данные ГГИ и А. С. Парпарова) изменяются почти обратно пропорционально друг другу. Очевидно, что до 1976—1977 гг. повышение продукции фитопланктона (биомасса, количество клеток) снижало прозрачность воды и, следовательно, проникновение света в воду. В 1976—1977 гг. наблюдались максимальные значения среднегодовой суточной продукции фитопланктона (причем одновременно в глубоководном Малом Севане и мелководном Большом Севане) и стабилизировалась прозрачность воды. В эти годы произошло некоторое уравнивание биооптической системы озера, обусловленное, вероятно, лимитированием биогенных элементов в воде и невозможностью дальнейшего повышения продукции при

ограниченном поступлении света в водную толщу. Если до 1976 г. фотосинтез фитопланктона происходил в достаточно толстом слое воды, то к 1976 г. основным слоем продуцирования стал поверхностный горизонт воды, максимально прогреваемый и освещаемый. Это обусловило интенсивное цветение водорослей, изменение рН, выпадение в осадок карбонатов и затенение нижних слоев воды.

Интенсивное продуцирование в хорошо прогреваемом и освещаемом слое воды привело к уменьшению биогенных веществ в нем, что послужило причиной последующего (после 1977 г.)



снижения продукции фитопланктона. В тоже время с 1976 г. наступила некоторая стабилизация прозрачности воды (около 4—5 м). Эта стабилизация прозрачности кажущаяся, так как при увеличении осаднения карбонатов кальция и магния глубина видимости белого диска уменьшается, а проникновение света (как показали измерения фотометром) тем не менее достаточно значительное. В последующие годы, если экологическая обстановка на водоеме не изменится, следует ожидать некоторых синусоидальных колебаний продукции при стабильной прозрачности воды или повышения биомассы фитопланктона при уменьшении осаднения карбонатов. На данном примере видна сложность связей светового и биологического режимов водоема, их взаимообусловленность и изменчивость.

Исследования на Онежском озере показали прямое воздействие концентрации хлорофилла фитопланктона в воде (продуктивности, численности, биомассы планктона) на такую оптическую характеристику, как альбедо (рис. 6.16). Для случаев безоблачного неба и штиля уравнения связей имеют вид:

$$ХЛ_1 = 0,41A_a - 1,65;$$

$$ХЛ_2 = 0,50A_a - 1,11,$$

где ХЛ — концентрация хлорофилла *a* и суммарного Σ , мг/м³; A_Q — альбеде для суммарной радиации Q , %.

В данном случае вычисление альбеде проводилось по измерениям на движущемся судне приходящей суммарной радиации Q и отраженной радиации за кормой корабля стандартными актинометрическими приборами. Изменение альбеде с 6 до 11 % при соответствующей вариации хлорофилла *a* от 0,5 до 3,5 и Σ от 1,5 до 5 мг/м³ свидетельствует о значительном влиянии фитопланктона на радиационный баланс поверхности, на количество проникающего в воду света и, следовательно, на радиационный и тепловой режим озера.

Во многих случаях биологические объекты прямо или опосредованно влияют на гидрооптические показатели через изменение первичных и вторичных оптических характеристик: поглощения и рассеяния света, индикатрисы рассеяния, спектрального пропускания естественного светового потока и его диффузного отражения внутри водной толщи [40, 43, 98 и др.]. Фитопланктон может менять даже оптические характеристики ледяного покрова. Например, на оз. Таймыр верхняя часть льда (табл. 6.26), образо-

Таблица 6.26

Некоторые характеристики льда и воды в центральной части озера Таймыр (1981 г.)

Показатель	Лед		Вода подо льдом
	верхняя часть	нижняя часть	
Высота, см	0—26	26—163	163—1000
Цвет (визуально)	Желтоватый	Бесцветный	Бесцветный
Цветность, ... °	10	0	2
Цветность, ... °	1,2	0	0
Концентрация взвеси, мг/л	2,77	1,42	3,62
Перманганатная окисляемость, мгО ₂ /л	0,20	0,12	0,47
$a_{500} \text{ м}^{-1}$			

вавшегося в осенний период при отсутствии на нем снежного покрова, имеет желтоватый цвет. Желтоватый цвет верхнего слоя льда, вызывающий уменьшение пропускания света, обусловлен большим количеством остатков диатомовых водорослей. Дело в том, что нормальная жизнедеятельность фитопланктона под чистым кристаллическим льдом продолжается достаточно интенсивно и водоросли вмерзают в лед вплоть до момента установления устойчивого снежного покрова. Вмерзшие водоросли меняют цвет льда и его оптические характеристики. Такая ситуация характерна для многих северных водоемов с ранним установлением ледяного покрова и сдуванием снега с его поверхности в начале ледостава.

Приведенные примеры, расчеты, оценки показывают взаимобусловленность и зависимость биологических и оптических процессов внутри водной толщи и на ее поверхности и позволяют

говорить о биооптическом единстве экосистем внутренних водоемов.

6.5. Механизмы формирования надповерхностной и подповерхностной яркости света в водоемах

Угловое распределение яркости как потока, поступающего под различными углами, может иметь достаточно сложную форму и поэтому чаще рассматривается яркость лишь по вертикали вверх (в зенит) или вниз (в надир), а также облученность сверху и снизу, как сумма яркости под всеми углами в верхней и нижней полусфере. Это намного упрощает описание и решение многих вопросов и задач.

Для описания подповерхностной и надповерхностной яркости применимы следующие величины, коэффициенты и показатели:

$B \uparrow \downarrow (\lambda, \Omega)$ — энергетическая яркость точки пространства в элементарном телесном угле Ω при длине волны света λ в зенит $\uparrow$ или в надир $\downarrow$;

$E \uparrow \downarrow (\lambda)$ — облученность точки пространства снизу или сверху при длине волны света λ как сумма яркости во всех углах нижней или верхней полусферы;

ρ — коэффициент яркости как отношение яркости снизу $B \uparrow$ к яркости сверху $B \downarrow$;

A_0 — альбедо воды ($A_0 = A_{\text{п}} + A_{\text{в}}$) как отношение облученности снизу $E \uparrow$ к облученности сверху $E \downarrow$, интегральное и спектральное;

ρ_λ — коэффициент спектральной яркости (КСЯ) толщи воды, определяемый отношением яркости воды $B \uparrow_\lambda$ к яркости также освещенного идеального рассеивателя $B_{0\lambda}$;

R_z — коэффициент диффузного отражения толщи воды на глубине z , определяемой отношением облученностей $E \uparrow_z / E \downarrow_z$;

η_z — коэффициент подводной облученности снизу: $\eta \uparrow_z = E \uparrow_z / E \uparrow_0$;

$g \uparrow$ — коэффициент углового распределения восходящего излучения: $g \uparrow = 1/\bar{\mu} \uparrow = E^0 \uparrow / E \uparrow$.

$I_{\text{ц}}$ — индекс цвета, определяемый как отношение яркостей в различных участках спектра: $I_{\text{ц}} = B \uparrow_{\lambda 1} / B \uparrow_{\lambda 2}$.

Описание изменчивости многих из этих величин и их взаимосвязи с лимническими характеристиками среды уже неоднократно давалось в предыдущих разделах главы. Поэтому рассмотрим изменение лишь некоторых из этих характеристик в различных водоемах (табл. 6.27) и остановимся на главных, неполностью раскрытых моментах и возможностях использования данных о яркости для нужд лимнологии.

В среднем по слою воды $\alpha \uparrow$ всегда больше $\alpha \downarrow$ и сдвинуто по спектру в красную область. Как было показано ранее [90], в озерных водах (чаще всего окрашенных) происходит сдвиг максимума проникновения света с увеличением глубины (рис. 6.17—6.19). Рассеянный обратный свет также сдвигается еще более в красную область спектра, что видно по средним для слоя значениям $\alpha \uparrow_\lambda$,

**Характерные значения некоторых оптических характеристик,
оцененные для облученности сверху (числитель) и
снизу (знаменатель)**

Водоем, условия наблюдений	$\alpha_{\text{ФАР}} \text{ м}^{-1}$	$\alpha_{400} \text{ м}^{-1}$	$\alpha_{500} \text{ м}^{-1}$	$\alpha_{600} \text{ м}^{-1}$	$A_B \%$	$R_{\infty} \%$
Оз. Болонь, $z_6 = 1,0; G = 30^\circ$	$\frac{2,40}{2,78}$	$\frac{9,60}{14,2}$	$\frac{2,22}{2,01}$	$\frac{1,66}{1,43}$	0,7	1,8
Оз. Таймыр $z_6 = 1,1; G = 19^\circ$	$\frac{1,64}{1,63}$	$\frac{3,00}{2,82}$	$\frac{1,38}{1,32}$	$\frac{1,69}{1,24}$	5,5	6,5
$z_6 = 1,8; G = 19^\circ$	$\frac{1,25}{1,29}$	$\frac{2,30}{1,35}$	$\frac{1,00}{1,06}$	$\frac{1,37}{1,24}$	7,4	11,5
Оз. Риндозеро, $z_6 = 2,4; G = 95^\circ$	$\frac{2,07}{1,42}$	$\frac{7,80}{—}$	$\frac{1,80}{2,32}$	$\frac{1,62}{1,24}$	0,4	0,5
Оз. Вендюрское, $z_6 = 4,9; G = 35^\circ$	$\frac{0,83}{0,94}$	$\frac{2,50}{2,32}$	$\frac{0,66}{0,76}$	$\frac{0,84}{0,58}$	0,4	1,0
Оз. Онежское, $z_6 = 2,5; G = 37^\circ$	$\frac{1,02}{1,68}$	$\frac{3,40}{2,71}$	$\frac{0,72}{1,23}$	$\frac{1,03}{1,10}$	0,1	0,2
$z_6 = 5,0; G = 22^\circ$	$\frac{0,80}{1,06}$	$\frac{3,00}{2,30}$	$\frac{0,64}{0,79}$	$\frac{0,74}{0,52}$	0,9	2,4
Оз. Сан-Висенте [123]	$\frac{1,40}{1,50}$	$\frac{1,93}{2,08}$	$\frac{0,74}{0,80}$	$\frac{0,86}{0,90}$	—	1,6
Оз. Крейтер [123]	$\frac{0,17}{—}$	$\frac{0,017}{0,020}$	$\frac{0,034}{0,040}$	$\frac{0,45}{—}$	—	—

R_λ или $A_{\text{вд}}$ (рис. 6.20). Сравнение спектральных максимумов A_B и α_λ , их местоположения на спектре позволяет говорить о глубине слоя воды, влияющей на спектральный состав ($z_{\text{эфф}}$) выходящего из нее света (рис. 6.21).

Этот способ оценки влияющего слоя ($z_{\text{эфф}}$) малоэффективен для прозрачных бесцветных вод, где очень мал сдвиг максимальных значений α_λ по глубине, но он дает хорошие результаты в большинстве озерных вод (табл. 6.28). Полученные данные под-

Таблица 6.28

Оценка слоя воды ($z_{\text{эфф}}$) влияющего на надповерхностную яркость

Водоем	λ нм при максимуме A_B	$z_{\text{эфф}} \text{ м}$	$z_6 \text{ м}$	Характеристика вод
Оз. Онежское	550	8—10	5	Чистые, окрашенные
Куйбышевское вдхр.	565	6—7	1,3	Мутные, окрашенные
Оз. Таймыр	510	1,5	0,7	Бесцветные, мутные

тверждают сведения об эффективном влиянии на подповерхностную яркость воды слоя глубиной около $2z_0$ [29].

Ослабление восходящего потока излучения, как и ослабление нисходящего потока, зависит от всех первичных оптических показателей воды, взвеси и растворенных веществ, лишь общий пока-

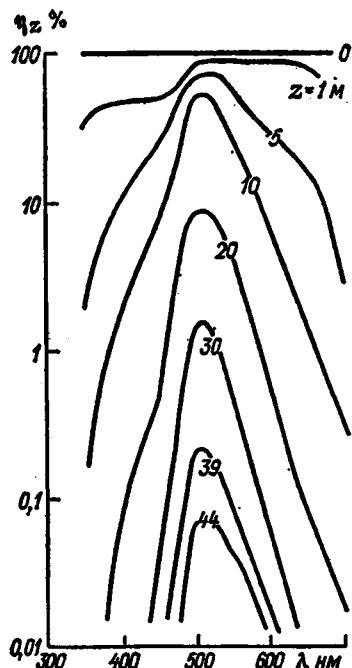


Рис. 6.17. Коэффициент спектральной облученности сверху различных горизонтов в прозрачных бесцветных водах (оз. Севан, $z_0 = 8,3$ м, $G = 2^\circ$).

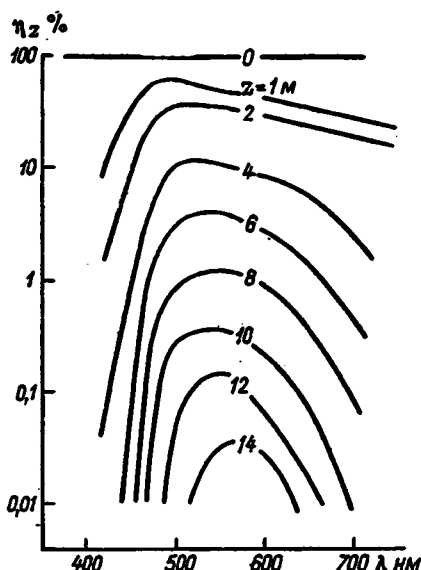


Рис. 6.18. Коэффициент спектральной облученности сверху различных горизонтов в среднеокрашенных водах без взвеси (оз. Онежское, $z_0 = 5$ м, $G = 25^\circ$, концентрация взвеси $0,2$ мг/л).

затель рассеяния σ заменяется на показатель рассеяния света назад β .

Кроме рассмотренных величин (A_z , R , $\alpha \uparrow$ и др.), для описания под- и надповерхностной яркости часто используются коэффициент спектральной яркости (ρ_λ), соотношения коэффициентов в различных участках спектра ($\rho_{\lambda 1}/\rho_{\lambda 2}$) и индекс цвета (T_d).

Для расчета коэффициентов спектральной яркости (ρ_λ) существуют формулы, использующие прямые измерения яркости и первичные оптические характеристики [9, 15, 29, 38, 41, 45, 52, 96, 97]:

коэффициент подповерхностной яркости:

$$\rho_{-0} = B \uparrow_{-0} / B_0 = B \uparrow_{-0} / (E \downarrow_{-0} \pi), \quad (6.27)$$

где $B\uparrow_0$ — подповерхностная яркость; B_0 — яркость идеального рассеивателя; $E\downarrow_0$ подповерхностная облученность воды [38, 96]; коэффициент надповерхностной яркости:

$$\rho = B\uparrow/B_0, \quad (6.28)$$

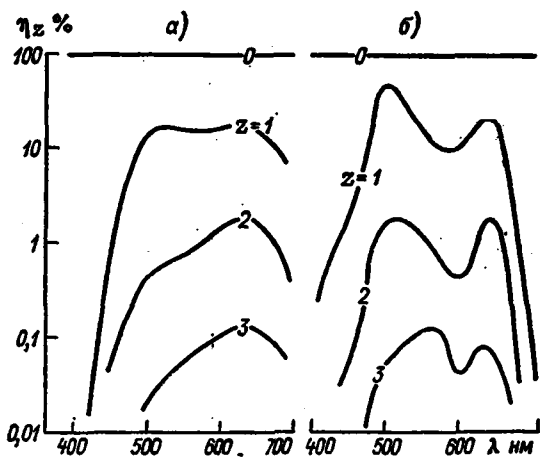


Рис. 6.19. Коэффициент спектральной облученности сверху различных горизонтов в сильноокрашенных со средним количеством взвеси (а) и в мутных среднеокрашенных водах (б).

а — оз. Болонь, $z_0=0,7$ м, $G=60^\circ$, концентрация взвеси 5 мг/л; б — оз. Таймыр, $z_0=0,7$ м, $G=19^\circ$, концентрация взвеси 15 мг/л.

где $B\uparrow$ — яркость воды; B_0 — яркость идеального рассеивателя на уровне поверхности воды [52, 96];

коэффициент спектральной яркости:

$$\rho_{\lambda(-0)} = \frac{B\uparrow_{\lambda} - 0,02B\downarrow_{\lambda}}{B_0}, \quad (6.29)$$

где $B\uparrow_{\lambda}$ — яркость воды в надир; $B\downarrow_{\lambda}$ — яркость неба в зенит; 0,02 — коэффициент зеркального отражения яркости неба на поверхности воды [45];

$$\rho_{\lambda(-0)} = \frac{T'T''\beta}{2n^2(\kappa + \beta)}, \quad (6.30)$$

где T' — коэффициент пропускания поверхности воды для суммарной радиации; T'' — коэффициент пропускания для излучения, выходящего из воды в воздух; n — показатель преломления; β — показатель рассеяния назад; κ — показатель поглощения света водой [38];

$$\rho_{\lambda(-0)} = \frac{T'T''R_{\lambda(-0)}}{n^2}, \quad (6.31)$$

где $R_{\lambda(-0)}$ — подповерхностный коэффициент диффузного отражения [41];

$$\rho_{\lambda(-0)} = \frac{\sigma_{180^\circ}(\lambda)}{2[\kappa(\lambda) + \beta(\lambda)]}, \quad (6.32)$$

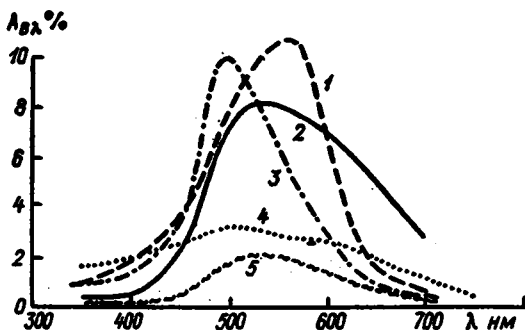


Рис. 6.20. Осредненные спектральные кривые внутриводного альбедо для разнотипных вод.

1 — мутные неокрашенные воды с мелкой взвесью; 2 — мутные окрашенные воды; 3 — прозрачные неокрашенные воды с мелкой взвесью; 4 — мутные неокрашенные воды с крупной взвесью; 5 — чистые окрашенные воды.

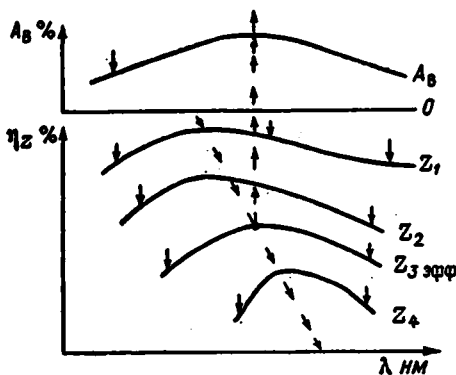


Рис. 6.21. Схема сравнения максимальных по спектру значений внутриводного альбедо и подводной облученности на различных глубинах для оценки эффективно глубины $z_{эфф}$.

где σ_{180° — показатель рассеяния назад под углом 180° [9, 96]; для морских вод $\beta(\lambda)$ очень мало [15, 16], т. е.

$$\rho_{\lambda(-0)} = \frac{\sigma_{180^\circ}(\lambda)}{2\kappa(\lambda)}. \quad (6.33)$$

На практике при возможности прямых измерений пользуются выражениями (6.27) и (6.29) для оценки подповерхностной яркости и выражением (6.28) для оценки надповерхностной яркости воды. Формулы расчета по первичным оптическим характеристикам (6.30) — (6.33) чаще всего неприменимы из-за отсутствия

данных [9]. В большинстве случаев по измерениям яркости воды пытаются оценить оптические показатели поверхностного слоя, сравнивая значения ρ_λ по (6.27) — (6.29) со значениями по (6.30) — (6.33).

Считается, что для морских вод отражения яркости поверхностью не зависит от характеристик водной толщи [38, 52, 96 и др.]. Для озерных вод это недействительно, что было доказано при рассмотрении альбедо и его составляющих A_λ и A_μ . Дело в том, что поверхность озерных вод это поверхность среды, состоящей из воды, взвеси, растворенных веществ и биологических объектов и в некоторых случаях ее можно сравнивать с поверхностью почвы (при больших концентрациях взвешенных частиц) или растительности (при цветении фитопланктона). Поэтому оценка ρ_λ по (6.29) снимает зеркальное отражение яркости неба, но не дает истинных значений подповерхностной яркости, которую можно оценить только исходя из прямых внутриводных измерений $B_\uparrow$ и B_0 .

Измерение и оценка яркости воды в различных участках спектра показали возможность ее применения для решения обратных задач, т. е. выявление и оценку лимнических факторов, формирующих эту яркость. Для этих целей используются как отдельные спектральные значения $B_\uparrow_\lambda$, так и различные соотношения. Одним из первых таких соотношений, нашедших большое применение, является индекс цвета I_μ , предложенный Ерловым в 1974 г. [26].

Н. Г. Ерлов [26] считал возможным на основе индекса цвета разделять морские воды по мутности и связывал I_μ с глубиной, на которой облученность составляет 10 % поверхностной. Хороший обзор возможностей применения индекса цвета для морских вод сделал в своей работе Хойерслев [108] с использованием материалов целого ряда авторов (табл. 6.29).

Многие авторы считают правомерным замену яркости на облученность при вычислении индекса цвета, и Хойерслев [108] предлагает следующий переход:

$$I_\mu = B_\uparrow_{447}/B_\uparrow_{521} = E_\uparrow_{447}/E_\uparrow_{521} = (R_{447}/R_{521})K = (A_{B447}/A_{B521})K,$$

где K — постоянный коэффициент, равный отношению облученностей сверху $E_\uparrow_{521}/E_\uparrow_{447}$; он меняется незначительно при ясном небе и высоком Солнце.

