

06  
ИБВВ

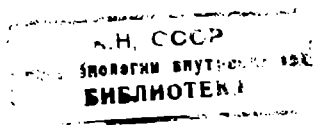
В. 26(25)

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**Ф**акторы формирования  
водных масс  
и районирование  
внутренних  
водоемов

31.899/

# Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Ленинград · 1974

Institute for Biology of Inland waters the Academy  
of sciences of the USSR

Factors of water mass formation and division  
of Inland water-bodies into districts

Главный редактор докт. геогр. наук Н.В. БУТОРИН

Ф  $\frac{21009-583}{055(02)-74}$  698-74

© Издательство „Наука“ 1974

## ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ КАЧЕСТВО ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Строительство крупных гидроэлектростанций привело к созданию больших искусственных водоемов-водохранилищ. Водохранилища в наши дни стали неотъемлемой частью ландшафта. В научном и хозяйственном отношении наиболее важной особенностью водохранилищ является большая изменчивость их как географических объектов. Это связано с искусственным регулированием объема вод, наполняющих водохранилище. Последнее обстоятельство обуславливает особый, присущий только водохранилищам, гидрологический режим, который формируется при аккумуляции речных вод и их использовании. Аккумуляция речных вод в водохранилищах представляет собой сложный физико-химический процесс взаимодействия их с водами водохранилища, сопровождающийся изменением свойств как тех, так и других.

Требования к качеству воды зависят от вида народнохозяйственного использования водоема. Наиболее строгие требования, регламентируемые законодательными постановлениями, предъявляются к воде и водоемам, используемым для централизованного водоснабжения населенных пунктов. В этом случае вода должна отвечать определенным требованиям в отношении физических и химических свойств: прозрачности, цветности, содержания взвешенных веществ, солевого состава, содержания микроэлементов и ряда токсических соединений. Данный вид использования водных ресурсов представляет строгие требования к микробиальному населению водоемов.

В стандартах качества воды требования в отношении фитопланктона, зоопланктона и бентических организмов, к сожалению, не сформулированы. Между тем биологические процессы, протекающие в водоемах при участии этих организмов, могут оказывать существенное влияние на качество воды. Ово выражается, с одной стороны, в нежелательных явлениях евтрофирования и вторичного загрязнения (Россолимо, 1967), а также в образовании различных биологических помех при водоснабжении и работе гидротехнических сооружений (Жадин, 1963). С другой стороны, биологические процессы в водоемах обеспечивают возможность самоочищения воды.

Среди факторов, определяющих качество воды в водохранилищах, решающая роль принадлежит поверхностному стоку, за счет которого происходят наполнение и питание водохранилищ. Заполнение равнинных водохранилищ европейской части СССР происходит весной за счет вод от таяния снега. В заполнении водохранилищ на реках Средней Азии и Кавказа основную роль играют воды от таяния снега и ледников в летнее время.

Отличительная особенность вод в период заполнения водохранилищ — малое содержание растворенных минеральных веществ. В условиях лесной зоны содержание их не превышает 100 мг/л. Близкое к этому количество



содержит весенний сток лесостепной и степной зон. Даже в условиях полупустынного климата Казахстана заполненные весенней водой водохранилища содержат обычно не более 200–300 мг/л растворенных минеральных соединений (Долгов, 1953). В период летнего половодья содержание минеральных соединений в реках Средней Азии близко к вышеприведенной величине, несмотря на значительное засоление почв и грунтов. Низкое содержание растворенных минеральных соединений – основной общий признак вод, заполняющих водохранилища в различных климатических зонах. По химическому составу воды различных климатических зон в период заполнения относятся к одному и тому же типу – карбонатно-кальциевому. В северных районах карбонаты кальция и магния главенствуют, составляя до 90% растворенных минеральных соединений; по мере продвижения к югу возрастает значение хлоридно-сульфатных ионов, но преобладающими остаются бикарбонаты кальция.

На фоне низкого минерального состава внешние воды, формирующиеся в лесной зоне с преобладанием заболоченных почв, отличаются высоким содержанием окрашенного органического вещества, содержание которого может даже превышать количество растворенных минеральных соединений. Окисляемость вод, заполняющих водохранилища в верховьях Волги и Днепра, доходит до 18–20 мг O<sub>2</sub>/л, что соответствует 35–40 мг/л органического вещества. Весенний сток с площади водосбора, покрытой дерново-подзолистыми почвами с маловыраженными признаками заболоченности, содержит значительно меньше органических веществ (окисляемость 5–7 мг O<sub>2</sub>/л). Невелико содержание органического вещества в весеннем стоке с богатых гумусом черноземных почв. Еще более бедны органическим веществом воды, заполняющие горные водохранилища и водохранилища на крупных реках Средней Азии. Поверхностный сток с дерново-подзолистых почв беден растворенными соединениями азота и фосфора. Содержание минеральных соединений азота колеблется в пределах 50–100 мкг/л, минерального фосфора – 10–50 мкг/л, калия – 0,5–1 мг/л, кремния – 1–3 мг/л. Более богат соединениями фосфора и азота весенний сток в пределах зоны черноземных почв. Водохранилища на реках Средней Азии заполняются водой, богатой растворенными соединениями азота и бедной фосфором. Воды, заполняющие горные водохранилища, бедны по содержанию азота и фосфора.

Вешний сток отличается весьма высоким содержанием сапрофитной микрофлоры, в частности кишечной палочки. Общее количество микроорганизмов, определяемое методом прямого счета, составляет сотни тысяч клеток в 1 мл (Драчев, 1956). Это положение относится, по-видимому, ко всем зонам.

Весьма существенный и характерный признак вод половодья – содержание взвешенных веществ. Количество их в стоке, заполняющем водохранилища, определяется развитием эрозионных процессов на площади водосбора. В зоне оподзоленных почв в весеннем стоке содержание взвеси составляет 0,1–0,3 г/л. Более подверженные эрозии черноземные почвы дают сток с содержанием взвеси до 1 г/л. В реках горных районов Кавказа и Средней Азии содержание взвеси в период половодья достигает нескольких граммов на 1 л и выше.

При поступлении речного потока в водохранилище гидродинамическая активность его быстро гасится и при перемещении речных вод по водохранилищу, а также с течением времени происходит трансформация речных вод (Буторин, 1969). На интенсивность этого процесса большое влияние оказывают морфометрические характеристики и особенности гидрологического режима водохранилищ – скорость водообмена, режим уровней и течений. Искусственное регулирование стока, морфометрия водохранилищ обуславливают в них сложную систему течений. Для режима скоростей в условиях подпора характерны общее уменьшение их по сравнению с рекой и некоторое возрастание по длине водохранилища от плотины к месту выклинивания подпора. Уменьшение скорости течения вызывает изменения в режиме твердого стока и как следствие – в величинах мутности и прозрачности воды.

Основная масса взвешенных частиц осаждается в верховьях водохранилищ. Взвеси, приносимые притоками, осаждаются в устьях, образуя своего рода бары. При движении воды к плотине содержание взвешенных частиц уменьшается. Существенные различия в мутности вод отдельных участков водоема хорошо видны на примере Рыбинского водохранилища. В этом водоеме наибольшее количество взвесей содержится весной в волжских и моложских водах. К центру водохранилища количество их уменьшается. Это связано как с осаждением речных взвесей, так и с разбавлением речных вод половодья зимними водами водохранилища. Если на речных участках водохранилища содержание взвесей весной достигает 20 мг/л, то в центральной части водоема оно равно 3-4 мг/л (Зиминова, 1963).

Уменьшение содержания взвесей вдоль продольной оси по направлению к плотине характерно для всех водохранилищ. Это можно рассматривать как естественный процесс самоочищения воды от взвешенных веществ. В результате содержание их в приплотинных участках водохранилищ обычно не превышает несколько миллиграммов на 1 л. Особенно наглядно этот процесс проявляется в водохранилищах на реках Средней Азии, где кофейно-желтая окраска воды верховьев водохранилищ по мере движения воды к плотине сменяется зеленовато-голубой. В Мингечаурском водохранилище прозрачность воды по белому диску в период заполнения составляла несколько сантиметров в верховьях и несколько метров у плотины.

При замедленном водообмене происходит не только уменьшение содержания взвесей и увеличение прозрачности воды, но и трансформация органического вещества в основном за счет снижения его окрашенной части. Так, в Учумском водохранилище, по данным А. В. Францева (1959), при полугодовом отстое цветность снижалась с 58 до 33 градусов. В Рыбинском водохранилище, по приближенным расчетам, снижение цветности за тот же срок составляет около 30% от исходной (Рыбинское водохранилище..., 1972).

При распаде органического вещества прибрежной растительности и под влиянием донных процессов в водохранилищах отмечается некоторое увеличение цветности воды, но оно имеет местный и кратковременный характер. Образование водного гумуса, т. е. темноокрашенных, сложных по составу органических веществ, полностью перекрывается процессами распада аллохтонных гумусовых веществ.

Замедление речного стока в общем положительно сказалось на кислородном режиме. Содержание растворенного кислорода во всех равнинных водохранилищах хотя и не достигает обычно полного насыщения, но остается на уровне, благоприятном для существования и развития растительности и животных организмов. Полное исчезновение кислорода наблюдается в придонных слоях при резко выраженной термической стратификации, которая в водохранилищах представляет собой редкое явление. Летом ее ограничивают ветровые волнения и течения, а зимой усиленная сработка водохранилищ.

Лишь в тех случаях, когда питание водохранилища или его отдельных участков происходит за счет вод, обедненных или лишенных кислорода, могут возникнуть анаэробные условия. В качестве неблагоприятного фактора следует указать на избыточное пересыщение трофогенного слоя воды растворенным кислородом, что почти всегда наблюдается в евтрофированных водоемах.

В водохранилищах бассейна Верхней Волги типичным является следующее изменение содержания растворенного кислорода по сезонам года. Ранней весной концентрация кислорода по всей толще воды составляет 11-12 мг/л, в летнее время - 8-9, поздней осенью достигает 10-12 и к концу зимы вновь снижается до 7-10 мг/л (Рыбинское водохранилище..., 1972). В озерной части водохранилищ зимой и летом содержание кислорода в слое ниже температурного скачка падает до 0-4 мг/л. В трофогенном слое летом содержание кислорода за счет процесса фотосинтеза может возрасти до 10-12 мг/л и более.

В целом для водохранилищ характерна недонасыщенность кислородом на 10–25% от полного насыщения. Причина этого – непрерывно идущие процессы окисления автохтонного и аллохтонного органического вещества, растворенных газов и других восстановленных соединений, поступающих из доновых отложений. Наиболее интенсивно процессы окисления идут летом в трофогенном слое и у дна, зимой – в придонных слоях. Окислительная мощность волжских водохранилищ заметно превышает годовую продукцию органического вещества фитопланктона (Кузнецов и др., 1971). В зимнее время на окисление восстановленных продуктов, образующихся в доновых отложениях, идет около 60% кислорода от общего его потребления в подледных условиях (Драчев, 1951).

Указанные выше закономерности кислородного режима в основных чертах повторяются на многих водоемах, расположенных в других климатических зонах. Так, в Волгоградском водохранилище наименьшее содержание кислорода приходится на конец зимы. Со вскрытием водохранилища содержание в воде кислорода резко увеличивается, но не достигает полного насыщения. В летний период вода также остается недонасыщенной кислородом, за исключением непродолжительных периодов массового развития фитопланктона (Сиденко, 1965).

Для евтрофного Каховского водохранилища характерны значительные колебания концентрации растворенного кислорода, особенно летом. В поверхностных слоях наблюдается резкое перенасыщение при значительном дефиците в придонных слоях. При отсутствии стратификации весной и осенью вода остается недонасыщена кислородом на 10–20%. Характерный для верхних водохранилищ днепровского каскада зимний минимум содержания растворенного кислорода в Каховском водохранилище не отмечен. В приплотинном участке зимой неоднократно наблюдалось резкое перенасыщение кислородом как у поверхности, так и в придонных слоях (Алмазов и др., 1967). Подобное явление отмечено также в глубоководной части Цимлянского водохранилища, где зимнее перенасыщение кислородом связано с массовым развитием некоторых форм диатомовых. В то же время в вышележащих участках его наблюдался резкий дефицит кислорода вплоть до заморных явлений (Баранов, 1961).

В Мингечаурском водохранилище на второй год его существования значительное понижение содержания кислорода в придонных слоях глубоководной части отмечено летом и осенью. В верхнем десятиметровом слое воды наблюдалось незначительное перенасыщение кислородом (Державин, 1957).

В Фархадском водохранилище кислородный режим довольно стабилен; по немногим имеющимся данным, не отмечено ни резкого перенасыщения, ни дефицита. В весенне-летние месяцы содержание кислорода колебалось в пределах 6,3–9,1 мг/л, что соответствует 60–103% насыщения (Ожегова, Максун, 1961); осенью как в верховье, так и у плотины оно составляло 9,7 мг/л (94% насыщения) (Драчев, 1954).

Как показали наблюдения за ряд лет, в водохранилищах европейской части СССР существенного изменения солевого состава речных вод под влиянием природных факторов практически не происходит. Увеличение содержания солей в водах водохранилищ наблюдается под влиянием лишь меженного стока. Все компоненты основного солевого состава вовлекаются в процессы жизнедеятельности водных организмов. Наиболее изученным и значительным фактором изменения солевого состава является нарушение карбонатного равновесия под влиянием поглощения углекислоты при фотосинтезе. В прибрежной зоне это наглядно проявляется в выпадении карбоната кальция, покрывающего сплошной корочкой листья и стебли погруженной растительности. В целом же влияния биопроцессов на основную солевую состав в существующих крупных водохранилищах не отмечено.

Содержание основных биогенных элементов (азота и фосфора) в водах водохранилищ подвержено более существенным изменениям, чем основной солевой состав. Причина этого – усиленное потребление их фитопланктоном, микробными организмами и высшей водной растительностью.

Содержание азота в воде ряда водохранилищ характеризуется следующими цифрами. В Рыбинском водохранилище, аккумулирующем сток с оподзоленных и заболоченных почв лесной зоны, содержание общего азота в среднем составляет 1,21 мг/л. Большая часть его (0,85 мг/л) находится в форме органических соединений. Преобладающие формы минерального азота – нитратный (0,21 мг/л) и аммонийный (0,15 мг/л) (Рыбинское водохранилище..., 1972). Зимой и весной нитратный и аммонийный азот содержится примерно в равных количествах. Летом и осенью при общем понижении содержания минерального азота последний находится преимущественно в форме нитратов. Вероятно, такое содержание и соотношение в формах азота сохраняются во всех водохранилищах волжского каскада. Так, по данным В. И. Сиденко (1965), в Волгоградском водохранилище, замыкающем каскад, содержание суммарного минерального азота примерно такое же, что и в Рыбинском.

В водохранилищах днепровского каскада содержание минерального азота значительно выше, чем в волжских. При этом в некоторых из них преобладающей формой его является аммонийный азот, в других – в форме нитратов. Так, в первые годы существования Киевского водохранилища воды его отличались высоким содержанием аммонийного азота (0,31–1,84 мг/л); это, вероятно, частично обуславливалось поступлением его из растительных остатков и затопленных почв. Преобладание аммонийного азота отмечено и в Каховском водохранилище, где в летние месяцы содержание его достигало 3,70 мг/л, в то время как нитратного не превышало 1,00 мг/л (Алмазов и др., 1967).

Относительно богата связанным азотом вода Цимлянского водохранилища. Количество общего азота в ней в 1957 г. колебалось от 1,22 до 3,05 мг/л, из них на минеральный азот приходилось 0,09–0,42 мг/л. Преобладающей формой минерального азота были нитраты, а содержание аммонийного азота не превышало 0,05 мг/л. Таким образом, как и в Рыбинском водохранилище, в Цимлянском большая часть азота находится в форме органических соединений.

Преобладание содержания нитратного азота над аммонийным в летний период характерно для Мингечаурского и Фархадского водохранилищ. В Мингечаурском водохранилище содержание нитратного азота в летний период составляло 0,66–0,78 мг/л (Абдурахманов, 1961), в Фархадском – 0,18 мг/л.

Содержание растворенного минерального фосфора в весенних водах, заполняющих волжские водохранилища, колеблется около 15–20 мкг/л. Летом во время массового развития фитопланктона содержание фосфатов снижается часто до аналитического нуля. В осенний период отмечается некоторое повышение содержания их, по-видимому, в связи с распадом растительности, затем наступает зимний минимум. Сохраняя общий ход изменений в годовом цикле, южные водохранилища каскада имеют повышенное содержание растворенного минерального фосфора. Так, в летние месяцы в Волгоградском водохранилище содержание минерального фосфора не снижается ниже 10 мкг/л (Сиденко, 1965).

В водохранилищах днепровского каскада содержание соединений фосфора значительно выше, чем в волжских. В отличие от последних максимальное содержание его во всех водохранилищах Днепра отмечается летом. В этот период концентрация растворенного минерального фосфора в Киевском водохранилище достигала 80 мкг Р/л, а в Каховском – 260 мкг Р/л. По мнению А. М. Алмазова и других исследователей (1967), этот летний максимум в содержании фосфора связан с интенсивным распадом органического вещества при высоких температурах.

В отличие от водохранилищ волжского и днепровского каскадов Цимлянского водохранилище аккумулирует сток с площади водосбора, покрытой почти исключительно черноземными почвами. Как и в Киевском водохранилище

в первые годы его существования, содержание фосфатов здесь было очень высоким и, по данным И. В. Барабанова (1954), выражалось сотнями микрограммов Р/л. На 5-6-й год оно резко уменьшилось. По данным Н. Г. Фесенко и В. И. Рогожкина (1960), содержание растворенного минерального фосфора составляло 5-28 мкг Р/л, а растворенного органического - 30-80 мкг Р/л. В водохранилищах, аккумулирующих сток горных рек, количество растворенного фосфора невелико. Так, в Мингечаурском водохранилище, по данным Ю. А. Абдурахманова (1961), оно колеблется в пределах 8-13 мкг Р/л.

Содержание общего фосфора в водохранилищах обычно в несколько раз выше, чем растворенного. Наиболее низко оно в волжских водохранилищах. Так, в Главном плесе Рыбинского водохранилища концентрация общего фосфора равна 20-50 мкг Р/л, тогда как в Цимлянском выражается величинами порядка 100-200 мкг Р/л, в Киевском достигала 160 мкг Р/л, а в Каховском - 430 мкг Р/л.

Наблюдения показывают, что водохранилища, бедные по содержанию общего фосфора и фосфатов (Рыбинское, Горьковское, Мингечаурское), менее продуктивны. Водохранилища с более высоким содержанием общего фосфора при близком содержании соединений азота значительно продуктивнее.

Наряду с изменением содержания и динамики основных биогенных элементов в водохранилищах по сравнению с рекой резко изменились условия развития биологических процессов распада и образования органического вещества. В первые годы существования водохранилищ биогенные элементы, освобождаемые при распаде органического вещества затопленной растительности и легкоподвижного органического вещества затопленных почв, создают условия кратковременного евтрофирования водоема. Обычно отмечаются обильное развитие фитопланктона и ухудшение качества воды. Уменьшается прозрачность, ухудшаются органолептические свойства (появление запахов, привкусов, возрастает содержание взвесей органического происхождения), нарушается газовый режим: падает содержание свободной углекислоты, вследствие чего нарушается карбонатное равновесие, происходят резкие суточные колебания содержания кислорода и pH.

Наряду с фитопланктоном качество воды в водохранилищах зависит от другого продуцента органического вещества - высшей водной растительности. С одной стороны, заросли высших растений служат своего рода фильтром, задерживающим как seston (планктон и взвешенные вещества), так и биогенные элементы. Высшие растения используют для роста и развития биогенные соединения, поступающие с водосбора. Благодаря этому поступление их в водоем уменьшается. В этом заключается положительная роль высшей водной растительности. Но, с другой стороны, сильное развитие ее связано с накоплением органического вещества в водоеме.

Однако в силу особенностей режима водохранилищ в большинстве из них зона зарослей высшей растительности обнажается в период сработки уровня, и растительность вымерзает. Поэтому ухудшения качества воды от разложения отмершей растительности в водохранилищах не наблюдается, и роль ее в изменении качества воды водохранилищ значительно меньше, чем фитопланктона.

Основной фон, определяющий уровень продукции растительной массы в водохранилищах, - содержание биогенных элементов, и прежде всего фосфора и азота. Из сопоставления содержания общего фосфора и продукции фитопланктона (Сорокин, 1958; Потоцкая, Цыба, 1965; Пырина, 1966) намечается следующая закономерность. При содержании общего фосфора до 50 мкг Р/л развитие фитопланктона выражено слабо (Рыбинское, Мингечаурское, Фархадское водохранилища). При содержании его от 50 до 100 мкг Р/л развитие фитопланктона более ощутимо (Иваньковское водохранилище), а при значениях от 100 до 200 мкг Р/л обильно проявляются явления „цветения“,



ухудшаются вкусовые качества воды, могут возникать затруднения при очистке воды на водопроводных сооружениях.

Разумеется, что связь между содержанием соединений фосфора и развитием фитопланктона в водохранилищах не линейна и определяется взаимодействием ряда факторов. Тем не менее мы считаем, что приведенные выше градации правильно отражают тенденцию к увеличению продукции фитопланктона с повышением содержания общего фосфора. При высоких концентрациях фосфора развитие фитопланктона достигает размеров „цветения“, последнее становится более продолжительным и интенсивным.

Следует отметить, что одновременно с повышением содержания общего фосфора большей частью происходит увеличение концентрации общего азота, но установление определенной градации между азотом и развитием фитопланктона затрудняется разнообразием форм органического азота. Так, например, по содержанию общего азота весьма продуктивное Цимлянское водохранилище близко к менее продуктивному Рыбинскому, но значительная часть общего азота в последнем относится к азоту гуминовых соединений, инертных в биологическом отношении.

Изменение гидрологического режима рек при зарегулировании стока сказалось также на размножении и отмирании микроорганизмов. В период заполнения водохранилищ содержание бактерий, растущих на мясопептонном агаре, составляет тысячи и десятки тысяч колоний в 1 мл. Обилие сапрофитных микроорганизмов в это время связано не только с поступлением вод с площади водосбора, но и с взаимодействием их с донными отложениями и почвами зоны затопления. Вскоре после заполнения водохранилищ сапрофитная флора отмирает. В крупных водохранилищах, например в Каховском, даже в первый год заполнения бактериологические показатели по сравнению с рекой значительно улучшились. По данным Н. Н. Квитницкой (1961), в расширенной части Каховского водохранилища, от Запорожья до плотины, кроме прибрежной полосы, количество сапрофитов составляло несколько десятков в 1 мл, титр кишечной палочки колебался в пределах целых чисел. В Рыбинском водохранилище такое содержание сапрофитной микрофлоры на десятом году его существования отмечалось не только в глубоководной части, но и в отдельных плёсах (Драчев, 1956). В последующие годы, по данным систематических наблюдений, во всем водохранилище установлена тенденция к увеличению сапрофитных бактерий в летнее время (Рыбинское водохранилище..., 1972). Зимой основная масса воды остается чистой как по числу сапрофитов, так и по титру кишечной палочки, но в верховье Шекснинского и в Волжском плёсах отмечено значительное ухудшение качества воды по бактериологическим показателям (Казаровец, 1963), что связано с влиянием сброса городских сточных вод.

В Цимлянском водохранилище в первые годы заполнения содержание сапрофитной микрофлоры, особенно кишечной палочки, оставалось устойчиво высоким в течение всего вегетационного периода, и лишь в зимнее время бактериальное загрязнение резко уменьшалось (Можаяев, 1957). Это обстоятельство отражает общую закономерность, в силу которой водоемы, незагрязняемые сточными водами, зимой по бактериологическим показателям значительно чище, чем летом, когда они интенсивно используются населением.

В условиях Средней Азии в Фархадском водохранилище значительные количества сапрофитных бактерий были обнаружены в верховье как в межень (850 колоний в 1 мл), так и особенно в период половодья (14 000–29 000 колоний в 1 мл). По мере продвижения воды к плотине наряду с осаждением взвеси происходило резкое снижение числа сапрофитов. Пробы воды, обогащенные сапрофитной микрофлорой, содержали повышенные количества кишечной палочки. В период осенней межени титр-коли составлял 0,2–0,6 мл, в период половодья в верховье водохранилища титр кишечной палочки выражался в тысячных долях миллилитра, а в приплотинной части – 0,02–0,04 мл (Драчев, 1956).

нефтяных остатков. Частичное перемещение придонной нефти в толщу воды или на поверхность может происходить под влиянием газов, образующихся при анаэробном распаде донных отложений и, возможно, частично самой нефти (Ворошилова, Дианова, 1950).

Несмотря на высокую способность к самоочищению водохранилищ и локальный характер распределения различных загрязнений, борьба с загрязнением нефтью остается одной из главных задач охраны поверхностных вод.

Под влиянием некоторых видов деятельности человека в поверхностных водах повышается содержание биогенных элементов, что обуславливает возрастание продукционных процессов. Значимость отдельных факторов повышения трофности водоемов изучена слабо. Наиболее существенный и к тому же легко поддающийся учету фактор – сброс бытовых и промышленных сточных вод. В водохранилищах значение этого фактора усиливается тем обстоятельством, что при замедленном водообмене в период вегетации сточные воды накапливаются и содержащиеся в них биогенные элементы включаются в биологический круговорот. Значительно труднее выяснить влияние стока с обработанных и удобренных полей на площади водосбора. В Западной Европе отмечено евтрофирование озер даже при отсутствии сброса в них сточных вод. Довольно высокое содержание соединений азота и фосфора в дождевой и снеговой воде, особенно в пределах населенных пунктов, позволяет считать атмосферные выпадения одной из возможных причин евтрофирования водоемов.

Приближенное представление о возможном значении сброса биогенных элементов с городскими сточными водами в водохранилища может быть получено путем следующего расчета.

Исходя из количества населения крупных прибрежных городов и расходов воды у Горьковской и Каховской ГЭС, подсчитан суточный расход воды на 1 жителя. При норме суточного поступления фосфора в канализацию на 1 жителя 0,8 г содержание его в речной воде повысится вследствие сброса сточных вод на 10 мкг Р/л в Волге и на 35 мкг/л в Днепре (см. таблицу).

Принятая в расчетах норма суточного выделения фосфора близка к физиологической норме и величине, фактически обнаруженной в р. Москве ниже выпуска сточных вод (Драчев, 1968). Необходимо иметь в виду, что в недалеком будущем сброс фосфора сильно возрастет. По литературным данным, норма сброса фосфора на одного человека возросла в ФРГ до 3,2 г, в США до 5 г в день (Heinke, 1969). Увеличение в основном произошло за счет детергентов, в составе которых конденсированные фосфаты достигают 50%.

В приведенных расчетах приняты во внимание только городские сточные воды. Крупные промышленные предприятия, имеющие отдельные выпуски, также могут сбрасывать значительное количество биогенных элементов. Из суммарного поступления общего фосфора со сточными водами у г. Череповца 43% приходится на промышленные сбросы металлургического завода (Рыбинское водохранилище..., 1972).

На водохранилищах Верхней Волги суммарное поступление общего фосфора и минерального азота с городскими и промышленными сточными водами составляет в последние годы около 25% от биогенного стока у Рыбинской ГЭС (Драчев и др., 1971).

Почти все сбросы промышленных и бытовых сточных вод вызывают повышение содержания растворенных солей в водохранилищах. Главнейший потенциальный источник засоления поверхностных вод – сбросные воды с орошаемых земель. Этот источник по объему, степени засоления и масштабу использования в зоне орошаемого земледелия несомненно преобладает. Наиболее засолены коллекторные воды в условиях Средней Азии. В Хорезмской и Ташаузской областях содержание солей в коллекторных водах достигает 11–14 г/л, в основном за счет хлористого натрия (Летунов, 1958).

Поступление общего фосфора с городскими сточными водами  
(среднее за вегетационный период)

Река	Средний расход воды у ГЭС, млн/м <sup>3</sup> в сутки	Численность населения крупных прибрежных городов, млн	Объем воды на 1 жителя, м <sup>3</sup> в сутки	Увеличение концентрации общего фосфора в речной воде за счет городских сточных вод, мкг/л
Волга (от Ка- линина до Горьковской ГЭС)	116	1.5	77	10
Днепр (от Кие- ва до Кахов- ской ГЭС)	86	3.8	22,6	35

Заметное увеличение содержания солей (на 3-5%) и изменение солевого состава установлены в воде Дона под влиянием сброса коллекторных вод Нижне-Донской оросительной системы (Королев и др., 1966).

Некоторые виды промышленности сбрасывают весьма концентрированные воды, и притом в большом количестве. Из них можно указать содовые заводы, сточные воды которых содержат до 150 г солей в 1 л, в том числе кальция - 32, натрия - 21, хлор-иона - 87 г/л. Предприятия по добыче и переработке калийных солей дают стоки с сухим остатком до 90 г/л, в основном хлористого натрия (Каныгина, 1957). Весьма высоко содержание минеральных солей в сточных водах, образующихся при нефтедобыче. В верхних пластовых водах содержание солей доходит до 160-170 г/л, преобладает хлористый натрий (Монгайт, Родзиллер, 1960). Сток этих вод сильно засоляет малые реки, впадающие в водохранилища на Каме.

Много солей сбрасывается со стоками некоторых нефтеперерабатывающих заводов. Так, в сточных водах Ново-Горьковского нефтеперерабатывающего завода сумма солей достигала 26.3 г/л, в том числе натрия 7.2, калия 0.8, сульфат-иона 17.2 г/л.

Под влиянием стоков предприятий химической промышленности в районе Соликамска-Березников в верховьях Камского водохранилища содержание солей в летнюю межень возрастало до 844 мг/л, зимой - до 1443 мг/л. Даже в половодье солевой состав увеличивался с 91.6 до 256 мг/л (Куликов, 1959). В целом промышленные стоки составляли в приходной части солевого баланса Камского водохранилища 12-26%. В зимний период влияние промышленного загрязнения прослеживается вплоть до плотины ГЭС на протяжении 200 км и в ее нижнем бьефе (Воткинское водохранилище). Несмотря на интенсивное перемешивание при сбросе через турбины ГЭС и более равномерное распределение в поперечном сечении, содержание солей в районе Перми неуклонно возрастает (Матарзин, 1968).

Сток городских сточных вод также способствует увеличению содержания солей в поверхностных водах. Бытовые сточные воды по сравнению с промышленными менее отличаются от вод поверхностного стока по содержанию солей, но значительно различаются по составу. В ионном составе преобладают хлор и сульфат-ионы, резко повышено содержание натрия, калия, аммония. Производственные сточные воды, поступающие в городскую канализацию, могут изменять содержание солей, но в общем средний солевой состав сточных вод городских канализаций довольно однообразен.

Изменение содержания и состава растворенных солей под влиянием сброса городских сточных вод видно на примере зарегулированного стока р. Москвы ниже города. В период летней межени сумма солей на незагрязненном участке у Рублева составляла 271,7 мг/л, ниже выпуска сточных вод г. Москвы — 480,3 мг/л. Состав ионов в эквивалентном выражении изменился следующим образом: выше города содержание калия и натрия составляло 6–8%, ниже стоков — 44% от суммы катионов, содержание хлор- и сульфат-ионов возросло с 6 до 25,6% от суммы анионов. Суммарное воздействие бытовых и промышленных вод на состав минеральных солей в водохранилищах Волги не столь значительно, как указано в приведенном выше примере, но все же проявляется тенденция к увеличению общего содержания солей и изменению их состава в сторону снижения относительного значения гидрокарбоната кальция и возрастания хлористых и сернокислых солей щелочных металлов. Так, в Куйбышевском водохранилище сумма солей ежегодно увеличивается на 0,5–1,5% (Каджан, Кузин, 1959). Увеличение ионного стока происходит главным образом за счет хлоридов щелочных металлов (Зенин, 1965). Процесс этот по существу необратимый, так как в водоеме не происходит заметного поглощения этих солей гидробионтами. Снижение концентрации может быть достигнуто только путем разбавления. В аридной зоне это явление имеет непосредственно хозяйственное значение при повторном использовании ирригационных вод.

Несмотря на сброс в водохранилища производственных сточных вод с высоким содержанием промышленных металлов (меди, свинца, хрома, цинка, никеля), влияние их обнаруживается, как правило, лишь непосредственно у места выпуска. Вследствие большого разбавления содержание указанных выше элементов во всех водохранилищах волжского каскада остается близким к фоновым величинам (Кольцов, 1965; Коновалов, Колесникова и др., 1965). Однако при сработке Иваньковского водохранилища в зимнее время увеличение концентрации цинка под влиянием сточных вод Калинина обнаружено в Волжском плесе Рыбинского водохранилища на расстоянии свыше 300 км от источника загрязнения (Калинина, 1969). В Камском водохранилище влияние мощного промышленного загрязнения также сказалось на некотором увеличении содержания цинка по сравнению с природным фоном (Коновалов, Иванова и др., 1965).

При оценке источников питьевого водоснабжения имеет значение содержание иода. В волжских водохранилищах содержание его возрастает от десятых долей микрограмма в Рыбинском водохранилище до нескольких микрограммов на 1 л в ниже лежащих. Максимальные величины порядка 10–40 мкг/л обнаружены в Волгоградском водохранилище.

Эксплуатация современных тепловых электростанций требует большого объема воды для охлаждения конденсаторов. При прямоточной системе водоснабжения для этого используются крупные водохранилища. Так, Конаковской ГРЭС, расположенной на Иваньковском водохранилище, при мощности 1,6 млн квт использовалось воды для охлаждения агрегатов около 60 м<sup>3</sup>/сек. Температурный градиент до и после ГРЭС составлял 8–11° во все сезоны года. Влияние нагрева на химический состав воды сводится в основном к изменению содержания растворенных газов. Степень насыщения кислородом исходной воды и температура нагрева определяют направление и интенсивность аэрационно-деаэрационного процесса. В условиях Иваньковского водохранилища деаэрационный эффект отмечался только летом и не превышал 1 мг О<sub>2</sub>/л. Зимой при большом дефиците кислорода в исходной воде увеличение содержания кислорода достигает 5–6 мг/л. Среднее поступление кислорода за счет аэрации в феврале–марте составило 41,5 т в сутки (Пан, 1969). Содержание свободной растворенной углекислоты после прохождения сооружений ГРЭС изменялось только в сторону снижения. Значительный расход химических реагентов для получения котловой воды с помощью ионитов сказывался на незначительном повышении (2–3 мг/л) концентрации солей в водоеме.

При работе тепловых электростанций на угле следует учитывать повышение солевого состава в водоеме под влиянием сброса вод гидрозолоудаления. Так, суммарный ионный сток гидрозолоудаления и химводочистки на Фрунзенской ТЭЦ в Киргизии вызвал увеличение ионно-солевого состава воды на 17–18 мг/л. При полном развитии ТЭЦ эта величина возрастает в 2,5 раза.

В заключение следует подчеркнуть, что зарегулирование речного стока весьма существенно изменяет условия развития процессов самоочищения. Меняются прежде всего начальное разбавление сточных вод, последующее смешение и распределение в водоеме. Снижение гидродинамической активности ускоряет осаждение взвесей и образование донных отложений вблизи места выпуска сточных вод. Смена речного биоценоза озерным изменяет условия распада органического вещества. В результате анаэробных процессов в донных отложениях, богатых органическим веществом, возможно вторичное загрязнение водоема.

Анализ факторов, влияющих на качество воды в водохранилищах, показывает, что поддержание чистоты воды в них должно регулироваться теми же правилами, что и охрана речных вод, но с учетом гидрологического режима и особенностей эксплуатации водохранилищ. Учитывая возможность накопления донных отложений и биогенных элементов при замедленном водообмене, а также вероятность вторичного загрязнения, повышенные требования должны быть предъявлены в отношении сброса взвешенных веществ. При контроле состава сточных вод необходимо учитывать содержание и формы основных биогенных элементов, и в первую очередь фосфора. Проблема регулирования сброса в водоемы биогенных элементов, в частности фосфора, в целях предупреждения ухудшения качества воды в водоемах в ближайшей перспективе заслуживает всестороннего и пристального изучения.

#### Литература

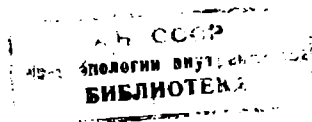
- Абдурахманов Ю. А. 1961. Мингечаурское водохранилище. Изв. ГосНИОРХ, 50, Л.
- Алмазов А. М., Денисова А. И., Майстренко Ю. Г., Нахшина Е. П. 1967. Гидрохимия Днепра, его водохранилищ и притоков. «Наукова думка», Киев.
- Баранов И. В. 1954. Гидрохимический режим Цимлянского водохранилища в 1952–1953 гг. Изв. ВНИОРХ, 34, М.
- Баранов И. В. 1961. Опыт биогидрохимической классификации водохранилищ европейской части СССР. Изв. ГосНИОРХ, 50, Л.
- Буторин Н. В. 1969. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах волжского каскада. «Наука», Л.
- Ворошилова А. А., Дианова Е. В. 1950. О бактериальном окислении нефти и ее миграции в природных водоемах. Микробиол., 19, 3.
- Голубева М. Т. 1960. Влияние сточных вод, содержащих нефть и нефтепродукты, на санитарное состояние водоемов и обоснование гигиенического нормирования их в воде водоемов. В кн.: Производств. сточные воды, вып. 5, Медгиз, М.
- Державин А. Н. 1957. Начальная стадия становления биологического режима Мингечаурского водохранилища. Вopr. экол., 1. Изд-во Киевского гос. ун-та.
- Долгов Г. И. (ред.). 1953. Влияние паводка на изменение химического состава воды в водохранилище. Изд. ВОДГЕО, М.
- Драчев С. М. 1951. Клязьминское водохранилище как источник питьевого водоснабжения. В кн.: Санитарная характеристика водоемов. Медгиз, М.



- Драчев С. М. 1954. Источники и условия хозяйственно-питьевого водоснабжения в Средней Азии. В кн.: Вopr. коммунальной гигиены в условиях жаркого климата Средней Азии. Медгиз, М.
- Драчев С. М. 1956. Водохранилища и каналы как источники хозяйственно-питьевого водоснабжения. Медгиз, М.
- Драчев С. М. 1964. Борьба с загрязнением рек, озер и водохранилищ промышленными и бытовыми стоками. „Наука“, М.-Л.
- Драчев С. М. 1968. Изменение химического состава и свойств воды р. Москвы в связи с загрязнением и процессами самоочищения. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 18(21).
- Драчев С. М., Былинкина А. А., Калинина Л. А. 1971. Антропогенный фактор формирования качества воды и режима биогенных элементов в водохранилищах Верхней Волги. Тр. Первой конф. по изуч. водоемов бассейна Волги, М.
- Жадин В. И. 1963. Качество воды и опыт теоретического освещения биологических помех в водоснабжении. Тр. Всесоюз. гидробиол. об-ва, 14.
- Зенин А. А. 1965. Гидрохимия Волги и ее водохранилищ. Гидрометеиздат, Л.
- Зиминова Н. А. 1963. Количественная характеристика взвесей Рыбинского водохранилища. Тр. Ин-та биол. водохр., вып. 7(9).
- Каджан З. А., Кузин В. И. 1959. Волжское водохранилище. Уч. зап. Волгоградск. пединститута, вып. 10.
- Казаровец Н. М. 1963. Санитарно-бактериологическая характеристика Рыбинского водохранилища. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 6(9).
- Калинина Л. А. 1969. Содержание цинка и меди в воде Верхней Волги. Матер. к Совещ. по прогнозированию содержания биогенных элементов и органич. вещества в водохранилищах, Рыбинск.
- Каныгина А. В. 1957. Влияние сброса промышленных сточных вод, содержащих легкорастворимые минеральные соли, на водные организмы. Информ. матер. ВНИИ ВДГЕО.
- Квитницкая Н. Н. 1961. Гигиеническое изучение подготовки ложа и эксплуатации Каховского водохранилища. В кн.: Гигиена водохранилищ. Медгиз, М.
- Колесникова Т. Х., Каплин В. Т., Зенин А. А. 1970. Загрязнение и самоочищающая способность рек и водохранилищ волжского бассейна. Матер. 24-го гидрохимического совещ., Новочеркасск.
- Кольцов Г. В. 1965. Распределение редких и рассеянных элементов в воде Рыбинского водохранилища осенью 1964 г. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 7(10).
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Шильмина С. В., Катаевский Н. И. 1965. Некоторые рассеянные элементы в бассейнах рек Волги и Камы. Гидрохим. матер., 40.
- Коновалов Г. С., Колесникова Т. Х., Иванова А. А., Куцева П. П., Василенко Т. И. 1965. Фтор, бром, иод, марганец, медь и цинк в бассейне р. Волги. Гидрохим. матер., 39.
- Королев И. А., Лапшина Т. П., Кобилева Э. А., Таросов М. Н. 1966. К вопросам характеристики и формирования химического состава сбросных вод и подсчета солевого баланса некоторых оросительных систем Северного Кавказа. Гидрохим. матер., 42.
- Кузнецов С. И., Романенко В. И., Карпова Н. С., Романенко В. А. 1971. Численность бактерий и продукция органического вещества в Рыбинском водохранилище в 1967 г. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 21(24).
- Куликов Г. И. 1959. Влияние сбросов химической промышленности на минерализацию воды Камского водохранилища в районе г. Березники. Совещ. по вopr. эксплуатации Камского водохранилища, Пермь.

31.894

- Летунов П. А. 1958. Почвенно-мелиоративные условия в низовьях Аму-Дарьи. Изд-во АН СССР, М.
- Манкевич Е. П., Митканев Б. А., Эйгенсон А. С. 1954. Пути совершенствования технологического процесса нефтеперерабатывающих заводов с целью устранения образования вредных сбросов. В кн.: Производственные сточные воды, вып. 4. Медгиз.
- Матарзани Ю. М. (ред.) 1968. Водохранилище Воткинской ГЭС на р. Каме. Пермь.
- Можжаев Е. А. 1957. Факторы, влияющие на качество воды Цимлянского водохранилища. Водоснабжение и санитарная техника, № 3.
- Монгайт И. Л., Рэдзиллер И. Д. 1960. Характеристика сточных вод нефтепромыслов и нефтеперерабатывающих заводов. В кн.: Производственные сточные воды, вып. 5. Медгиз, М.
- Ожегова В. Е., Максунев В. А. 1961. Фархадское водохранилище. Изв. ГосНИОРХ, 50.
- Пан Л. 1969. Газовый режим охлаждающей воды Конаковской ГРЭС и его влияние на Ивановское водохранилище. Матер. к Совещ. по прогнозированию содержания биогенных элементов и органич. вещества в водохранилищах, Рыбинск.
- Петухова Л. А. 1969. Поступление анионоактивных веществ в Волгу с бытовыми и промышленными стоками. Матер. к Совещ. по прогнозированию содержания биогенных элементов и органич. вещества в водохранилищах, Рыбинск.
- Полинская Р. Е. 1969. Загрязняющие ингредиенты сточных вод нефтепромыслов и их влияние на водоемы. Матер. 3-го Всесоюзн. симпозиума по вопр. самоочищения водоемов и смешения сточных вод, ч. 1, Таллин.
- Потоцкая И. В., Цыба Н. П. 1965. Первичная продукция планктона Цимлянского водохранилища. Тр. Волгоградск. отд. ГосНИОРХ, 1, Волгоград.
- Пырина И. Л. 1966. Первичная продукция фитопланктона в Ивановском, Рыбинском и Куйбышевском водохранилищах в зависимости от некоторых факторов. Тр. Ин-та биол. внутр. вод. АН СССР, вып. 13(16).
- Россолимо Л. Л. 1967. Необратимые типологические изменения озер культурных ландшафтов. В кн.: Типология озер. „Наука“, М.
- Рыбинское водохранилище и его жизнь. 1972. „Наука“, Л.
- Сиденко В. И. 1965. Гидрохимический режим Волгоградского водохранилища на четвертом-шестом году его образования (1962-1964 гг.). Тр. Саратовск. отд. ГосНИОРХ.
- Списельников В. Е. 1969. Методика определения битумоидов в открытых водоемах. Гидрохим. матер., 50.
- Соколов И. Н. 1969. Гигиеническая оценка работы плавучих очистных станций подсланевых вод. Матер. Республиканской научн. конф. по проблемам гигиены водоснабжения и санитарной охраны водоемов. Пермь.
- Сорокин Ю. И. 1958. Первичная продукция органического вещества в водной толще Рыбинского водохранилища. Тр. биол. ст. „Борок“ АН СССР, вып. 3.
- Тарасов С. П. 1968. Санитарное состояние р. Волги. В кн.: Волга-1, Тольятти.
- Фесевко Н. Г., Рогожин В. И. 1960. Аккумуляция соединений фосфора и азота Цимлянским водохранилищем за 1954-1957 гг. и изменение их стока в створе гидроузла. Гидрохим. матер., 30.
- Францев А. В. 1959. Очистной эффект Учинского водохранилища и некоторые пути его повышения. Тр. VI совещ. по проблеме биол. внутр. вод. АН СССР, М.-Л.



- Heinke G. M. 1969. Hydrolysis of condensed phosphates in Great lakes waters. Proceedings twelfth conference on Great lakes research, Michigan.
- Nicholson H. P. 1967. Pesticide pollution control. Science, 158, N 3803.

Институт биологии внутренних вод АН СССР

Н. П. Смирнов

# МНОГОЛЕТНЯЯ „ПРИЛИВНАЯ“ ВАРИАЦИЯ В СТОКЕ РЕК СССР

Известно, что основной многолетний член потенциала приливообразующих сил – 19-летняя лунная деклинационная составляющая, определяемая выражением

$$V_N = -\frac{1}{2} 0.06552 G (1 - 3 \sin^2 \varphi) \cos N',$$

где  $G$  – гравитационный коэффициент, равный  $26\,160\text{ см}^2/\text{сек}^2$ ;  
 $N' = -N$  – долгота восходящего узла лунной орбиты, изменяющаяся с периодом 18 613 лет;  $\varphi$  – широта.

В океане 19-летний лунный прилив был обнаружен в конце прошлого века крупнейшим английским геофизиком Д. Дарвином (Darwin, 1886). В последние годы работами Росситера (Rossiter, 1954), Лисицыной (Lisitzin, 1957), И. В. Максимова (1959) и В. Н. Воробьева (1969) на материалах по уровенному режиму северной части Атлантического океана и Арктического бассейна удалось более детально исследовать многолетнюю вариацию уровня.

Существование глобальной стоячей волны многолетнего прилива связано с существованием в области узлов этой волны соответствующих многолетних течений. Скорости таких течений, по-видимому, малы. Показать их реальность по данным наблюдений невозможно, так как ни в одном из пунктов океана наблюдений за течениями такой продолжительности нет. Тем не менее в океанографической литературе встречаются указания на существование подобной ритмичности в циркуляции вод океана. Так, изучая режимные характеристики Куро-Сиво, японский исследователь Фукуока (Fukuoka, 1959) отметил существование 18-летней цикличности в их многолетних изменениях. Позднее А. М. Баталин (1961) указал на 18–20-летнюю цикличность в меандрировании Куро-Сиво. Изучая гидрологический режим Северной Атлантики, И. В. Максимов и автор (1965а, 1967а) установили, что в многолетних изменениях температуры поверхностных вод повсеместно обнаруживаются 19-летние колебания. Эти колебания происходят в фазе с вычисленными статистическими многолетними приливыми колебаниями уровня океана, что достаточно определенно говорит об их приливном происхождении. Амплитуда колебаний оказалась равной в среднем  $0.3\text{--}0.4^\circ$ , а это означает, что температура воды в Северной Атлантике в 19-летнем ритме может измениться на  $0.6\text{--}0.8^\circ$ .

Такие изменения температуры воды не могут не сказываться самым существенным образом на атмосфере, поскольку распределение тепла

в океане – один из важных факторов, определяющих эволюцию крупномасштабных атмосферных процессов.

Попытка проанализировать многолетние изменения атмосферного давления и осадков в некоторых пунктах Северного полушария с целью выяснения влияния на них многолетнего прилива была предпринята И. В. Максимовым еще в 1954 г. Хотя результаты были получены по недостаточно длинным рядам наблюдений, они определенно показали наличие в ходе давления и осадков многолетней вариации с периодом 17–20 лет. При этом амплитуда этих колебаний в давлении высоких широт оказалась равной около 1,0 мб.

Позднее А. В. Шлитников (1957), изучая изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария, на громадном фактическом материале показал, что 19-летний приливной ритм – один из основных в ходе изменения увлажненности большинства районов Северного полушария.

Н. И. Михайлова (1971) при анализе температуры воздуха на Украине за последние 100 лет получила четко выраженный 18-летний цикл в изменениях температуры и сроках ее перехода через  $5^{\circ}$ . Автор связала эту цикличность с лунным многолетним приливным ритмом. Можно отметить, что повышение температуры воздуха на Украине соответствует максимальным значениям приливообразующей силы к северу от  $35^{\circ}$  с.ш.

Анализ столетнего ряда за тот же период, характеризующего степень континентальности климата Северной Европы, также показал наличие в нем выраженного периода изменений длительностью 19 лет (Nefta, 1966).

Наиболее подробно вопрос о влиянии многолетнего лунного прилива на атмосферную циркуляцию изучался в последние годы И. В. Максимовым и Н. П. Смирновым (1965б, 1967а), установившими ряд закономерностей этого влияния на процессы в океане и атмосфере Земли.

В свете изложенного способность многолетнего лунного деklinационного прилива воздействовать на атмосферные процессы вряд ли подлежит сомнению. По своей величине рассматриваемый прилив близок к месячному и вполне сравним с полумесячным приливом.

Для примера рассмотрим, как влияет многолетний прилив на изменение положения и глубину исландской депрессии, оказывающей определяющее влияние на крупномасштабные особенности циркуляции в атлантическом секторе Северного полушария и над большей частью территории СССР. На рис. 1 представлены значения широты и долготы центра исландского минимума давления по данным Р. В. Абрамова (1967), отфильтрованные с применением фильтра „11 минус 21“. В многолетних изменениях местоположения исландской депрессии четко проявляется вариация с периодом около 20 лет (рис. 1). Сопоставляя ее с изменениями потенциала приливообразующей силы многолетнего лунного прилива для широты  $60^{\circ}$ , мы приходим к следующим выводам. В моменты, когда потенциал силы имеет максимальные положительные значения, т. е. когда уровень в многолетней приливной волне максимален и наблюдаются положительные аномалии температуры воды на севере и северо-востоке Северной Атлантики, исландский минимум давления с некоторым запаздыванием смещается к юго-западу. И наоборот, в периоды отрицательных значений потенциала силы низкого стояния уровня в приливной волне и отрицательных аномалий температуры воды исландский минимум давления смещается в северо-восточном направлении. При этом моменты его крайнего северо-восточного положения запаздывают относительно моментов максимальных отрицательных значений потенциала приливообразующей силы на 3–4 года.

Такое запаздывание отмечалось и ранее, в частности в моментах наступления максимальных положительных температур воды в различных районах Северной Атлантики относительно максимума приливообразующей силы в многолетней приливной волне (Максимов, Смирнов, 1967б; Смирнов и др., 1967). Одновременно с изменением положения несколько изменяется

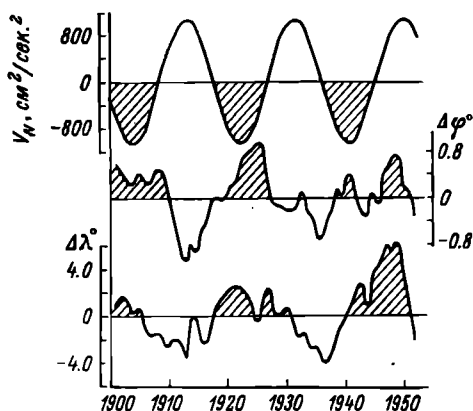


Рис. 1. Сопоставление значений потенциала многолетнего лунного прилива ( $V_N$ ) с аномалиями среднегодовых значений морфометрических характеристик исландского минимума давления (фильтр „11 минут 21").

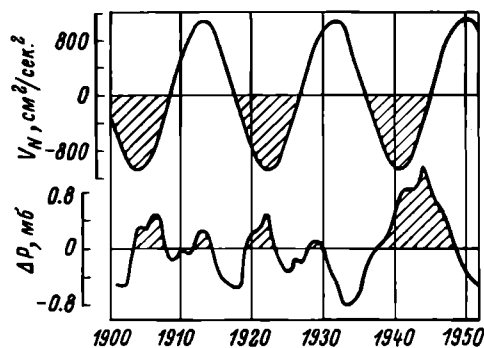


Рис. 2. Сопоставление значений потенциала многолетнего лунного прилива ( $V_N$ ) с аномалиями среднегодовых значений давления в центре исландской депрессии (фильтр „11 минут 21").

и давление в центре исландской депрессии (рис. 2). При смещении исландского минимума к юго-западу давление его в центре понижается. Когда же исландский минимум перемещается к северо-востоку, происходит его заполнение. При этом амплитуда таких многолетних колебаний может достигать 1 мб, что означает возможность изменения давления в центре исландской депрессии в приливном ритме до 2 мб.

Перемещения исландского минимума давления тесно связаны с изменением характера атмосферной циркуляции. Известно, что основная черта циркуляции атмосферы — ее зональность, нарушаемая рядом причин. Следовательно, необходимо прежде всего рассматривать возмущающую роль многолетнего лунного прилива в ходе зональности циркуляции. В исследованиях В. Г. Семениова (1960), а также в работе Р. Ф. Бурлуцкого и др. (1967) показано, что структура барического поля и циркуляция атмосферы над Атлантикой в значительной степени зависят от тепловых условий подстилающей поверхности, т. е. от распределения температуры поверхностных вод. Ими установлено, что при отрицательных аномалиях температуры воды в северных районах Атлантического океана над Европой формируются процессы интенсивного западного переноса. И наоборот, при положительных аномалиях температуры воды западный поток теплого воздуха с океана на материк Европы ослабевает и усиливаются меридиональные переносы воздушных масс.

Отсюда на основании результатов, полученных нами при исследовании термического режима Северной Атлантики, можно ожидать, что при максимальных положительных значениях многолетнего потенциала приливообразующей силы будут создаваться условия, способствующие усилению меридиональной циркуляции.

Для проверки высказанного предположения воспользуемся данными А. А. Гирса (1971), характеризующими повторяемость зональной циркуляции в атлантической (форма *W*) и тихоокеанской (тип *3*) зонах Северного полушария Земли с 1900 по 1964 г.



Периодограммный анализ показал наличие в обеих зонах выраженной цикличности с периодом около 18 лет. Ниже представлены значения периодов, амплитуд и фаз выделенных вариаций в многолетних изменениях формы  $W$  и типа 3, а также в индексах  $\frac{W+3}{2}$ , характеризующих зональность в среднем по полушарию. Вероятность того, что амплитуды выделенных вариаций не случайны, составляет 95%. Это позволяет достаточно обоснованно считать 18-летнюю вариацию в многолетних изменениях повторяемости зональной циркуляции в Северном полушарии реально существующей. Следует отметить также тот факт, что нарушение зональной циркуляции в этом цикле происходит синфазно в обеих рассматриваемых зонах Северного полушария.

На рис. 3 сопоставлены значения  $\frac{W+3}{2}$  после фильтрации их полосовым фильтром „11 минус 21“ с ходом значений потенциала приливообразующей силы. В ходе повторяемости зональной циркуляции на полушарии действительно присутствует выраженная вариация с периодом около 18–19 лет (рис.3). При этом наибольшего развития зональность достигает в годы отрицательных значений потенциала приливообразующей силы и, наоборот, в годы положительных значений потенциала приливообразующей силы, когда уровень океана к северу от 35° с.ш. повышается и наблюдаются положительные аномалии воды на севере Северной Атлантики, имеет место уменьшение повторяемости зональной циркуляции на полушарии.

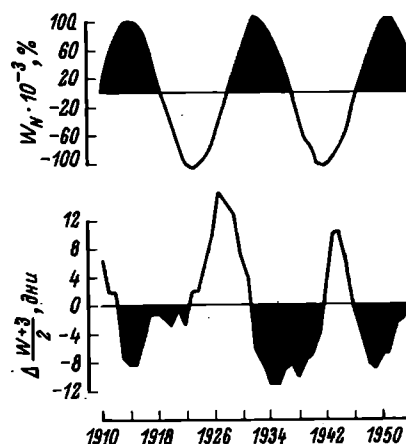


Рис. 3. Сопоставление значений потенциала многолетнего лунного прилива ( $V_N$ ) с аномалиями повторяемости зональной циркуляции на полушарии (фильтр „11 минус 21“).

Индекс циркуляции	Период, годы	Амплитуда, дни	Фаза относительно 1900 г.
$W$	18	13	299
3	18	22	304
$\frac{W+3}{2}$	18	15	301

Таким образом, повышение уровня в многолетней приливной волне к северу от 35° с. ш., а также повышение температуры поверхностных вод на севере Северной Атлантики тесно связаны со смещением исландского минимума давления к юго-западу при одновременном его углублении, что и создает, по-видимому, предпосылку для развития меридиональных процессов на полушарии.

Переходя к анализу многолетней приливной вариации в колебаниях стока рек, заметим, что малая продолжительность рядов наблюдений по стоку не позволяет выполнить подробное исследование этой вариации на всей территории СССР. Для анализа были использованы ряды наблюдений за расходами длительностью 70–80 лет, большинство из которых относится к рекам, расположенным на европейской территории Советского Союза.

В табл. 1 приведены амплитуды и фазы 19-летних колебаний стока рек и повторяемости форм циркуляции атмосферы по Г. Я. Вянгенгейму.

Выраженность рассматриваемых колебаний в стоке различных рек неодинакова. Так, в стоке рек Северо-Запада ЕТС они выражены очень слабо. В то же время в стоке Волги, особенно в стоке рек бассейна Камы, Десны, Днепра и сибирских рек, 19-летний ритм более выражен и его амплитуда составляет для этих рек 20–30% от абсолютной.

Анализируя фазы цикла, мы видим, что „приливные“ колебания всех рек ЕТС и Иртыша происходят почти в одной фазе. Резкое изменение фазы на  $180^{\circ}$  наблюдается в бассейне Оби, и далее к востоку фаза увеличивается так, что колебания стока Амура в 19-летнем цикле уже близки по фазе колебаниям в стоке рек бассейна Днепра.

Таблица 1

Амплитуды и фазы 19-летних колебаний стока рек СССР и форм атмосферной циркуляции в атлантической зоне Северного полушария

Река, пункт наблюдений	Период наблюдений	Амплитуда (А) от $A_{абс.}, \%$	Фаза относительно 1900 г.
Сток рек			
Неман, Смалининкай	1880–1962	9	247
Нева, Черная речка	1880–1962	9	325
Сев. Двина, Усть-Пинега	1882–1962	9	285
Волга, Ярославль	1877–1963	11	258
Ока, Муром	1882–1963	11	255
Кама, Пермь	1881–1964	21	282
Белая, Уфа	1878–1964	22	301
Волга, Куйбышев	1877–1964	18	277
Десна, Чернигов	1895–1962	29	204
Днепр, Киев	1880–1962	18	215
Сев. Донец, Лисичанск	1892–1962	7	273
Дон, Калач	1876–1964	11	139
Иртыш, Тобольск	1891–1964	34	274
Бия, Бийск	1895–1962	22	82
Обь, Новосибирск	1894–1963	13	79
Ангара, Иркутск	1899–1964	29	118
Шилка, Сретенск	1897–1964	20	147
Амур, Хабаровск	1896–1963	27	202
Формы циркуляции			
W	1891–1966	17	280
C	1891–1966	11	342
E	1891–1966	16	125

Из сопоставления фаз приливного цикла в колебаниях стока с фазами цикла в повторяемости форм атмосферной циркуляции следует, что максимум стока на ЕТС наступает одновременно с максимальным развитием процессов формы  $W$  и минимальным – формы  $E$ , в то время как максимум в стоке рассматриваемых сибирских рек соответствует максимальной повторяемости процессов формы  $E$ .

Заметим, что, как было установлено ранее (Максимов, Смирнов, 19656) и подтверждается приведенными данными, в многолетнем приливном ритме изменения в характере атмосферной циркуляции связаны прежде всего с различной повторяемостью форм  $W$  и  $E$  (табл. 1). В ходе повторяемости процессов формы  $C$  19-летний ритм не столь выражен, амплитуда его заметно меньше и фаза практически совпадает с фазой ритма в повторяемости процессов формы  $W$ . Следовательно, нарушения зональности в циркуляции атмосферы под воздействием многолетнего прилива связаны с развитием меридиональной циркуляции формы  $E$ . Такой вывод представляется естественным. Действительно, исходя из основных закономерностей долгопериодных приливов, можно ожидать на максимуме приливообразующей силы повышения давления в Арктике. Между тем известно (Гирс, 1971), что при зональной форме циркуляции  $W$  почти над всей Арктикой наблюдается отрицательная аномалия давления, а при меридиональной  $E$  – положительная. Исходя из этого, можно было бы объяснить и установленную ранее зависимость хода повторяемости зональных процессов на полушарии от потенциала приливообразующей силы  $V_N$ .

Для проверки этого были рассчитаны взаимокорреляционные функции значений приливообразующего потенциала с ходом давления в двух точках арктического бассейна с 1899 по 1966 гг. после фильтрации его фильтром „11 минус 21“ (рис. 4). Оказалось, что 19-летний ритм в ходе давления над арктическим бассейном выражен очень четко, и теснота связи изменений давления с изменениями значений  $V_N$  достаточно высока. При этом, как и следовало ожидать, на 3–4-й год после максимума силы наблюдаются максимальные положительные аномалии давления над Арктикой, а это должно приводить к ослаблению зональной циркуляции формы  $W$  и увеличению повторяемости процессов восточной формы циркуляции ( $E$ ).

В то же время мы знаем, что в зависимости от повторяемости того или иного типа циркуляции наблюдаются заметные различия в стоке рек на территории СССР. Нами приведены результаты взаимокорреляционного анализа аномалий стока рек с аномалиями повторяемости циркуляции формы  $W$  и  $E$  в приливном ритме для ряда рассматриваемых рек (табл. 2). Если для рек ЕТС и Иртыша в соответствии с общей схемой при максимальной повторяемости процессов формы  $W$  и минимальной формы  $E$  или через 1–2 года наблюдается максимум стока, то для рек Бий, Оби, Шилки

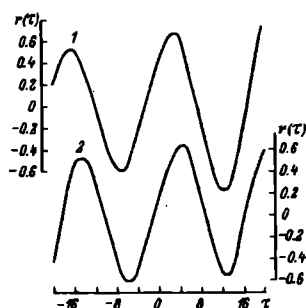


Рис. 4. Взаимокорреляционные функции между значениями потенциала многолетнего лунного прилива и давления в двух точках Арктического бассейна (1 –  $\varphi=65^\circ$ ,  $5^\circ$   $\lambda=48^\circ$ Е; 2 –  $\varphi=80^\circ$ ,  $\lambda=180^\circ$ Е) после фильтрации их фильтром „11 минус 21“.

Таблица 2

Коэффициент корреляции повторяемости  $W$  и  $E$  форм циркуляции с 19-летними колебаниями стока рек СССР

Река, пункт наблюдений	$\tau$ (годы)										
	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5
	Коэффициент корреляции с повторяемостью формы $W$										
Десна, Чернигов	-0.52	-0.57	-0.50	-0.38	-0.20	-0.01	0.16	0.26	0.27	0.18	0.19
Ока, Горбатов	-0.15	-0.17	-0.21	-0.13	-0.02	0.14	0.38	0.62	0.70	0.63	0.40
Неман, Смалвинский	-0.13	-0.17	-0.17	-0.13	-0.05	0.07	0.24	0.33	0.35	0.28	0.21
Сев. Двина, Усть-Пинега	0.26	0.32	0.30	0.21	0.17	0.22	0.26	0.28	0.32	0.36	0.29
Волга, Куйбышев	0.19	0.20	0.22	0.28	0.35	0.40	0.48	0.53	0.46	0.28	0.04
Кама, Пермь	0.23	0.24	0.24	0.30	0.36	0.42	0.44	0.50	0.41	0.23	-0.03
Белая, Уфа	0.34	0.29	0.25	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.18	0.10	-0.04
Иртыш, Тобольск	0.29	0.37	0.41	0.43	0.44	0.40	0.29	0.16	0.0	-0.15	-0.28
Бия, Бийск	-0.16	-0.17	-0.22	-0.22	-0.26	-0.30	-0.47	-0.49	-0.44	-0.25	-0.08
Обь, Новосибирск	-0.03	0.02	-0.02	0.0	-0.06	-0.23	-0.52	-0.56	-0.52	-0.32	-0.10
Шилка, Сре́тенск	-0.44	-0.60	-0.72	-0.72	-0.65	-0.45	-0.34	-0.23	-0.15	-0.10	0.0
Ангара, Иркутск	-0.61	-0.71	-0.71	-0.64	-0.48	-0.23	-0.08	-0.05	-0.03	0.0	0.04
Амур, Хабаровск	-0.66	-0.67	-0.63	-0.58	-0.44	-0.22	-0.07	0.02	0.15	0.27	0.40

Десна, Чернигов  
Ока, Горбатов  
Піеман, Смалининкай  
Сев. Двина, Усть-Пинега  
Волга, Кудышев  
Камѣ, Пермь  
Белая, Уфа  
Иртыш, Тобольск  
Бия, Бийск  
Обь, Новосибирск  
Шылка, Сретенск  
Ангара, Иркутск  
Амур, Хабаровск

Десна, Чернигов  
Ока, Горбатов  
Піеман, Смалининкай  
Сев. Двина, Усть-Пинега  
Волга, Кудышев  
Камѣ, Пермь  
Белая, Уфа  
Иртыш, Тобольск  
Бия, Бийск  
Обь, Новосибирск  
Шилка, Сре́тенск  
Ангара, Иркутск  
Амур, Хабаровск



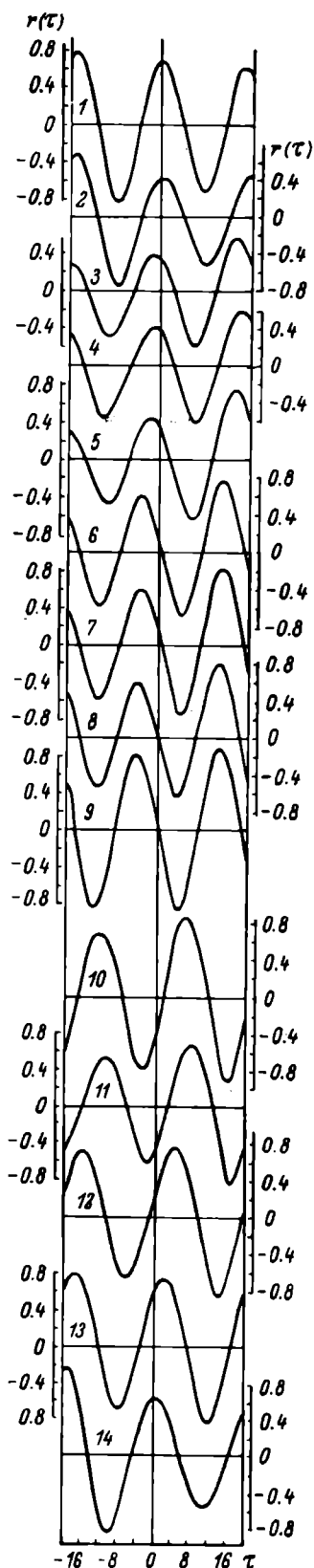


Рис. 5. Взаимокорреляционные функции между значениями  $V_N$  и аномалиями среднегодовых расходов стока рек после фильтрации их фильтром „11 минус 21“.

1 - Десна-Чернигов, 2 - Днепр-Киев, 3 - Ока-Горбатов, 4 - Волга-Ярославль, 5 - Неман-Смалнинкай, 6 - Волга-Куйбышев, 7 - Кама-Пермь, 8 - Белая-Уфа, 9 - Иртыш-Тобольск, 10 - Бия-Бийск, 11 - Обь-Новосибирск, 12 - Шилка-Сретенск, 13 - Ангара-Иркутск, 14 - Амур-Хабаровск.

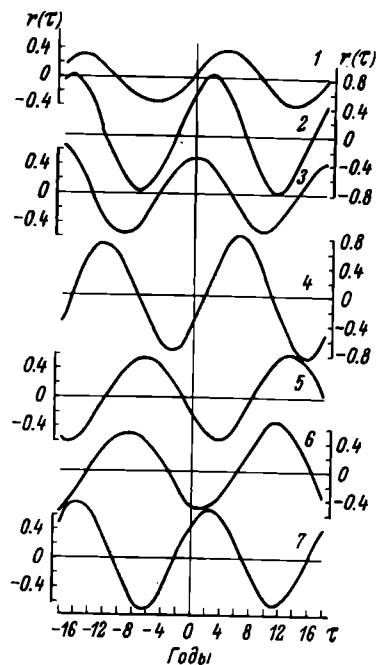


Рис. 6. Взаимокорреляционные функции между значениями  $V_N$  и аномалиями стока ряда зарубежных рек (фильтр „11 минус 21“).

1 - Рейн-Базель (1808-1957), 2 - Адда-Фуэнтес (1888-1960), 3 - Темза-Теддингтон (1884-1954), 4 - Мерримак-Лоренс (1880-1956), 5 - Св. Лаврентия-Огденсберг (1861-1958), 6 - Миссисипи-Сент-Луис (1862-1957), 7 - Колумбия-Теддаллес (1880-1955).

в это время имеет место минимум стока. Можно отметить, что для большинства рек связь между повторяемостью форм циркуляции, особенно формы  $E$ , и колебаниями стока в этом ритме достаточно высока.

Полученные результаты позволяют непосредственно сопоставить колебания стока с изменениями значений потенциала многолетнего прилива. С учетом установленного запаздывания наступления экстремальных моментов в циркуляции атмосферы относительно экстремумов многолетнего прилива можно ожидать заметное уменьшение стока на 4-6-й год после максимума значений  $V_N$  в восточных районах ЕТС и увеличения стока на юге Сибири. Действительно, взаимокорреляционные функции значений приливообразующего потенциала с аномалиями расходов рек в 19-летнем цикле (рис. 5) показывают, что на востоке ЕТС и в бассейне Иртыша на 4-5-й год после максимумов наблюдается уменьшение стока. К западу это запаздывание еще более увеличивается, и в районе Днепра максимум стока наступает практически одновременно с максимумом приливного потенциала (запаздывание равно 9 годам). К востоку от бассейна Иртыша происходит резкое изменение фазы колебаний стока в многолетнем приливном ритме. Так, в стоке Бии и Оби на шестой год после максимума  $V_N$  наблюдается максимум стока. Это запаздывание к востоку уменьшается, и для района Ангары и Шилки оно равно 3-4 годам, а для стока Амура у Хабаровска - 1-2 годам.

Таким образом, подтверждается вывод, сделанный ранее на основе анализа фаз 19-летних колебаний стока рассматриваемых рек, что колебания стока крайних западных и восточных рек в исследуемом ритме происходят почти в фазе.

Дополнительный анализ колебаний стока некоторых рек Западной Европы и США, имеющих длительные ряды наблюдений, также подтверждает наличие в них многолетнего приливного ритма. При этом в соответствии с распределением аномалий осадков при макропроцессах формы  $E$  в холодное полугодие (Гирс, 1971) максимум стока рек Западной Европы наступает на 2-4-й год после максимума приливообразующей силы, а сток рек США закономерно изменяет фазу с востока на запад (рис. 6). Полученные результаты указывают также на отсутствие выраженных колебаний с 19-летним периодом на Скандинавском полуострове, что хорошо согласуется со слабым проявлением их в стоке рек Северо-Запада ЕТС. В то же время в стоке таких рек, как Адда (Италия), Мерримак и Колумбия (США), рассматриваемая вариация выражена исключительно четко.

В заключение необходимо отметить, что мысль о приливном происхождении многолетних климатических колебаний была высказана еще в начале века шведскими исследователями Г. Петерссоном (H. Pettersson, 1913) и О. Петерссоном (O. Pettersson, 1930). В наиболее полной форме эта мысль была развита в работах И. В. Максимова (1970) и А. В. Шнитникова (1957, 1968). В этих исследованиях многолетний лунный прилив рассматривается как один из главных факторов, формирующих многолетнюю изменчивость климата и увлажненность материков Северного полушария.

Это положение, как показывают результаты нашего исследования, подтверждается при изучении происхождения многолетних колебаний стока рек - одного из наиболее ярких и интегральных показателей климата.

#### Литература

- Абрамов Р. В. 1967. Некоторые следствия географической детализации классической концепции центров действия атмосферы. Тр. ЛГМИ, вып. 24.
- Баталин А. М. 1961. Вопросы меандрирования Куро-Сию. Океанол., I, 6.