Измерения подповерхностной яркости позволяют эффективно решать обратные задачи по восстановлению лимнических характеристик и оценке их изменчивости. В то же время эффективность решения этих задач снижается необходимостью контактных измерений, что уменьшает скорость проведения исследований, информативность и обзорность. Эти ограничения во многом снимаются при использовании данных о надповерхностной яркости воды, которые можно получать с идущего судна, аэроносителей и ИСЗ. При оценке надповерхностной яркости ($B_\uparrow_{+0}$) следует учитывать

**Различные соотношения оптических и лимнических параметров
с индексом цвета вод (I_u) и его модификациями**

Автор, год	Соотношение	Формула I_u
Ерлов, 1974 [по 26]	—	$B_{450} \uparrow / B_{520} \uparrow$
Morel, Prieur, 1977 [по 110]	$\lg \text{ХЛ}_a = 0,176 - 2,0 \lg I_u$	$B_{440} \uparrow / B_{560} \uparrow$
Афонин и др. 1979 [6]	$\lg \text{ХЛ}_a = -0,53 + 0,74 \lg I_u$ $\lg \text{ХЛ}_\Sigma = -0,21 + 0,66 \lg I_u$	$B_{550} \uparrow / B_{440} \uparrow$
Clark и др., 1980 [по 110]	$\lg \text{ХЛ}_a = 0,30 - 1,27 \lg I_u$	$B_{440} \uparrow / B_{520} \uparrow$
Højerslev, 1982 [108]	$I_u = 0,00066 z_{10\%}^2 + 0,029 z_{10\%} + 0,25$ $I_u = 0,00014 z_1^2 + 0,014 z_1 + 0,25$ $\text{ХЛ}_a = 1,80 (\sqrt{10 I_u + 1} - 1,86)^{-3,4}$	$B_{447} \uparrow / B_{520} \uparrow$
Lommatzsch, 1982 [111]	$I_u = 1,097 \cdot \text{ХЛ}^{-0,09}$	$B_{446} \uparrow / B_{567} \uparrow$
Шемшур и др. 1982 [93]	$I_u = z_6^{2,02/123}$	$B_{440} \uparrow / B_{540} \uparrow$
Siegel, 1982 [по 41]	$\text{ХЛ}_\Sigma = 4,84 - 3,39 I$	$B_{440} \uparrow / B_{550} \uparrow$
Kullenberg, 1983 [110]	$\text{ХЛ}_a = 0,45 I_u^{-3}$ $z_1\% = 38 + 34 \ln I_u$ $z_{10\%} = 16,4 + 15 \ln I_u$	$B_{437} \uparrow / B_{513} \uparrow$
Айтсам и др., 1983 [3]	$I_u = 2,512 - 0,729 \text{ХЛ}$	$B_{526} \uparrow / B_{620} \uparrow$
Шляхова, 1985 [97]	$M = -2,91 + 145 \rho_{550}$	—

Примечание. ХЛ_a и ХЛ_Σ — концентрация хлорофилла a и суммарного в мг/м^3 ; $z_1\%$ и $z_{10\%}$ — глубина 1%-ной и 10%-ной облученности в м; z_6 — прозрачность в м; M — концентрация взвешенных веществ в мг/л .

влияние эффектов на поверхности воды (волнение, пленки, пена и др.).

Ряд авторов [4, 52, 97, 98 и др.] показали прекрасную возможность определения мутности воды озер и водохранилищ, оценки концентрации хлорофилла в воде и ее цветности по дистанционным измерениям яркости. Работы на Онежском и Ладожском озерах, а также Куйбышевском водохранилище [92], подтвердили возможность таких оценок с использованием двух, трех и более участков измерения спектральной яркости. Для северных водоемов, особенно в весенний и осенний периоды необходимо

привлечение данных о температуре поверхности, которая также может быть эффективно оценена дистанционными методами. Сложность решения обратных задач на внутренних водоемах заключается в почти равной оптической значимости (вкладе) всех составляющих этих вод: взвеси, цветности, фитопланктона.

Таким образом, весь представленный в данной главе материал свидетельствует о возможности контактного и дистанционного мониторинга внутренних водоемов на основе измерений различных оптических величин, коэффициентов и показателей. Взаимосвязь лимнических, биологических и гидрохимических показателей с оптическими свидетельствует о необходимости комплексного лимно-оптического изучения озер и водохранилищ для правильного экологического понимания всех внутриводных процессов.

Глава 7. ИЗМЕНЕНИЕ ОПТИКО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДОЕМОВ ПРИ АНТРОПОГЕННОМ ВОЗДЕЙСТВИИ И КЛАССИФИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ ВОД

При антропогенном воздействии на водоем неизбежно проявляются преднамеренные или непреднамеренные изменения элементов водоема: глубины, площади, уровня, течений, гидрофизических, гидрохимических, биологических показателей. Оптические и энергетические характеристики водоема не являются обособленными, они взаимосвязаны с большинством лимнических и, конечно, должны реагировать на антропогенное воздействие. Насколько значима эта реакция и можно ли по изменению оптических характеристик судить об интенсивности антропогенного воздействия, его природе и возможных последствиях для водоема — вот один из важных вопросов.

7.1. Изменение оптических показателей вод

Антропогенное воздействие на вторичные гидрооптические показатели идет за счет изменения первичных (собственных) оптических свойств воды (преломление, поглощение, рассеяние света), которые в свою очередь зависят от количества взвешенных частиц и их размера, концентрации растворенных веществ, окрашенных органических соединений, количества и видового состава планктона и других биологических объектов. В естественных условиях все эти факторы тоже меняются во времени и пространстве, поэтому на многих водоемах ЕЧС, где в основном проводятся исследования по изучению световых полей, уже трудно отделить естественное старение водоемов (из-за нарушения естественного режима озер и значительной изменчивости водосборов) от антропогенной изменчивости. Например, по данным работы [32], прозрачность воды в центральной части Онежского озера (табл. 7.1) уменьшилась с 6 до 5 м за 12 лет с 1966 по 1978 г. Очевидно, что этот район озера подвергается минимальному антропогенному воздействию и, если предположить, что прозрачность уменьшается за счет естественного старения озера, то в 40-е годы (для которых есть данные И. В. Молчанова [21]) z_0 могла быть в среднем 8 м. Данные Молчанова это не подтверждают, так как по ним прозрачность 8 м была предельной для вод озера. Таким образом, можно говорить об антропогенной изменчивости вод даже

Антропогенная изменчивость показателя ослабления света ε и относительной прозрачности z_0 некоторых озер по [8, 21, 32]

Озеро	Источник информации	Годы	$\varepsilon \text{ м}^{-1}$	$z_0 \text{ м}$
Онежское, центральная часть	[21]	До 1946	—	7—8
	[32]	1965—1967	0,25—0,30	6,0
	[32]	1977—1979	0,25—0,35	5,0
	Данные авторов	1984—1986	—	4,5
Ладожское центральная часть	[32]	1962—1963	0,40—0,60	4,0
	[32]	1977—1979	0,80—1,20	3,0
	[32]	1962—1963	0,50—0,70	1,5
	[32]	1977—1979	1,80—2,00	1,0
Волховская губа	[32]	1962—1963	0,50—0,70	1,5
	[32]	1977—1979	1,80—2,00	1,0
	[32]	1962—1963	0,50—0,70	1,5
	[32]	1977—1979	1,80—2,00	1,0
Севан	[8]	До 1958	—	12
	[32]	До 1960	0,25	7,3
	[32]	1980	0,30	5,7
	[32]	1981	0,30	4,7

центральной (наиболее консервативной) части Онежского озера на фоне естественного старения.

По данным табл. 7.1 прослеживается неоднородность изменения оптических показателей и прозрачности в разных водоемах. Снижение прозрачности на 1 м в Онежском озере привело к увеличению показателя ослабления ε всего на $0,05 \text{ м}^{-1}$ (на 20 %), в центральной части Ладожского озера — в 2 раза (с $0,4$ до $0,8 \text{ м}^{-1}$), на озере Севан — на 5—15 % первоначальных значений, т. е. на Ладожском озере темпы эвтрофирования в 10 раз больше, чем на Онежском и Севане.

Дело в том, что ε и z_0 связаны степенной зависимостью и в начальный период эвтрофирования изменение прозрачности воды не приводит к значительным вариациям ε , но в дальнейшем, все меньшая изменчивость z_0 приводит к резкому увеличению показателя ослабления света в воде.

Ранее уже были рассмотрены некоторые примеры изменения лимнологических условий при антропогенной изменчивости оптических показателей. Например, в гл. 6 (см. табл. 6.26) показано, как может уменьшиться максимальная глубина произрастания макрофитов при антропогенном изменении прозрачности воды в озерах Ладожское, Онежское, Белое и Севан.

Антропогенное воздействие на водоем происходит двумя различными путями, но приводит к одинаково печальному исходу — ухудшению качества природных вод до состояния, когда становится невозможным их использование для большинства нужд населения. Один путь — это непосредственное загрязнение водоема несвойственными ему веществами, нарушающими экосистему озера и снижающими ресурсы поверхностных пресных вод. Поступление загрязняющих веществ происходит через водотоки, выпадающие

в озеро, водосборную территорию, канализацию населенных пунктов, стоки промышленных и сельскохозяйственных предприятий и комплексов, от водного транспорта и через атмосферу.

Второй путь — это антропогенное эвтрофирование водоемов. Оно обусловлено поступлением биогенных элементов (фосфора, азота и ряда других химических элементов), хотя и необходимых для жизни флоры и фауны пресных вод, но при избытке поступления интенсифицирующих процессы жизнедеятельности в водоеме до опасных пределов, обуславливающих перестройку экосистемы, ее нарушение и даже гибель водоема [12]. В естественных условиях лимногенез как взаимообусловленная связь и развитие всех природных компонентов озера идет в соответствии с зональными и азональными факторами существования озера. Озеро проходит все стадии развития от образования до заполнения озерной котловины донными отложениями, обмеления и зарастания растительностью. Естественное эвтрофирование озер, т. е. переход от малопродуктивного до высокопродуктивного, идет чрезвычайно медленно (тысячелетиями) и зависит от поступления солнечной энергии и изменения термического режима.

Антропогенное эвтрофирование, как считает Г. Г. Винберг [6], нельзя отождествлять с загрязнением до тех пор, пока не наблюдается явного превышения количества углерода над суммой азота и фосфора. Когда же $C:N:P=100:10:1$ или $N+P > C$, можно говорить о процессах естественного старения или ускоренного эвтрофирования водоема. Таким образом, очевидно, что загрязнение водоема во многих случаях приводит к его эвтрофированию, а эвтрофирование — к загрязнению.

При загрязнении водоема происходит изменение его светового режима, возрастает ослабление света иногда за счет поглощения или рассеяния отдельно, иногда одновременно. При эвтрофировании свет необходим для продуцирования живых организмов, но сам процесс эвтрофирования — увеличения продуктивности вод — приводит к значительному изменению светового режима из-за изменения состава взвешенных и растворенных в воде частиц и веществ.

Рассмотрим роль света на различных стадиях эвтрофирования водоема [27]. На первой стадии при увеличении поступления биогенных элементов с водосбора при низких концентрациях биогенов в водной массе, повышается утилизация солнечной энергии фитопланктоном, весной снижается прозрачность в теплоактивной части озера, отделенной термическим баром от основных водных масс, а летом — в локальных прибрежных районах. Вторая стадия эвтрофирования глубоководного водоема начинается с момента, когда концентрация биогенных элементов (в основном общего фосфора) достигает в центральной озерной водной массе критического уровня. Зонами интенсивного развития фитопланктона на этой стадии становятся не прибрежные мутные воды, а районы с высокой прозрачностью, т. е. с максимальным фотическим слоем и высокой температурой. Третья стадия процесса

характеризуется повышенным потреблением кислорода на окисление интенсивно продуцируемого в водоеме органического вещества. Наиболее «опасными» становятся районы озера со значительным накоплением органического вещества в гипolimнионе. На поверхности (в эпилимнионе) роль света такая же, как на второй стадии эвтрофирования.

Некоторое представление об изменчивости оптических и лимнических характеристик в водах Онежского озера с различным эвтрофированием может быть получено на основании данных табл. 7.2. Эвтрофирование представленных в таблице районов

Таблица 7.2

Данные о спектральном пропускании света и других лимнооптических характеристиках для различных районов Онежского озера

Номер	Район озера, время	z_0 , м	G°	z_1 %, м	$\alpha_{ФАР}$, м ⁻¹	α_{400} , м ⁻¹	α_{500} , м ⁻¹	α_{680} , м ⁻¹
Май, 1984								
1	Уницкая губа, начало	1,5	55	4,0	1,26	7,50	1,56	1,23
2	Уницкая губа, середина	2,4	40	4,9	1,03	5,25	1,05	1,12
3	Открытое озеро, напротив Уницкой губы	4,0	24	5,5	0,82	2,15	0,76	0,98
Июль, 1984								
4	Уницкая губа (ст. 1)	2,8	51	5,5	0,81	3,25	0,70	0,91
5	Открытое озеро (ст. 3)	3,5	21	7,4	0,65	3,00	0,71	0,88
Июль, 1979								
6	Горская губа, начало (губа Чеболакша)	2,9	26	3,9	1,27	2,09	1,11	1,22
7	На выходе из Горской губы, открытая литораль	3,3	25	4,3	1,15	3,14	1,01	1,00
8	На выходе из Горской губы, $z = 30$ м	3,5	26	5,1	1,00	2,16	0,87	0,83
9	Открытое озеро, $z = 75$ м	4,0	25	4,8	1,20	3,19	0,95	1,00
10	Открытое озеро, $z = 92$ м	3,5	28	5,7	0,89	2,16	0,77	0,72

Онежского озера происходит за счет поступления биогенных элементов с водосбора и от небольших поселков. По мере удаления от начала губы к открытой части озера повышается прозрачность воды, снижается ее цветность, возрастает толщина эвфотической зоны (z_1 %), улучшается проникновение света во всем видимом диапазоне спектра ($\alpha_{ФАР}$), и в отдельных спектральных диапазонах (α_λ). В губах, принимающих речные воды с большой цветностью, значительно меняется пропускание коротковолнового излучения ($\lambda < 450$ нм). В среднем прозрачность в высокопродуктив-

ных губах озера уменьшается в 2—2,5 раза, $\alpha_{\text{ФАР}}$ увеличивается на 30—40 %, глубина эвфотической зоны снижается в 1,5—2 раза.

Влияние загрязненных вод от различных источников на оптические показатели зависят от характера воздействия и поступающих веществ. В связи с естественной изменчивостью (сезонной, годовой и т. п.) оптических характеристик даже в центральных районах крупных озер выделить загрязненные воды можно лишь по сравнению с некоторым средним лимнооптическим состоянием водоема в наиболее удаленных от источников загрязнения районах. Подобный анализ для вод Онежского озера представлен в табл. 7.3.

Анализ данных этой таблицы свидетельствует о том, что вследствие антропогенного воздействия на воды (загрязнения) коэффициент пропускания света T_d уменьшается в 6 раз, глубина фотического слоя z_1 % — в 3,5 раза, показатель вертикального ослабления излучения $\alpha_{\text{ФАР}}$ увеличивается в 3,5 раза. Прозрачность и цветность воды изменяются в 5 раз при самых неблагоприятных условиях загрязнения для этого водоема.

Максимальное изменение лимнооптических характеристик имеет место при интенсивном поступлении болотного гумуса с водосбора, что наблюдается в местах впадения крупных рек со значительной мелиорацией на их водосборах и в заливах — приемниках мелиоративных сбросов. На втором месте идут зоны промышленного стока после обработки в очистных сооружениях.

Естественная изменчивость показателей в центральных районах Онежского озера весной не превышает 20 %, а летом в зависимости от прогревания вод может варьировать от 40 до 100 %. Большая вариация лимнооптических показателей в летний период характерна для всех районов озера, но максимальна в центральных. Данные табл. 7.3 свидетельствуют о том, что при изменении теплового режима центральных районов (уменьшении альбедо, поступлении промышленных теплых вод, в аномально теплые годы) они могут стать источниками массированного поступления автохтонного органического вещества, районами интенсивного цветения фитопланктона.

Влияние взвешенных веществ на оптические характеристики может быть оценено (табл. 7.4) по непосредственному анализу взвеси или по относительной прозрачности (z_0). При увеличении количества взвеси в воде (биологической и минеральной) при прочих равных условиях возрастает рассеяние светового потока σ , уменьшается коэффициент пропускания света η и глубина фотического слоя z_1 %, увеличиваются показатели вертикального ослабления для интегрального α и спектрального α_λ света. Если качественный состав веществ не изменяется, то происходит почти неселективное уменьшение проникающего светового потока (рис. 7.1). Глубина фотического слоя изменяется пропорционально прозрачности воды и примерно соответствует ее удвоенному значению $2z_0$.

Таблица 7.3

Некоторые оптические и физико-химические показатели вод (числитель)
по отношению к соответствующим величинам в фоновых центральных
районах (знаменатель) Онежского озера

Номер	Район, сезон	$\alpha_{\text{ФАР}}$ м-1	z_1 ‰ м	T_d	z_6 м	G°	M , мг/л	ПО мг O ₂ /л	БО мг O ₂ /л
Чистые воды									
1	Центральная часть, весна								
	макс.	$\frac{0,83}{1,1}$	$\frac{8,0}{1,1}$	$\frac{0,51}{1,1}$	$\frac{5,0}{1,1}$	$\frac{25}{1,1}$	$\frac{0,2}{2}$	$\frac{6,8}{1}$	$\frac{14,2}{1}$
	мин.	$\frac{0,67}{0,9}$	$\frac{6,5}{0,9}$	$\frac{0,44}{0,9}$	$\frac{4,8}{0,9}$	$\frac{21}{0,9}$	$\frac{0,0}{0}$	$\frac{6,7}{1}$	$\frac{13,8}{1}$
3	сред.	$\frac{0,75}{1}$	$\frac{7,2}{1}$	$\frac{0,48}{1}$	$\frac{4,9}{1}$	$\frac{23}{1}$	$\frac{0,1}{1}$	$\frac{6,8}{1}$	$\frac{14,0}{1}$
4	Центральная часть, лето								
	макс.	$\frac{1,20}{1,3}$	$\frac{7,4}{1,3}$	$\frac{0,52}{1,3}$	$\frac{5,0}{1,2}$	$\frac{28}{1,2}$	$\frac{0,6}{1,2}$	$\frac{7,0}{1,2}$	$\frac{23,0}{1,5}$
	мин.	$\frac{0,65}{0,7}$	$\frac{4,3}{0,7}$	$\frac{0,30}{0,7}$	$\frac{3,2}{0,8}$	$\frac{19}{0,8}$	$\frac{0,1}{0,8}$	$\frac{5,0}{0,5}$	$\frac{8,0}{0,8}$
6	сред.	$\frac{0,92}{1}$	$\frac{5,8}{1}$	$\frac{0,41}{1}$	$\frac{4,1}{1}$	$\frac{24}{1}$	$\frac{0,4}{1}$	$\frac{6,0}{1}$	$\frac{15,5}{1}$
Район воздействия бытовых стоков и вод р. Шуи									
7	Петрозаводская губа, весна	$\frac{2,40}{3,2}$	$\frac{2,1}{0,3}$	$\frac{0,09}{0,2}$	$\frac{1,0}{0,2}$	$\frac{112}{4,9}$	—	$\frac{20,6}{3,0}$	$\frac{36,0}{2,6}$
8	Водозабор г. Петрозаводска, лето	$\frac{1,47}{1,6}$	$\frac{4,9}{0,8}$	$\frac{0,23}{0,6}$	$\frac{1,5}{0,4}$	$\frac{68}{2,8}$	—	$\frac{16,1}{2,7}$	—
Район сброса сточных вод ЦБК									
9	Кондопожская губа, лето	$\frac{2,48}{2,7}$	$\frac{2,1}{0,4}$	$\frac{0,14}{0,3}$	$\frac{2,1}{0,5}$	$\frac{57}{2,4}$	$\frac{5,0}{12,5}$	$\frac{10,0}{1,7}$	$\frac{22,0}{1,4}$
Район сброса хозяйственных стоков									
10	Повенецкий залив весна	$\frac{0,87}{1,2}$	$\frac{5,3}{0,7}$	$\frac{0,42}{0,9}$	$\frac{2,7}{0,6}$	$\frac{40}{1,7}$	—	$\frac{16,6}{2,4}$	$\frac{19,8}{1,4}$
	лето	$\frac{1,36}{1,5}$	$\frac{3,8}{0,6}$	$\frac{0,26}{0,6}$	$\frac{2,3}{0,6}$	$\frac{30}{1,2}$	$\frac{0,8}{2}$	$\frac{5,6}{0,9}$	$\frac{10,8}{0,7}$

Номер	Район, сезон	$\alpha_{\text{ФАР}}$ м-1	z_1 % м	T_d	z_6 м	G°	M , мг/л	ПО мг О ₂ /л	БО мг О ₂ /л
-------	--------------	------------------------------	--------------	-------	------------	-----------	---------------	----------------------------	----------------------------

Район поступления мелиоративных вод

	Челмужская губа								
12	весна	<u>2,63</u> 3,5	<u>2,0</u> 0,3	<u>0,07</u> 0,14	<u>1,0</u> 0,2	<u>104</u> 4,5	—	<u>19,3</u> 2,8	<u>30,2</u> 2,2
13	лето	<u>1,28</u> 1,4	<u>3,0</u> 0,5	<u>0,28</u> 0,7	<u>1,5</u> 0,4	<u>52</u> 2,2	—	—	—
	Оровгуба								
14	весна	<u>1,38</u> 1,8	<u>2,4</u> 0,3	<u>0,25</u> 0,5	<u>1,5</u> 0,3	<u>80</u> 3,5	—	<u>15,8</u> 2,3	<u>31,0</u> 2,2
15	лето	<u>0,91</u> 1,0	<u>4,7</u> 0,8	<u>0,40</u> 1,0	<u>2,0</u> 0,5	<u>43</u> 1,8	—	—	—

Район работ по углублению фарватера

16	Кижские шхеры, лето	1,47	3,1	0,23	2,0	25	11,5	—	—
		1,6	0,5	0,6	0,5	1	29	—	—

Примечание. M — общая концентрация взвеси, ПО и БО — перманганатная и бихроматная окисляемость.

Многократное рассеяние света снижает общую интенсивность ослабления энергии, и в табл. 7.5 показано, как изменяется с глубиной в мутных водах Рыбинского водохранилища показате-

Таблица 7.4

Характерные значения гидрооптических показателей в различных водах

Водоем	$M_{\text{орг}}$ мг/л	M мг/л	G°	z_6 м	α м-1	T_d	z_1 % м	λ_m нм
--------	--------------------------	-------------	-----------	---------	-----------------	-------	--------------	-------------------

Воды с постоянным (малым) содержанием органических веществ

Оз. Онежское	—	0	22	5,0	0,82	0,48	6,5	550
	—	1	22	3,0	0,90	0,44	5,6	560
Оз. Таймыр	—	10	19	1,7	1,40	0,23	3,8	560
	—	15	19	0,9	2,00	0,19	2,6	570

Воды с постоянным (малым) содержанием взвешенных веществ

Оз. Севан	15,0	—	2	8,3	0,26	0,71	16,6	510
Оз. Онежское	8,0	—	19	5,0	0,80	0,54	6,7	625
	10,7	—	44	2,5	1,55	0,16	2,8	640
	16,8	—	60	2,0	1,77	0,11	2,5	720
Оз. Риндозеро	16,1	—	95	2,4	2,07	0,21	2,8	600

Примечание. λ_m — длина волны максимально проникающего в воду света.

тель усиления яркости [15] σ^* (см. гл. 6), который по уравнениям (6.3) и (6.5) вычисляется как:

$$\sigma^* = \varepsilon - \alpha = E_z^*/E_z, \quad E_z = E_z' + E_z^*,$$

где ε — показатель ослабления излучения в воде; α — показатель вертикального ослабления естественного света; E_z — подводная облученность на глубине z ; E_z^* — облученность, формирующаяся за счет рассеяния светового потока; E_z' — подводная облученность на глубине z без рассеянной.

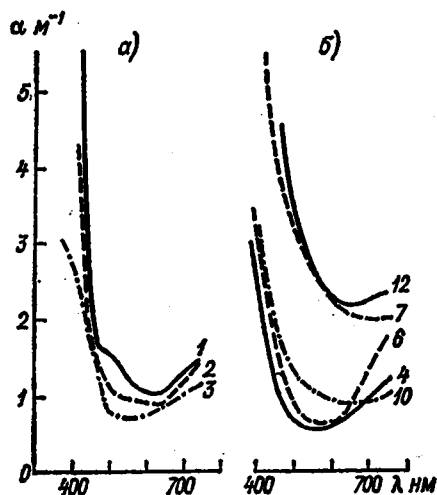


Рис. 7.1. Спектральный ход показателя вертикального ослабления света при различном антропогенном воздействии на воды Онежского озера.

а — эвтрофирование, номера кривых соответствуют номерам районов в табл. 7.2; б — загрязнение, номера кривых соответствуют номерам районов в табл. 7.3.

Таблица 7.5

Изменение с глубиной показателей ослабления ε , вертикального ослабления α , подводной облученности сверху $E \downarrow_z$ и рассчитанных по ним показателя усиления яркости σ^* , функции пути E_z^* , отношения функции пути к облученности E_z^*/E_z , углового распределения яркости α/ε

z м	ε_{430} м ⁻¹	α_{430} м ⁻¹	$E \downarrow_z$ (630) МВт/(м ² ·нм)	σ^* м ⁻¹	E_z^* МВт/(м ² ·нм)	E_z^*/E_z %	α/ε
0	2,69	0,34	395	2,35	277	70	0,13
1	2,69	0,98	280	1,71	176	63	0,36
2	2,54	0,56	105	1,98	70	67	0,22
3	2,54	0,51	60	2,03	40	67	0,20
4	2,34	0,72	36	1,62	22	61	0,31
5	1,78	0,66	17,5	1,12	9,2	52	0,37
6	1,73	0,74	9,0	0,99	4,5	50	0,43
7	1,55	0,84	4,3	0,71	1,78	41	0,54
8	1,23	0,78	1,85	0,45	0,56	30	0,63
9	1,31	0,78	0,85	0,53	0,29	34	0,60
Среднее	2,00	0,68		1,32		54	0,34

Значения ε_λ с $\lambda > 580$ нм получены В. Б. Румянцевым. Они были получены одновременно со значениями E_z , по которым вычислялся показатель α_λ . Для вычисления функции источника E_z^* необходимо сделать некоторые преобразования, опираясь на соотношения (6.1), (6.3) и (6.5); разделим обе части уравнения $E_z = E'_z + E_z^*$ на σ^* и получим $E_z = E_z^*(1 + 1/\sigma^*)$, откуда легко вычисляются E_z^* и E'_z .

Данные табл. 7.5 показывают, что ослабление коллимированного света ε в верхнем 4-метровом слое значительно больше, чем в слое 5—9 м. Показатель вертикального ослабления облученности α такой стратификации вод не отражает, так как он обусловлен и ослаблением и многократным рассеянием, которые противоположно действуют на прохождение светового потока. За счет большого количества взвешенных веществ в верхнем слое воды усиление яркости σ^* значительно больше (в среднем в два раза), чем в нижнем. Отношение α/ε — величина обратная угловому распределению яркости μ постепенно увеличивается от поверхности к нижним слоям воды, но с разным градиентом в слоях 0—4 и 5—9 м.

Практически в верхнем метровом слое воды все поступающее в воду излучение становится рассеянным ($E_{(z=1)} = E_{(z=0)}^*$), а многократное рассеяние света добавляет в верхних слоях воды до 60 % к излучению, в нижних — около 40 %; среднее значение по всему слою равно 53 %.

Данный пример, полученный для красной области спектра $\lambda > 580$ нм, свидетельствует о значительном влиянии взвешенных частиц и растворенных в воде веществ на первичные и вторичные гидрооптические показатели, причем отношение E_z^* к E_z является лучшим показателем мутности (загрязнения) вод, чем ε и α .

Влияние растворенной окрашенной органики в основном сказывается на селективном ослаблении света, так как является результатом различного по спектру поглощения веществами. В окрашенных водах (см. табл. 7.4, рис. 7.1) происходит сдвиг по спектру максимума проникновения энергии в красную область без большого уменьшения общего количества облученности. Так как в природных водах чаще всего на световые поля воздействуют одновременно взвеси и органика, то имеет место изменение потока света в отдельных участках спектра и во всем видимом диапазоне. Например, при поступлении окрашенных гумусовых вод с мелиорируемого водосбора (см. табл. 7.3) или сбросе хозяйственно-бытовых и промышленных стоков увеличиваются спектральные и интегральные показатели вертикального ослабления облученности, смещается область максимального проникновения света в красную область спектра (почти на 200 нм), уменьшается пропускание света в коротковолновой области на 1—3 порядка по сравнению с фоновыми районами.

7.2. Изменение отражательной способности вод

Антропогенное воздействие на воды в основном проявляется в изменении их отражательной способности (альbedo), наиболее чувствительной к любым перестройкам системы в видимом участке спектра (см. гл. 6). При анализе спектрального хода альbedo

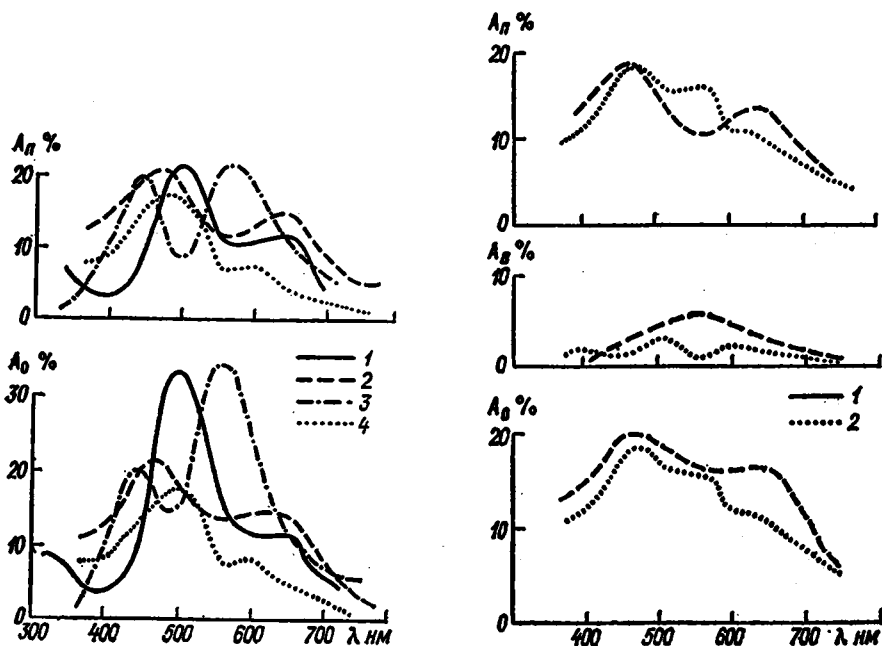


Рис. 7.2. Спектральный ход поверхностного и общего альbedo при большой концентрации фитопланктона в поверхностном слое воды.

1 — оз. Севан; 2 — оз. Таймыр; 3 — Куйбышевское водохранилище; 4 — оз. Риндозеро.

Рис. 7.3. Спектральный ход поверхностного, внутриводного и общего альbedo при повышенной мутности воды оз. Таймыр.

1 — $z_0 = 0.9$ м; 2 — $z_0 = 0.7$ м.

в видимом диапазоне спектра (рис. 7.2) четко выделяются провалы, вблизи 400 и 600 нм, обусловленные повышенной биомассой фитопланктона в поверхностном слое воды. Влияние взвеси показано на рис. 7.3, и здесь тоже наблюдаются небольшие провалы, видимые на обеих составляющих альbedo.

При повышении мутности вод (характерное изменение при загрязнении) значения альbedo увеличиваются в 2—3 раза по сравнению с чистыми водами этих же водоемов. В мутных неокрашенных водах A_0 в среднем достигает 17 %, а в мутных окрашенных — 15 %.

Как было показано в гл. 6, альbedo для фотосинтетически активной радиации (A_0) примерно в 2 раза больше альbedo для

суммарной радиации (A_Q) и, конечно, увеличение A_0 при повышении мутности вод соответствует росту A_Q . Ранее предполагалось [7, 14 и др.], что увеличение A_Q при снижении прозрачности воды происходит в результате увеличения внутриводного отражения. Анализ данных для различных водоемов показал (см. рис. 7.2 и 7.3), что участвуют обе составляющие альбедо: преобразуются не только интегральные, но и спектральные значения $A_{\text{вд}}$ и $A_{\text{пл}}$.

Дело в том, что в формировании интегральных и спектральных значений отражения на поверхности воды участвуют все вещества и частицы, имеющиеся в водной толще, а их повышенная концентрация в поверхностной пленке 1—2 см [33] на 1—2 порядка, конечно, сказывается на оптических показателях в этом слое и отражении энергии на поверхности уже не воды, а некоего раствора, состоящего из органических веществ, бактерий, пылеватых частиц, планктона, азотистых соединений, эфирорастворимых веществ и многого другого. При увеличении количества этих веществ и частиц внутри водной толщи концентрации в поверхностной пленке резко возрастают, что меняет обе составляющие альбедо воды.

Анализ значений альбедо водной поверхности и возможных причин получения неправильных данных различными авторами сделан в монографии В. Л. Потемкина [29]. Автор показал несостоятельность некоторых оценок значений альбедо, приводимых в литературе, и их зависимости от изменения лимнических характеристик, например: цветности воды, количества фитопланктона на поверхности, облачности, волнения. Учитывая чистоту вод оз. Байкал, можно принять полученные по [29] среднемесячные значения альбедо за фоновые, среднемноголетние:

Месяц	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
A_Q , %	5	6	6	8	10

и, рассмотрев уравнение радиационного баланса R воды

$$R = Q(1 - A_Q) - E^* = B_K - E^*,$$

оценить роль альбедо и его изменчивости. За счет альбедо R в течение летнего периода может изменяться в 2 раза, а так как и суммарная радиация от июня к октябрю уменьшается примерно в 3 раза, то получается общее уменьшение радиационного баланса уже в 6 раз. Уменьшение прозрачности воды на 1 м увеличивает A_0 на $1/10$ и соответственно A_Q на $1/20$ первоначальных значений. Увеличение цветности воды на 10° (при цветности 0— 50°) также повышает A_Q на $1/20$, а то же увеличение, но при цветности больше 50° наоборот снижает альбедо примерно на $1/25$ — $1/30$.

При загрязнении водоема A_Q может увеличиться на $1/10$ — $1/5$, и, следовательно, уменьшится поглощаемая водой коротковолновая радиация (B_K), что соответствует смещению водоема на 1,5— 2° севернее по широте. Данные об увеличении альбедо в случае эвтрофирования и загрязнения водоемов подтверждаются значениями коэффициента диффузного отражения света в водной толще (см. гл. 6).

Пределы оптических характеристик озер Новой Зеландии (по [46])

Класс водоема	ХЛ мг/м ³	М г/м ³	$\alpha_{\text{ФАР}}$ м ⁻¹	R' %	β м ⁻¹
Олиготрофные	0,2—1,3	0,2—2,0	0,10—0,28	1,1—12,5	0,004—0,04
Мезотрофные	2,5—9,7	0,3—2,2	0,28—0,90	2,7—18,8	0,05—0,22
Эвтрофные	18,8—89,1	3,6—19,0	0,97—3,16	5,0—11,3	0,08—0,37
Окрашенные	0,3—1,6	0,3—1,2	0,81—4,54	0,4—1,0	0,01—0,05
Мутные	0,2—5,0	3,6—940	0,34—35,3	4,8—25,6	0,14—3,33

Примечание. ХЛ — концентрация хлорофилла; М — концентрация взвеси в поверхностном слое воды; $\alpha_{\text{ФАР}}$ — показатель вертикального ослабления ФАР; R' — средний по слою воды коэффициент диффузного отражения пространственной (скалярной) облученности; β — показатель обратного рассеяния облученности.

Исследование оптических свойств озер Новой Зеландии [46] (табл. 7.6) свидетельствует о том, что при эвтрофировании (от олиготрофного состояния к эвтрофному) α повышается на порядок, диффузное отражение сначала растет, а затем уменьшается, обратное рассеяние света (β) увеличивается в 10 раз. В окрашенных озерах по сравнению с олиготрофными α становится больше в 8—15 раз, R' значительно снижается (что обусловлено интенсивным поглощением света в воде), а β практически не меняется. В озерах с повышенной мутностью все указанные оптические величины очень резко увеличиваются по сравнению с олиготрофными водами: α — в 5—100 раз, R' — в 2—4 раза, β — в 50—100 раз.

Методику для оценки эвтрофикации или загрязнения природных вод на основании данных о концентрации хлорофилла a и прозрачности воды, а также уравнения их связи предложил В. В. Бульон [5]. Это линейное уравнение в логарифмическом масштабе:

$$\lg z_0 = (0,81 \pm 0,04) - (0,46 \pm 0,04) \lg \text{ХЛ},$$

и доверительные границы его использования служат мерилем эвтрофикации или поступления загрязняющих веществ извне. Если снижается прозрачность, растет концентрация хлорофилла, и эти данные соответствуют уравнению, то имеет место эвтрофикация. Выпадение данных за нижнюю доверительную границу графика этого уравнения происходит при загрязнении вод аллохтонным веществом. К сожалению, данная методика пригодна лишь для вод с низкой цветностью.

7.3. Загрязнение водоемов через атмосферу

Атмосферные осадки являются значительным источником загрязнения водоемов, расположенных в пределах промышленных зон и далеко за их границами. От различных источников (промыш-

ленные выбросы, автотранспорт, лесные пожары и т. д.) в атмосферу поступают соединения углерода, азота, фосфора, серы, тяжелых металлов и т. п. Через атмосферу в виде аэрозолей или с осадками эти вещества попадают в водоемы. Особенно интенсивное (залповое) загрязнение водоемов наблюдается в период весеннего снеготаяния, когда накопленные в снежном покрове водосбора и озера в течение зимнего периода вещества поступают в озера. Данные о количестве некоторых веществ, аккумулированных в снежном покрове Онежского озера, представлены в табл. 7.7. На основании анализа проб снега получены карты

Таблица 7.7

Масса (т) некоторых химических веществ, аккумулированных в снежном покрове акватории Онежского озера

Химические вещества	1984-85 гг.	1985-86 гг.	1986-87 гг.
Фосфор общий	11,0	8,4	7,9
Азот суммарный	617	488	564
Углеводороды	49	101	62
Фенолы	3,3	2,9	4,1
Сульфаты	3170	2354	2932
Органические вещества	2680	779	1093
Сумма минеральных веществ	3600	4288	5343

распределения поступающих через атмосферу веществ (рис. 7.4, 7.5) по акватории озера. На картах выделяются основные очаги поступления веществ и значения в центре водоема, которые могут характеризовать трансграничный перенос веществ на озеро.

Оценка пространственного распределения загрязняющих веществ традиционными методами отбора проб и снегомерной съемки сопряжена с большими затратами времени и средств, в особенности для больших территорий. В этой связи представляет практический интерес использование данных об альбедо снега и материалов космических съемок.

По литературным данным [10, 11, 17, 23] известно, что альбедо снега сильно зависит от его влажности, размера зерен и загрязнения поверхности (табл. 7.8). Альбедо чистого сухого снега может достигать 90—100 %, а загрязнение снижает альбедо до 20—50 % и, таким образом, может быть идентифицировано по дистанционным измерениям даже актинометрическими приборами. При измерениях на Онежском озере в 1987 г. (табл. 7.9) получены значения альбедо того же порядка, подкрепленные непосредственными химическими анализами снега. По этим данным прослеживается тенденция снижения альбедо при возрастании количества взвешенных веществ в столбе снега, хотя очевидно, что правиль-

нее учитывать загрязнение не во всем снежном покрове, а только на его поверхности.

Известно, что сравнение снимков, полученных со спутников [10, 11, 17] в различных спектральных диапазонах, позволяет су-

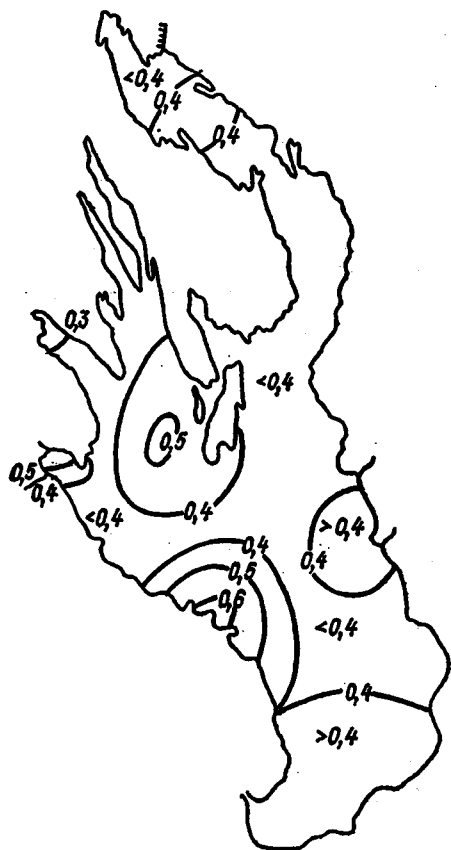


Рис. 7.4. Распределение нитратов (мг N/л) по акватории Онежского озера в 1987 г.

дить о влажности снега. Вокруг городов за счет теплового воздействия и загрязнения сход снежного покрова начинается на 6—48 сут раньше [17]. На негативных космических снимках, полученных в видимом и ближнем ИК диапазоне, загрязненным участкам снежного покрова соответствует более светлый тон. При практическом применении указанного дешифровочного признака загрязнения снежного покрова следует учитывать, что в общем случае на его яркостные характеристики влияет большее число факторов, в том числе растительность, толщина снежного покрова, возраст, влажность, тип снега, состояние его поверхности. Поэтому картографирование следует выполнять в пределах участков, где влияние указанных факторов примерно одинаково. Это требование в большинстве случаев выполняется для снежного покрова

собственно акватории водоемов. По космическим снимкам среднего разрешения, полученных сканером МСУ-С, визуальной обработкой была оконтурена (рис. 7.6) зона устойчивого техногенного загрязнения снежного покрова в районе Ленинграда в период с января по апрель 1987 г. Очевидно, что в ее пределах водные объ-

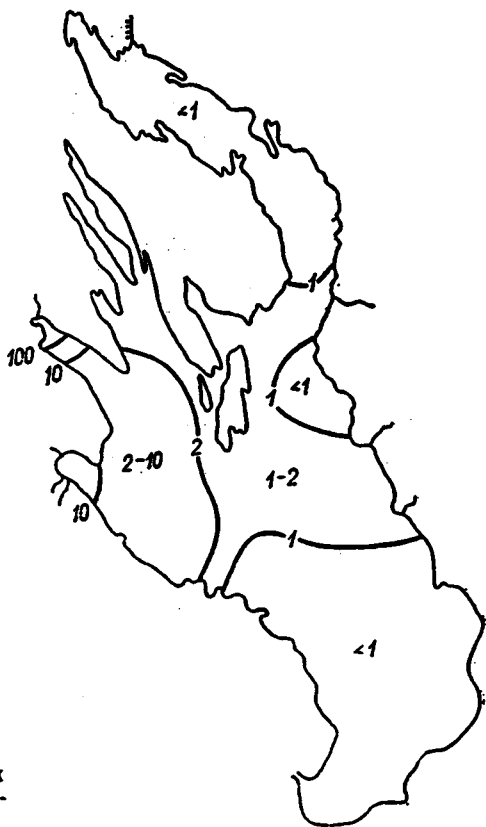


Рис. 7.5. Распределение взвешенных веществ (мг/л) по акватории Онежского озера в 1987 г.

екты подвергаются загрязнению атмосферными осадками в максимальной степени. Многозональный сканер среднего разрешения (МСУ-С) обеспечивает съемку поверхности в диапазонах 0,5—0,7 и 0,7—1,1 мкм. Ширина полосы обзора составляет 1300 км, разрешение по поверхности в надире — 250 м. Периодичность обзора территории составляет 7—8 сут.