- Бурлуцкий Р. Ф., Рафаилова Х. Х., Семенов В. Г., Храбров Ю. Б., 1967. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Гидрометеиздат, Л.
- Воробьев В. Н. 1969. К изучению 19-летних колебаний среднего уровня в высоких широтах Земли. Океанол. 9, 6.
- Гирс А. А. 1971. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Гидрометеиздат, Л.
- Максимов И. В. 1954. О многолетних приливных явлениях в море и атмосфере. Тр. ИОАН, 8.
- Максимов И. В. 1959. Долгопериодные лунно-солнечные приливы в морях высоких широт Земли. Уч. зап. ЛВИМУ, вып. 13.
- Максимов И. В. 1970. Геофизические силы и воды океана. Гидрометеиздат, Л.
- Максимов И. В., Смирнов Н. П. 1965а. К изучению причин многолетних изменений деятельности Гольфстрима. Океанол., 5, 2.
- Максимов И. В., Смирнов Н. П. 1965б. Опыт построения долгосрочного прогноза основных форм атмосферной циркуляции в Северном полушарии компонентно-гармоническим методом. Тр. ААНИИ, 262.
- Максимов И. В., Смирнов Н. П. 1967а. Многолетний околополюсный прилив и его значение для циркуляции океана и атмосферы. Океанол., 7, 2.
- Максимов И. В., Смирнов Н. П. 1967б. Генетический метод прогноза многолетних колебаний климатических характеристик в океане. Тр. ПИНРО, вып. 20.
- Михайлова Н. И. 1971. О роли приливных сил Луны в колебаниях температуры воздуха. Тр. Укр. н.-и. гидромет. инст., вып. 105.
- Семенов В. Г. 1960. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на европейской территории СССР. Гидрометеиздат, М.
- Смирнов Н. П., Саруханян Э. И., Бочков Ю. А. 1967. Многолетние колебания гидрологического режима Баренцева и Норвежского морей и возможности их прогнозирования. Матер. Сессии Ученого совета ПИНРО (итоги 1965 г), Мурманск.
- Шнитников А. В. 1957. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. Зап. ВГО, нов. сер., 16.
- Шнитников А. В. 1968. Природные явления и их ритмическая изменчивость. Чтения памяти Л. С. Берга. „Наука“, М.
- Darwin G. H. 1886. On the dynamical theory of the tides of long period. Proc. Roy. Soc., A, 41.
- Fucuka J. 1959. On the periodicity of the variations of the oceanic conditions. J. Marine Meteorol. Soc., 35, 1.
- Hela J. 1966. Fluctuations in the degree of continentality of Northern Europa in 1866-1965. Geophysica, N 4.
- Lisitzin E. 1957. The tidal cycle of 18.6 years in the oceans. J. Conseil, 22, 2.
- Pettersson H. 1913. Long periodical variations of the tide-generating force. J. Conseil perman. intern. explorat. mer. Publ. de Circonst., N 65.
- Pettersson O. 1930. The Tidal Force, Geografiska Annaler, Arg. 12, Hf. 6, Stokholm.
- Rossiter J. R. 1954. Secular variation of sea level. Assoc. d'oceanograph., Phys. Publ. Sci., N 13.

# ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ СТОКА РЕК ЛЕНО-ИНДИГИРСКОГО РАЙОНА

Водные ресурсы Сибири огромны. По мере развития народного хозяйства страны они все более начинают использоваться для нужд гидроэнергетики, орошения, водного транспорта, водоснабжения населения и промышленности. Поэтому возникает необходимость исследования пространственных и временных закономерностей колебаний стока сибирских рек и причин, их обуславливающих. Настоящая работа посвящена исследованию колебаний стока рек наименее изученного Лено-Индигирского района.

Отметим, что исследование пространственных и временных закономерностей многолетних колебаний стока рек представляет собой одну из наиболее интересных и актуальных проблем современной гидрологии. Использовать для этой цели можно метод разложения по естественным ортогональным функциям, получивший в последние годы широкое распространение при анализе гидрометеорологических полей. Принципиальные основы этого метода подробно изложены Н. А. Багровым (1959) и другими авторами (Мешерская и др., 1970; Сяляренко, Смирнов, наст. сб.).

В результате разложения информация, содержащаяся в исходной матрице, распределяется на линейно независимые естественные составляющие, каждая из которых соответствует определенной устойчивой структуре, участвующей в формировании данного процесса. Этими составляющими служат собственные вектора исходной матрицы. Они отражают отдельные, непосредственно не наблюдаемые элементарные процессы. Изменчивость полученных элементарных процессов можно проследить по соответствующим коэффициентам разложения.

Для изучения многолетних колебаний стока рек Лено-Индигирского района были отобраны 8 створов в бассейне Лены и по одному на реках Оленек, Яна, Индигирка и Колыма, имеющих наиболее длинные ряды наблюдений за расходами (табл. 1) (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1967). Учитывая, что для разложения по естественным ортогональным функциям требуются ряды одной и той же длительности, мы смогли использовать для этой цели данные по расходам только с 1939 по 1962 г. Поскольку значения расходов на указанных створах различаются между собой на один-два порядка, они предварительно нормировались.

Ниже представлена оценка разложения полей среднегодового стока исследуемых рек. В ней приведены собственные числа, корреляционной матрицы среднегодовых расходов по всем створам, а также их значения в процентах от  $\sum_{j=1}^{12} \lambda_j$ , представляющей дисперсию исходного поля и точность представления полей суммой  $n$  членов разложения.

$j$	$\lambda_j$	$\lambda_j / \sum_{j=1}^{12} \lambda_j, \%$	$n \sum_{j=1}^{12} \lambda_j / \sum_{j=1}^{12} \lambda_j, \%$
1	4.90	40.8	40.8
2	1.96	16.3	57.1
3	1.87	15.6	72.7
4	0.95	7.9	80.6
5	0.66	5.5	86.1
6	0.58	4.9	91.0
7	0.48	4.0	95.0
8	0.21	1.8	96.8
9	0.15	1.3	98.1

10	0.14	1.2	99.3
11	0.05	0.4	99.7
12	0.04	0.3	100.0

Из приведенных данных следует, что первый член разложения описывает  $\approx 41\%$  дисперсии, на второй и третий приходится примерно по 16%, а на четвертый – менее 8% суммарной дисперсии. В сумме первые три члена разложения описывают более 70%, а четыре – около 80% общей дисперсии исходных полей. Естественно, что для выяснения характера колебаний стока наибольший интерес представляет анализ первых трех векторов разложения, несущих основную информацию о многолетних колебаниях поля стока рассматриваемой территории.

Таблица 1

Исследуемые ряды по стоку рек Лено-Индигирского района

№ п.п.	Река	Пункт наблюдения	Период наблюдения	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средний расход, м <sup>3</sup> /сек.
1	Оленек	с. Сухана	1937–1962	127000	677
2	Лена	дер. Змеиново	1936–1962	144000	1113
3	"	с. Табага	1926–1964	913000	6830
4	"	с. Кюсюр	1935–1962	2420000	16200
5	Витим	г. Бодайбо	1925–1962	186000	1524
6	Олекма	с.Куду-Кель	1934–1962	117000	998
7	Алдан	г. Томмот	1926–1962	46600	516
8	"	с. Охотский Перевоз	1927–1962	497000	4140
9	Вилюй	с.Сунтар	1927–1962	202000	746
10	Яна	мыс Джангкы	1938–1962	215700	905
11	Индигирка	мыс Воронцово	1937–1962	300000	1550
12	Колыма	Пос. Усть-Средне-кан	1927–1962	99800	737

Анализ распределения первого вектора разложения ( $\chi_1$ ) показывает, что колебания стока изучаемых рек неоднородны по территории (рис. 1). Так, когда на Лене и ее притоках наблюдается увеличение стока, на Индигирке и особенно на Колыме в то же самое время имеет место уменьшение стока, и наоборот. Таким образом, основная закономерность рек исследуемой области – асинхронность колебаний стока Лены по сравнению со стоком Колымы и Индигирки.

Вторая определяющая особенность многолетних колебаний стока рек этой области – их меридиональная асинхронность (рис. 1). Наиболее ярко это выражено, с одной стороны, для стока Верхней Лены и Витима, а с другой, для нижнего течения Алдана, Индигирки и Колымы.

И наконец, третий вектор ( $\chi_3$ ) отражает зональную асинхронность многолетних колебаний стока рек рассматриваемой области. Поле этого вектора свидетельствует, что почти столь же часто, как и в случае вектора  $\chi_2$ ,

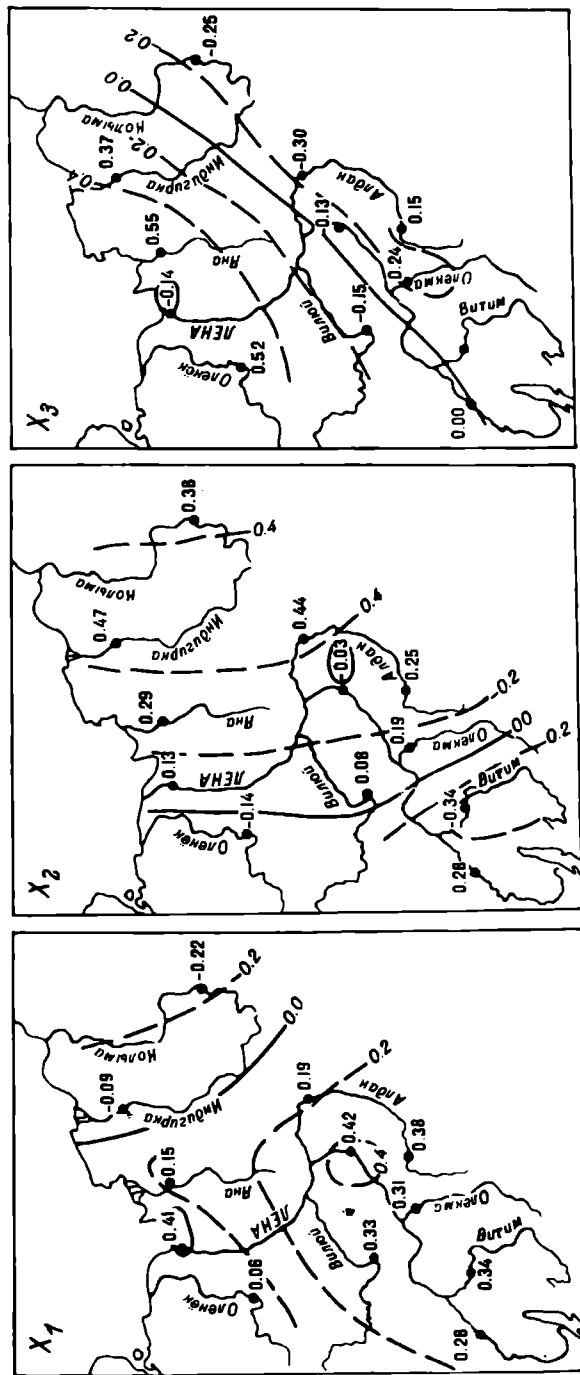


Рис. 1. Поля первых трех собственных векторов разложения среднегодового стока рек Лено-Индигирского района.

наблюдается асинхронность колебаний стока Олекмы, Алдана, верхнего течения Колымы по сравнению со стоком рек Оленек, Яны и Индигирки. Необходимо подчеркнуть, что повторяемость ситуаций, описываемых векторами  $\chi_2$  и  $\chi_3$ , приблизительно в 2,5 раза меньше по сравнению с той, которая описывается вектором  $\chi_1$ .

Заметим, что указанные пространственные закономерности в многолетних колебаниях стока рек свойственны рекам и других областей Советского Союза. Так, при исследовании стока рек бассейна Волги наряду с однородным характером распределения первого вектора разложения второй и третий, как и в рассматриваемом случае, описывают меридиональную и зональную асинхронность в ходе колебаний стока (Кондрацова, Смирнов, 1971). Анализ изменчивости среднегодового стока рек на всей европейской территории СССР показал, что и в этом случае второй и третий векторы разложения описывают меридиональную и зональную асинхронность в колебаниях стока рек. Только роль зональной асинхронности колебаний стока в целом для европейской территории СССР (ЕТС) оказалась выше, чем меридиональной (Смирнов, 1972).

Выполненное разложение позволяет осуществить районирование рассматриваемой территории по характеру многолетних колебаний стока. В данном случае оно осуществляется по форме первых естественных составляющих и в зависимости от количества учитываемых составляющих может быть проведено с той или иной степенью детализации.

В нашем случае, если учитывать только первый вектор разложения, рассматриваемую территорию следует разделить на два района с асинхронными колебаниями стока: бассейн Лены с Яной и Оленек, с одной стороны, и бассейн Индигирки и Колымы, – с другой. Внутри каждого из этих районов наблюдается относительная синфазность стока всех рек. Однако учет второго вектора разложения позволяет значительно детализировать районирование территории по характеру многолетних колебаний стока рек. На схеме приведено распределение створов в координатах первого и второго векторов разложения. В значение вектора  $\chi_1$  введен весовой множитель, учитывающий большой вклад  $\chi_1$  в общую дисперсию поля стока по сравнению с вектором  $\chi_2$  (рис. 2). При использовании векторов разложения  $\chi_1$  и  $\chi_2$  вся рассматриваемая территория может быть разбита на пять районов. Достоверность районирования в этом случае не вызывает сомнения, ибо выполняется наиболее жесткое требование любой классификации – различия между классами заметно больше различий внутри классов.

Таким образом, на исследуемой нами территории можно наметить следующие районы, отличающиеся друг от друга особенностями многолетних колебаний стока рек: I – Лено-Витимской (бассейны Верхней Лены до дер.Змеиново и р. Витима), II – Ленский (бассейн Лены с притоками, за исключением Верхней Лены и Алдана ниже г. Томмот), III – Алдано-Янский (бассейн Алдана ниже г. Томмот и р. Яны), IV – Оленекский (бассейн р. Оленек), V – Колымо-Индигирский (бассейны Колымы и Индигирки) (рис. 3).

Учет третьего вектора разложения приводит к разделению трех наиболее крупных районов на северную и южную части (рис. 3). Однако столь дробное деление рассматриваемой территории вряд ли целесообразно. Поэтому при необходимости северные и южные части районов II, III и V можно считать подрайонами, приняв за основу районирование по первым двум векторам разложения.

Важно подчеркнуть, что представленное районирование вследствие явно недостаточного количества створов, использованных в разложении, и малой длительности рядов наблюдений за расходами на принятых створах можно рассматривать только как грубую схему, которая подлежит уточнению по мере получения новых данных за расходами рек исследуемой области.

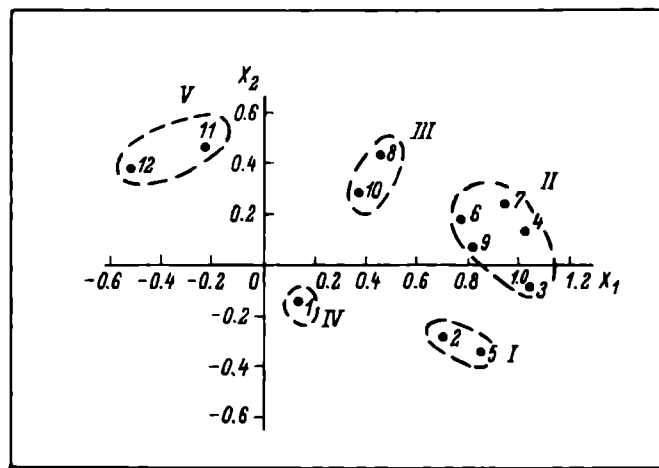


Рис. 2. Схема распределения створов в координатах первого и второго векторов разложения ( $X_1$ ,  $X_2$ ).

Здесь и на рис. 3, 5-8 номер створа соответствует номеру в табл. 1, I-V - районы.

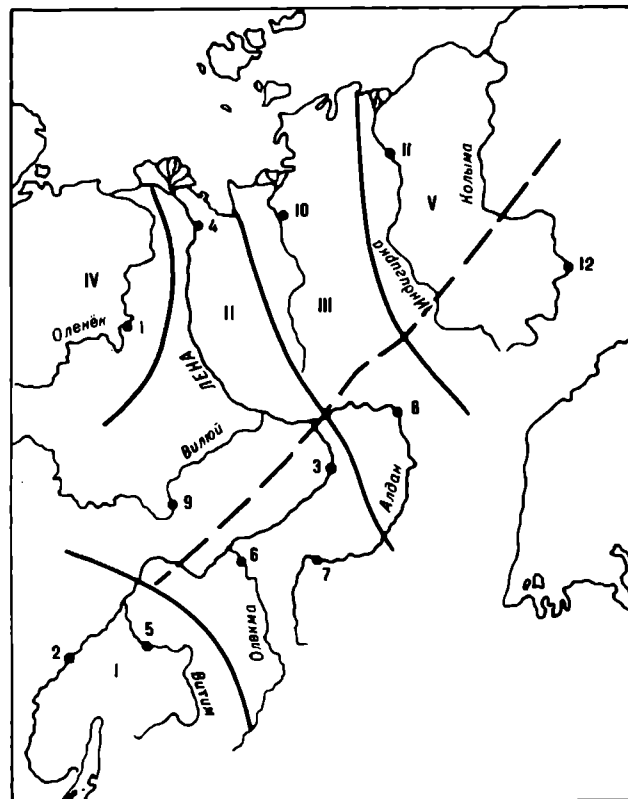


Рис. 3. Схема районирования рассматриваемой территории по характеру многолетних колебаний стока.

Обозначения те же, что на рис. 2.



Обратимся к временным характеристикам разложения. На рис. 4 представлены коэффициенты разложения первых трех составляющих с 1939 по 1962 г. В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции между коэффициентами разложения среднегодового стока рассматриваемых рек и расходами на отдельных створах. Наиболее тесная положительная связь с ходом первого коэффициента разложения характерна для расходов Лены у сел. Табага и Кюсюр. В то же время корреляция расходов Колымы и Индигирки с коэффициентами  $T_1$  отрицательна. Значения второго коэффициента разложения имеют высокую положительную корреляцию с расходами Алдана у с. Охотский Перевоз и Индигирки. Наибольшие отрицательные коэффициенты корреляции наблюдаются для стока Лены у дер. Змеиново и р. Витим. Наконец, значения третьего временного коэффициента наиболее тесно связаны со стоком рек Яны и Оленек.

Естественно было попытаться связать найденные пространственно-временные закономерности стока рек исследуемой территории с характером циркуляционных процессов на полушарии. С этой целью были вычислены взаимокорреляционные функции коэффициентов

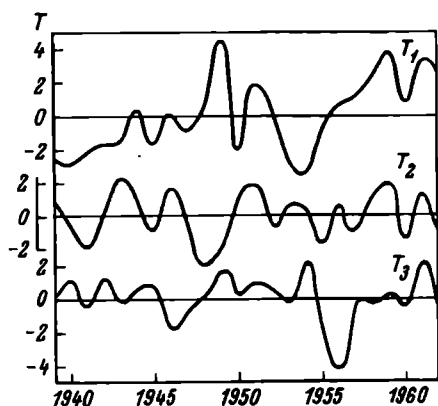


Рис. 4. Временной ход первых трех коэффициентов разложения ( $T_1 - T_3$ ) среднегодового стока исследуемых рек.

разложения с повторяемостью типов циркуляции ( $3, M_1, M_2$ ) по Вангенгейму-Гирсу для тихоокеанского (американского) сектора Северного полушария (Гирс, 1971). В целом величины коэффициентов корреляции между значениями повторяемости макропроцессов  $3, M_1, M_2$  и коэффициентами  $T_j$  оказались невысокими.

Первый коэффициент разложения имеет максимальную связь с  $3$  и  $M_2$  при сдвиге относительно максимумов повторяемости типов циркуляции на два года. При этом, если с повторяемостью типа  $M_2$  коэффициент корреляции первого коэффициента разложения равен  $+0.54 \pm 0.14$ , то с повторяемостью типа  $3$  он равен  $-0.54 \pm 0.14$ . Это означает, что на второй год после максимума повторяемости зональных процессов типа  $3$  наблюдаются увеличение стока в бассейне Лены и некоторое уменьшение его в бассейнах

Колымы и Индигирки. Напротив, через два года после максимума повторяемости меридионального типа циркуляции  $M_2$  имеют место увеличение стока в бассейнах Колымы и Индигирки и заметное его уменьшение в бассейне Лены.

Значения коэффициентов корреляции двух последующих коэффициентов разложения со значениями повторяемости типов атмосферной циркуляции оказались ниже уровня значимости ( $r_{0.5}=0.40$ ). Поэтому можно предполагать, что установленные особенности стока исследуемых рек определяются атмосферными процессами более мелкого масштаба по сравнению с теми, которые отражены в структуре макропроцессов  $3, M_1$  и  $M_2$ .

Небольшая длительность рядов, использованных в разложении, не позволяет достаточно строго судить о временных закономерностях колебаний стока в каждом из выделенных районов. Даже максимальный по длительности наблюдений ряд по стоку Лены у с. Табага не дает возможности выполнить детальный и объективный анализ временной структуры колебаний среднегодового стока. Тем не менее представляется необходимым попытаться

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между временными коэффициентами разложения среднегодового стока рек Лена-Индигирского района и значениями расходов на отдельных створах

№ п. п.	Река, пункт наблюдений	$T_1$	$T_2$	$T_3$
1	Оленек, Сухана	0,13	-0,18	0,72
2	Лена, Змеиново	0,62	-0,41	-0,01
3	Лена, Табага	0,93	-0,10	-0,15
4	Лена, Кюсюр	0,91	0,18	0,19
5	Витим, Бодайбо	0,74	-0,48	0,0
6	Олекма, Куду-Кель	0,68	0,28	-0,32
7	Алдан, Томмот	0,83	0,34	-0,20
8	Алдан, Охотский Перевоз	0,40	0,62	-0,42
9	Вилюй, Сунтар	0,73	0,12	0,22
10	Яна, Джавгкы	0,33	0,40	0,76
11	Индигирка, Воронцово	-0,21	0,68	0,50
12	Колыма, Усть-Среднекан	-0,49	0,53	-0,32

получить хотя бы предварительные данные, характеризующие временную изменчивость стока на столь большой по площади территории СССР. С этой целью нами были проанализированы данные по среднегодовым расходам на всех створах, имеющих длину ряда наблюдений 36 лет и более.

Из периодограммы шести стоковых рядов в интервале исследуемых периодов от 2 до 12 лет (рис. 5) видно, что структура колебаний стока на сравниваемых створах различна. Однако в целом на всех створах имеют место колебания с периодами 3-4, 6-7 и 9-10 лет, а также колебание с периодом, превышающим 12 лет. Общая структура колебаний стока рек рассматриваемой области хорошо соответствует циклической структуре колебаний стока рек других территорий (Калинин, 1968; Саруханян, Смирнов, 1971б).

Рассмотрим подробнее вариации стока с периодами 7 и 10 лет. Эти вариации представляют наибольший интерес, поскольку их наличие установлено в стоке большинства рек СССР; кроме того, 7-летняя вариация является основной в колебаниях ледовитости моря Лаптевых, в которое впадает Лена (Гудкович и др., 1970; Саруханян, Смирнов, 1971а).

Анализ периодограмм и автокорреляционных функций, которые были рассчитаны для всех исследуемых рядов, показал, что наиболее четко 6-7-летняя вариация проявляется в стоке рек второго района и наиболее слабо - первого и пятого районов. На замыкающем створе Лены у с. Кюсюр колебания стока с периодом 6-7 лет выражены наиболее ярко.

Причины возникновения подобной закономерности в многолетних колебаниях гидрологических процессов ряд авторов видит в воздействии деформирующих сил, созданных движением земных полюсов, на циркуляцию атмосферы (Гудкович и др., 1970; Смирнов и др., 1970). Исходя из этого нами были вычислены взаимокорреляционные функции между январскими значениями координаты  $U$  полюса вращения Земли и колебаниями расходов воды на исследуемых створах после фильтрации их полосовым фильтром скользящего осреднения „3 минус 7". Анализ взаимокорреляционных функций подтвердил ярко выраженный 6-7-летний ритм в стоке рек второго района. Из взаимокорреляционных функций расходов воды на створах Лена-с. Табага, Алдан-г. Томмот, Лена-с. Кюсюр следует, что максимальный сток Лены

в рассматриваемом цикле наступает через год после прохождения полюсом вращения в январе меридиана  $270^\circ$ , а минимальный имеет место за два года до указанного момента (рис. 6, а). При этом, как следует из приведенного графика и взаимокорреляционных функций для других исследуемых рек, на-

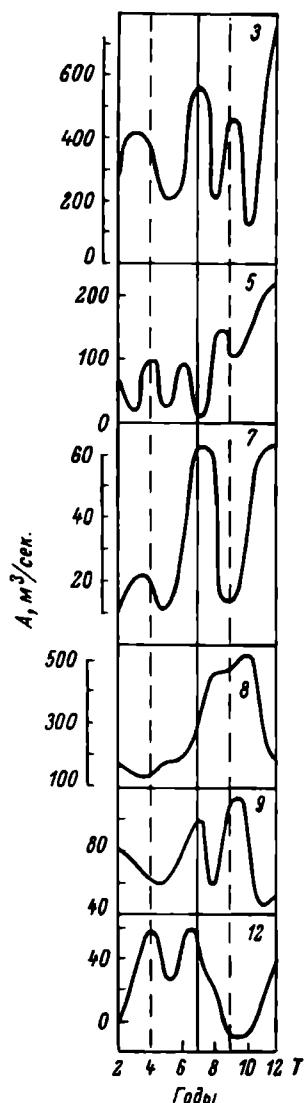


Рис. 5. Периодограмма значений расходов воды на различных створах (3, 5, 7-9, 12).

блюдается одновременное увеличение или уменьшение стока на всей рассматриваемой территории. Как показал анализ связи колебаний стока Лены с ледовитостью восточной части моря Лаптевых в 7-летнем цикле, минимальная ледовитость наблюдается примерно через два года после максимального стока Лены ( $r = -0.69 \pm 0.11$ ). Видимо, есть основание предполагать, что атмосферные процессы с 7-летним периодом, приводящие к колебаниям ледовитости моря Лаптевых, в значительной степени формируют подобный ритм и в стоке крупнейшей реки Сибири, впадающей в это море.

Анализ вариации с периодом около 9-10 лет затруднен из-за малой длины исходных рядов. В этом случае для дальнейшего исследования были использованы только ряды длительностью 36 лет и более. Эта вариация наиболее выражена в стоке Алдана у с. Охотский Перевоз и рек Витима и Вилюя (рис. 5). Следовательно, можно предполагать, что данная вариация наиболее характерна для первого и третьего районов.

Природа этой циклической вариации, как показали многочисленные исследования, связана с изменением уровня солнечной активности. Нами представлены взаимокорреляционные функции среднегодовых значений чисел Вольфа с расходами Лены у с. Табага, Витима у г. Бодайбо и Алдана у с. Охотский Перевоз после фильтрации их полосовым фильтром „7 минус 11“ (рис. 6, б). Максимальный сток Лены у с. Табага и р. Витим в указанном цикле наступает одновременно или за один год до макси-

мума солнечной активности. Максимальный сток Алдана у с. Охотский Перевоз наступает примерно за два года до максимума солнечной активности. Соответственно минимальный сток наблюдается на 4-5-й или 3-4-й год после максимума активности Солнца. Интересно отметить, что максимальный сток Волги имеет место за 1-2 года до максимума солнечной активности, а минимальный наступает через 3-4 года после максимума активности (Саруханян, Смирнов, 1971б). Таким образом, солнечно-обусловленные колебания стока Лены синфазны с колебаниями стока Волги. В то же время

Рис. 6. Взаимокорреляционные функции.

а — между январскими значениями координаты  $Y$  полюса вращения Земли и аномалиями расходов воды (фильтр „3 минус 7°); б — между среднегодовыми значениями чисел Вольфа и аномалиями расходов воды (фильтр „7 минус 11°). Цифры на кривых — номера створов.

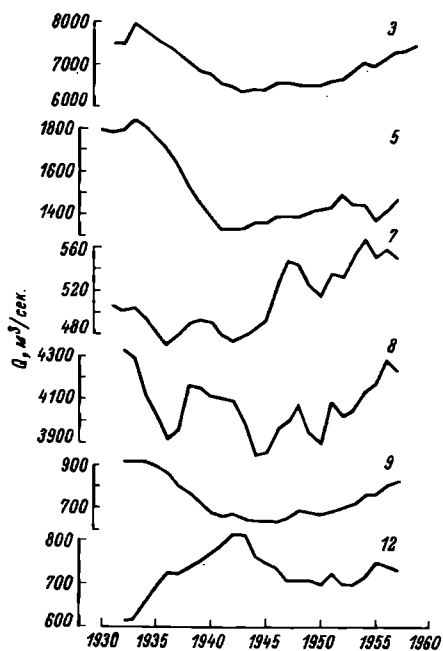
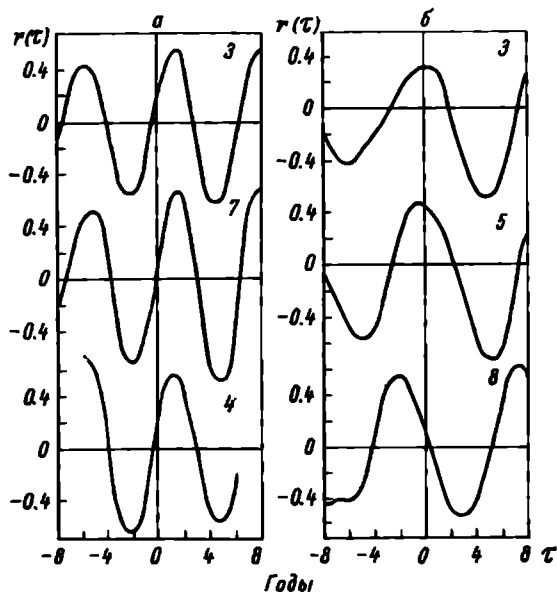


Рис. 7. Одиннадцатилетние скользящие средние значений расходов воды на различных створах (3, 5, 7-9 12).

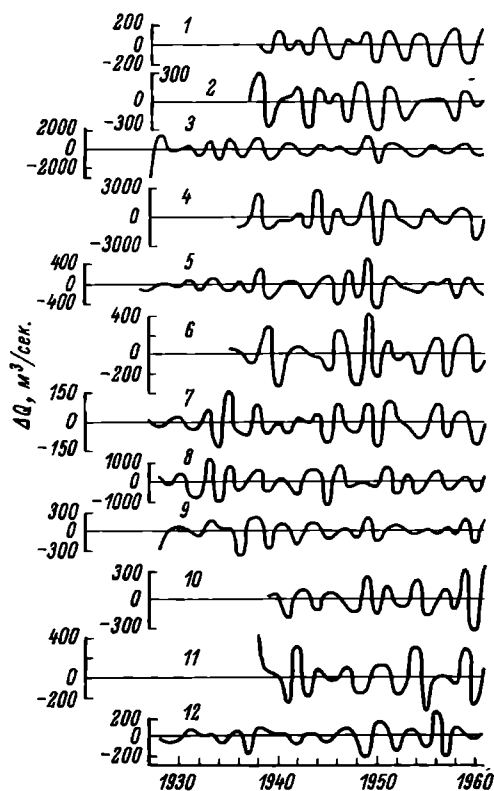


Рис. 8. Значения аномалий расходов на исследуемых створах (фильтр „1 минус 3°).

Цифры на кривых — номера створов.

колебания стока Колымы в 10-летнем ритме, как показали наши исследования, асинфазны колебаниям стока Лены.

Что касается вариаций в стоке рассматриваемых рек с периодом более 10 лет, то в настоящее время не представляется возможным определить их длительность. Ниже приведены 11-летние скользящие значения расходов на шести исследуемых створах (рис. 7). Рассматривая эти кривые, можно прийти к следующему выводу. С 30-х годов текущего столетия сток Лены у с. Табага, Витима и Вилюя постоянно уменьшался, и в 40-е годы в бассейнах этих рек наблюдался маловодный период. В 50-е годы водность указанных рек несколько возросла. В стоке Колымы имела место обратная картина. Начиная с 1932 г. сток Колымы увеличивался, и максимум его наступил в первой половине 40-х годов. К началу 50-х годов величина среднегодового стока Колымы несколько уменьшилась. Сток Алдана в какой-то степени отражает черты стока как Лены, так и Колымы. В целом можно считать, что если первая половина 40-х годов для бассейна Лены была наиболее маловодной за исследуемый период, то для бассейна Колымы этот период был наиболее многоводным.

Наконец, последняя из указанных нами вариаций – 3-4-летняя. На рис. 8 представлены значения аномалий расходов для всех 12 створов, полученные путем вычитания из исходных данных трехлетних скользящих средних. Изменения аномалий расходов хорошо иллюстрируют наличие в стоке рек исследуемой территории вариации со средним периодом около трех лет.

Известно, что в стоке рек большей части СССР присутствует циклическая вариация с периодом около двух лет. Однако ранее уже было установлено, что в северных районах Восточной Сибири в период с 1931 по 1962 г. преобладающим был 3-летний цикл (Кондрацова, Смирнов, наст. сб.). Полученные нами результаты подтверждают это положение. Причина преобладания этого цикла в стоке рек Восточной Сибири неизвестна. Ход аномалий стока в этом цикле для рек каждого из выделенных нами районов в большинстве случаев синфазен (рис. 8).

## Выводы

1. Основная закономерность многолетнего стока рек Лено-Индигирского района – асинхронность колебаний стока рек бассейна Лены по сравнению с таковыми Колымы и Индигирки.
2. Следующая особенность многолетних колебаний стока рек рассматриваемой области – их меридиональная и зональная асинхронность.
3. Полученные пространственные закономерности многолетних колебаний стока исследованных рек позволяют разбить территорию бассейна Лены, Оленек, Яны, Индигирки и Колымы на пять районов с синфазными колебаниями стока, в трех из которых выделяются подрайоны с зональной асинхронностью стока.
4. В колебаниях стока рассматриваемых рек в качестве основных можно выделить вариации с периодами 3-4, 6-7, 9-10 лет и вариацию с периодом более 12 лет.
5. Вариация стока с периодом около 6-7 лет – основная в стоке Лены и связана с изменениями в атмосферной циркуляции под воздействием деформирующих сил „полюсного прилива“. Максимум стока Лены в этом цикле наступает через год после прохождения в январе полюсом вращения меридиана  $90^{\circ}$  з. д.
6. Вариация стока с периодом около 10 лет может быть объяснена возмущающим действием солнечной активности на макропроцессы в атмосфере. Максимум стока Лены, как и стока Волги, в этом цикле имеет место за год до максимума, а минимум – через 3-4 года после максимума солнечной активности.

- Багров Н. А. 1959. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. ЦИП, вып. 74.
- Гирс А. А. 1971. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Гидрометеоиздат, Л.
- Гудкович З. М., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. 1970. „Полюсный прилив“ в атмосфере высоких широт и колебания ледовитости арктических морей. ДАН СССР, 190, 4.
- Калинин Г. П. 1968. Проблемы глобальной гидрологии. Гидрометеоиздат, Л.
- Кондрацова О. Ф., Смирнов Н. П. 1971. Опыт применения разложений по естественным ортогональным функциям к исследованию стока Волги. Метеорол. и гидрол., № 8.
- Кондрацова О. Ф., Смирнов Н. П. 1974. Колебания стока рек СССР и квазидвухлетний стратосферный цикл. Наст. сб.
- Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. 1970. Естественные составляющие метеорологических полей. Гидрометеоиздат, Л.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. 1967. Основные гидрологические характеристики. Лено-Индигирский район, 17. Гидрометеоиздат, Л.
- Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. 1971а. О роли планетарных сил в изменениях ледовитости арктических морей. Тр. ААНИИ, 292.
- Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. 1971б. Многолетние колебания стока Волги. Гидрометеоиздат, Л.
- Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. 1974. О применении многомерного анализа в гидрологии. Наст. сб.
- Смирнов Н. П. 1972. Асинхронность многолетних колебаний стока рек европейской территории СССР. Изв. Всесоюз. географ. об-ва, № 1.
- Смирнов Н. П., Саруханян Э. И., Кондрацова О. Ф. 1970. К вопросу о причинах многолетних колебаний стока Волги. ДАН СССР, 194, 2.
- Чистяков Г. Е. 1964. Водные ресурсы рек Якутии. „Наука“, М.

О. Ф. Кондрацова, Н. П. Смирнов

# КОЛЕБАНИЯ СТОКА РЕК СССР И КВАЗИДВУХЛЕТНИЙ СТРАТОСФЕРНЫЙ ЦИКЛ

Изучение многолетних колебаний речного стока, причин, обуславливающих эти колебания, а следовательно, и возможностей их долгосрочного прогнозирования представляет в настоящее время актуальную народнохозяйственную задачу.

Сток рек формируется под воздействием в первую очередь климатических факторов, и его колебания связаны с колебаниями общей циркуляции атмосферы, определяющей водообмен между океанами и материками. Недавнее открытие уникального явления в циркуляции стратосферы, получившее название экваториального квазидвухлетнего цикла, за короткий срок превратилось в одну из центральных проблем гидрометеорологии. На пути исследования этого природного процесса многие видят возможности дальнейшего

улучшения долгосрочных прогнозов погоды, ибо роль его в многолетней изменчивости погодных и климатических характеристик на Земле может быть весьма значительной.

Выявлению квазидвухлетнего циклического колебания в стоке рек СССР, его роли в общей изменчивости стока, закономерностям проявления и связи с квазидвухлетним стратосферным циклом и посвящена данная работа.

### Экваториальный стратосферный цикл

Крупномасштабные колебания общей циркуляции атмосферы – один из основных факторов, формирующих климатические и погодные условия на Земле. Именно этим объясняется тот большой интерес, который проявили гидрометеорологи всего мира к открытию циклических колебаний ветров в экваториальной стратосфере.

Впервые на систематическую смену восточных и западных ветров в нижней экваториальной стратосфере, по данным радиозондирования на о. Рождества, указано в работах Грейстона (Graystone, 1959) и Мак-Крери (McCreary, 1959, 1961). В дальнейшем исследовании стратосферных ветров занималась большая группа ученых как в Советском Союзе, так и в других странах (Дубенцов, 1963; Кац, 1964, 1968, 1971; Reed et al., 1961; Varyard, Ebdon, 1961; Angell, Korshover, 1962; Reed, 1965, и др.). В результате этих исследований установлено, что в узкой экваториальной полосе на высотах 18–40 км в течение примерно года господствуют восточные ветры, которые в следующем году заменяются западными потоками. Продолжительность отдельных полных периодов цикла не равна строго двум годам и, по данным большинства исследователей, изменялась в 1954–1965 гг. в диапазоне от 21 до 33 месяцев. Максимум амплитуды квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере имеет место над экватором на высоте 23–24 км (30 мб). К северу и югу от экватора амплитуды симметрично убывают, и на 20° северной и южной широты колебание практически исчезает (Reed, 1965).

Выполненный нами спектральный анализ среднемесячных значений зональной составляющей ветра над о. Кантон (3° ю.ш., 172° з.д.) на трех различных уровнях за 1953–1968 гг. показал, что в указанный промежуток времени наблюдалась четко выраженная вариация со средним периодом 26–29 месяцев (рис. 1). Периодограммный анализ определил период цикла по максимумам амплитуд на всех трех уровнях в 27 месяцев. Однако в литературе средняя продолжительность этого цикла принимается равной 26 месяцам (Кац, 1968). Как будет видно из дальнейшего изложения, средняя продолжительность цикла во многом зависит от промежутка времени, за который она определяется. Поэтому при анализе данного явления даже в атмосферных процессах нельзя все сводить к поиску строгого двухлетнего, 26-месячного или любого другого постоянного периода. И только в случае необходимости сопоставить развитие этих процессов во времени имеет смысл пользоваться каким-то средним значением периода этого цикла.

Зарождение западных или восточных ветров происходит на верхних уровнях (10 мб), и затем они постепенно распространяются вниз. На высоте 30 км смена ветров наступает примерно на год раньше, чем на высоте 20 км. Таким образом, фаза цикла изменяется с высотой, и на уровнях 10 и 80 мб наблюдается противофазность в моментах наступления максимального развития западных и восточных потоков.

Продолжительность западных и восточных потоков вблизи экватора на различных высотах неодинакова. Для западных ветров она с высотой несколько уменьшается, а для восточных возрастает. По данным В. Р. Дубенцова (1963), средняя продолжительность восточной составляющей над о. Кантон возрастает с 10 месяцев на высоте 18 км (80 мб) до 15 месяцев

на высоте 30 км (15–10 мб), а западной, наоборот, уменьшается с 16 месяцев на поверхности (80 мб) до 10 месяцев на поверхности (15 мб).

Изучая процесс возникновения двухлетнего цикла в нижней стратосфере, многие исследователи в середине 60-х годов обратили внимание на тот факт, что в верхней стратосфере и нижней мезосфере (слой 40–65 км) имеет место еще один цикл с периодом в шесть месяцев и четкой сезонной привязкой (Reed, 1965; Кац, 1966). Летом и зимой в этих слоях всегда господствуют восточные, а каждой весной и осенью сверху вниз распространяются западные ветры. По мнению А. Л. Каца (1968), это обусловлено тем, что в периоды весеннего и осеннего равноденствия под влиянием максимального проникновения ультрафиолетовой радиации в толщу экваториальной стратосферы и поглощения ее озоном возникает температурный градиент, направленный от экватора. Это обуславливает постепенное распространение сверху вниз западных ветров. Однако, как показано тем же автором, лишь в два-два с половиной года под воздействием некоторого дополнительного импульса эти весенние или осенние западные ветры верхней экваториальной стратосферы проникают в среднюю стратосферу и дают начало западным ветрам квазидвухлетнего цикла.

Предложенный А. Л. Кацем механизм образования западных потоков квазидвухлетнего цикла предполагает, что они регулярно возникают через промежутки времени, кратные 6 месяцам, т. е. через 24 или 30 месяцев. Средний же период, определяемый в последние годы равным 26–27 месяцам, есть лишь статистический результат сложения реальных периодов различной продолжительности.

Что касается природы дополнительного импульса, который приводит к проникновению западных ветров из верхней экваториальной стратосферы в среднюю, то на этот счет существуют различные точки зрения.

Наибольшей поддержкой пользуются в настоящее время, с одной стороны, предположение американских исследователей Линдзена и Холтона (Lindzen, Holton, 1968) о внутреннем механизме возникновения рассматриваемого цикла, а с другой – мнение ряда исследователей о внешнем, солнечно-обусловленном происхождении его. Линдзен и Холтон полагают, что существующие якобы в экваториальной зоне в районе тропопавзы длинные гравитационные волны, распространяясь вверх, взаимодействуют с зональным потоком. В результате этого взаимодействия возникают двухгодичные колебания

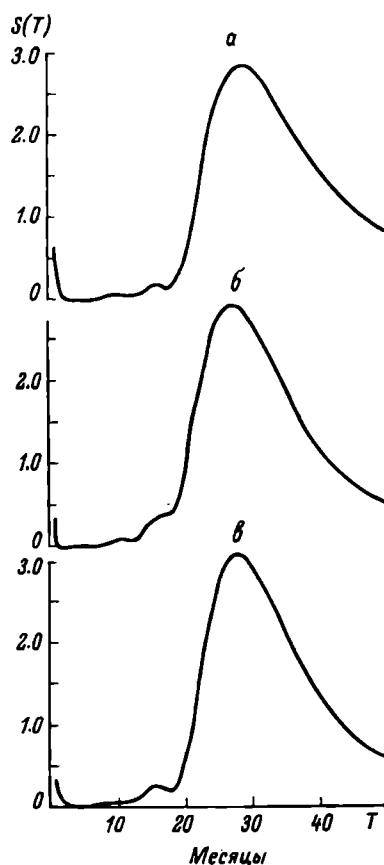


Рис. 1. Спектрограммы изменения зональной составляющей стратосферного ветра на различных уровнях.

а – 15 мб, б – 30 мб, в – 50 мб.



зональных ветров, распространяющиеся вниз. Выполненные этими авторами численные эксперименты воспроизводят двухгодичные колебания вполне удовлетворительно.

Предположение о солнечно-обусловленном механизме квазидвухлетнего цикла было высказано Стейлли (Stalley, 1963). На основании предположения о существовании 26-месячного цикла колебаний солнечной ультрафиолетовой радиации, обусловленной наличием подобного ритма в солнечной активности, он теоретически показал, что такое колебание должно вызывать температурное колебание наблюдаемой амплитуды. Распространяясь вниз путем диффузии, такая температурная волна вызывает также соответствующее колебание зональной составляющей ветра.

С целью доказательства реальности рассматриваемого цикла в активности Солнца Шапиро и Ворд (Shapiro, Ward, 1962) провели исследование изменения спектра месячных относительных чисел солнечных пятен. В результате анализа они обнаружили слабый пик в спектре солнечных пятен с периодом около 25 месяцев. Этот пик проявляется как при рассмотрении 200-летнего ряда относительных чисел солнечных пятен, так и при разделении его на части, что, по мнению авторов, служит основанием для утверждения реальности его существования. Однако в этой же работе авторы указывают на трудности, связанные с объяснением отсутствия аналогичного проявления в экваториальной стратосфере куда более заметного, давно уже не вызывающего никаких сомнений 11-летнего цикла солнечной активности.

Тем не менее без должных оснований многие авторы стали объяснять возникновение цикла зональных ветров в экваториальной стратосфере воздействием именно солнечной активности. Более подробно вопрос о возможных причинах, приводящих к опусканию западных ветров из верхней стратосферы вниз, будет рассмотрен в последнем разделе статьи.

С установлением 26-месячной цикличности зональной составляющей ветра в нижней экваториальной стратосфере сразу же возник вопрос о границах ее распространения и о наличии подобного цикла в изменениях других гидрометеорологических параметров на Земле. Оказалось, что двухлетние колебания в ходе изменений некоторых метеорологических элементов были обнаружены еще задолго до их открытия в стратосферных процессах. Первые исследования двухлетней вариации в изменениях погоды и климата были выполнены еще в конце прошлого века в США и в России. В 1885 г. американский исследователь Клайтон (Clayton) обнаружил в колебаниях температуры воздуха на территории США ритм длительностью 2,1 года. Немного позднее известный русский климатолог А. И. Воейков (1891), изучая особенности гидрологического режима рек в зимнее время, установил, что на европейской территории СССР (ЕТС) годы с длинным и коротким ледовым периодом закономерно сменяют друг друга. На северо-западе ЕТС в нечетные годы в течение зимы ледовый покров держался более длительное время, чем в четные, а в юго-восточных районах наоборот. В дальнейшем А. И. Воейков (1894) установил чередование теплых и холодных, многоснежных и малоснежных зим на севере Европы. Еще позднее Э. Ф. Лесгафт (1899) показал чередование из года в год двух типов циклонических траекторий над Северной Атлантикой. В это же время на наличие двухлетней цикличности в климатических показателях Северной Европы указывалось в работах Петтерсона (Pettersen, 1896) и Мейнардуса (Meinardus, 1898).

В начале нашего столетия появляется еще целый ряд работ, в которых на основе анализа температуры воздуха, осадков, давления устанавливается наличие цикла, длительность которого несколько превышает два года. Среди этих исследований можно отметить работы Клафа (Clough, 1924, 1928), который на основе анализа обширных материалов по температуре и давлению воздуха на станциях Европы и Северной Америки пришел к выводу о наличии

устойчивого 28-месячного цикла. При этом, как установил Клаф, это колебание распространяется по территории США с севера на юг. Однако в 30-е и 40-е годы интерес к этой закономерности заметно упал. Видимо, это было связано с тем, что в ходе метеорологических процессов двухлетний цикл не проявляет себя как строгое периодическое колебание, а является квазипериодическим, и выраженность его существенно изменяется во времени.

Только с открытием двухлетнего стратосферного цикла интерес к проявлению этой закономерности в погодных и климатических колебаниях вновь возрастает. Тем не менее еще в 1957 г., исследуя интенсивность циклонической и антициклонической деятельности в Северном полушарии, Н. А. Белинский (1957) нашел, что двухлетняя цикличность в ходе атмосферных процессов действительно существует и играет в их развитии определенную роль. Попыткой привлечь внимание к этому интересному природному явлению была и опубликованная в 1959 г. работа Т. В. Покровской. На основе данных о температурных условиях в Ленинграде автор отмечает в чередовании лет с относительно высокими и низкими температурами воздуха двухлетнюю цикличность.

В последние годы круг работ по рассматриваемой проблеме заметно расширился. Сразу же после открытия квазидвухлетнего цикла зональных ветров в экваториальной стратосфере Вариард и Эбдон (Varyard, Ebdon, 1961), исследовавшие температурный режим в тропосфере и нижней стратосфере, обнаружили в экваториальной зоне 26-месячное колебание температуры. Оказалось, что западные ветры связаны с повышением, а восточные — с понижением температуры в экваториальной стратосфере. В тропиках наблюдается противоположная закономерность. Поскольку существует хорошая обратная связь между высотой тропопаузы и температурой в нижней стратосфере, естественно ожидать, что в колебаниях высоты тропопаузы над экваториальной зоной должен наблюдаться 26-месячный цикл (Кац, 1968). Было установлено также двухлетнее колебание в суммарном количестве озона в нижней стратосфере, причем фаза колебаний над экватором и тропиками оказалась противоположной, как и в случае с температурой.

В работе А. И. Угрюмова (1971) показано, что экваториальный цикл определяет средний фон меридиональной циркуляции в стратосфере всего Северного полушария, по крайней мере во второй половине зимы. Чем больше развит западная фаза цикла, тем интенсивнее меридиональный обмен в стратосфере, который в свою очередь контролирует время весенней перестройки циркуляции.

Весной при восточных ветрах в экваториальной стратосфере в умеренных широтах еще сохраняется зимний характер циркуляции с зональными западными потоками, а при западных ветрах циркуляция становится уже похожей на летнюю, полярный район полностью занят антициклоном, и в умеренных широтах западный перенос сменяется восточным. Иными словами, при восточной фазе квазидвухлетнего цикла перестройка в стратосфере на летний тип циркуляции (весенняя перестройка) запаздывает, а при западной наступает раньше обычного. Амплитуда этих колебаний достигает двух месяцев — от середины марта до середины мая.

В последние годы опубликован ряд работ, посвященных изучению цикла в ходе различных показателей погоды и климата. Ландсберг с соавторами (Landsberg et al., 1963), применив метод фильтрации исходных данных, пришел к выводу о наличии цикла с периодом около двух лет в атмосферных процессах на севере Европы. При этом, как оказалось, во второй половине XIX века двухлетняя цикличность была выражена значительно лучше, чем в первой половине XX века. Портиг (Portig, 1963) обнаружил 27-месячные колебания в осадках по данным 19 станций, расположенных в экваториальной зоне вокруг всего земного шара. Е. В. Воробьева (1967), исследуя изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере, установила

наличие в них квазидвухлетнего цикла. При этом наименьшая продолжительность его, равная 26–28 месяцам, наблюдалась в конце прошлого–начале нашего века (1885–1910 гг.) и после 1943 г. В промежуток времени между 1910 и 1943 гг. этот период составлял 29–30 месяцев.

В 1967 г. Байдал обнаружил двухлетнюю периодичность в местоположении циркуляционного полюса, что, по мнению автора, служит непосредственной причиной двухлетних циклов в сезонных гидрометеорологических процессах. В то же время Р. В. Абрамов (1967) показал наличие этого цикла в изменениях морфометрических характеристик исландского минимума давления. Несколько позднее Райт (Wright, 1968) обнаружил двухлетние колебания в нижней атмосфере над большей частью земного шара. По результатам Райта, эти колебания наиболее заметно проявляются в Северном полушарии с мая по август, однако двухлетний цикл выражен не во все годы достаточно отчетливо. В отдельные небольшие периоды двухлетний цикл может исчезать и изменять фазу.

Все сказанное позволяет считать двухлетний ритм реальной особенностью изменчивости метеорологических процессов на Земле.

### Квазидвухлетние колебания стока рек СССР

В многолетних колебаниях стока рек двухлетний цикл подробно не рассматривался до самого последнего времени. Тем не менее при изучении структуры многолетних колебаний стока его наличие отмечалось неоднократно (Байдал, 1965; Давыдова, 1968; Калинин, Давыдова, 1968; Гальперин, 1970; Ковалевский, 1971; Кондрацова, Смирнов, 1971, 1972; Саруханян, Смирнов, 1971).

В работе авторов, посвященной исследованию двухлетних колебаний в стоке Волги, по сути дела сделана первая попытка не только констатировать наличие, но и определить основные закономерности квазидвухлетнего цикла в стоке рек бассейна Волги. Оказалось, что двухлетний ритм – один из основных, присущих многокомпонентной системе изменчивости стока рек этого бассейна (Кондрацова, Смирнов, 1971, 1972).

Настоящее исследование – логическое продолжение начатых ранее работ. Материалом для исследования послужили данные по среднемесячным расходам воды на 58 створах, 23 из которых расположены на реках европейской территории СССР, 7 – на реках Средней Азии и 28 – в Сибири и на Дальнем Востоке. Длительность рядов наблюдения, использованных для анализа, составляла в основном 32 года (1931–1962 гг.), и только несколько рек Сибири имело более короткие ряды (табл. 1).

Для исключения сезонной составляющей в колебаниях стока рек и вариаций с периодом 4–5 лет и более применен полосовой фильтр скользящего осреднения „13 минус 37“, т. е. из средних скользящих значений расходов воды за 13 месяцев вычитались средние скользящие за 37 месяцев. Полученные таким образом аномалии расходов воды на всех створах подвергались спектральному и периодограммному анализу. Результаты расчетов показывают, что на большей части рассматриваемых створов в избранном интервале частот выделяется колебание с периодом около двух лет (табл. 2). Для большинства рек это колебание имеет 95%-й уровень обеспеченности.

Однако период выделенного колебания заметно изменяется от бассейна к бассейну, и на ряде рек Сибири имеет место уже не двухлетнее, а трехлетнее колебание. Такое же удлинение периода наблюдается на реках Карелии и Кольского полуострова. Представленные спектрограммы изменения расходов воды на ряде створов сгруппированы в три типа (рис. 2). У рек первого типа в изменениях среднемесячных расходов воды наблюдается одна четкая вариация с периодом около 25–27 месяцев. У рек второго типа

Таблица 1

Характеристика створов и длительность рядов

№ п.п.	Река, пункт наблюдений	Период наблюдений	Дли-на ряда	Пло-щадь водо-сбора, км <sup>2</sup>	Средний расход за 32 года, м <sup>3</sup> /сек.
Европейская территория СССР					
1	Неман, Смалининкай	1931-1962	384	81200	560
2	Зап. Двина, г. Даугавпилс	1931-1962	384	64600	465
3	Нева, г. Петрокрепость	1931-1962	384	276000	2405
4	Кемь, с. Подужемье	1931-1962	384	27600	260
5	Кола, 1429-й км	1931-1962	384	3780	40
6	Сев. Двина, Усть-Пинега	1931-1962	384	348000	3165
7	Вычегда, Сыктывкар	1931-1962	384	67800	570
8	Печора, с. Троицко-Печорск	1931-1962	384	35600	475
9	Волга, Старица	1931-1962	384	21100	150
10	Волга, Ярославль	1931-1962	384	154000	980
11	Волга, Горький	1931-1962	384	479000	2505
12	Волга, Куйбышев	1931-1962	384	1200000	7170
13	Волга, Волгоград	1931-1962	384	1360000	7330
14	Ока, Муром	1931-1962	384	188000	820
15	Кама, Пермь	1931-1962	384	169000	1550
16	Ужга, Макарьев	1931-1962	384	18500	150
17	Вятка, г. Вятские Поляны	1931-1962	384	124000	830
18	Белая, Уфа	1931-1962	384	100000	745
19	Днепр, Киев	1931-1962	384	328000	1415
20	Дон, г. Лиски	1931-1962	384	69500	255
21	Кубань, Краснодар	1931-1962	384	45900	415
22	Терек, Орджоникидзе	1931-1962	384	1490	35
23	Урал, г. Кушум	1931-1962	384	180000	305
Средняя Азия					
24	Амударья, кишлак Чатлы	1931-1962	384		1455
25	Мургаб, к. Тахта-Базар	1931-1962	384	34700	50
26	Сырдарья, г. Беговат	1931-1962	384	142000	410
27	Нарын, кишлак Учкурган	1931-1962	384	58400	395
28	Чирчик, с. Чимбайлык	1931-1962	384	10900	220
29	Чу, колхоз им. Чапаева	1931-1962	384	26700	70
30	Или, ур. Кончагай	1931-1962	384	113000	475
Сибирь и Дальний Восток					
31	Тобол, с. Липовское	1931-1962	384	423000	815
32	Иртыш, Тобольск	1931-1962	384	969000	2090
33	Обь, Новосибирск	1931-1962	384	252000	1865
34	Обь, г. Салехард	1931-1962	384	2450000	12300
35	Сев. Сосьва, культбаза	1937-1962	312	65200	600
36	Енисей, Кызыл	1931-1962	384	115000	1000
37	Енисей, Енисейск	1931-1962	384	1400000	7950
38	Енисей, Игарка	1936-1962	324	2440000	17800
39	Ангара, Иркутск	1931-1962	384	572000	2020

Таблица 1 (продолжение)

№ п.п.	Река, пункт наблюдений	Период наблюдений	Длина ряда	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Средний расход за 32 года, м <sup>3</sup> /сек.
40	Нижняя Тунгуска, с. Подполошино	1931-1962	384	8270	35
41	Нижняя Тунгуска, Б. Порог	1938-1962	300	447000	3360
42	Селенга, г. Ново-Селенгинск	1932-1962	372	360000	730
43	Витим, г. Бодайбо	1931-1962	384	195000	1530
44	Олекма, г. Куду-Кюель	1934-1962	348	115000	1010
45	Вилуй, г. Сунтар	1931-1962	384	202000	775
46	Алдан, с. Охотский Перевоз	1931-1962	384	514000	4065
47	Лена, г. Табага	1931-1962	384	897000	7095
48	Лена, г. Кюсюр	1934-1962	348	2430000	16400
49	Оленек, с. Сухана	1936-1962	324	127000	670
50	Яна, Верхоянск	1935-1962	336	45300	150
51	Индигирка, пос. Индигирский	1944-1962	228	83500	430
52	Индигирка, с. Воронцово	1937-1962	312	305000	1540
53	Колыма, г. Усть-Средникан	1933-1960	336	99400	725
54	Колыма, Среднеколымск	1931-1957	324	361000	2270
55	Амгуема, устье р. Шумный	1944-1962	228	26700	280
56	Камчатка, с. Ключи	1931-1962	384	45600	745
57	Амур, Хабаровск	1931-1962	384	162000	9130
58	Уссури, хутор Степановский	1931-1962	384	23100	215

наряду с вариацией 25-27 месяцев четко выделяется колебание с периодом более 3 лет. Третий тип составляют реки не с двухлетней, а с трехлетней вариацией.

На схеме распределения длительности периода выделенных колебаний по территории СССР видно, что указанные типы хорошо локализованы по территории (рис. 3). Первый тип характерен для рек ЕТС, Оби (без Иртыша и Тобола), бассейнов Амура, Витима, а также для небольшого района на северо-востоке СССР, примыкающего к бассейну Яны. Черты рек второго типа проявляются в Средней Азии и бассейне Иртыша. К третьему типу относится большинство рек Восточной Сибири и реки Карелии и Кольского полуострова. Если осреднить отдельно периоды двухлетней и трехлетней колебаний по всей территории, где они встречаются, то первый окажется равным 26-27, а второй - около 36 месяцев.

Амплитуды двухлетнего цикла в колебаниях стока тех рек, где этот цикл хорошо выражен (значения без скобок), были выбраны по максимумам на периодограммах и исправлены в соответствии с частотной характеристикой используемого фильтра (табл. 2). Кроме того, в таблице показаны отношения амплитуд квазидвухлетнего цикла к абсолютным амплитудам соответствующих рядов, выбранным по среднегодовым значениям расходов воды за 1931-1962 гг. Это отношение в определенной степени характеризует долю участия двухлетней составляющей в общей изменчивости стока на каждом створе за рассматриваемый период времени. Как следует из приведенных данных (табл. 2), оно в среднем составляет 25%, т. е. можно полагать, что около четверти общей изменчивости среднегодового стока указанных рек за этот период обуславливалось квазидвухлетней цикличностью. В то же время в стоке отдельных рек имело место заметное отклонение этого отношения от средних

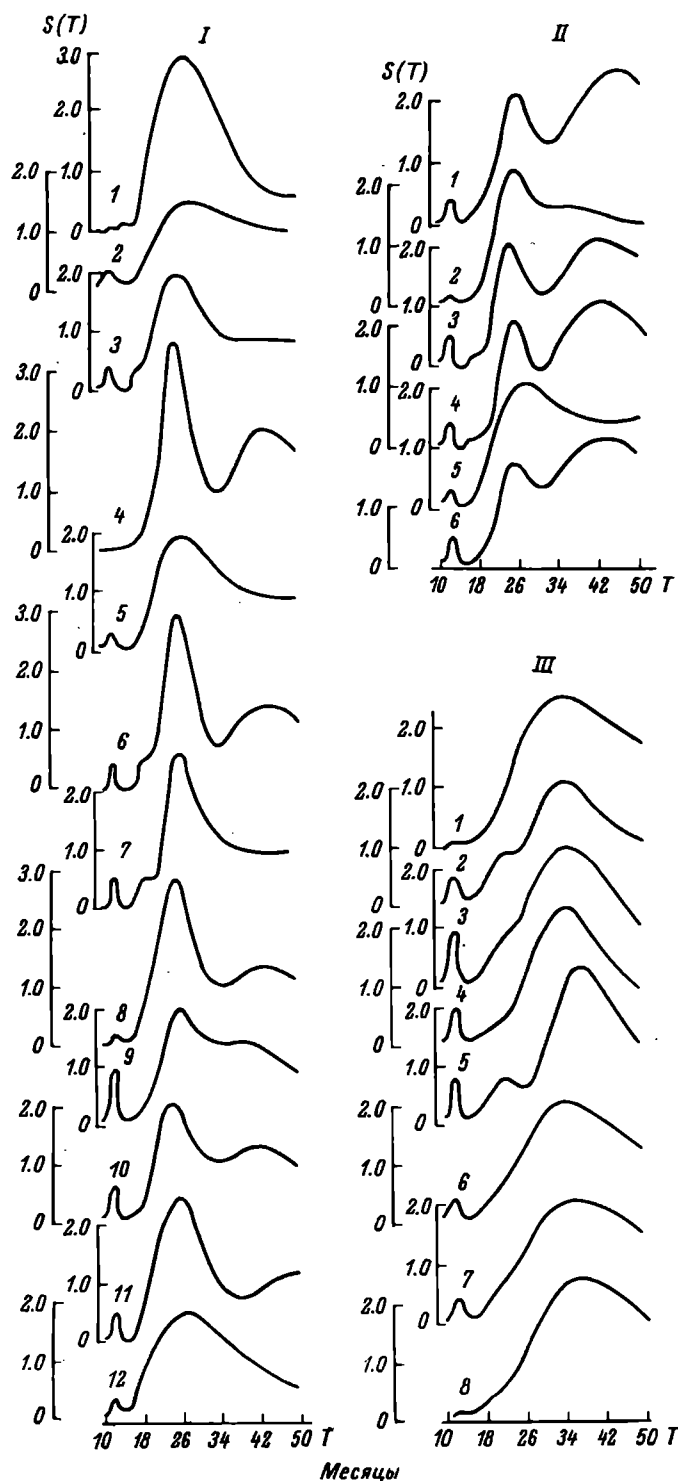


Рис. 2. Спектрограммы изменения расходов воды на реках.

I тип: 1 - Неман, 2 - Вычегда, 3 - Печора, 4 - Волга (Ярославль), 5 - Ока, 6 - Кама, 7 - Волга (Куйбышев), 8 - Кубань, 9 - Обь (Салехард), 10 - Витим, 11 - Амур, 12 - Яна; II тип: 1 - Амударья, 2 - Сырдарья, 3 - Нарын, 4 - Чирчик, 5 - Или, 6 - Иртыш; III тип: 1 - Кемь, 2 - Енисей (Енисейск), 3 - Лена (Табога), 4 - Вилюй, 5 - Колыма (Среднеколымск), 6 - Амгуема, 7 - Камчатка, 8 - Уссури.

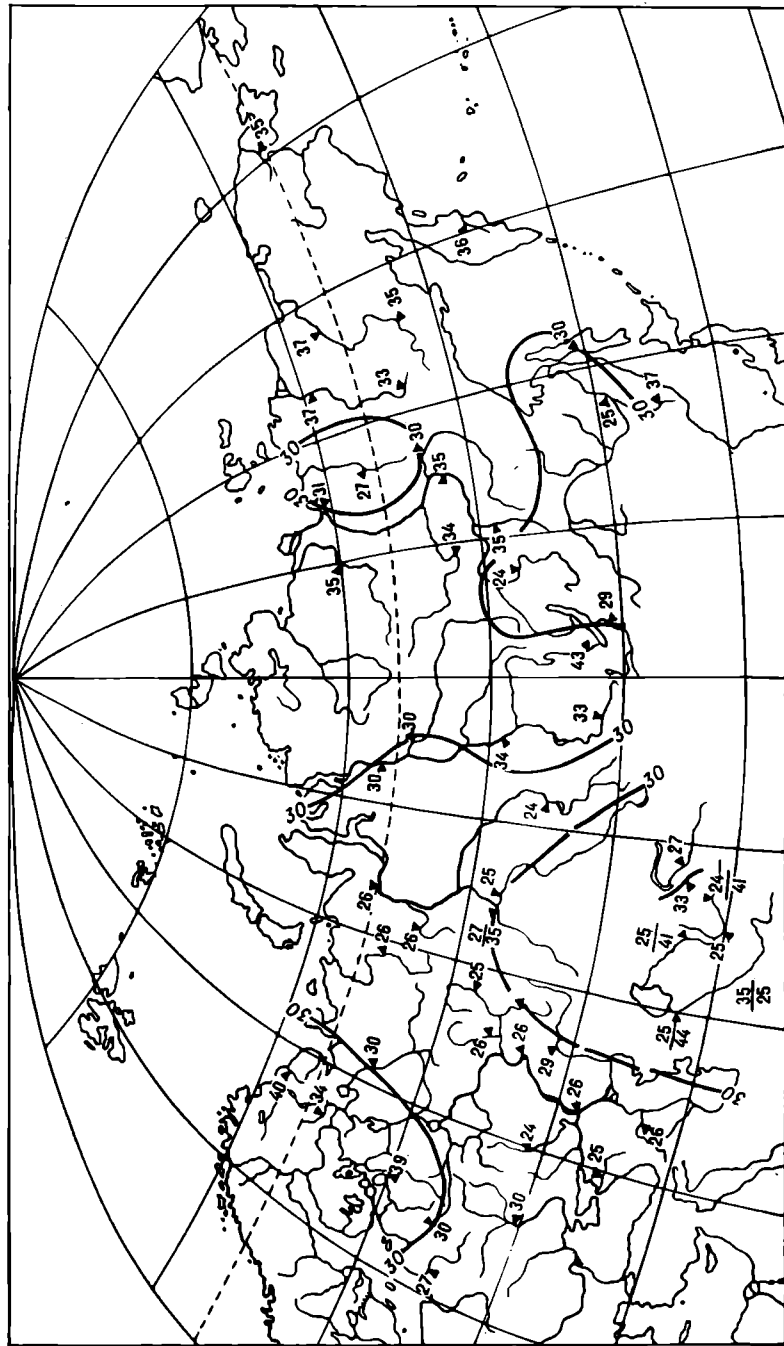


Рис. 3. Длительность периода (месяцы) квазигодового цикла в стоке рек СССР (по данным спектрального анализа).

Таблица 2

Параметры квазидвухлетнего цикла в стоке рек СССР

№ п.п.	Река, пункт наблюдений	Пери- од $P$	Ампли- туда $A$	$A/A_{абс.},$ %	Фаза ( $\varphi$ ), град.
1	Неман, Смалиницкий	27	96	52	40
2	Зап. Двина, Даугавпилс	30	96	43	5
3	Нева, Петрокрепость	39	(122)	(13)	(295)
4	Кемь, Подужемье	34	(27)	(19)	(290)
5	Кола, 1429-й км	40	(4)	(19)	(320)
6	Сев. Двина, Усть-Пинега	30	247	17	300
7	Вычегда, Сыктывкар	28	44	18	285
8	Печора, с. Троицко-Печорск	26	46	26	340
9	Волга, Старица	30	18	21	265
10	Волга, Ярославль	25	110	22	230
11	Волга, Горький	26	224	20	265
12	Волга, Куйбышев	26	532	20	260
13	Волга, Волгоград	26	643	24	245
14	Ока, Муром	27	87	29	255
15	Кама, Пермь	25	156	28	320
16	Увжа, Макарьев	33	(15)	(13)	(265)
17	Вятка, Вятские Поляны	26	77	21	290
18	Белая, Уфа	30	68	17	350
19	Днепр, Киев	30	204	29	50
20	Дон, Лиски	24	34	26	255
21	Кубань, Краснодар	25	49	36	50
22	Терек, Орджоникидзе	26	3	27	110
23	Урал, Кушум	29	90	26	335
24	Мургаб, Тахта-Базар	35	(5)	(16)	(55)
25	Амударья, Чатлы	25	132	23	90
26	Сырдарья, Беговат	25	46	13	95
27	Нарын, Учкурган	24	28	21	50
28	Чирчик, Чимбайлык	25	20	23	80
29	Чу, колхоз им. Чапаева	33	(5)	(22)	(100)
30	Или, Кончагай	27	37	23	20
31	Тобол, Липовское	35	(131)	(20)	(325)
32	Иртыш, Тобольск	25	172	13	340
33	Обь, Новосибирск	24	184	29	25
34	Обь, Салехард	26	708	22	315
35	Сев. Сосьва, культбаза	26	137	37	315
36	Енисей, Кызыл	33	(68)	(25)	(65)
37	Енисей, Енисейск	34	(353)	(18)	(65)
38	Енисей, Игарка	30	675	35	325
39	Ангара, Иркутск	43	(70)	(9)	(100)
40	Нижняя Тунгуска, Подволошино	27	5	26	295
41	Нижняя Тунгуска, Б. Порог	30	169	29	290
42	Селенга, Ново-Селенгинск	29	77	21	0
43	Витим, Бодайбо	24	125	17	205
44	Олекма, Куду-Кюель	35	(103)	(21)	(260)
45	Вилуй, Суитар	34	(26)	(7)	(225)
46	Алдан, с. Охотский Перевоз	30	390	34	285
47	Лена, Табага	35	(432)	(22)	(275)



Таблица 2 (продолжение)

№ п.п.	Река, пункт наблюдений	Период $P$	Амплитуда $A$	$A/A_{абс.}$ %	Фаза ( $\varphi$ ), град.
48	Лена, Кюсюр	31	880	23	270
49	Оленек, местечко Сухона	35	(85)	(28)	(280)
50	Яна, Верхоянск	27	24	28	180
51	Индиگیرка, Индиگیرский	33			
52	Индиگیرка, Воронцово	37	(109)	(22)	(235)
53	Кольма, Усть-Среднекан	35	(55)	(17)	(255)
54	Колыма, Средне-Колымск	37	(122)	(14)	(260)
55	Амгуема, устье руч. Шумный	35			
56	Камчатка, Ключи	36	(28)	(17)	(220)
57	Амур, Хабаровск	25	1089	29	75
58	Уссури, хутор Степановский	37	(20)	(13)	(95)
	В среднем двухлетний	27		25	

значений. Так, в стоке Немана, Зап. Двины, Кубани, Сев. Сосьвы, Алдана отношение  $A/A_{абс.}$  превышало 30%, а для Сырдарьи и Иртыша было менее 15%.

Определяя амплитуды двухлетней составляющей в колебаниях стока рек, мы обратили внимание на одну особенность периодограмм. Оказалось, что для рек Сибири, где по спектрам двухлетняя составляющая не обнаруживается, на периодограммах, кроме пика на период в 34–40 месяцев, как правило, наблюдается более слабый пик, приходящийся на испытательный период в 24–29 месяцев (рис. 4). Это позволяет предполагать, что в стоке рек Восточной Сибири колебание с двухлетним периодом имеет место по всей территории, однако на ряде рек оно очень мало по амплитуде, особенно в сравнении с трехлетним циклом. Поэтому мы дополнительно выбрали значения амплитуд и фаз на периоды 26–27 месяцев и для тех рек, где рассматриваемый цикл на спектрограммах не выражен (значения в скобках). Как и следовало ожидать, величина относительной амплитуды двухлетнего цикла для этих рек оказалась значительно более низкой по сравнению с реками с хорошо выраженным циклом. В среднем она равна 17%, а в отдельных случаях опускается ниже 10% (Ангара, Вилюй).

Переходя к анализу фаз двухлетней вариации в колебаниях стока, необходимо отметить, что они выбирались на средний период 26–27 месяцев и приводились к одному моменту – июлю 1932 г. Как видно из диаграммы (рис. 5), фазы двухлетнего цикла почти всех рек ЕТС лежат в пределах от 230 до 300°, в стоке рек Средней Азии, Немана, Днепра, Кубани, Терека, а также верховьев Оби и Енисея они находятся в противоположном квадранте, изменяясь от 20 до 100°, а для стока рек Зап. Двины, Белой, Камы, Печоры, Урала, Иртыша, Тобола, Индиگیرки, Селенги занимают промежуточное положение, изменяясь в пределах 315–10°.

Схематизируя полученные данные, можно представить характер распределения фаз двухлетнего цикла по территории СССР (рис. 6). Из представленной схемы следует, что в двухлетнем цикле для большей части территории СССР наблюдается выраженная асинфазность колебаний стока рек, расположенных в северных широтах, по сравнению с реками более южных широт. Следовательно, основная закономерность двухлетнего цикла в стоке рек СССР – его зональная асинфазность. Таким образом, подробное изучение квазидвухлетнего цикла позволяет уточнить установленные ранее особенности проявления его в стоке рек СССР (Кондрашова, Смирнов, 1973).

В итоге можно считать, что квазидвухлетний ритм, будучи сложным в своем проявлении, был в рассматриваемые годы одним из основных, формирующих изменчивость стока рек на большей части территории СССР.

### Колебания стока рек и стратосферный цикл

При наличии квазидвухлетнего цикла в колебаниях стока рек неизбежно встает вопрос, насколько его возникновение связано с экваториальным стратосферным циклом.

Как указывает А. И. Угрюмов (1968), первой попыткой непосредственного сравнения фазы экваториального цикла с погодой в Европе была работа К. Лабитке. Автор при анализе стратосферных процессов за 1958–1961 гг. обнаружил, что западному потоку в экваториальной стратосфере соответствует экстремально теплое европейское лето, а восточному – холодное и влажное. Позднее, изучая характер перераспределения воздушных масс, А. Л. Кац (1964) установил следующую закономерность. Когда в зимние месяцы господствует западное экваториальное стратосферное течение, то наблюдается относительное повышение давления в высоких широтах, ослабление интенсивности зональной и усиление меридиональной циркуляции в умеренных широтах. При наступлении месяцев с господствующим восточным стратосферным экваториальным течением должно наблюдаться обратное явление.

Подтверждение этого вывода было получено Беме (Böhme, 1967). По его мнению, при максимальном развитии восточных ветров в экваториальной зоне в Европе отмечается минимум меридиональности. Максимуму повторяемости меридиональных процессов соответствует период смены ветра в экваториальной стратосфере с западного на восточный. Беме отметил, что эту связь можно рассматривать как соответствие экваториального цикла двухлетнему циклу в изменчивости метеорологических элементов в Европе.

В работах А. И. Угрюмова (1968, 1971) исследуется двухлетняя цикличность в тропосфере умеренных широт Северного полушария. Автором на основе анализа данных за 1959–1968 гг. получено количественное выражение связи между проявлениями двухлетнего цикла в тропосфере и стратосфере. На иллюстрации, заимствованной из работы А. И. Угрюмова, представлены карты изокоррелят стратосферного индекса  $J_M^{10}$  (средняя

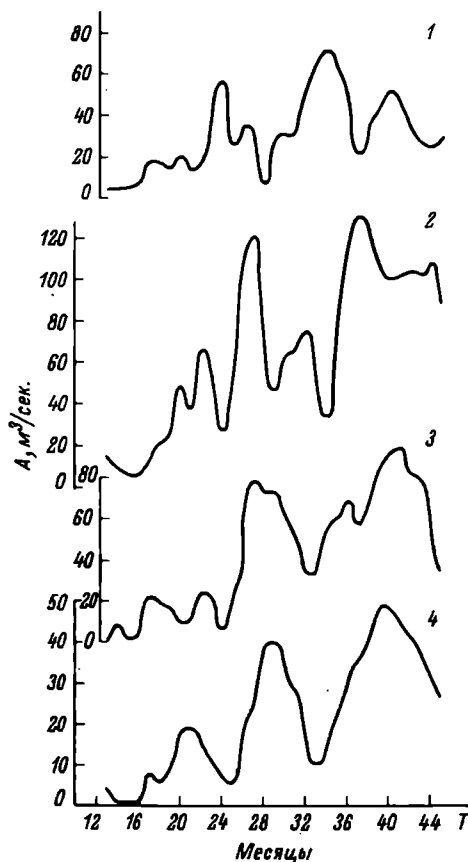


Рис. 4. Периодограммы изменений расходов воды на реках Сибири.

1 – Енисей (Кызыл), 2 – Тобол, 3 – Оленек, 4 – Амгуема.

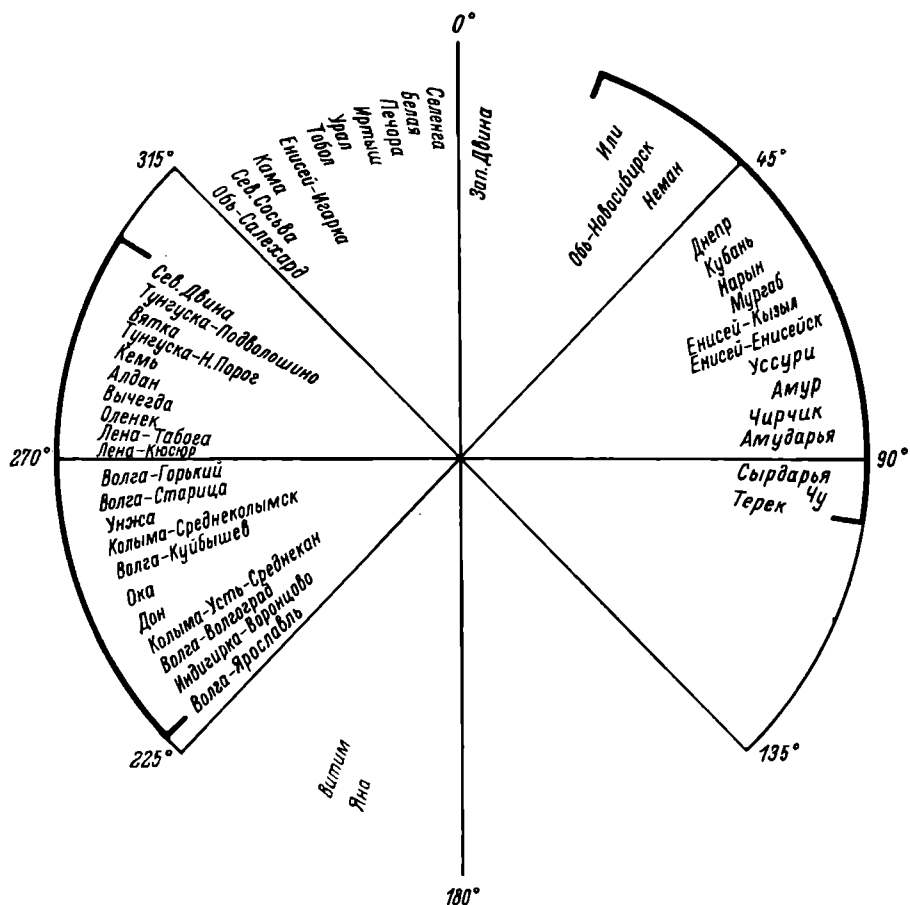


Рис. 5. Диаграмма распределения фаз двухлетнего цикла в стоке рек СССР.

величина индекса меридиональности циркуляции на уровне 10 мб) с межгодовыми изменениями среднего приземного давления (а) и средней температуры воздуха (б) у земной поверхности в июле (рис. 7). Если предположить, что характер распределения зависимости стратосферных и тропосферных процессов по территории сохраняется в общих чертах и в другие месяцы, то схема связи стратосферных и тропосферных процессов почти точно соответствует результатам, полученным нами при анализе квазидвухлетнего цикла в колебаниях стока рек СССР. Так, из схемы А. И. Угрюмова следует, что наиболее ярко двухлетний цикл будет проявляться в районах, где связь стратосферных и тропосферных процессов наиболее высока, т. е. на территории ЕТС, и прежде всего в ее центральной части, а также в районе Средней Азии (значение коэффициента корреляции для этих районов равно 0.8). Кроме того, согласно этим схемам, следует предполагать наличие квазидвухлетнего цикла в стоке рек бассейна Амура и, судя по распределению коэффициента корреляции температуры воздуха, где-то в районе Яны. В то же время для большей части Сибири величина коэффициента корреляции между стратосферными и тропосферными процессами меняется в пределах от 0 до  $\pm 0.4$ , и,

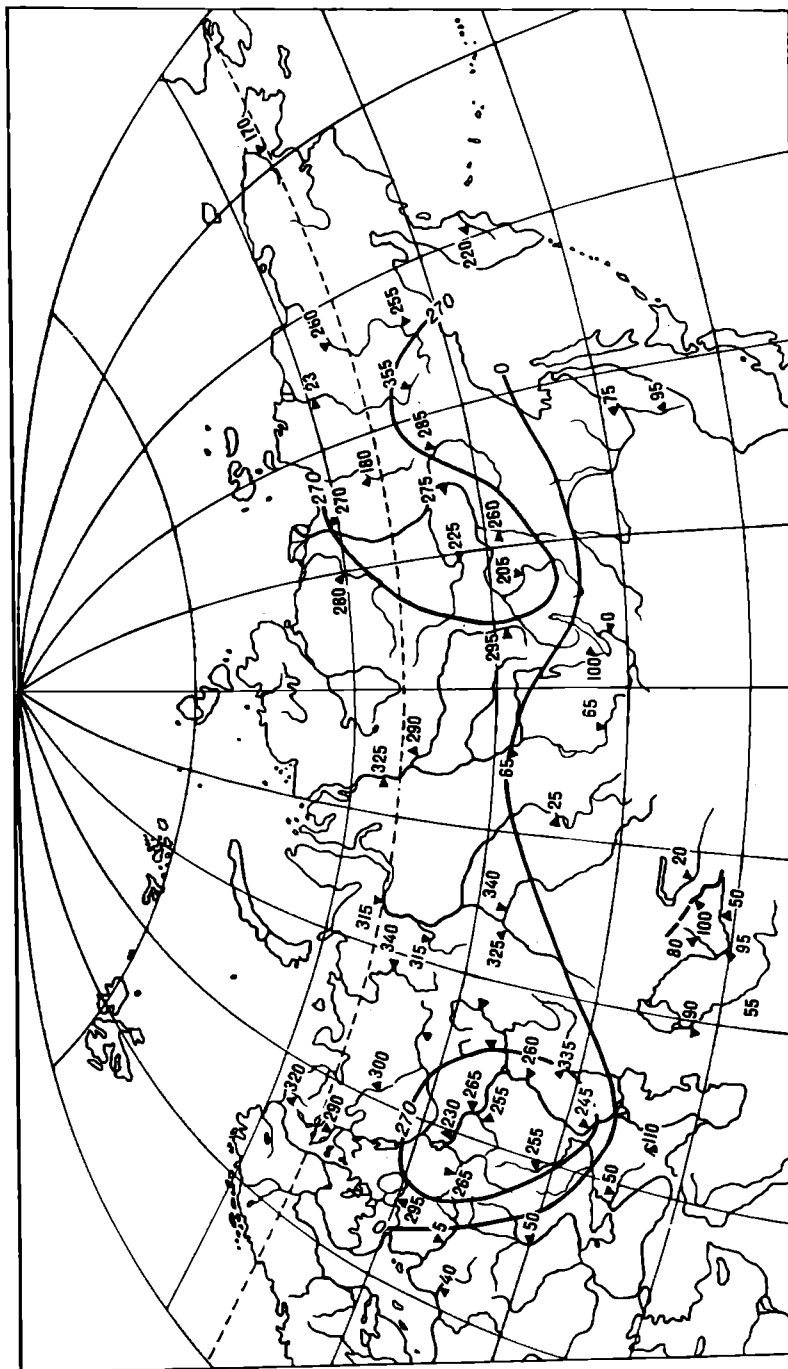


Рис. 6. Распределение фаз двухлетнего цикла в стоке рек на территории СССР.

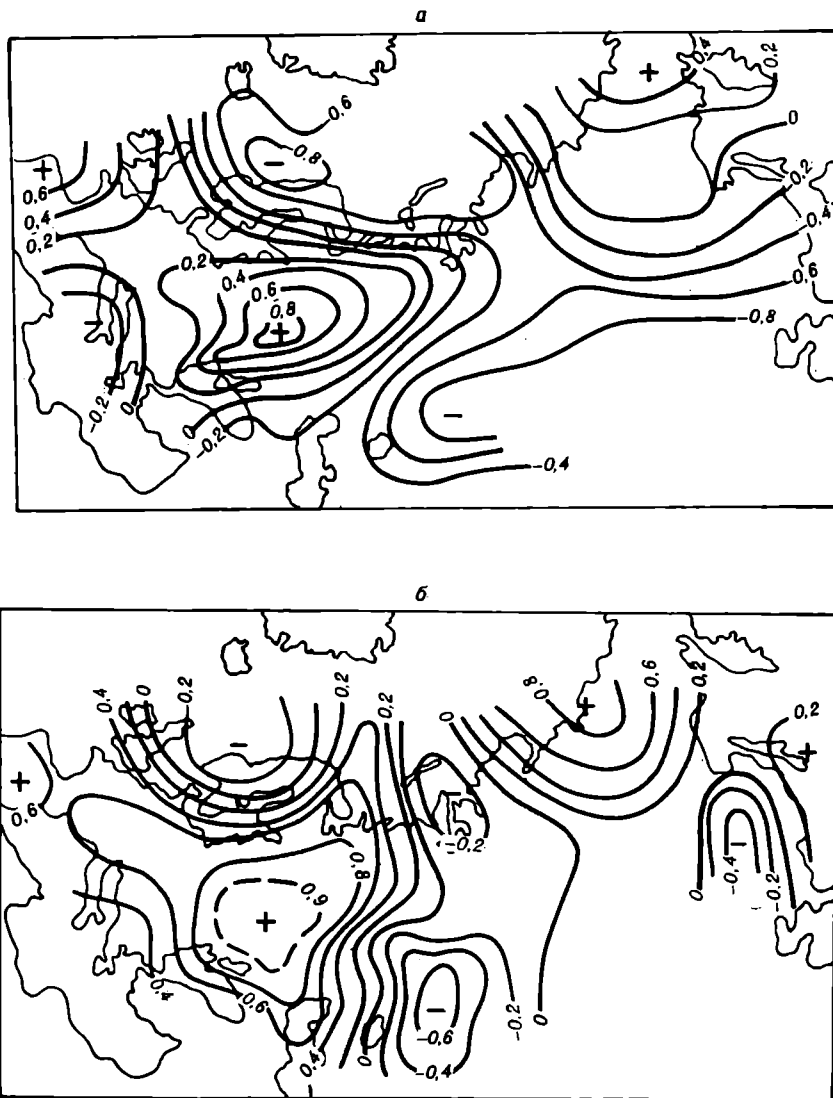


Рис. 7. Распределение коэффициентов корреляции межгодовых изменений ( $Y_M^{10}$ ) с изменениями среднего приземного давления в июне (а) и температуры воздуха у земной поверхности в июне (б).

следовательно, ожидать заметных колебаний с периодом около двух лет в этом районе нет особых оснований. Судя по схемам, маловероятно ожидать двухлетние колебания и в стоке рек Карелии, большей части районов побережья Северного Ледовитого океана и в области между Аральским и Каспийским морями. Таким образом, полученная нами схема проявления квазидвухлетнего цикла в стоке рек СССР получает естественное объяснение при условии зависимости рассматриваемых колебаний от стратосферного цикла. Некоторое несоответствие имеет место лишь для стока Ангары и верховьев Енисея, где, согласно схеме А. И. Угрюмова, можно было бы ожидать более выраженную квазидвухлетнюю цикличность.

Далее из схем А. И. Угрюмова следует, что колебания давления и температуры воздуха в квазидвухлетнем цикле на европейской территории СССР и Восточной Сибири происходят в противофазе с колебаниями давления и температуры на крайнем юго-востоке ЕТС, в Средней Азии и южных районах Сибири, а также в бассейне Амура. Здесь мы видим полное совпадение схем А. И. Угрюмова со схемой распределения фаз квазидвухлетнего цикла в колебаниях стока рек СССР (рис. 6). Несоответствие в схемах имеет место лишь для бассейнов Немана и Днепра, где следовало бы ожидать фазы, более близкие к фазам двухлетнего цикла в стоке рек центральной части ЕТС.

Согласно А. И. Угрюмову (1971), при условии незначительных величин стратосферного индекса в двух и более смежных годах циркуляционные условия могут повторяться, а это неизбежно приводит к нарушению двухлетней цикличности в ходе элементов погоды и климата, что мы наблюдаем и в колебаниях стока рек. Районы, в которых происходит изменение знака связи стратосферного индекса с барическим полем в тропосфере, видимо, варьируют по территории, поэтому в таких переходных зонах наиболее часто можно ожидать нарушения цикличности (удлинение периода). Кроме того, сама специфика стока рек, связанная с накоплением осадков в виде снега в течение всей зимы на большей части территории СССР и весенним половодьем, даже при строгой периодичности в возмущающей силе с периодом 26 месяцев будет приводить к изменению периода между последовательными максимумами стока в этом цикле от 24 до 30 месяцев.

Не менее важное подтверждение зависимости колебаний стока рек в квазидвухлетнем ритме от стратосферного цикла – результат сопоставления повторяемости западной формы атмосферной циркуляции, по Т. Я. Вангенгейму, с ходом стока в этом цикле. По данным А. Л. Каца (1964), как уже указывалось, в периоды господства в экваториальной стратосфере восточного потока давление в северных широтах понижается, что должно приводить к усилению интенсивности зональной (западной) циркуляции.

Действительно, анализ повторяемости зональной циркуляции за период с 1831 по 1962 г. показал, что в ходе ее изменений наблюдается хорошо выраженное колебание с периодом около 26 месяцев (рис. 8, а). При этом сопоставление этих колебаний с режимом ветров в средней стратосфере полностью подтвердило вывод, сделанный А. Л. Кацем. Нами приведена взаимокорреляционная функция между месячными значениями стратосферного ветра за 1853–1962 гг. (западный – знак плюс, восточный – знак минус) на уровне 50 мб и месячными значениями повторяемости зональной циркуляции за тот же период (рис. 8, б). При максимальном развитии в стратосфере западного потока наблюдается минимальная повторяемость зональных процессов в Северном полушарии, и наоборот, максимуму развития восточного потока соответствует максимум повторяемости числа дней с западным (зональным) переносом.

Западный перенос – основной источник поступления влаги на большую часть территории СССР, за исключением южных районов, где, как известно, увеличение осадков наблюдается при усилении повторяемости меридиональных процессов (Байдал, 1969; Гирс, 1971). Следовательно, максимуму повторяемости западной формы циркуляции должен соответствовать максимальный сток рек на большей части ЕТС и уменьшение стока на крайнем юге ЕТС и в Средней Азии.

Рассчитанные нами взаимокорреляционные функции между среднемесячными значениями повторяемости зональной формы циркуляции и таковыми стока рек за период с января 1949 по декабрь 1960 г. с предварительной фильтрацией посредством полосового фильтра „13 минус 37” полностью подтвердили это предположение. В качестве примера нами представлены взаимные корреляционные функции стока Дона и Волги у Куйбышева с повторяемостью западной формы циркуляции в сопоставлении с корреляционными

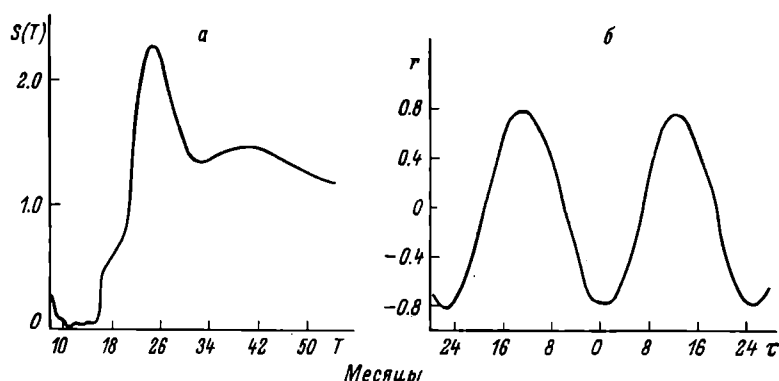


Рис. 8. Спектрограмма изменений повторяемости зональной формы ( $W$ ) атмосферной циркуляции (а) и взаимокорреляционная функция между значениями  $W$  и скоростью стратосферного ветра (б) на уровне 50 мб (западный поток — плюс, восточный — минус).

функциями стока Кубани и Сырдарьи (рис. 9, а). На реках ЕТС максимум стока в двухлетнем цикле наступает через 5–6 месяцев после максимума повторяемости западной формы циркуляции. Напротив, в стоке Кубани и рек Средней Азии через 5–6 месяцев после максимума повторяемости западной формы циркуляции наблюдается минимум стока.

Похожая картина отмечается и для сибирских рек. Так, если наибольший сток Яны приходится на период высокой повторяемости зональной циркуляции, то у Амура в эти моменты наблюдаются минимальные значения стока (рис. 9, б).

Сдвиг в наступлении экстремумов стока относительно таковых в ходе атмосферной циркуляции объясняется прежде всего тем, что на равнинных реках с выраженным весенним половодьем максимум стока всегда запаздывает относительно максимума осадков. Такого запаздывания нет у стока Амура и Яны, так как определяющую роль в стоке этих рек играет дождевое питание (Очерки по гидрографии рек СССР, 1953).

Непосредственное сопоставление колебаний стока рек с экваториальным стратосферным циклом не представлялось возможным из-за отсутствия в нашем распоряжении, с одной стороны, данных по расходам большинства рек после 1962 г., а с другой — характеристик распределения зональных составляющих ветра ранее 1954 г. Тем не менее мы попытались выполнить такое сопоставление на ограниченном материале.

Для периода с 1953 по 1962 г. были рассчитаны взаимные корреляционные функции между значениями расходов воды на ряде рек, отфильтрованных полосовым фильтром „13 минус 37” и стратосферным ветром на уровне 50 мб (рис. 10). Важно подчеркнуть, что результаты расчета указывают на достаточно высокую связь между экваториальным стратосферным циклом и колебаниями стока рек. Подтверждаются и полученные нами закономерности в ходе этих колебаний по территории СССР. Так, минимум стока на реках ЕТС наступает через 7–8 месяцев после наступления максимума западных ветров в экваториальной стратосфере. В это же время наблюдается

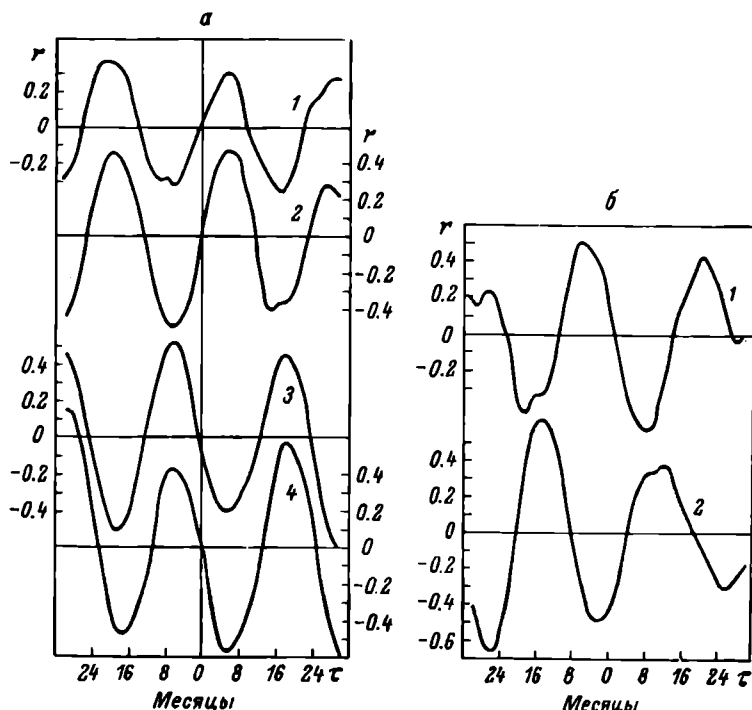


Рис. 9. Взаимокорреляционные функции между повторяемостью западной формы атмосферной циркуляции и значениями стока.

а: 1 - Дон, 2 - Волга (Куйбышев), 3 - Кубань, 4 - Сырдарья;  
б: 1 - Яна, 2 - Амур.

максимум стока рек на крайнем юге ЕТС и Средней Азии. И наоборот, через 7-8 месяцев после максимального развития восточных потоков увеличивается сток рек ЕТС и уменьшается сток рек Средней Азии.

В стоке сибирских рек (Иртыш, Обь, Енисей, Витим, Яна) минимум стока наступает на 2-4-й месяц после максимума развития западного стратосферного течения. У Амура в это же время сток максимален. Соответственно при наибольшем развитии восточного стратосферного течения характер зависимости от него стока меняется на противоположный.

Наиболее длинный ряд наблюдений по стоку (до 1971 г.) мы имели для Волги у Куйбышева. Колебания стока на этом створе хорошо отражают закономерности стока на большей части ЕТС. Нами были рассчитаны аномалии среднего весеннего (апрель-июнь) стока Волги у Куйбышева за 1953-1971 гг., и без какой-либо дополнительной обработки они были сопоставлены со значениями стратосферного ветра на уровне 50 мб в начале каждого года (рис. 11). Рисунок достаточно убедительно свидетельствует и о наличии квазидвухлетнего цикла в стоке крупнейшей реки Европы, и о ее тесной связи с экваториальным стратосферным циклом.

Таким образом, мы приходим к выводу, что квазидвухлетний цикл в колебаниях стока рек не только реально существует, но и через посредство атмосферной циркуляции связан с стратосферным циклом экваториальных ветров.



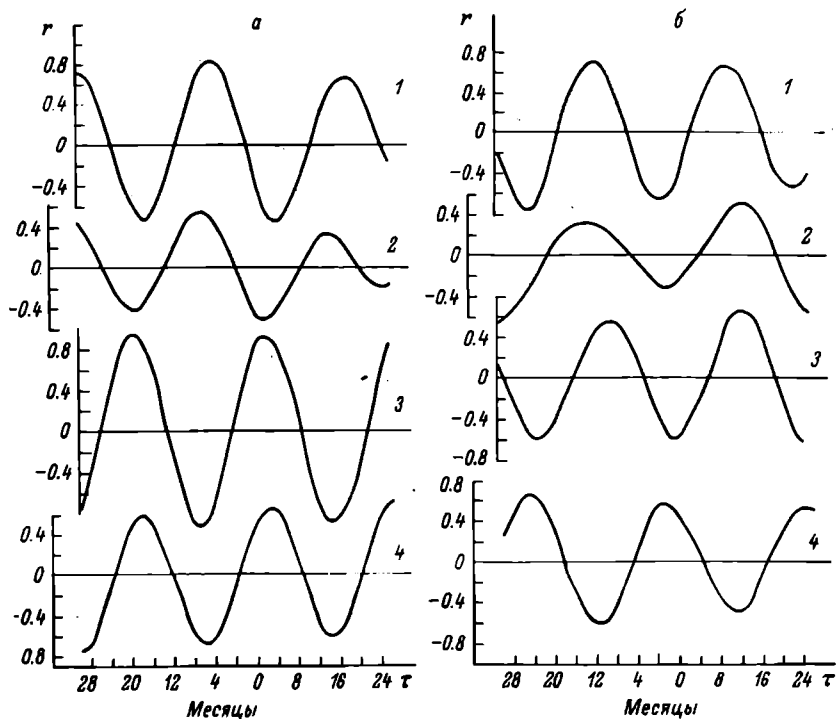


Рис. 10. Взаимокорреляционные функции между стратосферным ветром на уровне 50 мб и стоком рек.

а: 1 - Волга (Ярославль), 2 - Сев. Двина, 3 - Кубань, 4 - Сырдарья;  
 б: 1 - Обь (Салехард), 2 - Яна, 3 - Витим, 4 - Амур.

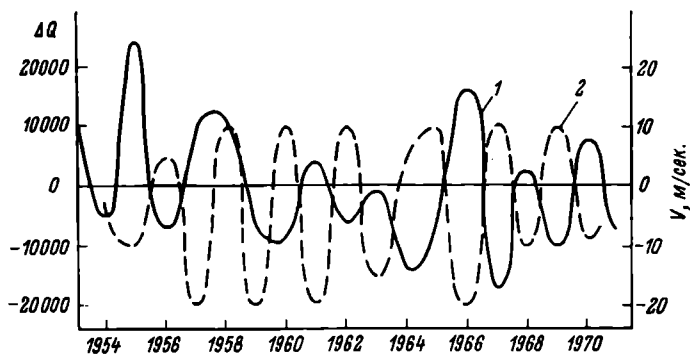


Рис. 11. Межгодовые изменения аномалий растворов Волги у Куйбышева и стратосферного ветра на уровне 50 мб.

Полученные выше закономерности могут быть использованы в прогностических целях. Решение этой задачи имеет самостоятельное значение и в данной работе не рассматривается. Однако успех прогностического решения во многом зависит от выяснения природы возникновения квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере. Попытки ряда авторов (Shapiro, Ward, 1962; Слепцов-Шевлевич, 1963; Воробьева, 1967, и др.) объяснить его наличие активностью Солнца неубедительны и не подкрепляются имеющимися данными.

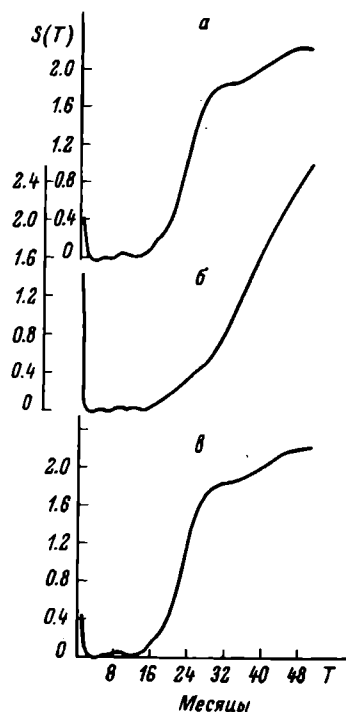
Нами выполнен спектральный анализ среднемесячных значений чисел Вольфа с предварительной фильтрацией их фильтром „13 минус 37“ за период с 1931 по 1962 и с 1953 по 1970 гг. (рис. 12, а, б). И в том и в другом случае двухлетнего цикла в их колебаниях не обнаружено. Дополнительно выполнен анализ индексов магнитной активности ( $\Sigma K_p$ ) (Оль, 1964), которые, по мнению многих исследователей, можно рассматривать в качестве „земного“ индекса активности Солнца. Однако и в изменениях этих индексов двухлетний цикл не был обнаружен (рис. 12, в).

Кроме того, даже если встать на точку зрения реальности этого цикла на Солнце, он не мог бы идти ни в какое сравнение с 11-летним циклом, проявление которого в атмосфере Земли выражено далеко не столь явно, как это имеет место в случае рассматриваемого стратосферного явления.

Таким образом, каких-либо оснований для предположения о связи квазидвухлетнего стратосферного цикла непосредственно с солнечной активностью в настоящее время не существует. Иногда в качестве подтверждения солнечно-обусловленного происхождения двухлетнего цикла ссылаются на работу Ю. Д. Калинина (1952), который

Рис. 12. Спектрограммы изменения чисел Вольфа.

а — период 1931–1962 гг.; б — период 1953–1970 гг.; в — индексы магнитной возмущенности ( $\Sigma K_p$ ) за 1931–1962 гг.



обнаружил двухлетнюю периодичность в вариациях земного магнетизма. Однако известно, что вариации магнитного поля Земли не обязательно обусловлены изменениями уровня солнечной активности. Так, еще в 1949 г. Ю. Д. Калинин был поставлен вопрос о связи геомагнитных вариаций с суточным вращением Земли. Оказалось, что скачкообразные изменения скорости вращения Земли удовлетворительно согласуются с изменением магнитного поля, откуда следует, что те и другие имеют общую причину. Идентичность изменения магнитного поля Земли и длины суток объяснялась конвекционными движениями материи в ядре Земли.

Позднее этот вопрос рассматривался в работе Н. П. Смирнова (1965). По его мнению, сезонные, многолетние и вековые изменения магнитного поля происходят одновременно с соответствующими изменениями скорости вращения Земли. При этом в периоды возрастания скорости вращения  $H$ -составляющая магнитного поля имеет тенденцию к увеличению, и наоборот, при замедлении вращения Земли она уменьшается. Особенно нужно подчеркнуть, что и в колебаниях скорости вращения, и в изменениях магнитного поля Земли в сезонном ходе определяющим является полугодовое колебание. В моменты весеннего и осеннего равноденствия наблюдаются максимальное замедление вращения Земли и уменьшение напряженности горизонтальной составляющей магнитного поля, а зимой и особенно летом – ускорение вращения и максимальные положительные значения  $\Delta H$ . Отсюда возникает предположение, что при наличии квазидвухлетнего цикла в изменениях геомагнитного поля подобный цикл следует ожидать и в колебаниях скорости вращения Земли.

Для проверки этого предположения нами выполнен спектральный анализ среднегодовых отклонений от нормы средней продолжительности суток за 130 лет (1821–1950) по данным Брауэра (Парижский, 1856). Из спектра указанного ряда с вероятностью более 99% можно видеть, что в многолетних колебаниях длины суток за рассматриваемый промежуток времени имели место вариации с периодом 2,2 года (26 месяцев) и периодом около 60 лет (рис. 13). Последняя „вековая“ вариация отмечалась в литературе неоднократно (Brauer, 1952; Манк, Макдональд, 1964), в то время как о наличии вариации с периодом около двух лет в колебаниях скорости вращения Земли высказывались лишь предположения (Сидоренков, 1967).

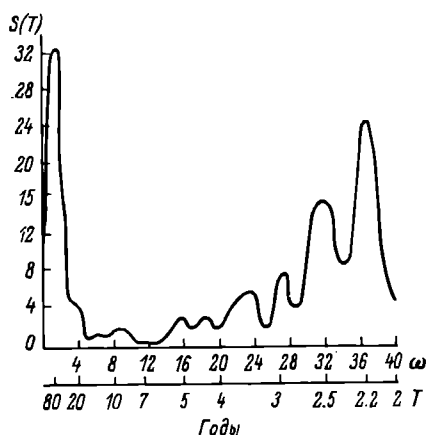


Рис. 13. Спектрограмма изменения средней продолжительности суток (1821–1950 гг.).

Выполненные нами многочисленные анализы изменчивости других геофизических процессов показали, что квазидвухлетний цикл наиболее выражен, помимо экваториальной стратосферы, именно в колебаниях скорости вращения Земли. В связи с этим возникает вопрос о непосредственной связи рассматриваемых явлений, а также о том, не могут ли быть двухлетние колебания в скорости вращения Земли тем дополнительным импульсом, который обуславливает проникновение западных ветров из верхней экваториальной стратосферы в среднюю.

Попробуем проанализировать данные по скорости вращения Земли за последние годы, когда начались регулярные наблюдения за ветровым режимом экваториальной стратосферы. Н. С. Сидоренковым опубликован однородный ряд среднемесячных отклонений длительности суток от атомных в  $0.5'' 00001$  с августа 1955 по декабрь 1970 г. (Сидоренков, 1967, 1969, 1971). За эти же годы имеется и распределение зональной составляющей скорости ветра в экваториальной стратосфере (Угрюмов, 1971).

По среднемесячным отклонениям длительности суток от атомных ( $\delta P$ ) были рассчитаны приращения за каждый месяц  $(\delta P)'$ , которые характеризуют величину ускорения (знак минус) или величину замедления (знак плюс) вращения Земли. Из сезонного хода указанных значений в среднем за 15 лет

видно, что полугодовой ритм является определяющим в изменениях скорости вращения Земли (рис. 14). Весной и осенью, когда в мезосфере и в верхней стратосфере господствуют западные потоки, наблюдается максимальное замедление вращения, а зимой и летом в периоды господства на высотах 45–60 км восточных ветров Земля вращается быстрее. Такой характер колебаний скорости вращения Земли, как это было показано Стойко (Stoyko, 1950) и позднее Минцем и Манком

(Mintz, Munk, 1953), более чем наполовину объясняется наличием полугодового солнечного прилива  $\delta s_a$  в теле Земли. Можно было бы предположить, что увеличение амплитуды полугодовых колебаний скорости вращения Земли связано с атмосферными процессами. Однако, как указывает П. Мельхиор (1968), влияние ветров на скорость вращения Земли с этим периодом ничтожно.

Полученный после фильтрации фильтром „13 минус 37“ ряд значений  $(\delta P)'$  выявил наличие достаточно выраженной двухлетней вариации. При этом за рассматриваемый промежуток времени периоды с преобладающим замедлением вращения Земли обычно составляют 10 месяцев (с января по октябрь), а периоды с ускорением вращения – 14 месяцев (с ноября предыдущего года по декабрь текущего). До 1965 г. замедление вращения преобладало в нечетные годы, ускорение – в четные, а после 1965 г. наоборот.

На рис. 15 представлен временной разрез распределения зональных составляющих скорости ветра в экваториальной стратосфере ( $W$  – западная составляющая,  $E$  – восточная составляющая) в сопоставлении с  $\Sigma(\delta P)'$ , которая характеризует преобладание замедления или ускорения вращения Земли за рассматриваемый промежуток времени в 10 или 14 месяцев. Именно в годы, когда преобладает замедление вращения Земли, происходит опускание западных ветров из верхней стратосферы в среднюю. Когда же имеет место ускорение вращения Земли, в средней и нижней стратосфере господствуют восточные воздушные потоки.

Интересно отметить, что в 1965 г. произошел сбой в регулярно повторяющейся тенденции смены западных потоков на восточные. То же наблюдалось и в скорости вращения Земли. Хотя в 1965 г. и преобладало замедленное вращение, однако это преобладание было очень слабым и, видимо, оказалось недостаточным для того, чтобы западные ветры из верхней стратосферы проникли в среднюю. В 1966 г. вместо ускорения вращения вновь преобладало его замедление, но выражено оно было значительно лучше в сравнении с предыдущим годом. В этот год западные потоки проникли из верхней стратосферы вниз. Именно вследствие этого после 1965 г. в нечетные годы в средней и нижней стратосфере стали господствовать восточные воздушные потоки, а в четные – западные.

Полученные результаты позволяют предполагать, что колебания в скорости вращения Земли можно рассматривать в качестве фактора, способствующего возникновению квазидвухлетнего экваториального цикла. Действительно, при условии постоянства момента количества движения всей Земли

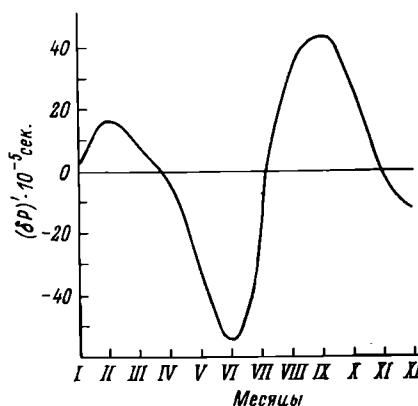


Рис. 14. Сезонный ход ускорения вращения Земли (1956–1970 гг.)

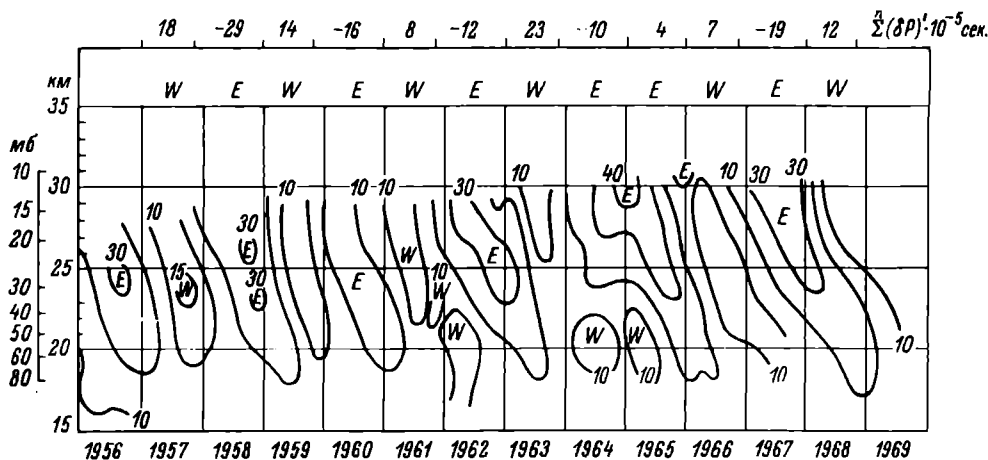


Рис. 15. Значения ускорения вращения Земли в квазидвухлетнем цикле ( $\Sigma(\delta P)$ ) и временной разрез зональных составляющих скорости ветра в экваториальной стратосфере (W – западные ветры, E – восточные).

всякое изменение общего момента количества движения атмосферы компенсируется изменениями обратного знака в моменте количества движения основного тела Земли, и наоборот (Парийский, Берлянд, 1953). Изменения общего момента количества движения атмосферы ( $\delta L_a$ ) будут связаны с изменением угловой скорости вращения твердого тела Земли ( $\omega$ ) соотношением

$$\frac{\delta L_a}{L_3} = - \frac{\delta \omega}{\omega},$$

где  $\omega$  – скорость вращения,  $L_3$  – момент количества движения всей Земли. Отсюда следует, что замедлению вращения Земли должно соответствовать увеличение момента количества движения атмосферы, т. е. усиление западных потоков, и наоборот, ускорению вращения Земли – усиление восточных воздушных потоков. Такие усиления западных потоков в мезосфере и верхней стратосфере с периодом около двух лет и служат, по-видимому, тем импульсом, который приводит к их проникновению в среднюю стратосферу. При этом проникновение западных ветров из верхней стратосферы в среднюю будет происходить весной или осенью, как это предполагается в схеме А. Л. Каца, ибо именно в эти сезоны года наблюдается максимальное замедление вращения Земли в полугодовом ритме.

В заключение необходимо остановиться еще на одном доказательстве связи квазидвухлетнего экваториального цикла с колебаниями скорости вращения Земли, которое имеет непосредственное отношение к предмету нашего исследования.

Большой интерес, как теоретический в плане выяснения причин квазидвухлетнего цикла и закономерностей его развития, так и практический – использование полученных закономерностей в прогностических целях, имеет вопрос об изменении периода и амплитуды цикла во времени. Рассмотреть этот вопрос по данным стратосферных исследований не представляется возможным из-за малой продолжительности ряда наблюдений. Но поскольку мы установили достаточно тесную связь колебаний стока рек с стратосфер-

ным индексом, можно использовать для этой цели наиболее длинные ряды по стоку.

Для анализа отобраны значения среднемесячных расходов воды на 13 реках. Стоковые ряды разбиты на шесть отдельных 17-летий с перекрытием в два года. Значения расходов в каждом 17-летнем интервале были подвергнуты периодограммному анализу с предварительной фильтрацией их полосовым фильтром скользящего осреднения „13 минус 37“ (табл. 3).

На рис. 16 представлен временной ход амплитуды и периода квазидвухлетнего цикла в среднем по всем исследованным рекам в сопоставлении со средними значениями отклонения продолжительности суток за те же интервалы времени. Полученный нами временной ход периода цикла хорошо соответствует имеющимся в литературе указаниям о закономерностях его изменчивости по данным других климатических показателей (Wright, 1968; Покровская, 1969, и др.). Это позволяет рассматривать полученные кривые как реальное отражение динамики основных параметров квазидвухлетнего цикла в атмосфере Земли.

Вновь подтверждается факт, что при замедлении вращения Земли создаются наиболее благоприятные условия для проникновения западных воздушных потоков из верхней стратосферы в среднюю (рис. 16). В моменты замедления вращения Земли в „вековом“ цикле квазидвухлетний цикл в атмосфере оказывается наиболее выраженным: его период наиболее близок к двухлетнему и амплитуда имеет максимальные значения.

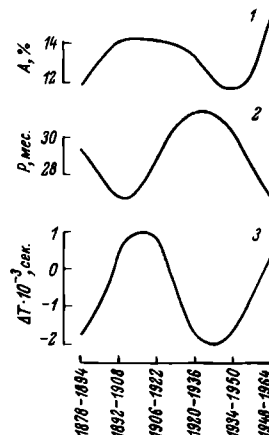


Рис. 16. Изменения амплитуды (1) и периода (2) квазидвухлетнего цикла в стоке рек СССР в сопоставлении со средней продолжительностью суток за те же интервалы времени (3).

Таблица 3

Период (в месяцах) и амплитуда (в %) квазидвухлетнего цикла в стоке рек СССР

№ п.п.	Река, створ	1878-1894	1892-1906	1904-1922	1920-1936	1934-1950	1948-1964	Средний много-летний
1	Неман, Смалинин-кай	$\frac{32}{17}$	$\frac{28}{10}$	$\frac{34}{15}$	$\frac{28}{15}$	$\frac{29}{14}$	$\frac{23}{35}$	$\frac{29}{18}$
2	Волга, Ярославль	$\frac{26}{12}$	$\frac{25}{13}$	$\frac{33}{11}$	$\frac{31}{18}$	$\frac{25}{11}$	$\frac{27}{14}$	$\frac{28}{13}$
3	Волга, Куйбышев	$\frac{32}{9}$	$\frac{25}{10}$	$\frac{30}{13}$	$\frac{34}{13}$	$\frac{33}{8}$	$\frac{25}{14}$	$\frac{30}{11}$
4	Ока, Муром		$\frac{23}{15}$	$\frac{28}{15}$	$\frac{31}{20}$	$\frac{34}{8}$	$\frac{24}{17}$	$\frac{28}{16}$
5	Кама, Пермь	$\frac{27}{9}$	$\frac{21}{18}$	$\frac{29}{25}$	$\frac{27}{7}$	$\frac{27}{8}$	$\frac{26}{12}$	$\frac{26}{13}$

Таблица 3 (продолжение)

№ п.п.	Река, створ	1878-1894	1892-1906	1904-1922	1920-1936	1934-1950	1948-1964	Средний много-летний
6	Днепр, Киев	$\frac{30}{12}$	$\frac{30}{11}$	$\frac{28}{15}$	$\frac{28}{26}$	$\frac{24}{15}$	$\frac{30}{24}$	$\frac{28}{17}$
7	Дон, г. Лиски		$\frac{29}{13}$	$\frac{28}{29}$	$\frac{30}{22}$	$\frac{24}{10}$	$\frac{27}{18}$	$\frac{28}{18}$
8	Кубань, Краснодар			$\frac{27}{22}$	$\frac{24}{11}$	$\frac{26}{12}$	$\frac{25}{14}$	$\frac{26}{15}$
9	Чирчик, г. Чимбайлык			$\frac{25}{9}$	$\frac{31}{11}$	$\frac{28}{4}$	$\frac{25}{13}$	$\frac{27}{9}$
10	Или, ур. Канчагай			$\frac{25}{9}$	$\frac{29}{9}$	$\frac{29}{10}$	$\frac{25}{13}$	$\frac{27}{10}$
11	Иртыш, Тобольск		$\frac{33}{11}$	$\frac{31}{17}$	$\frac{38}{10}$	$\frac{36}{13}$	$\frac{25}{14}$	$\frac{33}{13}$
12	Обь, Новосибирск		$\frac{26}{31}$	$\frac{33}{10}$	$\frac{34}{13}$	$\frac{37}{13}$	$\frac{24}{19}$	$\frac{31}{17}$
13	Амур, Хабаровск		$\frac{28}{15}$	$\frac{30}{9}$	$\frac{37}{11}$	$\frac{28}{11}$	$\frac{26}{15}$	$\frac{30}{12}$
Средние значения		$\frac{29,4}{11,7}$	$\frac{26,8}{14,7}$	$\frac{29,3}{15,3}$	$\frac{30,9}{14,3}$	$\frac{29,2}{10,5}$	$\frac{25,5}{17,1}$	$\frac{28,6}{14\%}$

Примечание. В числителе – средний период, в знаменателе – амплитуда в % от максимальной за соответствующие интервалы времени.

### Выводы

1. В колебаниях стока рек СССР в период с 1931 по 1962 г. повсеместно, за исключением некоторых рек Восточной Сибири, Карелии и Кольского полуострова, проявляется вариация с периодом 25–30 месяцев.

2. Вклад этой вариации в общую изменчивость стока за рассматриваемый период составляет в среднем от одной пятой до одной четверти ее величины. При этом в отдельные моменты времени роль двухлетней цикличности в общей изменчивости стока возрастает, в другие же периоды она может быть весьма незначительной. Величина амплитуды квазидвухлетнего цикла находится в обратной зависимости от длительности его периода.

3. Общие закономерности проявления квазидвухлетнего цикла в стоке рек СССР определяются особенностями изменения поля давления и температуры в приземном слое, которые в свою очередь находятся в тесной зависимости от стратосферного цикла.

4. Периодам восточного потока в экваториальной стратосфере (уровень 30–50 мб) соответствует повышение стока почти на всей европейской территории СССР, а также в северных районах Сибири и уменьшение его на крайнем юго-востоке ЕТС, в Средней Азии и на юге Западной и Восточной Сибири. В периоды западного стратосферного потока в экваториальной области

наблюдается обратная картина в распределении стока по территории СССР.

5. Можно предполагать, что одной из причин возникновения квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере служат соответствующие колебания в скорости вращения Земли.

### Литература

- Абрамов Р. В. 1967. Двухгодичный ритм в гидрометеорологических явлениях Северо-Атлантического региона. Исслед. по проблеме „океан-атмосфера“, сб. 1, ЛГМИ.
- Байдал М. Х. 1965. Природа и прогностическая ценность двухлетней цикличности гидрометеорологических явлений, Тр. КазНИГМИ, вып. 23.
- Байдал М. Х. 1967. Современное состояние и перспективы развития комплексного макроциркуляционного метода долгосрочных прогнозов погоды, Тр. КазНИГМИ, вып. 26.
- Байдал М. Х. 1969. Двухлетняя цикличность и прогностическое значение многолетнего режима уровня обращения ветра над Казахстаном. Тр. КазНИГМИ, вып. 38.
- Белинский Н. А. 1957. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов. Гидрометеоиздат, Л.
- Воейков А. И. 1891. Чередование теплых и холодных зим. Метеорол. вестн., № 9.
- Воейков А. И. 1894. Снежный покров в четные и нечетные зимы. Метеорол. вестн., № 7.
- Воробьева Е. В. 1967. Циклические изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере и их временные изменения. Тр. ГГО, вып. 211.
- Гальперин Р. И. 1970. Колебания стока и осадков на востоке Казахстана и их связь. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. географ. наук, Алма-Ата.
- Гирс А. А. 1971. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Гидрометеоиздат, Л.
- Давыдова А. И. 1968. Особенности колебаний стока рек различных районов Северного полушария. В кн.: Проблемы речного стока. Изд-во МГУ.
- Дубенцов В. Р. 1963. О некоторых особенностях циркуляции в тропосфере вблизи экватора. Метеорол. и гидрол., № 12.
- Калинин Ю. Д. 1949. Вековые геомагнитные вариации и изменения длины суток. Метеорол. и гидрол., № 3.
- Калинин Ю. Д. 1952. О некоторых вопросах изучения вековых вариаций земного магнетизма. Тр. НИИЗМ, вып. 8(18).
- Калинин Г. П. 1968. Проблемы глобальной гидрологии. Гидрометеоиздат, Л.
- Калинин Г. П., Давыдова А. И. 1968. Циклические колебания стока рек Северного полушария. В кн.: Проблемы речного стока. Изд-во МГУ.
- Кац А. Л. 1964. Двухлетняя цикличность в экваториальной стратосфере и общая циркуляция атмосферы. Метеорол. и гидрол., № 6.
- Кац А. Л. 1966. Цикличность в экваториальной стратосфере и мезосфере и сезонные преобразования глобальной циркуляции. Метеорол. и гидрол., № 7.
- Кац А. Л. 1968. Циркуляция в стратосфере и мезосфере. Гидрометеоиздат, Л.
- Кац А. Л. 1971. Квазидвухлетняя цикличность и макромасштабные взаимодействия океан-атмосфера (важнейшие научные итоги экспедиции 1970 г.). Метеорол. и гидрол., № 7.



- Ковалевский В. С. 1971. Закономерности многолетней цикличности режима подземных вод. Тез. докл. Всесоюзн. совещ. по проблеме „Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод“, М.
- Кондрацова О. Ф., Смирнов Н. П. 1971. Двухлетний цикл в колебаниях стока Верхней Волги. Информ. бiзл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 12.
- Кондрацова О. Ф., Смирнов Н. П. 1972. Двухлетние циклические колебания в стоке Волги. В кн.: Органическое вещество и элементы гидрол. режима волжских водохр. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Кондрацова О. Ф., Смирнов Н. П. 1973. Квазидвухлетняя вариация в стоке рек СССР. Изв. Геогр. об-ва, № 2.
- Лесгафт Э. Ф. 1899. Влияние температуры Гольфстрима на общий ход атмосферной циркуляции в Европе в зимнее время. Изд-во Геогр. об-ва, 35.
- Манк У., Макдональд Г. 1964. Вращение Земли. М.
- Мельхиор П. 1968. Земные приливы. Изд-во „Мир“, М.
- Оль А. И. 1964. Об 11-летнем циклическом изменении магнитной возмущенности. Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 16.
- Очерки по гидрографии рек СССР. 1953. Изд. АН СССР, М.-Л.
- Парийский Н. Н. 1956. Замечания к вопросу о критических параллелях М. В. Стоваса и к вопросу о солнечной обусловленности нерегулярных изменений скорости вращения Земли. Астрон. ж., № 4.
- Парийский Н. Н., Берлянд О. С. 1953. Влияние сезонных изменений атмосферной циркуляции на скорость вращения Земли. Тр. Геофизическ. ин-та, № 19 (146).
- Покровская Т. В. 1959. О двухлетней цикличности в ходе метеорологических явлений. Тр. ГГО, вып. 89.
- Покровская Т. В. 1969. Синоптико-климатические и гелио-геофизические долгосрочные прогнозы погоды. Гидрометеиздат, Л.
- Сарухаян Э. И., Смирнов Н. П. 1971. Многолетние колебания стока Волги. Гидрометеиздат, Л.
- Сидоренков Н. С. 1967. Неравномерность вращения Земли по данным астрономических наблюдений за период 1955,5–1965,0 гг. Астрон. ж., 44, 3.
- Сидоренков Н. С. 1969. Неравномерность вращения Земли по данным астрономических наблюдений за период 1965–1968 гг. Астрон. ж., 46, 1.
- Сидоренков Н. С. 1971. Неравномерность вращения Земли по данным астрономических наблюдений за 1968–1970 гг. Астрон. ж., 48, 6.
- Слепцов-Шевлевич Б. Л. 1963. Короткие возмущения солнечной активности и возможные причины неоднозначности их связи с колебаниями гидрологических элементов. Проблема Арктики и Антарктики, вып. 14.
- Смирнов Н. П. 1965. Изменения длины суток и вариации магнитного поля Земли. Геомагнетизм и аэронавигация, 5, 1.
- Угрюмов А. И. 1968. Двухлетняя цикличность в тропосфере умеренных широт Северного полушария. Метеорол. и гидрол., № 12.
- Угрюмов А. И. 1971. Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. Гидрометеиздат, Л.
- Чистяков Г. Е. 1964. Водные ресурсы рек Якутии. „Наука“, М.
- Angell J. K., Korshover G. 1962. The bennial wind and temperature oscillations of the stratosphere and their possible extension to high latitudes. Monthly Weather Rev., 90, 4.

- Böhme W. A. 1967. Change of circulation pattern in the middle latitudes in connection with 26-month cycle. В кн.: Динамика крупномасштабных атмосферных процессов. „Наука“, М.
- Brauer D. 1952. A new discussion of the changes in the Earth rate of rotation. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 38, 1.
- Clayton H. 1885. A lately discovered meteorological cycle. Amer. Meteorol. J., 5, 1.
- Clough H. W. 1924. A systematically varying period in weather and solar phenomena. Monthly Weather Rev., 52.
- Clough H. W. 1928. The 28-month period in solar activity and corresponding periods in magnetic and meteorological data. Monthly Weather Rev., 56, 7.
- Graystone P. 1959. Meteorological office discussion on tropical meteorology. Meteorol. Mag., 88, 1042.
- Landsberg H. E., Mitchell J. M., Crutcher H. Z., Quinlan F. F. 1963. Surface sings of the biennial atmospheric pulse. Monthly Weather Rev., N 10-12.
- Lindzen R. S., Holton J. 1968. A theory of the quasi-biennial oscillation. J. Atmos. Sci., 25, 6.
- McCreary F. E. 1959. A Christmas Island climatological study. I. T. F. 7 Met. Centre, Pearl Harbor.
- McCreary F. E. 1961. Variations of the zonal winds in the equatorial stratosphere. I. T. F. 7 Met. Centre T.P. 20, University of Hawaii.
- Meinardus W. 1898. Über einige meteorologische Beziehungen Zwischen dem Nordatlantischen Ocean und Europa im Winterhalbjahr. Meteorol. Z., N 3.
- Mintz I., Munk W. 1953. The effect of winds and bodily tides on the annual variation in the length of day. Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geoph. Suppl., 6, 9.
- Petterson O. 1896. Über die Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologischen Phänomenen. Meteorol. Z., N 8.
- Portig W. H. 1963. Rainfall and the biennial period. Meteorol. Abhandl. Inst. Meteorol. and Geophys. Freien. Univ. Berlin, 36.
- Reed R. I. 1965. The present status of the 26-month oscillation. BAMS, 46, N 7.
- Reed R. I., Campbell W. I., Rassmussen L. A., Rogers D. G. 1961. Evidence of a downward propagating annual reversol in the equatorial stratosphere. J. Geophys. Res., 66, 3.
- Shapiro R., Ward F. A. 1962. A neglected cycle in sunspot numbers. J. Atmos. Sci., 19, N 6.
- Stalley D. O. 1963. A partial theory of the 26-month oscillation of the zonal wind in the equatorial stratosphere. J. Atmos. Sci., 20, 6.
- Stoyko N. 1950. Sur l'influence de l'attraction luni-solaire et de la variation du rayon terrestre sur la rotation de la terre. Compt. rend. Acad. sci. colon., 230.
- Varyard R. G., Ebdon R. A. 1961. Fluctuations in tropical stratospheric winds. Met. Mag., 90, 1066.
- Wright P. B. 1968. A widespread biennial oscillation in the troposphere. Weather, 23, 2.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ  
ВОЛГИ КАСКАДОМ ВЕРХНЕВОЛЖСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ

По существующим представлениям, при создании водохранилища на реке в результате уменьшения скоростей течения происходит осаждение части речных наносов и уменьшается общая величина стока взвешенных наносов в створе гидроузла. Степень уменьшения стока наносов и характер распределения их в водоеме определяются высотой подпора воды, конфигурацией водоема, количеством и крупностью речных наносов, проточностью водохранилища, степенью устойчивости берегов водохранилища волнению. Эти факторы учитываются с той или иной полнотой при расчетах заиления водохранилищ. Именно с проблемой заиления связано большинство исследований режима взвесей в водохранилищах. Естественно, что наиболее детально в этом плане изучены водоемы, расположенные на реках с большой мутностью, – горные водохранилища, водохранилища Средней Азии и южной полосы европейской территории СССР. В этих водоемах речной сток – основной поставщик осадкообразующего материала, а аккумуляция взвесей и объем заиления зависят главным образом от степени зарегулированности речного стока. Для больших водохранилищ средней полосы СССР, где угроза заиления практически отсутствует, сведения о трансформации стока речных наносов при зарегулировании очень немногочисленны. Они касаются преимущественно Куйбышевского и Горьковского водохранилищ. Так, по ориентировочным расчетам В. М. Широкова (1963), сброс наносов в нижний бьеф Куйбышевского водохранилища составляет 4,5% от поступления речных наносов в водоем. Для Горьковского водохранилища эта величина, по данным Н. А. Ярославцева и З. А. Шмелевой (1969), равна 29%.

Аналогичных сведений по другим крупным водохранилищам средней полосы СССР нет. Специальные исследования по влиянию водохранилищ на режим стока взвешенных наносов рек, характеризующихся сравнительно небольшой мутностью, отсутствуют. Между тем изменение стока наносов в водоемах замедленного водообмена – часть общей трансформации процесса стока под воздействием антропогенных факторов, без глубокого изучения которой невозможно рациональное использование водных ресурсов. В последнее время в связи с проблемой „чистой воды“ вопрос исследования взвешенных веществ, являющихся одним из важных показателей качества воды, приобрел особую актуальность.

Взвешенные вещества в водохранилище могут быть подразделены на аллохтонные, поступающие с водосбора, и автохтонные, образующиеся в самом водоеме. Роль автохтонных взвесей в водоеме, как будет показано ниже, может быть весьма значительной. Участвуя в процессах седиментации и транспорта, они придают специфические особенности грунтовому комплексу водоемов и определяют изменения в величине и составе стока наносов в нижний бьеф. Поэтому при исследовании трансформации стока наносов водохранилищем нельзя ограничиваться только изучением режима наносов на входном и замыкающем створах. Сопоставление величин прихода и расхода наносов дает возможность количественно оценить изменения в их стоке при зарегулировании, но не раскрывает причин, их вызвавших.

В качестве одного из методов исследования трансформации стока наносов может быть применен балансовый метод. Способ выражения процессов превращения веществ и энергии в водоемах замедленного водообмена в форме баланса предложен Л. Л. Россолимо (1934) и в настоящее время широко используется в лимнологических исследованиях. Применительно к поставлен-

ной задаче балансовый метод позволяет не только определить размер и выявить причины возникающих количественных изменений, но и учесть возможные изменения в составе наносов, что не менее важно как с точки зрения хозяйственного использования водоемов, так и для познания их роли в процессе стока.

Балансовый метод применен нами при исследовании количественной трансформации стока взвешенных веществ Волги каскадом верхневолжских водохранилищ – Ивановским, Угличским, Рыбинским.

Уравнение баланса взвешенных веществ составлено на основании исследований режима взвесей и имеет одинаковую структуру для всех водохранилищ каскада. В его приходную часть входят сток взвешенных наносов рек, продукты размыва берегов и ложа водоема, продукция планктона и высшей водной растительности, в расходную часть – осадконакопление, сброс взвесей через гидроузлы, содержание взвесей в водной массе в конце расчетного периода.

За расчетный был принят весь период существования водохранилищ. Для Ивановского водохранилища к моменту составления баланса он равнялся 32 годам (1937–1968), для Угличского – 29 (1940–1968), для Рыбинского – 25 (1941–1965). Методика расчета балансовых компонентов изложена в предыдущих работах (Зиминова, Курдин, 1972а, 1972б).

Анализу изменений в стоке наносов при создании водохранилищ необходимо предпослать характеристику режима стока взвешенных наносов незарегулированных рек бассейна. Бассейн верхневолжских водохранилищ располагается в области сравнительно слабого развития эрозионных процессов, характеризуется значительной залесенностью и задернованностью территории, избыточным увлажнением, хорошо развитой речной сетью. Он относится к зоне мутности рек  $< 25-50 \text{ г/м}^3$  (Лопатин, 1952; Шамов, 1959).

Сведения о стоке взвешенных наносов рек в бассейне довольно малы – численны. Площадь водосбора, охваченная наблюдениями над стоком взвешенных наносов, составляет 48% общей площади бассейна всех водохранилищ, из них непосредственно на Волгу приходится около 8%. Продолжительность наблюдений в большинстве случаев не превышает 5 лет (табл. 1). Исключение составляет Волга у Ржева, где ряд наблюдений над взвешенными наносами имеет продолжительность 20 лет (1949–1968 гг.). Данные по этому створу могут быть использованы для характеристики режима стока взвешенных наносов Верхней Волги в бытовых условиях. Средняя многолетняя (1949–1968 гг.) мутность Волги в этом пункте равна  $13.5 \text{ г/м}^3$ , расход взвешенных наносов –  $1.29 \text{ кг/сек}$ . Внутригодовой ход мутности и расходов наносов типичен для большинства равнинных рек средней полосы СССР. Максимальная мутность наблюдается в период весеннего половодья, затем она резко уменьшается и сохраняет небольшую величину в течение летних месяцев. Осенью вновь происходит некоторое увеличение мутности при прохождении осенних паводков. Зимой наблюдается минимальная мутность. Внутригодовые изменения расходов взвешенных наносов аналогичны изменениям мутности. Пределы колебаний годовых величин мутности и расхода наносов за указанный период равны соответственно  $3.4-34.6 \text{ г/м}^3$  и  $0.15-3.5 \text{ кг/сек}$ , коэффициент вариации годового стока наносов  $C_{VR} = 0.61$ . Основной фактор, определяющий ежегодный сток взвешенных наносов, – величина водного стока. Коэффициенты корреляции месячных расходов наносов и расходов воды за период с апреля по ноябрь равны  $0.65-0.89$ . Зимой связь между расходами наносов и воды отсутствует. По-видимому, в этот период на сток наносов оказывает влияние увлажненность грунтов бассейна, определяющая содержание мельчайших взвешенных частиц в грунтовых водах, а также физико-химические процессы, происходящие при поступлении грунтовых вод в речное русло. Однако величина зимнего стока наносов очень невелика. С марта по ноябрь происходит 92–98% годового стока наносов.

Таблица 1

Изученность стока взвешенных наносов притоков  
верхневолжских водохранилищ

Река, замыкающий створ	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Период изучения, годы	Число лет
Рыбинское водохранилище			
Корочужна, Сумы	1550	1963-1968	6
Юхоть, Глоднево	469	1965-1968	4
Реня, Любер	523	1965-1968	4
Молога, Устюжна	19400	1951-1957	7
Суда, Куракино	4950	1941, 1946, 1949	3
Шексна, Черная Гряда	18400	1950, 1951	2
Согожа, Родионка	814	1965-1968	4
Угличское водохранилище			
Дубна, Вербилки	2100	1965, 1966	2
Иваньковское водохранилище			
Волга, Ржев	12200	1949-1968	20
Тьма, Новинки	1850	1965-1968	4
Касня, Субботники	1420	1965-1966	2
Лама, Егорье	1340	1965-1968	4
Осуга, Коротнево	1230	1965-1968	4
Тверца, Медное	5400	1965, 1966	2

Средний многолетний сток наносов Волги непосредственно в Иваньковское водохранилище был рассчитан для створа Калинина по средневзвешенной мутности водосбора. Он равен 109 тыс. т, из которых около 85% приходится на весну.

Годовой ход мутности боковых притоков верхневолжских водохранилищ в общих чертах аналогичен описанному. Различия наблюдаются в величинах весеннего и летне-осенних пиков, а также во времени наступления последних. Средние многолетние мутности отдельных рек в пределах бассейна, вычисленные методом теоретической кривой обеспеченности, колеблются от 4 до 74 г/м<sup>3</sup> для водосборов с площадями 469-19400 км<sup>2</sup> при колебаниях многолетнего модуля стока от 5,5 до 9,8 л/сек. км<sup>2</sup>, залесенности от 15 до 78%, заболоченности от 0 до 21% площади водосбора. Немногочисленность створов с наблюдениями не позволяет пока выделить основной физико-географический фактор, определяющий величину мутности в пределах водосбора при элиминировании всех прочих условий. Общая величина поступления наносов к каждому водохранилищу с боковым притоком дана в табл. 2.

Большая часть годового стока наносов (70-80%) приходится на весенний период. Таков режим незарегулированного стока наносов Волги и ее боковых притоков.

При поступлении речных вод, несущих терригенные частицы, в водохранилище происходят два противоположно направленных процесса: обогащение вод автохтонными взвесями и седиментация взвесей, как поступивших

Таблица 2

Средние многолетние характеристики стока взвешенных наносов боковых притоков верхневолжских водохранилищ

Водохранилище	Средний многолет- ний сток, тыс. т	% от сум- марного стока на- носов	Мутность, г/м <sup>3</sup>
Иваньковское	87	45	23
Угличское	78	31	24
Рыбинское	<u>567</u> 354	<u>72</u> 62	<u>23</u> 15

Примечание. В числителе – величина характеристики до создания Шекснинского водохранилища, в знаменателе – после его создания.

с водосбора, так и образовавшихся в самом водоеме. Результирующий эффект одновременного действия этих процессов и определяет степень и характер трансформации стока наносов водохранилищем.

Проведенные нами исследования взвесей верхневолжских водохранилищ показали, что обогащение воды автохтонными взвесями происходит в результате размыва берегов и ложа водоемов и действия биотических факторов – продуцирования планктона и высшей водной растительности. Количество взвешенного вещества, поступающего из этих источников в водную массу, определяется в каждом водоеме спецификой гидрологических и гидробиологических процессов. Рассмотрим поступление материала из этих источников в каждое водохранилище.

Абразионная деятельность водной массы водоема приводит к переформированию его берегов и размыву дна мелководных участков. Отмечая основную роль переформирования берегов в заносимости крупных равнинных водохранилищ, исследователи, как правило, игнорировали второе следствие абразионной деятельности водоема – размыв участков дна, расположенных выше уровня размывающего действия волнения. Лишь в последнее время появились указания на необходимость учета этого фактора (Вендров, Стеженская, 1969) и сделаны попытки его ориентировочной оценки (Широков, 1969).

Ранее нами показано, что количество автохтонного взвешенного вещества, образующегося в результате размыва таких участков, вполне сопоставимо с количеством вещества, поступающего в водоем при абразии берега (Зимина, Кудрин, 1968а), а в некоторых случаях, при определенном сочетании морфометрических и геолого-геоморфологических условий, может, по-видимому, превосходить его.

Ограниченность имеющегося фактического материала обычно не позволяет количественно оценить оба эти процесса и вынуждает идти по пути определения их суммарного результата на основе балансовых расчетов. Однако некоторые предположения, основанные на характере режима и морфометрии водоема, могут быть в каждом случае сделаны.

В Иваньковском водохранилище на основе непосредственных измерений определены объем и вес донных отложений, накопившихся за 32 года существования водоема. Балансовые расчеты показывают, что поступление грунтообразующего материала с речным стоком и за счет биологических процессов недостаточно для осадконакопления таких размеров. Остается полагать, что важным фактором осадкообразования в водохранилище являлись абразионные процессы, за счет которых поступило в водохранилище 66% общего прихода взвесей (табл. 3). Берега Иваньковского водохранилища в большинстве

Таблица 3

Среднее многолетнее соотношение компонентов баланса взвешенных веществ в верхневолжских водохранилищах, %% прихода (расхода)

Водохра- нилище, период	Приход			Расход		
	сток наносов Волги	сток боко- вых прито- ков	абразион- ные про- цессы	продукция планктона и высшей водной рас- тительности	осадко- накоп- ление	сброс через гид- росоору- жение
Иваньков- ское (1937- 1968)	16	13	66	5	71	29
Угличское (1940- 1968)	27	12	58	3	56	44
Рыбинское (1941- 1965)	5	13	80	2	95	5

случаев развиваются по аккумулятивному или нейтральному типу. Участки, на которых происходила абразия берега, имеют малую протяженность, интенсивность абразии сравнительно невелика. Вместе с тем Ивановское водохранилище – мелководный водоем, имеющий обширные озеровидные плёсы, в которых размывающее действие волнения распространяется до глубин 3–4 м, занимающих около 50% площади дна.

Все это позволяет считать, что в этом водохранилище размыв дна являлся преобладающей формой абразионной деятельности водной массы.

В Угличском водохранилище суммарное поступление взвешенного материала за счет береговой и донной абразии сохраняется близким к таковому в Ивановском (табл. 3). Однако морфометрические особенности этого водоема обуславливают иное соотношение рассматриваемых процессов. Русловой характер водохранилища препятствует развитию значительного волнения, размывающее действие которого распространяется на водохранилище до глубины 1.7 м от НПУ (Курдин, 1963). Эти глубины составляют около 30% площади дна. Но большая часть мелководий расположена на участках, недоступных значительному волнению (заостровные пространства и заливы). Часть мелководий, подверженных воздействию волнения, представляет собой береговые отмели, сформированные из продуктов абразии надводного склона. Надо полагать, однако, что размыв таких мелководий не может быть весьма значительным, если учесть, что грунт аккумулятивной части отмели уже пересортирован. Таким образом, в русловом Угличском водохранилище роль основного поставщика автохтонных взвесей играет береговая абразия.

В Рыбинском водохранилище, в озеровидном Главном плесе которого наблюдается волнение значительных размеров, проникающее до глубин 10 м, а в речных плёсах имеются участки берегов, подверженные более или менее интенсивной переработке, количество материала, образуемого за счет береговой

и донной абразии, примерно равно. Из 87 000 тыс. т вещества, поступившего в водоем в результате абразионных процессов, около 46 000 тыс. т приходится на долю береговой абразии (Зиминова, Курдин, 1972а). Кроме того, на Рыбинском водохранилище существует специфический объект волновой абразии – торфяные сплавины, размыв которых дал за 25 лет около 5000 тыс. т взвешенного вещества.