Из-за облачности накопить статистику регулярно повторяемых космических снимков отдельных регионов на практике не удастся. Однако и по материалам нерегулярных съемок, выполненных в период формирования и схода снежного покрова, можно получить достаточно надежные оценки закономерностей загрязнения водоемов, обусловленного влиянием воздушных масс, перено-

Альбедо тающего снега в зависимости от его состояния

Структура снега	Состояние снега	A_Q % [23]	A_Q % [17]	A_0 %
Свежевыпавший	Сухой чистый	86	70—90	95—100
	Влажный чистый	82		
Мелкозернистый	Сухой чистый	78	70—90	95—98
	Влажный чистый	74		
	Влажный серый	70		
Среднезернистый	Сухой чистый	70		86—90
	Влажный чистый	66		
	Влажный серый	62		
Крупнозернистый	Сухой чистый	62	20—30	71—8
	Влажный серый	56		70—75
	Влажный грязноватый	50		60—70
	Влажный грязный, намечаются проталины	44		50—60
	Сильно загрязненный	38		

Примечание. Значения A_0 — данные авторов.

симых из зон крупных промышленных центров. Изменения общего и спектрального альбедо снежного покрова регистрируются при космической съемке в видимой и ближней инфракрасной областях спектра. Это позволяет поставить задачу поиска эмпирических закономерностей и функциональных зависимостей вида:

$$q = f(\text{ЯК}_1, \dots, \text{ЯК}_n), \quad (7.1)$$

где q — содержание загрязняющих веществ, ЯК — яркость отдельных участков водоема в n спектральных интервалах. По зависи-

Таблица 7.с

Альбедо снега и содержание в нем взвеси M на некоторых станциях Онежского озера в марте 1987 г.

Номер станции	Время измерения, ч мин	A_Q %	M мг/л
5	16 00	90,9	2,2
6	11 50	77,5	157,4
8	13 45	72,5	1,5
9	12 55	85,0	2,5
14	12 50	66,7	15,0
15	15 35	92,6	2,3
16	15 15	100	2,8
21	14 35	75,0	5,2
23	13 25	87,8	—
24	13 45	81,0	16,7
25	14 10	81,1	8,6
27	13 10	69,4	8,2

мостям типа (7.1) можно определить среднюю концентрацию химических веществ в снежном покрове в любом пункте водоема. Вычисляя площади участков озера, ограниченных изолиниями, нетрудно рассчитать массу загрязняющего вещества, аккумулированного в снежном покрове. Можно предположить, что уравнения

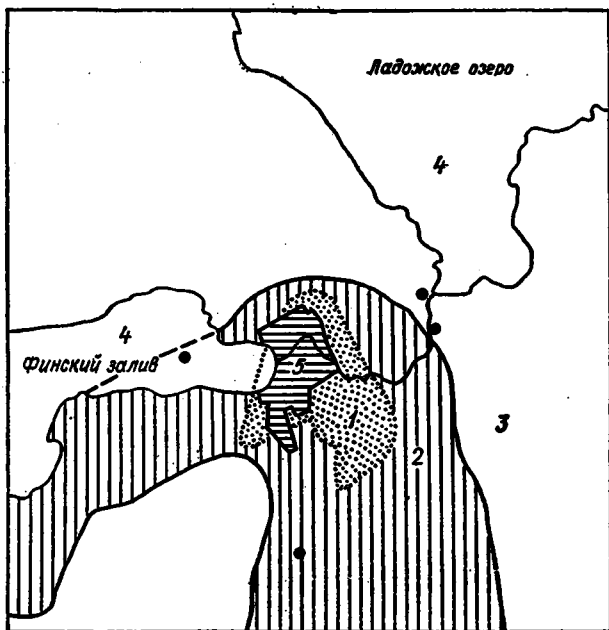


Рис. 7.6. Зона устойчивого техногенного загрязнения снежного покрова окрестностей Ленинграда по сканерным снимкам МСУ-С, 1987 г.

1 — наиболее темный снег; 2 — снег со средним значением альбедо; 3 — наиболее светлый снег; 4 — водные акватории; 5 — территория города.

типа (7.1), построенные по данным для Онежского озера, будут справедливы для всех водоемов северо-запада европейской части СССР с учетом широты местности.

Отражательные характеристики снежного покрова отождествлялись с оптической плотностью космических изображений в первом ($K_1=0,5 \dots 0,7$ мкм) и втором ($K_2=0,7 \dots 1,1$ мкм) каналах спутниковой съемки соответствующих пунктов отбора проб снега, которая измерялась микрофотометром многозонального проектора MSP-4С.

Как показывает опыт, коэффициенты детерминации уравнений регрессии, полученных по весенним снимкам, как правило, выше, чем полученных по зимним снимкам. Это можно объяснить тем, что весной при таянии снега увеличивается дифференциация

значений альбеда загрязненного в разной степени снега. Кстати, приход солнечной радиации или сумма температур воздуха могут быть использованы для выбора сравнимых космических снимков разных районов. Для многих из рассматриваемых химических показателей (см. табл. 7.7) выявлены регрессионные зависимости от коэффициента оптического пропускания в видимом канале съемки (K_1), хотя для кальция и фосфора значимые коэффициенты корреляции наблюдались также и для зависимостей от коэффициентов оптического пропускания в ближнем инфракрасном канале съемки (K_2). В связи с тем что физика процесса отражения света от загрязненного снежного покрова еще недостаточно изучена, объяснение наблюдающегося спектрального распределения коэффициентов корреляции требует дополнительных исследований.

Для общего азота адекватной оказалась линейная зависимость от величины K_1 :

$$N = 0,11 (\pm 0,07) + 2,0 (\pm 0,7) K_1$$

(коэффициент корреляции $r = 0,65$). Для фосфора, углерода и кальция — нелинейные зависимости с одинаковым видом нелинейности:

$$\ln P = -5,8 (\pm 2,1) + 7,7 (\pm 1,4) K_1; \quad r = 0,84;$$

$$\ln C = -0,61 + 7,58 (\pm 2,63) K_1; \quad r = 0,65;$$

$$\ln Ca = 0,11 + 2,04 (\pm 0,69) K_1; \quad r = 0,64.$$

В ближнем инфракрасном канале съемки значимые коэффициенты корреляции наблюдались только для фосфора и кальция, причем максимальный коэффициент корреляции соответствовал зависимости:

$$\ln P = -5,4 (\pm 0,02) + 6,3 (\pm 1,6) K_2; \quad r = 0,76.$$

Для концентрации ионов железа наилучшим оказалось нелинейное уравнение вида:

$$\ln Fe = -6,4 + 5,5 (\pm 1,1) K_1; \quad r = 0,69.$$

Когда представляет интерес пространственное распределение загрязняющих веществ по всей акватории водоема, целесообразна предварительная сегментация изображения водоема на области, характеризующиеся сравнительно однородным распределением значений яркости. Сегментация изображения на однородные по яркости области может быть выполнена визуально либо с помощью специальной аппаратуры для аналоговой или цифровой обработки снимков. При необходимости цифровой записи изображения в виде набора данных на магнитном носителе его сегментация может быть выполнена также на ЭВМ методом, основанным на анализе двумерных гистограмм яркости (при использовании уравнений множественной регрессии) либо одномерных полигонов яркости (при использовании парной регрессии).

Использование космических сканерных снимков общего пользования, полученных перед снеготаянием и в период таяния снега на акватории крупных озер, позволяет: оценивать зоны влияния различных антропогенных и техногенных источников загрязнения на снежный покров; определять тенденции изменения интенсивности и масштабов загрязнения; описывать механизмы атмосферного загрязнения водоемов и водосборов при различных условиях зимнего атмосферного переноса воздушных масс и выноса загрязняющих веществ; оценивать поступление веществ и закисление водоемов под действием трансграничных переносов; получать количественные оценки накопления в снеге химических веществ на основе эмпирических соотношений, выявленных для определенных районов в водоеме; выдавать информацию различным административным и природоохранным органам о загрязнении водоемов конкретными веществами от различных (конкретных) предприятий, промузлов и населенных пунктов.

Хозяйственное использование водных объектов всегда носит многоцелевой характер (водоснабжение, энергетика, водный транспорт, сплавы леса, рыбное хозяйство, рекреация, прием и разбавление сточных и дренажных вод). Используемая в народном хозяйстве вода возвращается в гидрографическую сеть в виде сточной. В Карелии, например, ее объем составляет 302 млн м³ из них 79 % от промышленности, 15 % от коммунально-бытового хозяйства, 5 % от рыбного и 1 % от сельского хозяйства [9].

Анализ современного состояния и перспектив развития водного хозяйства нашей страны показывает необходимость незамедлительного решения ряда проблем: охраны водных объектов от загрязнения; обеспечения населения качественной питьевой водой; управления водным хозяйством. Материалы данной главы свидетельствуют о возможности решения этих проблем на основе применения контактных и дистанционных оптических методов мониторинга, диагноза и прогноза качества и состояния вод.

7.4. Обзор существующих гидрооптических классификаций морских вод и озер

Классификация — это система соподчиненных понятий (классов объектов), используемая как средство для установления связей между этими классами объектов. Она должна выражать систему законов, присущих отображенной в ней действительности. Классификация озер для всего многообразия связей, им присущих, еще не разработана, несмотря на множество вариантов, предложенных различными авторами. Дело в том, что озера как природные объекты испытывают влияние множества факторов [1, 3, 16, 46 и др.]: климатических, химических, биологических, физических, геологических и целого ряда других. В то же время имеются различные классификации, охватывающие, иногда довольно успешно, отдельные стороны (понятия, связи, составляющие,

особенности) озер. Задача общей классификации внутренних водоемов осложнена влиянием зональных и аazonальных природных факторов, временной изменчивости озера как совокупности всех присущих ему признаков.

Существует несколько видов классификаций в зависимости от поставленных задач и ряд критериев их оценки [3, 35, 36], например естественная классификация, искусственная, исследовательская, практическая и т. д. и т. п. К классификации предъявляются следующие основные требования:

классификация должна быть объективной, т. е. выделенные классы должны соответствовать реально существующим;

классификация должна опираться на главные, существенные признаки объектов;

классификация должна быть однозначной, полной и обладать прогнозирующей силой.

Можно назвать три основных критерия объективности: полнота, достоверность и точность.

За последнее время были выдвинуты несколько обобщающих классификаций озер, в которых рассмотрены все предыдущие результаты, разобраны их достоинства и недостатки. В. Н. Адамченко [2, 3] разработана классификация больших озер по характеру массоэнергообмена, в которой многообразие состояний крупных озер мира отражает зональные и региональные различия определяющих их факторов. В. В. Богдановым [4] в 1970 г. разработаны основные принципы зонально-лимнологического районирования через лимногенез, как связь и развитие всех природных компонентов озера и окружающей природной среды, которые определяют характер круговорота веществ и энергии в водоемах в различных географических условиях. А. Г. Поползни [28] рассмотрел озерные накопления как основной признак типологии озер, считая, что озерные накопления являются конечным результатом озерных процессов и свидетельством их характера и направленности. В. Н. Абросов [1] расширил задачу классификации озер до типизации лимногенеза и показал, что изучение различных типов лимногенеза дополняет пространственную координату (т. е. разнокачественность свойств озер как природных тел, выявляемых при их зональном изучении) временной координатой, в которой рассматривается история озер.

Оптические свойства вод отражают водную среду как природный объект с большинством протекающих в ней процессов и факторов, оказывающих на нее прямое или опосредованное влияние. К действующим факторам и процессам относятся: поступление солнечной энергии и ее отражение, сток с водосбора, антропогенное влияние, глубина, течения, волнение, химические и биологические процессы, сама вода, растворенные и взвешенные в ней вещества и целый ряд других.

В литературе имеются данные о связях тех или иных первичных (показатели поглощения, рассеяния, ослабления, обратного рассеяния и др.) и вторичных (показатель вертикального ослабле-

ния облученности, коэффициент ослабления, альbedo и др.) гидрооптических характеристик с гидрохимическими и биологическими показателями [13, 18, 20, 25, 37, 38, 40, 41, 43, 44, 45]. В таких исследованиях, осуществленных в основном для морских вод, были получены эмпирические уравнения связей между показателем ослабления k , показателем вертикального ослабления естественного потока света α , индексом цвета вод $I_{\text{ц}}$, коэффициентом пропускания $T_{\text{д}}$, с одной стороны, и мутностью M , прозрачностью по белому диску z_b , количеством фитопланктона, сестона и хлорофилла — с другой. Кроме эмпирических уравнений имеется и ряд качественных закономерностей, когда повышение или снижение значений гидрологических факторов вызывает однозначную реакцию оптических показателей, что дает возможность по оптическим измерениям получить тенденцию изменения различных внутриводных факторов.

Составление классификации по множеству признаков позволяет найти как количественные, так и качественные связи между разнообразными показателями. Такие классификации с включением в них в качестве основных гидрооптических признаков разработаны для морских вод и озер Ерловым, Пелевиным и Рутковской, Маньковским, Мокиевским, Шемшурой, Смитом и Бэкером. Классификация один из важнейших методов исследования закономерностей, свойственных процессам и явлениям различного масштаба. В ходе классификации не только выделяются классы и устанавливаются характерные для них особенности, но вскрываются и новые закономерности исследуемых объектов или процессов. Составление классификации позволяет обобщать и проверять накопленные данные, производить районирование и типизацию объектов (явлений), описывать основные свойства объектов по аналогии с выделенными типами, сокращать измеряемые и определяемые признаки до существенных (основных) достаточных для опознания объектов, т. е. отнесения их к какому-либо классу; прогнозировать особенности и признаки неизученных объектов.

Процесс классификации разбивается на два этапа: выбор системы определяющих признаков и построение решающего правила, на основании которого будет производиться группировка. Рассмотрим основные из известных оптических классификаций.

Классификация Ерлова (1964, 1978 гг.) [13, 44] выполнена сначала для верхнего слоя (0—10 м) океанических вод; позднее рассматриваемая область расширена до нижней границы фотического слоя океанических и морских вод. Суть этой классификации в том, что «показатель вертикального ослабления облученности $\alpha_{\downarrow}$ для любой длины волны можно выразить линейной функцией от опорной длины волны». За опорную длину волны принято 475 нм и дано для каждого выделенного типа вод: η_1 и η_{10} — количество (%) света, пропускаемого слоем соответственно 1 м и 10 м, $\alpha_{\downarrow 1}$ — показатель вертикального ослабления спектральной облученности, средний для слоя воды. Классификация охватывает

воды с α_{475} от 0,018 до 1,23 м⁻¹. К сожалению, функции $\alpha_\lambda = f(\alpha_{475})$ на самом деле не линейные, и автор не дает для них уравнений. Разбиение основано на измерениях, выполненных прибором с широкополосными светофильтрами, вдали от берегов, при высоком Солнце, штиле и безоблачном небе. Поэтому многие морские воды (например, мутные в районах апвеллингов или вблизи берегов) не укладываются в эту классификацию. Классы вод (группы) как таковые не выделены, а разделение по типам сделано субъективно.

Классификация К. А. Мокиевского (1976 г.) [20] проведена для озер «по интенсивности ослабления водными массами проникающей радиации в зависимости от прозрачности, цветности, доли длинноволновой радиации в интегральном потоке». Автор приводит график связи $\eta_{\text{им}}$ с прозрачностью воды (z_6), на котором по прозрачности выделено шесть классов, и таблицу, в которой дано восемь различных параметров для типичных водоемов, отнесенных к семи группам и четырем подгруппам. Осталась неясной цель разбиения озер на классы и не даны пределы изменения признаков внутри классов (кроме прозрачности воды). Мокиевский разбивает на группы озера, хотя известно, что одно и то же озеро в различные сезоны и в разных участках может иметь совершенно различные оптические показатели вод. По существу, классификация полностью субъективная.

Классификация Пелевина и Рутковской (1977 г.) [25, 26] выполнена на основе измерений подводной облученности E_λ . Авторы проверили классификацию Ерлова с большим разрешением по спектру и показали, что спектральный ход α более сложен, чем это выявлено Ерловым. Авторы представили свою номограмму значений α_λ в зависимости от α опорного (при $\lambda = 500$ нм). Статистическая обработка измерений позволила им получить уравнения связей $\alpha_\lambda = f(\alpha_{500})$ и их дисперсию. Таким образом, авторы предложили разбиение океанических вод на типы с номерами m , соответствующими значениям α_{500} с частотой, ограниченной дисперсией полученных уравнений. Эти уравнения имеют линейный вид типа: $\alpha_\lambda = a_\lambda + b_\lambda \alpha_{500}$, и в пределах изменения α_{500} от 0,028 до 0,207 м⁻¹ было выделено 10 типов океанских вод. Получилась однопараметрическая классификация (типизация) океанических вод с большим разрешением по спектру. Но классификация охватывает лишь наиболее прозрачные океанические воды, где между концентрацией планктона и содержанием желтого вещества органического происхождения наблюдается равновесие.

В 1978 г. Смит и Бэкер [45] предложили оптическую классификацию природных вод, в которых содержатся растворенные и взвешенные вещества первоначально биогенного происхождения. Авторы рассмотрели показатель вертикального ослабления света α_λ в виде составляющих: α_w — показатель для чистой морской воды; α_x — удельный показатель ослабления детритом и α_c — удельный показатель ослабления света хлорофиллоподобными пигментами, — и связали интегральные и спектральные значения

этих показателей с концентрацией хлорофиллоподобных пигментов. В результате получили несколько графиков функций общего показателя α при различном содержании пигментов в морской воде. Это позволяет решать прямые и обратные задачи, определять концентрацию хлорофилла в воде и первичную продукцию фитопланктона. Но классификация получилась скорее биологическая, чем оптическая, и подходит лишь для ограниченных районов океана.

В качестве основного параметра в классификации Маньковского (1980 г.) [18] предложено использовать индекс цвета моря ($I_T = B_{\uparrow 350}/B_{\uparrow 440}$), который тесно связан с внутриводными гидрооптическими характеристиками и с концентрацией хлорофилла a , что позволяет использовать I_T в качестве основного признака для классификации вод. По материалам наблюдений в морях и океанах автор разбил воды на семь классов с соответствующими пределами изменений оптических характеристик вод и хлорофилла внутри классов. Классификация имеет ряд преимуществ: определение типа вод можно получить на ходу судна при помощи контактных и дистанционных измерений яркости воды B_λ ; имеются надежные связи индекса (I_T) с оптическими показателями и первичной продукцией; пределы всех приводимых показателей не перекрываются в соседних классах. С другой стороны, отсутствие перекрывания настораживает, так как в природных водах это наблюдается очень редко и говорит о скачкообразном переходе от класса к классу. В то же время индекс цвета характеризует лишь верхний слой воды, а разбиение на классы проведено субъективно.

В 1985 г. Шемшурой [41] была предложена однопараметрическая классификация морских и океанических вод по эффективной длине волны $\lambda_{\text{эф}}$ восходящего из водной толщи излучения в видимой области спектра. Автор показал связь этого параметра со спектральным показателем вертикального ослабления света (α_λ), глубиной проникновения 1 % и 10 % излучения ($z_{1\%}$ и $z_{10\%}$). Существенно, что эффективная длина волны восходящего излучения может быть определена по спектрам многих оптических показателей:

$$\lambda_{\text{эф}}(B_\uparrow) = \lambda_{\text{эф}}(E_\uparrow) = \lambda_{\text{эф}}(\rho_\lambda) = \lambda_{\text{эф}}(R_\lambda).$$

Кроме рассмотренных оптических классификаций, имеются и другие виды районирования и типизации. Например, районирование Халемского и Войтова [37] для вод Тихого океана по показателю ослабления коллимированного излучения, сравнение оптической и биохимической классификации океанских вод Карпентеров [43] и другие работы.

7.5. Обоснование параметров классификации и алгоритмов разбиения

Создание гидрооптической классификации озерных вод, включающей в себя многообразие оптических и лимнических параметров, возможно на основе современного метода слежения и изучения состояния озерных вод. Задача заключается в параметризации и формализации, на основании которых будет производиться группировка состояний и объектов. Решение должно основываться на использовании аппарата, позволяющего по заданному правилу независимо от воли исследователя объективно оценивать пространственные и временные закономерности процессов. В этом плане положительные результаты получаются при использовании алгоритмов теории распознавания образов, факторного анализа и методов корреляционно-регрессионного анализа [2, 3, 19, 24, 35, 36]. Можно также для озерных вод попытаться использовать методы, основы и наилучшие стороны уже разработанных морских классификаций.

Для решения задачи кластерного анализа были отобраны материалы измерений спектральной подводной облученности (в семи участках видимого спектра) на разнотипных водоемах СССР (от Прибалтики до Амура и от северо-запада ЕЧС и Таймыра до Севана) и приведены к единому виду для нескольких длин волн: 400, 450, 500, 550, 600 и 680 нм. По надводной и подводной облученности были также подсчитаны различные оптические показатели и коэффициенты, заложенные в массив данных. Таким образом был сформирован и проанализирован с помощью различных методов кластерного анализа массив данных для 118 объектов с 14 признаками, где в равной степени были представлены метеорологические характеристики ($h_{\odot}$ — высота Солнца, N — количество облаков, h_b — высота волны), гидрооптические (α_{λ} для λ : 400, 500, 600, 680 нм, $\alpha_{ФАР}$, $\lambda_{\max}$ — длина волны максимально проникающего в воду света) и лимнические показатели (z_6 — прозрачность, G — цветность, M — общее количество взвеси в воде, $ПО$ — перманганатная окисляемость и $БО$ — бихроматная окисляемость).

Собранный массив был подвергнут анализу при помощи метода главных компонент (или естественных ортогональных составляющих) [2, 3], метода кратчайшей связывающей сети (КСС) [40] и корреляционно-регрессионному анализу [24].

Метод главных компонент (ГК) позволяет представить последовательность случайных числовых полей системой естественных ортогональных функций. При этом рассматривается матрица корреляции как матрица сходства признаков. Используя иерархическую группировку, находят группы сильно коррелируемых признаков и снижают размерность пространства описания. Метод главных компонент предназначен для перехода к новой системе признаков, причем каждый из новых признаков ищется как линейная комбинация исходных, что помогает сжать информацию (мно-

жество первичных признаков или объектов) до небольшого числа новых (вторичных), которые несут в себе главное об исходной совокупности объектов. Полученные в результате машинной обработки собственные числа для признаков позволяют подсчитать вклад новых составляющих в дисперсию описываемых объектов и выбрать основные (табл. 7.10), берущие на себя большую долю дисперсии. Собственные векторы (или факторные нагрузки — ФН) первичных признаков во вторичных показывают их вес и дают возможность вычислять коэффициенты различия (x_i) всех 118 объектов.

Таблица 7.10

Вклад четырех главных компонент в общую дисперсию (ψ %), ее нарастание (Σ %) и факторные нагрузки (ФН), описываемые каждым признаком

Первая: $\psi=50$ %; $\Sigma=50$ %		Вторая: $\psi=11$ %; $\Sigma=61$ %		Третья: $\psi=10$ %; $\Sigma=71$ %		Четвертая: $\psi=7$ %; $\Sigma=78$ %	
Признаки	ФН	Признаки	ФН	Признаки	ФН	Признаки	ФН
$\alpha_{\lambda}-$	0.30—	M	—0.47	h_a	0.63	$h_{\odot}$	0.57
$\alpha_{\text{ФАР}}$	0.36	ПО	0.44	N	0.47	N	0.49
z_6	—0.30	БО	0.40	БО	—0.35	$\lambda_{\text{макс}}$	—0.45
G	0.30	N	0.34				
ПО	0.28						
БО	0.24						
$\lambda_{\text{макс}}$	0.20						
M	0.17						
h_a	—0.13						
$h_{\odot}$	—0.11						
N	0.08						

На основании первых двух множеств коэффициентов различия (X_1 и X_2) — первых двух главных компонент — построен график (рис. 7.7), по которому уже можно выделять поля объектов, определять их сходство и различие, т. е. классифицировать озерные воды. Этот метод позволил уменьшить количество признаков с 14 до 4 основных, которые ответственны за 78 % дисперсии (см. табл. 7.10):

Первую главную компоненту можно назвать оптической (по максимальному весу в ней этих показателей), вторую — химической, третья и четвертая обусловлены внешними и граничными факторами (волнение, облачность, высота Солнца). По распределению точек на рис. 7.7 выделяется совершенно определенно даже на основании первой главной компоненты шесть групп озерных вод.

Поскольку пренебрежение малозначущими признаками в задаче классификации может все-таки вызвать возражение (ведь

мы выбрали первыми двумя компонентами лишь 61% суммарной дисперсии), была проведена обработка массива с учетом всех исходных признаков при помощи метода кратчайшей связывающей сети, которая также широко применяется для разбиения объектов

на классы. Все имеющиеся точки со своими признаками после их нормирования связываются в пространстве признаков сетью прямых звеньев, которая имеет наименьшую длину. ЭВМ путем перебора вариантов находит кратчайшее расстояние между всеми объектами. Исследователю необходимо выбрать пороговое расстояние, которое можно считать объективным переходом от одного класса к другому, так как в пределах одного класса расстояние между объектами минимально, а при переходе к другому классу оно должно резко возрастать. При обработке нашего массива

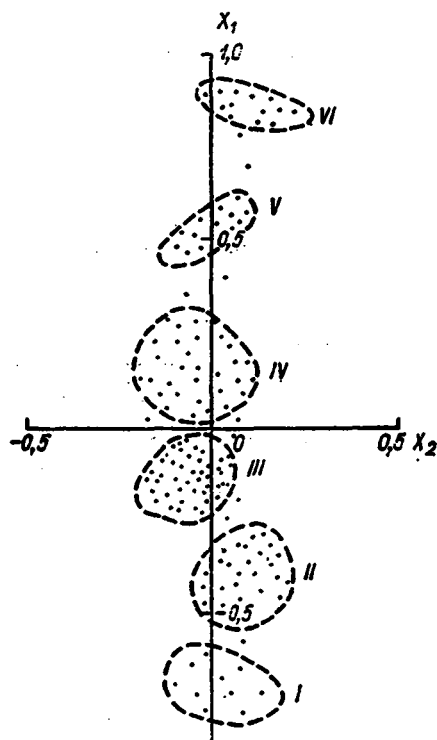


Рис. 7.7. Расположение объектов в поле 1-й и 2-й главных компонент.

Цифры у полей точек — номера классов. X_1 и X_2 — коэффициенты различия для первичных состояний озерных вод.

данных был применен критерий разбиения, обоснованный В. М. Мирвис [19], хотя переход довольно четко выделялся по изменению расстояния. Выделение границ классов привело, как и в первом случае, к шести классам, в которых номера объектов почти полностью совпадают.

7.6. Основы гидрооптической классификации озерных вод и возможности ее применения

Пределы изменений участвующих в разбиении по КСС и ГК (показателей озерных вод (А) и подключенных к ним характеристик (Б) (не участвующих в разбиении из-за пропусков при сборе информации), полученные для выделенных обоими методами классов озерных вод, представлены в табл. 7.11.

Полученные классы и их характеристики показывают, что лишь один из признаков (гидрооптический) — α_{500} — не перекрывается

Пределы и средние показатели озерных вод в выделенных классах

Показатели	Выделенные классы					
	I	II	III	IV	V	VI

Показатели, использованные при кластер-анализе

$\alpha_{400} \text{ м}^{-1}$	0,3—0,9	0,5—2,0	1,5—6,0	2,1—10,0	3,0—13,0	6,3—16,0
$\alpha_{450} \text{ м}^{-1}$	0,10—0,45	0,20—1,25	0,80—2,45	1,20—3,90	2,50—4,70	3,50—8,20
$\alpha_{500} \text{ м}^{-1}$	0,008—0,20	0,21—0,58	0,59—0,99	1,00—1,82	1,83—2,50	2,51—4,50
$\alpha_{550} \text{ м}^{-1}$	0,09—0,25	0,11—0,52	0,41—0,90	0,70—1,60	1,20—2,50	1,90—4,60
$\alpha_{600} \text{ м}^{-1}$	0,15—0,45	0,27—0,65	0,50—1,10	0,70—1,70	1,00—2,40	1,80—4,80
$\alpha_{650} \text{ м}^{-1}$	0,40—0,70	0,50—0,90	0,70—1,50	0,9—2,10	1,30—2,50	1,70—4,20
$\alpha_{\text{флор}} \text{ м}^{-1}$	0,21—0,39	0,29—0,65	0,60—1,30	1,11—2,07	1,75—2,66	2,24—4,20
$\eta_1 \text{ м} \%$	60—80	30—75	25—65	15—45	10—35	1,5—15
$Z \text{ м} \%$	12—21	7—16	4,4—10	2,5—4,5	2—3,9	1,3—2,8
$\lambda_{\text{макс}} \text{ нм}$	500—510	500—590	530—640	530—680	550—680	625—700
$Z_6 \text{ м}$	5,5—9,5	2,2—5,5	1,2—5,0	0,8—3,3	0,6—2,5	0,4—2,0
G°	0—9	2—15	16—48	19—60	24—95	30—140
$M \text{ мг/л}$	0—5	0—6,5	0—10	0,1—15	0,2—20	20—1000
$\text{O}_2/\text{л}$	1—4,7	1,7—6,0	5,0—10,5	6—16	9—17	10—24
$\text{BO}_2 \text{ мг}$	5—15	5—20	8—34	10—35	15—36	17—40

Показатели, подключенные после разбиения на классы

$M \text{ мг/л}$	4—17	4—20	6—26	8—34	9—37	12—40
$A_0 \%$	11—16	13—18	4—16	8,5—24	5,5—24	11—26
$A_{\text{оср}} \%$	13	16,4	7,4	16,2	14,4	19
$A_n \%$	8—11	8—14	4—14	8—21	4,8—17	8—20
$A_{\text{н ср}} \%$	10	9,6	6,8	13,4	10,6	14
$A_s \%$	3,0—4,6	4,0—5,9	0,1—4,4	0,5—5,0	0,1—9,0	3,0—7,0
$A_{\text{н ср}} \%$	3,8	4,7	0,6	3,1	3,7	5,1
$\lambda (A_0 \text{ макс})$	нм 500	500—570	470—500	500—630	500—630	470—570

при переходе от класса к классу и может служить однозначной характеристикой. Интересно, что в пространстве признаков этот показатель не имеет резких переходов от класса к классу и если бы использовался лишь показатель α_{300} , а не вся совокупность заложенных в программу признаков, то группировка объектов не состоялась бы. Другие показатели озерных вод (см. табл. 7.11) часто имеют перекрывающиеся пределы, но минимальные или максимальные их значения, а иногда и те и другие, обязательно меняются от класса к классу.

Воды одного и того же озера (табл. 7.12), но в различных его участках и в разные сезоны могут принадлежать к разным клас-

Таблица 7.12

**Принадлежность различных вод к выделенным классам
и их краткая характеристика**

Класс	Водоем	Характеристика вод
I	Оз. Севан (Л, З, $z_6 > 5,5$ м) Оз. Байкал (Л, З, $z_6 > 5,5$ м)	Прозрачные бесцветные воды
II	Оз. Севан (Л, З, $z_6 = 2 \dots 5,5$ м) Оз. Таймыр (З, ц, зл) Оз. Уросозеро (Карелия) (Л, ц)	Прозрачные малоцветные воды с небольшим количеством минеральной взвеси
III	Оз. Онежское (Л, ц; З, ц, зл) Оз. Ладожское (З, ц, зл) Оз. Вендюрское (Карелия) (Л, ц)	Среднеокрашенные воды с небольшим количеством разнотипной взвеси, достаточно прозрачные
IV	Оз. Онежское (Л, зл, слабое А) Оз. Таймыр (Л, ц, зл) Куйбышевское вдхр (Л, ц)	Малопрозрачные окрашенные воды со взвесью различного характера
V	Оз. Онежское (сильное А) Оз. Таймыр (Л, после шторма) Куйбышевское вдхр (Л, зл) Оз. Болонь (Хабаровский край) (Л)	Сильноокрашенные воды со средним количеством взвеси и мутные среднеокрашенные
VI	Оз. Синдикское (Хабаровский край) (Л) р. Амур (Л, паводок) Оз. Онежское — в местах сброса сточных вод	Сильноокрашенные мутные воды с преобладанием органической взвеси и болотного гумуса

Примечание. З — зима. Л — лето. зл — заливы и литораль, ц — центральная часть водоема, А — антропогенное воздействие на воды, z_6 — прозрачность.

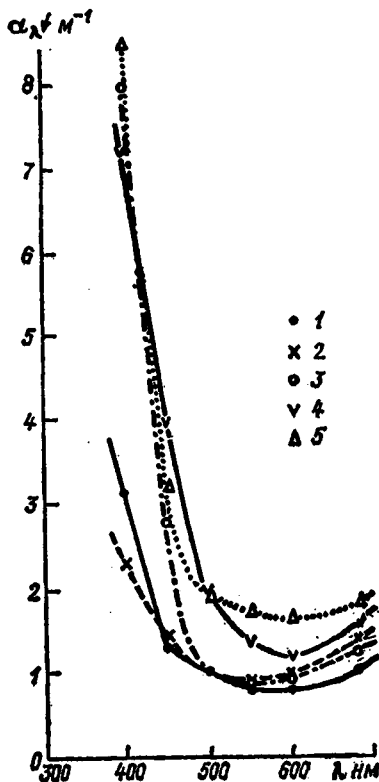
сам. Это особенно заметно по крупным водоемам, имеющим различную сезонную связь с водосбором и внешней средой, поэтому следует говорить об оптической классификации озерных вод, а не озер. Полученная классификация озерных вод позволяет по данным о двух-трех признаках получить в исследованных водах пре-

дела изменения всех других характеристик, в том числе гидро-оптических, которые пока еще очень редко измеряются.

С другой стороны, выделение α_{500} как основного однозначного признака позволяет применять его для получения пределов других характеристик. Обособление показателя вертикального ослабления облученности при длине волны света 500 нм (α_{500}) позволяет сделать попытку использовать его, по аналогии с морской оптической классификацией Пелерина—Рутковской [25, 26] для разбиения полученных шести классов озерных вод на подклассы и для определения α в других участках спектра, а значит, для описания спектра подводной облученности в разнотипных водах. Пелерин и Рутковская в своей классификации показали, что α_{500} статистически связан с показателями в других участках спектра $\alpha_\lambda = f(\alpha_{500})$ уравнениями линейного типа $\alpha_\lambda = a_\lambda + b_\lambda \alpha_{500}$ и воды разбиваются на типы с частотой, ограниченной дисперсией полученных уравнений.

Рис. 7.8. Распределение α по спектру при неизменном значении α_{500} .

Номер, кривой	1	2	3	4	5
G°	25	18	50	95	43
Z_0 , м	4	1,8	1,25	2,3	0,8
α_{500} , м ⁻¹	1,0	1,0	1,0	2,0	2,0



Нанесение на графики значений α_{500} и α_λ для длин волн 400, 450, 550, 600 и 680 нм при изменении α_{500} в озерных водах от 0,08 до 4,80 м⁻¹ показало, что образуются эллипсы рассеяния точек с максимальным разбросом по краям видимого спектра. Коэффициенты корреляции между α_λ и α_{500} превышают 0,7, но для α по краям спектра такие коэффициенты не дают достаточно точного решения уравнений $\alpha_\lambda = f(\alpha_{500})$. Измерения подводной облученности показывают, что уменьшение корреляции по краям спектра и увеличение разброса по мере возрастания α_{500} происходит из-за различного соотношения растворенных и взвешенных веществ в воде (рис. 7.8) и их происхождения, что приводит к изменению характера кривых распределения α_λ по спектру при неизменном значении α_{500} . Чтобы не затруднять расчет α_λ введением сложных для определения значений концентрации взвеси и орга-

ники, вместо них использовались данные о прозрачности и цветности воды. Эти показатели относительные, но легко определяются при лимнологических исследованиях. Статистический анализ показывает, что z_6 и G достаточно тесно связаны со взвешенными и органическими веществами озерных вод [22, 31, 39], что дает возможность вводить их в качестве дополнительных факторов, учитывающих изменчивость α по спектру. Для каждого из указанных интервалов спектра (400, 450, 550, 600, 680 нм) были подсчитаны уравнения регрессии вида

$$\alpha_\lambda = f(\alpha_{500}), \quad \alpha_\lambda = f(\alpha_{500}, z_6), \quad \alpha_\lambda = f(\alpha_{500}, G), \quad \alpha_\lambda = f(\alpha_{500}, z_6, G)$$

для линейных и логарифмических значений переменных и выбраны наилучшие соотношения, имеющие максимальные коэффициенты корреляции r , минимальное стандартное отклонение уравнения σ и наименьшее количество переменных. Выбранные соотношения имеют следующий вид:

$$\alpha_{400} = 0,82\alpha_{500}^{0,58} G^{0,42}; \quad r = 0,94; \quad \sigma = 0,18;$$

$$\alpha_{450} = 1,69\alpha_{500}^{0,95}; \quad r = 0,97; \quad \sigma = 0,05;$$

$$\alpha_{550} = 0,85\alpha_{500}^{0,88}; \quad r = 0,99; \quad \sigma = 0,013;$$

$$\alpha_{600} = 1,14\alpha_{500}^{0,44} z_6^{-0,32}; \quad r = 0,98; \quad \sigma = 0,023;$$

$$\alpha_{680} = 1,7\alpha_{500}^{0,26} z_6^{-0,33} G^{-0,04}; \quad r = 0,88; \quad \sigma = 0,074,$$

где α в м^{-1} , z_6 в м, G в градусах.

Стандартные отклонения этих уравнений позволяют рассчитать возможную ошибку ($\Delta\sigma$), которая при 95 %-ной обеспеченности в среднем составляет 7 %.

Статистическая обработка имеющихся данных также позволяет получить уравнение связи между $\alpha_{\text{ФАР}}$ и α_{500} для дневных измерений:

$$\alpha_{\text{ФАР}} = 1,2\alpha_{500}^{0,81}; \quad n = 97; \quad r = 0,964,$$

что позволяет оценивать $\alpha_{\text{ФАР}}$ не из всех спектральных значений α (интегрированием), а по одному измерению. Имея $\alpha_{\text{ФАР}}$ и α_λ , можно оценивать спектральную и интегральную подводную облученность в % от подповерхностной:

$$E_z = E_{-0} e^{-\alpha z};$$

и вычислять целый ряд других оптических показателей:

$$\eta_z = E_z/E_{-0} = e^{-\alpha z} = T_d^z,$$

$$z_1 \% = 4,6/\alpha, \quad z_{10} \% = 2,3/\alpha.$$

Существуют две группы задач возможного применения данной классификации. Первая группа основана на взаимосвязи оптических и лимнических параметров между собой. Вторая — это ис-

пользование возможностей классификации и ее связей для слежения, контроля, диагноза и прогноза состояния природных вод.

На основе измерений показателя вертикального ослабления облученности в центре видимого диапазона (α_{500}) имеется возможность однозначно оценивать принадлежность различных вод к одному из шести полученных классов, а значит, представлять состояние этих вод по различным (оптическим, физическим и химическим показателям). Создание альфамера для одной волны довольно простая задача, а замена его на прозрачномер позволяет сделать подвижную судовую систему для зондирования водоема по площади или на станции по глубине. С другой стороны, знание или измерение других двух-трех параметров (например, прозрачности и цветности) позволяет почти точно определить класс вод и, значит, не прибегая к помощи приборов, оценить оптические показатели и состояние озерных вод.

Вообще в литературе очень часто встречаются попытки увязать многие лимнические показатели с цветностью или прозрачностью воды. Например, в работе [42] для озер Флориды были вычислены коэффициенты корреляции между цветностью воды и 21 лимнологическим параметром состояния их вод. Максимальные коэффициенты имеют место с железом, прозрачностью, кремнием, с суммой азота и фосфором. На основании данных для 156 озер проведено районирование территории Флориды.

Интересную классификацию озер по коэффициенту относительной прозрачности предложил С. П. Китаев [16]. Коэффициент вычислялся как частное от деления средней прозрачности вод озера на его среднюю глубину. Автор выделил пять типов водоемов:

Класс водоема	Коэффициент относительной прозрачности
1. Оптически очень мелководные	$< 0,25$
2. Оптически мелководные	$0,25-0,50$
3. Оптически среднелюбые	$0,50-1,00$
4. Оптически глубокие	$1,0-2,0$
5. Оптически очень глубокие	$> 2,0$

Конечно, она имеет свои недостатки, например, в 1-й класс попадают озера как глубокие прозрачные, так и мелкие непрозрачные.

Эти примеры еще раз показывают сложность получения достоверных однопараметрических классификаций и по крайней мере одновременный учет прозрачности и цветности воды снимает многие вопросы.

Разработанная оптическая классификация озерных вод свидетельствует и о различиях в альbedo озер различных классов. Эта связь довольно сложная, так как некоторые классы могут быть выделены по значению интегрального общего альbedo, другие по спектральным величинам, а третьи лишь по местонахождению максимального значения спектра света. Тем не менее возможность дистанционной оценки альbedo делает решение такой обратной задачи очень важным. Сложность связи альbedo с лимническими

показателями уже обсуждалась в предыдущей главе и ясно, что для более точного определения класса озерных вод необходимо знание дополнительных элементов или примерного значения (среднего, наиболее вероятного) прозрачности, а лучше и цветности воды.

Использование в классификации таких простых параметров, как альbedo, прозрачность, цветность, позволяет восстановить многие черты водоемов в прошлом, оценить возможное антропогенное воздействие на оптические, а через них и на биологические характеристики при смешении вод с разной прозрачностью или цветностью.

Таким образом, мы установили, что ни одна из морских оптических классификаций, к сожалению, не подходит для озерных вод. Классификация озер, а не озерных вод на оптической основе принципиально неверна. В то же время оптические показатели озерных вод можно рассматривать как основные определяющие признаки состояния вод, учитывая отражение всех лимнических факторов водной среды через ее гидрооптические характеристики.

Выявление особенностей процессов, определяющих состояния водоемов, как результата воздействия солнечной радиации и потоков света в различных участках солнечного спектра, а также других абиотических факторов, жизни в водной толще и проявления различных аспектов жизнедеятельности человека — одна из актуальных задач цикла наук о Земле и биосфере. Ее решение даст основания для понимания внутриводных процессов с учетом их естественного хода и влияния деятельности человека, определения естественных тенденций процессов и их изменения в результате непреднамеренных и(или) преднамеренных антропогенных воздействий.

Энерго- и массообмен внутриконтинентальных водоемов, выявление значимости потоков радиационного тепла в энергетике, определение масштабов пространственно-временной изменчивости компонентов уравнений теплового и водного баланса, классификация возможных физических состояний водоемов может рассматриваться как ключевой этап системного анализа природных вод. Не менее важной представляется оценка взаимной согласованности параметров массоэнергообмена, их параметризация, позволяющая на основе дистанционного зондирования качественно и количественно определять ряд важнейших компонентов поступления радиационного тепла, его перераспределения в явном и скрытом теплообмене на водоемах и водосборах.

По нашему мнению, для решения задач гидрооптики природных вод необходим учет биологии и химии вод, биотических и химических факторов состояния водоемов. Применение современных количественных и физических методов позволяет в первом приближении решать задачи дистанционного зондирования водоемов с целью диагноза, прогноза и слежения за их состоянием. На основе изучения внутриконтинентальных водоемов появились возможности оценки экологического состояния их водосборов.

Выявление возможностей определения состояния природных вод, точности оценок их состояния представляется существенным этапом в направлении развития аэрокосмических методов дистанционного зондирования природной среды.

Решение задач природопользования и охраны вод определяет необходимость развития намеченного в монографии подхода

с целью диагноза и прогноза состояния природных вод. Для решения задач системного исследования экологического состояния внутриконтинентальных водоемов критически важной представляется реализация возможностей теплофизического и оптического зондирования (в том числе дистанционного) природных вод. При этом существенно знание абсолютных погрешностей, возможностей пространственно-временного разрешения по каждому из параметров или их совокупностям.

Построение экологических моделей водоемов, учитывающих внешние и внутренние факторы в их взаимосвязи, может быть одним из возможных путей системного анализа, диагноза и прогноза состояния природных вод. Результаты моделирования оптических свойств реальных водных сред со всей очевидностью свидетельствуют о необходимости дальнейшего изучения механизмов формирования первичных гидрооптических характеристик основных оптически активных компонентов и получения все более и более репрезентативных их значений для каждого класса водоемов по сезонам.