Таким образом, во всех рассмотренных верхневолжских водохранилищах продукты абразионной деятельности водоема – основная приходная статья баланса взвесей, составляющая 60–80% их общего прихода. Поступление взвешенного вещества из этого источника не остается постоянным на протяжении истории водохранилища. Наиболее интенсивно оно в начальный период существования водоема – период бурного переформирования берегов и становления рельефа мелководий. С увеличением срока существования водоема намечается тенденция к снижению темпов береговой абразии, происходит постепенное уменьшение поступления взвешенного вещества за счет размыва мелководий по мере завершения формирования их рельефа. Последнее означает установление динамического равновесия между механическим составом грунта и гидродинамической активностью водной массы на мелководных участках. Длительность становления рельефа мелководий определяется характером регулирования стока. В Ивановском водохранилище, где имеют место одинаковое ежегодное наполнение и сработка, продолжительность периода формирования открытых мелководий составила около 10 лет. К этому сроку произошло зарастание части мелководий прибрежной водной растительностью, являющееся индикатором завершения формирования их рельефа. На Рыбинском водохранилище длительность этого периода равнялась 20–25 годам. Естественно, что в годовых балансах этого периода доля абразионного материала была выше многолетнего ее значения. Однако, как уже говорилось, завершение формирования рельефа мелководий означает достижение динамического равновесия между активностью водной массы и механическим составом грунта. Поэтому и в настоящее время при ветро-волновых ситуациях низкой повторяемости мелководные участки служат источником автохтонных взвесей. Это относится не только к мелководьям, но и ко всему диапазону глубин, лежащему выше уровня размывающего действия волнения, формирование ложа на которых еще не завершилось. При этом может иметь место как образование новых автохтонных взвесей, так и взмучивание отложенных ранее. Но в том и другом случае происходит возрастание мутности воды.

Среди биотических факторов, вызывающих обогащение воды взвешенным веществом, на первом месте стоит продуцирование фитопланктона. Средняя годовая величина его продукции за вегетационный период в верхневолжских водохранилищах составляет под 1 м<sup>2</sup> поверхности около 170–460 г сухого органического вещества. Величина продукции зоопланктона примерно на два порядка ниже продукции фитопланктона, находится в пределах точности определения последней и в балансах взвесей не учитывалась. Продукция высшей водной растительности в 6–27 раз меньше продукции фитопланктона. Нижний предел этого соотношения относится к сильно зарастающему Ивановскому водохранилищу, верхний – к Угличскому, имеющему малые площади под высшей водной растительностью при сравнительно высокой продукции фитопланктона.

Большая часть образующейся продукции фитопланктона (80–90%) и высшей водной растительности (около 50%) подвергается минерализации в водной толще. Оставшееся во взвешенном состоянии трудноминерализуемое вещество, составляющее 2–5% от общего прихода взвесей в водохранилище (табл. 3), принимает участие в процессах транспорта и седиментации взвесей. Такая оценка роли биотических факторов в балансе взвешенных веществ несколько условна, так как процессы транспорта и седиментации происходят на всех этапах минерализации автохтонных органических взвесей. Часть



биотических взвесей, сбрасываемая из водохранилища до достижения указанной степени минерализации, не учитывается в приходной части баланса. Однако, принимая во внимание высокие темпы минерализации в условиях летних температур воды, можно полагать, что эта погрешность не может быть значительной. В случае седиментации маломинерализованных органических взвесей процесс их распада продолжается на дне и фиксируемые донные отложения включают в себя продукты этого процесса. Доля биотических взвесей в стоке взвешенного вещества из водохранилищ, по-видимому, значительнее, чем в балансе. Это обуславливается малой гидравлической крупностью органических взвесей в сочетании с частыми ветровыми перемешиваниями водных масс водохранилищ. Таковы основные особенности образования автохтонных взвесей в верховолжских водохранилищах.

Большая часть взвесей, поступивших в водохранилища с речным стоком и образовавшихся в них, аккумулируется на дне водоемов, образуя донные отложения. Размеры аккумуляции определяются суммарной величиной прихода и гидролого-морфологическими особенностями водоема.

Таблица 4

Темпы осадконакопления в верховолжских водохранилищах

Водохранилище	Продолжительность расчетного периода, годы	Вес донных отложений, тыс. т			Объем донных отложений, км <sup>3</sup>		Средняя высота слоя отложений, см в год
		за период	за год	за год на 1 км <sup>2</sup> дна	за период	за год	
Иваньковское	32	15665	490	1,5	0,0212	0,00066	0,19
Угличское	29	8030	277	1,1	0,0123	0,00042	0,17
Рыбинское	25	103200	4128	0,9	0,2830	0,01130	0,25

Влияние морфометрии проявляется прежде всего в суммарной величине прихода на единицу поверхности дна. Во всех водохранилищах интенсивность поступления взвесей, образованных в результате действия как зональных, так и азональных факторов, выражается величинами одного порядка. Рыбинское водохранилище резко превосходит прочие водохранилища каскада своими размерами. В результате суммарный приход взвесей в нем (около 1 тыс.т/км<sup>2</sup> в год) вдвое меньше, чем в Иваньковском и Угличском водохранилищах (около 2 тыс.т/км<sup>2</sup> в год). Однако в Рыбинском водохранилище седиментируется 95% поступающих взвесей, а в Иваньковском и Угличском соответственно 71 и 56% (табл. 3). Поэтому разница в весе осадков, приходящихся на 1 км<sup>2</sup> поверхности дна водохранилищ, незначительна (табл. 4). Наблюдающееся несоответствие между средними весовыми и линейными показателями осадконакопления в Рыбинском водохранилище объясняется специфичностью его грунтового комплекса, основные типы грунтов которого характеризуются повышенным в сравнении с грунтами других верховолжских водохранилищ содержанием органического вещества (10-70%) и как следствие - малым объемным весом. Эта особенность обусловлена интенсивной переработкой верхнего слоя затопленной суши и размывом торфяных сплавов.

Следует заметить, что приведенные характеристики (табл. 4) позволяют сравнить различные водохранилища по средним темпам осадконакопления, но не отражают специфики процесса седиментации, заключающейся в резкой дифференциации ее темпов по районам и глубинам водоемов в зависимости от вида и степени гидродинамической активности водной массы. Достаточно сказать, что средняя высота годового слоя отложений в Иваньковском водохранилище колеблется по различным участкам и глубинам от 0 до 1,9 см в год, в Угличском – от 0 до 1,1, в Рыбинском – от 0 до 6,0 см в год.

Детальное описание распределения отложений по районам и глубинам водохранилищ приводится в ранее опубликованных работах (Зиминова, Курдин, 1968б; Курдин, Зиминова, 1972). Здесь мы ограничимся характеристикой общих закономерностей седиментации во всех рассматриваемых водоемах.

В верхних русловых участках водохранилищ, характеризующихся наличием стоковых течений большую часть года, осаджения взвесей, поступивших с речным стоком и образовавшихся в самом водоеме, не происходит. Наблюдающийся в русле тонкий слой илilка имеет, как правило, сезонный характер, т. е. отлагается, когда стоковые течения минимальны, и смыывается в периоды большой проточности. На тех участках, где водохранилище выходит за пределы бывшего речного русла и занимает полностью или частично речную пойму (долинные участки), гидродинамическая активность водной массы проявляется как в виде течений, так и в виде волнения. На русле подвижность водной массы определяется главным образом течениями, и мощность донных отложений возрастает вниз по течению. На малых глубинах, где преобладающей формой гидродинамической активности является волнение, интенсивность осадконакопления достигает обычно максимума на участках, на которых стоковые течения уже не препятствуют седиментации, а волнение еще не настолько значительно, чтобы полностью смывать осевший материал.

В том случае, когда площади открытых мелководий, а следовательно, и размеры волнения на них значительны, происходит полный или частичный смыв взвесей, отложившихся в периоды затишья. Осадконакопление или не происходит совсем, или оно весьма невелико. Такой ход седиментации особенно характерен для Главного озеровидного плеса Рыбинского водохранилища. На большей части акватории этого плеса аккумуляция отложений начинается в диапазоне глубин 4–6 и даже 6–10 м, причем интенсивность накопления отложений здесь очень невелика. Ниже изобаты 10 м располагается зона, на которую не распространяется размывающее действие волнения и где резко увеличиваются темпы седиментации.

Таким образом, интенсивность седиментации на различных участках Рыбинского водохранилища обусловлена преобладающим в многолетнем плане видом и степенью гидродинамической активности. Однако вид и в особенности степень гидродинамической активности подвержены резким сезонным колебаниям. В соответствии с ними находится не только сезонная интенсивность осадконакопления, но и транспорт различных генетических типов взвесей в водохранилище, распространение их на большие или малые расстояния от места поступления в водоем, проникновение в приплотинный участок и в конечном итоге годовой ход мутности в створе гидроузла.

Иваньковское и Угличское водохранилища наполняются водами весеннего половодья, имеющими максимальную мутность. Однако соотношение полезных объемов этих водохранилищ и объема стока весеннего половодья таково, что большая часть половодья проходит через них транзитом и сбрасывается в нижний бьеф. При этом речные наносы не успевают полностью аккумулироваться в водохранилище и величины мутности в створах ГЭС весной довольно высоки (рис. 1). Наиболее существенное различие в мутности воды Волги у Калинина и в створе Иваньковской ГЭС наблюдается в марте. В это время к входным створам водохранилища начинают поступать воды, формирующие подъем половодья на реках, а сбрасываются в нижний бьеф сначала зимние воды, имеющие малую мутность, что и обуславливает

меньшую среднемесячную мутность в створе ГЭС в сравнении с речными водами. При прохождении пика половодья различия в среднемесячных мутностях на входных и замыкающих створах этих водохранилищ невелики, особенно в более проточном Угличском водохранилище (рис. 1). На спаде половодья количество взвесей в створах ГЭС резко падает как вследствие уменьшения мутности речных вод, поступающих в водохранилища, так и в результате падения скоростей стоковых течений.

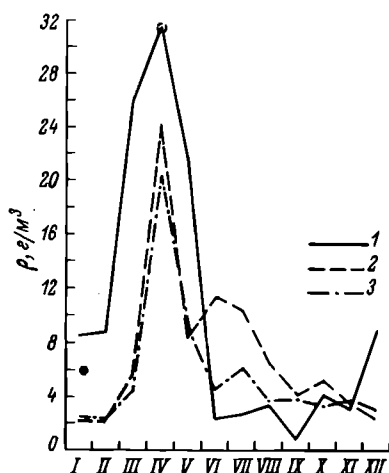


Рис. 1. Годовой ход мутности ( $\rho$ ) в створах в 1968 г.

1 - Калинин, 2 - Ивановская ГЭС, 3 - Угличская ГЭС.

В летне-осенний период скорости стоковых течений в водохранилищах невелики (Буторин, 1969). Это обуславливает седиментацию речных наносов, поступающих в водохранилища. Свидетельством тому служит образование ила даже в наиболее проточных верхних участках водохранилищ. Вместе с тем в это время воды водохранилищ обогащаются автохтонными взвесями, поступающими из рассмотренных выше источников. Большая часть образовавшихся автохтонных взвесей также осаждается. Та часть автохтонного материала, которая в силу своих гидравлических свойств остается во взвешенном состоянии, компенсирует частично или полностью уменьшение мутности, вызываемое седиментацией аллювиальных взвесей. В результате величина мутности в замыкающих створах водохранилищ в этот период зависит не столько от мутности вод, поступающих в водоем, сколько от интенсивности образования

автохтонных взвесей. В соответствии с этим в Ивановском водохранилище, где роль автохтонных взвесей в общем балансе взвешенного вещества составляет около 70% (табл. 3), мутность в замыкающем створе (Ивановская ГЭС) в течение всего лета и осени превышает мутность на основном входном створе (Калинин). Эпизодические увеличения мутности наблюдаются в летне-осенний период и на Угличском водохранилище (Зиминова, Кудрик, 1971), хотя здесь это явление имеет меньшее значение.

Зимой воды Ивановского и Угличского водохранилищ содержат минимальное количество взвесей ( $2-3 \text{ г/м}^3$ ), мало отличающееся от такового в речных водах.

Как следует из описания внутригодового хода мутности в верхних долинных водохранилищах каскада, он аналогичен речному, но отличается уменьшением весеннего пика и наличием эпизодических увеличений мутности за счет автохтонных взвесей в течение летне-осеннего периода. Эти изменения во внутригодовом ходе мутности при зарегулировании не меняют существенно ее среднегодовой величины. В Ивановском водохранилище среднегодовая мутность поступающих и сбрасываемых вод практически одинакова (около  $22 \text{ г/м}^3$ ). В Угличском водохранилище среднегодовая мутность притока равна  $22 \text{ г/м}^3$ , стока -  $19 \text{ г/м}^3$ . Соответственно этому изменения в годовом стоке наносов из водохранилищ также весьма невелики: Ивановское водохранилище уменьшает средний годовой сток наносов на 13%, Угличское - на 11% (табл. 5). Следует иметь в виду, что часть стока наносов из Ивановского водохранилища поступает в канал им. Москвы,

Таблица 5

Количественная трансформация стока наносов верхневолжскими водохранилищами

Водохранилище	Среднегодовое поступление наносов, тыс. т	Средний годовой сток наносов из водохранилища	
		тыс. т	% от поступления
Иваньковское	195	169	87
Угличское	247	219	89
Рыбинское	760	211	28

и отмечаемое уменьшение годового стока наносов в створе плотины вызывается перераспределением водного стока.

Внутригодовое распределение стока наносов также не претерпело существенных изменений. Как и на незарегулированных реках бассейна, в створах Иваньковской и Угличской ГЭС в апреле-мае проходит 80-90% годового стока взвешенных веществ. Таким образом, годовой сток наносов из этих водохранилищ формируется в основном за счет стока речных наносов. Сток взвесей вегетационного периода (май-октябрь) составляет 11-15% от годового. Доля автохтонных, в том числе биотических взвесей в годовом стоке невелика. Однако роль биотических взвесей в трансформации летне-осеннего стока, по-видимому, существенна. Они обуславливают высокое содержание органического вещества в стоке взвесей из водоема. По нашим определениям, органическое вещество в стоке взвесей из этих водохранилищ составляет 32-35% в среднем за вегетационный период.

Влияние Рыбинского водохранилища на режим стока взвешенных наносов резко отличается от вышеописанного. Водохранилище осуществляет годичное регулирование стока. Сток весеннего половодья почти полностью аккумулируется. Отношение расхода воды из водохранилища к приходу в апреле, по средним многолетним данным, равно 0,20 (Гушин, 1968). Приплотинный участок водохранилища занимают в это время зимние воды центральной части водоема, характеризующиеся малой мутностью ( $2-3 \text{ г/м}^3$ ), и весенние волжские воды, проникающие сюда из Волжского плёса (Буторин, 1969). Однако даже при наличии транзитного водного потока из Волжского плёса к приплотинному участку во время половодья увеличение мутности в створе гидроузла сравнительно невелико, так как большая часть речных наносов во все сезоны осаждаются в речных плёсах и на выходе из них (Зиминова, 1963). Волжские воды поступают в приплотинный участок сильно осветленными. Мутность и соотношение объемов двух указанных генетически различных типов вод и определяют величину мутности сбросных вод в период наполнения водоема. По наблюдениям весной 1961 и 1967 гг., мутность в створе ГЭС, как правило, колебалась в пределах  $2-10 \text{ г/м}^3$ .

Наибольшие колебания мутности и ее максимальные значения отмечаются в створе Рыбинской ГЭС в период, когда водохранилище свободно ото льда. В это время под влиянием местных факторов в озеровидном Главном плёсе водоема происходит обогащение воды автохтонными взвесями. Как отмечалось выше, интенсивность процессов образования автохтонных взвесей в Рыбинском водохранилище значительно превосходит интенсивность поступления речных наносов. Статистическое исследование воздействия гидродинамических и биотических факторов на величину мутности в створе

Рыбинской ГЭС показало, что около 70% величины мутности определяется совокупностью гидродинамических факторов (главным образом ветровыми течениями и волнением). Количество взвесей в створе гидроузла в период, свободный ото льда, составляет 5–30 г/м<sup>3</sup>, тогда как в речных плёсах оно равно 3–12 г/м<sup>3</sup>. Колебания мутности зимой в створе плотины (1–6 г/м<sup>3</sup>) несколько больше наблюдающихся в это время на водохранилище (1–3 г/м<sup>3</sup>).

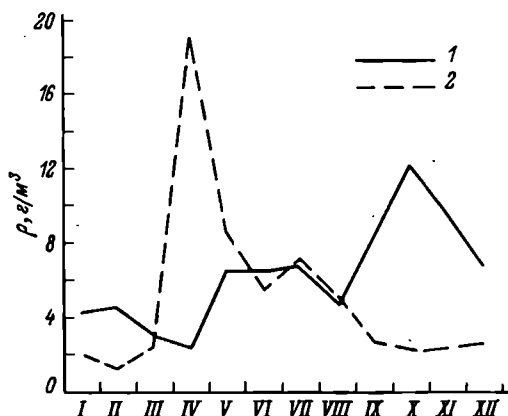


Рис. 2. Годовой ход мутности ( $\rho$ ) в створах в 1967 г.

1 - Рыбинская ГЭС, 2 - Угличская ГЭС.

Это превышение обусловлено стоковыми течениями в приплотинном участке, скорости которых при увеличении сбросных расходов и низких уровнях водохранилища достаточны для размыва верхнего полужидкого слоя илистых отложений. Таким образом, внутригодовой ход мутности в створе Рыбинской ГЭС весьма существенно отличается от наблюдающегося на притоках (рис. 2). Для него характерны отсутствие весеннего пика, большие колебания и максимальные значения в безледоставный период. Такой годовой ход мутности и характер регулирования водного стока обусловили существенное перераспределение стока наносов внутри года (табл 6). Наименьшее количество взвешенных веществ сбрасывается через гидроузел в апреле, что

обусловлено минимальными сбросами воды в этом месяце. Максимальный сток взвесей приходится на осень (41%), когда расходы воды через ГЭС сравнительно высоки и мутность максимальна.

Расчет среднего многолетнего стока взвесей в створе Рыбинской ГЭС и сравнение его со средним многолетним стоком речных наносов в водохранилище (табл. 5) показывают, что сток наносов в результате регулирования уменьшился примерно на 70%. Следовательно, образование автохтонных

Таблица 6

Сток взвешенных наносов через Рыбинский гидроузел в 1967 г. (по: Кудрина, Зимникова, 1971)

Сток наносов	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
В тыс.т	10.2	10.7	4.3	0.9	9.5	14.2	18.5	11.8	17.9	30.7	20.5	16.6	166
В % от годового	6	6	3	1	6	9	11	7	11	18	12	10	100

взвесей не компенсирует полностью уменьшения стока за счет аккумуляции речных наносов, и количественная трансформация стока наносов Рыбинским водохранилищем весьма существенна. Необходимо отметить, что в этом водоеме следует ожидать и больших изменений в составе стока наносов, поскольку свыше 60% годового стока взвесей (май-октябрь) формируется преимущественно за счет автохтонных взвесей.

## Выводы

1. Количественная трансформация стока наносов Волги при регулировании водного стока определяется не только характером регулирования, но и процессами образования автохтонных взвесей в водохранилищах.
2. Иваньковское и Угличское водохранилища уменьшают средний годовой сток наносов на 11-13%. Внутригодовое распределение стока наносов сохраняется аналогичным речному.
3. Рыбинское водохранилище уменьшает средний годовой сток наносов на 70% и существенно изменяет его внутригодовое распределение. Наименьший сток наносов из водохранилища наблюдается в апреле, наибольший - в октябре.
4. Результаты исследований баланса взвешенных веществ в верхневолжских водохранилищах дают основание полагать, что, помимо количественных изменений в стоке наносов, имеют место изменения в его составе, в особенности в составе меженного стока, формирующегося в значительной степени из автохтонных взвесей.

## Литература

- Буторин Н. В. 1969. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада. „Наука“, Л.
- Вендров С. Л., Стеженская И. Н. 1969. О масштабах и характере процессов заносимости при формировании берегов и дна крупных водохранилищ на равнинах и предгорьях. Тр. Совещ. по изуч. берегов водохранилищ и вопросов дренажа в условиях Сибири. Новосибирск.
- Гушин В. Ф. 1968. Характеристика некоторых косвенных показателей воднобалансового режима. Верхневолжских водохранилищ. Сб. работ Рыбинской ГМО, вып. 4. Гидрометеониздат, Л.
- Зиминова Н. А. 1963. Количественная характеристика взвесей Рыбинского водохранилища. Биологические аспекты изучения водохранилищ. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 6(9).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1968а. Формирование рельефа и грунтов мелководий Рыбинского водохранилища. В кн.: Биол. и гидр. факторы местных перемещений рыб в водохранилищах. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып.16(19).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1968б. Накопление донных отложений в Рыбинском водохранилище. В кн.: Химизм внутр. водоемов и факторы их загрязнения и самоочищения. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып.18(21).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1971. О режиме взвесей в Угличском водохранилище. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 10.
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1972а. Баланс взвешенных веществ в Рыбинском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып.23(26).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1972б. Баланс взвешенных веществ в Угличском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).

- Курдин В. П. 1963. Условия формирования грунтового комплекса Угличского водохранилища. Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, вып. 5(8).
- Курдин В. П., Зиминова Н. А. 1971. К определению стока взвешенных веществ из Рыбинского водохранилища. В кн.: Абиотические факторы биол. круговорота в водохранилищах. „Наука“, Л.
- Курдин В. П., Зиминова Н. А. 1972. О наносоудерживающей способности Угличского водохранилища. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Лопатин Г. В. 1952. Наносы рек СССР. Географиз, М.
- Россолимо Л. Л. 1934. Задачи и установки лимнологии как науки. Тр. Лимнол. ст. в Косине, вып. 17.
- Шамов Г. И. 1959. Речные наносы. Гидрометеиздат, Л.
- Широков В. М. 1963. К вопросу изучения динамики подводного рельефа Куйбышевского водохранилища. Матер. 1-го научно-техн. совещ. по изуч. Куйбышевского водохр., вып. 4.
- Широков В. М. 1969. Влияние процесса обрушения берегов на заиление крупных водохранилищ. Тр. Совещ. по изуч. берегов водохранилищ и вопросов дренажа в условиях Сибири. Новосибирск.
- Ярославцев Н. А., Шмелева З. А. 1969. Исследование и расчет мутности воды Горьковского водохранилища. Сб. работ Горьковской и Волжской ГМО, вып. 6. Гидрометеиздат, Л.

Н. А. Зиминова, Г. В. Кольцов

#### СОДЕРЖАНИЕ НЕКОТОРЫХ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ВО ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВАХ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ

Результаты исследования баланса взвешенных веществ в верхневолжских водохранилищах позволили высказать предположение о наличии изменений в составе взвесей при регулировании водного стока. Для проверки этого предположения, а также для выяснения степени возможных изменений необходимы сведения о составе взвешенных веществ незарегулированной реки. В 1971 г. нами проведены исследования состава взвесей Волги выше Ивановского водохранилища, включающие определения органического вещества и содержания  $Si$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Mo$ ,  $Pb$ ,  $Sn$ ,  $Ba$ . Динамика органического вещества во взвешях описана в отдельной работе (Зиминова, 1973).

Сведения о содержании перечисленных макро- и микроэлементов во взвешенных веществах рек малочисленны, а представления о сезонных колебаниях основываются на единичных определениях в разные годы и в различные фазы режима реки (Коновалов и др., 1966; Коновалов, Иванова, 1972). Для участка Волги выше Ивановского водохранилища данные о составе взвешенных веществ получены впервые. Приводимые ниже сведения получены в январе-июле 1971 г. Большая часть проб отобрана во время половодья, когда проходит около 80% стока взвесей. Основным пунктом наблюдений был у г. Ржева, где хорошо изучен режим наносов. С января по июль 1971 г. здесь было отобрано 18 проб, из них 14 – весной. Кроме того, пробы отбирались также у г. Старицы и выше Калинина. В общей сложности проанализировано 30 проб. Взвеси выделялись из воды путем фильтрации через мембранный фильтр №4 сразу же после отбора пробы. В зависимости от мутности воды фильтровалось от 1 до 10 л.

Проба фильтровалась одновременно на несколько (от 2 до 12) фильтров. Выделенное на фильтрах взвешенное вещество озолялось и переводилось в сульфаты. Определение элементов производилось методом спектрального

количественного анализа. Описание методики дано в работе Г.В.Кольцова (1968). Предварительно была проведена проверка спектральной чистоты применявшихся мембранных фильтров. Было установлено, что фильтры загрязнены медью в количествах, превышающих ошибки ее определения. Для устранения загрязнений фильтры кипятились в течение 15 мин. в 5%-м растворе  $HCl$  и затем дважды - в бидистиллированной и один раз в тридистиллированной воде. При такой обработке фильтры очищались от меди. Суммарный вес анализируемого вещества в каждом случае составлял не менее 27 мг. Абсолютная чувствительность метода для большинства элементов была 0.003% от веса пробы, для  $Cu$  - 0.0005%, точность определения для  $Zn \pm 20-30\%$ , для всех остальных элементов  $\pm 10\%$ .

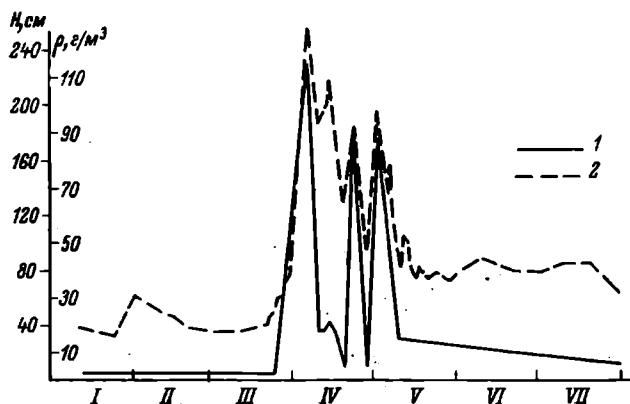


График мутности и уровня воды Волги у Ржева в 1971 г.

1 - мутность,  $г/м^3$ , 2 - уровень, см над 0 графика поста.

Водность 1971 г. была ниже нормы. Обеспеченность водного стока и стока взвешенных веществ равнялась соответственно 70 и 65%. Режим стока в 1971 г. характеризовался растянутым многопиковым половодьем. В соответствии с этим весенний ход мутности также имел несколько пиков. Максимальная мутность наблюдалась у Ржева во время первого и наиболее значительного подъема уровня (см. рисунок). Каждый последующий подъем уровня сопровождался пиком мутности. После прохождения половодья величина мутности резко уменьшилась и в летне-осеннюю межень не превышала  $10 г/м^3$ . Зимой наблюдались минимальные значения мутности -  $2-3 г/м^3$ .

Пределы колебаний абсолютного содержания исследуемых элементов в наносах Волги в течение января-июля 1971 г. представлены в табл. 1. Абсолютное содержание всех элементов имеет четко выраженный сезонный ход, соответствующий сезонному ходу мутности. Максимальное абсолютное количество всех элементов наблюдалось в периоды максимальной мутности. Большая изменчивость абсолютного содержания во взвесах отмечается у породообразующих элементов ( $Si$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ), максимальное содержание которых в несколько сот раз превышает минимальное (таблица 1-III). Вместе с тем относительное содержание  $Si$ ,  $Al$ ,  $Ti$  во взвесах меняется сравнительно мало (в 4-5 раз) и также в соответствии с годовым хо-



Макро- и микроэлементы во взвешенных веществах  
Верхней Волги

Эле- мент	Амплитуда колебаний,* мкг/л	Среднее содержание		Содержание в подзоли- стых почвах**	$K_{\text{взв}} = \frac{\% \text{ во взвесах}}{\% \text{ в почвах}}$
		мкг/л	% от сухого веса взвесей		
<i>Si</i>	131-34300	6700	24.0	28	0.9
<i>Al</i>	29-6380	1190	4.1	3	1.4
<i>Ti</i>	1.4-470	73	0.26	0.35	0.7
<i>Fe</i>	123-4600	810	2.9	2.2	1.3
<i>Mn</i>	5-430	102	0.36	0.1	3.6
<i>Cu</i>	0.4-11.7	3.0	0.011	0.002	5.5
<i>Zn***</i>	0-270	29.8	0.098	0.005	19.6
<i>Cr</i>	0-11.7	2.0	0.007	0.011	0.6
<i>Ni</i>	0-5.8	1.1	0.004	0.0034	1.2
<i>Mo</i>	0-1.5	0.2	0.0007	0.0002	3.5
<i>Pb</i>	0-15.2	2.0	0.007	0.0012	5.8
<i>Sn</i>	0-3.5	0.7	0.002	-	-
<i>Ba</i>	0.82	15.9	0.066	0.05	1.1

\* Нули аналитические.

\*\* По А.П.Виноградову (1957).

\*\*\* Данные по *Zn* приводятся за март-июль 1971 г.

дом мутности. Это свидетельствует о том, что содержание этих элементов во взвешенных веществах определяется в основном законами механического перемещения - размывающей и транспортирующей способностью поверхностного стока.

Для выяснения основной формы миграции *Si* в различные сезоны интересно сопоставить содержание взвешенного и растворенного *Si*, данные по которому заимствованы из „Основных гидрологических характеристик“ (1967). Сопоставление показывает, что зимой преобладает миграция *Si* в растворе, весной резко возрастает роль механической денудации в водной миграции *Si* (в среднем за июль-май концентрация *Si* во взвесах равна 11.3 мг/л), летом концентрации растворенного и взвешенного *Si* примерно одинаковы (табл. 2).

Сведений о содержании растворенного *Al* на исследуемом участке Волги нет. В западных притоках Рыбинского водохранилища, характеризующихся таким же режимом и величинами мутности, что и Верхняя Волга, содержание растворенного *Al* в осеннюю межень равно 0.1-0.2 мг/л (Кольцов, 1968), т.е. на порядок ниже, чем во взрослых.

*Ti* в ландшафтах водосбора Верхней Волги малоподвижен и находится главным образом в виде нерастворимых соединений - продуктов выветривания пород. В начале половодья относительное содержание *Ti* находится в зависимости от величины мутности - с уменьшением ее содержание *Ti* повышается (таблица Ш). Вероятно, это связано с изменением механического состава взвесей. В литературе отмечается, что в коллоидных фракциях почв содержание *Ti* больше, чем в грубых фракциях (Виноградов, 1957).

Таблица 2

Содержание взвешенного и растворенного  $Si$  и  $Fe$   
в воде Волги у Ржева, мг/л

Сезон	$Si$		$Fe$	
	растворенный (по многолет- ним данным)	взвешенный (по данным за 1971 г.)	растворенное (по многолет- ним данным)	взвешенное (по данным за 1971 г.)
Зима	4,2-7,0	0,1-0,3	0,4-0,6	0,1-0,2
Весна, пик половодья	3,5-5,0	34,3	0,6-0,7	4,6
Спад поло- водья	2,6-4,3	0,7-25,5	0,2-0,3	0,1-1,7
Лето	1,9-1,8	1,0-2,1	0,1	0,2-0,3
Осень (па- водки)	7,6	-	0,9	-

Абсолютное содержание остальных элементов менее изменчиво, чем  $Si$ ,  $Al$  и  $Ti$ , что определяется и возможностью измерения ими формы миграции в зависимости от условий среды. Максимальное относительное содержание  $Fe$  и  $Mn$  наблюдается в меженьный период - в зимний - для  $Fe$  и летний - для  $Mn$  (таблица, IV, V). В этот период поступление взвешенных веществ с водосбора очень невелико или совсем отсутствует, питание реки осуществляется грунтовыми водами, содержащими растворенные соединения  $Fe$  и  $Mn$ .

В речном русле в условиях достаточного насыщения кислородом с изменением величины pH происходят выпадение части этих элементов из раствора и переход во взвешенную форму. Сопоставление концентраций взвешенного и растворенного  $Fe$  по сезонам свидетельствует о преобладании миграции его во взвесах в течение большей части года (табл. 2).

Наши данные по абсолютному содержанию  $Mn$  во взвесах в конце весны-начале лета весьма близки к величинам, наблюдаемым в это же время в Волге ниже Рыбинского водохранилища вплоть до впадения р. Свияги (Коновалов, Иванова, 1972). Относительное содержание взвешенного  $Mn$  в Верхней Волге, по-видимому, выше. Указанные авторы отмечают максимальную относительную концентрацию взвешенного  $Mn$  на обследованном ими участке - 0,7%, тогда как в Волге у Ржева  $Mn$  составляет в мае от 0,2 до 0,8%, в июне - от 0,8 до 1,2% веса взвесей.

Максимум и минимум относительного содержания  $Si$  во взвесах приходится на весну (таблица, VI). Минимум наблюдается в момент наибольшей мутности и соответственно максимальных абсолютных содержаний  $Si$  во взвесах, максимум приходится на момент уменьшения величины мутности при падении уровня. В это же время отмечается максимальное относительное содержание взвешенного органического вещества (Зиминова, 1973) и, надо полагать, возрастание содержания мелких фракций взвесей. В литературе имеются указания на то, что большую роль в миграции меди играет сорбция ее на глинистых частицах (Страхов, 1961; Заводнов и др., 1965). Таким образом, изменения в содержании взвешенной  $Si$  определяются гидрологическими условиями и свойствами самого элемента. Пределы этих изменений довольно широки. Абсолютное содержание  $Si$  во взвесах может изменяться почти в 30 раз (табл. 1). Содержание растворенной меди в воде Верхней

Волги составляет в меженьный период 3–5 мкг (Кольцов, 1968). Отношение  $Cu$  взвешенной к  $Cu$  растворенной для этого периода составляет около 0.1. Роль взвешенных веществ в миграции  $Cu$  резко возрастает в весенний период. Отсутствие данных по содержанию растворенной меди не позволяет дать такое соотношение для апреля, но даже в мае, на спаде половодья, величина его превышает 1.5.

По-видимому, выводы некоторых авторов (Коновалов и др., 1966) о преобладании в Волге миграции  $Cu$  в растворе не могут быть распространены на бассейн Верхней Волги.

Цинк – элемент более подвижный в ландшафте, чем медь, легко переходящий в растворимые формы. Он наименее подвижен при pH 6.8–7.5. В летнюю межень, когда pH речных вод выше 7.4, а интенсивного смыва с водосбора не происходит, абсолютное содержание  $Zn$  во взвесах мало, постоянно во времени и, видимо, обусловлено процессами сорбции его на тонкой фракции взвесей, на возможность чего указывается в ряде работ (Виноградов, 1957; O' Connor et al., 1964). Зимой наличие  $Zn$  во взвесах, возможно, определяется, помимо этого, выпадением из раствора соединений  $Zn$ , приносимых грунтовыми водами при pH речных вод 7.2–7.5. При общей небольшой мутности относительное содержание взвешенного  $Zn$  в зимнюю межень значительно превышает таковое для лета (таблица, VII). Резкое возрастание содержания взвешенного  $Zn$  происходит во время половодья, когда щелочно-кислотные условия речных вод наиболее благоприятны для миграции его во взвешенном состоянии (pH 6.9–7.5). Изменения абсолютного и относительного содержания взвешенного  $Zn$  четко соответствуют изменениям мутности. Отношение  $Zn$  взвешенного к  $Zn$  растворенному (Калинина, 1969) для конца весны (май) близко к 1, летом – около 0.2. Данные по растворенному  $Zn$  в период подъема и пика половодья для Верхней Волги отсутствуют.

Хром в ландшафтах, как известно, преобладает в виде малорастворимых соединений трехвалентного  $Cr$ , который в окислительной среде аналогичен  $Fe^{3+}$ . Поэтому сезонный ход содержания  $Cr$  во взвесах совершенно аналогичен таковому железа (таблица, VIII). В меженьные периоды концентрации его во взвесах, как абсолютные, так и относительные, весьма устойчивы. В половодье его относительное содержание меньше, чем в зимнюю межень, и увеличивается обычно с уменьшением мутности. Возможно, здесь играет роль увеличение доли мелких фракций взвесей в этот период. Сведения о содержании  $Cr$  в бассейне Верхней Волги весьма скудны и ограничиваются данными Г. В. Кольцова (1965) по Рыбинскому водохранилищу и его притокам. Обычно в ряду геохимической подвижности элементов  $Cr$  помещают в левой части, как мигрирующий в основном в форме взвесей. По определениям Г. В. Кольцова, содержание растворенного  $Cr$  в р. Мологе составляет около 2 мкг/л в летне-осеннюю межень. Содержание его во взвесах Волги летом колеблется около 1 мкг/л. Естественно, что такое сопоставление (разные реки, годы) весьма условно. Однако сходство геохимических ландшафтов в бассейнах этих рек позволяет его сделать и для меженьного периода. Можно полагать, что количество  $Cr$ , мигрирующего в обеих формах, примерно одинаково, учитывая, что Г. В. Кольцов приводит содержание  $Cr$  в воде, профильтрованной через мембранный фильтр № 6, пропускающий около 35% взвесей.

Никель в ландшафте находится преимущественно в виде соединений двухвалентного  $Ni^{2+}$ , близкого по свойствам к  $Fe^{2+}$ . В кислой среде он может мигрировать в растворе и выпадает из раствора в нейтральной и слабощелочной среде. В соответствии с этим максимальное относительное содержание  $Ni$  во взвесах наблюдается зимой при питании реки грунтовыми водами (таблица, IX). В половодье относительное содержание  $Ni$  во взвесах падает, приближаясь к таковому в почвах. В этот период  $Ni$ , по-видимому,

Таблица 3

Сток элементов в составе взвешенных веществ (в тоннах)  
Волги у Ржева в 1971 г.

Эле- мент	I	II	III	IV	V	VI	VII	Сум- марный
<i>Si</i>	18,2	15,0	180	6290	2620	450	279	9850
<i>Al</i>	3,97	3,36	39,6	1160	379	64,9	45,9	1700
<i>Ti</i>	0,199	0,222	2,74	75,2	2,08	3,22	2,33	105
<i>Fe</i>	13,4	11,2	36,7	821,0	175,0	61,0	44,2	1160
<i>Mn</i>	0,440	0,380	2,62	63,6	31,4	27,5	19,5	145
<i>Cu</i>	0,038	0,035	0,091	2,75	1,05	0,181	0,123	4,27
<i>Zn</i>	—	—	1,68	33,1	2,52	0,860	0,697	39,4
<i>Cr</i>	0,020	0,018	0,085	2,00	0,493	0,122	0,086	2,83
<i>Ni</i>	0,020	0,020	0,044	1,17	0,246	0,050	0,046	1,60
<i>Pb</i>	0,024	0,021	0,082	1,83	0,405	0,378	0,170	2,92
<i>Sn</i>	0,025	0,042	0,072	0,539	0,143	0,089	0,062	0,984
<i>Ba</i>	0,089	0,066	0,461	14,8	5,52	1,03	0,715	22,7

поступает в реку сорбированный глинистыми частицами и в составе алюмо-силикатов. В летний меженный период относительное содержание *Ni* во взвесах еще более уменьшается. Сведений о содержании растворенного *Ni* в водах Верхней Волги нет.

Количество растворенного *Ni* в притоках Рыбинского водохранилища осенью составляет 2,0–2,5 мкг/л. В летнюю межень в Волге у Ржева взвешенного *Ni* содержится 0,2–0,7 мкг/л. Если допустить, что содержание растворенного *Ni* в Верхней Волге и в притоках Рыбинского водохранилища имеет один порядок, то преобладающая форма миграции *Ni* в меженный период — миграция в растворе.

Концентрации *Mo* во взвесах в течение большей части года очень малы и лежат ниже чувствительности метода анализа ( $< 0,2$  мкг/л). Только в периоды пика мутности удалось обнаружить *Mo* во взвесах. В это время его содержание может достигать 1,5 мкг/л.

Содержание взвешенных *Pb* и *Sn* в течение большей части года очень мало. Для олова характерны также и очень узкие пределы колебаний (табл. 1). Поскольку это элементы, образующие минералы с большим удельным весом, механический смыл их с поверхности водосбора в условиях среднерасчлененного рельефа затруднен. Максимальное абсолютное содержание *Pb* и *Sn* в наносах наблюдается в период пика половодья (таблица X), затем оно резко падает, и последующее повышение расходов и мутности воды уже не сопровождается значительным увеличением абсолютного содержания этих элементов. Максимальное относительное содержание этих элементов в наносах наблюдается у свинца в период летней и зимней межени, у олова — зимой. Предположительной причиной этого для свинца может быть миграция его в составе органических комплексов, так как именно в эти периоды наблюдается максимальное относительное содержание органического вещества в наносах. Содержание растворенного свинца в чистых реках водосбора Рыбинского водохранилища не превышает 2,5 мкг/л в меженный период, т. е. порядка величин тот же, что и для взвешенного свинца.

Для *Ba* характерны сравнительно небольшие колебания относительного содержания при значительном изменении абсолютных величин, полностью

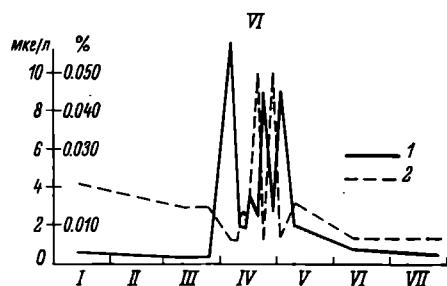
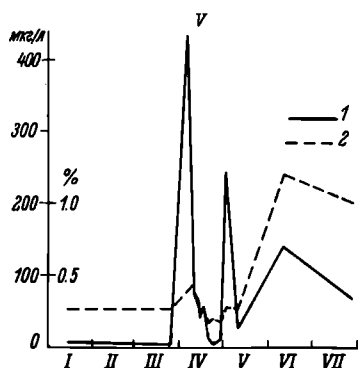
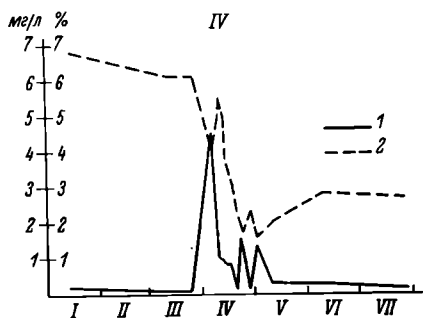
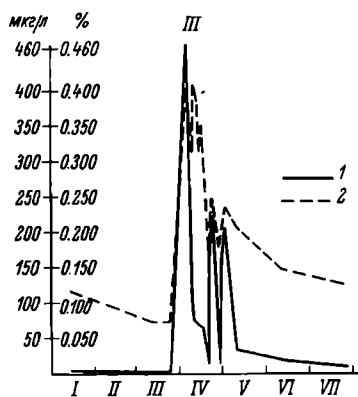
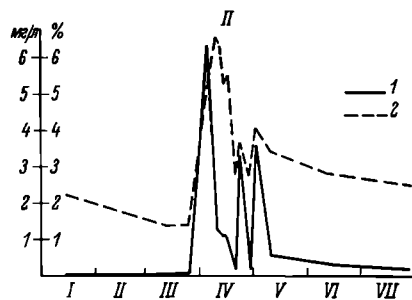
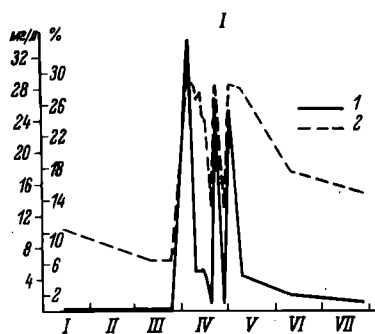
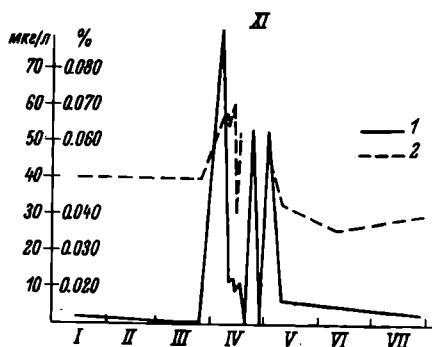
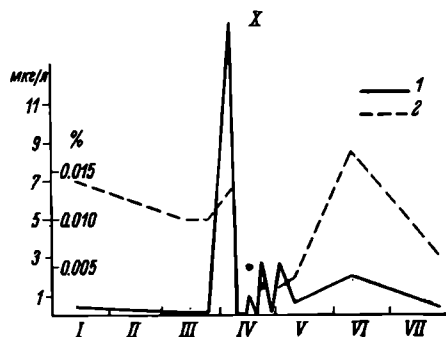
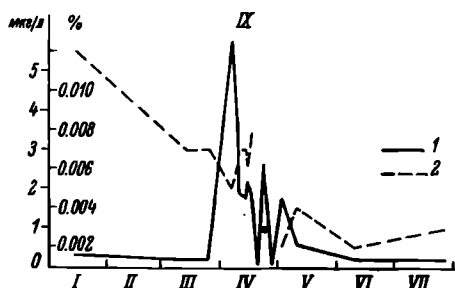
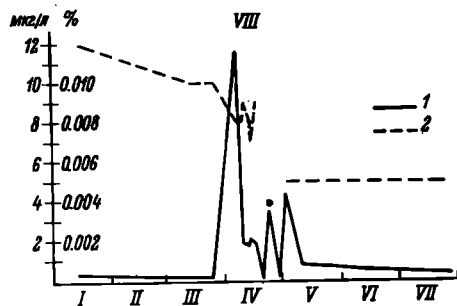
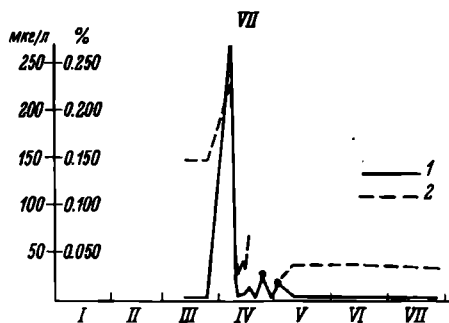


Таблица. Абсолютное и относительное содержание элементов во взвешях Волги у Ржева в 1971 г.  
 I - Si, II - Al, III - Ti, IV - Fe, V - Mn, VI - Cu,



Zn, VIII - Cr, IX - Ni,  
X - Pb, XI - Ba. 1 - мг/л,  
2 - % сухого веса взвесей.

соответствующих колебаниям мутности (таблица, X1). По-видимому, содержание  $Ba$  во взвесах определяется в основном интенсивностью механического смыва.

Используя результаты наблюдений над содержанием взвешенной формы элементов и данные по стоку воды, мы рассчитали сток элементов за период с января по июль 1971 г. (табл. 3).

По величине стока элементов, воды и взвешенных веществ рассчитано среднее за весь период абсолютное и относительное содержание их во взвесах (табл. 1). Расчет стока взвешенных веществ произведен по мутности, определенной при фильтровании воды на мембранный фильтр № 4. Поскольку за период с января по июль проходит около 90% стока взвешенных веществ, рассчитанные средние показатели близки к среднегодовым.

Для сравнения интенсивности механической денудации перечисленных элементов с водосбора Верхней Волги было вычислено отношение среднего содержания элемента во взвесах (в %) к среднему содержанию его в подзолистых почвах (в %), преобладающих на территории бассейна, т. е. коэффициент, аналогичный коэффициенту водной миграции (табл. 1). По величине этого коэффициента рассмотренные элементы располагаются в следующий ряд (в возрастающем порядке):  $Cr$ ,  $Ti$ ,  $Si$ ,  $Ba$ ,  $Ni$ ,  $Fe$ ,  $Al$ ,  $Mo$ ,  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ . Для первой группы коэффициент миграции во взвесах  $K_{гзв} < 1$  (но  $> 0.5$ ), для второй —  $10 < K_{гзв} > 1$ , для третьей —  $K_{гзв} > 10$ .

В первую группу входят элементы, относящиеся к слабоподвижным мигрантам, обладающие низкой контрастностью миграции. В ландшафте они преобладают в виде труднорастворимых соединений, и поступление их в реку в твердой фазе определяется главным образом механическим сносом с поверхности бассейна.

Контрастность миграционной способности элементов, входящих во вторую группу, выше, т. е. они при смене условий могут менять формы миграции в ландшафте. Поэтому наличие их в составе взвешенных веществ может определяться не только механическим смывом с водосбора, но и выпадением из раствора при изменении щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий среды. В результате содержание этих элементов в грунтообразующем материале, поступающем с речным стоком в водохранилища, выше, чем в почвах водосборного бассейна. Еще в большей степени это характерно для  $Zn$ , обладающего большой подвижностью, участвующего в органических реакциях и способного сорбироваться на глинистых частицах.

Коэффициент  $K_{гзв}$  может быть использован для сравнения интенсивности механического выноса элементов с различных водосборов. К сожалению, малочисленность имеющихся данных о составе взвешенных веществ, отсутствие регулярных наблюдений в течение всех фаз режима реки не позволяют пока исследователям определить этот коэффициент.

Накопление фактического материала позволит сделать такие сопоставления и глубже познать геохимическую сущность эрозии.

В бассейне Волги выше Калинина нет крупных промышленных центров, что способствует сохранению реки в незагрязненном естественном состоянии. Поэтому полученные показатели содержания элементов во взвесах могут рассматриваться как фоновые при оценке загрязнения вод взвешенными веществами бытовых и промышленных стоков. Среднее процентное содержание элементов в наносах может быть использовано для ориентировочных расчетов стока взвешенных форм элементов в бассейне Волги выше Ивановского водохранилища.

## Литература

- Виноградов А. П. 1957. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд. АН СССР, М.
- Заводинов С. С., Лобченко Е. Е., Фесенко Н. Г. 1965. О загрязнении медью и цинком рек Северной Осетии и процессах их самоочищения. Гидрохим. матер., 40.
- Зиминова Н. А. 1973. Органическое вещество во взвешенных наносах Верхней Волги. Информ. бюлл. Инст. биол. внутр. вод АН СССР, № 20.
- Калинина Л. А. 1969. Содержание цинка и меди в воде Верхней Волги. Матер. к Совещ. по прогноз. содержания биоген. элементов и органич. вещества в водохранилищах, Рыбинск.
- Кольцов Г. В. 1965. Распределение редких и рассеянных элементов в воде Рыбинского водохранилища осенью 1961 г. Тр. Инст. биол. внутр. вод АН СССР, вып. 7(10).
- Кольцов Г. В. 1968. Загрязнение р. Москвы металлами, содержащимися в промышленных и бытовых сточных водах г. Москвы. Тр. Инст. биол. внутр. вод АН СССР, вып. 18(21).
- Коновалов Г. С., Иванова А. А. 1972. Содержание и режим микроэлементов в воде и взвешенных веществ в бассейне р. Волги. Гидрохим. матер., 53.
- Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Х. 1966. Редкие и рассеянные элементы (микроэлементы) в воде и во взвешенных веществах рек европейской территории СССР. Гидрохим. матер., 42.
- Основные гидрологические характеристики. 1967, 10. Верхне-Волжский район. Гидрометеониздат, Л.
- Страхов Н. М. 1961. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов. Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР, М.
- O'Connor J. T., Renn Ch. E., Winter I. 1964. Zinc concentration in rivers of the Chesapeake region. J. Amer. Water Works Assoc., 56, 3, N. Y.

Н. А. Зиминова, В. П. Курдин

### БАЛАНС ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ИВАНЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Иваньковское водохранилище – первое водохранилище Верхневолжского каскада, принимающее и регулирующее сток Верхней Волги и ее притоков. Несмотря на значительную проточность и сравнительно непродолжительное пребывание волжской воды в нем, в его пределах происходит заметное изменение некоторых ее химических и физических свойств (Буторин, 1968). Целью нашей работы было составление баланса взвешенных веществ в Иваньковском водохранилище для выяснения возможных влияний его на сток взвешенных наносов Волги и мутность воды как один из важных показателей ее качества.

Уравнение баланса взвешенных веществ в Иваньковском водохранилище аналогично таковому для Рыбинского и Угличского водохранилищ (Зиминова, Курдин, 1972а, 1972б). Так же как и для этих водохранилищ, расчетный период принят равным времени существования водоема – 1937–1968 гг. Ограниченность имеющихся данных исключает возможность составления балансов



за более короткие промежутки времени. Колебания отдельных компонентов баланса в многолетнем аспекте можно оценить лишь ориентировочно. В приходную часть балансового уравнения входят сток взвешенных наносов рек, размыв берегов и дна, продукция планктона и высшей водной растительности, в расходную – сброс взвесей через гидроузлы и осадконакопление.

Рассмотрим кратко перечисленные компоненты. Сток речных наносов в водохранилище рассчитан как сумма стока наносов Волги и боковых притоков. При определении стока наносов Волги у Калинина вычислялась средне-взвешенная для водосбора многолетняя мутность с использованием инструментальных наблюдений над стоком наносов в створах Волга–Ржев, Тьма–Новинки, Касня–Субботники, Осуга–Коротнево. Сток наносов Тверцы и Ламы вычислялся по средней многолетней мутности этих рек соответственно в створах Медное и Егорье. Средняя многолетняя мутность малых рек, на которых отсутствуют наблюдения над стоком наносов, была принята равной мутности р. Тьмы, водосбор которой по показателям заселенности, заболоченности, распаханности близок к средним для малых рек бассейна водохранилища.

Таблица 1

Средняя многолетняя мутность и сток взвешенных наносов притоков Ивановского водохранилища

Река	Средняя многолетняя мутность, г/м <sup>3</sup>	Средний многолетний сток взвешенных наносов, тыс. т
Волга	19,8	108,7
Тверца	18,7	41,3
Шоша	22,8	12,5
Лама	46,3	18,7
Остальные притоки	22,8	14,1
Всего		195,3

Ряды наблюдений над стоком наносов в бассейне водохранилища, за исключением створа Волга–Ржев, очень непродолжительны. Поэтому при определении средней многолетней мутности использовался метод теоретической кривой обеспеченности, для вычисления параметров которой использовались ряды наблюдений над стоком воды продолжительностью от 11 до 30 лет и рекомендованное Г. В. Лопатиным (1952) соотношение коэффициентов вариации стока воды и наносов (табл. 1).

Как следует из приведенных данных, сток взвешенных наносов Волги составляет около 56% общего стока речных наносов в водохранилище (табл.1). Стандартная ошибка суммарного многолетнего стока наносов при 99%-м доверительном уровне коэффициента вариации равна 12%.

Внутригодовое распределение стока наносов типично для равнинных рек – 80–90% его приходится на весенний период.

Многолетние колебания стока наносов характеризуются повышенными величинами годового стока наносов во второе десятилетие существования водохранилища (1947–1956), обусловленными большей водностью этого периода. Наименьшее поступление речных наносов в водохранилище было в 1937–1946 гг. Средний многолетний сток наносов за этот период равен 117 тыс. т, т. е. составляет 60% нормы. В период 1957–1968 гг. средний годовой сток наносов

был близок к норме. Суммарный сток речных наносов в водохранилище за расчетный период составил 6250 тыс. т.

Берега Иваньковского водохранилища развиваются в большинстве случаев по аккумулятивному или нейтральному типу. Абразионные берега имеют малую протяженность и расположены в основном в Волжском плёсе. Из-за небольших размеров волнения переработка их идет слабо. Отступление берега, сложенного песками, у дер. Городище к 1964 г. составило 50 м, в последующие три года оно не наблюдалось. В другом пункте наблюдений – дер. Терехово – берег, сложенный тяжелыми суглинками, за все время существования водохранилища не подвергся существенной деформации. Значительная часть берегов озеровидных плёсов водохранилища окаймлена полосой высшей водной растительности, гасящей волнение и препятствующей абразии берега.

Можно считать, что в настоящее время роль береговой абразии как фактора образования автохтонного взвешенного вещества невелика. Однако никаких количественных показателей этого процесса нет. Нет также наблюдений, характеризующих процесс размыва ложа водоема, который, вероятно, играет существенную роль в образовании автохтонных взвесей. По расчетам В. П. Курдина (1961), размывающее действие волнения распространяется в Шосинском и Иваньковском плёсах водохранилища до глубин соответственно 2,7 и 4 м от НПГ, занимающих около 50% площади водоема. Растительность снижает интенсивность донной абразии и уменьшает размеры площади, подверженной размыву. Однако формирование рельефа дна и грунтов мелководий предшествует зарастанию литорали, которое в таком водоеме, как Иваньковское водохранилище, завершается на 10-м году его существования (Гусева, Экзерцев, 1966).

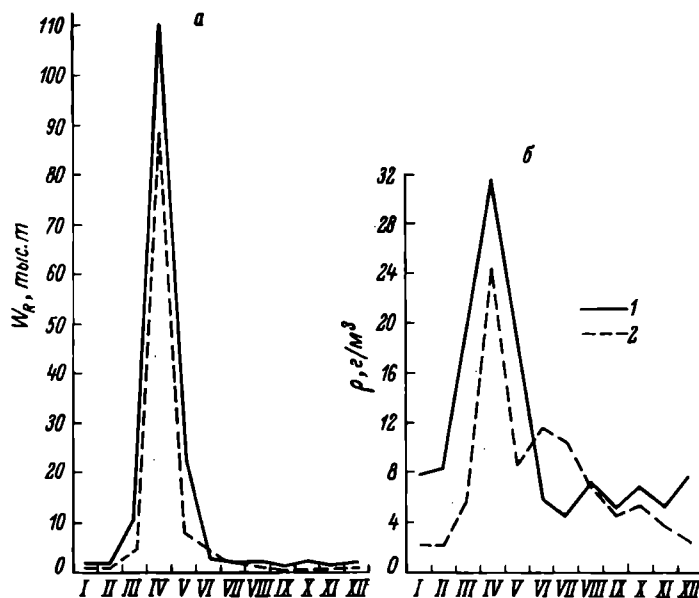
Естественно, что в первые годы существования водохранилища образование взвесей за счет размыва мелководий было более значительным, чем в настоящее время. Суммарная величина поступления взвешенного вещества за счет размыва берегов и мелководий за весь расчетный период была определена из балансового уравнения и составила 14439 тыс. т, или около 66% общего прихода. Ошибка данной величины, рассчитанная как ошибка суммы членов балансового уравнения, составляет 15%.

По величине годовой продукции фитопланктона и высшей водной растительности Иваньковское водохранилище является наиболее продуктивным из всех водохранилищ Верхневолжского каскада. По данным И. Л. Пыриной (1966), количество сухого органического вещества, синтезируемого фитопланктоном за год, составляет 459 г/м<sup>2</sup> или 150 тыс. т в пересчете на площадь водоема. Принимая, что около 85% первичной продукции фитопланктона относится к нестойким органическим веществам, минерализующимся в течение нескольких дней, получим количество взвешенного органического вещества, участвующего в процессах седиментации и транспорта взвесей в водоеме, равное 22,5 тыс. т, или 720 тыс. т за расчетный период.

Годовая продукция высшей водной растительности в водохранилище составляет 27 тыс. т в сухом весе (Экзерцев, 1958). Так как около 50% биомассы высшей водной растительности минерализуется, поступление взвешенного вещества за ее счет составляет около 13,5 тыс. т в год, или 432 тыс. т за весь период. Суммарное поступление взвешенного вещества из этих двух источников составляет, таким образом, 1152 тыс. т. Следует отметить, что приведенные величины продукции фитопланктона и высшей водной растительности получены по данным наблюдений всего лишь одного года: 1957 – для высшей водной растительности, 1958 – для фитопланктона. Естественно, что эти величины подвержены годовым изменениям, обусловленным особенностями гидрологического и гидрохимического режимов отдельных лет. В Рыбинском водохранилище, по которому имеется 9-летний ряд наблюдений над продукцией фитопланктона, коэффициент вариации ее годовой величины равен 52%. Можно полагать, что годовая изменчивость продукции Иваньковского

водохранилища не будет превышать этого значения. Поэтому стандартная ошибка рассматриваемой статьи баланса принята равной 50%, или около 580 тыс. т.

При определении стока взвешенных веществ из водохранилища мы учли наш опыт подобных исследований на Рыбинском водохранилище, который показал, что при наличии озеровидного расширения в приплотинной части распределение мутности в створе ГЭС может быть весьма неравномерным. Эта неравномерность определяется неоднородным распределением взвесей в водной массе приплотинного участка и может служить источником существенных ошибок при расчетах стока взвесей по мутности на одной рейдовой вертикали. Учитывая это обстоятельство, мы провели в 1968 г. детальные измерения мутности в водоводах Ивановской ГЭС с учетом распределения мутности по створу. Для определения средней многолетней мутности в створе ГЭС был также применен метод теоретической кривой обеспеченности. Средний многолетний сток взвесей в створе Ивановской ГЭС, по нашим подсчетам, равен 169 тыс. т, средняя многолетняя мутность — 21,8 г/м<sup>3</sup>. Сезонный ход мутности и расходов наносов в створе ГЭС в год наших наблюдений приведен на рисунке. Общий сток взвесей в створе ГЭС



Сток взвешенных наносов (а) и мутность воды (б) в Ивановском водохранилище в 1968 г.

1 — на входных створах, 2 — на замыкающем створе.

за период 1937–1968 гг. равен 5408 тыс. т. Средняя ошибка этой статьи баланса при 99%-й обеспеченности коэффициента вариации равна 20%, или 1080 тыс. т. Величины ошибок определялись так же, как и в предыдущей работе (Зиминова, Курдин, 19726).

При расчетах среднего многолетнего поступления взвешенных веществ в канал им. Москвы использовались данные по среднему многолетнему

забору воды в канал и показатели средней многолетней мутности воды в створе Ивановского гидроузла. Поступление взвешенных веществ в канал в течение года составляет 24 тыс. т, или 768 тыс. т за расчетный период. Средняя ошибка, так же как и для стока в створе ГЭС, равна 20% (154 тыс.т). В последние годы (1966–1968) сток взвесей в канал возрос по сравнению со среднемноголетней величиной примерно в 1,5 раза в связи с увеличением водозабора в канал.

Объем и вес вторичных донных отложений Ивановского водохранилища, образовавшихся в нем за 32 года существования, рассчитаны по материалам грунтовой съемки 1968 г. Высота слоя отложений измерена на 182 станциях. Методика расчета аналогична применявшейся на других верхневолжских водохранилищах (Зиминова, Курдин, 1968).

Общий объем вторичных донных отложений водохранилища, представленных илистым песком, серым песчанистым и серым илом, к 1968 г. равнялся 0,0212 км<sup>3</sup>, что составляет 1,9% от общего объема водохранилища. Общий сухой вес вторичных отложений водохранилища составил 15 665 тыс. т. Стандартная ошибка определения суммарного веса отложений равна 10%.

Содержание взвесей в водной толще водохранилища в конце расчетного периода в баланс не включалось, поскольку величина эта (5 тыс. т) ничтожно мала в сравнении с остальными статьями баланса. Все рассмотренные компоненты балансового уравнения сведены в табл. 2.

Таблица 2

Баланс взвешенных веществ в Ивановском водохранилище за период 1937–1968 гг.

Приход			Расход		
составляющие	тыс.т	% от суммы прихода	составляющие	тыс.т	% от суммы расхода
Сток речных наносов	6250	29	Сток взвесей через Ивановскую ГЭС	5408	25
Размыв берегов и дна	14439	66	Сток взвесей в канал им. Москвы	768	4
Продукция планктона и высшей водной растительности	1152	5	Осадконакопление	15665	71
Всего	21841	100		21841	100

Сопоставление приведенных данных (табл. 2) с результатами проведенных ранее исследований баланса взвесей в других верхневолжских водохранилищах показывает, что в Ивановском водохранилище общий характер распределения отдельных элементов в балансе аналогичен таковому в Рыбинском и Угличском водохранилищах (Зиминова, Курдин, 1972а, 1972б). Как и в этих водохранилищах, роль ведущего приходного компонента принадлежит абразии берегов и ложа, в расходной части преобладает осадконакопление. По количественному соотношению отдельных статей баланса Ивановское

водохранилище занимает промежуточное положение между русловым Угличским и озеровидным Рыбинским водохранилищами. Лишь поступление взвешенного вещества за счет продукции фитопланктона и высшей водной растительности несколько больше (5% прихода), чем в Угличском и Рыбинском водохранилищах (2–3%).

Представленные соотношения (табл. 2) – суммарные за весь рассматриваемый период. На протяжении этого периода они колебались. Можно полагать, что в первые 5–10 лет существования водохранилища более интенсивно шел процесс абразии берегов и дна, общая величина годового прихода взвесей в водохранилище превышала среднюю многолетнюю, более интенсивны были темпы осадконакопления. В последние годы интенсивность абразионных процессов, по-видимому, снизилась в результате завершения формирования рельефа части открытых мелководий. Это должно повлечь за собой снижение темпов седиментации. Однако образование автохтонных взвесей в водохранилище имеет место и в настоящее время. Об этом свидетельствует сравнение внутригодового хода мутности на входных и замыкающем створах водохранилища (см. рисунок). В течение летне-осеннего периода мутность вод, поступающих в водохранилище, иногда бывает меньше, чем сбрасываемых из него или близка к ней. В то же время анализ скоростного режима водохранилища в этот период показывает, что должны происходить седиментация речных взвесей и обусловленное ею уменьшение стока наносов в створе гидроузла. В действительности этого не наблюдается. Отсутствие существенного уменьшения мутности в створе гидроузла в летне-осенний период может быть объяснено лишь образованием автохтонных взвесей, которое, видимо, частично компенсирует уменьшение стока аллювиальных наносов, вызываемое седиментацией. Малая зарегулированность весеннего стока наносов (Зиминова, Курдин, 1970) вместе с наличием автохтонных взвесей в стоке через гидроузлы приводит к тому, что количественная трансформация стока наносов водохранилищем очень невелика и обусловлена перераспределением водного стока (табл. 2). Однако наличие автохтонных взвесей в водах, сбрасываемых из водохранилища, означает, что, помимо количественной трансформации стока наносов, имеет место и трансформация их состава. По-видимому, выделить в стоке взвесей из водохранилища автохтонную его составляющую можно будет лишь при наличии данных по составу взвесей.

Вышеизложенное может быть резюмировано следующим образом. Основную роль в балансе взвешенных веществ в Иваньковском водохранилище так же, как и в других водохранилищах Верхневолжского каскада, играет автохтонное взвешенное вещество, источник которого – размыв берегов, мелководий, продуцирование фитопланктона и высшей водной растительности. Сток речных наносов составляет 29% общего прихода взвесей. Большая часть взвесей, поступивших в водохранилище и образовавшихся в нем, седиментируется в самом водоеме (71%). Сток взвесей из водохранилища состоит из неседиментировавшихся речных наносов (главным образом весной) и автохтонных взвесей (летом и осенью), частично компенсирующих уменьшение стока аллювиальных наносов. В результате не наблюдается существенного уменьшения мутности в створе гидроузла, а уменьшение годового стока наносов обусловлено перераспределением водного стока (забор воды в канал им. Москвы). Наличие автохтонных взвесей в водах, сбрасываемых из водохранилища, позволяет предполагать, что, кроме количественной трансформации стока наносов, имеет место трансформация их состава, изучение которой входит в задачу наших дальнейших исследований.

- Буторин Н. В. 1968. О трансформации волжских вод в Ивановском и Угличском водохранилищах. Тр. Инст. биол. внутр. вод АН СССР, вып. 18(21).
- Гусева К. А., Экзерцев В. А. 1966. Формирование фитопланктона и высшей водной растительности в равнинных водохранилищах. В кн.: Экол. водных организмов. Изд-во „Наука“, М.
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1968. Накопление донных отложений в Рыбинском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 18(21).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1970. Влияние Ивановского водохранилища на режим стока взвешенных наносов Волги. Матер. Межвуз. научной конф. по опред. влияния водохранилищ на природу и хозяйство окружающих территорий, Калинин.
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1972а. Баланс взвешенных веществ в Рыбинском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1972б. Баланс взвешенных веществ в Угличском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Курдин В. П. 1961. Грунты Ивановского водохранилища. Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, вып. 4(7).
- Курдин В. П., Зиминова Н. А. 1970. К определению стока взвешенных веществ из Рыбинского водохранилища. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 20 (23).
- Лопатин Г. В. 1952. Наносы рек СССР. Географиз, М.
- Пырина И. Л. 1966. Первичная продукция фитопланктона в Ивановском, Рыбинском и Куйбышевском водохранилищах в зависимости от некоторых факторов. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 13(16).
- Экзерцев В. А. 1958. Продукция прибрежно-водной растительности Ивановского водохранилища. Бюлл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, № 1.

С. И. Кузнецов, В. И. Романенко, Н. С. Кузнецова

# ЧИСЛЕННОСТЬ БАКТЕРИЙ, ПРОДУКЦИЯ И ДЕСТРУКЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В РЫБИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ В 1970 г.

Регулярные наблюдения за численностью бактерий, продукцией и деструкцией органического вещества в Рыбинском водохранилище продолжались и в 1970 г.

В отличие от предыдущих лет (Кузнецов и др., 1971) определение интенсивности фотосинтеза фитопланктона производилось путем экспонирования проб воды в люминостате при постоянном освещении с последующим пересчетом на суточную величину фотосинтеза в водоеме (Романенко, 1970). В связи с упрощением метода анализа было увеличено количество станций.

Пробы для анализа отбирались, как и в предыдущие годы, из поверхностного слоя воды в стандартных рейсах через каждые 15 дней в следующих пунктах: ст. 1 – Коприно, ст. 2 – у затопленного г. Мологи, ст. 5 – к юго-западу от Измайлова, ст. 6 – у с. Средний Двор, ст. 7 – в центре водохранилища у затопленного с. Наволок, ст. 9 –

водохранилище занимает промежуточное положение между русловым Угличским и озеровидным Рыбинским водохранилищами. Лишь поступление взвешенного вещества за счет продукции фитопланктона и высшей водной растительности несколько больше (5% прихода), чем в Угличском и Рыбинском водохранилищах (2–3%).

Представленные соотношения (табл. 2) – суммарные за весь рассматриваемый период. На протяжении этого периода они колебались. Можно полагать, что в первые 5–10 лет существования водохранилища более интенсивно шел процесс абразии берегов и дна, общая величина годового прихода взвесей в водохранилище превышала среднюю многолетнюю, более интенсивны были темпы осадконакопления. В последние годы интенсивность абразионных процессов, по-видимому, снизилась в результате завершения формирования рельефа части открытых мелководий. Это должно повлечь за собой снижение темпов седиментации. Однако образование автохтонных взвесей в водохранилище имеет место и в настоящее время. Об этом свидетельствует сравнение внутригодового хода мутности на входных и замыкающем створах водохранилища (см. рисунок). В течение летне-осеннего периода мутность вод, поступающих в водохранилище, иногда бывает меньше, чем сбрасываемых из него или близка к ней. В то же время анализ скоростного режима водохранилища в этот период показывает, что должны происходить седиментация речных взвесей и обусловленное ею уменьшение стока наносов в створе гидроузла. В действительности этого не наблюдается. Отсутствие существенного уменьшения мутности в створе гидроузла в летне-осенний период может быть объяснено лишь образованием автохтонных взвесей, которое, видимо, частично компенсирует уменьшение стока аллювиальных наносов, вызываемое седиментацией. Малая зарегулированность весеннего стока наносов (Зиминова, Курдин, 1970) вместе с наличием автохтонных взвесей в стоке через гидроузел приводит к тому, что количественная трансформация стока наносов водохранилищем очень невелика и обусловлена перераспределением водного стока (табл. 2). Однако наличие автохтонных взвесей в водах, сбрасываемых из водохранилища, означает, что, помимо количественной трансформации стока наносов, имеет место и трансформация их состава. По-видимому, выделить в стоке взвесей из водохранилища автохтонную его составляющую можно будет лишь при наличии данных по составу взвесей.

Вышеизложенное может быть резюмировано следующим образом. Основную роль в балансе взвешенных веществ в Иваньковском водохранилище так же, как и в других водохранилищах Верхневолжского каскада, играет автохтонное взвешенное вещество, источник которого – размыв берегов, мелководий, продуцирование фитопланктона и высшей водной растительности. Сток речных наносов составляет 29% общего прихода взвесей. Большая часть взвесей, поступивших в водохранилище и образовавшихся в нем, седиментируется в самом водоеме (71%). Сток взвесей из водохранилища состоит из неседиментировавшихся речных наносов (главным образом весной) и автохтонных взвесей (летом и осенью), частично компенсирующих уменьшение стока аллювиальных наносов. В результате не наблюдается существенного уменьшения мутности в створе гидроузла, а уменьшение годового стока наносов обусловлено перераспределением водного стока (забор воды в канал им. Москвы). Наличие автохтонных взвесей в водах, сбрасываемых из водохранилища, позволяет предполагать, что, кроме количественной трансформации стока наносов, имеет место трансформация их состава, изучение которой входит в задачу наших дальнейших исследований.