Можно полагать, что выявление действительно представительных по всему континууму первичных гидрооптических характеристик, лежащих в основе физического моделирования, должно быть одним из важнейших направлений в оптико-лимнологических исследованиях. Успешное осуществление такого подхода открывает широкие перспективы решения как задач, связанных с собственно переносом солнечного излучения в водной среде, так и задач дистанционного зондирования водных объектов, задач гидротермики и гидробиологии, связанных с моделированием процессов фотосинтеза, производства первичной продукции, нагревания водных масс, внутреннего водообмена и многих других.

Вместе с тем следует с удовлетворением признать, что уже на нынешнем этапе, при всем несовершенстве и в ряде случаев спорности гидрооптической информации, закладываемой в разработанные к настоящему времени малопараметрические модели, удастся в первом приближении получать весьма обнадеживающие результаты. Не вызывает сомнения, что с дальнейшим совершенствованием гидрооптических приборов, а также с повышением их доступности для широкого круга исследователей работа по созданию оптических моделей природных вод может быть поднята на новую, качественно более высокую ступень.

Рассмотрение внутриконтинентальных водоемов как имитационных моделей морей и океанов должно способствовать решению целого ряда важнейших задач взаимодействия атмосферы и океана. Проведенное исследование радиационных и световых параметров водоемов следует рассматривать как один из возможных этапов выявления особенностей массоэнергообмена и их влияния на биоту природных вод и водосборов.

К главам 1—3

1. Адаменко В. Н., Адаменко А. Н. Использование методов теории распознавания образов и факторного анализа в задачах уплотнения климатологической информации и выбора разномасштабных аналогов//Тр. ВНИИГМИ—МЦД. 1976. Вып. 27.
2. Адаменко В. Н. Уплотнение климатологической информации и выбор разномасштабных аналогов тепло- и влагообеспеченности//Тр. ВНИИГМИ—МЦД. 1978. Вып. 48.
3. Адаменко В. Н. Мелиоративная микроклиматология. Л.: Гидрометеониздат, 1979.
4. Адаменко В. Н. Барико-циркуляционные условия последнего тысячелетия на территории Западной Сибири и Средней Азии (Срединного региона)//Современные проблемы климатообразования. М.: Изд-во МГУ, 1980.
5. Адаменко В. Н. Климат и озера. Л.: Гидрометеониздат, 1985.
6. Адаменко В. Н. и др. Элементный состав годичного прироста как показатель естественных и антропогенных факторов. Дендрохронологические методы в лесоведении и экологическом прогнозировании. Международное рабочее совещание. СО АН СССР, Иркутск, 1987.
7. Адаменко В. Н. и др. К оценке составляющих теплового и водного балансов с использованием дистанционно получаемой информации (применительно к климатологии озер)//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л.: Наука, 1987.
8. Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология.—М.: Изд-во МГУ, 1974.
9. Багрова Г. М. Радиационный баланс разнотипных озер//Тр. IV Всесоюз. гидролог. съезда. Т. 6. 1976.
10. Багрова Г. М., Солнцева Н. О. Определение радиационного баланса по суммарной радиации//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. № 5.
11. Багрова Г. М. Оценка радиационного баланса водоемов в зависимости от широты и характеристик водоема//Водные ресурсы. 1983. № 1.
12. Барашкова Е. П. и др. Радиационный режим территории СССР. Л.: Гидрометеониздат, 1961.
13. Богословский Б. Б. Внешний водообмен водоемов и некоторые особенности водных масс пресных озер//Тр. Всесоюз. симпоз. по основным проблемам пресноводных озер. Т. 1. Вильнюс, 1970.
14. Будыко М. И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеониздат, 1971.
15. Буфал В. В. Некоторые данные по прозрачности атмосферы на Байкале//Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР, 1964. Вып. 5.
16. Буфал В. В. и др. Радиационный режим и тепловой баланс//Структура и ресурсы климата Байкала и сопредельных пространств. Новосибирск: Наука, 1977.
17. Верболов В. И., Буфал В. В. Приход солнечного тепла на Байкале//Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР. 1964. Вып. 5.
18. Верболов В. И., Сокольников В. М., Шимараев М. Н. Гидрологический режим и тепловой баланс озера Байкал. М.; Л.: Наука, 1965.
19. Веселова М. Ф., Кириллова В. А. Климатологические особенности Ладожского озера//Тр. лаборатории озероведения. 1966. Т. 20.

20. Викулина З. А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза. Л.: Гидрометеониздат, 1979.
21. Вителъс Л. А. Характеристики барико-циркуляционного режима. Л.: Гидрометеониздат, 1965.
22. Горелова Э. М. Радиационный баланс и проникающая радиация// Озеро Кубенское. Ч. 1. Гидрология. Л.: Наука, 1977.
23. Горелова Э. М. Радиационный баланс//Гидрология озер Воже и Лача. Л.: Наука, 1979.
24. Горелова Э. М. Радиационный баланс и проникающая радиация// Антропогенное влияние на крупные озера северо-запада СССР. Ч. 1. Гидрология и гидрохимия озер Белого. Л.: Наука, 1981.
25. Горелова Э. М. Основные тенденции климатических процессов в пределах водосборного бассейна//Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л.: Наука, 1982.
26. Глубоков В. Н. Опыт географического анализа годового стока воды// Тр. ДВНИГМИ. 1978. Вып. 67.
27. Дейвис Ш. М. и др. Дистанционное зондирование. Количественный подход. М.: Недра, 1983.
28. Дистанционные методы исследования океана//Сб. науч. тр. Ин-та прикладной физики АН СССР. Горький, 1987.
29. Дмитриевский Ю. Д., Олейников И. Н. Великие африканские озера. Л.: Гидрометеониздат, 1963.
30. Дробкова В. Г., Сорокин И. Н. Озеро и его водосбор — единая природная система. Л.: Наука, 1979.
31. Дробкова В. Г. Зональное изменение интенсивности микробиологических процессов в озерах. Л.: Наука, 1981.
32. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Л.: Гидрометеониздат, 1960.
33. Зубенок Л. И. Испарение на континентах. Л.: Гидрометеониздат, 1976.
34. Иванов Ю. Н. Метод расчета месячных сумм испарения с поверхности суши. Труды САНИГМИ. 1975. Вып. 25/106.
35. Изотова А. Ф. Турбулентный тепло- и влагообмен больших озер. Л.: Наука, 1982.
36. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеониздат, 1968.
37. Карасик Г. Я. Водный баланс Африки//Водный баланс материков. М., 1970.
38. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л.: Гидрометеониздат, 1970.
39. Клиге Р. К. Изменения глобального водообмена//Метеорология и гидрология. 1982. № 5.
40. Клиге Р. К. Тенденции в изменении поверхностных вод гидросферы// Водные ресурсы. 1982. № 3.
41. Клиге Р. К. Изменение глобального водообмена. М.: Наука, 1985.
42. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л.: Гидрометеониздат, 1965. 692 с.
43. Кондратьев К. Я. и др. Большое озеро как имитационная модель океана. Л.: Наука, 1986.
44. Константинов А. С. Общая гидробиология. М.: Высшая школа, 1967.
45. Константинов А. Р., Сакали Л. И., Гойса Н. И., Олейник Р. М. Тепловой и водный режим Украины. Л.: Гидрометеониздат, 1966.
46. Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л.: Наука, 1987.
47. Ладейщиков Н. П. Особенности климата крупных озер (на примере Байкала).— М.: Наука, 1982.
48. Малевский-Малевич С. П., Славин-Барсковский В. Б. Методика и результаты вертолетных исследований радиационных характеристик некоторых видов подстилающей поверхности//Тр. ГГО. 1978. Вып. 402.
49. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Г., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности. Л.: Гидрометеониздат, 1986.
50. Метеорологический режим оз. Севан. Л.: Гидрометеониздат, 1960.
51. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеониздат, 1974.

52. Муравейский С. Д. Роль географических факторов в формировании географических комплексов//Реки и озера. М.: Географгиз, 1960.
53. Натрус А. А., Мухачева И. А. Уточнение величины осадков применительно к расчету водного баланса оз. Байкал//Тр. ГГИ, 1973. Вып. 203.
54. Нежиховский Р. А. Объем воды в реках, озерах и водохранилищах Советского Союза//Тр. ГГИ. 1973. Вып. 203.
55. Осмоловская Е. В. Облачность над Байкалом//Тр. Лимнологического ин-та СО АН СССР, 1964. Вып. 5.
56. Панова Г. П. Прозрачность атмосферы на Байкале//Климатические ресурсы Байкала и его бассейна. Новосибирск: Наука, 1976.
57. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
58. Преснецова А. С. Испарение с водной поверхности озера Иссык-Куль//Труды САННИ, 1978. Вып. 69 (150).
59. Природные ресурсы больших озер СССР и вероятные их изменения. Л.: Наука, 1984.
60. Румянцев В. Б., Дружинин Г. В. Пространственно-временная изменчивость оптических свойств воды Онежского озера//Исследование экосистемы Онежского озера. Петрозаводск, 1981.
61. Сакал Л. И., Чухнина Л. Н. Приход солнечной радиации и прозрачность атмосферы над морем//Тр. УкрНИГМИ, 1961. Вып. 26.
62. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. Л.: Гидрометеиздат, 1966.
63. Сивков С. И. Географическое распределение эффективных величин альбедо водной поверхности//Изв. ВГО. 1952. Вып. 2.
64. Тепловой режим Ладожского озера. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968.
65. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Л.: Гидрометеиздат, 1963.
66. Тихомиров А. И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982.
67. Тепловой режим Онежского озера. Л.: Наука, 1973.
68. Физические основы теории климата и его моделирования. Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1977.
69. Честная И. И. Опыт схематической зарисовки распределения облачности с целью оценки влияния водоема//Тр. ГГО, 1962. Вып. 135.
70. Шикломанов И. А. Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1976.
71. Шимараев М. Н. Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск, 1977.
72. Эдельштейн К. К. Структура водного баланса озер и водохранилищ//Вестник МГУ. 1978. № 6.
73. Энергия и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1981.

К главе 4

1. Алексин О. А. Гидрохимия. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 444 с.
2. Антропогенное эвтрофирование Ладожского озера. Л.: Наука, 1982. 304 с.
3. Бекасова О. Д., Цветкова А. М., Евстигнеев В. Б. Об измерениях пигментной системы океанического фитопланктона//Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 235—242.
4. Буренков В. И., Кельбалиханов Б. Ф., Стефанцев Л. А. Спектры рассеяния света морской водой//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Таллинн, Изд-во АН СССР, 1984. С. 54—56.
5. Буренков В. И., Копелевич О. В. Использование данных светорассеяния для исследования морской взвеси//Гидрофизические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 118—123.
6. Войтев В. И., Копелевич О. В., Шифрин К. С. Задачи и основные результаты исследования оптических свойств вод Индийского океана//Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 32—41.

7. Горленко В. М., Дубинина Г. А., Кузнецов С. И. Экология водных микроорганизмов. М.: Наука, 1977. 289 с.
8. Ерлов Н. Г. Оптика моря. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 248 с.
9. Давыдова Н. Н., Петрова Н. А. Эколого-систематическая характеристика водорослей Ладожского озера//Растительные ресурсы Ладожского озера. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. С. 175—199.
10. Драбкова В. Г. Зональное изменение интенсивности микробиологических процессов в озерах. Л.: Наука, 1981. 212 с.
11. Иванов А. А. Введение в океанографию. М.: Мир, 1978, 574 с.
12. Иванов А. П. Физические основы гидрооптики. Минск: Наука и техника, 1975. 504 с.
13. Карабышев Г. С. О неконтактном флюоресцентном зондировании океана//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 68—80.
14. Карабышев Г. С., Бекасова О. Д. О соотношении между концентрацией и люминесценцией пигментов океанического фитопланктона//Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 95—99.
15. Карабышев Г. С., Соловьев А. Н., Занзалис К. П. Фотолюминесценция вод Атлантического и Тихого океанов//Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 143—149.
16. Киселев М. А. Планктон морей и континентальных водоемов. Л.: Наука, 1969. Т. 1. 657 с.
17. Коблеиц-Мишке О. И., Коновалов В. В. Спектральное поглощение лучистой энергии морской взвесью//Гидрофизические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М.: Наука, 1974. С. 286—292.
18. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Качество природных вод и определяющие его компоненты. Л.: Наука, 1984. 55 с.
19. Коновалов В. В. Некоторые особенности спектрального поглощения взвеси морской воды//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 58—65.
20. Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия. М.: Мир, 1969. Т. 3. С. 246—248.
21. Кузнецов С. И. Микрофлора озера и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.
22. Маньковский В. И. Экспериментальные и теоретические данные о точке пересечения индикатрис рассеяния света морской взвесью//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11, № 12. С. 1284—1293.
23. Оптика океана. Т. 1. Физическая оптика океана. М.: Наука, 1983. 372 с.
24. Пелевина М. А. Методика и результаты измерений спектрального поглощения света растворенным органическим желтым веществом в водах Балтийского моря//Световые поля в океане. М., 1979. С. 92—97.
25. Петрова Н. А. Фитопланктон Ладожского озера. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. С. 73—131.
26. Расплетина Г. Ф., Ульянова Д. С., Шерман Э. Э. Гидрохимия Ладожского озера//Гидрохимия и гидрооптика Ладожского озера. Л.: Наука, 1967. С. 60—122.
27. Родина А. Г., Кузьминская Н. К. Содержание бактерий в воде и грунтах Ладожского озера//Растительные ресурсы Ладожского озера. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. С. 200—228.
28. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 908 с.
29. Сидько Ф. А., Ерошин К. С., Белянин В. Н. и др. Исследование оптических свойств популяций одноклеточных водорослей//Непрерывное управляемое культивирование микроорганизмов. М.: Наука, 1967. С. 38—69.
30. Сидько Ф. А., Франк Н. А., Шур Л. А., Апопасенко А. Д. Исследование распределения хлорофилла фитопланктона в Красноярском водохранилище и на р. Енисей//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 297—299.

31. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в воде океанов//Успехи советской океанологии. М.: Наука, 1979. С. 64—86.
32. Скопинцев Б. А. Водный гумус в озерах Ладожском и Байкал//Гидробиологический журнал. 1983. Т. 19. Вып. 1. С. 85—90.
33. Соловьева Н. Ф. Гидрохимические исследования заливов северной Ладоги//Комплексные исследования шхерной части Ладожского озера. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 149—184.
34. Чехин Л. П. Закономерности изменения проникающего в воду солнечного света в разнотипных озерах/Автореф. дис. канд. геогр. наук.—ЛГУ. 1984. 22 с.
35. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеониздат, 1983, 278 с.
36. Atkins W. R. G., Poole H. H. An experimental study of the scattering of light by natural waters//Proc. Roy. Soc. London B. 1952. V. 140. P. 321—338.
37. Bricaud A., Morel A., Prieur L. Optical efficiency factors of some phytoplankters//Limnol. Oceanogr. 1983. V. 28. N 5, P. 816—832.
38. Brown M. Laboratory measurements of fluorescence spectra of Baltic waters//Rept. Inst. Fys. Oceanogr. Univ., Copenhagen. 1974. N 29.
39. Brun-Cottan J. C. Etude de la granulométrie des particules marines: mesures effectuées avec un compteur Coulter//Cah. océanogr. 1971. V. 23(2). P. 193—205.
40. Bukata R. P., Jerome J. H., Bruton J. E. Optical water quality model of lake Ontario. 1. Determination of the optical cross sections of organic and inorganic particulates in lake Ontario//Appl. Opt., 1981. V. 20. N 9. P. 1696—1714.
41. Chester K., Stoner J. Concentration of suspended particulate matter in surface sea water//Nature. 1972. V. 240. N 5383. P. 552—553.
42. Denman K. L. The chlorophyll fluctuation spectrum in the sea//Limnol., Oceanogr. 1977. V. 22. N 6. P. 1033—1037.
43. Duntley S. Q. Light in the sea//J. Opt. Soc. Amer. 1963. V. 53. P. 214—233.
44. Fogg G. E. Extracellular products of algae in freshwater//Arch. Hydrobiol. Beih. 1971. V. 5. P. 1—25.
45. Gagosian R. B., Stueermer D. H. The cycling of biochemical compounds and their diagenetically transformed products in the sea water//Mar. Chem. 1977. V. 5. P. 605—632.
46. Harris J. E. Characterization of suspended matter in the Gulf of Mexico//Deep-Sea Res. 1977. V. 24(11). P. 1055—1061.
47. Hodgkinson J. R. Light scattering and extinction by irregular particles larger than the wavelength//In: Electromagnetic Scattering/Ed. M. Kerker. London: Pergamon. 1963. N. 5. P. 87—100.
48. Jonasz M. The particle size distribution in the Baltic//In: Proc. of the XIII Conf. of Baltic oceanographers. Helsinki. 1982. V. 2. P. 406—419.
49. Kalle K. The problem of the Gellstoff in the sea//Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 1966. V. 4. P. 91—104.
50. Kirk J. T. O. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems//London: Cambridge Univ. Press. 1983. 405 p.
51. Kullenberg G. Scattering of light by Sargasso Sea waters//Deep-Sea Res. 1968. V. 15. P. 423—432.
52. Morel A. Optical properties of pure water and pure seawater//In: Optical Aspects of Oceanography. London: Academic Press. 1974. P. 1—24.
53. Palmer K. F., Williams D. Optical properties of water in the near infrared//J. Opt. Soc. Amer. 1974. V. 64. P. 1107—1110.
54. Plass G. N., Humphreys T. J., Kattawar G. W. Color of the ocean//Appl. Opt. 1978. V. 17. N. 9. P. 1432—1446.
55. Shapiro J. Chemical and biological studies on the yellow organic acids of lake water//Limnol., Oceanogr. 1957. V. 2. P. 161—179.
56. Sheldron R. W., Prakash A., Sitcliffe W. H. The size distribution of particles in the ocean//Limnol., Oceanogr. 1972. N. 3. P. 327—340.
57. Smith R. C., Baker K. S. Optical properties of the clearest natural waters (200—800 nm)//Appl. Opt. 1981. V. 20. P. 177—184.

58. Yentsch C. S. Measurement of visible light absorption by particulate matter in the ocean//Limnol. Oceanogr. 1962. V. 7. P. 207—217.

59. Zaneveld J. R. V. Remotely sensed reflectance and its dependence on vertical structure: a theoretical derivation//Appl. Opt. 1982. V. 21. N. 22. P. 4146—4150.

60. Zaneveld J. R. V., Roach D. M., Pak H. The determination of the index of refraction distribution of oceanic particulates//J. Geophys. Res. 1974. V. 79. P. 4091—4095.

61. Zilmavirta V. Dynamics of phytoplankton in Finnish lakes//In: Lakes and water management. Proc. of the 30-year Symp. of the Finnish Limnological Soc./Eds. V. Lamavirta, R. I. Jones, R.-E. Person. Hague: W. Junk Publ. 1982. P. 11—20.

К главе 5

1. Бекасова О. Д., Цветкова А. М., Евстигнеев В. Б. Об изменениях пигментной системы океанического фитопланктона//Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 235—242.

2. Буренков В. И., Гуревич И. Я., Копелевич О. В., Шифрин К. С. Спектры яркости выходящего излучения и их измерение с высотой наблюдения//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Новосибирск.: Наука, 1979. С. 41—58.

3. Давыдова Н. Н., Петрова Н. А. Эколого-систематическая характеристика водорослей Ладожского озера//Растительные ресурсы Ладожского озера. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. С. 175—199.

4. Ерлов Н. Г. Оптика моря. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 248 с.

5. Иванов А. П. Физические основы гидрооптики. Минск.: Наука и техника. 1975. 503 с.

6. Иванов А. П., Маньковский В. И., Калинин И. И. и др. Оптические свойства вод Саргассова моря//Изв. АН СССР. ФАО. 1980. Т. 16. № 3. С. 313—320.

7. Козлянинов М. В., Пелевин В. Н. О применении одномерного приближения при изучении распространения оптического излучения в море//Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1965. Т. 77. С. 73—79.

8. Козлянинов М. В. Основные соотношения между гидрооптическими параметрами//Оптика океана и атмосферы. М.: Наука, 1972. С. 5—24.

9. Копелевич О. В. Исследование рассеяния света морской водой. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук, М., 1971. 165 с.

10. Копелевич О. В., Буренков В. И. О нефелометрическом методе определения общего показателя рассеяния света морской водой//Изв. АН СССР. ФАО. 1971. Т. 7. № 2. С. 1280—1289.

11. Копелевич О. В., Буренков В. И., Гушин О. А. и др. Универсальная система функций для аппроксимации индикатрис рассеяния света морской воды//Изв. АН СССР, ФАО. 1975. Т. 11. № 7. С. 770—773.

12. Маньковский В. И. О соотношении между интегральным показателем рассеяния света морских вод и показателем рассеяния в фиксированном направлении//Морские гидрофиз. исслед. 1971. № 6 (56). С. 145—154.

13. Маньковский В. И. Аппроксимация экспериментальных морских индикатрис рассеяния света эмпирическими формулами//Океанология. 1974. Т. 14. Вып. 1. С. 164—168.

14. Маньковский В. И. Спектральная изменчивость коэффициента асимметрии индикатрисы рассеяния света морской водой//Океанология. 1984. Т. 24. Вып. 1. С. 63—70.

15. Маньковский В. И. Характеристики индикатрис рассеяния света в водах озера Байкал//Автоматизация лимнологических исследований и световой режим водоемов. Новосибирск.: Наука, 1984. С. 125—138.

16. Маньковский В. И., Афонин Е. И. Аппроксимация морских индикатрис в области малых углов рассеяния//Оптика моря и атмосферы. Л.: Изд. АН СССР, АН Гр. ССР, ГОИ, 1984. С. 65—66.

17. Маньковский В. И., Тимофеева В. А., Шелешура В. Е. О связях между интегральными характеристиками индикатрис рассеяния света морских и океанских вод//Оптика моря. М.: Наука, 1983. С. 39—45.
18. Оптика океана. Т. I. Физическая оптика океана. Москва: Наука, 1983. С. 370.
19. Савенков В. И., Гуторов М. М. Об описании индикатрис рассеяния света вод мирового океана//Оптика моря. М.: Наука, 1983. С. 45—51.
20. Сорокин Ю. И. Роль бактерий в жизни водоемов. М.: Знание, 1974. 64 с.
21. Трифонова И. С. Содержание хлорофилла и феопигментов в фитопланктоне Ладожского озера в 1975—1976 гг.//Биология внутренних вод. Информ. бюл. Л.: Наука, 1981. № 49. С. 19—22.
22. Трифонова И. С., Десортова Б. Хлорофилл как мера биомассы фитопланктона в водоемах разного типа//Гидробиологические процессы в водоемах. Л.: Наука, 1983. С. 38—39.
23. Хит О. Фотосинтез. М.: Мир, 1972. 315 с.
24. Bricaud A., Morel A., Prieur L. Optical efficiency factors of some phytoplankters//Limnol., Oceanogr. 1983. V. 28. N. 5. P. 816—832.
25. Bricaud A., Morel A. Light attenuation and scattering by phytoplanktonic cells: a theoretical modeling//Appl. Opt. 1986. V. 25. N. 4. P. 571—580.
26. Bryant F. D., Seiber B. A., Latimer P. Absolute optical cross sections of cells and chloroplasts//Arch. Biochem. Biophys. 1969. V. 135. P. 79—108.
27. Bukata R. P., Bruton J. E., Jerome J. H. Determination of water quality by means of remotely sensed and locally acquired optical data//In: Environmental Analysis. N. Y., San Francisco, London. 1977. P. 13—28.
28. Bukata R. P., Jerome J. H., Bruton J. E., Jain S. L. Determination of inherent optical properties of lake Ontario coastal waters//Appl. Opt. 1979. V. 18. P. 3926—3932.
29. Bukata R. P., Jerome J. H., Bruton J. E., Jain S. C., Zwick H. H. Optical water quality model of lake Ontario. 1. Determination of the optical cross sections of organic and inorganic particulates in lake Ontario//Appl. Opt. 1981a. V. 20. P. 1696—1703.
30. Bukata R. P., Bruton J. E., Jerome J. H., Jain S. C., Zwick H. H. Optical water quality model of Lake Ontario. 2. Determination of chlorophyll-a and suspended mineral concentrations of natural waters from submersible and low altitude optical sensors//Appl. Opt. 1981b. V. 20. P. 1704—1714.
31. Bukata R. P., Jerome J. H., Bruton J. E. Validation of a five-component optical model for estimating chlorophyll-a and suspended mineral concentrations in lake Ontario//Appl. Opt. 1981c. V. 20. P. 3472—3474.
32. Bukata R. P., Bruton J. E., Jerome J. H. Use of chromaticity in remote measurements of water quality//Remote Sens. Environ. 1983. V. 13. P. 161—177.
33. Bukata R. P., Bruton J. E., Jerome J. H. Application of direct measurements of optical parameters to the estimation of lake water quality indicators//Scientific Series No. 140. Ontario, Publ. of Canada Center for Inland Waters, 1985. 36 pp.
34. Carder K. L., Steward R. G. A remote-sensing reflectance model of a red-tide dinoflagellate off west Florida//Limnol., Oceanogr. 1982. V. 30. N. 2. P. 286—298.
35. Clark D. K. Phytoplankton algorithms for the Nimbus-7 CZCS//In: Oceanography from Space. N. Y.: Plenum Press. 1981. P. 227—238.
36. Doerffer V. R. The distribution of substances in the Elbe-Estuary determined by remote sensing//Arch. Hydrobiol. 1979. V. 43. P. 119—224.
37. Duntley S. Q. Optical properties of diffusing materials//J. Opt. Soc. Amer. 1942. V. 32. P. 61—70.
38. Gordon H. R. Spectral variations in volume scattering function at large angles in natural waters//J. Opt. Soc. Amer. 1974. V. 64. P. 773—775.
39. Gordon H. R., Brown O. B., Jacobs M. M. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean//Appl. Opt. 1975. V. 14. P. 417—427.

40. Gordon H. R., Morel A. Y. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery//N. Y., Berlin, Tokyo: Springer-Verlag. 1983. 114 p.
41. Guitelson A. A., Nikanorov A. M., Szabo G., Szilagyi F. Etude de la qualité des eaux de surface par télédétection//Monitoring to detect changes in water quality series. Proceedings of the Budapest Symposium. IAHS Publ. N. 157. 1986. P. 111—121.
42. Holligan P. M., Viollier M., Harbour D. S., Camus P., Champagne-Philippe. Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge//Nature. 1983. V. 304. P. 339—346.
43. Hulst van de H. C. Light scattering by small particles//New York: Wiley. 1957. 329 p.
44. Jerlov N. G. Marine Optics//Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier Scientific Publ. Co. 1976. P. 248.
45. Joseph J. Untersuchungen über Ober- und Unterlichtmessungen in Meere und über ihren Zusammenhang mit Durchsichtigkeit Messungen//Deit. Hydrograph. 1950. Bd. 3. S. 324—335.
46. Kiefer D. A., Olson R. J., Wilson W. H. Reflectance spectroscopy of marine phytoplankton. Part 1. Optical properties as related to age and growth rate//Limnol., Oceanogr. 1979. V. 24. P. 664—672.
47. Kirk J. T. O. Monte Carlo study of the nature of the underwater light field in, and relationships between optical properties of, turbid yellow waters//Aust. J. Mar. Freshwater Res. 1981. V. 32. P. 517—532.
48. Kirk J. T. O. Light and photosynthesis in aquatic ecosystems//London: Cambridge Univ. Press. 1983. 405 p.
49. Laneveld J., Beardsley G. Modulation transfer function of sea water//JOSA. 1969. V. 59. N. 4. P. 31—41.
50. Levenberg K. A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares//Quant. Appl. Math. 1944. V. 2. P. 164—168.
51. Marguardt D. W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters//J. SIAM. 1963. V. 11. N. 2.
52. Morel A. Interpretation des variations de la forme de l'indicatrice de diffusion de la lumière par les eaux de mer//Ann. géophys. 1965. V. 23. N. 1. P. 109—123.
53. Morel A. Diffusion de la lumière par les eaux de mer. Resultats experimentaux et approche theorique//AGARD Lecture Series on Optics of the Sea. 1973. N. 6. P. 68.
54. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color//Limnol., Oceanogr. 1977. V. 22. P. 709—722.
55. Morel A. In-water and remote measurement of ocean color//Boundary Layer Meteorol. 1980. V. 18. P. 177—201.
56. Morel A., Bricaud A. Theoretical results concerning light absorption in a discrete medium, and application to specific absorption of phytoplankton//Deep-Sea Res. 1981. V. 11. P. 1375—1393.
57. Morel A., Bricaud A. Theoretical result concerning the optics of phytoplankton with special reference to remote sensing applications//In: Oceanography from Space. COSPAR/SCOR/IUCRM Symp. Plenum. 1981. P. 313—327.
58. Mueller J. L. The influence of phytoplankton on ocean color spectra//Ph. D. Thesis, Oregon State Univ. 1973. 169 p.
59. Nusch E. A. Comparison of different methods for chlorophyll and phaeopigment determination//Ergeb. Limnol. 1980. Bd. 14, S. 14—36.
60. Preisendorfer R. W. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea//UGGI Monogr. 1961. N. 10. P. 11—30.
61. Prieur L., Morel A. Relations theoriques entre le facteur de reflexion diffuse de l'eau de mer à diverses profondeurs et les caracteristiques optiques (absorption, diffusion)//IAPSO—IGGU, XVI General Assembly. 1975. P. 151—160.
62. Prieur L. Transfert radiatif dans les eaux de mer. Application à la détermination de parametres optiques caracterisant leur teneur in substances dissoutes et leur contenu en particules//D. Sci. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie. 1976. 243 p.

63. Sathyendranath S., Morel A. Light emerging from the sea — interpretation and uses in remote sensing//Remote sensing applications in marine science and technology. London: D. Reidel Publ. Co., 1983, p. 323—357.
64. Schellenberger G. Die Grundgleichungen der Optik der Hydro-sphäre//Beitr. Geophys. 1963. V. 72. H. 5. S. 115—121.
65. Smith R. C., Baker K. S. The bio-optical state of ocean waters and remote sensing//Limnol., Oceanogr. 1978. V. 23. P. 247—259.
66. Smith R. C., Baker K. S. Optical classification of natural waters//Limnol., Oceanogr. 1979. V. 23. P. 260—267.
67. Yentsch C. S. The influence of phytoplankton pigments on the colour of sea waters//Deep-Sea Res. 1960. V. 7. P. 1—9.

К главе 6

1. Адаменко В. Н. Мелиоративная микроклиматология//Л.: Гидрометеониздат, 1979. 184 с.
2. Адаменко В. Н. Климат и озера. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 264 с.
3. Айтсам А. М., Авасте О. А., Ээрме К. А. и др. Измерение спектральной яркости морской поверхности//Исследование изменчивости оптических свойств Балтийского моря. Таллинн, 1983. С. 14—23.
4. Алленов М. И., Иванов В. М., Савин Г. А., Третьяков Н. Д. О возможности оценки мутности водных бассейнов дистанционным методом//Тр. Ин-та эксперимент. метеорол. Госкомгидромета. 1984. № 14/110. С. 36—40.
5. Арэ Ф. Э., Толстяков Д. Н. О проникновении солнечной радиации в воду//Метеорология и гидрология. 1969. № 6. С. 58—64.
6. Афонин Е. И., Берсенева Г. П., Крупаткина Д. Н. и др. Оценка содержания хлорофилла в верхнем слое моря по измерению индекса цвета//Световые поля в океане. М., 1979. С. 191—196.
7. Багрова Г. М. Зависимость альбедо водной поверхности малых озер от цветности и прозрачности водных масс//Известия ВГО. 1969. Т. 101. Вып. 1. С. 70—74.
8. Барышева Л. Ф. К вопросу о взаимном соответствии применяемых в лимнологии цветowych характеристик вод//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 60—65.
9. Бекасова О. Д., Копелевич О. В., Судьбин А. И. Определение оптических свойств морской воды, содержания хлорофилла и взвеси в поверхностном слое океана по спектральным значениям яркости восходящего излучения//Океанология. 1979. Т. 19. Вып. 2. С. 233—238.
10. Биология океана. Т. 1 и 2. М., 1977.
11. Бондаренко Н. А., Гусельникова Н. Е., Перова Т. С., Покатилова Т. Н. Световые оптимумы для фотосинтеза фитопланктона в Байкале//Круговорот вещества и энергии в водоемах. Материалы V Лимнол. совещания. Иркутск, 1981. С. 44—45.
12. Бублик В. А., Коровин В. П. Исследование спектральной яркости морской поверхности//Межведомств. сборник Ленинградского гидрометеорологического института. 1982. № 77. С. 111—122.
13. Бульон В. В. Взаимосвязь между содержанием хлорофилла «а» в планктоне и прозрачностью воды по диску Секки//ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 2. С. 202—208.
14. Бульон В. В. Первичная продукция планктона внутренних водоемов. Л., 1983. 135 с.
15. Буренков В. И., Васильков А. П., Кельбалиханов Б. Ф., Стефанцев А. А. Оценка концентрации хлорофилла в море по спектру выходящего излучения для вод с большим содержанием растворенной органики//Световые поля в океане. М., 1979. С. 196—203.
16. Буренков В. И., Васильков А. П., Стефанцев Л. А. Методика определения спектральных оптических характеристик по спектру коэффициента яркости моря//Океанология. 1985. Т. 25. Вып. 1. С. 49—54.
17. Вайнерман Б. А. Измерение фотосинтетической активной радиации в океане//Световые поля в океане. М., 1979. С. 39—49.

18. Вологдин В. П. Гидрооптические особенности малых озер Забайкалья (на примере Ивано-Арахлейских озер)//Новосибирск, 1981. 136 с.
19. Гамбарян М. Е. Микробиологические исследования озера Севан. Ереван, 1968. 166 с.
20. География озер Таймыра. Л., 1985. 222 с.
21. Гергов Г., Миленова Л. Исследование зависимости спектрального коэффициента отражения естественных водных объектов от мутности воды//Дистанционные методы изучения элементов увлажнения геосистем. Гидрологические исследования. 1985. № 1. С. 60—64.
22. Гидрооптические характеристики (термины и определения). ГОСТ 192210—73. М., 1974. 10 с.
23. Гительсон А. А., Шишкин А. Н. Методы дешифрирования многозональной космической видеоинформации для контроля качества поверхностных вод суши//Технические средства для государственной системы наблюдений и контроля природной среды. Обнинск, 1983. С. 237—249.
24. Гутельмахер В. Л. Оценка скорости круговорота органического вещества в сестоне в заливе Большое Онего Онежского озера.//Лимнологические исследования на заливе Онежского озера Большое Онего. Л., 1982. С. 160—170.
25. Довгий Т. Н. Подводная солнечная радиация на Байкале. Новосибирск, 1977. 101 с.
26. Ерлов Н. Г. Оптика моря. Л., 1980. 248 с.
27. Иванов А. А. Введение в океанографию. М., 1978. 569 с.
28. Иванов А. П. Физические основы гидрооптики. Минск, 1975. 504 с.
29. Калько А. Г. Изучение взвешенных наносов в водохранилищах методами спектральной яркости//Тр. ГГИ. 1972. Вып. 191. С. 159—171.
30. Карелин А. К. Основные уравнения, связывающие оптические характеристики моря//Гидрооптические исследования. Тр. Ин-та океанологии. 1965. Т. 77. С. 17—34.
31. Катанская В. М. Растительность водохранилищ-охладителей тепловых электростанций Советского Союза. Л., 1979. 278 с.
32. Катанская В. М. Высшая водная растительность континентальных водоемов СССР. Методы изучения. Л., 1981. 187 с.
33. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л., 1970. 253 с.
34. Китаев С. П. Экологические особенности биопродуктивности озер разных природных зон. М., 1984. 206 с.
35. Ковалевская Р. З. Первичная продукция оз. Дривяты//Биологическая продуктивность эвтрофного озера. М., 1970. С. 14—31.
36. Кожова О. М., Паутова В. Н. Первичная продукция в Братском водохранилище и факторы, ее определяющие//Водные ресурсы. 1982. № 1. С. 40—47.
37. Козлянинов М. В., Пелевин В. Н. Об использовании одномерного приближения при исследовании распространения оптического излучения в море//Тр. Ин-та океанологии. 1965. Т. 77. С. 73—79.
38. Козлянинов М. В. О коэффициенте яркости толщи моря//Океанология, 1979. Т. 19. Вып. 2. С. 221—227.
39. Кондратьев К. Я., Бузников А. А., Поздняков Д. В. Дистанционное обнаружение загрязнений водных бассейнов и фитопланктона//Водные ресурсы. 1972. № 3. С. 65—75.
40. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Качество природных вод и определяющие его компоненты. Л., 1984. 54 с.
41. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Дистанционные методы слежения за качеством природных вод. Л., 1985. 62 с.
42. Кондратьев К. Я., Адаменко В. Н., Власов В. П. и др. Большое озеро как имитационная модель океана. Л., 1986. 62 с.
43. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. В. Принципиальные основы решения задачи дистанционного зондирования хлорофилла в естественных водоемах//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 82—113.
44. Копелевич О. В. Оптические свойства океанской воды//Автореф. дис. д-ра физ.-мат. наук. М., 1981. 39 с.

45. Локк Я. Ф., Пурга А. П. Об определении концентрации хлорофилла по спектру исходящего из воды света//Оптика океана и атмосферы. Материалы VI Пленума РГ по оптике океана. Баку, 1983. С. 74—81.

46. Маньковский В. И. Связь между глубиной видимости белого диска и показателем ослабления излучения для океанских вод//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Новосибирск, 1979. С. 100—106.

47. Маньковский В. И. К вопросу об оптической классификации вод//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Таллинн, 1980. С. 124—126.

48. Мережко А. И. Эколого-физиологические особенности высших водных растений и их роль в формировании качества воды//Автореф. дис. д-ра биол. наук. М., 1978. 40 с.

49. Мещерикова А. И. Первичная продукция Байкала//Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, 1975. С. 20—27.

50. Миллиус А., Кываек В. Связь между прозрачностью воды и фитопланктоном в малых озерах Эстонии//Проблемы современной экологии. Экологические аспекты охраны окружающей среды в Эстонии. Тарту, 1982. С. 100—101.

51. Миллиус А. Ю., Линдерс А. В., Стараст Х. А. и др. Статистическая модель трофического состояния малых светловодных озер//Водные ресурсы. 1987. № 3. С. 63—66.

52. Мишев Ф., Спиридов Х., Гергов Г. и др. Определение мутности воды водохранилища путем измерения спектральных коэффициентов отражения//Изв. Българ. геогр. о-во. 1982 (1983). № 20. С. 57—66.

53. Монсеев П. А. Биологические ресурсы мирового океана. М., 1969. 339 с.

54. Мокневский К. А., Ковалевская Р. З., Михеева Т. Н. Распространение солнечной радиации в водной толще озер и эффективность ее утилизации планктоном//Биологические основы рыбного хозяйства на внутренних водоемах Прибалтики. Минск, 1964. С. 80—87.

55. Неуймин Г. Г. Оценка концентрации хлорофилла по измерениям индекса цвета в различных районах Мирового океана//Океанология. 1982. Т. 22. Вып. 3. С. 380—385.

56. Новиков Б. И., Тимченко В. М., Синченко П. В. Седиментационные процессы в каскадах равнинных водохранилищ Украины//Взаимодействие между водой и седиментами в озерах и водохранилищах. Л., 1984. С. 18—25.

57. Николаев В. П., Жильцов А. А., Хулапов М. С. О пространственно-временной изменчивости прозрачности воды в приэкваториальной зоне Атлантики//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Таллинн, 1980. С. 133—136.

58. Паутова В. Н., Крашук Л. С. Первичная продукция и ассимиляционная активность фитопланктона в Братском водохранилище//Круговорот вещества и энергии в водоемах. Иркутск, 1981. С. 106—108.

59. Пашкевич А. И. Первичная продукция и физиологические показатели фитопланктона озера Шарташ//Экология. 1983. № 4. С. 39—46.

60. Пелевин В. Н. Оценка концентрации взвеси и хлорофилла в море по измеряемому с вертолета спектру выходящего излучения//Океанология. 1978. Т. 19. Вып. 3. С. 428—434.

61. Пелевин В. Н. О спектральных характеристиках поля солнечного излучения в море и над его поверхностью//Световые поля в океане. М., 1979. С. 16—26.

62. Первичная продукция в Братском водохранилище. М., 1983. 245 с.

63. Пырина И. Л. Зависимость первичной продукции от состава фитопланктона//Первичная продукция морей и внутренних вод. Минск, 1961. С. 308—313.

64. Пырина И. Л., Гецен М. В., Вайнштейн Н. Б. Первичная продукция фитопланктона озер Харбейской системы Большеземельской тундры//Продуктивность озер восточной части Большеземельской тундры. Л., 1976. С. 63—76.

65. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Л., 1969. 564 с.
66. Распопов И. М. Высшая водная растительность больших озер Северо-Запада СССР. Л., 1985. 200 с.
67. Романенко В. И. Связь между интенсивностью фотосинтеза при равномерном распределении водорослей в толще воды и прозрачностью по диску Секки//Информ. бюл. ИБВВ. 1973. № 19. С. 11—15.
68. Романенко В. И., Даукшта А. С. Влияние света на интенсивность фотосинтеза фитопланктона в поверхностных слоях воды//Информ. бюл. ИБВВ. 1969. № 3. С. 10—12.
69. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества. М., 1977. 256 с.
70. Румянцев В. Б. Оптическая структура Онежского озера//Автореф. дис. канд. геогр. наук. Л., 1975. 20 с.
71. Румянцев В. Б. Оптическая структура Ладожского озера//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 19—35.
72. Румянцев В. Б., Чехин Л. П. Влияние взвешенных веществ на оптические показатели озерных вод//Взаимодействие между водой и седиментами в озерах и водохранилищах. Л., 1984. С. 51—55.
73. Румянцев В. Б., Короткевич О. Е., Юдин Е. А. Оптически активные компоненты вод Ладожского озера//Там же. С. 47—50.
74. Русин Н. П. Прикладная актинометрия. Л., 1979. 232 с.
75. Рутковская В. А. Предварительные итоги исследования проникновения солнечной радиации в водную толщу водохранилищ и озер//Первичная продукция морей и внутренних вод. Минск, 1961. С. 289—300.
76. Световое поле в водной среде. Термины и определения. ГОСТ 19209—73. М., 1974. 7 с.
77. Семенченко Б. А. и др. Подводный регистрирующий спектрометр с дистанционным управлением//Метеорология и гидрология. 1971. № 4. С. 94—98.
78. Сидько А. Ф., Апонасенко А. Д., Франк Н. А. и др. Изучение спектральной яркости и ее связи с содержанием фитопланктона//Океанология. 1980. Т. 20. Вып. 1. С. 142—147.
79. Сорокин Ю. И., Федоров В. К. Первичная продукция и деструкция в Онежском озере//Предварительные результаты работы комплексной экспедиции по исследованию Онежского озера. Петрозаводск. 1969. Вып. 3. С. 29—33.
80. Трифонова И. С. Фитопланктон и его продукция//Биологическая продуктивность озера Красного. Л., 1976. С. 69—104.
81. Трифонова И. С. Состав и продуктивность фитопланктона разнотипных озер Карельского перешейка. Л., 1979. 168 с.
82. Физика океана. Л., 1978. 294 с.
83. Финенко З. З. Действие света на фотосинтез фитопланктона в море//Основы биологической продуктивности Черного моря. Киев. 1979. С. 93—95.
84. Фрейндлинг А. В., Клюкина Е. А. Некоторые особенности зарастания озер Вендюрского и Риндозера//Изучение и использование водных ресурсов. Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1981. С. 42—45.
85. Хит О. Фотосинтез. М., 1972. 315 с.
86. Чехин Л. П. Трансформация солнечной энергии в водах озера Севан//Лимнология горных водоемов. Ереван, 1984. С. 331—332.
87. Чехин Л. П. Световые граничные условия гидробиологических процессов//Радиационная климатология и прикладные аспекты актинометрии. Иркутск, 1984. С. 264—265.
88. Чехин Л. П. Возможные изменения подводного светового поля крупных водоемов под действием различных факторов//Проблемы исследования крупных озер СССР. Л., 1985. С. 107—111.
89. Чехин Л. П. Некоторые световые граничные условия гидробиологических процессов//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 36—46.
90. Чехин Л. П. Световой режим водоемов. Петрозаводск, 1987. 138 с.