- Буторин Н. В. 1968. О трансформации волжских вод в Ивановском и Угличском водохранилищах. Тр. Инст. биол. внутр. вод АН СССР, вып. 18(21).
- Гусева К. А., Экзерцев В. А. 1966. Формирование фитошлуктона и высшей водной растительности в равнинных водохранилищах. В кн.: Экол. водных организмов. Изд-во „Наука“, М.
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1968. Накопление донных отложений в Рыбинском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 18(21).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1970. Влияние Ивановского водохранилища на режим стока взвешенных наносов Волги. Матер. Межвуз. научной конф. по опред. влияния водохранилищ на природу и хозяйство окружающих территорий, Калинин.
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1972а. Баланс взвешенных веществ в Рыбинском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Зиминова Н. А., Курдин В. П. 1972б. Баланс взвешенных веществ в Угличском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Курдин В. П. 1961. Грунты Ивановского водохранилища. Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, вып. 4(7).
- Курдин В. П., Зиминова Н. А. 1970. К определению стока взвешенных веществ из Рыбинского водохранилища. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 20 (23).
- Лопатин Г. В. 1952. Наносы рек СССР. Географгиз, М.
- Пырина И. Л. 1966. Первичная продукция фитопланктона в Ивановском, Рыбинском и Куйбышевском водохранилищах в зависимости от некоторых факторов. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 13(16).
- Экзерцев В. А. 1958. Продукция прибрежно-водной растительности Ивановского водохранилища. Бюлл. Ин-та биол. водохр. АН СССР, № 1.

С. И. Кузнецов, В. И. Романенко, Н. С. Кузнецова

# ЧИСЛЕННОСТЬ БАКТЕРИЙ, ПРОДУКЦИЯ И ДЕСТРУКЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В РЫБИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ В 1970 г.

Регулярные наблюдения за численностью бактерий, продукцией и деструкцией органического вещества в Рыбинском водохранилище продолжались и в 1970 г.

В отличие от предыдущих лет (Кузнецов и др., 1971) определение интенсивности фотосинтеза фитопланктона производилось путем экспонирования проб воды в люминистате при постоянном освещении с последующим пересчетом на суточную величину фотосинтеза в водоеме (Романенко, 1970). В связи с упрощением метода анализа было увеличено количество станций.

Пробы для анализа отбирались, как и в предыдущие годы, из поверхностного слоя воды в стандартных рейсах через каждые 15 дней в следующих пунктах: ст. 1 – Коприно, ст. 2 – у затопленного г. Мологи, ст. 5 – к юго-западу от Измайлова, ст. 6 – у с. Средний Двор, ст. 7 – в центре водохранилища у затопленного с. Наволок, ст. 8 –



к северо-востоку от Брейтова, ст. 10 – у Первомайских островов, ст. 11 – у с. Противье (у Дарвинского Борка), ст. 12 – в Весьегонском расширении у Весьегонска, ст. 13 – у бывшего шлюза Ягорба (в бывшем русле Шексны), ст. 14 – против с. Мякса в бывшем русле Шексны, ст. 15 – у устья Суды.

В 1970 г. уровень воды в водохранилище был более высоким, чем в 1969 г., и во время паводка достигал НПГ, превышая уровень предыдущего года на 1,5 м. Начиная с июня сработка воды шла так же, как и в 1969 г., и в конце года достигла 2 м ниже НПГ (рис. 1).

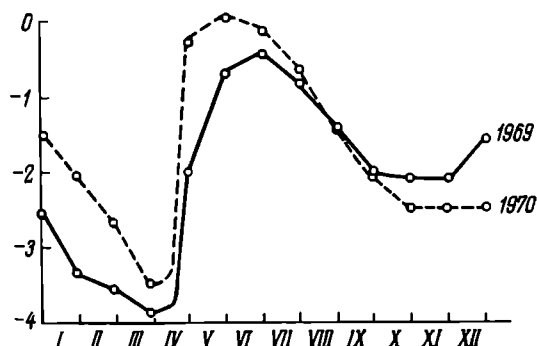


рис. 1. Изменение уровня воды в Рыбинском водохранилище в 1969 и 1970 гг.

По оси ординат – уровень воды относительно НПГ, м; по оси абсцисс – месяцы.

Различия температуры поверхностной воды в различных пунктах водохранилища в продолжение одного рейса не превышали  $2^{\circ}$ , за исключением середины мая, т. е. после полного вскрытия водохранилища ото льда в период половодья. В это время южная и северо-западная части водохранилища были заполнены подогретыми водами Волги и Мологи (табл. 1).

Прозрачность воды в водохранилище по диску Секки колебалась в конце июля–начале августа в пределах 85–210 см, достигая наибольших величин весной в районе сел. Средний Двор и Брейтова, куда еще не дошли паводковые воды.

Измерения электропроводности воды (табл. 2) показали, что в середине мая вся средняя часть водохранилища и Шекснинский отрог были заполнены зимними водами с повышенной электропроводностью. Паводочные мягкие воды Волги дошли до бывшего города Мологи, а моложские – до Брейтова. Лишь в конце и начале августа произошло полное перемешивание вод водохранилища с выравниванием их электропроводности.

При определении общего количества бактерий микроскопическим методом был использован, как и прежде, метод А.С.Разумова (1947). Учет бактерий на мембранных фильтрах проводился при общем увеличении в 1350 раз (Романенко и Кузнецов, 1974).

В 1970 г. наблюдалось небольшое увеличение численности бактерий весной, в начале мая, и в конце августа, что было связано с отмиранием планктона, и особенно в начале октября, когда наблюдалась штормовая погода и увеличение численности бактерий было, очевидно, связано с взмучиванием донных отложений (табл. 3). Если исключить выходящие из ряда цифр величины, то общее количество бактерий в Рыбинском водохранилище колебалось в пределах от 1,4 до 2,6 млн в 1 мл.

Общее количество бактерий в иловых отложениях в 1970 г. учитывалось в течение вегетационного периода на 5 стандартных станциях.

Таблица 1

Температура (°C) и прозрачность воды (см)

№ стан-ции	Станция	Показатель	Май		Июнь	Июль		Август		Сентябрь	Октябрь	
			15	27		10	25	13	29		8	23
1	Коприно	Температура Прозрачность	12.2 100	11.5 100	16.0 90	19.7 100	21.2 120	20.3 150	17.2 80	13.6 110	8.3 190	5.8 130
2	Молога	Температура Прозрачность	10.3 90	11.0 90	15.8 —	18.8 100	20.2 110	20.3 130	16.4 85	13.2 110	8.1 185	5.6 110
5	Измайлово	Температура Прозрачность	7.1 160	9.7 140	13.5 150	18.6 160	20.8 165	20.7 180	16.6 160	12.6 100	7.9 180	6.1 100
6	Средний двор	Температура Прозрачность	5.2 200	9.4 140	13.3 150	17.7 190	18.1 175	20.9 190	16.8 150	13.6 130	8.3 150	5.5 130
7	Наволоки	Температура Прозрачность	7.3 180	9.9 130	13.8 100	18.7 140	21.0 170	20.5 210	16.8 110	13.2 140	7.5 170	5.6 90
8	Брейтово	Температура Прозрачность	8.0 170	10.9 130	14.0 100	18.6 170	19.3 175	20.7 180	16.2 90	13.6 130	7.9 160	5.6 120
	Среднее	Температура Прозрачность	8.3 250	10.4 120	14.2 130	18.6 140	20.2 150	20.5 175	16.6 110	13.3 120	8.0 170	5.7 115

Таблица 2

Электропроводность воды (мксим)

№ стан-ции	Станция	Май		Июнь	Июль		Август		Сентябрь	Октябрь		Сред-няя
		15	27		10	25	13	26		8	23	
1	Коприно	132	135	146	153	159	158	164	180	182	182	180
2	Молога	132	141	145	158	161	158	160	180	189	189	155
5	Измайлово	211	170	173	176	173	168	170	172	188	167	175
6	Средний Двор	211	201	179	174	174	168	164	161	166	168	177
7	Наволоч	202	186	166	167	168	169	164	169	165	164	173
8	Брейтово	158	174	159	159	168	161	167	168	167	171	164
	Среднее	174	170	161	164	167	164	164	168	169	172	-

Таблица 3

Общее количество бактерий в воде (млн в 1 мл)

№ стан-ции	Станция	Май		Июнь	Июль		Август		Сентябрь	Октябрь		Средняя
		15	27		10	25	13	26		8	23	
1	Коприно	2.9	3.1	2.7	2.5	3.3	1.5	4.2	1.1	4.1	1.7	2.7
2	Молога	3.3	2.7	3.5	4.8	3.2	1.8	6.2	1.8	2.7	3.0	3.2
5	Измайлово	3.0	2.7	2.3	1.6	2.5	1.8	2.2	1.6	4.2	1.1	2.3
6	Средний Двор	1.4	1.7	1.4	1.6	1.9	1.8	1.9	4.4	4.1	2.6	2.0
7	Наволоч	3.1	2.0	2.1	2.3	2.2	2.2	3.1	1.4	4.6	2.6	2.5
8	Брейтово	1.4	2.0	2.6	1.5	1.3	2.8	3.1	1.4	4.6	2.8	2.3
	Среднее	2.5	2.36	2.43	2.4	2.4	2.0	3.4	1.4	4.0	2.3	-

Была принята следующая методика (Романенко В. И., Романенко В. А., 1971).

Непосредственно после перемешивания 1 г ила в ступке бралась навеска в несколько миллиграммов, размазывалась по предметному стеклу вместе с каплей 0.05%-го агар-агара на определенную площадь, и после окраски эритрозином общее количество бактерий учитывалось микроскопическим методом.

Нами приведены средние данные из подсчетов бактерий в 5 параллельных препаратах для каждого образца ила (табл. 4). Наибольшее количество бактерий (до 2,3 млрд на 1 г сырого ила) наблюдалось в поверхностном слое ила, взятого из бывшего русла Мологи в районе г. Мологи у Брейтова. В среднем за весь вегетационный период количество бактерий по всему Рыбинскому водохранилищу было около 1 млрд в 1 г сырого ила. Наименьшее количество было отмечено в центральной части водохранилища. Анализы показали, что численность бактерий в поверхностном слое колеблется также и в течение вегетационного периода, достигая максимума в начале октября.

В каждом рейсе на одной суточной станции определялась интенсивность фотосинтеза на разных глубинах при одинаковом содержании (взяты из одной пробы) водорослей в склянках — коэффициенты  $K_c$  (Сорокин, 1958). В поверхностном слое склянки располагались одна от другой через 0.25 м по глубине, а далее через 0.5 м (рис. 2). Полученные коэффициенты использовались для расчета интенсивности фотосинтеза под 1 м<sup>2</sup> водоема на всех остальных станциях, где процесс определялся лишь в поверхностном слое воды.

В другие дни утром на ст. 1 для определения интенсивности фотосинтеза вода отбиралась в 4 склянки. В двух пробах с помощью  $C^{14}$  определялась суточная величина фотосинтеза в аквариуме на палубе судна при естественной температуре и освещенности. В двух других склянках интенсивность фотосинтеза определялась при экспонировании в люминостате в течение 1 часа при стандартном освещении 2300 лк от двух ламп ЛДЦ-15. Первые пробы служили живым интегратором, в котором отражались все изменения освещенности в течение суток и влияние этих изменений на продукцию органического вещества водорослями. Отношение суточной величины интенсивности фотосинтеза в 1 л воды в аквариуме ( $\Phi_a$ ) к величине фотосинтеза в люминостате ( $\Phi_l$ ) выражалось коэффициентом  $K_1$ .

$$\frac{\Phi_a}{\Phi_l} = K_1.$$

Это позволяет рассчитать интенсивность фотосинтеза в поверхностной пробе воды для любого пункта водохранилища, определив часовую величину фотосинтеза в люминостате.

$$\Phi_a^1 = \Phi_l^1 K_1 \quad (1)$$

Одновременное определение суточной величины фотосинтеза под 1 м<sup>2</sup> ( $\Phi_M$ ) и суточной величины фотосинтеза в аквариуме на палубе судна также принималось постоянным для данных суток для всего водоема и обозначалось коэффициентом  $K_2$ .

$$\frac{\Phi_M}{\Phi_a} = K_2.$$

Отметим, что данное соотношение справедливо для большой акватории лишь при равномерном распределении водорослей в трофогенном слое, что для Рыбинского водохранилища верно для 90% случаев. Отсюда

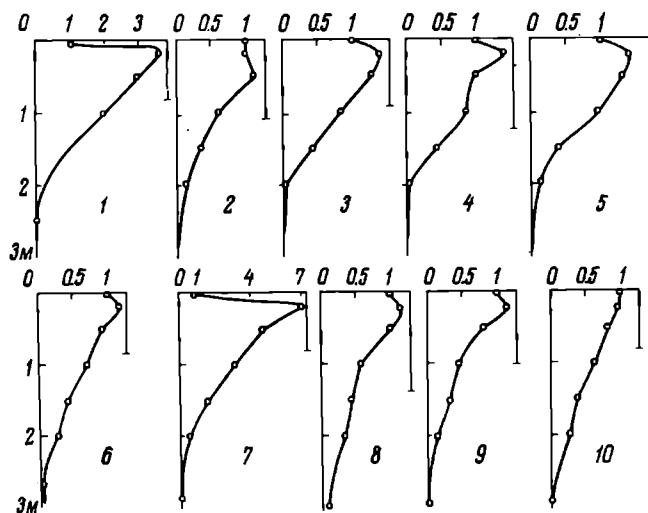


Рис. 2. Интенсивность фотосинтеза в зависимости от глубины при равномерном распределении водорослей - световые кривые.

По оси ординат: слева - глубина, м, справа - прозрачность воды по диску Секки, м; по оси абсцисс - относительные единицы фотосинтеза. 1 - 17 мая, 2 - 28 мая, 3 - 16 июня, 4 - 10 июля, 5 - 26 июля, 6 - 15 августа, 7 - 28 августа, 8 - 17 сентября, 9 - 10 октября, 10 - 10 октября.

можно было определить продукцию органического вещества за счет фотосинтеза под  $1 \text{ м}^2$  для любого пункта водохранилища, пользуясь формулой

$$\Phi_M = \Phi_a K_2. \quad (2)$$

Подставляя формулу (1) в формулу (2), получим

$$\Phi_M^1 = \Phi_L^1 K_1 K_2.$$

Иными словами, допуская, что вертикальное распределение водорослей в каждом пункте, прозрачность воды и освещенность в данные сутки были равномерными для большой акватории, мы можем по величине интенсивности фотосинтеза в люминостате при постоянном освещении судить о величине фотосинтеза под  $1 \text{ м}^2$  в любом пункте водохранилища (Романенко, 1970).

Прозрачность воды в различных пунктах водохранилища колеблется в среднем в пределах 20-40% (табл. 1). Очевидно, точность определения продукции органического вещества этим методом должна колебаться в этих же пределах. Отметим, что использование других методов также не дает большей точности. В случае неравномерного распределения водорослей в толще воды для определения интенсивности фотосинтеза можно брать интегрированные пробы по глубине трофогенного слоя.

Наименьшие величины фотосинтеза при экспонировании в люминостате были замечены в октябре - 1.6 мкг С л/час, наибольшие в августе -

до 42 мкг С л/час, что согласуется также и со средними величинами по рейсам - 3,9 и 25,1 мкг С л/час соответственно (табл.5). В среднем за сезон максимальная продукция органического вещества за счет фотосинтеза отмечена на ст. 15 в устье р. Суды и на ст. 14 у с. Мяксы, наименьшая - в центральном районе водохранилища на ст.6 у Среднего Двора и на ст. 7 у с. Наволок - 7-8 мкг С л/час.

Поскольку все определения были произведены при одинаковой освещенности, за 1 час экспозиции они характеризуют распределение водорослей в поверхностном слое водохранилища (рис. 3). Наибольшее развитие водорослей наблюдалось в отрогах водохранилища, наименьшее - в центральной части. В толще воды фотосинтез резко уменьшается на глубине двойной прозрачности по диску Секки (рис.2), на глубине утроенной прозрачности воды почти полностью прекращается. Максимальные величины фотосинтеза наблюдаются на глубине 0,25-0,5 м от поверхности. В некоторых случаях, например в 1-м и 7-м рейсах, интенсивность процесса фотосинтеза на глубине 0,25 м превышала процесс в поверхностном слое воды в 4-7 раз. В ряде случаев это превышение было небольшим (в 1,5 раза) или его не было.

Увеличение числа станций с 6 до 12, на которых определялась продукция водорослей, дало возможность более точно определить районы с наиболее интенсивно идущими процессами фотосинтеза и выяснить, насколько удачно были выбраны стандартные пункты (ст. 1, 2, 5, 6, 7, 9) для характеристики водоема в целом, где в течение многих лет проводились наблюдения.

Для решения этого вопроса Рыбинское водохранилище (рис.3) было разделено на 5 районов: I - Волжский отрог (участок к югу

Таблица 4

Общее количество бактерий в иловых отложениях (млрд в 1 г сырого)

№ станции	Станция	Май		Июнь	Июль	Август		Сентябрь	Октябрь		Средняя
		15	27	15	10	25	18	26	8	23	
2	Молога	1.5	1.4	-	2.3	-	0.7	1.1	1.8	1.1	1.32
5	Измайлово	0.8	0.6	0.6	-	1.7	-	0.6	0.9	-	0.87
6	Средний Двор	1.1	-	-	0.5	1.3	0.5	-	-	1.6	0.83
7	Наволоки	-	1.1	0.7	0.7	1.0	0.6	0.6	1.3	1.6	1.0
9	Брейтово	1.1	2.0	1.0	1.3	0.8	0.6	0.9	1.6	0.7	1.19
	Среднее	1.1	1.3	0.8	1.2	1.2	0.6	0.8	1.4	1.2	-

Примечание. (-) - анализ не производился.

Таблица 5

Интенсивность фотосинтеза в люминистате (мкг С/л за час при освещенности в 2300 лк)

№ стан- ции	Станция	Май		Июнь	Июль		Август		Сентябрь	Октябрь		Среднее
		15	27		15	10	25	13		26	8	
1	Коприно	13,9	18,7	7,5	31,4	7,8	17,9	4,7	1,7	1,6	2,2	11,7
2	Молога	9,0	18,6	4,7	29,0	23,8	28,0	8,0	2,9	2,8	4,1	13,1
5	Измайлово	6,8	16,4	1,9	5,6	9,0	20,0	4,4	8,3	3,0	4,6	8,0
6	Средний Двор	4,1	13,5	3,1	5,9	4,5	16,4	5,5	6,5	5,5	4,8	8,2
7	Наволоч	7,2	11,2	5,4	10,4	9,6	10,5	9,5	8,2	5,5	4,4	8,2
9	Брейтово	8,5	10,4	5,4	9,5	8,2	27,4	7,9	2,5	3,9	3,8	8,8
10	Первомайские острова	-	12,2	9,3	5,7	10,9	21,5	8,5	-	4,7	3,7	9,6
11	Противье, у Дарвинского Борка	11,0	8,3	6,9	17,2	25,4	30,0	9,9	15	5,5	1,6	13,1
12	Весёгонское расширение	10,6	10,5	12,0	24,3	16,4	19,4	7,8	21,8	6,5	2,2	12,1
13	Ягорба	-	6,1	2,8	2,9	9,0	31,0	4,0	-	-	5,2	8,7
14	Мякса	14,6	12,0	6,1	9,9	19,6	42,0	6,8	14,2	4,5	5,0	13,5
15	Устье Сулы	4,8	12,0	14,0	14,7	24,8	37,0	13,4	14,7	10,1	5,4	15,1
	Среднее	9,5	12,5	6,6	13,9	15,0	25,1	7,5	9,6	4,9	3,9	-

Примечание. Прочерк - анализ не производился.

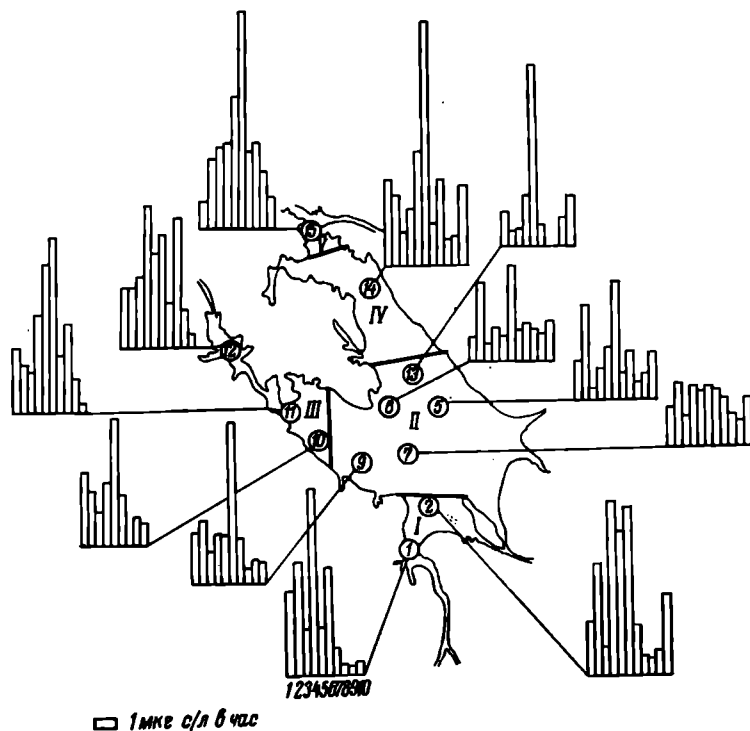


Рис. 3. Интенсивность фотосинтеза в поверхностном слое воды при постоянном освещении в различных пунктах Рыбинского водохранилища.

Цифры в кружках – номера станций (их название см. в табл. 5), римские цифры – участки водохранилища, цифры под столбиками на ст. 1 – номера рейсов. Масштаб соответствует интенсивности фотосинтеза: 1 мкг С/л в час – 2300 лк.

от сечения мыс Рожнов-Гридино), II – центральная часть водохранилища, III – Моложский отрог (к северо-западу от сечения Первомайские острова-северо-западный угол Дарвинского заповедника), IV – Шекснинский отрог (между сечениями Гаютино-Средний Двор и Вичелово-зал. Кондаша), V – Череповешский район к северу от сечения Вичелово-Кондаша.

Из средних данных расчетов интенсивности фотосинтеза под  $1 \text{ м}^2$  отдельных рейсов в различных районах и на все водохранилище по 6 и по 12 станциям видно, что наиболее интенсивно органическое вещество продуцировалось в августе – от 1,04 до 2,99 г С, а менее всего в конце октября – 0,014–0,037 г С под  $1 \text{ м}^2$  за сутки, т. е. в конце октября продукция снизилась в 50 раз (табл. 6). В среднем участок с наиболее высокой продукцией органического вещества (район устья р. Суды) отличался по продуктивности от участка с малой продукцией (центр водохранилища) в 1,8 раза, что, очевидно, зависело от поступления биогенных элементов, сбрасываемых с промышленными и бытовыми стоками г. Череповца. Более интенсивно, как и всегда, процесс фотосинтеза протекал также в районе Коприно-Молога. Средние данные по интенсивности фотосинтеза в пересчете на все водохранилище по 6 и 12 станциям были помножены на среднюю площадь водохранилища



Таблица 6

Результаты расчета интенсивности фотосинтеза по различному количеству станций  
(г С под 1 м<sup>2</sup> в сутки)

Ряд	Условие и количество станций	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь	Октябрь		Среднее
		15	27	15	10	25	13	26	15		8	23	
-	По средней величине из 12 станций	0.59	0.23	0.18	0.36	0.79	1.04	1.51	-	-	0.059	0.027	0.52
-	По средней величине из 6 стандартных станций	0.44	0.23	0.15	0.48	0.57	1.14	1.43	0.24	0.24	0.045	0.030	0.48
I	Коприно, Молога	0.61	0.30	0.13	0.95	0.87	1.31	1.35	0.11	0.11	0.028	0.027	0.57
II	Измайлово, Средний Двор, Наволок, Брейтово	0.36	0.20	0.16	0.25	0.43	1.06	1.47	0.31	0.31	0.053	0.032	0.43
III	Первомайские острова, Даранский Борок, Велье	0.96	0.22	0.13	0.23	0.99	0.73	1.34	0.91	0.91	0.061	0.014	0.56
IV	сыгонское расширение	1.02	0.20	0.16	-	0.81	1.12	1.24	0.71	0.71	0.058	0.035	0.54
V	Ягорба, Мякса р. Сула	0.35	0.27	0.49	-	1.40	1.14	2.99	0.72	0.72	0.13	0.037	0.77

в данный период времени (табл. 7). Продукция фитопланктона для отдельных участков определялась как средняя величина по станциям, которые входили в этот участок, помноженная на его площадь. Площадь отдельных участков водохранилища определялась грубо весовым способом по карте. Вес бумаги, вырезанной по контурам водохранилища, был принят за 100%. По весу отдельных участков карты получены следующие величины: I участок - 12%, II - 54, III - 10, IV - 19,5, V - 4,5%.

Из приведенных данных видно, что средняя арифметическая величина из 6 и 12 станций выражается близкими величинами и соответствует также средневзвешенной арифметической по 5 участкам (табл. 7). Например, в начале мая средняя величина продукции по 12 станциям равнялась 2804 т С, по 6 станциям - 2091, по сумме 5 участков - 2748 т С на весь водоем за сутки. Наибольшее отклонение в расчетах было по данным в середине сентября, когда продукция по 12 станциям была равна 1780 т С, по 6 станциям - 909 т С, средневзвешенная по 5 участкам - 1677 т С на все водохранилище за сутки. В среднем же за сезон все величины, рассчитанные разными способами, весьма близко совпали между собой (стр. 104). Иными словами, те 6 станций, на которых проводятся стандартные наблюдения с 1954 г., были выбраны удачно и достаточно хорошо характеризуют процессы, происходящие во всем водоеме. На наш взгляд, это является следствием нескольких причин.

Во-первых, участки с наиболее интенсивно протекающими процессами фотосинтеза занимают относительно небольшую площадь в водоеме, да и разница в продукции органического вещества между наиболее бедными и богатыми районами не так уж велика - всего в 2-3 раза. Во-вторых, центральная часть водохранилища, занимающая более 50% площади, характеризуется более или менее однородными показателями. В-третьих, одна треть всех стандартных станций, 2 из 6 (Коприно и Мэлога), наиболее продуктивна, что уравнивает при расчетах недостаточное количество анализов в других продуктивных районах водохранилища.

Деструкция органического вещества определялась кислородным методом. Нами приведены соответствующие первичные материалы по потреблению кислорода организмами в воде, и средние величины за каждый рейс пересчитаны на величину деструкции органического вещества в мкг С/л в сутки (табл. 8). В 1970 г. наблюдалось два максимума деструкции - в конце мая и с начала июля до середины августа, однако абсолютные величины были почти вдвое меньше, чем в 1967 г.

Одновременно деструкция органического вещества определялась и в поверхностном слое иловых отложений по методу, разработанному В. И. и В. А. Романенко (1969). Максимум деструкции органического вещества в иловых отложениях за счет аэробных процессов приходится на тот же период, что и в водной массе, - конец мая, июль и август, несколько усилился процесс и перед ледоставом - в конце октября (табл. 9). Эти данные послужили для расчета деструкции органического вещества в водохранилище за весь сезон.

Во всех водоемах биологической деструкции подвергается как автохтонное, так и аллохтонное органическое вещество. Процессы эти находятся в тесной взаимосвязи с продукцией биомассы бактерий. Как было показано (Романенко, 1964), продукция бактериальной биомассы и усвоение бактериями готовых органических веществ тесно связаны с гетеротрофной ассимиляцией углекислоты.

Соответствующие определения ассимиляции углекислоты бактериями проводились нами с помощью радиоактивного углерода на 6 станциях в течение всего летнего периода (табл. 10). Они послужили основанием для расчета продукции бактериальной биомассы (табл. 11) по описанному нами ранее методу (Кузнецов и др., 1966). По первичным материалам были

Таблица 7

Интенсивность фотосинтеза (т С на весь водоем или участок за сутки)

Период	По сред- ней из 12 стан- ций	По сред- ней из 6 стандарт- ных стан- ций	Участки					Сумма по участ- кам I-V
			I	II	III	IV	V	
Середина мая	2804	2091	348	924	456	945	75	2748
Конец мая	1075	1075	168	505	105	182	57	1017
Середина июня	843	703	73	405	61	146	103	788
Конец июня	3417	2465	453	1004	429	683	273	2841
Середина августа	4290	4702	648	2361	301	900	212	4422
Конец августа	5852	5637	638	3129	528	954	529	5778
Середина сентября	1780	909	50	634	345	525	123	1677
Середина октября	216	165	12	104	22	41	21	200
Конец октября	94	104	11	60	5	24	9	108

Таблица 8

Потребление кислорода на деструкцию органического вещества в воде (мг O<sub>2</sub>/л в сутки)

№ стан- ции	Станция	Май		Июнь		Июль		Август		Сентябрь		Октябрь	
		середина	конец	середина	конец	середина	конец	середина	конец	середина	конец	середина	конец
1	Коприно	0.18	0.85	0.24	0.30	0.82	0.30	0.39	0.09	0.07	0.03	0.03	0.070
2	Затопленный г. Молога	0.12	0.27	0.17	0.82	0.57	0.82	0.36	0.19	0.06	0.04	0.04	0.098
5	Измайлово	0.78	0.23	0.08	0.40	0.18	0.40	0.60	0.15	0.13	0.14	0.14	0.120

Таблица 8 (продолжение)

6	Средний Двор	0.12	0.29	0.20	0.12	0.15	0.39	0.07	0.15	0.12	0.050
7	Наволоок	0.22	0.16	0.10	0.36	0.42	0.12	0.15	0.17	0.09	0.070
9	Брейтово	0.23	0.25	0.16	0.21	0.24	0.55	0.06	0.18	0.09	0.050
	Среднее	0.19	0.34	0.16	0.38	0.39	0.40	0.12	0.13	0.09	0.075
	Деструкция, мг С/л в сутки	71	128	60	143	146	150	45	49	34	28

Таблица 9

Потребление кислорода иловыми отложениями (мг  $O_2$  на  $1 м^2$  в сутки)

№ стан- ции	Станция	Май		Июнь	Июль		Август		Сентябрь		Октябрь	
		15	27	15	10	25	13	26	15	8	23	
2	Молога	86	182	-	544	652	452	249	145	89	143	
5	Измайлово	176	502	236	-	-	-	244	-	70	-	
6	Средний Двор	316	-	525	80	505	446	-	144	-	147	
7	Наволоок	-	404	15	585	604	620	235	105	96	145	
9	Брейтово	163	489	345	441	353	380	304	125	110	304	
	Среднее	185	397	280	412	529	474	253	129	91	184	
	Деструкция, мг С/м <sup>2</sup> в сутки	69,0	149,0	105	155	198	178	95	48	34	69	

Примечание. (-) - анализ не производился.

Таблица 10

Бактериальная ассимиляция  $CO_2$  (мкг С/л в сутки)

№ стан-ции	Станция	Май		Июнь	Июль		Август		Сентябрь	Октябрь		Сред-нее
		15	27		10	25	13	26		8	23	
1	Коприно	1.24	2.11	4.52	0.70	2.75	2.48	1.23	0.52	0.41	0.54	1.65
2	Молога	0.87	2.36	1.90	0.79	6.22	1.96	0.94	0.45	0.31	0.69	1.65
5	Измайлово	1.95	3.26	1.09	0.25	2.39	3.20	0.68	0.71	0.26	0.87	1.47
6	Средний Двор	0.83	2.72	0.79	0.26	0.63	2.38	0.71	0.52	0.38	0.36	0.96
7	Наволоч	1.53	1.74	2.00	1.12	2.61	1.25	0.82	0.38	0.34	0.51	1.23
9	Брейтово	1.63	2.67	1.18	0.74	1.17	5.61	0.47	0.61	0.29	0.38	1.47
	Среднее	1.34	2.47	1.93	0.64	2.62	2.81	0.81	0.33	0.33	0.56	-

Таблица 11

Продукция бактериальной биомассы (мкг С/л в сутки)

№ стан-ции	Станция	Май		Июнь	Июль			Август		Сентябрь	Октябрь		Сред-нее
		15	27		15	10	25	13	26		8	23	
1	Коприно	20.6	34.6	75.0	11.8	46.0	41.5	20.6	8.6	6.8	9.0	27.5	
2	Молога	14.5	39.4	31.7	13.2	104.0	32.8	15.6	7.5	5.2	11.5	27.5	
5	Измайлово	32.6	54.5	18.2	4.2	38.2	36.8	11.3	11.8	4.3	14.5	22.6	
6	Средний Двор	13.9	45.3	13.2	4.3	10.5	39.6	11.8	8.7	6.3	6.0	15.9	
7	Наволоч	25.5	17.4	33.4	18.7	43.8	20.8	13.7	6.3	5.7	8.5	19.4	
9	Брейтово	27.3	44.6	19.7	12.4	19.6	93.0	7.9	20.6	4.8	6.3	25.6	
	Среднее	22.4	39.3	31.8	10.8	43.7	44.1	13.5	10.6	5.5	9.3	-	

Таблица 12

Продукция фитопланктона, деструкция органических веществ, гетеротрофная ассимиляция углекислоты и продукция бактериальной биомассы в Рыбинском водохранилище в 1970 г. (т С на весь водоем за сутки)

	Май		Июнь	Июль		Август	Сентябрь	Октябрь	
	15	27	15	10	25	13	15	8	23
Продукция фитопланктона	2804	1075	843	1611	3417	4290	1780	216	94
Деструкция органического вещества в воде	1931	3396	1597	3542	3428	3264	925	584	457
Деструкция органического вещества в илу	328	697	492	694	856	734	182	124	239
Продукция бактериальной биомассы в воде	609	1043	847	268	1026	959	200	98	152
Бактериальная ассимиляция $CO_2$ в воде	36,4	65,5	51,4	15,9	61,5	61,1	10	5,9	9,1

рассчитаны суточная продукция и деструкция органического вещества и бактерий на все водохранилище (табл. 12).

В августе и сентябре 1970 г. в противоположность предыдущим годам автохтонная продукция органического вещества значительно превышала деструкцию в водной массе. Деструкция органического вещества в иловых отложениях была в 3-5 раз меньше, чем в водной массе. Это и понятно, так как водохранилище имеет громадную площадь, порядка 4500 км<sup>2</sup>, при средней глубине около 5,5 м. При этом вода постоянно перемешивается под влиянием ветра и насыщается кислородом. В результате этого органические вещества в основном окисляются в водной толще и лишь сравнительно небольшое количество их достигает дна.

В течение вегетационного периода происходила сработка уровня водохранилища (рис. 1), при этом уменьшались объем водной массы и площадь водного зеркала. Все это было принято во внимание при расчетах средних величин за навигационный период.

По средним результатам за каждый рейс (табл. 12) были вычерчены графики интенсивности отдельных процессов. По графикам были рассчитаны некоторые суммарные данные по продукции и деструкции органического вещества в Рыбинском водохранилище за 184 дня вегетационного периода в 1970 г.

	В тысячах тонн С на все водохранилище	В г С под 1 м <sup>2</sup>
Продукция фитопланктона по 12 станциям	370	88
Продукция фитопланктона по 6 станциям	340	81
Средневзвешенная величина продукции фитопланктона по 5 участкам	350	84
Продукция бактериальной биомассы	99	24
Гетеротрофная ассимиляция	5,9	1,4
Деструкция органического вещества в водной массе	384	92
Деструкция органического вещества в поверхностном слое ила за счет аэробных процессов	84	20

Учитывая, что органическое вещество содержит около 50% углерода, можно рассчитать (по приведенным данным), что в 1970 г. в Рыбинском водохранилище за счет фотосинтеза водорослей образовалось около 700 000 т сухого органического вещества, продукция бактериальной биомассы составляла около 200 000 т сухого вещества, а за счет деструкционных процессов в воде и иловых отложениях за 184 дня было разрушено приблизительно 940 000 т органического вещества в сухом весе.

#### Литература

Кузнецов С. И., Романенко В. И., Карпова Н. С. 1966. Численность бактерий и продукция органического вещества в водной массе Рыбинского водохранилища в 1963 и 1964 гг. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 13(16).

- Кузнецов С. И., Романенко В. И., Карпова Н. С., Романенко В. А., 1971. Численность бактерий и продукция органического вещества в Рыбинском водохранилище в 1966 г. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 21(24).
- Разумов А. С. 1947. Методы микробиологических исследований воды. Изд. Министр. строит. предприятий тяжелой индустрии, ВОДГЕО, М.
- Романенко В. И. 1964. Гетеротрофная ассимиляция  $CO_2$  бактериальной флорой воды. Микробиол., 33, 4.
- Романенко В. И. 1970. Величины суточного и кратковременного фотосинтеза фитопланктона при определении с помощью  $C^{14}$ . Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 5.
- Романенко В. И. и Кузнецов С. И. 1974. Экология микроорганизмов пресных водоемов. Л.
- Романенко В. И., Романенко В. А. 1969. Деструкция органического вещества в иловых отложениях Рыбинского водохранилища. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 19(22).
- Романенко В. И., Романенко В. А. 1971. К методике определения численности бактерий в иловых отложениях. Микробиол., 40, 5.
- Сорокин Ю. И. 1958. Первичная продукция органического вещества в водной толще Рыбинского водохранилища. Тр. биол. ст. „Борок“, № 3.

М. А. Фортунатов

#### О ПРОТОЧНОСТИ И ВОДООБМЕНЕ ВОДОХРАНИЛИЩ

Для рационального использования водных ресурсов в большинстве стран строятся водохранилища, число которых за последние 20 лет утроилось, а их общая емкость увеличилась в пять раз. По данным А. Б. Авакяна и М. А. Фортунатова (Avakian, Fortunatov, 1972), к 1970 г. общее количество водохранилищ в пределах земного шара достигало приблизительно 10 тыс., а их суммарная емкость близка к 5 тыс. км<sup>3</sup>.

Водохранилища создаются преимущественно с целью накопления, хранения и последующего использования запасов аккумулированной в них воды. Длительность пребывания речной воды в условиях замедленного водообмена — один из основных факторов, влияющих на трансформацию речных вод и формирование водных масс, характерных для водохранилищ (Эдельштейн, 1968; Буторин, 1969).

Для характеристики водообмена водоемов замедленного стока (озер и водохранилищ) применяется несколько показателей. Среди них можно указать следующие: период водообменности, выраженный единицами времени, в течение которого сменяется вода в водоеме, показатель водообмена, указывающий, сколько раз в течение года в водоеме сменяется полный или полезный объем воды. Некоторые авторы применяют показатели условного или удельного водообменов, внешнего водообмена, наполнения, сточности и ряд других. Разбору этих понятий и терминов посвящены работы С. В. Григорьева (1959), В. Ф. Гушина (1968) и Б. Б. Богословского (1970).

Термином водообменность Л. Л. Россолимо (1952) называет время, за которое происходит полная смена воды в водоеме. Этот же показатель рекомендуется в курсе озероведения Б. Б. Богословского (1960) и выражается следующей формулой:

$$t_{воб} = \frac{V}{W},$$



где  $t$  – период водообмена, выраженный в годах, долях года, днях или других показателях времени;  $V$  – средний многолетний объем воды в водоеме;  $W$  – средний объем воды, вытекающей из водоема. Мы называем этот показатель периодом водообмена, или, точнее, средним многолетним периодом водообмена.

Можно пользоваться обратным соотношением и говорить о показателе водообмена, показывающем, сколько раз в течение года сменяется полный или полезный объем воды, заполняющей водоем. При таком обозначении показатель водообмена  $K_{вдб}$  выражается следующим соотношением (обозначения те же):

$$K_{вдб} = \frac{W}{V}.$$

При изучении водообмена водохранилищ необходимо вычислить осредненные показатели водообмена не только для полного, но также и для полезного объемов. Обе указанные величины только приближенно отражают истинную проточность водоемов. Они не характеризуют ни водообмена в отдельных участках и плесах, ни сезонных изменений проточности.

Несмотря на схематичность указанных осредненных показателей, мы считаем их одними из основных и наиболее обязательных при сравнительном изучении водохранилищ, расположенных в различных географических условиях. Практическое удобство этого признака обуславливается тем, что сведения о полном и полезном объемах водохранилищ при НПУ и о количестве воды, вытекающей из водохранилищ через регулирующие сооружения плотин, опубликованы для очень многих водохранилищ в разных странах. Поэтому сравнение по осредненным показателям может быть сделано в массовом масштабе.

При более детальном индивидуальном изучении водоемов желательно определять проточность в отдельных плесах, а также изучать динамику проточности в многолетнем и сезонном аспектах. Заметим, однако, что при сравнении проточности водохранилищ многолетнего регулирования и естественных озер с резко выраженными многолетними колебаниями уровня возникают некоторые затруднения. Сведения об объеме воды, заполняющей озера, публикуются далеко не для всех озер и обычно приводятся для тех лет, когда производились батиметрические съемки. Данные о динамике изменений объемов озер приводятся сравнительно редко. Обобщающих работ и справочников, в которых были бы приведены сведения о сезонных и многолетних колебаниях объема большого числа озер, до сих пор не опубликовано ни в одной стране.

Данные о емкости водохранилищ в ежегодниках и справочниках почти всегда отражают полные и полезные объемы при НПУ. В подавляющем большинстве случаев эти величины значительно превышают истинное количество воды в тех же водохранилищах. Для примера приведем сведения о показателях наполнения Рыбинского водохранилища. Полный объем этого водоема при НПУ равен 25,4 км<sup>3</sup>, средний объем, характерный для навигационных сезонов, составляет 20,9 км<sup>3</sup>. Многолетнее среднее количество воды, вычисленное по данным о заполнении водохранилища в отдельные месяцы, равняется 18,7 км<sup>3</sup> (Бакулин, 1968). Обе приведенные величины значительно меньше объема водохранилища при НПУ.

При сравнительном изучении проточности озер и водохранилищ отдельных регионов необходимо пользоваться единообразными показателями и судить о проточности по количеству воды, вытекающей из водоемов. Мы подчеркиваем это потому, что ряд авторов при изучении водообмена пользуется величиной среднего притока в озера, а не величиной стока из них. Так, С. В. Григорьев (1959) определяет проточность показателем условного водообмена на основании соотношения среднегодового притока в озеро к объему самого водоема.

Для озер и водохранилищ, расположенных в районах избыточного увлажнения, различие расчетов по притоку и стоку незначительно. Напротив, в тех районах, где преобладает аридный или семиаридный климаты, результаты определения водообмена по притоку и стоку в слабопроточных водохранилищах могут резко различаться.

По схеме, предложенной Б. Б. Богословским (1970), континентальные водные объекты по водообмену разделяются на четыре группы: транзитные, транзитно-аккумулятивные, аккумулятивно-транзитные и аккумулятивные.

К транзитным водным объектам относятся водотоки, т. е. реки и ручьи. Период водообмена в них ограничивается часами. К транзитно-аккумулятивным следует относить проточные водоемы. Их можно разделить на две группы. В первую входят водохранилища суточного регулирования и сильнопроточные озера. Период водообмена в них определяется сутками или неделями. Ко второй группе относятся водохранилища недельного регулирования и среднепроточные озера. Период водообмена в таких водоемах колеблется от недели до нескольких месяцев.

Аккумулятивно-транзитными называются сточные водоемы, которые в свою очередь можно разделить на три подгруппы. В первую подгруппу сточных водоемов входят водохранилища сезонного регулирования и озера с большим водообменом. Для них характерны периоды водообмена от сезона до года. Ко второй подгруппе сточных водоемов относятся водохранилища многолетнего регулирования и озера со средним водообменом, определяемым несколькими годами. Третью подгруппу составляют слабопроточные озера с полным обменом воды в течение десятков лет.

Аккумулятивными водоемами, по Богословскому, называются бессточные озера и моря. Изучение водообмена таких водоемов не входит в задачу настоящей статьи.

В естественных озерах существует прямая связь между осадками, уровнем воды и проточностью. В водохранилищах эта зависимость сложнее. Количество воды, вытекающей из водохранилища, зависит не только от водности года или сезона, но в первую очередь от потребности в воде тех отраслей народного хозяйства, в интересах которых эксплуатируется данное водохранилище. Однако частота наполнения водохранилищ до форсированных отметок, холостые сбросы, а также длительность уровней, близких к НПУ, в многоводные годы почти всегда выше, чем в маловодные.

Средние периоды водообмена и показатели водообмена (табл. 1), вычисленные по общей единообразной методике, хорошо отражают степень проточности водохранилищ, заполняемых в разных районах СССР (Водные ресурсы..., 1967; Авакян, Шарапов, 1970).

Средние периоды полного водообмена в крупных водохранилищах СССР варьируют от 7,05 года до 4,5 лет. В водохранилищах недельного регулирования, которые можно отнести к первой подгруппе транзитно-аккумулятивных водоемов, полный объем воды сменяется в течение 0,005–0,006 лет. Из крупных водохранилищ СССР к ним относятся Днепродзержинское, Саратовское и Днепровское. К водохранилищам емкостью менее 1 км<sup>3</sup> принадлежат Дубоссарское, Чир-Юртское, Усть-Каменогорское и многие другие. Полный объем в этих водохранилищах сменяется от 15 до 20 раз в течение года.

Из водохранилищ средней емкости очень краткий период водообмена (0,017 года) имеет место в Чир-Юртском водохранилище на р. Сулак в Дагестане. Полный объем этого водоема в первые годы его эксплуатации до частичного заиливания равен 98 млн м<sup>3</sup> и сменяется в течение 4–6 дней.

В большинстве водохранилищ сезонного регулирования периоды водообмена варьируют от 0,1 до 1,0 года, т. е. полные объемы сменяются до десяти раз в год. В водохранилищах многолетнего регулирования периоды полного водообмена составляют в среднем более 1 года, реже – 2–3 года и в еще более редких случаях более 3 лет.

Таблица 1

Водообменность водохранилищ СССР емкостью более 1 км<sup>3</sup>

Водохранилище, река	Режим регулирования	Объем, км <sup>3</sup>		Средний сток за год, км <sup>3</sup>	Период водообмена, доли года	Показатель водообмена, число раз за год	Период смены лезного обмена, доли года	Показатель смены лезного обмена, число раз
		полный	полезный					
Днепродзержинское, Днепр	Суточное	2.45	0.27	49.0	0.05	20	0.006	181.5
Саратовское, Волга	Недельное	13.40	-	288.0	0.06	17.8	-	-
Днепровское им. Ленина, Днепр	Суточное	3.30	0.84	51.8	0.06	15.7	0.016	61.7
Киевское, Днепр	Сезонное	3.73	1.17	43.2	0.09	11.6	0.027	36.7
Угличское, Волга	"	1.24	0.81	12.0	0.10	9.7	0.067	14.8
Иваньковское, Волга	"	1.12	0.81	10.1	0.11	9.0	0.080	12.5
Павловское, Уфа	"	1.41	0.95	10.5	0.13	7.45	0.090	11.1
Волгоградское, Волга	Недельное	31.45	8.25	237.0	0.13	7.52	0.035	28.7
Волховское <sup>1</sup> , Волхов	Сезонное	3.00	2.00	18.5	0.16	6.16	0.108	9.25
Горьковское, Волга	"	8.71	3.90	53.2	0.16	6.11	0.073	13.6
Новосибирское, Обь	"	8.85	4.40	51.6	0.17	5.83	0.085	11.7
Воткинское, Кама	"	9.36	3.70	53.4	0.17	5.70	0.070	14.4
Краснодарское, Кубань	"	2.40	2.15	13.2	0.18	5.5	0.163	6.15
Камское, Кама	"	12.20	9.83	52.9	0.23	4.32	0.185	5.37
Куйбышевское, Волга	"	58.00	34.60	237.0	0.24	4.10	0.146	6.85
Чардарьинское, Сырдарья	"	5.70	4.70	21.8	0.26	3.83	0.216	4.65
Каираккумское, Сырдарья	"	4.16	2.70	15.6	0.27	3.77	0.173	5.80
Кременчугское, Днепр	"	13.52	8.97	47.7	0.28	3.53	0.188	5.34
Чарвакское, Чирчик	"	2.01	1.20	6.8	0.28	3.38	0.177	5.67
Иовское <sup>2</sup> , Иова	"	2.05	0.54	6.7	0.31	3.27	0.081	12.40
Ингурское, Ингури	"	1.55	1.06	4.7	0.33	3.03	0.226	4.42

Таблица 1 (продолжение)

Каховское, Днепр	Частично	18,20	6,80	51,1	0,36	2,81	0,133	7,51
Ковдозерское <sup>3</sup> , Ковда	Многолетнее	3,43	1,93	8,7	0,40	2,54	0,222	4,50
Вилуйское <sup>4</sup> , Вилуй	Сезонное	8,60	5,90	18,8	0,46	2,19	0,314	3,20
Кубенское <sup>5</sup> , Сухона	"	1,67	1,38	3,50	0,48	2,10	0,395	2,54
Чиркейское, Сулак	"	2,78	1,98	5,70	0,49	2,05	0,242	4,12
Нурекское, Вахш	"	10,50	4,50	20,3	0,52	1,94	0,22	4,51
Усть-Илимское, Ангара	"	59,40	2,80	98,0	0,60	1,65	0,03	35,0
Саяно-Шушенское, Енисей	"	29,13	14,67	45,5	0,64	1,56	0,32	3,10
Рыбинское, Волга	Частично	25,40	16,60	34,1	0,75	1,34	0,49	2,06
Красноярское, Енисей	Многолетнее	72,30	30,40	88,3	0,82	1,22	0,34	2,90
Выгозерское <sup>6</sup> , Нижний Выг	Многолетнее	6,50	1,14	6,62	0,98	1,02	0,17	5,80
Кайтакоски <sup>7</sup> , Паз	Сезонное	4,95	2,45	4,70	1,05	0,95	0,52	1,92
Цимлянское, Дон	Многолетнее	23,80	11,60	21,00	1,13	0,88	0,56	1,80
Шекснинское <sup>8</sup> , Шексна	"	6,52	1,85	5,13	1,27	0,79	0,36	2,77
Мингечаурское, Кура	Сезонное	15,73	8,71	12,3	1,28	0,78	0,71	1,41
Ирмлинское, Урал	Многолетнее	3,26	2,20	1,85	1,67	0,60	1,13	0,89
Токтогульское, Нарын	"	19,50	14,00	11,7	1,67	0,60	1,20	0,83
Братское, Ангара	"	169,30	48,20	90,4	1,88	0,53	0,53	1,87
Верхне-Тулдомское <sup>9</sup> , Тулома	"	11,52	3,86	5,87	1,96	0,51	0,66	1,52
Пиренгское <sup>10</sup> , Пиренга	"	3,00	0,87	1,5	2,0	0,50	0,58	1,73
и Пиренгозеро	"							
Капчагайское, Или	"	28,14	6,64	12,5	2,25	0,44	0,53	1,90
Имандровское <sup>11</sup> , Нива	"	11,20	2,83	4,8	2,34	0,43	0,58	1,70
Бухтарминское <sup>12</sup> , Иртыш	"	53,00	30,89	18,7	2,84	0,35	1,65	0,61
Зейское Зейя	"	68,40	32,10	22,6	3,02	0,33	1,42	0,71

Таблица 1 (продолжение)

Водохранилище, река	Режим регулирования	Объем, км <sup>3</sup>		Средний сток за год, км <sup>3</sup>	Период водообмена, доли года	Показатель водообмена, число раз за год	Период смены полезного объема, доли года	Показатель смены полезного объема, число раз
		полный	полезный					
Кумское <sup>13</sup> , Кума Веселовское, Маныч Пролетарское <sup>14</sup> , Маныч	Многолетнее , Сезонное	13,20	8,63	4,20	3,14	0,32	2,05	0,49
		1,00	0,19	0,26	3,85	0,26	0,73	1,37
		2,10	0,88	0,47	4,5	0,22	1,87	0,53

1 Объем оз. Ильмень ниже уровня сработки не включен.

2 Включая находящиеся в подпоре Сумозеро, Ругозеро и Соколозеро.

3 Включая Ковдозеро.

4 Емкость и приточность первой очереди заполнения Вилъюского водохранилища.

5 Кубенское озеро после регулирования.

6 Включая Выгозеро.

7 Включая оз. Инаре, расположенное в Финляндии.

8 Включая Белое озеро.

9 Включая Нотозеро.

10 Включая Пиренгозеро.

11 Включая оз. Имандра.

12 Включая оз. Зайсан.

13 Включая Толозеро и Пяозеро.

14 Включая оз. Гудио.

Примером слабопроточного водохранилища может служить Веселовское на р. Маныч. Кроме р. Маныч, в этот водоем поступают воды из Егорлыкской оросительной системы. Средний период полного водообмена в этом водохранилище равен 3,6 годам. Ежегодно в нем сменяется только 0,26 полного объема. Еще более замедленным обменом отличается Пролетарское водохранилище, расположенное выше Веселовского на той же р. Маныч. Полный объем здесь сменяется за 4,5 года.

Среди водохранилищ малой емкости особенно замедленным водообменом отличается Аршань-Зельмен в Калмыцкой АССР. Этот водоем создан путем аккумуляции местного стока в Сарпинском районе. Его полный объем 39 млн  $\text{м}^3$ , период водообмена 4,9 лет.

На основании сопоставления почти всех крупных водохранилищ (табл. 1), а также нескольких десятков водохранилищ меньшего объема нами составлена схема группировки водохранилищ СССР по продолжительности периодов полного водообмена (табл. 2).

Водоохранилища, созданные путем регулирования стока больших и глубоких озер, по показателям водообмена занимают особое место. К таким озерам-водохранилищам относятся Виктория (в Африке), Байкал (в Азии), Онтарио (в Северной Америке) и Онежское (в Европе).

Полная смена воды в Байкале происходит в течение 378 лет (Водные ресурсы..., 1967: 30). Смена полезного объема в Иркутском водохранилище, регулирующем сток из Байкала, в среднем совершается за 0,75 года. В Онежском озере период полного водообмена равен 17 годам, а период полезного объема Верхне-Свирского водохранилища, подпирającego это озеро, составляет 0,75 года.

Для сравнения уместно указать, что водообмен в естественном незарегулированном Ладожском озере происходит в среднем за 12,3 года. В Женевском озере период водообмена равен 11 годам (Dussart, 1966).

Периоды водообмена обширных, неглубоких и проточных озер примерно того же порядка, как и водохранилищ многолетнего регулирования. В Чудском озере, средняя глубина которого 6,8 м, полный объем в 24,1  $\text{км}^3$  сменяется за 2 года, т. е. приблизительно за то же время, как в Верхне-Тулском, Пиренгском и Капчагайском водохранилищах, и быстрее, чем в Бухтарминском и Зейском. В оз. Ханка, объем которого 16,5  $\text{км}^3$ , средняя глубина 3,9 м, период водообмена (0,95 года) близок к соответствующему показателю Выгозерского водохранилища (0,98 года) и меньше проточности Цимлянского (1,13 года), Шекснинского (1,27 года) и Мингечаурского (1,28).

Воды профундали глубоких озер и водохранилищ только частично участвуют во внешнем водообмене во время весенней и осенней гомотермии. В периоды расслоения водной толщи на эпилимнион, металимнион и гипolimнион вода гипolimниона почти изолирована от верхних слоев и только в ничтожной степени участвует в процессах внешнего водообмена.

Так же незначителен водообмен глубоких слоев некоторых олигомиктических водохранилищ тропических стран, в том числе гигантских водохранилищ Кариба на р. Замбези и Вольта на р. Вольте. Циркуляционные процессы в глубоких слоях этих водохранилищ настолько незначительны и нерегулярны, что в нижних и средних слоях водной толщи растворенный кислород отсутствует и содержится значительное количество сероводорода (Harding, 1964).

В справочниках о водохранилищах США водообменность определяется периодом, в течение которого происходит смена их полезного объема. Для обозначения этой величины применяется термин „Storge ratio“, который выражается в годах или долях года (Martin, Hanson, 1966). Он аналогичен применяемому нами среднему периоду смены полезного объема.

В некоторых каскадах, используемых почти исключительно для выработки гидравлической энергии, в том числе в каскаде р. Колумбии, полезный объем в водохранилищах сменяется несколько раз в год, а периоды водообмена

Таблица 2

Группировка водохранилищ СССР по длительности водообмена

Водообмен	Период водообмена (годы или доли года)	Показатель водообмена (число раз в течение года)	Водохранилища
Очень большой	Менее 0,10	Более 10	Днепродзержинское - 0,05 Саратовское - 0,06 Днепровское - 0,06
Большой	0,10-0,25	10-4	Волгоградское - 0,13 Новосибирское - 0,17 Камское - 0,23
Значительный	0,25-0,50	4-2	Кременчугское - 0,28 Каховское - 0,36 Чиркейское - 0,49
Средний	0,50-1,00	2-1	Нурекское - 0,52 Рыбинское - 0,75 Выгозерское - 0,98
Умеренный	1,00-2,00	1-0,50	Цимлянское - 1,13 Мингечаурское - 1,28 Братское - 1,88
Замедленный	2,00-3,00	0,50-0,33	Калчагайское - 2,25 Бухтарминское - 2,84
Слабый	Более 3,00	Менее 0,33	Зейское - 3,02 Веселовское - 3,85 Пролетарское - 4,50

выражаются десятичными или сотыми долями года. В водохранилище имени Франклина Рузвельта период смены полезного объема происходит за 22 дня (0,06 года). Это водохранилище обеспечивает работу крупнейшей в США гидравлической электростанции Гранд-Кули. В водохранилище Лейк-Велала у плотины Мак-Нэри на той же р. Колумбии период смены полезного объема равен 18 дням (Martin, Hanson, 1966).

Значительно более длительные периоды водообмена имеют главные водохранилища каскада р. Миссури - водохранилища комплексного назначения. Основная цель строительства каскада - предохранение поселков и земель долины Миссури от наводнений, а также улучшение условий судоходства на этой реке. Одновременно те же водохранилища используются для выработки электроэнергии, для водоснабжения и рекреационных целей. В водохранилищах на р. Миссури широко развито спортивное рыболовство. Полезная емкость верхнего звена каскада р. Миссури водохранилища Форт-Пэк сменяется за 2 года, Оахе - за 1,4, Форт-Рандола - за 0,3, Биг-Бенда - за 0,1 года.

Два крупнейших по объему водохранилища в США расположены в каньонах р. Колорадо. Эти водохранилища комплексного назначения, наибольшее из них Лейк-Мид у плотины Гувер-Дэм. Долгое время оно было крупнейшим водохранилищем мира. Его полный объем 36,7 км<sup>3</sup>, полезный - 33,5 км<sup>3</sup>, период смены полезного объема 2,2 года. Водохранилище используется

для водоснабжения городов южной части штата Калифорния, предохранения долины р. Колорадо от наводнений, для выработки электроэнергии и орошения полей в штатах Аризона и Невада.

Водоохранилище Лейк-Пауэл у плотины Глэн-Каньон расположено выше по течению той же р. Колорадо. Его полный объем  $33,3 \text{ км}^3$ , полезный –  $25,7 \text{ км}^3$ , период смены полезного объема 1,6 года. Это водохранилище также комплексного назначения. Кроме основных направлений использования (борьбы с наводнениями и выработки электроэнергии), оно интенсивно используется с рекреационными целями. Ежегодно водохранилище посещают сотни тысяч туристов.

Водоохранилища, заполненные специально для водоснабжения крупных городов и промышленных районов, обычно характеризуются замедленным водообменом.

Наибольшее по объему, специально водоснабженческое водохранилище Куоббин на р. Свифт-Ривер в штате Массачусетс имеет полный объем  $1,56 \text{ км}^3$ , полезный –  $1,52 \text{ км}^3$ , период смены полезного объема 5,6 лет. Самый длительный период водообмена из всех водохранилищ США имеет Каситас на р. Койот-Крик в Калифорнии. Полезная емкость этого водохранилища  $0,32 \text{ км}^3$ , полностью сменяется только за 28 лет (Martin, Hanson, 1966).

Разработка комплексной типологии водохранилищ в настоящее время стала одной из актуальных задач лимнологии. В значительной степени это обусловлено необходимостью применения метода аналогии при прогнозировании особенностей режима и качества воды в строящихся и проектируемых водохранилищах различного хозяйственного назначения. Группировка водохранилищ по степени их проточности – один из существенных разделов типизации водоемов при их сравнительном изучении в пределах всего земного шара.

#### Литература

- Авакян А. Б., Шарапов В. А. 1970. Основные данные по водохранилищам действующих и строящихся гидроэлектростанций. Гидротехн. строительство, № 4.
- Бакулин К. А. 1968. Морфометрические характеристики Рыбинского водохранилища. В кн.: Биол. и гидрол. факторы местных перемещений рыб в водохранилищах. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 16(19).
- Богословский Б. Б. 1960. Озероведение. Изд. Моск. гос. ун-та, М.
- Богословский Б. Б. 1970. Внешний водообмен и некоторые особенности водных масс пресных озер. Тр. Всесоюзн. симпозиума по основным проблемам пресноводных озер, 1. Режим озер. Вильнюс.
- Буторин Н. В. 1968. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада. „Наука“, Л.
- Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. 1967. ГГИ, Гидрометеорологическое изд-во, Л.
- Григорьев С. В. 1959. О некоторых определениях и показателях в озероведении. Матер. по гидрологии (лимнологии) Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. XVIII, Петрозаводск.
- Гушин В. Ф. 1968. Характеристика некоторых косвенных показателей режима верхневолжских водохранилищ. Сб. работ Рыбинской гидрометеорологической обсерватории, вып. 4. Гидрометеорологическое изд-во, Л.
- Россолимо Л. Л. 1952. Очерки по географии внутренних вод СССР. Гос. учебно-педагогическое изд-во, М.
- Эдельштейн К. К. 1968. Формирование, перемещение и трансформация водных масс Горьковского водохранилища. В кн.: Химизм внутр.



- Avakian A. B., Fortunatov M. A. Les lacs de barrage du monde. 1972. Verh. Internat. Ver. Limnol., 18.  
Dussart B. 1966. Limnologie. L'etude des eaux continental. Ed. Gauthier-Villars. Paris.  
Harding D. 1964. Hydrology and fisheries in Lake Kariba. Verh. Intern. Ver. Limnol. XV, 1, Stuttgart.  
Martin R. O., Hanson R. L. 1966. Reservoirs in the United States. Geological survey, Water-Supply paper 1838. Washington.

А. С. Литвинов

#### ФОРМИРОВАНИЕ, СТРУКТУРА И ФЛУКТУАЦИИ ТЕРМОКЛИНА В ИВАНЬКОВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Знание вертикальной структуры водных масс необходимо при исследовании процессов, происходящих в водоеме, и решении многих прикладных задач. Один из основных вопросов, связанных с вертикальной структурой вод, — исследование формирования и динамики слоя скачка плотности. Наличие или отсутствие его в водоеме играет определяющую роль в процессах перемешивания, тепло- и массообмена, сказывается на характере движения вод. Термическое расслоение влияет на распределение гидробионтов, дифференцируя их по видовому составу в толще вод, определяет газовый режим водоема.

В водохранилищах вертикальная структура вод определяется морфометрическими и морфологическими особенностями, характером их регулирования, величиной водообмена и климатическими факторами. Использование в ряде случаев вод водохранилищ для охлаждения конденсаторов ГРЭС приводит к круглогодичному поступлению в водоемы большого количества дополнительного тепла, что не может не сказаться на вертикальной структуре водных масс. Приток теплых вод приводит к изменению плотностной стратификации водоема и неизотермии потока в районе сброса.

В работе сделана попытка определить влияние Конаковской ГРЭС на вертикальную структуру вод Иваньковского водохранилища. Поскольку зона влияния ГРЭС охватывает в основном Иваньковский плёс, то рассматривается преимущественно этот участок водоема. Иваньковский плёс имеет наибольшую площадь и объем по сравнению с другими участками водохранилища, которые при НПУ равны  $145 \text{ км}^2$  и  $0.46 \text{ км}^3$  соответственно (общая площадь водохранилища  $327 \text{ км}^2$ , объем  $1.12 \text{ км}^3$ ). В настоящее время при работе на полную мощность Конаковская ГРЭС забирает на охлаждение конденсаторов в летний период до  $85\text{--}90 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , а зимой — до  $65\text{--}70 \text{ м}^3/\text{сек.}$  воды. Средний нагрев воды составляет  $8\text{--}10^\circ$ . Таким образом, в водохранилище ежесуточно поступает до  $7.8 \cdot 10^6 \text{ м}^3$  подогретой воды летом и до  $6 \cdot 10^6 \text{ м}^3$  зимой.

При исследовании влияния Конаковской ГРЭС на термический режим Иваньковского водохранилища был принят метод скоростных съемок по фиксированной сетке станций (Буторин, Курдина, 1971). В навигационный период работы производились с экспедиционных судов и лодок, а зимой со льда и в полынью с лодки. Зимой сетка станций несколько сокращалась. Продолжительность съемки в летний период не превышала двух дней. Основными показателями при оценке влияния сброса ГРЭС были изменение температуры и характер распространения теплых вод по акватории водохранилища.

Летом после каждой съемки выполнялась суточная или многосуточная станция (рис. 1). В этот период судно устанавливалось на два якоря (носовой и кормовой) для уменьшения влияния его собственных

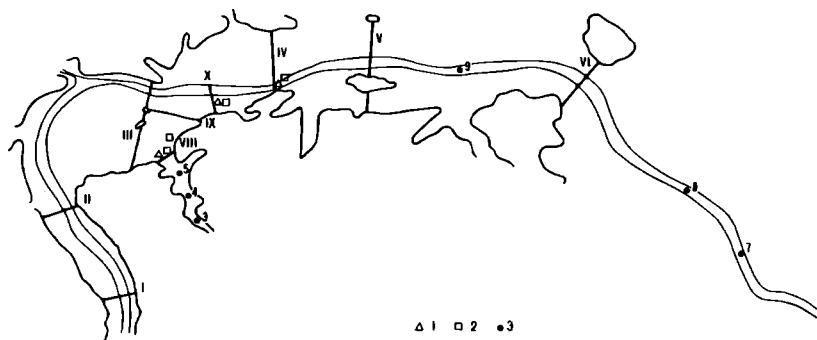


Рис. 1. Схема расположения разрезов и станций в Иваньковском водохранилище.

Здесь и на рис. 2-4 римские цифры – гидрологические разрезы, 1 – суточные станции, 2 – многосуточные станции, 3 – станции наблюдений.

перемещений на измеряемые элементы. Наблюдения на суточных и многосуточных станциях проводились через каждые два или три часа и включали измерения скорости и направления ветра, температуры воздуха, скорости и направления течения, электропроводности, цветности и прозрачности воды, а также визуальные наблюдения за облачностью и волнением. В этот же период с лодки производились повторные термические съемки на участке непосредственного сброса теплых вод.

В 1971 и 1972 гг. были выполнены 5-6-суточные наблюдения в зоне влияния теплых вод, которые охватывали как рабочие дни недели, так и воскресные, поскольку гидродинамический режим в эти периоды существенно различен.

Для измерения температуры и электропроводности воды использовался термокаппметр, а при исследовании гидродинамических процессов – вертушки ГР-42, ВММ, буквопечатающая вертушка Алексеева БПВ-2р и свободно плавающие поплавки. Использование в качестве датчика температуры в термокаппметре термистора ММТ-4, обладающего малой инерцией, позволяло быстро производить измерения температуры воды через каждый метр глубины.

При исследовании структуры термоклина в 1971 и 1972 гг. производилась запись температуры и глубины с помощью термозонда.

В качестве датчика температуры в термозонде использовался термометр сопротивления типа П-8-2, диапазон измерения которого от 0 до 50°, а его постоянная времени не превышает 0,1 сек. Точность измерения составляет 0,1°. Для измерения глубины использовался потенциометрический датчик давления.

Регистрирующая система состояла из мостовых измерительных схем и серийного многоканального светолучевого осциллографа типа К12-21 (Смирнов, Литвинов, 1973). Датчик типа П-8-2 благодаря его малой постоянной времени использовался также при записях температуры воды в поверхностном слое, которые производились на двух горизонтах с борта лодки. Датчики температуры воды опускались за борт на штанге. Максимальное заглубление нижнего датчика составляло 2 м, верхний находился на глубине 0,4 м. Для исключения влияния на датчики корпуса лодки штанга устанавливалась в носовой части, расстояние от борта до штанги составляло 0,25 м. Одновременно с датчиками температуры для регистрации пройденного расстояния на штанге крепилась вертушка ГР-11. Использование ее в качестве лага с сигналом через каждый оборот крылатки дает точность при определении расстояния не менее  $\pm 5\%$ .

В 1971 г. при выполнении многосуточных наблюдений производилась запись температуры на 4 горизонтах. В качестве датчиков использовались различные проволочные термометры сопротивления, а регистрация велась на осциллограф К12-21. Общая продолжительность записи составляла 97 часов. Во время многосуточных наблюдений в 1972 г. запись производилась с 2 судов в устье залива на 4 горизонтах с регистрацией на осциллограф, как и в предыдущем году, и на 3 горизонтах в районе X разреза с регистрацией на ЭПП-09. При этом в первом случае датчики температуры включались на 15 сек. через каждые 0,5 часа, а во втором время коммутации составляло 55 сек. Продолжительность записи температуры в устье залива составляла 49 часов, а на X разрезе – 105 часов. Во всех случаях при записи температуры точность измерения была 0,1°.

#### Формирование слоя скачка

В литературе имеются различные сведения о стратификации вод в Ивановском водохранилище. Некоторые авторы указывают на слабо выраженную стратификацию и даже на ее отсутствие (Щербаков, 1941). Однако материалы наблюдений Н. А. Зиминовой (1959), В. И. Рутковского (1964) показывают, что разность температур в Ивановском плесе между поверхностью и дном может достигать 8°.

По имеющимся литературным материалам, в осенне-зимний период по всей площади Ивановского водохранилища температурное расслоение вод отсутствует, наблюдается оно, как правило, в период интенсивного прогревания – конец мая–июнь.

Качественно картина формирования слоя скачка в Ивановском водохранилище до строительства Конаковской ГРЭС может быть представлена следующим образом. Основные факторы, способствующие термическому расслоению, – радиационный баланс и динамика водных масс в период интенсивного прогрева. Различия в водообмене отдельных участков приводят к неравномерному прогреванию водохранилища. Разность средних многолетних температур у Калинина и Большой Волги в начале мая составляет 2-4° (Зиминова, 1959). Однако ввиду значительного транзитного расхода, обуслов-

ливающего интенсивное перемешивание вод, не наблюдается вертикальных градиентов температуры. В конце мая—начале июня верхние участки водохранилища продолжают прогреваться интенсивнее нижнего участка. В это же время уменьшаются сбросы воды через Ивановский гидроузел. Уменьшение турбулентного перемешивания, вызванного снижением расходов, приводит к натеканию более теплых вод верховьев водохранилища на более холодные воды половодья, сохранившиеся в глубоководных участках Ивановского плёса. Возникает термическое расслоение водной массы. При этом эпилимнион занимает толщу воды, соответствующую по глубине на данному участке мелководной части водохранилища. Сильное температурное расслоение наблюдается лишь по затопленному руслу Волги. По данным В.И. Рутковского (1964), большое влияние на продолжительность температурного расслоения вод водохранилища оказывает величина сброса ГЭС, от которого зависит скорость сработки холодных вод. К концу июля разность температур по вертикали значительно уменьшается, а со второй половины августа термическое расслоение полностью исчезает.

О формировании термоклина в Ивановском водохранилище в настоящее время можно судить по материалам, собранным в лаборатории гидрологии ИБВВ АН СССР в 1968–1971 гг., которые позволяют проследить за изменением температуры воды в водохранилище в течение всех сезонов. Анализ их целесообразно начать с момента вскрытия водохранилища ото льда.

В начале второй декады апреля 1970 г. Ивановский плёс водохранилища был покрыт льдом. Чистыми оставались только Мошковичский залив, район IX разреза, и далее вдоль правого берега полынья распространялась несколько дальше IV разреза. Судя по уровню водохранилища, который был выше, чем в феврале, и по скоростям течения, в этот период уже начался пропуск половодья.

Температурное поле в районе сброса вод ГРЭС в начале второй декады апреля имело следующие характеристики. В конце отводного канала температура воды была около  $9^{\circ}$ . В устье Мошковичского залива (VIII разрез) она понижалась до  $8^{\circ}$  в результате смешения с лаводочными водами, поступающими в залив; к IX разрезу температура понижалась до  $6^{\circ}$ . В районе IV разреза в верхнем десятиметровом слое температура воды была  $0,3^{\circ}$ , а затем повышалась до  $0,7$ – $1,0^{\circ}$ . В районе III разреза на русле Волги температура воды составляла  $0,2$ – $0,3^{\circ}$  по всей вертикали. Таким образом, сбросные теплые воды занимали сравнительно небольшой район и ввиду интенсивного обмена какое-либо расслоение водной толщи отсутствовало.

Такое положение с незначительными колебаниями температуры, вызванными либо перемещением льда, либо изменением ветровых условий, сохранялось до 16 апреля. К 17 апреля уровень в водохранилище поднялся на 0,6 м. Температура воды в русле Волги на III разрезе повысилась до  $1,0$ – $1,5^{\circ}$ . Граница ледяного покрова располагалась между III–IV разрезами. Выше III разреза водохранилище очистилось ото льда. Температура сбрасываемой воды сохранялась около  $9^{\circ}$ . Скорость течения на русле Волги у с. Городище достигала 0,7 м/сек. Теплые воды при выходе из залива транзитным потоком прижимались к правому берегу водохранилища. Интенсивное вертикальное перемешивание обеспечивало гомотермию воды. Однако наблюдались резкие горизонтальные градиенты температуры. Основное перемешивание лаводочных и сбрасываемых вод происходило в районе IX–X разрезом (рис. 2).