91. Чехин Л. П., Умнова Л. П. Утилизация солнечной энергии фитопланктоном//Лимнологические исследования на заливе Онежского озера Большое Онего. Л., 1982. С. 93—97.

92. Чехин Л. П., Коваленко В. Н., Ефремова Т. В. К вопросу о гидрооптическом мониторинге некоторых лимнологических показателей озерных вод//Тез. докл. VII Всесоюз. симпозиум по контролю качества вод. Таллинн, 1985. С. 233—235.

93. Шемшур В. Е., Урденко В. А., Федирко В. И. О связи относительной прозрачности с содержанием хлорофилла «а» в воде//Океанология. 1982. Т. 22. № 3. С. 404—407.

94. Шемшур В. Е., Афонин Е. И. Связь цвета моря с показателем вертикального ослабления и относительной прозрачностью воды. Деп. в ВИНТИ, 1985. № 4399—85Деп. 12 с.

95. Шерстянкин П. П. Оптические свойства вод и проникающая радиация//Проблемы Байкала. Новосибирск. 1978. С. 73—87.

96. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. Л., 1983. 278 с.

97. Шляхова Л. А. Изучение спектральной яркости и ее связи с содержанием взвешенных веществ и хлорофилла в водоемах//Гидрохим. матер. 1985. № 93. С. 114—124.

98. Шляхова Л. А., Ощепков С. Л. О возможности восстановления микроструктуры взвеси в олиготрофных водоемах по спектрам показателя ослабления света//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 70—76.

99. Эйнон Л. О. Роль света в формировании первичной продукции в водоеме//Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 45—54.

100. Arvesen J. C., Millard J. P., Weaver E. C. Remote Sensing of chlorophyll and temperature in marine and fresh waters//Astronaut Acta. 1973. N 18. P. 229—239.

101. Bindless M. E. The light-climate of Loch Leven, a shallow Scottish lake, in relation to primary production by phytoplankton//Freshwater Biology. 1976. N 6. P. 501—518.

102. Canfield D. E., Stephen B. L., Hodgson L. M. Relation between color and some limnological characteristics of Florida Lakes//J. Water Resources Bulletin. 1984. V. 20. N 3. P. 323—329.

103. Clarke G. L., Ewing G. C., Lorenzen C. J. Spectra of back-scattering light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration//Science. 1970. V. 167. N 3921. P. 1119—1121.

104. Dubinsky Z., Berman T. Light utilisation efficiencies of phytoplankton in Lake Kinneret (Sea of Gallilee)//Limnol. and Oceanogr. 1976. N 21. P. 226—230.

105. Gächter R. Zur Frage der Einleitung von gereinigtem Abwasser in Seen//Schweiz. Z. Hydrol. 1971. N 33(1). P. 73—84.

106. Harris G. P. Photosynthesis, productivity and growth. The physiological ecology of phytoplankton//Ergebnisse der Limnologie. 1978. Bd. 10. H. 10. 171 p.

107. Højerslev N. K. Solar middle ultraviolet (UV-B) measurement in coastal waters rich in yellow substance//Limnol. and Oceanogr. 1978. V. 23. N 5. P. 1076—1079.

108. Højerslev N. K. Bio-optical properties of the Fladen Ground: "Meteor" — FLEX-75 and FLEX-76//J. Cons. int Explor. Mer. 1982. N 40. P. 272—290.

109. Kereles J. J. Limnological conditions in Five Small Oligotrophic Lakes in Terra Nova National Park, Newfoundland//Limnol. Oceanogr. 1978. V. 23. N 2. P. 268—273.

110. Kullenberg G. Relationships between optical parameters in different oceanic areas//Rept. Inst. fus. oceanogr. Kopenhavns Univ. 1980. N 42. P. 57—79.

111. Lommatzch D., Schwarzer H., Summich K. Untersuchungen zur Abhängigkeit//Gerlands Beitr. Geophys. 1982. V. 91. N 2. P. 178—180.

112. Lorenzen M. W. Use of chlorophyll — Secchi disk relationships//Limnol. and Oceanogr. 1980. V. 25. N 2. P. 371—372.

113. Megard R. O., Combs W. S. et al. Attenuation of light and daily integral rates of photosynthesis attained by planktonic algae//Limnol. and Oceanogr. V. 24. N 6. P. 1038—1050.

114. Mukai T., Takimoto K., Shibata T. et al. Optical properties of sea water and their seasonal variations in the coastal sea//Jap. J. Water Pollut. Res. 1984. V. 7. N 1. P. 11—19.

115. Nielsen E. S. Marine photosynthesis//Amsterdam. 1975. 141 p.

116. Otake H., Nakai T., Hattori A. Underwater irradiance and Secchi disk depth in the Bering Sea and Northern North Pacific in summer//Marine science comm. 1977. V. 3. N 3. P. 255—270.

117. Otto L. Light attenuation in the North Sea and the Dutch Wadden Sea in relation to Secchi disk visibility and suspended matter//Nederland J. of Sea Res. 1966. V. 3. N 1. P. 28—51.

118. Paulson A., Simpson J. Irradiance Measurement in the Upper Ocean//J. Phys. Oceanogr. 1977. V. 7. N 6. P. 952—956.

119. Pilgrim D. A. The Secchi Disc in principle and in use//Hydrographic J. 1984. N 33. P. 25—30.

120. Pobarts R. D. Primary production of Lake McIlwaine//Lake McIlwaine. Eutrophication and Recovery Trop. Aff. Man-Made Lake. 1982. P. 110—117.

121. Riley R. D. Oceanography of Long Island Sound., 1952—1954, 11//Physical Oceanography. Bull. Bingham. Oceanogr. Coll. 1956. N 15. P. 15—46.

122. Tyler J. E. The Secchi disc//Limnol. and Oceanogr. 1968. V. 13. N 1. P. 137—142.

123. Tyler J. E., Smith R. C. Measurement of spectral irradiance underwater//N. Y., London, Paris. 1970. 103 p.

124. Walker T. A. A correction to the Pole and Atkins Secchi disk/light-attenuation formula//J. Mar. Biol. Ass. U. K. 1980. N 60. P. 769—771.

К главе 7

1. Абросов В. Н. Зональные типы лимногенеза. Л., 1982. 120 с.

2. Адаменко В. Н. Мелиоративная микроклиматология. Л., 1979. 184 с.

3. Адаменко В. Н. Климат и озера. Л., 1985. 264 с.

4. Богданов В. В. Принципы зонально-лимнологического районирования//Автореф. дис. д-ра геогр. наук. 1970. 40 с.

5. Бульон В. В. Взаимосвязь между содержанием хлорофилла «а» в планктоне и прозрачностью воды по диску Секки//ДАН. 1977. Т. 236, № 2. С. 505—508.

6. Винберг Г. Г., Бауэр О. Н. Биологическая продуктивность континентальных водоемов СССР//Бюлл. МОИП. Отд. биол., 1971. Т. 26. С. 80—98.

7. Вологдин М. П. Гидрооптические особенности малых озер Забайкалья (на примере Ивано-Арахлейских). Новосибирск, 1981. 136 с.

8. Гамбарян М. Е. Микробиологические исследования озера Севан. Ереван, 1968. 166 с.

9. Гершензон Т. Е., Карпечко В. А., Литвиненко А. В., Лифшиц В. X. Основные проблемы хозяйственного использования и охраны вод Карельской АССР//Рациональное использование природных ресурсов и охрана окружающей среды. Петрозаводск, 1986. С. 20—25.

10. Грани гидрологии/Под ред. Д. К. Родда. Л., 1980. 448 с.

11. Григорьев Ал. А., Кондратьев К. Я. Космическое земледелие. М., 1985. 160 с.

12. Гусаков Б. Л., Петрова Н. А. Перед лицом великих озер. Л., 1987. 128 с.

13. Ерлов Н. Г. Оптика моря. Л., 1980. 248 с.

14. Иванов А. П. Физические основы гидрооптики. Минск, 1975. 504 с.

15. Карелин А. К. Основные уравнения, связывающие оптические характеристики моря//Гидрооптические исследования. Тр. Ин-та океанологии. М., 1965. Т. 77. С. 17—34.

16. Китаев С. П. Экологические особенности биопродуктивности озер разных природных зон. М., 1984. 206 с.

17. Куприянов В. В., Прокачева В. П. Основные вопросы использования спутниковой информации при решении задач гидрологии суши//Тр. ГГИ. Л., 1980. Вып. 276. С. 3—9.
18. Маньковский В. И. К вопросу об оптической классификации вод//Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. Таллинн, 1980. С. 124—126.
19. Мирвис В. М. К вопросу об объективизации проведения границ в задачах прикладной классификации климатов//Тр. ГГО. Л., 1975. Вып. 330. С. 156—170.
20. Мокиевский К. А. Исследования радиационного режима озер как основа теплового и энергетического баланса водоемов//Acta hydrophys. 1980. Т. 25. № 1—2. С. 129—149.
21. Молчанов И. В. Онежское озеро. Л., 1946. 208 с.
22. Новиков Б. И., Тимченко В. М., Сянченко П. В. Седиментационные процессы в каскадах равнинных водохранилищ Украины//Взаимодействие между водой и седиментами в озерах и водохранилищах. Л., 1984. С. 18—25.
23. Одрова Т. В. Гидрофизика водоемов суши. Л., 1979. 311 с.
24. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л., 1972. 209 с.
25. Пелевин В. Н., Рутковская В. А. Об оптической классификации океанских вод по спектральному ослаблению солнечного излучения//Океанология. 1977. Т. 17. Вып. 1. С. 50—54.
26. Пелевин В. Н., Рутковская В. А. Об ослаблении фотосинтетически активной солнечной радиации в водах Тихого океана//Океанология, 1978. Т. 18. Вып. 4. С. 619—625.
27. Петрова Н. А., Гусаков Б. Л., Тержевик А. Ю. Основные закономерности развития процесса антропогенного эвтрофирования в больших глубоких озерах (на примере Ладожского озера)//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 12—17.
28. Поползни А. Г. Зональность типов озер юга Обь-Иртышского бассейна//Автореф. дис. д-ра геогр. наук. Л., 1969. 39 с.
29. Потемкин В. Л. Радиационные процессы в озерных котловинах. Новосибирск, 1985. 134 с.
30. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности/Под ред. К. Я. Кондратьева. Л., 1969. 564 с.
31. Румянцев В. Б., Чехин Л. П. Влияние взвешенных веществ на оптические показатели озерных вод//Взаимодействие между водой и седиментами в озерах и водохранилищах. Л., 1984. С. 51—55.
32. Румянцев В. Б. Оптическая структура Ладожского озера//Комплексный дистанционный мониторинг озер. Л., 1987. С. 19—35.
33. Румянцев В. Б. Экологические особенности поверхностной пленки воды в озерах//Там же. С. 159—162.
34. Русин П. П. Прикладная актинометрия. Л., 1979. 232 с.
35. Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. О применении многомерного анализа в гидрологии//Тр. Ин-та биологии внутренних вод. 1974. Вып. 26 (29). С. 180—206.
36. Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. Классификация в гидрологии как задача теории распознавания//Там же. С. 166—180.
37. Халемский Э. М., Войтов В. Н. Районирование вод Тихого океана по показателю ослабления//Оптика океана и атмосферы. Л., 1972. С. 181—186.
38. Чехин Л. П. Гидрооптические классификации морских и озерных вод//Тез. докл. II Всесоюз. съезда океанологов. Севастополь, 1982. С. 22—23.
39. Чехин Л. П. Световой режим водоемов. Петрозаводск. 1987. 138 с.
40. Чехин Л. П., Мирвис В. М. К обоснованию мониторинга внутриконтинентальных водоемов на основе оптической индикации//Метеорология и гидрология. 1985. № 4. С. 85—94.
41. Шемшур В. Е. Об оптической классификации морских и океанских вод по спектрам восходящего излучения. Деп. в ВИНТИ. № 2116—85 Деп. 22 с.

42. Canfield D. E., Stephen B. L., Hadasen L. M. Relation between color and some limnological characteristics of Florida Lakes//J. Water Resources Bulletin. 1984. V. 20. N 3. P. 323—329.

43. Carpenter D. J., Carpenter S. M. A comparison of optical and biochemical classification of ocean waters//Deep Sea Res. 1979. A. 26. N 7. P. 763—773.

44. Jerlov N. J. The optical classification of sea waters in the euphotic zone//Rept. Inst. fys. oceanol. Kobenhavns univ. 1978. N 36. 46 p.

45. Smith R. C., Baker K. S. Optical classification of natural waters//Limnol. and Oceanogr. 1978. V. 23. N 2. P. 260—267.

46. Williams C. H., Vincent W. F. Optical properties of New Zealand lakes//Arch. Hydrobiol. 1984. V. 99. N 3. P. 318—330.

Адвекция 14, 16, 17, 44, 70, 91
Альbedo внутриводное 211
— общее 207—213
— поверхностное 212
— спектральное 108, 213, 254
Анализ корреляционно-регрессионный 268
— факторный 268
Анизотропность 9
Аномалии барико-циркуляционного режима 12, 13

Баланс водный 20, 33, 36
— радиационный 103, 215
— тепловой 20, 33, 36, 103, 215
Боуэна отношение (индекс) 72, 73

Влажность воздуха 28
Водоросли
— диатомовые 111, 128
— синезеленые 111, 128
Высшая водная растительность 229, 231—233

Дистанционные методы 31, 81, 97, 113, 263

Загрязнение атмосферное 263
Затраты тепла на испарение 28, 34, 49, 60, 73
— на турбулентный обмен 60, 75
Зональность 23, 43, 66, 228
Зоны природные 36, 37, 57, 226

Излучение атмосферы 98
Индекс сухости 34, 46, 56, 81

Классификация гидрооптическая 268
— естественная 52, 264
— озер 33, 35, 62, 263
— морских вод 265
Космические снимки 257, 259, 262
Коэффициенты диффузного отражения 162, 194, 211
— корреляции 46, 52, 82, 205, 211, 268
— ослабления радиации 31, 32

- подводной облученности 187
- пропускания света 187
- спектральной яркости 109

Лимнические показатели (характеристики) 200
 Лимногенез 264

Макроциркуляционные процессы 10, 12, 13, 15, 18
 Макрофиты 229
 Массоэнергообмен озер 32, 62, 81
 — параметризация 83
 Матрица исходных данных 268
 — корреляционная 48, 268
 Метод главных компонент 268
 — распознавания образов 49, 268
 — факторного анализа 268
 Моделирование малопараметрическое 146, 154
 — статистическое 146, 154
 — стохастическое 146
 — физическое 114, 146, 154
 Мониторинг 214, 244, 263

Облученность 113, 155, 198, 273
 Оптические характеристики первичные 189, 236, 264
 — вторичные 190, 223, 236, 264

Первичная продукция 227, 228, 234
 Планктон 126, 132
 Поглощение радиации 27, 34, 75
 — света 123, 234, 245
 Показатель вертикального ослабления света 127, 205
 Покров растительный 109
 — снежный 110
 Поток скрытый 7, 79
 — явный 7, 79, 81, 87
 Продолжительность солнечного сияния 11, 25, 65
 Прозрачность атмосферы 7, 8
 — воды 100, 147, 198, 203, 215, 282
 — по белому диску 106, 200

Радиационный баланс 10, 23, 27, 30, 33, 43, 83
 — режим 11
 Радиация поглощенная 34, 75
 — прямая, рассеянная, отраженная 7, 35
 — суммарная 6, 23, 56, 77, 87
 — фотосинтетически активная 216, 220, 254
 Распознавание образов 35, 59, 62, 268

Световое поле 126, 187, 196
 Снежный покров 257
 Состояние водоема 33, 62, 111
 — озерных вод 275
 Спектральное ослабление света 198
 Спектральный состав излучения 185

Теплообеспеченность 74
Теплообмен 53, 56, 69
Термический режим 19
Турбулентный тепло-
и влагообмен 8, 55, 73

Увлажнение 18, 19, 57, 58, 73
— дефицит 18
— избыточное 19
Уравнение радиационного баланса 23, 33
— теплового баланса 24, 33
Утилизация энергии 228, 229

Факторные нагрузки 48, 52, 55, 269
Факторный анализ 48, 55, 62, 268
Факторы абиотические 33
— биотические 33
Фотический слой (зона) 132, 219, 228, 235

Характеристики гидрооптические 236, 264
— морфометрические 52, 62
— светового поля 127

Цветность воды 106, 195, 210, 215, 216, 268

Шероховатость 213
Широтный ход (зональность) 31, 130, 228

Эвтрофирование 247, 248
Эвфотическая зона 220, 226, 228
Энергообмен 58, 62
Энтропия 49

Яркость надповерхностная 109, 196
— подповерхностная 196

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Суммарная солнечная радиация, поступающая на внутриконтинентальные водоемы	6
1.1. Влияние облачности	—
1.2. Влияние прозрачности	7
1.3. Влияние альбедо поверхности	9
1.4. Барико-циркуляционные условия формирования радиационного режима озер и водохранилищ	10
Глава 2. Тепловой и радиационный баланс озер	23
2.1. Зависимость радиационного режима от широты, облачности и прозрачности атмосферы	—
2.2. Радиационный режим озер СССР	30
2.3. Массоэнергообмен крупных озер мира и его изменчивость	32
2.3.1. Постановка задачи	—
2.3.2. Исходные материалы	36
2.3.3. Радиационные ресурсы озер и способы их оценки	—
2.3.4. Широтное распределение некоторых составляющих радиационного баланса озер и затрат тепла на испарение	44
2.3.5. Приложение методов факторного анализа к задаче классификации больших озер по особенностям массоэнергообмена	48
2.3.6. Параметры энергообмена озер и их пространственная изменчивость	62
2.3.7. Структура теплового и водного балансов озер и возможности ее параметризации	67
Глава 3. Параметризация компонентов радиационного, теплового и водного балансов озер	81
3.1. Соотношения между компонентами массоэнергообмена	—
3.2. Возможности дистанционного зондирования озер	97
3.3. Дистанционная индикация спектральных характеристик озер и водохранилищ	108
3.4. Солнечная радиация и фотосинтез пресноводного фитопланктона	111
Глава 4. Компоненты природных вод, определяющие их оптические свойства	114
4.1. Чистая вода	—
4.2. Растворенные соли	115
4.3. Растворенное органическое вещество	119
4.4. Минеральное и органическое взвешенное вещество	125
4.4.1. Бактериопланктон	126
4.4.2. Фитопланктон	127

4.4.3. Характерные соотношения концентраций представителей планктона	132
4.4.4. Гидрозооль	133
4.5. Характеристика поглощения и рассеяния света в природных водах	140
Глава 5. Малопараметрические модели оптических свойств природных вод	146
5.1. Статистическое моделирование	—
5.2. Физическое моделирование	154
Глава 6. Надповерхностная и подповерхностная яркость света в водоемах	185
6.1. Особенности светового поля в море и внутренних водоемах	—
6.1.1. Световое поле в мутной среде	—
6.1.2. Сравнение оптических характеристик морских и озерных вод	190
6.1.3. Пропускание и отражение света поверхностью	192
6.1.4. Диффузное отражение света	194
6.1.5. Спектральный состав излучения и изменение по спектру оптических характеристик	196
6.2. Гидрооптические показатели вод и их связь с лимническими характеристиками	198
6.2.1. Теоретические основы обусловленности показателей	—
6.2.2. Связи первичных оптических характеристик с лимническими	201
6.2.3. Характеристики светового поля и лимнические показатели	—
6.2.4. Влияние прозрачности и цветности воды на альбедо и диффузное отражение	207
6.2.5. Применение выявленных связей и соотношений для оценки оптических характеристик озерных вод	215
6.3. Некоторые взаимосвязи гидрооптических показателей с биологическими	219
6.3.1. Связь оптических и лимнических показателей с глубиной эвфотической зоны	—
6.3.2. Световые условия продуцирования фитопланктона	220
6.3.3. Возможность оценки продукционных процессов по лимническим и гидрооптическим показателям	222
6.3.4. Оценка широтной изменчивости продуктивности водоемов	226
6.4. Взаимообусловленность биологических и оптических условий в озерных экосистемах	228
6.4.1. Утилизация световой энергии фитопланктоном	—
6.4.2. Световые условия существования высшей водной растительности	229
6.4.3. Влияние биологических условий на световой режим водоемов	234
6.5. Механизмы формирования надповерхностной и подповерхностной яркости света в водоемах	237
Глава 7. Изменение оптико-энергетических характеристик водоемов при антропогенном воздействии и классификация озерных вод	245
7.1. Изменение оптических показателей вод	—
7.2. Изменение отражательной способности вод	254
7.3. Загрязнение водоемов через атмосферу	256
7.4. Обзор существующих гидрооптических классификаций морских вод и озер	263
	299

7.5. Обоснование параметров классификация и алгоритмов разбиения	268
7.6. Основы гидрооптической классификации озерных вод и возможности ее применения	270
Заключение	277
Список литературы	279
Предметный указатель	295

Монография

**Адаменко Владилен Николаевич
Кондратьев Кирилл Яковлевич
Поздняков Дмитрий Викторович
Чехин Леонид Павлович**

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОЗЕР

Редактор Л. И. Верес. Художник И. А. Мазур. Художественный редактор Б. А. Бураков. Технический редактор Г. В. Изкова. Корректор И. Б. Михайлова

ИБ № 1868. Сдано в набор 28.09.90. Подписано в печать 11.04.91. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжная. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 18,75. Кр.-отт. 18,75. Уч.-изд л. 21,52. Тираж 800 экз. Индекс МОЛ-78. Заказ 234. Цена. 4 р. 20 к.

Гидрометеониздат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.
Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати.

190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.