С 17 апреля началось интенсивное повышение температуры воды, которое составляло около  $1^{\circ}$  в сутки. Это повышение было вызвано адвекцией тепла течением из верховьев водохранилища. Одновременно увеличивается и температура воды, сбрасываемой ГРЭС. Однако горизонтальные темпера-

турные градиенты уменьшаются (рис. 2, в). Наличие высоких скоростей течения продолжает обеспечивать вертикальное перемешивание вод.

Формирование слоя скачка в Иваньковском плёсе началось с конца апреля—первых чисел мая, чему способствовали слабые ветры и высокая

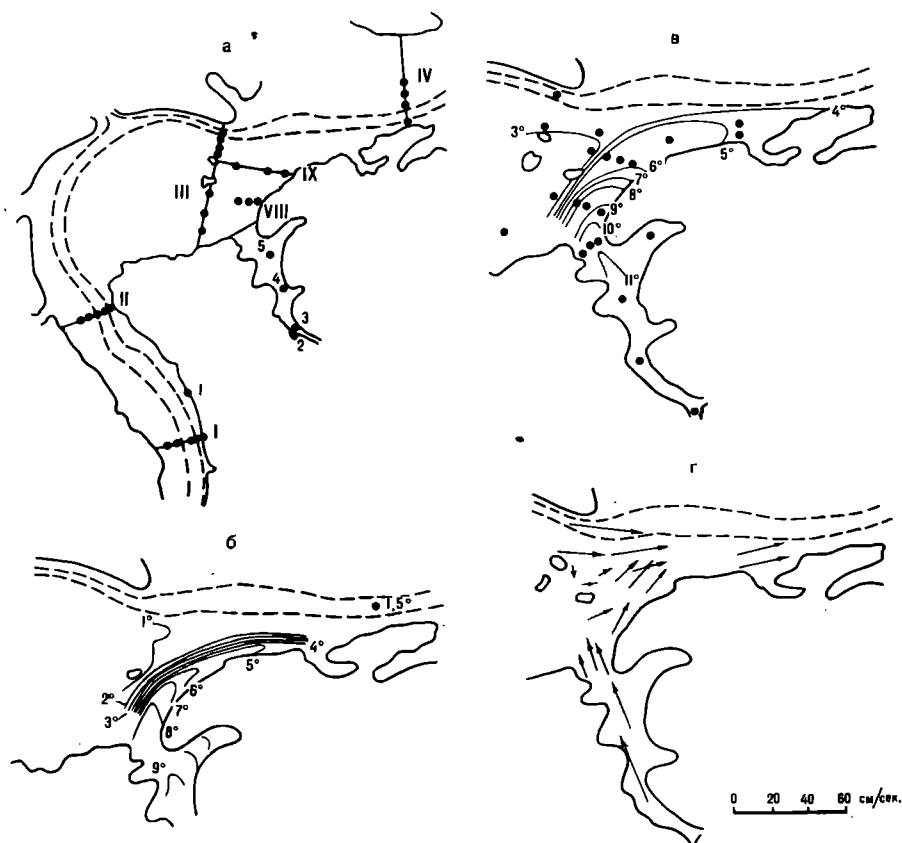


Рис. 2. Схема станций, распределение температуры и течений в районе сброса теплых вод весной 1970 г.

а - станции наблюдений, б - температура воды на горизонте 0,5 м 17 IV, в - то же 20 IV, г - схема течений 17 IV.

температура воздуха - до  $26^{\circ}$ . При этом температурное расслоение вод начиналось несколько ниже границы Иваньковского плёса (рис. 3, а). Если в районе I разреза разность температур между поверхностью и дном составляла  $0,4^{\circ}$  ( $13,0$  и  $12,6^{\circ}$  соответственно), то в районе III разреза она уже была  $1,9^{\circ}$  ( $13,2$  и  $11,3^{\circ}$ ), а на русловой вертикали IV разреза достигала  $5^{\circ}$  ( $16,3$  и  $11,3^{\circ}$ ). К плотине Иваньковского гидроузла разность температур поверхностного и придонного слоев оставалась постоянной и составляла  $5-6^{\circ}$ .

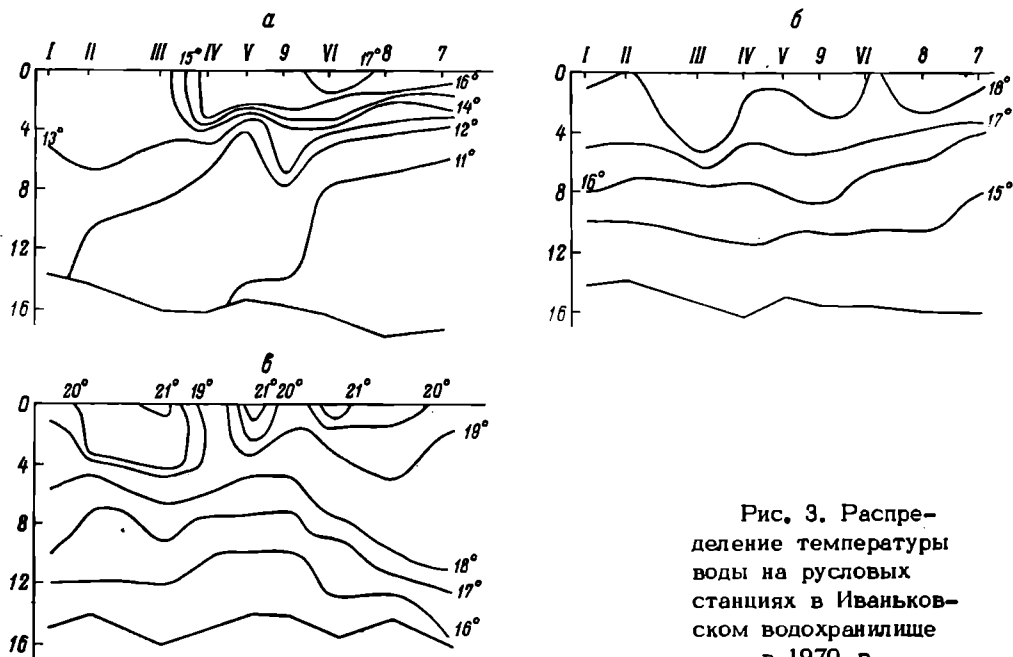


Рис. 3. Распределение температуры воды на русловых станциях в Иваньковском водохранилище в 1970 г.

а - 6-8 V, б - 7-8 VI, в - 30 VI-

1 VII. Арабские цифры - номера станций. По оси ординат здесь и на рис. 4-6, 10, 13-15 - глубина, м.

В Мошковицкий залив сбрасывались воды с температурой около  $20^{\circ}$ . Эти воды занимали весь залив, а зона их смешения с водами водохранилища переместилась ближе к устью залива и наблюдалась в районе разреза VIII „А“. Здесь температура в поверхностном слое понижалась до  $18-19^{\circ}$ , а разность между поверхностью и дном составляла около  $5^{\circ}$ . Начиная с разреза VIII „А“ теплые воды распространялись в поверхностном слое.

Таким образом, в образовании слоя скачка сыграли роль следующие факторы: наличие холодной водной массы в глубоководных частях, поступившей сюда в ранние сроки половодья, адвекция тепла из верховьев водохранилища (температура поступающей воды была в среднем на  $3^{\circ}$  выше температуры воды, заполнявшей русловую часть Иваньковского плеса), сброс теплой воды Кошаковской ГРЭС и прогрев поверхностного слоя за счет солнечной радиации. Распределение температуры воды на поперечных разрезах в этот период показывает, что слой скачка располагался на глубине от 2 до 4 м, и позволяет определить роль различных факторов на отдельных участках Иваньковского плеса. В частности, при сложившейся гидрометеорологической обстановке в формировании слоя скачка преобладающая роль принадлежит сбросу теплых вод лишь в районе IV-V разрезов. В районе VI разреза и ниже скачок был сформирован за счет выноса тепла с прогретых мелководий левого берега, где на отдельных участках в поверхностном слое температура достигала  $18^{\circ}$ , а разность температур между поверхностью и дном равнялась  $8^{\circ}$ .

Последующие съемки температурного поля Иваньковского плеса в июне и июле показали, что описанный характер распределения температуры воды

по вертикали сохранялся. Однако если в мае вертикальное расслоение водной толщи начиналось в районе IV разреза, то в первых числах июня оно отмечалось значительно выше. Разность температур на русле Волги в районе I разреза составляла около  $4^{\circ}$ . На русловых вертикалях III–VI разрезов разность температур между поверхностью и дном достигала  $5\text{--}6^{\circ}$  (рис. 3). Отдельные пятна более теплой воды обусловлены выносом либо теплых сбросных вод (разрез II и III), температура которых в период съемки была  $25\text{--}26^{\circ}$ , либо выносом теплых вод с мелководий левого берега (разрез V и VI), где в районе Перетрусова температура достигала  $23^{\circ}$ .

В августе–сентябре, несмотря на самую высокую температуру в водохранилище (до  $21\text{--}22^{\circ}$ ), на большей площади Ивановского плёса температурное расслоение практически отсутствовало. На русловых станциях I, IV–VI разрезов, а также на станциях в районе плотины разность температур между поверхностью и дном не превышала  $0,6^{\circ}$ . Исключение составляют станции II и III разрезов, где она доходила до  $2,3^{\circ}$ . Повышенные температуры в поверхностном слое в районе разрезов II и III были вызваны выносом теплых вод в эти районы северо-восточными ветрами, которые наблюдались в период съемки. Отсутствие температурного расслоения в августе связано, с одной стороны, со сбросом всех холодных глубинных вод через Ивановский гидроузел, а с другой – прогревом водной толщи благодаря ветровому перемешиванию. Наиболее существенное расслоение водной массы наблюдалось лишь в районе непосредственного выхода сбросных вод ГРЭС в водохранилище (разрезы VIII и IX). В этом районе разность температур между поверхностью и дном достигала  $6,5^{\circ}$ , а температура сбрасываемой воды колебалась от  $28$  до  $29,4^{\circ}$ .

Отсутствие слоя скачка в сентябре–ноябре связано с повышенной ветровой активностью и с конвективным перемешиванием, которое возникает в результате ночного охлаждения поверхностного слоя и при общих похолоданиях.

Материалы съемок за 1967–1971 гг. показывают, что представленная картина формирования слоя скачка в целом характерна для Ивановского водохранилища. Особенности погодных условий каждого года сказываются лишь на сроках его формирования и деталях динамики. Как справедливо было отмечено В. И. Рутковским (1964), потепление ведет к температурной дифференциации водных масс, а похолодание в период интенсивного прогрева – к выравниванию температуры по акватории водохранилища. Поступление дополнительного тепла от Конаковской ГРЭС на значительной площади Ивановского плёса приводит к большей дифференциации водных масс и некоторому повышению температуры поверхностного слоя.

В период ледостава основная роль в температурном расслоении водных масс Ивановского плёса принадлежит сбросу теплых вод Конаковской ГРЭС. При расходе станции около  $25\text{ м}^3/\text{сек.}$  ее воды прослеживались на расстояние до 10 км от района сброса, а разность температур в районе IV разреза составляла около  $3^{\circ}$ . Ввиду того что температура наибольшей плотности пресной воды равна  $4^{\circ}$ , теплые воды в зимний период располагаются в придонном слое водохранилища. С увеличением расхода ГРЭС до  $40\text{ м}^3/\text{сек.}$  и изменении их температуры на выходе из залива от  $6$  до  $10^{\circ}$  присутствие теплых вод прослеживалось по всей русловой части Ивановского плёса. По данным Н. В. Буторина и Т. Н. Курдиной (1972), в 3 км выше гидроузла средняя температура по вертикали составляла  $2,3^{\circ}$ , а максимальная  $3^{\circ}$ , тогда как у водозабора  $0,7$  и  $1,0^{\circ}$  соответственно. Максимальные разности температур на IV разрезе в январе 1968 г. достигали  $5,5$ , а в марте  $4,8^{\circ}$ .

В 1968–1970 гг. при расходе сбросных вод от  $55$  до  $70\text{ м}^3/\text{сек.}$  средняя температура воды в нижней части плёса повысилась на  $1^{\circ}$ , максимальная же не превышала  $4^{\circ}$ . Однако наблюдалось некоторое перераспределение положения теплых вод. Дифференциация температуры воды по вертикали

отмечалась на значительно большей площади водохранилища, распространяясь и в сторону водозабора (Буторин, Курдина, 1972). В марте 1970 г. средняя температура придонного пятиметрового слоя в канале второй очереди составляла  $1,1^{\circ}$ . Интенсивность распространения теплых вод вверх по Иваньковскому плёсу определяется режимом течений. Движение же воды в водохранилище зимой обусловлено главным образом характером сброса через гидросооружения, забором в канал им. Москвы и величиной расхода Конаковской ГРЭС.

Возвратно-поступательное движение воды, вызванное пиковым режимом работы ГЭС (Литвинов, 1970), и превышение забора воды на охлаждение конденсаторов ГРЭС в воскресные дни над сбросом вод обуславливают поступление теплых вод к водозаборным сооружениям. При водопотреблении ГРЭС около  $70 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , описанный характер распределения температуры воды в зимний период будет постоянным. Положение слоя скачка температуры в течение зимы не остается постоянным. В начале зимы на разрезах IY и Y он расположен на глубине от 2 до 4 м, а на II и III – на глубине 8–11 и 5–9 м соответственно. К концу зимы на Y разрезе он поднимается к самой поверхности, а на II и III находится на глубине 7–10 и 4–8 м. Подъем слоя скачка связан с относительным увеличением объема теплых вод в водохранилище в связи с зимней сработкой. Максимальные градиенты плотности наблюдаются непосредственно вблизи сброса подогретых вод ГРЭС в Мошковичском заливе и у его устья.

Каковы же условия формирования скачка плотности в этом районе? Для ответа на этот вопрос рассмотрим сезонную динамику вод этого участка. Мошковичский залив – последний участок выпуска воды Конаковской ГРЭС. Вся его трасса состоит из открытого отводящего канала длиной 2,4 км, водосброса (косого водослива), обеспечивающего в канале колебания уровня приблизительно на 0,57 м при изменении расхода от 8 до  $108 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , и Мошковичского залива. Длина залива около 3 км, площадь  $1,0 \text{ км}^2$ , а максимальная глубина по искусственной прорези не превышает 6 м. Объем залива при НПУ –  $1,8 \times 10^6 \text{ м}^3$ . Согласно проекту, вследствие прыжкового сопряжения потоков воды канала и залива в районе сброса должно происходить интенсивное перемешивание холодной воды водохранилища с теплой сбросной с целью понижения температуры сбрасываемой воды. Однако сброс большого количества дополнительного тепла приводит к неизотермии потока и формированию стратифицированных течений. Последние возникают под влиянием гравитационных сил при наличии разности плотностей. Двухслойное движение в Мошковичском заливе наблюдается около 6 месяцев – с мая по октябрь. В остальное время года вертикальные температурные градиенты незначительны или отсутствуют.

Основные причины наличия сильного термического расслоения вод в Мошковичском заливе в весенне-летнее время заключаются в наибольшей разности плотностей срабатываемой воды и воды водохранилища и максимально высоком уровне воды водохранилища, близком к НПУ в течение указанного периода, вследствие чего в заливе наблюдаются наименьший уклон водной поверхности и минимальные скорости течения.

В осенне-зимний период при интенсивной сработке водохранилища скорости течения в заливе увеличиваются и составляют в октябре–феврале  $0,3\text{--}0,6 \text{ м/сек.}$  Максимальные скорости течения наблюдаются в конце марта–начале апреля при минимальном уровне водохранилища и достигают  $1,5 \text{ м/сек.}$  и больше.

Температура сбрасываемой воды в отводящем канале в начале зимы обычно на  $6\text{--}10$ , а в конце зимы на  $10\text{--}12^{\circ}$  выше, чем в районе водозабора. Понижение ее на трассе канал–устье залива не превышает  $2^{\circ}$ .

Формирование слоя скачка плотности, как и в Иваньковском плёсе, начинается в конце апреля–начале мая при достижении температуры воды



в водохранилище 5–6° и наполнении до НПУ. Первоначальное расслоение вод наблюдается в районе IX разреза. Формирующийся здесь при взаимодействии потока теплых вод с водами водохранилища клин холодной воды продвигается к устью залива и в его верховье. К середине мая наблюдается стабилизация клина. Скорости течения в этот период в заливе составляют 0.15–0.25 м/сек. При температуре воды в водохранилище 8–12° температура сбросной воды ГРЭС равна 17–23°. Слой скачка плотности в заливе лежит на глубине от 1.5 до 4.0 м. Максимальные температурные градиенты достигают 7–8° на 1 м.

Режим потока в заливе определяется двумя постоянно действующими факторами: силой тяжести, связанной с различием плотности срабатываемой подогретой воды и холодной воды водохранилища, поступающей в залив, и с силой тяжести, вызывающей движение теплой воды в сторону водохранилища.

Наличие в потоке устойчивого расслоения плотности уменьшает турбулентное перемешивание в вертикальном направлении, так как подъему более тяжелых частей жидкости, лежащих внизу, препятствует сила тяжести, а опусканию более легких – гидростатическая подъемная сила (Архимедова сила). В связи с этим четко выраженное турбулентное перемешивание и гомотермия наблюдаются лишь в непосредственной близости от водослива в верховье залива. С дальнейшим распространением сбросных вод возникшая у водослива турбулентность быстро „гасится“. Процесс затухания турбулентного перемешивания наиболее четко выражен при максимальных градиентах плотности, т. е. в этот период движение становится наиболее устойчивым.

Внутри установившегося клина холодной воды общий поток приближается к нулю. Однако это не означает, что в отдельных точках скорости отсутствуют. Неравномерное распределение плотности, поддерживаемое непрерывным поступлением теплых вод, вызывает плотностную циркуляцию с разнонаправленным движением вод. Разность в глубине залегания изобарических поверхностей в верховьях залива и его устье, обусловленная распределением плотности, достигает 7 мм, а в отдельных случаях и 10 мм. Отсюда следует, что уклоны, вызванные градиентом плотности в заливе, соизмеримы с уклонами, связанными с постоянным притоком теплых вод. Если принять за границу раздела тонкий слой с максимальными вертикальными градиентами плотности, то в верхней части клина, прилегающей к этому слою, поток перемещается в том же направлении, что и теплая вода, тогда как у дна движение обратное. Характер распределения скоростей течения в заливе представлен ниже (табл. 1).

В 1967 и 1968 гг. при расходе сбросных вод 25–30 м³/сек. в мае–июне температурное расслоение вод прослеживалось до верховьев залива (0.8–0.9 км, ниже водослива). В 1969–1971 гг. при увеличении расхода теплых вод до 60–80 м³/сек. стратификация отмечалась только в нижней части залива и иногда в его средней части (рис. 4).

Из сказанного следует, что длина клина холодной воды ( $L$ ) зависит от разности плотностей ( $\Delta\rho$ ) теплой и холодной воды, скорости потока теплых вод ( $V_T$ ), глубины ( $H$ ) и кинематической вязкости ( $\nu$ ), т. е.

$$L = f(\Delta\rho, V_T, H, \nu).$$

Введя понятие „плотностная скорость“ ( $V_\Delta$ ), выражение для длины неподвижного клина холодной воды в безразмерной форме может быть записано в виде

$$\frac{L}{H} = f\left(\frac{V_T}{V_\Delta}; \frac{V_\Delta H}{\nu}\right).$$

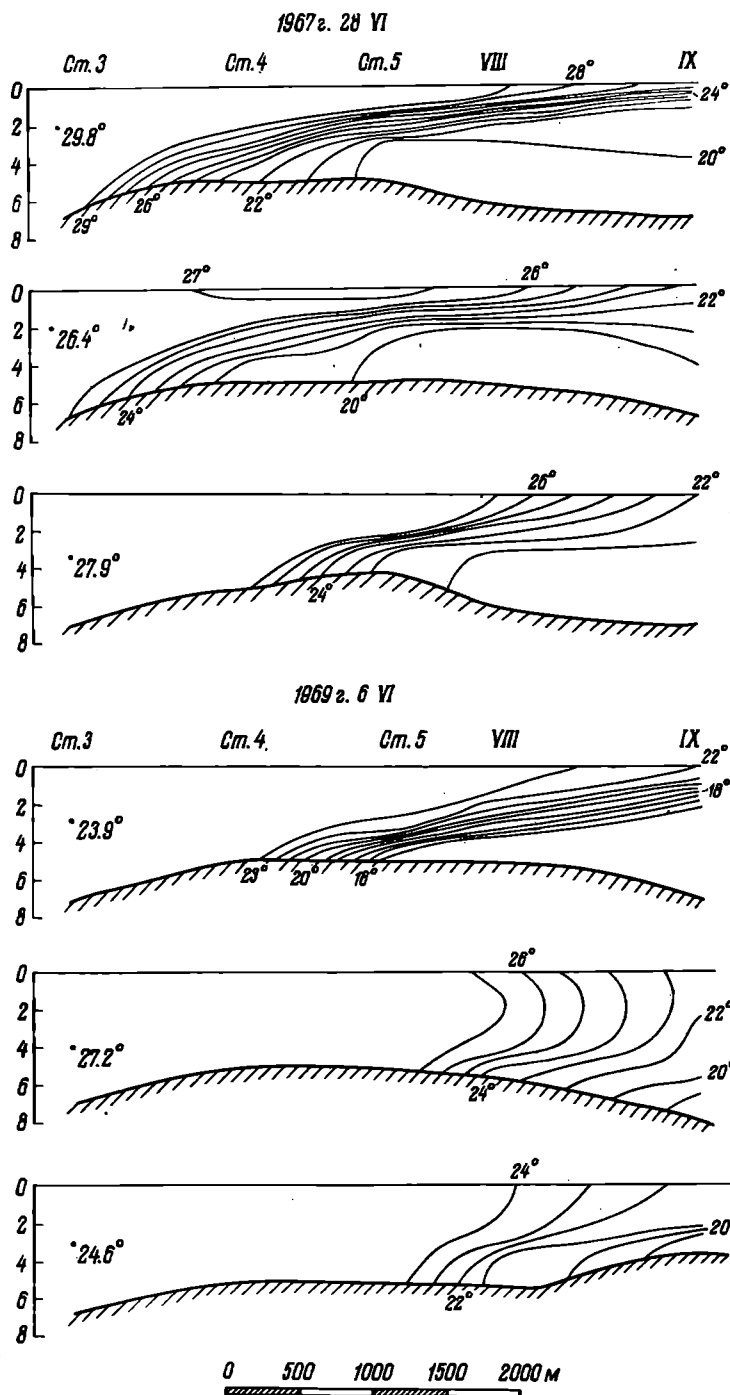


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры воды в Мошковиц-ском заливе в 1967 и 1969 гг.

Таблица 1

Распределение скоростей течения в Мошковичском заливе  
11 мая 1969 г.

Пункт на- блюдений	0,5 м		2 м		3 м		4 м		5 м	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Ст. 4	0,20	330	0,16	330	-	-	0,09	150	-	-
Ст. 5	0,15	340	0,07	320	0,05	190	0,02	200	-	-
Разрез VIII, ст.2	0,19	330	0,08	325	-	-	0,08	180	0,11	150

Примечание. I – скорость течения в м/сек., II – направление течения в градусах.

Плотностная скорость определяется как

$$V_{\Delta} = \sqrt{\frac{\Delta \rho}{\bar{\rho}}} gH,$$

где  $\bar{\rho}$  – средняя плотность;  $g$  – ускорение силы тяжести.

Плотностной скорости пропорциональна начальная скорость перемещения фронта холодной воды в спокойной воде, а также скорость распространения длинных внутренних волн, возникающих на поверхности раздела. Для случая, когда нижний слой является жидкостью, а верхний – воздухом, можно принять, что  $\Delta \rho \approx \bar{\rho}$ , тогда выражение для  $V_{\Delta}$  превращается в таковое для однородного потока со свободной поверхностью:

$$V = \sqrt{gH}.$$

Величина  $V_T / V_0$  – по существу плотностное число Фруда, показывающее отношение сил инерции, действующих в переслоенном потоке, к силам тяжести, а  $V_{\Delta} H / \nu$  – плотностное число Рейнольдса – отношение сил инерции к силам вязкости. Зависимости такого вида были получены Д. Г. Кейлеганом (1970) при лабораторном исследовании механизма вторжения соли в эстуарии рек, впадающих в моря со слабо развитыми приливами. При этом теоретическая оценка длины клина для естественных условий при предположении, что механизм сопротивления на поверхности раздела и на дне такой же, как и в лабораторных условиях, дает для длины неподвижного клина выражение

$$\frac{L}{H} = 6,0 \left( \frac{V_{\Delta} H}{\nu} \right)^{\frac{1}{4}} \cdot \left( \frac{2V_T}{V_{\Delta}} \right)^{-\frac{5}{2}}.$$

Это равенство было использовано нами для вычисления длины клина холодной воды в Мошковичском заливе (рис. 5, а). Из приведенных данных видно, что одним из основных факторов, определяющих район распространения холодных вод, является отношение  $V_T / V_{\Delta}$ , т. е. плотностное число Фруда. Результаты вычисления длины клина холодной воды по приведенным зависимостям находятся в хорошем соответствии с наблюдаемой длиной зоны проникновения холодной воды.

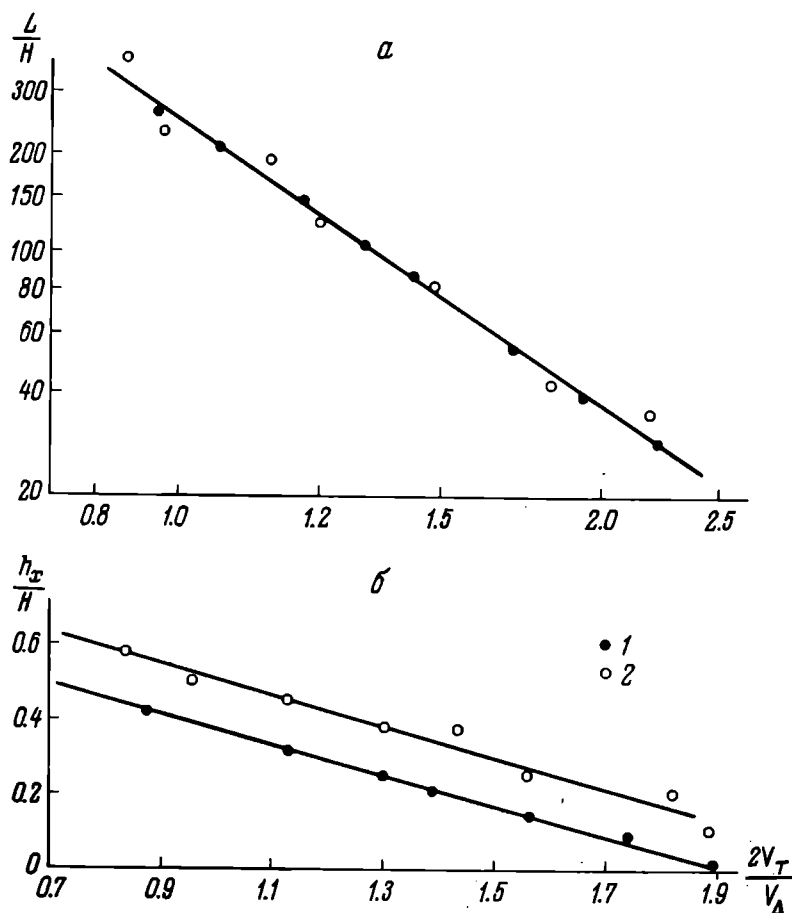


Рис. 5. Зависимость длины (а) и глубины (б) клина холодной воды в устье Мошковичского залива от плотностного числа Фруда.

1 – расчетные точки, 2 – наблюдаемые точки.

Плотностное число Фруда определяет и глубину клина холодной воды в устье залива (рис. 5, б). Теоретически этот вопрос был исследован Стоммом и Фармером (Stommel, Farmer, 1952), которые исходили из принципа внутренних волн. Из условия для стационарных волн на границе раздела двух слоёв с различной плотностью при слабом перемешивании на поверхности раздела можно получить

$$\frac{h_x}{H} = 1 - \frac{1}{2^{\frac{2}{3}}} \left( 2 \frac{V_T}{V_D} \right)^{\frac{2}{3}},$$

где  $h_x$  – глубина клина холодной воды, а  $H$  – общая глубина. Эта зависимость (рис. 5, б) сопоставлена с результатами наблюдений. Обе линии имеют примерно один и тот же наклон, однако точки, полученные по данным наблюдений, лежат несколько выше теоретической кривой. Аналитическое выражение зависимости, полученной по данным наблюдений, имеет вид

$$\frac{h_x}{H} = 0.987 - 0.469 \left( \frac{2V_T}{V_D} \right).$$

Приведенные зависимости позволяют вычислить длину клина холодной воды и его глубину в устье Мошковичского залива, если известны скорость течения в заливе (расход теплых вод), температура забираемой и сбрасываемой воды и уровень Иваньковского водохранилища.

Длина клина холодной воды в Мошковичском заливе не остается постоянной в течение всего летнего периода. Наибольшая глубина проникновения холодных вод водохранилища в залив наблюдается в мае-июне при наибольших температурных градиентах и наивысшем уровне наполнения Иваньковского водохранилища. С прогревом вод водохранилища, его сработкой и увеличением расхода воды через ГРЭС, обусловленным переходом на летний режим работы, клин холодной воды постепенно смещается к устью залива, и в сентябре-октябре расслоение вод наблюдается только за его пределами. Температурные градиенты, как правило, уже не превышают  $2-3^{\circ}$  на 1 м, а скорость течения в клине — 0.05 м/сек. (рис. 4).

Кроме отмеченного смещения клина холодной воды в течение летне-осеннего периода, существуют также и короткопериодные его перемещения — с периодом в одни сутки и менее — по длине залива. Эти перемещения обусловлены стояно-нагонными колебаниями уровня водохранилища, длинными волнами, возникающими в ходе суточного и недельного регулирования работы гидростанции и резкими изменениями сбросного расхода ГРЭС. Скорость движения фронта клина холодной воды при этих перемещениях невелика и в зависимости от причин, вызывающих смещения клина, может изменяться. Однако прямых наблюдений в этом плане в настоящее время нет.

#### Динамика слоя скачка

Положение термоклина не остается постоянным. Флуктуации глубины его залегания (глубины перемешанного слоя) вызываются рядом факторов, в числе которых основную роль играют нагревание или охлаждение поверхности водоема, ветровое перемешивание, движение вод, вызванные различными причинами.

Для характеристики особенностей структуры флуктуаций термоклина нами был использован спектральный анализ. Анализ подвергались материалы наблюдений трех серий, выполненных в зоне влияния подогретых вод. Первая серия наблюдений (продолжительность 84 часа, дискретность 2 часа) была выполнена в 5 км ниже устья Мошковичского залива, вторая (продолжительность 85 часов, дискретность 1 час) — в 3 км от устья залива. В период второй серии производилась запись температуры воды на трех горизонтах. Материалы этих наблюдений с дискретностью в 10 мин. были использованы для анализа короткопериодных колебаний температуры. Третья серия наблюдений (продолжительность 52 часа, дискретность 0.5 часа) проведена непосредственно в устье залива (ст. 2, разрез VIII). Из сказанного следует, что анализировались в основном колебания термоклина, обусловленные процессами, связанными с масштабами всего Иваньковского плеса водохранилища. Надо отметить, что ограниченность длины рядов не позволяла использовать спектральный анализ для выделения колебаний с периодом более суток. Поэтому все ряды фильтровались для удаления длиннопериодной составляющей. Представление о длиннопериодных колебаниях, вызванных гидрометеорологической обстановкой, можно получить непосредственно из анализа временных изменений температуры (рис. 6).

Отчетливо видимые две глубокие ложбины (с 16 часов 16 УГ до 02 часов 17 УГ и с 12 часов до 22 часов 18 УГ), вызвавшие опускание термоклина до глубины 6-7 м (рис. 6) и соответственное увеличение верхнего квазигоризонтального слоя, были обусловлены усилением ветра до 6-8 м/сек. При этом в обоих случаях направление ветра изменялось с ЮЗ на СЗ, что обеспечивало

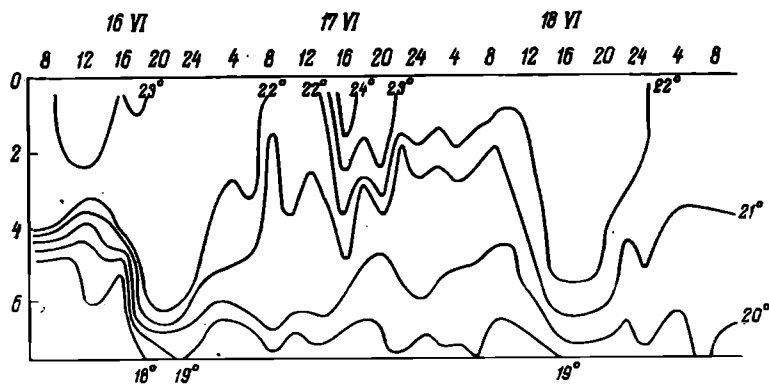


Рис. 6. Изменение температуры воды во времени на ст. 2 разреза X в Ивановском водохранилище.

По оси абсцисс – время, часы.

Рис. 7. Энергетический спектр колебаний глубины залегания изотермы  $21^{\circ}$  в Ивановском водохранилище.

По оси ординат – функция спектральной плотности; по оси абсцисс – периоды, часы.

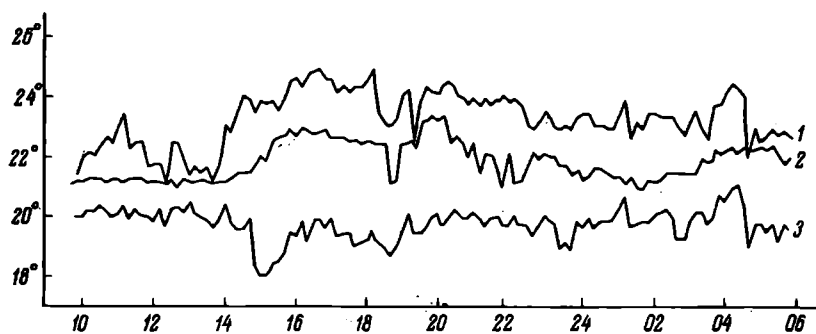
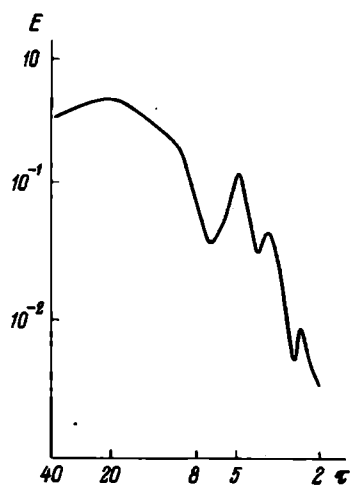


Рис. 8. Ход температуры воды во времени в Ивановском водохранилище на горизонтах.

1 – 0,5 м, 2 – 2,0 м, 3 – 6,0 м. По оси абсцисс – время, часы.

сравнительно высокую температуру квазиоднородного слоя (до  $22,9^{\circ}$ ) за счет поступления теплой сбросной воды. В то же время температура поверхностного слоя вне зоны влияния подогретых вод не превышала  $21^{\circ}$ . Адвекция теплых вод течением в район наблюдений при отсутствии ветра привела к подъему термоклина и резкому сокращению поверхностного однородного слоя (с 14 часов по 22 часа 17 июня). Такая картина в районе влияния сбросных вод Конаковской ГРЭС типична при смене гидрометеорологической обстановки (Буторин, Курдина, 1970). Проникновение дополнительного тепла в глубинные слои в результате ветрового перемешивания – один из важных факторов в увеличении теплозапаса Иваньковского водохранилища.

Из теории стационарных случайных процессов известно (Свешников, 1961), что если функция спектральной плотности обладает максимумом, то исследуемый процесс имеет характер колебательного движения с почти постоянным периодом и медленно меняющейся амплитудой. Колебания изотермы  $21^{\circ}$  могут характеризовать изменения глубины залегания термоклина (рис. 7). Представленный спектр свидетельствует, что максимальная энергия колебаний сосредоточена на периодах от 20 до 10 часов. Эти периоды могут быть обусловлены характером регулирования расхода воды через Иваньковскую ГЭС, которая включается в общую энергосистему в часы пик один или два раза в сутки.

На спектре также отчетливо выделяется пик на периоде в 5 часов. Колебания термоклина с таким периодом могут быть вызваны собственными колебаниями водной массы Иваньковского водохранилища, обусловленными либо ветровым воздействием, либо свободными колебаниями водной массы (аналогичными сейшевым колебаниям), связанными со сбросом воды через гидроузел.

Рассмотренные колебания термоклина могут быть интерпретированы как длиннопериодные внутренние волны. Физически картина этих колебаний представляется следующим образом. В спокойном стратифицированном водоеме каждая частица воды стабильно связана со своим положением равновесия. Если внешние силы выведут ее из этого положения, разность плотности между частицей и средой приведет к появлению возвращающей силы, которая будет стремиться вернуть частицу в положение равновесия. Вследствие полученного импульса частица пройдет положение равновесия и начнет колебаться около среднего положения, пока ее кинетическая энергия не диссипирует. Поскольку процесс не связан с определенными размерами частиц, возможны колебания любой величины, соизмеримые с размерами водоема. В отличие от однородного водоема в переслоенном водоеме любой объем жидкости является колебательной системой. Поэтому внешние силы всегда вызывают в ней более или менее интенсивные внутренние волны (Краусе, 1968). В приведенном примере высота внутренних волн различного периода достигала нескольких метров (рис. 6).

Непрерывная запись температуры во время выполнения второй серии наблюдений (рис. 8) показала, что, кроме длиннопериодных внутренних волн, существуют колебания со значительно более коротким периодом. Рассчитанные по исходному ряду функции спектральной плотности по своему характеру на всех горизонтах близки друг к другу, особенно в их верхней части (рис. 9). Как и следовало ожидать, максимум энергии колебаний лежит в области больших периодов. Это связано с тем, что ряды не были отфильтрованы, а наибольшая амплитуда изменений температуры, как было показано ранее, лежит в области длиннопериодных колебаний.

На всех трех спектрах отчетливо прослеживается пик на периоде около 100 мин. Однако на горизонте 6 м интенсивность этого пика несколько меньше, чем в верхнем слое. На спектрах колебаний температуры горизонтов 0,5 и 2,0 м имеется целая серия пиков с периодами от 60 до 20 мин. (минимальный расчетный период). При этом наибольшей интенсивностью обладают

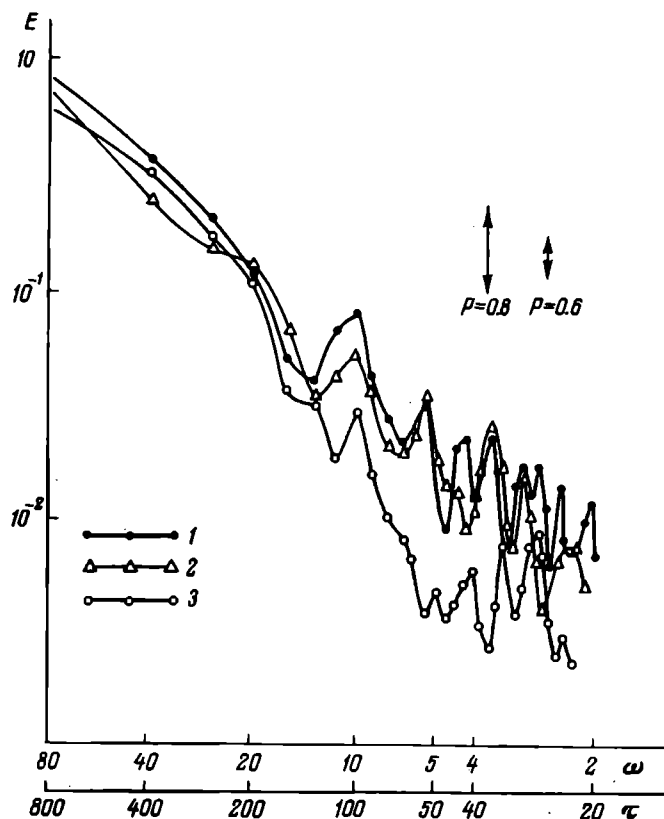


Рис. 9. Энергетические спектры колебаний температуры в Иваньковском водохранилище на горизонтах.

1 - 0,5 м, 2 - 2,0 м, 3 - 6,0 м. По оси ординат - функция спектральной плотности; по оси абсцисс - условная частота ( $\omega$ ) и периоды ( $\tau$ ), мин.  $P = 0,8$  и  $0,6$  - доверительные интервалы при доверительных вероятностях.

колебания с периодами от 50 до 30 мин. Все отмеченные максимумы вполне различимы. На горизонте 6 м после пика на периоде 100 мин. наблюдается интенсивное падение спектра, и следующий различимый пик появляется только на периоде около 30 мин. Объяснить природу данных, сравнительно высокочастотных колебаний в настоящее время трудно, поскольку приведенные записи температуры единичны и сведений о подобных флуктуациях температуры в водохранилищах нет. Из приведенного анализа видно, что колебания с периодом около 1,5 часа характерны для всей водной массы, тогда как колебания с периодом 60-40 мин. в данной ситуации наблюдались в верхнем двухметровом слое, а с периодом около 30 мин. вновь характерны как для поверхностного, так и для придонного слоев.

Колебания с периодом около 30 мин. не являются предельными для водной массы Иваньковского водохранилища. Оценка распределения плотности и связанной с ней частоты Брента-Вайсяля (рис. 10) показывает, что возможны колебания с периодом до 2 мин.



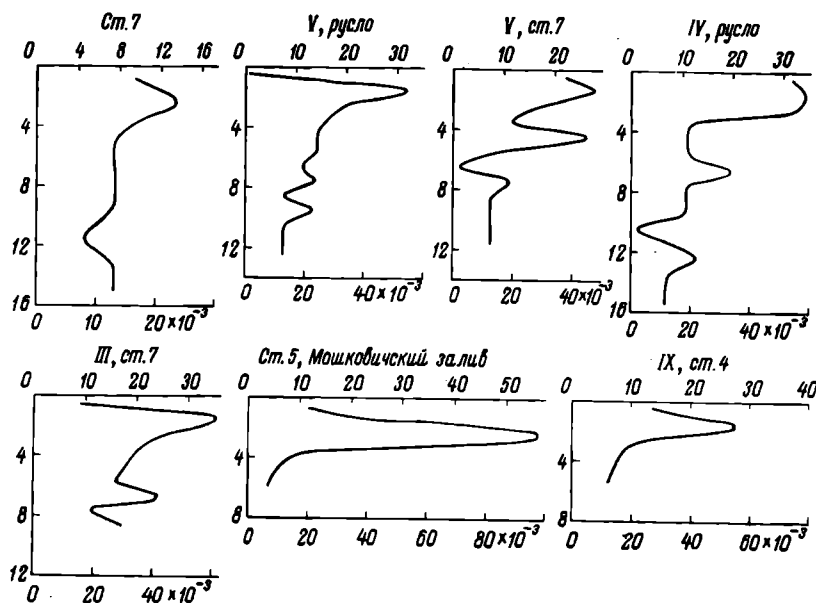


Рис. 10. Профили частоты Брента-Вяйсяля ( $N$ ) в Ивановском водохранилище.

По оси абсцисс: сверху – частота Брента-Вяйсяля ( $N$ ), цикл/час; внизу – частота Брента-Вяйсяля ( $N$ ), рад./сек.

Частота Брента-Вяйсяля (Филлипс, 1969), определяемая выражением

$$N = \left( -\frac{g}{\rho_0} \cdot \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \right)^{\frac{1}{2}},$$

где  $\rho_0$  – средняя плотность водной поверхности,  $\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}$  – градиент плотности, является частотой собственных колебаний вертикального столба жидкости, возникающих при небольшом отклонении от положения равновесия. Распределение величины  $N$  по вертикали – одна из наиболее важных динамических характеристик водоема. Соответствующий этой частоте период колебаний вычисляется как  $2\pi / N$ .

Взаимодействие отдельных горизонтов на различных частотах колебаний может быть выявлено при анализе взаимных спектров. При этом спектр взаимной корреляционной функции представляется разложением на две ортогональные оси – коспектр и квадратурный спектр. Коспектр является преобразованием четной симметричной части взаимной корреляции и характеризует либо однородное по вертикали квазигоризонтальное турбулентное поле, либо синхронные движения исследуемого слоя типа внутренних волн. В общем случае переменной стратификации спектр возмущений приводит к избирательному взаимодействию, т. е. к передаче энергии из слоя в слой и концентрации ее во внутренних волнах только на определенных для этой пары горизонтов периодах. В прилегающих слоях возникает соответствующая вертикальная циркуляция, передающая возмущение с небольшой скоростью. При таком взаимодействии становится существенной антисимметричная часть взаимной корреляции – квадратурный спектр (Навроцкий, 1969).

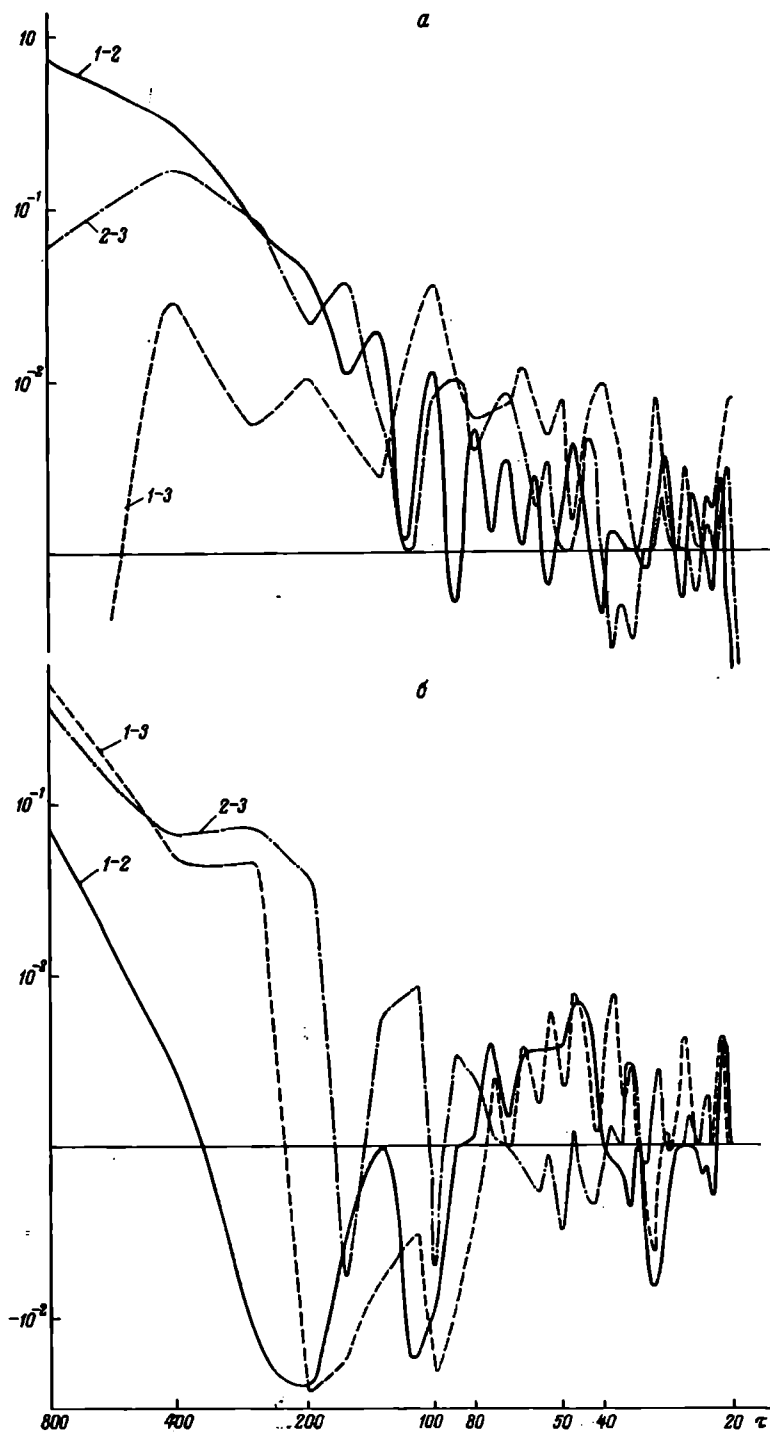


Рис. 11. Коспектры (а) и квадратурные спектры (б) температурных колебаний в Ивановском водохранилище для 3 горизонтов.  
 1 – горизонт 0.5 м, 2 – 2.0 м, 3 – 6.0 м. По оси ординат – значения коспектров (а) и квадратурных спектров (б); по оси абсцисс – периоды колебаний ( $\tau$ ), мин.

Из приведенных коспектров и квадратурных спектров исследуемой вы-  
борки колебаний температуры видно, что для горизонтов 0,5–2,0 и 2–6 м  
коспектры имеют основной максимум на длиннопериодной составляющей и  
слабо изменяются, т. е. изменения температуры в слое 0–2 м происходят  
в одной фазе (рис. 11). Для горизонтов же 0,5–6,0 м имеет место большое  
отрицательное значение коспектра. Это свидетельствует о том, что в по-  
верхностном и придонном слоях изменения температуры происходят в проти-  
вофазе, т. е. при повышении температуры в придонном слое наблюдается ее  
понижение в поверхностном слое, и наоборот. С физической точки зрения  
это может быть объяснено следующим образом. Повышение температуры  
в нижних горизонтах водохранилища происходит в результате адвекции теп-  
ла из верхних слоев в более глубокие, либо за счет ветрового перемешива-  
ния, или за счет перемешивания, обусловленного течением. Это в свою оче-  
редь приводит к понижению температуры в верхних горизонтах. Повышение  
температуры в поверхностном слое исследуемого района главным образом  
связано с поступлением теплых сбросных вод. Как показывают наблюдения,  
при движении поверхностных вод к плотине Ивановской ГЭС придонные  
слои перемешаются в противоположном направлении. Вследствие этого в дан-  
ный район происходит вынос холодных глубинных вод, расположенных в ниж-  
ней части Ивановского плёса.

На более коротких периодах наблюдается усиление взаимодействия от-  
дельных слоев, и коспектр принимает более колебательный характер. При  
этом периоды, на которых происходят максимальные взаимодействия, необя-  
зательно соответствуют максимумам спектральной энергии каждого горизон-  
та. Отрицательное значение коспектора (1–2) на периодах колебаний менее  
100 мин. свидетельствует о том, что колебания с этими периодами в поверх-  
ностном слое обусловлены таковыми на горизонте 2 м, т. е. колебаниями  
в слое скачка температуры.

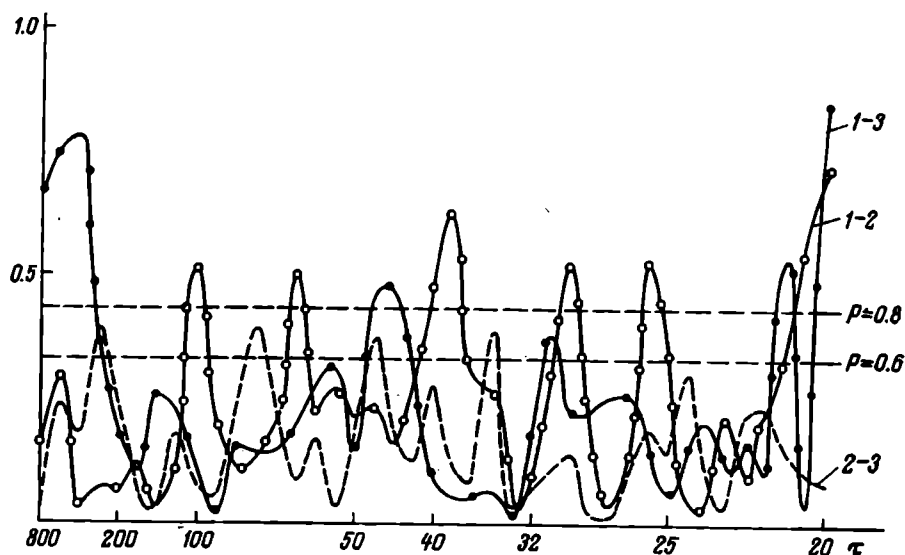


Рис. 12. Когерентность колебаний температуры в Ивановском во-  
дохранилище в районе X разреза на горизонтах 0,5–2 м (1–2), 2–6 м (2–3)  
и 0,5–6 м (1–3).

По оси ординат — значения когерентности; по оси абсцисс — периоды,  
мин. Пунктирные линии — уровни значимости при доверительных вероятностях  
 $P = 0,8$  и  $0,6$ .

Характер квадратурных спектров показывает, что в несимметричной части энергии взаимодействия в интервале периодов от 300 до 100 мин. направлена от глубинных горизонтов к поверхностным, а в интервале от 80 до 40 мин. – наоборот. Общий вид коспекторов и квадратурных спектров в короткопериодной части говорит о наличии турбулентности. В целом же анализ взаимодействия отдельных горизонтов приводит к выводу, что колебания температуры различного периода обусловлены, очевидно, взаимодействием турбулентности и внутренних волн.

Ответ на вопрос, как сильна связь между флуктуациями температуры на двух горизонтах для конкретных значений периодов (частоты), можно получить, вычислив когерентность, которая аналогична квадрату коэффициента корреляции, но в отличие от него зависит от частоты. Максимальные значения когерентности наблюдаются в интервале длинных периодов, что вполне естественно и связано с макроизменениями температуры, охватывающими всю водную толщу (рис. 12). Значения когерентности, превышающие уровень значимости при доверительной вероятности  $P=0.8$ , отмечаются также между слоями 1–2 и 1–3. Эти значения находятся на тех же частотах, что и максимальные уровни энергии на энергетических спектрах отдельных горизонтов. Небольшие значения когерентности для горизонтов 2–3 объясняются как нелинейностью механизмов передачи возмущений от слоя к слою, так и высоким уровнем шума (мелкомасштабными пульсами температуры). Относительная роль мелкомасштабных пульсаций уменьшается с увеличением градиента плотности, что объясняет более высокие значения когерентности слоев 1–2. Сравнительно высокие величины когерентности через горизонт (слой 1–3) обусловлены не только локальным градиентом плотности, но и плотностной стратификацией всей водной толщи. Квазипериодический ход когерентности говорит об избирательном взаимодействии между горизонтами.

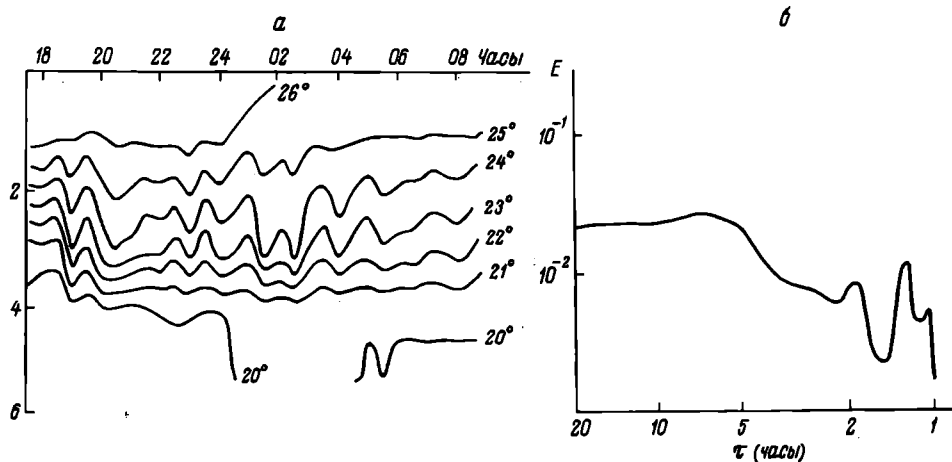


Рис. 13. Образец временных колебаний температуры в Мошковичском заливе (а) и спектр глубины залегания изотермы 24°(б).

По оси абсцисс: сверху – время, снизу – периоды, час.

Периоды колебаний слоя скачка в Мошковичском заливе водохранилища изменяются от 1,2 до 20 часов и более (рис. 13). Длиннопериодная составляющая колебаний термоклина в заливе (периоды 5 часов и выше) обусловлена гидродинамическими процессами, происходящими в водохранилище, или сменой сбросных расходов ГРЭС. Колебания же с периодом 1,2 часа

являются собственными. Действительно, для залива, граничащего с большим водоемом, известна форма колебаний, аналогичная одноузловой сейше в водоеме, получающемся в результате зеркального отражения залива от границы. В „удвоенном“ заливе вдоль границы расположен узел, а на концах – пучности. В заливе же имеются тот же узел и лишь одна пучность. Период колебаний как в водоеме, так и в заливе одинаков и составляет

$$T = 2 \int_0^L \frac{ds}{\sqrt{gH}} = 4 \int_0^l \frac{ds}{\sqrt{gH}},$$

где  $L$  – длина водоема (удвоенная длина залива);  $l$  – длина залива;  
 $g$  – ускорение силы тяжести;  $H$  – глубина;  $ds$  – элемент длины.

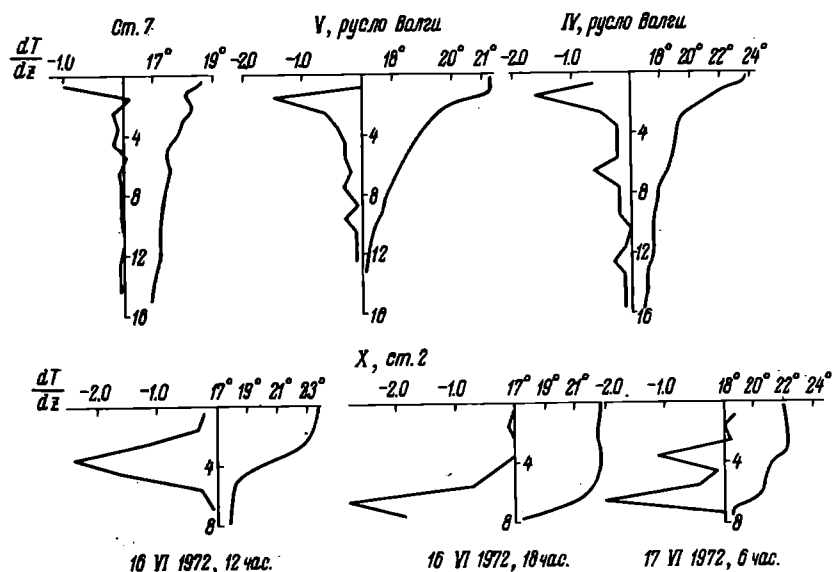


Рис. 14. Профили температуры и градиентов температуры в Ивановском водохранилище.

По оси абсцисс – температура, °С и градиент температуры  $dT/dz$ , град. С/м.

Подставляя в это выражение длину и среднюю глубину Мошковичского залива, мы получим, что период собственных колебаний равен 63 мин., т.е. величину, близкую к наблюдаемой.

#### Градиенты температуры, устойчивость и перемешивание

Из представленных данных (рис. 14, а) видно, что максимальные величины градиентов температуры наблюдаются в поверхностном слое толщиной до 3 м, ниже этого слоя они значительно уменьшаются. Температурные градиенты вне зоны влияния подогретых вод, как правило, не превышают  $1.5^\circ$  на 1 м, в зоне же постоянного или периодического влияния (разрезы X, IV, V, III) они увеличиваются и могут достигать  $2.5-3.0^\circ/\text{м}$ . Величины градиентов температуры непосредственно в районе выхода теплых вод (устье Мошковичского залива) составляют 3–5, а в отдельные периоды могут достигать и  $7-8^\circ/\text{м}$ .

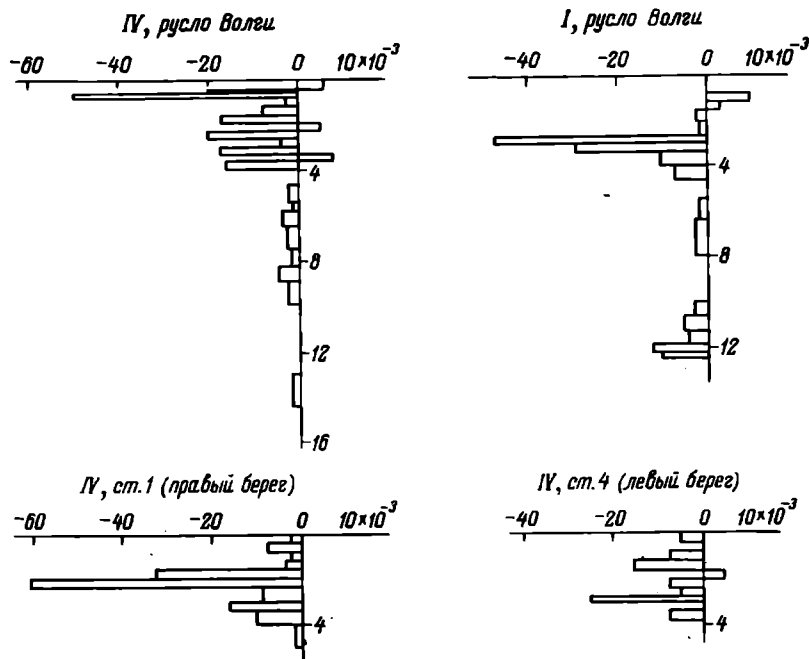


Рис. 15. Градиенты температуры в Иваньковском водохранилище в июне 1972 г.

По оси абсцисс – градиент температуры, град. С/см.

Поскольку термоклин совершает колебания с различными периодами, то градиенты температуры не остаются постоянными, а меняются во времени. При этом, очевидно, характер их изменений должен быть аналогичен динамике термоклина. Наиболее существенные изменения градиента температуры связаны с длиннопериодной составляющей колебаний термоклина, охватывающей всю водную массу. В качестве примера приведены градиенты температуры на ст. 2 X разреза (рис. 14, б). На временные колебания градиентов температуры в районе выхода теплых вод указывается также в работе Н. В. Буторина (1971).

Исследование тонкой структуры термоклина, выполненное с помощью термозонда, показывает слоистую термическую структуру водной массы (рис. 15). Эта слоистость находит отражение в ступенчатом распределении вертикальных градиентов. При этом максимальные градиенты наблюдаются лишь в тонких слоях. Ступенчатая структура профилей градиентов температуры в основном обусловлена адвекцией тепла и процессом смешения. В русловых участках водохранилища ниже термоклина градиенты очень незначительны.

При анализе записей, полученных термозондом, были обнаружены также инверсии температуры. Величина их достигала  $0,4^{\circ}$ . Поскольку в водохранилищах плотностное расслоение создается главным образом за счет разности температур, то инверсии, очевидно, – неустойчивые образования. Возникновение их может быть вызвано целым рядом факторов, из которых основная роль принадлежит турбулентности и внутренним волнам. Как правило, инверсии температуры наблюдались непосредственно в термоклине и наиболее часто в зоне влияния теплых вод, однако они могут наблюдаться и вне этой зоны. В слоях с инверсиями температурные градиенты имеют противоположный знак, а величина их соизмерима с величиной градиентов в термоклине.

Устойчивость водных масс в Иваньковском водохранилище может быть охарактеризована профилем частоты Брента-Вяйсяля (частоты устойчивости  $N$ ,

рис. 10). Жидкость является статически устойчивой, если  $N$  действительно, т. е. если  $\partial \rho / \partial z < 0$ , а значение  $N$  характеризует величину устойчивости. При безразличной стратификации величина  $N=0$ , а соответствующий ей период собственных колебаний вертикального столба жидкости равен бесконечности. Параметр устойчивости  $E$ , применяемый в океанологии, через частоту Брейта-Вейселя определяется как  $N^2 / g = E$ .

Анализируя профиль  $N$  в Иваньковском водохранилище, можно также отметить его сложную структуру. Это говорит о разнотипной статической устойчивости отдельных слоев в водохранилище. Как правило, наибольшей устойчивостью обладают слои, расположенные на глубине от 1 до 3 м, т. е. слой термоклина. Кроме того, и на различных глубинах также могут находиться отдельные слои, где устойчивость близка к таковой в термоклизе. В Мошковичском заливе водохранилища и у его устья в большинстве случаев максимальная устойчивость наблюдается непосредственно в термоклизе в слое на глубине от 1 до 2 м.

Другой характеристикой устойчивости водной массы может служить критерий Ричардсона.

$$Ri = - \frac{(g/\rho)(\partial \rho / \partial z)}{(\partial u / \partial z)^2},$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести;  $\rho$  — плотность;  $z$  — глубина;  $u$  — скорость. Вертикальное перемешивание может иметь место вследствие вертикальных градиентов скорости течения, когда  $Ri < 1/4$ .

Значения величины  $Ri$ , вычисленные по материалам многосуточных станций, в Иваньковском плесе колеблются в очень широких пределах. Например, для слоя термоклина (0–4 м) величины  $Ri$  могут изменяться от 0,5 до 6–8, а для всего столба воды в районе X разреза (глубина 7,5 м) или в районе русла Волги на IV разрезе (глубина 14 м) — от 0,1 до 3. Безусловно, что в отдельные периоды и для самого термоклина величина  $Ri$  может быть менее 1/4, т. е. будет наблюдаться интенсивное перемешивание. В то же время, если вычислять критерий Ричардсона для отдельных более тонких слоев (рис. 15), то его величина может достигать 50 и более, что говорит об очень большой устойчивости этих слоев.

Большее значение число Ричардсона как критерия устойчивости слоев имеет для Мошковичского залива, так как там перемешивание осуществляется главным образом за счет градиента скорости ввиду защищенности залива от ветрового волнения. Вычисление критерия  $Ri$  для всего потока в заливе показало, что максимальные его величины составляют 1,7–3,0 при различных градиентах плотности и скорости течения. В то же время непосредственно в слое скачка величина  $Ri$  может увеличиваться до 20 и более. При анализе распределения температуры и скорости течения оказалось, что для Мошковичского залива критерий устойчивости можно принять равным 0,3–0,5, т. е. при  $Ri = 0,5$  и менее разность температур по вертикали не превышает 1,5–2,0° при равномерном понижении ее от поверхности ко дну.

Основной источник энергоснабжения, необходимый для поддержания турбулентности в Мошковичском заливе, — кинетическая энергия осредненного течения. Какие же факторы могут привести к изменению скоростей течения и, следовательно, к изменению кинетической энергии в ту или иную сторону? Прежде всего это колебание уровня Иваньковского водохранилища и изменения циркуляционного расхода ГРЭС. Попытка оценить критические скорости, при которых плотностное расслоение вод в заливе будет разрушаться, показало, что при максимальных градиентах температуры эти скорости на поверхности составляют около 0,4 м/сек. Скорости течения такого же порядка могут быть получены из представленных данных (рис. 5). На рис. 5 видно, что при значениях  $V_T / V_d \geq 1$  длина клина холодной воды и его глубина в устье

Таблица 2

Изменение коэффициента вертикального турбулентного обмена  $A_z$  ( $\text{г} \cdot \text{см}^{-4} \cdot \text{сек}^{-1}$ ) с глубиной

Горизонт, м	Скорость ветра, м/сек.			
	5	10	15	20
0	23.1	51.0	98.1	160.1
1	3.8	27.6	45.3	88.3
2	0.5	7.0	21.5	49.4
3	0.03	4.0	10.2	26.3
4	0.0	1.2	3.4	14.0
5	0.0	0.4	1.9	7.1
6	0.0	0.1	1.1	3.9
7	0.0	0.0	0.3	1.7
8	0.0	0.0	0.08	0.6
9	0.0	0.0	0.02	0.15
10	0.0	0.0	0.00	0.04

залива минимальны, т. е. при значениях  $V_T \geq V_d$  термическое расслоение разрушается.

С точки зрения интенсивности перемешивания описанные ранее смещения клина холодной воды могут быть объяснены следующим образом. Весенний период (продвижение клина холодной воды в глубь залива) – скорость увеличения гравитационной потенциальной энергии превышает скорость поступления энергии со стороны осредненного течения. Летне-осенний период (стационарный или уменьшающийся клин) – скорость перехода энергии осредненного течения в энергию турбулентности больше, чем вызванная ею скорость увеличения гравитационной потенциальной энергии, вследствие диссипации части энергии молекулярной вязкостью.

Для характеристики вертикального турбулентного обмена в Иваньковском плёсе нами приведены значения коэффициентов турбулентного обмена (табл. 2), которые вычислены по элементам воли согласно методике, предложенной С. В. Доброклонским (1947), с учетом мелководности водоема. При скорости ветра 10–15 м/сек. ветровое перемешивание охватывает слой до 4–6 м. Здесь следует отметить, что глубина перемешивания также является функцией времени. При длительном действии ветра одной скорости величина верхнего перемешанного квазиоднородного слоя увеличивается. Увеличение глубины перемешанного слоя с течением времени при постоянном ветре связано с эффектом совместного воздействия перемешивания за счет ветрового волнения и за счет различного вида течений, возникающих под действием ветра.

Ниже приведены значения коэффициентов горизонтального турбулентного обмена, полученные по данным наблюдений над скоростями течения самописцем БПВ-2р на X разрезе (табл. 3). Коэффициенты обмена вычислены для горизонта 2 м по схеме, ранее используемой нами для Рыбинского водохранилища (Буторин, Литвинов, 1968). В этой же таблице для сравнения приведены значения коэффициентов обмена в условиях Волжского плёса Рыбинского водохранилища. Из приведенных данных видно, что элементы эллипсов горизонтального турбулентного макрообмена примерно на порядок меньше таковых в Рыбинском водохранилище.

Интересно отметить, что в районе выхода теплых вод в Иваньковское водохранилище при слабом ветре даже в горизонтальной плоскости



Таблица 3

Элементы эллипсов горизонтального турбулентного обмена  
в Иваньковском и Рыбинском водохранилищах

Водохранилище	$A_{\varphi} \cdot 10^6$	$A_{\lambda} \cdot 10^6$	$A_{\varphi\lambda} \cdot 10^6$	$A_{\lambda\varphi} \cdot 10^6$	$A_{\varphi\lambda} = \lambda\varphi \cdot 10^6$
Иваньковское	0,0283	0,0278	-0,0021	-0,0052	-0,0037
Рыбинское	0,102	0,018	-0,022	-0,042	-0,032
Водохранилище	$\alpha^\circ$	$A_{x'} \cdot 10^6$	$A_{y'} \cdot 10^6$	$\alpha_{x'} \cdot 10^{-3}$	$b_{y'} \cdot 10^{-3}$
Иваньковское	$97^\circ$	0,028	0,028	0,6	0,6
Рыбинское	$178^\circ$	0,113	0,007	3,0	12,0

турбулентный обмен существенно анизотропен, что выражается в его больших величинах в направлении перемещения вод и в меньших величинах в направлении, перпендикулярном потоку. Косвенным подтверждением этого, на наш взгляд, могут служить непрерывные записи температуры, выполненные в поверхностном слое в 1972 г.

Эти наблюдения показали, что если на разрезах, расположенных по потоку теплых вод, наблюдается понижение температуры без каких-либо значительных ее пульсаций, то на разрезах поперек потока, напротив, наблюдается довольно широкий спектр пространственных масштабов колебания температуры (рис. 16). При вычислении спектров колебания температуры с масштабом более 60 м подавлены полосовым фильтром.

Максимальная энергия колебаний на всех трех записях температуры сосредоточена на волновых числах  $\lambda = 0,16-0,26$  (характерный масштаб от 30 до 40 м). В сторону более высоких волновых чисел уровни энергии довольно быстро уменьшаются. Однако на интервале волновых чисел 0,53-1,5 наблюдается серия довольно интенсивных максимумов. Масштабы температурных неоднородностей, соответствующие этим максимумам, лежат в пределах от 12 до 4 м.

Интересно также и поведение температурных градиентов на разрезах. Так, градиенты, обусловленные положением основной струи, изменяются от 0,003 до 0,005 град.С/м. В то же время градиенты температуры, обусловленные неоднородностями с масштабами 4-12 м, достигают величин 0,3-0,4 град. С/м, т. е. соизмеримы с вертикальными градиентами.

### Заключение

В настоящее время термическое расслоение водной массы Иваньковского плёса наблюдается в течение 9-10 месяцев, за исключением короткого периода во время пропуска весеннего половодья, и в сентябре-октябре в результате увеличения конвективного и ветрового перемешивания. Формирование слоя скачка происходит под действием ряда факторов, из которых основными являются адвекция тепла из более прогретых верхних участков, мелководий и сбросных вод Конаковской ГРЭС, а также непосредственный прогрев

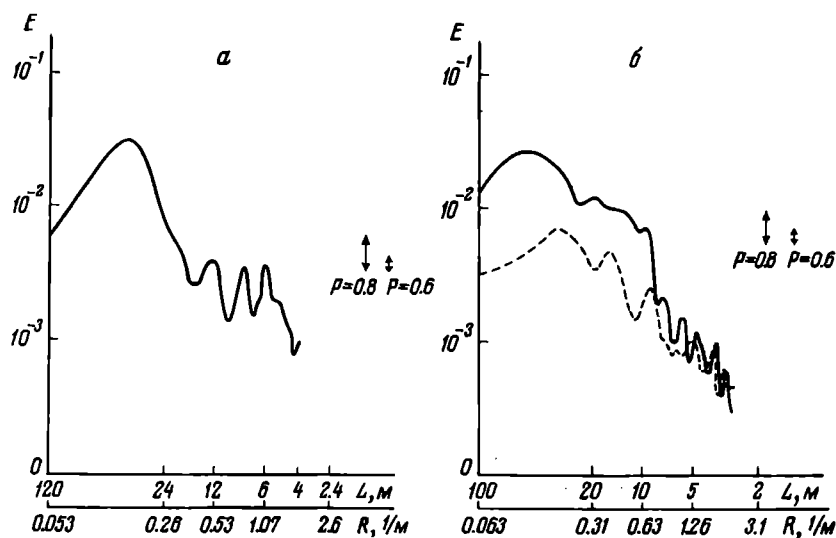


Рис. 16. Спектры пространственных колебаний температуры в Иваньковском водохранилище.

а – IX разрез, горизонт 0,5 м, б – X разрез: сплошная линия – горизонт 0,5 м, пунктирная – 2,0 м.  $P = 0,8$  и  $0,6$  – доверительные интервалы при доверительных вероятностях.

По оси ординат – функция спектральной плотности; по оси абсцисс: сверху – длина ( $L$ ), м, снизу – волновое число ( $k$ ),  $1/м$ .

поверхностного слоя за счет солнечной радиации. Преобладающая роль в термическом расслоении водной массы зимой принадлежит сбросным водам Конаковской ГРЭС.

Формирующийся в Мошковицком заливе клин холодной воды при взаимодействии циркуляционного расхода ГРЭС с водами водохранилища может рассматриваться как стационарный. Режим потока в заливе в этот период определяется силой тяжести, связанной с разницей плотности сбрасываемой воды и воды водохранилища, а также силой тяжести, вызывающей движение теплой воды в сторону водохранилища.

Размеры клина холодной воды и глубина его залегания в устье залива определяются отношением средней скорости потока к плотностной скорости. Полученные зависимости позволяют определять параметры клина холодной воды и хорошо согласуются с натурными данными.

Анализ многосуточных наблюдений над температурой воды в различных точках водохранилища и длительные записи температуры указывают на широкий спектр временных колебаний термоклина Иваньковского плеса. Длиннопериодная составляющая этих колебаний (с периодом сутки и более) вызывается изменением гидрометеорологической обстановки над экваторией водохранилища. Колебания с периодом от 10 до 20 часов обусловлены характером регулирования сбросных расходов через гидросооружения Иваньковского гидроузла, а колебания с периодом около 5 часов, очевидно, вызваны собственными колебаниями водной массы Иваньковского плеса. Все отмеченные колебания с большим периодом могут быть интерпретированы как длиннопериодные внутренние волны.

Кроме длиннопериодных колебаний, были выявлены колебания термоклина с периодом от 20 до 100 мин. Однако в настоящее время ввиду отсутствия

подобных наблюдений объяснить природу данных сравнительно высокочастотных колебаний не представляется возможным.

Из распределения плотности по вертикали следует, что колебания водной массы с периодом 20–30 мин. не являются предельными. Периоды возможных собственных колебаний могут составлять около 2 мин., а в Мошковичском заливе – несколько десятков секунд. Приведенный анализ динамики термоклина не является исчерпывающим. Для более детального исследования как внутренних волн, так и турбулентности необходима постановка более полных наблюдений, с большей разрешающей способностью по высокочастотным колебаниям и с привлечением наблюдений над течениями и волнением.

Анализ тонкой структуры стратификации показывает, что термоклин разделяется на отдельные слои с различной величиной градиента температуры и, следовательно, с различной устойчивостью. Горизонтальная протяженность этих слоев в настоящее время неизвестна.

Дальнейшее исследование термоклина в водохранилищах, на наш взгляд, должно идти в направлении изучения его детализации как по вертикали, так и в горизонтальном направлении с применением датчиков, позволяющих получать непрерывные записи температуры. Исследование же флуктуаций температуры в вертикальной и горизонтальной плоскостях с привлечением данных по скоростям течения помогло бы охарактеризовать потоки тепла, проходящие через термоклин, и оценить характер тепло- и массообмена в стратифицированных водоемах. При этом районы сброса вод тепловыми электростанциями в озера или водохранилища с большими градиентами температуры по вертикали могут служить естественной лабораторией при исследовании всех процессов, происходящих в термоклин.

#### Литература

- Буторин Н. В. 1971. Особенности вертикального распределения температуры воды в зоне влияния Конаковской ГРЭС. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 10.
- Буторин Н. В., Курдина Т. Н. 1970. О динамике температуры воды Ивановского водохранилища в зоне поступления подогретых вод Конаковской ГРЭС. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 7.
- Буторин Н. В., Курдина Т. Н. 1971. О температурном воздействии Конаковской ГРЭС на воды Ивановского водохранилища. В кн.: Гидрохимия и гидробиол. водоемов-охладителей тепловых электростанций СССР, Киев.
- Буторин Н. В., Курдина Т. Н. 1972. О распространении сбросных вод Конаковской ГРЭС в зависимости от их расхода. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 14.
- Буторин Н. В., Литвинов А. С. 1968. Расчет коэффициентов турбулентного обмена в Рыбинском водохранилище. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 16(19).
- Доброклюнский С. В. 1947. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря и волнение. ДАН СССР, 58, 7.
- Зимина Н. А. 1959. Элементы гидрологического режима и водный баланс Ивановского водохранилища. Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, вып. 2(5).
- Кейлеган Д. Г. 1970. Механизм образования неподвижного клина соленой воды. В кн.: Гидродинамика береговой зоны и эстуариев, Л.
- Краусс В. 1968. Внутренние волны. Гидрометеопиздат, Л.
- Литвинов А. С. 1970. Влияние Рыбинской ГЭС на режим течений верхнего бьефа. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 5.

- Навроцкий В. В. 1969. Статистический анализ пространственных колебаний температуры в поверхностном слое океана. В кн.: Физика атмосферы и океана, У, 1, М.
- Рутковский В. И. 1964. Опыт применения скоростной съемки температуры и электропроводности для изучения температурного режима и перемещения водных масс водохранилищ. В кн.: Методы изуч. и использования водных ресурсов. М.
- Свешников А. А. 1961. Прикладные методы теории случайных функций. Л.
- Смирнов А. М., Литвинов А. С. 1973. Зонд для измерения температуры воды и глубины водоема. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 19.
- Филлипс О. 1969. Динамика верхнего слоя океана. М.
- Шербаков А. П. 1941. Основные черты гидрохимического режима Иваньковского водохранилища. Тр. Зоол. ин-та АН СССР, вып. 7, 1.
- Stommel H., Farmer H. G. 1952. Abrupt change in Width in Two-Layer Open channel Flow, Sears Foundation, J. Marine Research, 11.

Н. В. Буторин, А. М. Смирнов

#### СУТОЧНЫЙ ХОД И ДИНАМИКА СРЕДНЕСУТОЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ПРИБРЕЖЬЕ БОРКА В 1971 г.

Наиболее своеобразная особенность водохранилищ, отличающая их от озер и рек, — наличие в них русловой части и обширных мелководий. Своеобразие и самобытность динамики вод и других сторон режима на этих участках водохранилищ иллюстрировались многими исследователями. До последнего времени наиболее полные данные, характеризующие особенности режима водохранилищ, относятся к глубоководным русловым участкам. Мелководные участки водохранилищ (с глубинами до 2,0–2,5 м) освещены наблюдениями слабо. Это касается и температуры воды.

Температурный режим — один из основных экологических факторов, определяющих жизнь гидробионтов. Исследования термики мелководных участков Рыбинского водохранилища показали, что сезонный ход температуры воды на них весьма динамичен и в общих чертах отличается от такового глубоководных участков более ранним прогревом весной, наиболее высокими абсолютными температурами летом и ранним охлаждением осенью. При этом изменения температуры за короткое время охватывают всю водную толщу и верхний слой донных отложений. Динамичность режима и важность температурного фактора требовали постановки специальных исследований по временной изменчивости температурных условий на мелководных участках водохранилищ. Для решения этой задачи данных наблюдений, собранных при экспедиционных обследованиях мелководных участков, оказалось недостаточно. Материалы, полученные в различные сезоны на незакрепленных строго вертикалях, несвободны от элемента случайности. Данные же водомерных постов в большинстве случаев не являются репрезентативными для характерных участков мелководий, и, как будет показано ниже, объем информации их не позволяет решить поставленную задачу достаточно удовлетворительно.

Для изучения временной изменчивости температурных условий мелководий необходимо получение систематической надежной информации за достаточно

длительный промежуток времени. Такую информацию нам удалось получить с помощью измерительного пункта, функционирующего в прибрежье Борка на Рыбийском водохранилище (Буторин, Смирнов, 1972).

Измерительный пункт расположен на расстоянии 1.2 км от берега, в 15 м правее канала, прорезающего мелководье от острова Хохотка к коренному берегу водохранилища. Морфометрическая характеристика мелководья, как и некоторые сведения о грунтовом комплексе его, приводятся в работе К. А. Бакулина (1973). Глубина в районе расположения измерительного пункта при НПУ составляет приблизительно 250 см. При сработке водохранилища в зимний период этот район, как правило, свободен от воды, что облегчает прокладку коммуникаций и их проверку.

Технические возможности измерительного пункта характеризуются следующими данными. При непрерывной работе датчиков процесс регистрации измерительных характеристик на фотобумаге или фотопленке производится в течение определенного времени ( $T_1$ ) с перерывом между моментами измерения ( $T_2$ ), т. е. с определенной скважностью, которая характеризуется коэффициентом скважности —  $K$ .

$$K = \frac{T_1 + T_2}{T_1} . \quad (1)$$

Если измерительную систему включать каждый час на 15 сек., то в соответствии с (1) коэффициент скважности будет равен 240.

Определим время автоматической работы измерительного пункта до смены кассеты светолучевого осциллографа  $T_L$ . Между временем  $T_L$  (в сутках), коэффициентом скважности  $K$ , запасом (длиной) фотоленты в кассете  $L$  (мм) и скоростью протяжки ленты  $V$  (мм/сек.) существует зависимость:

$$T_L = 11.5 \frac{KL}{V} . \quad (2)$$

Если  $K = 240$ ,  $L = 2 \cdot 10^4$  мм,  $V = 3$  мм/сек., то

$$T_L = 11.5 \frac{240 \cdot 2 \cdot 10^4}{3} = 18 \text{ суток.}$$

Исходя из емкости аккумуляторных батарей  $B = CT = 128$ , установленных на измерительном пункте, время непрерывной работы его определяется следующим образом.

$$T_a = \frac{K \cdot A}{24 i} , \quad (3)$$

где  $T_a$  — время непрерывной работы системы (в сутках);  $A$  — емкость аккумуляторов (в ампер-часах);  $K$  — коэффициент скважности;  $i$  — потребляемый осциллографом ток (в амперах).

При  $A = 100$  а.ч.,  $K = 240$ ,  $i = 10$

$$T_a = \frac{240 \cdot 100}{24 \cdot 10} = 100 \text{ суток.}$$

Таким образом, технические возможности измерительного пункта позволяют получать автоматически необходимую информацию при заданных нами условиях в течение 18 суток без смены кассеты светолучевого осциллографа и со сменой кассеты в течение примерно трех месяцев. Однако, учитывая

возможность потери информации при полном расходе фотоленты в кассете, а также при полной разрядке аккумуляторных батарей вследствие падения напряжения, практически кассета заменяется через 2 недели, а аккумуляторные батареи – через полтора месяца.

При изучении временной изменчивости температурных условий в прибрежье Борка нами особое внимание уделялось суточному ходу температуры воды и воздуха. С учетом этого осуществлялась ежечасная регистрация температуры воды и воздуха на протяжении длительного времени. Технические возможности измерительного пункта позволили выполнить такую работу. Наблюдения произведены в 1971 г. Ими были охвачены два периода: весной, с 6 мая по 25 июня, во время наиболее интенсивного прогрева воды, и осенью, со 2 сентября по 17 октября, – в период ее охлаждения. Всего за время наблюдений осуществлено 2328 измерений температуры, которые характеризуют 97 суточных циклов ее изменений при различных погодных условиях.

Уровень воды в период наблюдений имел тенденцию к понижению. Общее понижение его от начала наблюдений весной до завершения их осенью составило 160 см. Многократные изменения температуры воды на поверхности и у дна термометром не показали существенных различий, которые по глубине не превышали  $0.1^{\circ}$ . В отличие от однообразного вертикального распределения температуры воды суточные изменения ее имели весьма разнообразный характер.

Обычно ход температуры воды на поверхности, свободной ото льда, в умеренных широтах в основном соответствует изменению температуры воздуха, но при меньшей амплитуде колебаний. Весной температура воды всегда ниже температуры воздуха, а примерно со второй половины июня, как правило, выше. Для безледного периода температура воды в среднем выше температуры воздуха (Буторин, 1959).

Общеизвестно, что в безледный период температура воды в водоемах имеет суточный ход. Суточные колебания ее наиболее резки в поверхностном слое. Так, в 1956 г. амплитуда этих колебаний равнялась на приплотинном участке Горьковского водохранилища в поверхностном слое  $0.9^{\circ}$  в конце мая и  $2.1^{\circ}$  в начале августа, а у дна  $0.7$  и  $0.2^{\circ}$  соответственно. Подобные изменения температуры воды в течение суток были отмечены нами в 1957 г. (Буторин, 1963). По данным К. К. Эдельштейна (1968), в ясные штилевые дни июня–июля суточная амплитуда температуры поверхностных слоев воды в Горьковском водохранилище достигала  $6^{\circ}$ .

Хорошо выражен суточный ход температуры воды в Рыбинском водохранилище. По данным В. И. Рутковского (1963), летом при теплой погоде средняя температура воды по вертикали в течение суток изменяется в пределах  $1$ , реже  $1.5^{\circ}$ . Амплитуда суточного хода температуры поверхностного двухметрового слоя значительно выше и часто достигает  $3^{\circ}$  и более. Суточный ход температуры воды прослеживается и в период интенсивного выхлаживания водоема. Так, в первых числах октября 1959 г. амплитуда суточного хода температуры воды на ряде станций Главного плёса колебалась от  $0.2$  до  $1.0^{\circ}$ , в Верхневолжском плёсе – от  $0.4$  до  $1.1^{\circ}$ , а в Моложском – от  $0.4$  до  $1.0^{\circ}$  (Рутковский, 1963).

Следует отметить, что приводимые данные относятся к русловой части водохранилища и в большинстве случаев представляют собой результаты суточных измерений температуры воды без повторности. Работы, посвященные специально исследованию особенностей суточного хода температуры воды в водохранилищах, нам неизвестны. Между тем суточные изменения температуры воды представляют не только большой интерес при характеристике температурных условий водоема, но и играют важную роль в развитии биологических процессов.

Анализ большого по объему и качественного материала наблюдений позволил выявить ряд особенностей суточного хода температуры в прибрежье

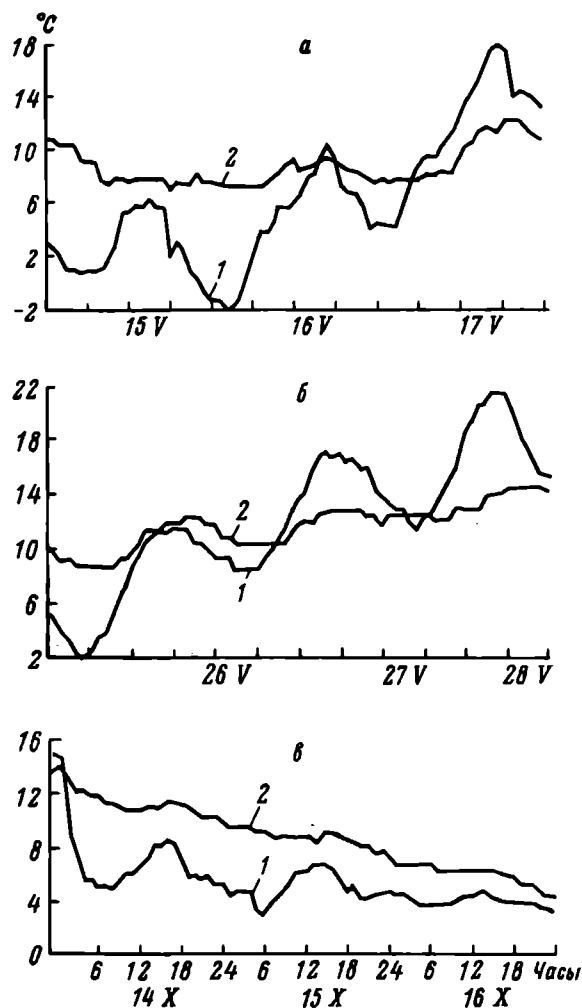


Рис. 1. Суточный ход температуры воды и воздуха.

1 – воздуха, 2 – воды.

Рыбинского водохранилища. Оказалось, что в зависимости от сезона года и погодных условий характер суточного хода температуры воды резко меняется. Так, 15–16 мая при резких колебаниях температуры воздуха и относительно низких ее значениях не наблюдалось четко выраженного суточного хода температуры воды (рис. 1, а). После понижения в ночные часы 15 мая на 3° температура воды, оставаясь выше температуры воздуха, практически не меняла своего значения до 12 час. дня 17 мая. Незначительное повышение ее, порядка 1°, наблюдалось лишь в дневные часы 16 мая. Более четко суточный ход температуры воды проявлялся 17 мая, когда в связи с резким повышением температуры воздуха наметилась устойчивая тенденция в повышении температуры воды.

Из приведенных данных по изменениям температуры воды и воздуха 26–28 мая в период резкого потепления видно, что температура воздуха в течение рассматриваемого трехсуточного цикла наблюдений систематически

Таблица 1

Колебания температуры воздуха и воды в прибрежье Борка  
в мае и октябре 1971 г.

Дата	Температура, °C							
	воздуха				воды			
	сред- несу- точная	макси- маль- ная	мини- маль- ная	ампли- туда	сред- несу- точная	макси- маль- ная	мини- маль- ная	ампли- туда
15 V	2,6	6,2	-1,2	7,4	8,3	10,4	7,0	3,4
16 V	4,7	10,3	-2,0	12,3	8,1	9,4	7,2	2,2
17 V	11,4	17,5	4,2	13,3	9,6	12,0	7,4	4,6
26 V	7,6	11,5	2,1	9,4	10,3	12,3	8,6	3,7
27 V	13,1	17,0	8,3	8,7	11,4	12,7	10,3	2,4
28 V	16,4	21,2	11,3	9,9	13,1	14,4	11,9	2,5
14 X	4,6	12,8	2,8	8,0	9,2	12,0	7,8	4,2
15 X	2,7	4,5	0,8	3,7	6,4	7,3	5,4	1,9
16 X	1,7	2,5	0,8	1,7	3,7	4,5	2,0	2,5

повышалась и в дневные часы 28 мая была выше 20° (рис. 1, б). Соответствующим образом изменялась и температура воды. В ее изменении четко прослеживалась тенденция к повышению. В течение данного цикла наблюдений температура воды повысилась на 5°, и во второй половине дня 28 мая превышала 14°.

Иной характер изменений температуры воды наблюдался в октябре, в период интенсивного выхолаживания (рис. 1, в). С 14 октября наступило похолодание, и температура воздуха на протяжении последующих 3 суток систематически падала. Аналогичная картина прослеживалась и в изменении температуры воды. Оставаясь выше температуры воздуха, она плавно понижалась. Общее понижение ее с 14 по 16 октября включительно составило порядка 10°. Колебания среднесуточных температур воздуха и воды, а также максимальных и минимальных значений их в рассматриваемые сроки приведены в табл. 1.

Различный характер суточного хода температуры воды в прибрежье Рыбинского водохранилища особенно четко выявляется по отклонению температуры отдельных сроков измерений от ее среднесуточного значения (рис. 2). Анализ кривых по наиболее типичным суточным колебаниям температуры воды в зависимости от погодных условий показывает, что в тихую пасмурную, но теплую погоду температура воды в течение суток практически не меняется. Значения ее в отдельные сроки измерений близки к среднесуточной температуре (рис. 2, 1). В теплую погоду с переменной облачностью наблюдается незначительное повышение температуры воды в дневные часы при однозначных значениях ее в начале и в конце суток. При такой погоде максимальное отклонение дневных температур от среднесуточного ее значения не превышает 5% (рис. 2, 2).



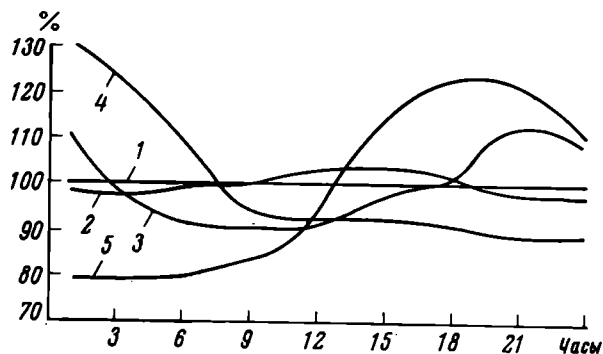


Рис. 2. Типичные суточные изменения температуры воды.

По оси ординат — температурные отклонения, %.

В ненастную ветреную погоду температура воды в ночные часы выше, чем днем. В дневные часы происходит понижение температуры воды (рис. 2, 3). Как в ночные, так и в дневные часы отклонение температуры от среднесуточного значения может достигать 10%. Температура воды на мелководных участках быстрее реагирует на изменения температуры воздуха. При заметном похолодании температура воды также понижается. Общее понижение температуры воды за сутки может составлять до 40% среднесуточного ее значения (рис. 2, 4). Обратная картина наблюдается в ясные солнечные дни, когда температура воды за сутки резко повышается (рис. 2, 5). Абсолютная величина ее повышения в отдельные сутки может составлять 50% от среднесуточной температуры.

Таким образом, температура воды на мелководье водохранилища испытывает в течение суток существенные и различные по характеру изменения. Основная причина их — погодные условия. Подвержены ли таковым изменениям среднесуточные значения температуры воды?

Характер изменения среднесуточной температуры воды и воздуха за время наблюдений хорошо виден на кривых (рис. 3). Для полноты картины наряду со среднесуточными температурами воды и воздуха приводятся их максимальные и минимальные значения. Максимальная температура воды отмечена 19–20 июня —  $20,5^{\circ}$ , а минимальная 17 октября —  $1,8^{\circ}$ . Наиболее высокая температура воздуха зафиксирована 19 мая — абсолютное значение  $26,7^{\circ}$ . Ей предшествовала минимальная температура воздуха  $2^{\circ}$ , которая наблюдалась 17 мая.

Ход кривых показывает, что и среднесуточные величины рассматриваемых параметров сильно меняются во времени (рис. 3). Колебания в значениях среднесуточной температуры воды достигали в отдельных случаях  $4,6^{\circ}$ , а температуры воздуха  $14^{\circ}$ . Как в период весенне-летнего прогрева, так и во время осеннего охлаждения водоема обращает на себя внимание четко выраженная синхронность в изменениях температуры воды и воздуха. Характер изменения их примерно одинаков. Однако при внимательном сопоставлении кривых хода температуры воздуха и воды, особенно для периода весеннего прогрева, отмечается при изменении их некоторый сдвиг фаз: изменение температуры воды отстает от изменения температуры воздуха на время до 2 суток.

Колебания температуры воздуха больше, чем таковые воды (рис. 3). В мае различия в минимальном и максимальном значениях температуры воздуха составляли  $18^{\circ}$ , воды —  $7^{\circ}$ . Максимальная разница между среднесуточными

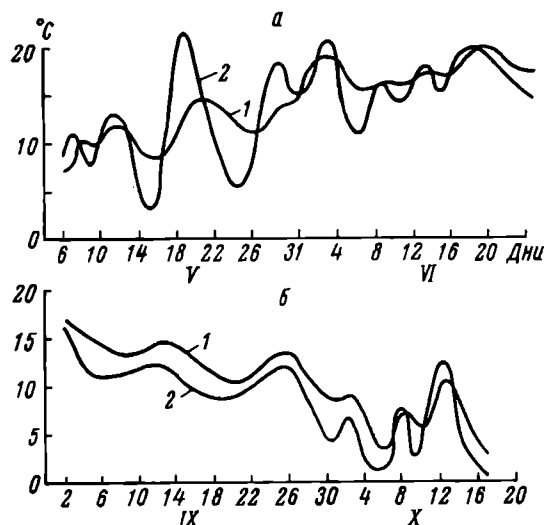


Рис. 3. Кривые изменения среднесуточных температур.

1 - воды, 2 - воздуха. а - в мае-июне,  
б - в сентябре-октябре.

температурами воды и воздуха зафиксирована 19 мая, когда среднесуточная температура воздуха была на  $8.3^{\circ}$  выше, чем воды. Наоборот, 24 мая среднесуточная температура воздуха оказалась на  $7^{\circ}$  ниже таковой воды. Следовательно, весной среднесуточная температура воды на мелководье может быть выше и ниже среднесуточной температуры воздуха. Осенью среднесуточная температура воды, как правило, выше температуры воздуха (рис. 4).

На фоне колебаний среднесуточных температур рассматриваемых параметров отчетливо прослеживаются общая тенденция в их изменении и особенности в различные сезоны. Для весенне-летнего периода характерно повышение среднесуточной температуры воды и воздуха (рис. 4, а). С 6 мая по 26 июля среднесуточная температура воды повысилась примерно на  $10^{\circ}$ , воздуха - на  $7^{\circ}$ . Максимальная скорость повышения среднесуточной температуры воды составляла  $2^{\circ}$ , воздуха -  $6^{\circ}$  за сутки. Наибольшие значения рассматриваемых параметров за время наблюдений достигали  $20$  и  $22^{\circ}$  соответственно. Осенью наблюдалась обратная картина (рис. 4, б). Со 2 сентября по 17 октября среднесуточная температура воды понизилась примерно на  $14^{\circ}$ , воздуха - на  $16^{\circ}$ .

Кривые показывают (рис. 4), что наряду с существенными колебаниями температуры воды и воздуха в ходе изменения их прослеживается некоторая периодичность. Весной период колебаний данных параметров составляет 4-10, осенью - 4-12 суток.

Представляет интерес сопоставить изменения температуры воды на мелководье в районе Борка с таковыми в прибрежье у г. Брейтова и в более глубоководной части водохранилища у мыса Рожновского (рис. 5). Следует отметить, что в районе Брейтова и мыса Рожновского наблюдений, подобных тем, которые осуществлены в прибрежье Борка, не проводилось. Для сравнения используются данные Рыбинской гидрометеорологической обсерватории. Последние измерения температуры воды осуществлялись четыре раза в сутки. Как у Брейтова, так и у мыса Рожновского температура воды измерялась на глубине около 0,5 м.

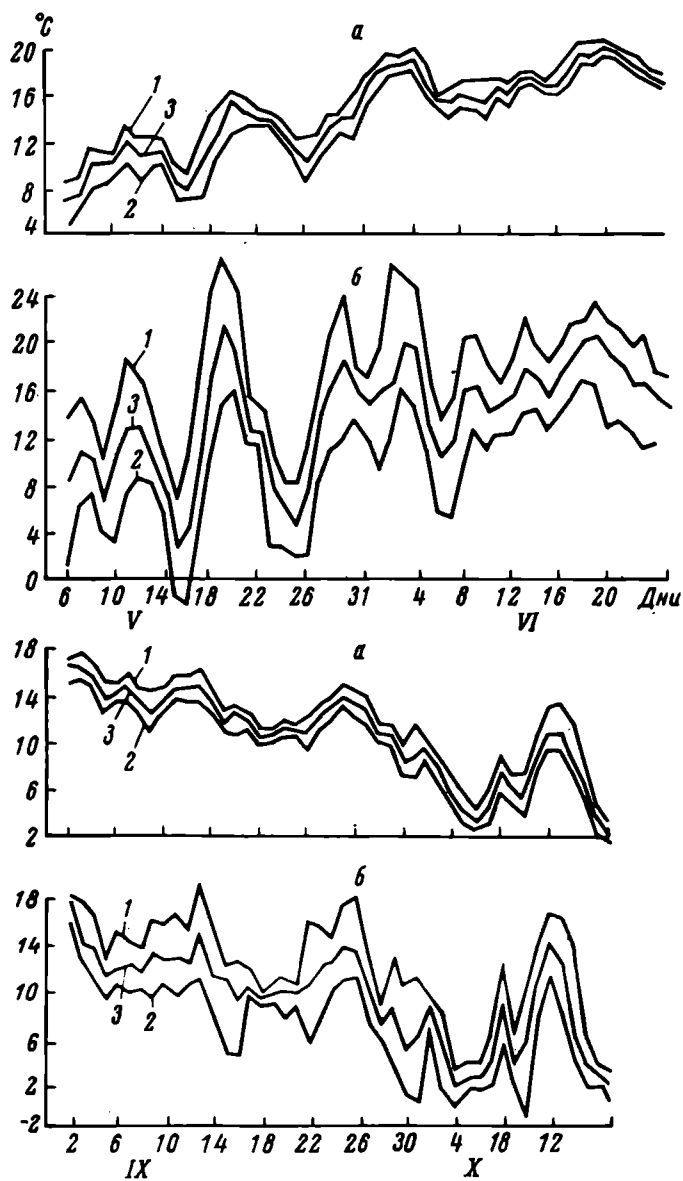


Рис. 4. Диапазоны суточных изменений температуры воды (б) и воздуха (а).

Температура: 1 – максимальная, 2 – минимальная, 3 – среднесуточная.

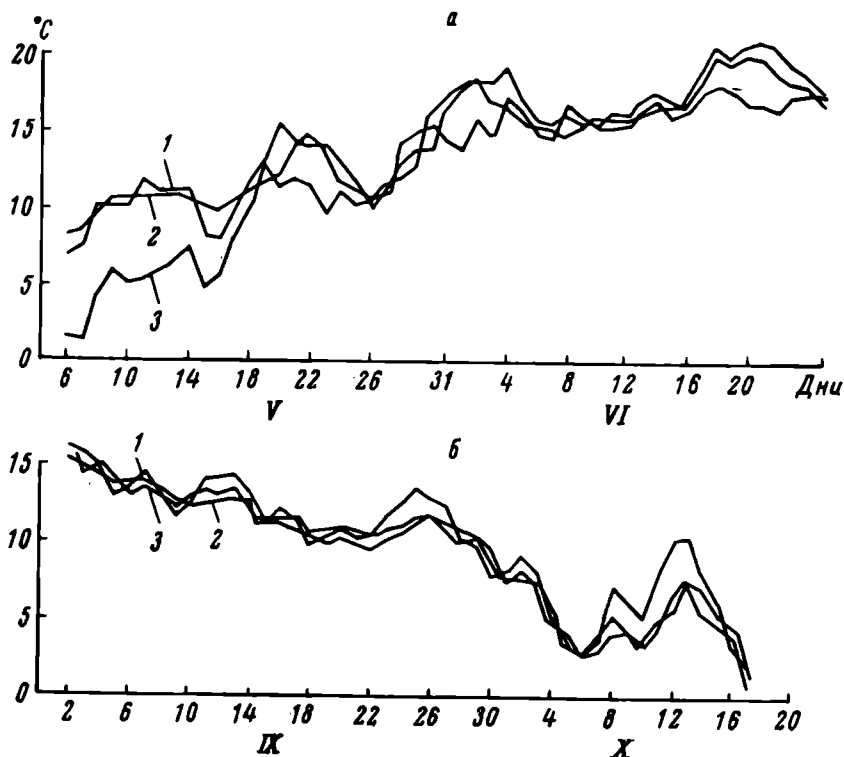


Рис. 5. Среднесуточная температура воды.

1 - в районе Борка, 2 - в районе Брейтова, 3 - в районе Рожновского мыса. а - в мае-июне, б - в сентябре-октябре.

Величина возможных расхождений в определении среднесуточных температур воды и воздуха за счет неодинакового количества измерений видна из приведенных данных (табл. 2).

Максимальное отклонение среднесуточной температуры воды, определенной из четырех измерений, от таковой по ежечасным измерениям составляет  $0,7^{\circ}$ , воздуха  $1,3^{\circ}$ . Возможность таких отклонений следует иметь в виду при анализе кривых. Во всех пунктах как в период весенне-летнего прогрева, так и во время осеннего охлаждения водоема наблюдается полная согласованность в изменениях среднесуточных температур воды. Однако в абсолютных их значениях в отдельные периоды заметны различия. Так, весной среднесуточные температуры воды в прибрежье Борка и у Брейтова практически одинаковы, но заметно выше, чем в районе мыса Рожновского (рис. 5, а). Если за первую декаду наблюдений (с 6 по 15 мая) среднедекадная температура воды у Борка и Брейтова была  $10,2^{\circ}$ , то у мыса Рожновского только  $7,8^{\circ}$ . Еще больше различия в среднесуточных значениях температуры воды в этих пунктах. На протяжении большей части наблюдений весенне-летнего периода среднесуточная температура воды у мыса Рожновского ниже, чем на мелководье у Борка и Брейтова, несмотря на то что среднесуточная температура воздуха в этих трех пунктах отличается незначительно (рис. 5, а). Более низкая температура воды в этот период года на открытом мелководье у мыса Рожновского обуславливается влиянием менее прогретых вод центральной части водохранилища.

Это доказывается тем обстоятельством, что осенью подобного различия в среднесуточной температуре воды рассматриваемых пунктов

Таблица 2

Различия в определении среднесуточной температуры воды и воздуха по данным 4 ( $t_4$ ) и 24 ( $t_{24}$ ) измерений в период с 6 по 25 мая

Число измерений	Температура, °C					
	воздуха			воды		
	$t_4$	$t_{24}$	$t_4 - t_{24}$	$t_4$	$t_{24}$	$t_4 - t_{24}$
6	8.8	8.4	+0.4	7.3	7.2	+0.1
7	10.9	11.4	-0.2	7.8	7.7	+0.1
8	9.9	10.3	+0.4	10.4	10.2	+0.2
9	6.7	6.6	+0.1	10.3	10.1	+0.2
10	11.5	10.7	+0.8	9.9	10.1	-0.2
11	13.5	12.7	+0.8	11.8	12.0	-0.2
12	13.5	12.9	+0.6	10.7	10.7	0.0
13	9.9	10.3	-0.4	10.9	11.0	-0.1
14	7.2	7.6	-0.4	11.0	11.2	-0.2
15	1.8	2.6	-0.8	7.8	8.3	-0.5
16	5.5	4.7	+0.8	8.1	8.1	0.0
17	12.7	11.4	+1.3	9.7	9.6	+0.1
18	17.4	17.7	-0.3	11.7	11.5	+0.2
19	22.0	21.6	+0.4	13.5	12.9	+0.6
20	18.7	19.4	-0.7	15.5	15.2	+0.3
21	13.2	12.6	+0.6	14.3	14.4	-0.1
22	12.5	12.8	-0.3	14.0	13.8	+0.2
23	7.1	8.0	-0.9	13.8	13.8	0.0
24	6.4	6.1	+0.3	12.8	12.8	0.0
25	4.7	4.7	0.0	10.6	11.3	-0.7

не наблюдается. Как абсолютные значения среднесуточной температуры, так и тенденция в изменениях ее в период осеннего охлаждения водоема практически одинаковы для всех пунктов (рис. 5, 6). Лишь в яркие солнечные дни на мелководье у Борка среднесуточная температура воды осенью в ряде случаев была выше, чем у Брейтова и мыса Рожновского. Иногда это превышение достигало  $2,5^{\circ}$ . Оно связано с небольшой глубиной на мелководье, не превышающей 0,5 м, и хорошей защищенностью его от открытой части водохранилища.

Анализ изменения среднесуточных температур воды на мелководьях различного типа позволяет высказать следующие соображения. В период весенне-летнего прогрева абсолютные значения температуры воды на открытых мелководьях ниже, чем на защищенных, а тенденция в изменении их одинакова. На защищенных мелководьях как в значениях температур воды, так и в характере их изменений существенных различий не наблюдается. В связи

с этим систематические наблюдения за температурным режимом мелководья в районе Борка с помощью автоматизированного измерительного пункта приобретают особую ценность. Результаты их, с одной стороны, позволяют выявить особенности суточного хода температуры воды и ее динамику в своеобразных условиях побережья Борка, а с другой – могут быть использованы для характеристики температурных условий подобного типа мелководий по крайней мере на всем западном побережье Рыбинского водохранилища.

#### Литература

- Бакулин К. А. 1973. О характере изменения температуры, электропроводности и прозрачности воды на защищенном мелководье Волжского плёса в вегетационный период 1971 г. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 21.
- Буторин Н. В. 1959. Краткая гидрологическая характеристика Волги на участке Горьковского водохранилища. Тр. VI совещ. по проблеме биол. внутр. вод. Изд-во АН СССР, М.-Л.
- Буторин Н. В. 1963. Формирование гидрологического режима Горьковского водохранилища (1955–1959 гг.). Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, вып. 5(8).
- Буторин Н. В., Смирнов А. М. 1972. Автономный измерительный пункт на Рыбинском водохранилище. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 16.
- Рутковский В. И. 1963. Температурный режим Рыбинского водохранилища. Тр. Ин-та биол. водохр. АН СССР, вып. 5(8).
- Эдельштейн К. К. 1968. Формирование, перемещение и трансформация водных масс Горьковского водохранилища. В кн.: Химизм внутр. водоемов и факторы их загрязнения и самоочищения. „Наука“, Л.

Ю. И. Горин

#### ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОДЛЕДНОГО СЛОЯ ВОДЫ И СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА КУЙБЫШЕВСКОГО И САРАТОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩ

При изучении процессов формирования и трансформации водных масс Куйбышевского и Саратовского водохранилищ возник вопрос об образовании локальных водных масс в зимний период. Формирование местных водных масс происходит на обширных мелководьях, где зимний гидрологический режим резко отличается от такового глубоководных участков. Разнообразие ледовых явлений, сроки и продолжительность периода замерзания и освобождения водохранилищ ото льда определяются совокупностью условий теплообмена воды с атмосферой и грунтом, а также гидравлическими и морфометрическими их особенностями.

Различие в температуре воды по акватории Рыбинского водохранилища в период замерзания, отмеченное Н. В. Буториным (1963), характерно также для Куйбышевского и Саратовского водохранилищ. Оно является следствием различных запасов тепла (из-за большого разнообразия морфометрических характеристик), а также потерь тепла и перемешивания масс воды.

Существенную роль играет и географическое положение водоема. Все это, вместе взятое, ведет к наступлению полного ледостава первоначально в верховьях, а затем к распространению его на приплотинные районы водохранилищ. Для Куйбышевского водохранилища это запаздывание составляет в среднем 6–8 дней, а для Саратовского – 2–4 дня.

Согласно Р. Я. Алексеенко (1971), существуют 3 типа замерзания водохранилищ. Первый тип замерзания имеет место при отсутствии волнения, когда отмечается быстрое образование тонкой корки льда; второй характеризуется помехами механического характера, вызванными течением или волнением. Обычно процесс замерзания протекает сложно, так как образовавшийся ледяной покров нередко взламывается ветром. Формирование ледяного покрова при третьем типе замерзания происходит из скопления шуги, всплывшей на поверхность потока. На исследуемых водохранилищах наблюдается первый или второй тип замерзания.

Толщина устойчивой корки льда при отсутствии волнения и течения не превышает 0,5 см, а при величине коэффициента турбулентного перемешивания  $0,5 \text{ см}^2/\text{сек.}$  она не более 1,0 см. После образования корки льда дальнейшее нарастание толщины ледяного покрова обуславливается теплоотдачей на границе лед–воздух, наличием снега на льду и физическими свойствами воды и льда.

В обоих водохранилищах начало процесса льдообразования наблюдается в заливах и на мелководных прибрежных и островных участках в виде заберегов, сала и образования отдельных льдин. Затем льдообразование распространяется на более глубоководные участки. Интересно отметить, что после наступления полного ледостава уровень воды постепенно понижается и ледяной покров ложится на отмели, примерзая к ним. В результате возникают продольные трещины, появляется вода на льду, интенсивно происходят процессы наслуживания. Наиболее характерно это явление для Куйбышевского водохранилища, где падение уровня воды в отдельные годы достигает 4–5 м.

Прежде чем перейти к вопросам трансформации местных водных масс Куйбышевского и Саратовского водохранилищ, к особенностям их образования под снежно-ледяным покровом, остановимся на некоторых характерных чертах формирования снежно-ледяного покрова в исследуемом районе.

Количество осадков (в мм) в виде снега в районе Куйбышевского и Саратовского водохранилищ представлено ниже.

	I	II	III	IV	V	IX	X	XI	XII	За год
Казань	17,3	14,5	14,9	7,4	0,7	1,0	11,5	20,8	18,0	105,1
Ульяновск	24,9	20,7	17,4	15,0	1,8	2,6	13,4	27,2	27,1	150,2
Куйбышев	22,3	20,5	15,6	6,5	0,0	0,0	3,5	20,8	18,5	107,7
Саратов	14,7	12,6	13,0	5,7	0,0	0,0	2,8	16,2	18,2	83,2

Распределение снежного покрова на акватории водохранилищ крайне неравномерно как во времени, так и в пространстве. Наибольшее количество снега выпадает в районе Ульяновска, наименьшее – у Саратова. Обычно снег содержит мало минеральных частиц. Исключение составляют районы крупных городов – Казани, Ульяновска, Тольятти, Куйбышева, Сызрани, Балакова. Здесь он имеет сероватый оттенок, а в непосредственной близости от этих пунктов – темно-серый благодаря большому содержанию минеральных остатков в виде сажи, особенно в районе Куйбышева и Сызрани. В среднем электропроводность снега колеблется от 1 до 3 мксим./см, повышаясь в районе населенных пунктов до 6–9 и достигая максимума у Сызрани – 19–30 мксим./см. Загрязнение снега и льда минеральными частицами характерно и для других районов водохранилищ, но там оно связано с включениями частиц грунта, снежного с обнаженных или слабо залесенных побережий. Электропроводность

снега в этих районах не превышает 5–6 мксим./см. Исключение составляет участок у г. Тетюши, где электропроводность достигает 14 мксим./см. Вообще эоловый перенос почвы имеет широкое распространение, и этому вопросу посвящена обширная литература.

В солнечные тихие дни с отрицательной температурой воздуха наступает своеобразное таяние снега. Снежный покров, поглощая солнечное тепло, начинает увлажняться в поверхностном слое. Под влиянием отрицательной температуры пленка воды на поверхности снега замерзает и образуется тоненькая корочка прозрачного льда, покрывающего снег. Корочка льда и покрытый ею снег отражают от 47 до 53% „падающей“ радиации. Тепло, проникшее сквозь корочку льда, полностью остается в снежном покрове и затрачивается на таяние снега. Следует заметить, что тепло, проникшее через лед в воду, если нет снежного покрова, воспринимается водой и не возвращается радиационным путем в атмосферу до самого вскрытия водохранилища. Этим и объясняется значительный прогрев воды под прозрачным льдом в весеннее время, так как при положительной температуре воздуха нет теплоотдачи (Ковдратьев, 1964).

Процесс нарастания толщины льда определяется рядом факторов – метеорологических, гидрологических, распределением снега на льду. Различие толщины льда по акватории служит характеристикой степени однородности условий, определяющих интенсивность нарастания ее на различных участках водохранилища. Определить количественную оценку каждого из факторов весьма затруднительно. Как показывают наблюдения, изменения толщины льда на акваториях Куйбышевского и Саратовского водохранилищ составляет в среднем 20%, а в отдельных случаях – 50%. Наибольшее различие в толщине льда наблюдается в начальный период ледостава вследствие его неодновременности: максимальные величины отмечаются на мелководных участках (до 100–120 см), минимальные – над бывшими руслами рек (20–40 см). Основную роль играет суровость зимы. Так, в 1969 г. толщина льда колебалась в пределах 90–180 см, а в 1971 г. – от 40 до 80, т. е. в зависимости от метеорологических условий толщина льда изменяется в 1,5–2,0 раза. Максимальная толщина льда наблюдается на мелководьях Камы (до 120 см) и в Черемшанском заливе (до 80 см), минимальная – в рр. Самаре (20 см) и Чапаевке (12 см). В отдельные годы, например в 1971 г., р. Чапаевка несколько раз вскрывалась. Это явление объясняется интенсивными промышленно-бытовыми сбросами.

В ледянком, как и в снежном, покрове отмечается масса минеральных частиц, особенно в районах, прилегающих к крупным промышленным центрам. Много минеральных включений и вдоль береговой черты, что находит объяснение в разрушении берегов. На большей части водохранилищ лед чистый и прозрачный. Электропроводность льда составляет в среднем 10–12 мксим./см, за исключением рр. Самары и Чапаевки, где она соответственно достигает величин 54 и 42 мксим./см. При замерзании водохранилища по первому типу в холодную бесснежную зиму 1966 г. в районе приплотинного плеса Куйбышевского водохранилища наблюдался кристаллический прозрачный лед с небольшим включением пузырьков воздуха. Учитывая, что такой лед может хорошо пропускать солнечную радиацию, нами совместно с Н. А. Дзюбаном были проведены работы по определению возможности развития фитопланктона в подледном слое воды. Как показал анализ полученных материалов, в водоеме наблюдалось обильное развитие фитопланктона, насыщение воды кислородом достигало 120%, а на отдельных участках – 180%. Однако в зимы с обильным снегопадом и при интенсивных сбросах в заливах Куйбышевского водохранилища, в частности в Черемшанском и Сусканском, отмечаются мощные заморы (Гусева, 1961). Следовательно, обильное развитие фитопланктона под прозрачным и слабое под мутным льдом, покрытым снегом, – хороший биологический индикатор, учитывающий воздействие всей суммы факторов



географической среды на биологические процессы, происходящие в водохранилище. Последние в свою очередь оказывают значительное влияние на трансформацию локальных водных масс.

Формирующиеся в заливах Куйбышевского и Саратовского водохранилищ местные водные массы (Горин, 1968) в зимний период претерпевают значительные изменения. Если в летние месяцы на их трансформации интенсивно сказываются гидрогенные, метеогенные и биогенные факторы, то в зимний период роль двух последних значительно снижается. Однако, как показывают наблюдения, изменения их температуры в течение суток и за сезон, вертикальные различия электропроводности воды и некоторых гидрохимических ингредиентов в этих водных массах весьма существенны. Учитывая данное обстоятельство, нами проводились специальные исследования, позволяющие в какой-то степени выяснить процессы их трансформации. Использование специальных датчиков позволило производить исследования непосредственно в подледном и придонном слоях воды. Измерения температуры и электропроводности воды проводились непосредственно в водоеме с последующим отбором проб на химический анализ. Основным интерес представляли наблюдения над изменениями температуры и электропроводности, которые происходили в слоях, непосредственно примыкающих к нижней поверхности ледяного покрова и к грунту во время наращивания толщины льда и его таяния.

Сбор материала производился, как правило, в декабре-январе и марте-апреле каждого года при разных величинах толщины льда и различных метеорологических условиях. Наблюдения за суточным ритмом температуры и электропроводности подледного слоя воды проводились эпизодически и могут служить лишь для определения общей закономерности их изменений в обоих водохранилищах.

Исследования проводились в 14 пунктах в период 1966-1971 гг. В работе использовано около 800 измерений температуры и электропроводности воды, около 120 замеров скорости течения, приблизительно 150 гидрохимических анализов. Некоторые осредненные данные приведены в табл. 1 и 2.

Рассмотрим распределение температуры подледного слоя воды по акватории обоих водохранилищ в декабре-январе. Как видно из рис. 1, температурные кривые четко разделяются на три типа (рис. 1). Первый тип соответствует распределению температур воды в глубоководных районах. Непосредственно под ледяным покровом отмечается некоторое повышение температуры воды (до  $0,3^{\circ}$ ), затем наблюдается гомотермия, и в придонном слое возможно повышение до  $1,0^{\circ}$  и более. Так, в январе 1969 г. в районе пос. Федоровки наблюдалось повышение температуры воды в придонном слое до  $4,2^{\circ}$ , что объясняется выносом промышленно-бытового стока г. Тольятти.

Электропроводность воды на глубоководных участках имеет следующее распределение. В поверхностном слое ее величина около 400 мксим./см., затем, начиная с глубины 0,5 м, она снижается до 370 мксим./см и сохраняет это значение по всей вертикали до придонного слоя. В придонном слое воды наблюдается резкое увеличение электропроводности - до 450 мксим./см. Такое распределение электропроводности воды объясняется льдообразованием в подледном слое и подтоком сильно минерализованных и более теплых вод подземного питания в придонном.

Кривые температуры и электропроводности воды второго типа характерны для менее глубоких участков водохранилищ и районов со скоростями течения воды свыше 20-30 см/сек. По всей вертикали наблюдается гомотермическое распределение температуры и электропроводности воды, хотя последняя несколько повышена в придонном слое. Такое распределение кривых создается за счет хорошего вертикального перемешивания, а понижение скорости течения в придонном слое способствует некоторому накоплению грунтовых вод, имеющих повышенную минерализацию. Наиболее часто такое распределение температуры и электропроводности воды наблюдается в русловой

Таблица 1  
Характеристика подледного слоя воды и снежно-ледяного покрова  
Куйбышевского водохранилища

Пункт наблюдения	Глу- бина, м	Январь						Апрель									
		снег		лед		вода		снег		лед		вода					
		см	МКСИМ-СМ	см	МКСИМ-СМ	t°, C	МКСИМ-СМ	см	МКСИМ-СМ	см	МКСИМ-СМ	t°, C	МКСИМ-СМ				
Васильево	10	5	2	50	6	0,2 0,3	300 310	12,1 15,4	9,8 7,9	1	2	40	6	0,2 0,4	280 310	11,3 12,7	9,3 8,5
		7	1	70	12	0,2 0,3	320 325	14,2 19,4	7,8 6,3	3	3	65	11	0,2 0,4	380 450	13,5 14,3	8,4 6,3
Тетюши	20	6	4	60	14	0,1 0,9	370 410	12,3 14,7	8,3 7,9	3	5	60	12	0,3 0,8	380 420	11,5 14,8	9,1 8,0
		6	5	65	15	0,1 0,6	370 400	12,7 14,2	9,8 8,3	1	5	50	8	0,2 0,5	370 400	12,0 13,5	10,2 8,5
Мелекес	4	4	4	45	21	0,2 0,4	470 580	10,3 12,3	8,1 7,1	1	4	55	17	0,4 0,5	380 600	10,0 13,7	8,0 7,0
		6	3	70	8	0,1 0,8	370 400	14,3 15,1	10,4 10,2	2	4	52	9	0,2 0,9	340 410	12,3 15,8	10,6 10,2

Примечание. Здесь и в табл. 2 в числителе - поверхность, в знаменателе - дно.

Таблица 2

Характеристика подледного слоя воды и снежноледяного покрова  
Саратовского водохранилища

Пункт наблюдения	Глу- би- на, м	Январь						Апрель							
		снег		лед		вода		снег		лед		вода			
		см	мксим.-см	см	мксим.-см	t°, C	мксим.-см	CO <sub>2</sub> , мг/л	O <sub>2</sub> , мг/л	см	мксим.-см	t°, C	мксим.-см	CO <sub>2</sub> , мг/л	O <sub>2</sub> , мг/л
Моркваша	8	4	4	35	7	$\frac{0.2}{0.2}$	-	2	2	25	8	$\frac{0.2}{0.2}$	$\frac{370}{370}$	-	-
Пос. Фрунзе	11	6	6	70	7	$\frac{0.1}{0.2}$	$\frac{12.0}{12.0}$	3	6	50	6	$\frac{0.1}{0.3}$	$\frac{370}{370}$	$\frac{11.5}{11.5}$	$\frac{10.4}{9.2}$
Река Самара	4	3	18	20	32	$\frac{0.1}{0.3}$	$\frac{13.5}{14.8}$	1	20	10	25	$\frac{0.3}{0.7}$	$\frac{420}{580}$	$\frac{13.7}{18.6}$	$\frac{8.5}{8.5}$
Река Чапаевка	6	12	3	10	28	$\frac{0.3}{0.6}$	$\frac{14.3}{18.7}$	1	3	7	25	$\frac{0.3}{0.8}$	$\frac{350}{480}$	$\frac{14.1}{19.8}$	$\frac{7.5}{4.3}$
Река Чагра	4	10	2	60	12	$\frac{0.2}{0.4}$	$\frac{12.1}{13.0}$	5	3	45	8	$\frac{0.2}{0.5}$	$\frac{360}{420}$	$\frac{13.0}{14.5}$	$\frac{9.5}{8.4}$
Хвалыяск	12	8	2	60	8	$\frac{0.2}{0.4}$	$\frac{12.2}{12.5}$	3	3	50	8	$\frac{0.1}{0.4}$	$\frac{380}{380}$	$\frac{12.3}{12.7}$	$\frac{10.3}{9.8}$
Река М. Иргиз	3	10	1	80	6	$\frac{0.1}{0.3}$	$\frac{11.5}{12.8}$	4	2	66	5	$\frac{0.3}{0.4}$	$\frac{360}{610}$	$\frac{13.5}{14.1}$	$\frac{9.7}{9.5}$
Балаково	25	12	3	70	5	$\frac{0.1}{0.8}$	$\frac{12.4}{13.5}$	5	4	70	6	$\frac{0.2}{0.8}$	$\frac{370}{380}$	$\frac{12.8}{14.3}$	$\frac{11.4}{10.0}$

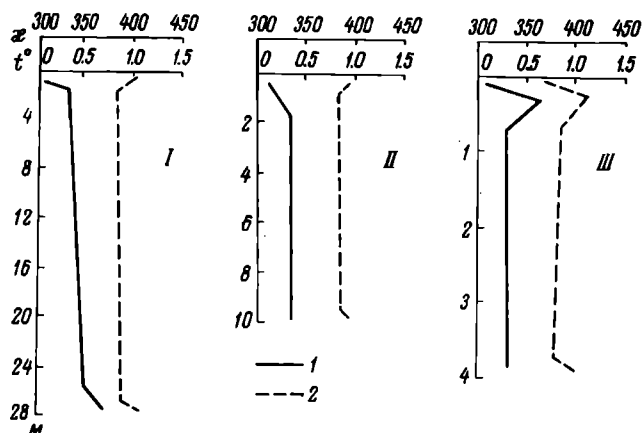


Рис. 1. Распределение температуры и электропроводности воды по вертикали в зимний период в Куйбышевском и Саратовском водохранилищах.

1 - температура воды, 2 - электропроводность воды, мксим./см.

части Саратовского водохранилища, коэффициент проточности которого равен 18,9-19,0. Например, на участке от Тольятти до Сызрани за весь период наблюдений ни разу не отмечалось иного распределения температур и электропроводности воды. На этом участке величина скорости течения в зимний период колеблется от 70 до 110 см/сек. Максимальные скорости течения, отмеченные в районе поселков Моркваши, Зольное, достигают 150-170 см/сек. В Куйбышевском водохранилище такое распределение этих характеристик наиболее свойственно верховьям, где происходит значительная сработка уровня воды, а также районам городов Тетюши и Ульяновска с резко уменьшающимся поперечным сечением водоема. Скорости течения здесь колеблются в пределах 30-50 см/сек. Так, например, в январе 1970 г. в районе г. Тетюши температура воды по всей вертикали (20 м) была 0,1-0,2°, электропроводность - 420 мксим./см, а скорость течения в подледном слое 57 см/сек., на глубине 5 м - 64, в придонном слое - 33 см/сек.

Второй тип распределения температуры и электропроводности воды характерен и для притоков обоих водохранилищ, хотя электропроводность здесь несколько варьирует. Ее максимальные значения могут наблюдаться не только в придонном слое, но и в подледном. По абсолютному своему значению электропроводность в 1,5-2,0 раза превышает электропроводность вод водохранилищ. В качестве примера можно привести наблюдения на р. Чапаевке в январе 1971 г. Электропроводность воды подледного слоя была 730 мксим./см., затем с глубины 0,4 до 6,0 м она составляла 622 и в придонном слое - 650 мксим./см. Температура по всем горизонтам - 0,2-0,3°. Скорость течения в поверхностных слоях 33 см/сек., в придонном слое - 17 см/сек.

В притоках, где наблюдается прямое и обратное течения, как в р. Самаре, распределение электропроводности и температуры воды несколько иное. В зоне действия вод водохранилища наблюдается гомотермия (0,1-0,3°), иногда, под влиянием промышленно-бытового стока, температура повышается до 1,0°, как в январе 1971 г., когда наблюдалось уменьшение толщины ледяного покрова в течение суток на 3 см. Минерализация по вертикали была однородна. В зоне контакта водохранилищных и речных вод наблюдается некоторое увеличение электропроводности с глубиной ввиду большей плотности воды притока.

Третий тип распределения температуры и электропроводности воды характерен для мелководных „застойных“ районов. Как правило, чаще всего он наблюдается на пойменных участках, наиболее распространенных в Саратовском водохранилище. Скорость течения воды здесь инструментально не улавливается, ледяной покров местами примерзает к грунту. Температура воды подледного слоя выше, чем в нижерасположенных слоях, на  $0,2-0,3^{\circ}$ . Кривая распределения электропроводности воды имеет два максимума: один — в подледном, другой — в придонном слоях. Подобное распределение характеристик наблюдается в заливах Куйбышевского водохранилища (Черемшанском, убежище Усть-Утка, Свяжском), а также на мелководных Волго-Камского плёса в районе Камского устья (Лаишево) и в Саратовском водохранилище на мелководных левобережной поймы.

К началу весеннего ледотаяния распределение кривых температуры и электропроводности воды претерпевает значительное изменение, особенно в районах заливов и притоков. Здесь отмечается более раннее поступление талых вод, маломинерализованных и имеющих температуру несколько выше местных вод. Имея меньшую плотность, чем зимние, талые воды распространяются в поверхностных слоях, повышая температуру и понижая электропроводность воды в подледном слое. Кроме того, начинает осуществляться нагревание подледных слоев воды за счет проникающей солнечной радиации. На р. Большой Черемшан нами проводились наблюдения в апреле 1967 г. Температура воды в подледном слое была  $1,4^{\circ}$ , в то время как придонная  $0,4^{\circ}$ , т. е. разница составляла  $1,0^{\circ}$  при глубине 3,5 м. Электропроводность в придонном слое равнялась 545 мксим./см, в подледном — 380 мксим./см., причем точка перегиба кривой распределения электропроводности находилась на горизонте 0,6 м. Температура воды в этой точке равнялась  $0,7^{\circ}$ . Исследования, проведенные на р. Малый Иргиз в апреле этого же года, показали аналогичную картину. Температура и электропроводность воды подледного слоя были соответственно  $1,2^{\circ}$  и 340 мксим./см, а придонного —  $0,5^{\circ}$  и 570 мксим./см при глубине 3,2 м. На глубоководных участках обоих водохранилищ отмечались некоторое повышение температуры воды (в пределах  $0,2-0,3^{\circ}$ ) и понижение электропроводности на 5–6% по сравнению с соответствующими январскими показателями. По всей вероятности, это связано с общим прогревом подледного слоя воды и началом таяния льда, электропроводность которого в 10 и более раз меньше, чем воды. Аналогичные материалы были получены в апреле 1971 г. для глубоководных участков Куйбышевского водохранилища. Так, в районе Ульяновска температура воды подледного слоя была  $0,9^{\circ}$ , а электропроводность — 250 мксим./см, в то время как в придонном слое соответственно  $0,3^{\circ}$  и 340 мксим./см. Электропроводность льда составляла 6–7 мксим./см, т. е. несколько ниже, чем обычно по водохранилищам, где она в среднем равна 10–12 мксим./см.

Таким образом, зимние водохранилищные и речные воды начинают изменять свои характеристики, особенно на участках мелководий и заливов. В результате этой трансформации начинают формироваться весенние водные массы, непосредственно привязанные к определенным районам.

Помимо определения общих характеристик зимних водных масс и их трансформации под влиянием различных факторов, значительный интерес представляют суточные изменения температуры и электропроводности воды подледного слоя. Соответствующие наблюдения проводились в апреле 1966 г. К моменту выполнения суточной станции началось снего- и ледотаяние. Наибольшее изменение температуры воды в течение суток происходит в подледном слое воды до горизонта 0,6 м (рис. 2). Кривые изменения электропроводности имеют идентичный характер (рис. 3). Суточные изменения температуры воды в подледном слое с амплитудой колебания в  $1,0^{\circ}$  и выше наблюдались и в других водоемах (Матвеев, 1928; Россолимо, 1929). В данном случае амплитуда колебаний суточного хода температуры воды в подледном

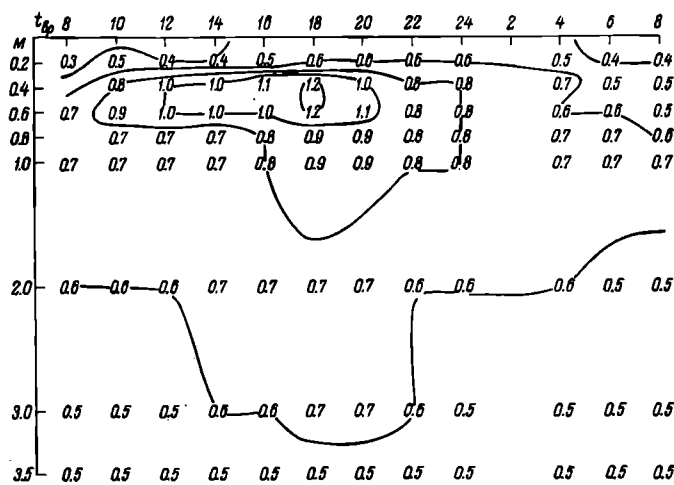


Рис. 2. Суточный ход температуры воды у г. Мелекесса 17-18 апреля 1969 г.

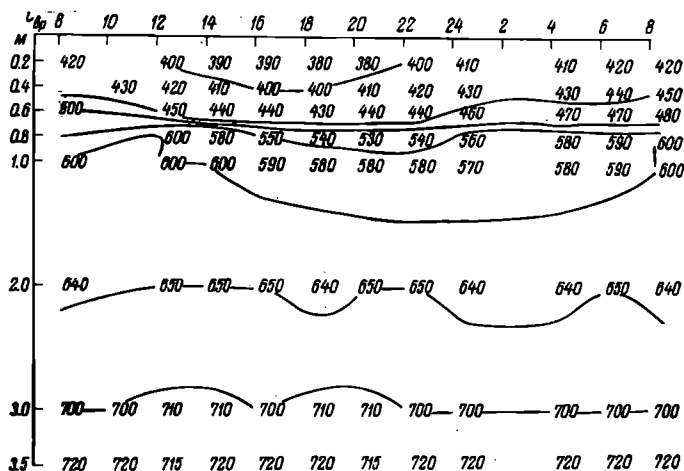


Рис. 3. Суточный ход электропроводности воды (в мксим./см) у г. Мелекесса 17-18 апреля 1969 г.

слое не превышала  $1.0^{\circ}$ . Наиболее хорошо прослеживались изменения в суточном ходе электропроводности воды. По всей вероятности, явление колебания температур и электропроводности в течение суток связано с вертикальным перемещением водных масс, вызванным тем обстоятельством, что поверхностные воды, нагреваясь, становятся более плотными и опускаются вниз. С другой стороны, проникновение талых вод под поверхность льда и самотаяние льда значительно уменьшают электропроводность воды подледного слоя. Скорость течения воды была на пределе чувствительности вертушки ВМ-М. Учитывая данное обстоятельство, в апреле 1969 г. мы выполнили суточную станцию в районе г. Приволья. Скорость течения на станции в течение суток колебалась от 40 до 50 см/сек. Никаких заметных изменений

в суточном ходе температуры и электропроводности воды выявлено не было. Таким образом, можно сделать предварительный вывод, что на мелководных участках и в устьях притоков имеет место суточный ход температуры и электропроводности воды. На русловых участках, где наблюдаются высокие скорости течения, данное явление не отмечается.

Следовательно, на мелководных участках водохранилищ существенное влияние на изменение характеристик местных водных масс оказывают процессы льдообразования и льдотаяния. В момент льдообразования и дальнейшего наращивания толщины льда происходит увеличение электропроводности подледного слоя воды. В ранневесенний период наблюдается обратный процесс. Маломинерализованный снег и лед в результате таяния уменьшают электропроводность подледного слоя воды. Наиболее активно эти процессы происходят до горизонта 0,6–1,0 м. На участках, где отмечаются значительные скорости течения, данные процессы в результате турбулентного перемешивания отсутствуют.

### Литература

- Алексеев Р. Я. 1971. Температурный режим волжских водохранилищ в период ледостава. В кн.: Исслед. ледового режима рек и водохр. Тр. ГТИ, вып. 187, Гидрометеиздат, Л.
- Буторин Н. В. 1963. Температура воды Рыбинского водохранилища в период замерзания. Матер. по биол. и гидрол. волжских водохр., Изд-во АН СССР, М.–Л.
- Горин Ю. И. 1968. Некоторые данные о структуре вод Черемшанского залива Куйбышевского водохранилища. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 2.
- Гусева Н. Н. 1961. Газовый режим Куйбышевского водохранилища в подледный период 1957–1958 гг. и 1958–1959 гг. Бюлл. Ин-та биол. водохр., № 11.
- Кондратьев К. Я. 1954. Лучистая энергия солнца. Гидрометеиздат, М.–Л.
- Матвеев В. П. 1928. Влияние инсоляции на суточный ход температуры воды под ледяным покровом. Изв. Гос. гидрол. ин-та, № 21.
- Россолимо Л. Л. 1928. Термика Косинских озер. Тр. Биол. ст. в Косино, вып. 10, М.

Н. П. Смирнов, В. Л. Складенко

### КЛАССИФИКАЦИЯ В ГИДРОЛОГИИ КАК ЗАДАЧА ТЕОРИИ РАСПОЗНАВАНИЯ

Классификация в гидрологии, как и в других естественных науках, – действенный метод исследования закономерностей, свойственных процессам и явлениям разного масштаба. При этом в ходе классификации не только выделяются классы и устанавливаются присущие им особенности, но неизбежно вскрываются новые, ранее скрытые от нас закономерности исследуемых объектов или процессов.

С задачей классификации мы сталкиваемся при районировании отдельных водоемов, выделении водных масс, типизации водных объектов по условиям формирования качества воды, при районировании территории по величине

стока, характеру многолетних колебаний стока, гидрохимической классификации водоемов и т. д.

В гидрологии вопросам классификации всегда уделялось большое внимание. Существующие классификации в значительной мере способствовали развитию правильных представлений о гидрологических процессах и их взаимосвязи во времени и пространстве. Тем не менее большинству из них свойственны определенные недостатки. В частности, системы признаков, положенные в основу этих классификаций, выбираются на основании качественных соображений и зависят не только от цели классификации, но и от взглядов исследователя. Определения классов имеют нечеткий, описательный характер, трудно устанавливаются границы между классами. Приемы классификации в большинстве случаев не опираются на численные меры сходства объектов между собой или используют малоприспособленные для этой цели показатели. Именно поэтому, например, существует большое число классификаций водоемов, малосопоставимых между собой (Россолимо, 1964). Возникают и такие положения, когда при одинаковом подходе к классификации результаты у разных исследователей оказываются существенно различными (Афанасьев, 1967; Кузин, 1970). В свою очередь отсутствие критериев качества классификаций не позволяет объективно выявить лучшую из них.

Перечисленные причины объясняют наметившуюся в последние годы тенденцию к математизации и автоматизации процесса классификации, к внедрению новых методов исследования и обработки гидрометеорологической информации. Среди них особо следует выделить методы теории распознавания образов, которая возникла в рамках технической кибернетики и сейчас представляет собой наиболее бурно развивающийся раздел этой науки.

Методы теории распознавания разрабатывались в основном на звуковых и зрительных образах, но затем постепенно обобщались и стали использоваться для классификации объектов и явлений самой разнообразной природы. Они нашли широкое применение в экономике, социологии, психологии, геологии, медицине и других науках.

В последние годы сформировалось мнение, что почти вся умственная деятельность человека, связанная с выявлением новых закономерностей, по существу – процесс распознавания образов в широком смысле этого понятия. Американский исследователь Надь (1968) считает, что опытному специалисту по распознаванию образов нетрудно описать почти любую проблему из области естественных или гуманитарных наук в терминах распознавания образов.

В гидрометеорологии методы распознавания не нашли еще должного применения, хотя и появились работы, в которых рассматриваются возможности их использования для целей классификации климатов, атмосферных процессов, автоматического анализа телевизионных изображений облачности и некоторых прогностических задач (Фридман, 1967; Сонечкин, 1968, 1969; Багров, 1968; Груза, Раньков, 1970).

В настоящей работе обсуждается ряд общих вопросов классификации и специфика отдельных простейших алгоритмов распознавания, которые могут быть использованы в гидрологических исследованиях.

Как известно, классификация<sup>1</sup> – это разбиение множества объектов (явлений, ситуаций или процессов) на группы (классы) по признаку их сходства. Объекты, отнесенные к одному и тому же классу, должны быть сходны между собой и отличаться от объектов других классов. Можно сказать, что классификация – это средство выделения наиболее важных особенностей

---

<sup>1</sup> В дальнейшем мы не будем делать различий между терминами „классификация“, „типизация“, „группировка“ или просто „распознавание“, считая их несущественными для наших целей.



классифицируемых объектов и обобщения наших представлений о них (Сонечкин, 1969).

Одно из основных требований, предъявляемых к любой классификации, — ее объективность, понимаемая в том смысле, что выделенные классы должны соответствовать реально существующим классам и не зависеть от точки зрения лица, выполняющего классификацию. Против этого иногда выдвигается возражение, состоящее в том, что любая классификация субъективна. Предлагается, например, выполнить классификацию людей, находящихся в одной комнате, не указав при этом, по каким признакам их следует группировать, и утверждает, что подобная постановка задачи „в объективном плане“ неправомерна. Такой подход, как справедливо указывают А. Г. Аркадьев и Э. М. Браверман (1971), — результат упрощенного понимания задачи классификации. Во-первых, даже при отсутствии указания признака или комплекса признаков, по которым следует выполнить группировку, должна быть показана или подразумеваться цель классификации. В этом случае классификация всегда субъективна. Во-вторых, когда объекты разных классов отличаются друг от друга небольшим набором характерных признаков, нет необходимости привлекать идеи, связанные с распознаванием образов. В этом случае классификация не проблема. Однако такой случай далеко не исчерпывает множества задач, с которыми приходится сталкиваться на практике. В большинстве случаев классифицируемые объекты описываются значительным числом разнообразных параметров, причем среди них нет таких, которые однозначно характеризуют каждый из классов. Именно многомерность пространства признаков, среди которых мы заранее не можем выделить определяющих, приводит к необходимости использования методов распознавания при решении классификационных задач.

Процесс классификации можно разбить на два самостоятельных этапа: первый — выбор системы определяющих признаков, второй — построение решающего правила, на основании которого производится группировка.

Сущность первого этапа работы состоит во „взвешивании“ признаков, или определении их относительной значимости при распознавании. Этот этап — важная сторона процесса распознавания. В настоящее время исследователи обычно, исходя из каких-либо физических соображений, отбрасывают одни признаки и оставляют другие или используют для классификации все признаки, которые характеризуют состояние объекта. В первом случае возникает опасность ошибки в оценке классификационной значимости признака. Во втором случае, помимо увеличения объема вычислений, происходит заведомое уравнивание значимости всех используемых для классификации признаков. Однако молчаливо принимаемая при этом гипотеза о равнозначности признаков при классификации неприемлема. Так, „теорема о гадком утенке“ утверждает, что нельзя научиться распознавать классы на примере отдельных объектов, считая все признаки одинаково существенными для распознавания, так как в этом случае любую пару схожих объектов характеризует тот же фиксированный набор равнозначных признаков, что и любую пару несхожих объектов (Ватанабе и др., 1969). То, что в процессе распознавания человек интуитивно придает одним признакам больший вес, чем другим, подтверждает наш ежедневный жизненный опыт. Однако формализовать эту функцию человеческого мозга до сих пор не удалось.

При автоматическом распознавании образов задача выбора полезных признаков решается по-разному. Чаще всего с помощью различных методов преобразования стараются перейти от исходного набора признаков к небольшому числу так называемых вторичных признаков, в пространстве которых определение принадлежности объекта к тому или иному классу облегчается. Существуют также методы взвешивания признаков, использующие элементы теории информации (Кульбак, 1967) и др.

Одним из эффективных приемов уменьшения размерности исходной системы признаков считается линейное ортогональное преобразование, известное как метод главных компонент (Багров, 1959; Плотников, Суханов, 1972; Скияренко, Смирнов, наст. сб.). Получаемые в результате этого преобразования ортогональные функции выводятся непосредственно из статистической структуры исследуемой совокупности объектов и несут в себе резко неравнозначную в классификационном смысле информацию. Это дает основание принять их за естественную систему таксономических характеристик. Специфика метода позволяет иногда свести набор исходных признаков до двух вторичных без существенной потери информации. При этом сама процедура распознавания предельно упрощается (Кожара, Смирнов, наст. сб.).

Тем не менее и при сокращении размерности пространства признаков в большинстве случаев задача классификации требует привлечения специальных методов.

Все многообразие существующих методов распознавания можно разделить на группы в зависимости от вида используемой в них априорной информации (Хо-Ю-цзи, Агравала, 1968). Наибольший интерес для нас представляют методы, использующие минимум такой информации, т. е. такие алгоритмы, которые, кроме самих классифицируемых объектов, никаких дополнительных сведений о них не требуют. Это и понятно, так как классифицируя природные объекты, мы, как правило, заранее не знаем не только условных распределений объектов в классах, но даже количество таких классов. Другими словами, наиболее интересны для нас алгоритмы, реализующие процесс распознавания, известный в технической кибернетике как „обучение без учителя“. Ниже мы рассмотрим некоторые простейшие из таких алгоритмов, но прежде несколько слов об оценке сходства объектов между собой.

Выбор меры сходства. В качестве меры сходства используются различного вида коэффициенты связи, позволяющие численно оценить сходство объектов между собой. Среди них наиболее часто применяются так называемые метрические показатели сходства, которые характеризуют расстояние между объектами в пространстве признаков. Наиболее универсальный метрический коэффициент близости – обобщенная метрика Минковского. Запишем выражение для нее, предварительно условившись изображать каждый объект, заданный набором из  $n$  признаков, в виде  $n$ -мерного вектора в пространстве этих признаков. Тогда расстояние между векторами  $x(x_1, \dots, x_n)$  и  $y(y_1, \dots, y_n)$  в метрике Минковского будет равно

$$D_{xy} = \left[ \sum_{i=1}^n \rho_i^\varepsilon |x_i - y_i|^\varepsilon \right]^{\frac{1}{\varepsilon}}, \quad (1)$$

где  $\rho_i$  – вес  $i$ -того признака,  $\varepsilon$  – показатель степени.

Частным случаем ее (при  $\varepsilon=2$ ,  $\rho_1 = \rho_2 = \dots = \rho_n = 1$ ) является евклидова метрика

$$D_{xy} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}. \quad (2)$$

Это наиболее широко применяемая мера близости. Однако логически более совершенным является показатель близости, вычисленный по взвешенному евклидовому расстоянию, так как он учитывает относительную значимость (вес) каждого признака:

$$D_{xy}^{(1)} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \rho_i^2 (x_i - y_i)^2}. \quad (3)$$

Когда для классификации в качестве признаков используются результаты разложения по естественным ортогональным функциям, мы имеем уже взвешенные значения признаков – коэффициенты разложения или собственные векторы (весами для последних можно взять собственные числа  $\lambda$ , характеризующие их вклад в дисперсию исходного описания объектов).

В случае двоичных признаков обычно вычисляют расстояние по Хэммингу или производят простой подсчет числа несовпадающих признаков:

$$D_{xy}^{(2)} = \sum_{i=1}^n (x_i - y_i), \quad (4)$$

где  $x_i, y_i$  принимают значение 0 или 1 в зависимости от того, осуществился или не осуществился данный признак. Иногда в качестве меры близости целесообразно использовать так называемые потенциальные<sup>1</sup> функции (Аркадьев, Браверман, 1971). К ним, например, относится функция

$$\varphi(D_{xy}) = \frac{1}{1 + \alpha D_{xy}^2}. \quad (5)$$

где  $\alpha$  – коэффициент затухания функции  $\varphi$ , а  $D_{xy}$  – эвклидово расстояние между точками. Такую функцию целесообразно использовать в тех случаях, когда необходимо более детально сопоставить сравнительно мало отличающиеся друг от друга объекты, в то время как численная мера резко различающихся объектов должна быть оценена менее строго.

Выбор той или иной меры сходства в каждом конкретном случае определяется спецификой имеющегося в нашем распоряжении цифрового материала и особенностями используемого метода распознавания.

Переходя к обсуждению конкретных алгоритмов классификации, начнем с задачи построения оптимального цикла или так называемой задачи о „коммивояжере“.

Задача о коммивояжере формулируется предельно просто: торговец, выходящий из какого-нибудь пункта, должен посетить  $(N-1)$  других пунктов только один раз и вернуться в исходный. Расстояния между пунктами считаются известными. Требуется установить порядок посещения этих пунктов, при котором замкнутый пройденный маршрут был бы минимален.

В свое время эта задача возникла как чисто развлекательная, но впоследствии оказалось, что многие практические вопросы могут быть сведены к ее решению. В частности, в гидрометеорологии была сделана попытка применения логики построения оптимального цикла для решения задачи объективной классификации (Буторин и др., 1969; Николаев, 1969).

Абстрагируясь, будем считать, что множество пунктов, которые должен посетить коммивояжер, есть некоторое множество объектов, заданное в многомерном пространстве признаков. Каждый из этих объектов будем рассматривать как точку в многомерном пространстве. Тогда построение оптимального цикла сводится к последовательному объединению точек в таком порядке, чтобы пройденный замкнутый маршрут оказался минимальным. Очевидно, решением задачи будет указание номеров точек этой последовательности.

---

<sup>1</sup> Потенциальными они названы за свое сходство с функцией потенциала силы, которая, как известно, принимает максимальное значение в точке приложения силы и убывает по мере удаления от нее.

Не касаясь здесь вычислительной стороны вопроса, рассмотрим некоторые соображения, которые привели к мысли использовать этот алгоритм для классификации, поскольку из формулировки задачи о коммивояжере усмотреть такую возможность весьма трудно. Для большей наглядности проиллюстрируем эти соображения на простейшем примере. Пусть исходная совокупность из 12 точек, заданная в двумерном пространстве, распадается на две компактные<sup>1</sup> группы (классы) (рис. 1, а). Используя евклидову метрику, рассчитаем длины дуг, соединяющие эти точки, а результат представим в виде матрицы расстояний

$$D = \begin{vmatrix} d_{1,2} & \dots & d_{1,12} \\ & d_{2,3} & \dots & d_{2,12} \\ & & \ddots & \\ & & & d_{11,12} \end{vmatrix} \quad (6)$$

Матрица (6) – исходная для вычисления оптимального цикла. Однако в нашем специально подобранном примере можно обойтись и без расчетов, так как оптимальный маршрут в нем легко угадать. Необходимая последовательность обхода точек показана на графике (рис. 1, а). Очевидно, изменив направление обхода на обратное, мы получим тот же результат. Таким образом, с учетом направления обхода мы имеем два оптимальных маршрута, и, чтобы достичь поставленной цели, коммивояжеру безразлично, по какому

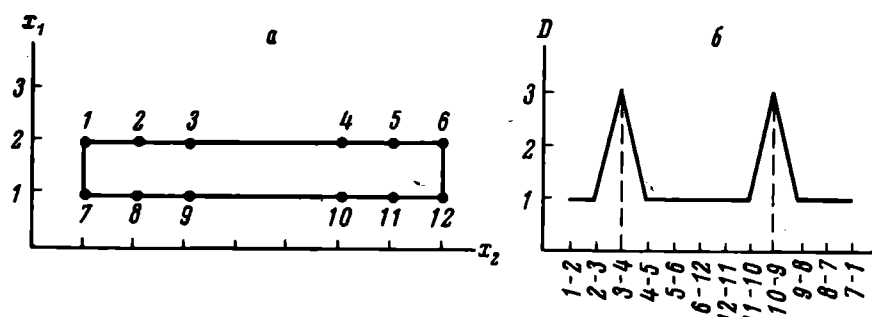


Рис. 1. Схема классификации двумерных объектов методом оптимального цикла.

а – исходная совокупность точек; б – график оптимального цикла.

из них он пойдет. Для определенности примем, что коммивояжер следовал так, как это изображено на графике (рис. 1, а), выйдя из точки 1. Нанесем на график весь его маршрут, откладывая по оси ординат расстояние между последовательными парами точек, а по оси абсцисс – номера точек (рис.1,б). Из этого графика видно, что каждый переход к новому классу отмечен относительным максимумом (пиком) на кривой оптимального цикла, а точки, расположенные между двумя пиками, относятся к одному и тому же классу. Получается, что коммивояжер, следуя по оптимальному маршруту и попав в один из классов, не оставляет его, не посетив всех точек этого класса.

<sup>1</sup> Под компактными понимаются такие классы, в которых расстояние между соседними точками внутри класса меньше расстояния между ближайшими точками разных классов.

При этом пики оптимального цикла определяют естественные границы между классами. Можно привести и более сложные примеры (из трех и более классов), в которых решение задачи будет осуществляться по данному правилу. Все это привело к выводу, что если в пространстве признаков существует разделение объектов на компактные группы, то они легко выделяются с помощью построения оптимального цикла, а сам оптимальный цикл можно использовать в качестве алгоритма объективной классификации. Однако при более тщательном анализе данной задачи появились сомнения в правильности полученного вывода. На самом деле коммивояжер выбирает свой маршрут, руководствуясь только одним соображением, – сделать этот маршрут как можно короче. Обращать внимание на существование каких-то классов ему не приказано. Остается непонятным, каким же образом он умудряется сделать два дела: обойти все точки по минимальному маршруту и при этом, попав в класс, не покидать его, не обойдя в нем все точки. Последнее, как известно, условием задачи не предусмотрено. Другими словами, всегда ли достаточно выполнения гипотезы о компактности классов для того, чтобы оптимальный цикл мог работать как классификационный метод? Оказывается далеко не всегда. Обратимся снова к примеру.

Пусть некоторая совокупность двумерных объектов составляет три компактных класса и отображение их на плоскость имеет вид, представленный на графике (рис. 2, а). В этом примере, как и в предыдущем, определение оптимального маршрута не представляет особого труда. Очевидно, что из какой бы точки мы ни вышли, всегда найдутся по крайней мере четыре замкнутых маршрута, каждый из которых будет минимальным (рис. 2, б). Для коммивояжера абсолютно безразлично, по какому из них он пойдет, так как всякий раз он достигнет поставленной цели. Для нас, преследующих классификационную цель, это оказывается вовсе не безразлично.

Возьмем, например, вариант 2 (рис. 2, б) и построим для него график маршрута (рис. 2, в), считая, что коммивояжер вышел из точки 4. Руководствуясь этим графиком как решающим правилом, совокупность точек необходимо разбить на четыре класса. В некоторый первый класс следует отнести точки 4, 1 и 7, во второй – единственную точку 2, в третий – точки 3, 6, 9 и, наконец, в четвертый класс – точки 5 и 8. Таким образом, мы получили четыре класса, в то время как реально в пространстве признаков существуют только три класса. Точки 5, 8 и 2, составляющие единый компактный класс (припишем ему символ  $A$ ), в процессе построения оптимального цикла оказались отнесенными к разным классам. В результате классификация получилась ложной, несмотря на то что условие компактности классов соблюдено.

Однако попробуем несколько смягчить ситуацию, полагая (хотя и без оснований), что класс  $A$  разделился на два подкласса, в которых точки 5 и 8 составили подкласс  $A_1$ , а точка 2 – подкласс  $A_2$ . Это предположение равносильно тому, что объекты под номерами 5 и 8 более сходны между собой, чем с объектом 2. Чтобы показать несостоятельность этого предположения, достаточно повторить всю вышеизложенную процедуру классификации на примере маршрута 1 или 3 (рис. 2, б). В этом случае дробление класса  $A$  произойдет так, что точки 2 и 8 поменяются местами в классах. Таким образом, гипотеза о существовании подклассов полностью отпадает. Можно привести примеры еще большего и в такой же мере обосновательного дробления классов, к которому приводит решающее правило, построенное на вычислении оптимального маршрута.

Приведенные выше примеры позволяют предположить, что число возможных классификаций, среди которых могут быть тождественные, всякий раз будет равно числу безразличных для коммивояжера маршрутов. Разумеется, в результате расчета получают только один минимальный маршрут и, следо-

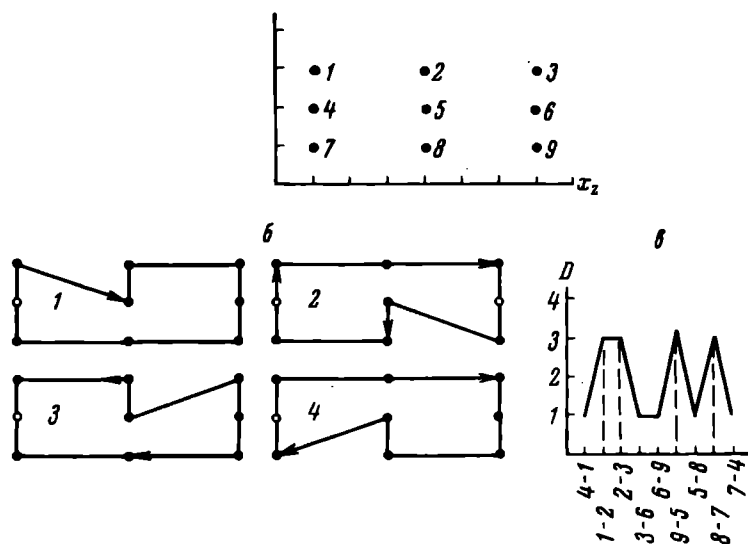


Рис. 2. Схема классификации двумерных объектов на примере трех классов.

а - исходная совокупность точек; б - варианты оптимального маршрута; в - график оптимального маршрута б, 2.

вательно, одну классификацию. Но с учетом всего вышеизложенного объективность ее остается неопределенной. Отсюда можно сделать только один вывод, а именно: применение данного метода для классификации в общем случае не обосновано. Далеко не всегда можно получить объективную классификацию, не вступая в конфликт с условием задачи о коммивояжере. Одного требования компактности классов оказалось недостаточно, чтобы без каких бы то ни было изменений перенести методы решения этой задачи в совершенно новую для нее сферу применения.

Рассмотрим теперь другой алгоритм, который может быть использован для классификации, - нахождение кратчайшей связывающей сети.

Нахождение кратчайшей связывающей сети. Задача определения кратчайшей связывающей сети имеет некоторые общие черты с задачей о коммивояжере, но решается значительно проще. Алгоритм ее решения может быть использован для классификации также при условии существования компактных групп точек в пространстве признаков.

Для построения кратчайшей связывающей сети необходимо связать множество точек сетью прямых звеньев, которая имеет наименьшую суммарную длину. Порядок работы при этом следующий: каждая изолированная точка или каждый изолированный фрагмент соединяются с ближайшим соседом кратчайшим звеном<sup>1</sup> (Прим, 1961).

<sup>1</sup> Под изолированной точкой понимается такая точка, которая на данном этапе построения сети еще не связана с другими точками. Фрагмент есть множество точек, связанных прямыми звеньями. Ближайшим соседом точки или фрагмента является точка, которая находится от них на расстоянии, не большем, чем любая другая точка.

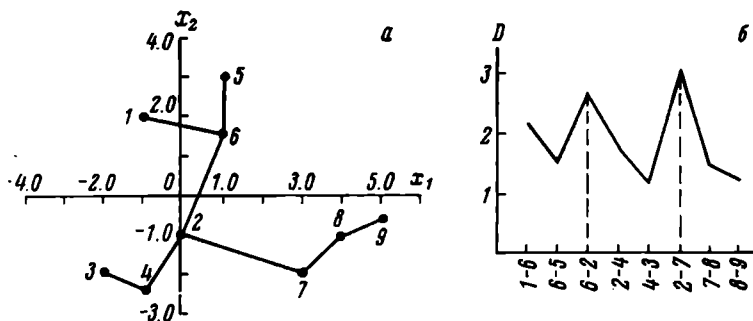


Рис. 3. Схема классификации методом кратчайшей связывающей сети.

а – кратчайшая связывающая сеть; б – график кратчайшей связывающей сети.

Поставленную задачу можно сформулировать также в терминах теории графов как нахождение кратчайшего поддерева полного графа, вершинами которого являются заданные точки.

Работу алгоритма продемонстрируем на примере классификации некоторой совокупности из 9 точек, распадающейся на три компактные группы (рис. 3, а).

Вычисления начинаются с расчета матрицы расстояний. Получим эти расстояния, используя, например, евклидову метрику (табл. 1).

Таблица 1

Матрица расстояний между точками

№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	–	3.1	4.2	4.5	2.3	2.2	5.7	5.9	6.5
2	3.1	–	2.1	1.8	4.2	2.7	3.1	4.0	5.0
3	4.2	2.1	–	1.2	5.8	4.6	5.0	6.1	7.1
4	4.5	1.8	1.2	–	5.8	4.5	4.0	5.2	6.3
5	2.3	4.2	5.8	5.8	–	1.5	5.4	5.0	5.4
6	2.2	2.7	4.6	4.5	1.5	–	4.1	3.9	4.6
7	5.7	3.1	5.0	4.0	5.4	4.1	–	1.4	2.6
8	5.9	4.0	6.1	5.2	5.0	3.9	1.4	–	1.2
9	6.5	5.0	7.1	6.3	5.4	4.6	2.6	1.2	–

Первую строку матрицы расстояний занесем в первую строку так называемой решающей таблицы. Определим точку, ближайшую к первой. Очевидно, это будет точка под номером 6, так как она соединена с 1-й кратчайшим звеном. Выбранные две точки рассматриваются как первый фрагмент и заносятся в итоговую таблицу с указанием длины звена. Запомним расстояния от выбранной точки, т. е. 6-й, до всех оставшихся, записав их в первую строку вспомогательной таблицы. Далее начинаем формирование второй

строки решающей таблицы, элементами которой должны стать меньшие из звеньев, соединяющие 1-ю и 6-ю точки со всеми остальными. Из второй строки решающей таблицы видно, что 3-я и 4-я точки оказались ближе к 1-й, а 2-я, 5-я, 7-я, 8-я и 9-я – к 6-й. Минимальное звено (6-5) этой строки показывает, что ближайшей к первому фрагменту является 5-я точка. За-несем это звено во вторую строку итоговой таблицы. Далее заполним для 5-й точки соответствующую строку вспомогательной таблицы и повторим процесс сопоставления звеньев по вышеизложенной схеме.

Решающая таблица

2	3	4	5	6	7	8	9
3.1	4.2	4.5	2.3	2.2	5.7	5.9	6.5
(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)

2	3	4	5	7	8	9
2.7	4.2	4.5	1.5	4.1	3.9	4.6
(6)	(1)	(1)	(6)	(6)	(6)	(6)

2	3	4	7	8	9
2.7	4.2	4.5	4.1	3.9	4.6
(6)	(1)	(1)	(6)	(6)	(6)

3	4	7	8	9
2.1	1.8	3.1	3.9	4.6
(2)	(2)	(2)	(6)	(6)

3	7	8	9
1.2	3.1	3.9	4.6
(4)	(2)	(6)	(6)

7	8	9
3.1	3.9	4.6
(2)	(6)	(6)

8	9
1.4	2.6
(7)	(7)

9  
1.2  
(8)

Вспомогательная таблица

2	3	4	5	7	8	9
6	2.7	4.7	4.5	1.5	4.1	3.9
6	2.7	4.7	4.5	1.5	4.1	3.9

2	3	4	7	8	9
5	4.2	5.8	5.8	5.4	5.0
5	4.2	5.8	5.8	5.4	5.0

3	4	7	8	9
2	2.1	1.8	3.1	4.0
2	2.1	1.8	3.1	4.0

3	7	8	9
4	1.2	4.0	5.2
4	1.2	4.0	5.2

7	8	9
3	5.0	6.1
3	5.0	6.1

8	9
7	1.4
7	1.4

9
8
8

Итоговая таблица

Звено	Длина
1-6	2.2
6-5	1.5
6-2	2.7
2-4	1.8
4-3	1.2
2-7	3.1
7-8	1.4
8-9	1.2



В результате получим следующее звено кратчайшей связывающей сети и т.д. Данные итоговой таблицы, нанесенные на график, образуют некоторую кривую с хорошо выраженными пиками (рис. 3, б). Поскольку пики отделяют одну группу точек от другой, их можно использовать в качестве своеобразного классифицирующего правила. В отличие от пиков оптимального цикла они всегда дают разбиение, соответствующее реально существующему. Обеспечивается это тем, что в процессе формирования фрагментов переход к следующему классу не произойдет до тех пор, пока не будут объединены все точки первого класса, затем второго и т. д., что следует из условия компактности классов, с одной стороны, и условия формирования фрагментов, с другой. Таким образом, если в пространстве признаков существуют компактные группы точек, то разделение их можно получить с помощью такого простого метода, как построение кратчайшей связывающей сети, который к тому же легко реализуется как на ЭВМ, так и вручную.

Основной недостаток данного метода в том, что он не в состоянии полностью исключить субъективную сторону процесса классификации. В частности, график кратчайшей связывающей сети почти любого множества реальных природных объектов имеет несколько относительных максимумов (пиков). Одни из них являются границами классов, другие вызваны так называемыми шумовыми факторами. Субъективизм метода состоит в том, что определять пики, соответствующие границам классов, должен сам исследователь. Делается это следующим образом: задается некоторая пороговая величина  $D_{пор}$  и считается, что звенья, имеющие  $D < D_{пор}$ , соединяют точки одного класса, а звенья длиной  $D \geq D_{пор}$  обозначают переход к соседним классам. Очевидно, число классов в данном методе — функция порога, которая растет с его уменьшением. В нашем случае, приняв  $D_{пор} = 2.5$ , получим три класса, а при  $D_{пор} = 3.0$  — два класса точек. Заметим, что в случае, когда мы имеем информацию о числе классов, задача решается однозначно путем последовательного приближения с изменением  $D_{пор}$ .

Алгоритм „Спектр“. Подробное изложение этого алгоритма имеется в работе А. Г. Аркадьева и Э. М. Бравермана (1971). Здесь мы вкратце рассмотрим процедуру получения решающего правила, полагая, как и прежде, что множество  $n$ -мерных объектов, подлежащих группировке, распадается на подмножества (классы), каждому из которых соответствует обособленная группа точек в пространстве признаков. В качестве меры сходства возьмем евклидово расстояние и для простоты будем считать, что исходная совокупность точек распадается на два класса —  $A$  и  $B$ . Из этой совокупности возьмем любую точку (например, из класса  $A$ ), обозначим ее через  $x_1$  и будем считать исходной. Определим точку, ближайшую к ней. Для этого вычислим последовательность евклидовых расстояний от этой точки до всех остальных, т. е. последовательность величин

$$D(x_i, x_j) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{i1} - x_{ij})^2}, \quad j = \overline{1, N-1}, \quad (7)$$

где  $N$  — число всех рассматриваемых точек (объектов). Ближайшей к  $x_1$ , очевидно, будет точка, для которой  $D(x_1, x_j) = \min$ . По логике вещей эта точка должна относиться к той же группе (классу) точек, что и  $x_1$ . Это дает основание начать формирование класса, объединив эти две точки и некоторую совокупность  $A_1$ . Далее из оставшихся  $N-2$  точек путем последовательного перебора ищется точка, ближайшая к множеству  $A_1$ . Номер исходной точки соответствует номеру минимального значения в ряду

$$D(x_j, A_1) = \frac{1}{N_{A_1}} \sum_{k=1}^{N_{A_1}} D(x_j, x_k), \quad j = \overline{1, N-2}. \quad (8)$$

Объединим эту 3-ю точку с  $A_1$  и повторим снова вышеизложенную процедуру. В результате найдем некоторую 4-ю точку, ближайшую к первым трем. Повторяя этот алгоритм, логично ожидать, что вначале будут отобраны все точки из класса  $A$ , а затем пойдут точки из класса  $B$ . Естественной границей между классами будет скачок на графике мер близости, или спектре мер близости, так как классы  $A$  и  $B$  предположительно изолированы друг от друга. В случае произвольного числа классов ( $m$ ) на графике должно быть  $m-1$  таких скачков. На рис. 4 приведен спектр меры близости для совокупностей точек, представленных на рис. 3, а.

Этот алгоритм классификации также очень прост, легко программируется и не требует значительных затрат машинного времени на его реализацию. К сожалению, он имеет тот же недостаток, что и предыдущий метод, — неопределенность получаемого разбиения. Эта неопределенность возникает потому, что сам метод не дает никаких указаний относительно выбора величины  $D_{пор}$ .

Вообще говоря, вопрос выбора порогового значения в классификационных задачах весьма сложен. Можно сказать, что сложность его обратно пропорциональна имеющейся априорной информации об исследуемой совокупности объектов. Но даже располагая минимумом такой информации, можно ставить вопрос о получении оптимальной классификации. Для этой цели необходимо ввести некоторый формальный критерий, численное значение которого определяло бы относительную успешность данной классификации по сравнению с другой классификацией.

Рассмотрим один из алгоритмов, который приводит к разбиению, наилучшему в смысле такого критерия и который уже был использован для классификации климатов СССР (Сонечкин, 1968). Следуя А. Г. Аркадьеву и Э. М. Браверману, будем называть его алгоритмом оптимальной классификации.

Смысл используемого в данном методе критерия качества классификации раскрывается в следующем рассуждении. Допустим, что исходная совокупность многомерных объектов произвольным образом разбивается на группы несколькими лицами. Спрашивается, какая классификация лучше, т. е. какая из них ближе к естественной. Логично считать, что лучшей из них является та, в которой точки внутри каждого класса оказались ближе всего друг к другу, а сами классы разнесены на возможно большие расстояния. Введем меру близости точек внутри класса.

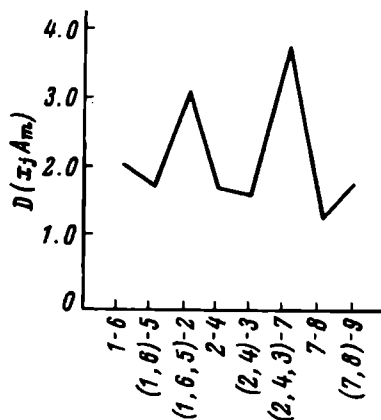


Рис. 4. Спектр меры близости.

$$D(A, A) = \frac{2}{N_A(N_A - 1)} \sum_{j, p} D(x_j, x_p), \quad j = \overline{1, N_A}, p > j, \quad (9)$$

где  $N_A$  — число точек в классе,  $D(x_j, x_p)$  — евклидово расстояние в пространстве признаков между точками  $j$  и  $p$ . Тогда среднее расстояние между точками по всем классам равно величине

$$J_1 = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m D(A_k, A_k), \quad (10)$$

где  $m$  – число классов. Очевидно, выражение (10) будет иметь тем меньшее значение, чем лучше данная классификация соответствует естественной. В качестве среднего значения меры близости выделенных классов примем величину

$$J_2 = \frac{2}{m(m-1)} \sum_{i,j=1}^m D(A_i, A_j), \quad j > i, \quad (11)$$

где  $m$  – число классов, а  $D(A_i, A_j), j > i$  – мера близости между классами  $A_i$  и  $A_j$ , определяемая выражением

$$D(A_i, A_j) = \frac{1}{N_{A_i} N_{A_j}} \sum_{x_i \in A_i} \sum_{x_j \in A_j} D(x_i, x_j). \quad (12)$$

С точки зрения этого критерия та классификация лучше, для которой он принимает максимальное значение, т. е. чем дальше друг от друга расположены классы. Тогда в качестве оптимальной надо взять классификацию, обеспечивающую максимум разности

$$J = J_2 - J_1. \quad (13)$$

Рассмотрим последовательность вычислительных операций метода классификации, использующего критерий (13).

На первом этапе исходная совокупность точек разбивается на некоторое заранее заданное число классов. Для этой цели можно использовать алгоритм „Спектр” или алгоритм кратчайшей связывающей сети, придавая  $J_{пор}$  относительно малое значение. Полученная начальная классификация оценивается с помощью критерия  $J$ . Далее с помощью меры близости (12) определяются два наиболее близких класса, которые объединяются в один укрупненный класс. Качество вновь полученной классификации снова оценивается с помощью (13). Затем производятся следующее объединение классов и следующая оценка классификации. Этот процесс повторяется до тех пор, пока все точки не объединятся в один класс. В результате проделанных вычислений получим ряд значений критерия  $J$ . Из этого ряда необходимо выбрать  $J_{max}$ , а соответствующую ему классификацию принять в качестве оптимальной.

Продemonстрируем применение указанного критерия для классификации точек, представленных на рис. 3, а. Используя алгоритм кратчайшей связывающей сети и задавая  $J_{пор} \approx 2.0$ , получим четыре класса точек (I класс – точка 1, II класс – точки 5 и 6, III класс – точки 2, 3 и 4, IV класс – точки 7, 8 и 9). Критерий  $J$  для этой классификации оказался равным  $J^{(1)} = 4.4 - 1.6 = 2.8$ . Объединив ближайшие I и II классы в один класс и снова вычислив  $J$ , получим  $J^{(2)} = 4.9 - 1.8 = 3.1$ . Продолжая процедуру объединения (теперь уже в один класс объединяются точки с 1-й до 6-й), находим  $J^{(3)} = 5.1 - 2.5 = 2.6$ . Отсюда делаем заключение, что рассматриваемая нами совокупность точек оптимально разбивается на три класса.

В отличие от предыдущих алгоритмов, в которых число классов является функцией некоторого порогового значения меры сходства, настоящий алгоритм полностью исключает субъективную часть процедуры классификации (кроме выбора системы признаков). Более подробное описание и блок-схему этого алгоритма можно найти в работе Д. М. Сонечкина (1968).

Для оценки качества классификации и ее оптимизации могут быть предложены и другие критерии, но суть задачи остается прежней.

В настоящее время разработано и используется много разных алгоритмов группировки, основанных на геометрических представлениях о схожести объектов. Кроме уже упомянутых, можно, например, назвать серию алгоритмов с условными названиями „Форель” и „Краб” (Елкина, Загоруйко, 1966,

1969). Эти алгоритмы могут быть использованы для классификации объектов как с количественными, так и с ранжированными качественными признаками. В случае необходимости в них предусмотрены нормализация и введение весовых коэффициентов признаков. Основной недостаток этих алгоритмов – неоднозначность получаемых с их помощью решений.

До сих пор мы неоднократно подчеркивали, что применение изложенных алгоритмов для классификации возможно только в том случае, если множество объектов, подлежащих группировке, образует в пространстве признаков области сгущений и разрежений. Другими словами, классификация возможна только тогда, когда классы объектов реально существуют в природе. Если же точки в пространстве признаков распределены равномерно, то классификация теряет всякий смысл, так как в этом случае одно произвольное разбиение точек не имеет никаких преимуществ по сравнению с любым другим разбиением. Что касается правомерности постановки задачи объективной классификации природных объектов, то здесь двух мнений быть не может, поскольку какой бы круг природных объектов или явлений не рассматривался, мы везде сталкиваемся с их неравномерным распределением в пространстве признаков. В настоящее время задача состоит в том, чтобы максимально объективизировать сам процесс классификации, привлекая для этой цели известные математические методы и разрабатывая новые. Очевидно, на первом этапе работы в этом направлении целесообразно испытать простейшие из существующих методов классификации. Некоторые из них изложены в настоящей работе.

Выбирая в качестве рабочего тот или иной алгоритм, необходимо, разумеется, учитывать специфику имеющегося исходного материала, цель каждой конкретной классификации, а также технические средства счета. Недостаточно осознанное применение методов формальной группировки навряд ли способно углубить понимание таких сложных процессов и явлений, как природные.

#### Литература

- Афанасьев А. Н. 1967. Колебания гидрометеорологического режима на территории СССР. „Наука“, М.
- Аркадьев А. Г., Браверман Э. М. 1971. Обучение машины классификации объектов. „Наука“, М.
- Багров Н. А. 1959. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. Центральн. ин-та прогнозов, вып. 64.
- Багров Н. А. 1969. О классификации синоптических процессов. Метеорол. и гидрол., № 5.
- Буторин Н. В., Николаев Ю. В., Смирков Н. П. 1969. Применение задачи коммивояжера для объективного выделения водных масс (на примере Рыбинского водохранилища). Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, № 4.
- Ватанабе С., Ламберт П., Куликовский К., Бакстон Дж., Уокер Р. 1969. Оценка и отбор параметров в задачах распознавания образов. В кн.: Автоматич. анализ сложных изображений. „Мир“, М.
- Груза Г. В., Раньков Е. Я. 1970. О принципах автоматической классификации метеорологических объектов. Метеорол. и гидрол., № 42.
- Елкина В. Н., Загоруйко Н. Г. 1966. Об алфавите объектов распознавания. В кн.: Вычислит. системы, вып. 22 „Наука“, Новосибирск.
- Елкина В. Н., Загоруйко Н. Г. 1969. Количественные критерии качества таксономии и их использование в процессе принятия решений. В кн.: Вычислит. системы, вып. 36, „Наука“, Новосибирск.

- Кожара В. Л., Смирнов Н. П. Лимнологическое районирование Верхней Волги в гидрохимическом аспекте. Наст. сб.
- Кузин П. С. 1970. Циклические колебания стока рек северного полушария. Гидрометеиздат, Л.
- Кульбак С. 1967. Теория информации и статистика. „Наука“, М.
- Надь Г. 1968. Распознавание образов. Обзор. Тр. Ин-та инженеров по электротехнике и радиоэлектронике, 56, 5.
- Николаев Ю. В. 1969. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. Гидрометеиздат, Л.
- Плотников В. Н., Суханов В. А. 1972. Некоторые вопросы формирования пространства признаков при распознавании образов. В кн.: Автоматич. управление и вычисл. техника, вып. 10. „Машиностроение“, М.
- Прим Р. К. 1961. Кратчайшие связывающие сети и некоторые обобщения. Кибернетический сб., № 2, ИЛ, М.
- Россолимо Л. Л. 1964. Основы типизации озер и лимнологического районирования. В кн.: Накопление вещества в озерах. „Наука“, М.
- Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. 1974. О применении многомерного анализа в гидрологии. Наст. сб.
- Сонечкин Д. М. 1968. Об объективной классификации метеорологических явлений и ситуаций с помощью ЭВМ. Метеорол. и гидрол., № 5.
- Сонечкин Д. М. 1969. Математическая теория классификации и ее применение в метеорологии. Метеорол. и гидрол., № 12.
- Фридман Ю. С. 1967. Математическая обработка телевизионных изображений облачного покрова Земли. Тр. ГГО, вып. 203.
- ХоЮ-цзи, Агравала А. К. 1968. Об алгоритмах классификации образов. ТИИЭР, 56, 2.

В. Л. Скляренко, Н. П. Смирнов

#### О ПРИМЕНЕНИИ МНОГОМЕРНОГО АНАЛИЗА В ГИДРОЛОГИИ

К основным проблемам современной глобальной гидрологии относятся пространственно-временной анализ гидрологических элементов для обширных территорий и для Земли в целом, выявление общих для этих территорий генетических (детерминистических) и статистических закономерностей в колебаниях гидрологических элементов, выявление зон синхронных и асинхронных колебаний стока, сверхдолгосрочные прогнозы состояния водных ресурсов Земли (Калинин, 1968).

Решение как данных проблем, так и большого числа задач региональной гидрологии должно основываться на использовании такого аппарата, который позволил бы получить объективную картину пространственных и временных закономерностей гидрологических процессов при сведении роли субъективного фактора к минимуму. Все это уже сейчас привело к значительному расширению круга используемых в гидрологии методов статистического анализа. В последние годы с успехом были внедрены в практику гидрологических расчетов методы корреляционного и спектрального анализов, а также моделирование гидрологических рядов с использованием методов Монте-Карло и цепей Маркова.

Однако решение многих задач, связанных с анализом гидрометеорологических полей и процессов, не может быть достигнуто в рамках этих

методов. Поэтому, в частности, в метеорологии все шире стали применять методы многомерной статистики. Полученные результаты оказались весьма обнадеживающими.

В гидрологии эти методы еще не нашли себе подобающего места, хотя использование их здесь представляется не менее перспективным и не связано с какими-либо новыми принципиальными затруднениями. Более того, применение их для анализа статистической структуры гидрологических полей является единственно правильным.

Для примера перечислим некоторые конкретные гидрологические задачи, решение которых можно осуществить методами многомерного статистического анализа. К этим задачам относятся районирование территории по характеру многолетних колебаний стока (выявление зон синхронных и асинхронных колебаний стока), классификация гидрологических объектов и процессов, выделение водных масс по комплексу определяющих их признаков, разработка схем и улучшение качества прогнозов для отдельных территорий и другие.

Настоящая работа ставит своей целью обратить внимание гидрологов на вопросы, касающиеся использования методов многомерного анализа при решении перечисленных выше и некоторых других задач.

### Метод главных компонент

Статистический анализ пространственно-временных закономерностей гидрометеорологических полей связан с обработкой и последующей интерпретацией большого экспериментального материала. В связи с этим прибегают к методам исследования, позволяющим извлекать из этого материала только полезную информацию, отбрасывая при этом второстепенные детали, или „шумы“. К таким методам относятся представления полей в виде рядов по той или иной системе базисных функций (разложение полей по полиномам Чебышева, сферическим функциям, разложения в ряды Фурье и др.). Назначение всех этих методов состоит в том, чтобы в результате преобразования исходной совокупности полей, заданных своими значениями в узлах некоторой фиксированной сетки, получить небольшое количество новых переменных, которые содержали бы подавляющую часть информации об этой совокупности.

Чтобы члены ряда разложения допускали физическую интерпретацию их, базисная система функций должна в той или иной мере отражать известные свойства исследуемого процесса. Другими словами, разложение не должно быть чисто формальным, как например разложение в ряд Фурье. С другой стороны, возможность физической интерпретации составляющих ряда еще не означает, что мы получили разделение информации, содержащейся в исходной совокупности полей, на вклады отдельных физических причин. В общем случае, к сожалению, это сделать невозможно. В формировании каждой составляющей может участвовать несколько не всегда известных нам физических причин. О вкладе каждой из них в ту или иную составляющую можно судить на основе физико-статистических свойств исследуемого процесса и особенностей используемого метода преобразования информации. Физическая интерпретация членов ряда разложения в данном случае – самый трудный этап работы. Впрочем, это основной недостаток всех косвенных методов исследования. Для выявления возможных причин, ответственных за формирование полученной в результате преобразования переменной, сопоставляют изменение ее с ходом некоторых известных гидрометеорологических характеристик. Определив аналог, легче дать физическое толкование данной переменной.

В ряде задач физическая интерпретация не является необходимой. Так, в случае обычного сжатия информации с целью экономичного хранения ее или с целью экстраполяции новых переменных преобразование может быть чисто формальным. Здесь основную роль играет только скорость сходимости к нулю

ошибки представления полей. Очевидно, чем она выше, тем эффективнее сжатие и, следовательно, тем меньшим числом членов ряда можно ограничиться, чтобы восстановить с заданной точностью исходное числовое поле.

Таким образом, ценность метода преобразования последовательности числовых полей путем разложения их в ряд по некоторой системе функций определяется скоростью сходимости и возможностью физической интерпретации членов этого ряда.

В последние годы в практике гидрометеорологических исследований широкое распространение получил метод главных компонент, или метод представления последовательности случайных числовых полей системой естественных ортогональных функций (е.о.ф.). Данный метод представляет собой частный случай линейного ортогонального преобразования информации. Базисная система функций этого преобразования определяется корреляционной структурой последовательности полей, а не задается заранее. В результате разложения по е.о.ф. происходит разделение информации об исходном числовом поле на линейно независимые составляющие. Причем, как показано А. М. Обуховым (1940), разложение по е. о. ф. обладает максимальной по сравнению с любым другим разложением такого типа скоростью сходимости. Другими словами, метод обеспечивает наилучшую в среднеквадратическом смысле аппроксимацию числового поля фиксированным числом членов ряда разложения. Кроме того, разложение по е. о. ф. минимизирует функцию энтропии, определенную на дисперсиях коэффициентов разложения (Фу, 1971).

Все сказанное, а также ряд других достоинств, о которых будет говориться ниже, способствовали распространению данного метода во многих областях науки. С момента выхода известной работы Н. А. Багрова (1959) разложение по е. о. ф. стали применять для решения самых разных задач метеорологии (Юдин, 1967; Мещерская и др., 1970). Среди пока еще немногих примеров использования настоящего метода в гидрологических исследованиях можно назвать работы В. М. Мухина (1968), Н. П. Смирнова (1972) и О. Ф. Кондрацовой (Смирнов, Кондрацова, 1972). Ряд интересных приложений метода в геофизических исследованиях дан в работах А. Б. Вертлиб (1969; Вертлиб, Платонов, 1970).

Даже этот весьма ограниченный перечень работ уже может дать некоторое представление о разнообразии задач, решаемых с помощью разложения по е. о. ф. Гибкость метода позволяет использовать его для пространственно-временного анализа числовых полей, решения задач прогностического и классификационного характера. Вместе с тем следует заметить, что возможности разложения по е. о. ф. далеко не исчерпаны.

Рассмотрим сущность метода представления полей посредством естественных ортогональных функций. Допустим, что мы имеем последовательность полей некоторой случайной функции  $F(t, x)$  заданной своими значениями в узлах фиксированной географической сетки. Заметим, что в общем случае эта последовательность может быть задана набором параметров, характеризующих некоторую систему в пространстве или во времени. Единственное требование к этому исходному материалу – неизменность сетки для всей совокупности полей или постоянство набора параметров.

В качестве исходной последовательности полей примем набор карт любого гидрологического элемента. Выбор станций (узлов) может быть произвольным, однако лучше всего располагать их в характерных для исследуемого элемента точках карты и добиваться более или менее равномерного распределения по территории. Таким образом, временной параметр

$t$  ( $t = 1, 2, \dots, m$ ) показывает номер карты, а параметр горизонтальных координат  $x$  ( $x = 1, 2, \dots, n$ ) – номер станции.

Представим исходную совокупность полей в виде матрицы чисел:

$$F = \begin{pmatrix} F_{11} & F_{12} & \dots & F_{1n} \\ F_{21} & F_{22} & \dots & F_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ F_{m1} & \dots & \dots & F_{mn} \end{pmatrix}, \quad (1)$$

элементами которой могут быть как сами наблюдаемые величины, так и отклонения их от нормы. Каждая строка матрицы (1) описывает состояние физического поля в фиксированный момент времени, или, что то же самое, представляет собой отдельную карту.

Найдем представление функции  $F(t, x)$  в виде ряда<sup>1</sup>

$$F(t, x) = \sum_h T_h(t) \chi_h(x), \quad (2)$$

где  $\chi_h(x)$  — некоторые неслучайные базисные функции, зависящие только от  $x$ ,  $T_h(t)$  — случайные функции времени, представляющие собой коэффициенты разложения.

Поставим условие, чтобы подлежащие определению функции  $T_h(t)$  и  $\chi_h(x)$  были оптимальными в смысле минимума суммы квадратов ошибок разложения (2) при любом фиксированном значении  $h$ . Это требование равносильно выполнению условия

$$\Delta = \sum_x \sum_t \left[ F(t, x) - \sum_h T_h(t) \chi_h(x) \right]^2 = \min. \quad (3)$$

Перейдем к системе обозначений, позволяющей получить выражение типа (2) для любого элемента матрицы (1).

$$\begin{aligned} F(t, x) &= F_{ij} \quad (i = 1, 2, \dots, m), \\ \chi_h(x) &= \chi_{hj} \quad (j = 1, 2, \dots, n), \\ T_h(t) &= T_{ih} \quad (h = 1, 2, \dots). \end{aligned} \quad (4)$$

Уравнение (3) с учетом (4) примет рабочий вид

$$\Delta = \sum_i \sum_j \left[ F_{ij} - \sum_h T_{ih} \chi_{hj} \right]^2 = \min. \quad (5)$$

Функции  $T_{ih}$  и  $\chi_{hj}$  будем определять последовательно, приняв для начала  $h=1$ . Раскрывая уравнение (5), получим

$$\Delta = \sum_i \sum_j F_{ij}^2 - 2 \sum_i \sum_j F_{ij} T_{i1} \chi_{1j} + \sum_i T_{i1}^2 \sum_j \chi_{1j}^2. \quad (6)$$

Условие минимума функции  $\Delta$  позволяет получить следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Delta}{\partial T_i} &= -2 \sum_j F_{ij} \chi_{1j} + 2 T_{i1} \sum_j \chi_{1j}^2 = 0 \quad (i = 1, 2, \dots, m), \\ \frac{\partial \Delta}{\partial \chi_j} &= -2 \sum_i F_{ij} T_{i1} + 2 \chi_{1j} \sum_i T_{i1}^2 = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, n). \end{aligned} \quad (7)$$

<sup>1</sup> Предел суммирования по  $h$  пока оставим неопределенным.







Учитывая условия ортогональности (19), последнее равенство упростится и в матричной форме будет иметь вид

$$T = F X', \quad (22)$$

где  $X'$  — матрица, транспонированная матрице  $X$ .

Таким образом, определив переменные  $T_h(t)$  и  $X_h(x)$ , входящие в выражение (2), мы тем самым решили задачу разложения случайной функции  $F(t, x)$  по е. о. ф., которая практически свелась к определению собственных чисел и собственных векторов ковариационной (корреляционной) матрицы  $A$ .

Остановимся на точности выполненного разложения.

Выражение для суммарной квадратической ошибки разложения некоторого  $i$ -того поля при использовании первых  $H$  членов разложения ( $H < n$ ) имеет вид

$$\sum_j \delta_{ij}^2 = \sum_j \left[ F_{ij} - \sum_{h=1}^H T_{ih} X_{hj} \right]^2. \quad (23)$$

Покажем теперь, что если верхним пределом для  $h$  взять  $n$ , то величина этой ошибки будет равна нулю. Для этого раскроем скобки и несколько изменим порядок суммирования в (23). Тогда

$$\begin{aligned} \sum_j \delta_{ij}^2 &= \sum_j \left[ F_{ij}^2 - 2 F_{ij} \sum_{h=1}^H T_{ih} X_{hj} + \sum_{h=1}^H T_{ih}^2 X_{hj}^2 \right] = \\ &= \sum_j F_{ij}^2 - \sum_{h=1}^H \left[ 2 T_{ih} \sum_j F_{ij} X_{hj} + T_{ih}^2 \sum_j X_{hj}^2 \right]. \end{aligned} \quad (24)$$

Последнее уравнение можно упростить до следующего выражения:

$$\sum_j \delta_{ij}^2 = \sum_j F_{ij}^2 - \sum_{h=1}^H T_{ih}^2 \sum_j X_{hj}^2. \quad (25)$$

Далее запишем выражение для  $\Delta$  через ошибки представления отдельных полей. Для этого, очевидно, равенство (25) необходимо просуммировать по времени. Тогда

$$\Delta = \sum_i \sum_j \delta_{ij}^2 = \sum_i \sum_j F_{ij}^2 - \sum_{h=1}^H \sum_i T_{ih}^2 \sum_j X_{hj}^2. \quad (26)$$

На основании (12) и (13) имеем

$$\frac{1}{n} \Delta = \sum_j A_{jj} - \sum_{h=1}^H \lambda_h. \quad (27)$$

Выражение (27) представляет собой среднюю квадратическую ошибку разложения исходной совокупности полей. При  $h=n$ , как это следует из (20), эта ошибка равна нулю. Но поскольку (27) обращается в нуль только в том случае, когда обращаются в нуль все его слагаемые вида (26), то, следовательно, при  $h=n$  ошибка разложения каждого отдельного поля также равна нулю.

Таким образом, разложение по е. о. ф. является абсолютно точным, что очень важно для практического использования его.

Для численного выражения точности восстановления в среднем по всей совокупности полей можно использовать отношение

$$\frac{\Delta}{\sum_i \sum_j F_{ij}} = 1 - \frac{\sum_{h=1}^H \lambda_h}{\sum_{h=1}^n \lambda_h}, \quad (28)$$

которое легко получить из (26) и (27), или просто величину

$$d = \frac{\sum_{h=1}^H \lambda_h}{\sum_{h=1}^n \lambda_h} \quad \%. \quad (29)$$

В таком случае, располагая только лишь последовательностью собственных чисел  $\lambda_j$  ( $j = 1, 2, \dots, n$ ), можно заранее решить, сколько составляющих надо учесть, чтобы получить разложение с необходимой точностью. Очевидно, чем быстрее идет убывание собственных чисел по величине, тем меньшим количеством членов ряда можно обойтись для достижения заданной точности разложения. Другими словами, достаточное для данной точности аппроксимации число членов разложения находится в обратной зависимости от скорости сходимости к нулю ошибки разложения. С одной стороны, эта скорость зависит от особенностей метода преобразования информации, с другой, — от статистической структуры исследуемых полей. Мы уже указывали, что разложение по е.о.ф. как метод преобразования имеет максимальную по сравнению с другими методами скорость сходимости. Это его свойство позволяет для многих числовых полей, в том числе и гидрометеорологических, сконцентрировать основную информацию о состоянии поля в небольшом числе слагаемых, которые и подвергаются дальнейшему анализу.

Заметим, что полученные в результате разложения базисные функции  $\chi_h(x)$  ( $h = 1, \dots, n$ ) и временные коэффициенты при них  $T_h(t)$  формально равноправны. Функции  $T_h(t)$  также можно рассматривать как  $m$ -мерные ортогональные векторы.

Для лучшего понимания, что собой представляют переменные  $\chi_h(x)$  и  $T_h(t)$ , рассмотрим геометрическую интерпретацию алгоритма разложения числовых полей по е.о.ф. С этой целью каждую строку матрицы (1), т.е. каждое поле, будем рассматривать как вектор  $F_i (F_{i1}, F_{i2}, \dots, F_{in})$  или точку в  $n$ -мерном пространстве  $R^n$ , считая координатные оси этого пространства ортогональными. Тогда исходную совокупность полей можно рассматривать как некоторое „облако“ точек в  $R^n$ .

Через начало координат этой системы проведем прямую таким образом, чтобы сумма квадратов проекций всех векторов на эту прямую была наибольшей, или, иначе, — была максимальной дисперсия исходной совокупности полей. Эту прямую, которая соответствует наибольшей общности всех векторов, примем за первую новую ось координат. Единичный вектор этой оси представляет собой первую координатную функцию  $\chi_{1j}$  ( $j = 1, 2, \dots, n$ ), составляющие которой есть косинусы углов этой оси с каждой из старых осей. В таком случае временные коэффициенты  $T_{i1}$  ( $i = 1, \dots, n$ ) являются проекциями векторов  $F_i$  на первую новую ось координат. Связь между этими переменными, согласно (22), имеет вид

$$T_{i1} = \sum_{j=1}^n F_{ij} \chi_{1j} \quad (i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, n). \quad (30)$$

Направление второй новой координатной оси, ортогональной первой, определяется аналогично, только исходной информацией для этого служит первый остаток дисперсии:

$$\Delta_1 = \sum_i \sum_j (F_{ij} - T_{i1} \chi_{1j})^2. \quad (31)$$

В результате получим вторую координатную функцию  $\chi_{2j}$  и коэффициенты при ней  $\tau_{i2}$ , смысл которых такой же, как и  $y \cdot \chi_{1j}$ ,  $\tau_{i1}$  соответственно.

Для определения направления третьей оси, ортогональной первым двум, используется остаток дисперсии

$$\Delta_2 = \sum_i \sum_j (F_{ij} - \sum_{h=1}^2 \tau_{ih} \chi_{hj})^2 \quad (32)$$

и т. д.

Полагая  $F_{ij}$  заданными в отклонениях от нормы, на основе известного геометрического толкования линейных преобразований получим

$$\Delta_n = \sum_i \sum_j \left[ F_{ij} - \sum_{h=1}^n \tau_{ih} \chi_{hj} \right]^2 = 0.$$

Таким образом, геометрическая интерпретация подтверждает уже известное нам свойство разложений по е.о.ф., а именно свойство абсолютно точного представления исходной совокупности числовых полей посредством  $n$  членов ряда. Интерпретируя разложение по е.о.ф. как переход в пространстве  $R^n$  от исходной системы координат к новой путем ортогонального преобразования, можно записать полезное для понимания метода соотношение

$$\sum_i \sum_j F_{ij}^2 = \sum_h \sum_i \tau_{ih}^2 = n \sum_h \lambda_h \quad (33)$$

$$(i = 1, 2, \dots, m; j, h = 1, 2, \dots, n).$$

Это же равенство можно получить из (26) и (27). В качестве примера приведем ортогональное преобразование координат в двумерном пространстве (рис. 1).

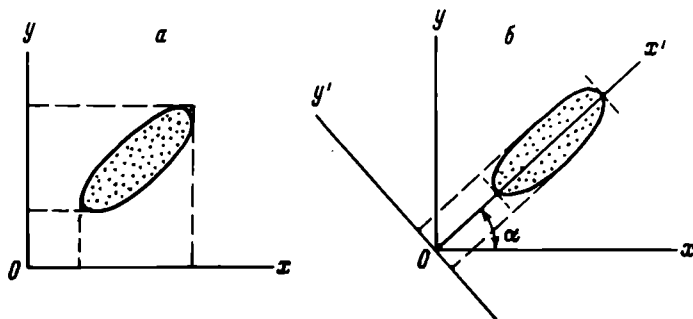


Рис. 1. Схема преобразования осей координат в методе главных компонент.

а – исходная система координат, б – преобразованная система координат.

Описанная выше процедура последовательного определения новых координат приводит к тому, что дисперсия совокупности числовых полей вдоль этих осей распределяется резко неравномерно. На первую ось приходится наибольшая часть дисперсии, поскольку в формировании ее участвует непосредственно сама исходная совокупность полей. На долю каждой из после-

дующих осей приходится относительно меньшая часть суммарной дисперсии, так как формируется она уже на остатках  $\Delta_j$  ( $j = 1, 2, \dots, n-1$ ). Такое построение, как уже упоминалось выше, обеспечивает максимальную по сравнению с любым другим преобразованием подобного типа скорость сходимости к нулю ошибки представления (2). Это свойство метода позволяет во многих случаях получить достаточно высокую точность аппроксимации небольшим количеством членов ряда (2).

Переходя к физической интерпретации, полученной в результате разложения базисной системы естественных функций, также будем иметь в виду геометрическое построение этого линейного преобразования. Это построение показывает, что разложение по е.о.ф. соответствует линейной физической модели, в результате реализации которой значения поля  $F_{ij}$  формируются рядом статистически независимых причин. Представление о форме таких причин дают координатные функции  $\chi_k(x)$ , предварительно картируемые, а интенсивность их в каждый фиксированный момент времени описывается соответствующей временной функцией  $T_k(t)$ . Следовательно, при любой конкретной физической интерпретации естественных функций выдвигаемые для их объяснения комплексы физических причин должны быть линейно независимые. Это условие затрудняет выбор таких комплексов, а значит, и физическое понимание функций. Легче всего интерпретировать первый член разложения, который дает самый крупный вклад в исходное поле, так как в формировании его чаще всего участвуют изменяющиеся во времени, но общие для всего поля в целом причины. Несколько сложнее обстоит дело с пониманием сущности последующих составляющих ряда разложения. Составляющие высоких номеров интерпретировать практически невозможно, да и не нужно, поскольку они, как правило, статистически недостоверны за счет погрешностей в исходных данных и погрешностей вычислений и к тому же несут в себе незначительную долю информации об исходной совокупности полей. Эти составляющие просто отбрасываются и в дальнейшем не рассматриваются.

Вопрос об определении числа членов разложения, которое необходимо учитывать, сложный и различными исследователями решается по-своему. Можно, например, принять  $\bar{d}$  равным 70–80% и отобрать первые  $N$  компонент, общий вклад которых в исходное поле составит эту величину. Однако какие-либо количественные критерии в отношении значения  $\bar{d}$  отсутствуют, и это вносит некоторый элемент субъективизма при его выборе. При выборе величины  $\bar{d}$  следует иметь в виду, что естественные составляющие с малым  $\lambda$  несут в себе ложную информацию. Следовательно, отбрасывание их приведет только к более точному описанию реальной последовательности исходных полей. Если дисперсии ошибок и исходных данных одинаковы во всех точках и равны  $\sigma_j^2$  ( $j = 1, 2, \dots, n$ ), то, как показано в работе А.В. Мешерской и др. (1970), учет  $\lambda$ -го члена разложения приводит к уточнению представления исходных полей лишь в том случае, когда  $\lambda_{\lambda} > 2\sigma_j^2$ .

При определении необходимого числа составляющих следует исходить также из особенностей той задачи, для которой выполняется разложение. Во многих случаях целесообразно использовать только составляющие, поддающиеся физической интерпретации. Наконец, целесообразно рассматривать те собственные векторы, форма которых существенно не зависит от возможных изменений ковариационной матрицы при переходе из одной выборки к другой, т. е. для описания поля следует использовать только устойчивые компоненты разложения. Последнее условие – наиболее важное во всех случаях применения рассматриваемого метода.

Что касается выбора системы исходных станций (узлов), то при этом следует избегать двух крайних случаев (Мешерская и др., 1970): слабой корреляционной связи между параметрами случайной функции (отличие ковариационной матрицы от диагональной находится в пределах случайных

отклонений) и весьма сильной корреляционной связи (ковариационная матрица плохо обусловлена). В первом случае разложение по е.о.ф. теряет смысл, а во втором могут возникнуть ошибки при вычислении собственных векторов и собственных чисел корреляционной матрицы. Однако в случае плохой обусловленности матрицы большие относительные ошибки имеют собственные числа и собственные векторы больших номеров, которые обычно не рассматриваются. Поэтому опасность искажения результатов в случае плохой обусловленности матрицы не столь велика. Эффективный прием улучшения обусловленности корреляционной матрицы – исключение одного из двух сильно коррелирующих элементов исходной совокупности.

При решении вопроса о необходимом объеме выборки следует прежде всего руководствоваться оценкой устойчивости собственных чисел и собственных векторов, полученных из разных выборок. Во всяком случае минимальный объем выборки должен быть большим, чем  $n$ .

Следует также обратить внимание на те случаи, когда исследователь сталкивается с разложением полей физически разнородных переменных или же таких однородных величин, дисперсия которых различается на порядок и более. В этом случае необходимо выполнить предварительное нормирование исходных величин, т. е. перейти от матрицы ковариации к корреляционной матрице. По некоторым данным, такой прием нельзя сколько-нибудь строго обосновать, так как в этом случае происходит произвольное уравнение величин, несущих разную информацию (Налимов, 1971). Однако на этот счет имеется и другое мнение, согласно которому исходный материал всегда должен быть задан в стандартном виде (Харман, 1972). Естественно, что в каждом конкретном случае необходимо учитывать характер задачи, для которой используется разложение. Например, когда исследуется характер изменчивости гидрологических полей, стандартизация исходных данных представляется вполне обоснованной и, как показал опыт, приводит к результатам, имеющим четкую физическую интерпретацию.

В заключение укажем на некоторые гидрологические задачи, в решении которых может найти применение метод разложения по естественным ортогональным функциям.

Такой задачей, в частности, является изучение пространственно-временных закономерностей полей гидрологических элементов. Подобная задача применительно к стоку рек европейской территории СССР (ЕТС) рассматривалась в работах Н. П. Смирнова (1972) и О. Ф. Кондрацовой (Кондрацова, Смирнов, 1971; Смирнов, Кондрацова, 1972).

Вторая, не менее важная задача, где этот метод может быть использован, – задача по районированию и классификации. Вопросы классификации и районирования в гидрологии привлекают в настоящее время все большее внимание. Существующие методы классификации, опирающиеся на отдельные качественные характеристики объектов или процессов, в значительной степени условны. В силу этого в последние годы делаются попытки объективизировать процесс классификации с помощью ЭВМ при использовании различных статистических методов и методов распознавания образов. Рассмотрению этих вопросов посвящена одна из статей этой книги (Смирнов, Сияренко, наст. сб.). Поэтому нет необходимости обсуждать их в этой работе. Отметим только, что метод главных компонент, являясь эффективным средством сжатия информации, содержащейся в массиве исходных данных, позволяет сформировать небольшое число новых (вторичных) признаков, которые несут в себе все наиболее „существенное“ об исходной совокупности объектов. При этом каждая последующая естественная составляющая, описывая меньшую часть дисперсии исходного описания объектов, несет в некотором смысле и меньшую информацию о нем. В данном случае отпадает один из самых дискуссионных вопросов классификации, а именно вопрос о соподчиненности отдельных признаков. Примеры использования разложения по е.о.ф.

для целей районирования и классификации в гидрологии можно найти в работах Н. П. Смирнова (наст. сб.), В. Л. Складенко (Складенко, Смирнов, 1972), В. Л. Кожары (Кожара, Смирнов, наст. сб.).

Наконец, метод разложения по е.о.ф. может быть использован в гидрологических прогнозах. Так, например, если прогноз осуществляется с помощью линейного экстраполирования некоторой случайной последовательности, то качество его, как известно, в большой степени зависит от вида автокорреляционной функции этой последовательности. Есть основание предполагать, что временной ход коэффициентов  $T_h(t)$  должен быть более закономерным, чем ход исходных функций  $T(t, x)$ , так как в формировании их, согласно (22), участвует все поле, и, следовательно, они являются некоторыми осредненными по всему полю временными функциями. В связи с этим экстраполяция функций  $T_h(t)$  ( $h=1, 2, \dots$ ) тем или иным методом вселяет большие надежды на успех, чем экстраполяция самих  $F(t, x)$ . Более того, допустив, что базисные функции будут устойчивы хотя бы в пределах нескольких шагов на независимом материале (что имеет место в большинстве случаев для первых естественных составляющих), удовлетворительная экстраполяция небольшого числа первых функций  $T_h(t)$  была бы равносильно прогнозу всего поля. Для получения прогностического поля достаточно воспользоваться обратным преобразованием, согласно которому

$$\hat{f}' = \hat{T} \chi^*, \quad (34)$$

где  $\hat{f}'$  - вектор-строка, описывающая прогнозируемое поле;  $\hat{T}$  - матрица экстраполированных значений функций  $T_h(t)$  ( $h=1, 2, \dots, H$ );  $\chi^*$  - матрица собственных векторов размером  $H \times n$ .

Данный метод можно применить также в качестве своеобразного приема просеивания предсказателей для получения уравнения регрессии в прогностических схемах. Он позволяет довольно просто удовлетворить требованию "табу" статистического прогноза и тем самым повысить устойчивость эмпирических коэффициентов множественной регрессии.

Недавно П. С. Гасюковым (1971) предложено оригинальное использование этого метода для прогноза сезонного хода температуры воды в океане, основанное на предположении устойчивости естественных составляющих и приближенной оценки коэффициентов  $T_h(t)$  по неполному исходному вектору.

Заключая изложение, необходимо отметить, что прогностические возможности метода главных компонент исследованы еще недостаточно и можно ожидать, что в будущем он найдет более широкое применение в гидрометеорологических прогнозах.

### Дискриминантный анализ

Задача дискриминантного анализа в сущности представляет собой классификационную задачу. В развернутом виде ее можно сформулировать как задачу определения принадлежности объекта, заданного значениями  $X = (x_1, \dots, x_p)$  параметров к одной из  $p$ -мерных совокупностей (классов). Предполагается, что число таких совокупностей конечно, а подлежащий классификации (распознаванию) объект  $X = (x_1, \dots, x_p)$  принадлежит одной из них. Отнесение объекта к тому или иному классу осуществляется с помощью некоторой решающей (дискриминантной) функции  $V(x)$  от параметров этого объекта.

Рассмотрим задачу получения дискриминантной функции, обеспечивающую минимум средних потерь, связанных с неправильной классификацией объектов, или так называемый байесовский метод классификации. В случае двух классов байесовское решающее правило формулируется следующим образом (Андерсон, 1963):



$$\begin{aligned} \text{если } \frac{\rho_1(\mathbf{x})}{\rho_2(\mathbf{x})} &\geq \frac{L_2 \varphi_2}{L_1 \varphi_1}, & \text{то } \mathbf{x} \in R_1, & (1) \\ \text{если } \frac{\rho_1(\mathbf{x})}{\rho_2(\mathbf{x})} < \frac{L_2 \varphi_2}{L_1 \varphi_1}, & & \text{то } \mathbf{x} \in R_2, \end{aligned}$$

где  $\rho_i(\mathbf{x})$  ( $i=1,2$ ) – плотность распределения вероятностей параметров  $i$ -того класса;  $\varphi_i$  ( $i=1,2$ ) – априорная вероятность того, что наблюдение произведено над объектом из класса  $R_i$ , или вероятность появления  $i$ -того класса;  $L_1$  и  $L_2$  – цены ошибок первого и второго рода соответственно, заданные в произвольных единицах измерения.<sup>1</sup> Решающее правило имеет особенно простой вид для совокупностей с нормальным законом распределения.

Получим явный вид дискриминантной функции для двух классов многомерных объектов с нормальными законами распределения  $N(\bar{\mathbf{x}}^{(1)}, S)$  и  $N(\bar{\mathbf{x}}^{(2)}, S)$ , т. е. для классов, отличающихся между собой только векторами средних.

Как известно, плотность вероятности вектора  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_p)$ , подчиненного нормальному закону распределения, выражается формулой

$$\rho(\mathbf{x}) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{p}{2}} |S|^{\frac{1}{2}}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}) \right\}, \quad (2)$$

где  $S^{-1}$  – матрица, обратная положительно определенной ковариационной матрице  $S$ ;  $\bar{\mathbf{x}}$  – вектор среднего. С учетом (2) решающее правило (1) приобретает вид

$$\begin{aligned} \text{если } \frac{\rho_1(\mathbf{x})}{\rho_2(\mathbf{x})} &= \exp \left\{ \left[ \frac{1}{2} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)}) - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) \right] \right\} \geq \frac{L_2 \varphi_2}{L_1 \varphi_1}, & \text{то } \mathbf{x} \in R_1, \\ \text{если } \frac{\rho_1(\mathbf{x})}{\rho_2(\mathbf{x})} &= \exp \left\{ \left[ \frac{1}{2} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)}) - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) \right] \right\} < \frac{L_2 \varphi_2}{L_1 \varphi_1}, & \text{то } \mathbf{x} \in R_2. \end{aligned} \quad (3)$$

Для практического использования решающего правила (3) лучше записать его в логарифмическом масштабе, т. е.

$$\begin{aligned} \text{если } -\frac{1}{2} \left[ (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)}) - (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) \right] &\geq \\ &\geq \ln k, & \text{то } \mathbf{x} \in R_1, \\ \text{если } -\frac{1}{2} \left[ (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(1)}) - (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\mathbf{x} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) \right] < & \\ < \ln k, & \text{то } \mathbf{x} \in R_2, \end{aligned} \quad (4)$$

<sup>1</sup> Ошибка первого рода – отнесение объекта ко второму классу, в то время как на самом деле он принадлежит первому классу; ошибка второго рода – отнесение объекта из  $R_2$  к  $R_1$ .

где

$$k = \frac{L_2 \varphi_2}{L_1 \varphi_1}.$$

Полученные формулы можно упростить, произведя необходимые преобразования в квадратных скобках. В результате левая часть уравнений (4) примет вид

$$\mathbf{x}' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) - \frac{1}{2} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} + \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}). \quad (5)$$

Полагая цены ошибок первого и второго рода равными, а классы равновероятными, мы приходим к следующему решающему правилу:

$$\begin{aligned} \text{если } \mathbf{x}' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) &\geq \frac{1}{2} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} + \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}), & \text{то } \mathbf{x} \in R_1, \\ \text{если } \mathbf{x}' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) &< \frac{1}{2} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} + \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}), & \text{то } \mathbf{x} \in R_2, \end{aligned}$$

или в единой записи

$$\text{где } \Phi = \text{sign} (V(\mathbf{x}) - V_0), \quad (6)$$

$$\begin{aligned} V(\mathbf{x}) &= \mathbf{x}' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) = \mathbf{x} A = \sum_{j=1}^P a_j x_j, \quad (7) \\ A &= S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}), \\ V_0 &= \frac{1}{2} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} + \bar{\mathbf{x}}^{(2)})' S^{-1} (\bar{\mathbf{x}}^{(1)} - \bar{\mathbf{x}}^{(2)}) = \text{const.} \quad (8) \end{aligned}$$

Дискриминантная функция  $V(\mathbf{x})$  — линейная функция компонент вектора  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_p)$ , а  $V_0$  — значение этой функции, которое она принимает на границе между двумя классами.

Классификация каждого вновь поступившего вектора (объекта)  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_p)$  осуществляется по знаку величины  $\Phi$ , т. е. по знаку разницы  $(V(\mathbf{x}) - V_0)$ . Если  $\Phi$  положительно, то, согласно байесовской стратегии, вектор  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_p)$  следует отнести к  $R_1$ , если отрицательно, то — к  $R_2$ . Руководствуясь этим решающим правилом, мы в среднем добиваемся минимума вероятности неправильной классификации. В более общем случае, когда объекты в классах  $R_1$  и  $R_2$  имеют соответственно распределения  $N(\bar{\mathbf{x}}^{(1)}, S^{(1)})$  и  $N(\bar{\mathbf{x}}^{(2)}, S^{(2)})$ , байесовский метод приводит к нелинейной дискриминантной функции. При этом задача классификации становится более громоздкой.

Прибегая к геометрическим представлениям, можно сказать, что дискриминантная функция (7) описывает некоторую плоскость в  $p$ -мерном пространстве признаков, которая наилучшим образом — в смысле минимума потерь — разделяет объекты, принадлежащие разным классам.

Таким образом, для распознавания некоторого вновь поступившего объекта, заданного значениями  $\mathbf{x} = (x_1, \dots, x_p)$  его измерений, достаточно иметь оценки матрицы коэффициентов  $A$  и величину порога  $V_0$ . Эти оценки вычисляются на основе архивных материалов.

Байесовский метод классификации легко обобщается на случай произвольного числа классов. Никаких принципиальных отличий от дихотомии этот вариант классификации не имеет.

Рассмотренный подход к классификации многомерных объектов предполагает знание их функции распределения и вероятности каждого из рассматриваемых классов. На практике мы почти никогда не располагаем такой

полной информацией. Основное препятствие для обоснованного применения метода Байеса — или незнание вида функции распределения, или ограниченность архива, не позволяющая получить достоверные оценки параметров распределения, даже если вид последнего известен.

Вообще говоря, оптимальную в некотором смысле дискриминантную функцию можно получить и не прибегая к байесовской стратегии. Так, например, можно ввести некоторый формальный показатель качества классификации и добиваться его экстремизации. Впервые задачу классификации в таком плане поставил и решил Фишер (Fisher, 1936). Обобщение этой задачи на случай произвольного числа классов сделал Уилкс (1967). Рассмотрим сущность метода Фишера-Уилкса на примере распознавания двух классов многомерных объектов.

Пусть априори известно, что совокупности  $\rho$ -мерных объектов

$$\mathbf{x}_{l_1}^{(1)} = (x_{1l_1}^{(1)}, \dots, x_{\rho l_1}^{(1)}) (l_1 = \overline{1, m_1}) \text{ и } \mathbf{x}_{l_2}^{(2)} = (x_{1l_2}^{(2)}, \dots, x_{\rho l_2}^{(2)}) (l_2 = \overline{1, m_2})$$

принадлежат соответственно первому и второму классам. Эти совокупности будем называть обучающими выборками. Пусть

$$\bar{\mathbf{x}}^{(1)} = (\bar{x}_1^{(1)}, \dots, \bar{x}_\rho^{(1)}) \text{ и } \bar{\mathbf{x}}^{(2)} = (\bar{x}_1^{(2)}, \dots, \bar{x}_\rho^{(2)}) -$$

векторы средних этих выборок, а  $\bar{\mathbf{x}} = (\bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_\rho)$  — вектор среднего выборки, представляющей собой объединение первых двух.

Введем линейное преобразование

$$Z_{l_\gamma}^{(\gamma)} = \sum_{i=1}^{\rho} c_i x_{il_\gamma}^{(\gamma)}, \quad l_\gamma = \overline{1, m_\gamma}, \quad \gamma = 1, 2, \quad (9)$$

приводящее многомерные переменные  $\mathbf{x}_{l_1}^{(1)}$  и  $\mathbf{x}_{l_2}^{(2)}$  в одномерные переменные  $Z_{l_1}^{(1)}$  и  $Z_{l_2}^{(2)}$ . Коэффициенты преобразования  $c_i$  ( $i = \overline{1, \rho}$ ) являются коэффициентами искомой дискриминантной функции. Представим их в виде вектора  $\mathbf{c} = (c_1, \dots, c_\rho)$ . Среди множества преобразований типа (9) найдем, например, такое, которое обеспечивает максимум следующему отношению:

$$\frac{\sum_{\gamma=1}^2 m_\gamma (\bar{Z}^{(\gamma)} - \bar{Z})^2}{\sum_{\gamma=1}^2 \sum_{l_\gamma=1}^{m_\gamma} (Z_{l_\gamma}^{(\gamma)} - \bar{Z}^{(\gamma)})^2}. \quad (10)$$

Здесь  $\bar{Z}^{(\gamma)} = \frac{1}{m_\gamma} \sum_{l_\gamma=1}^{m_\gamma} Z_{l_\gamma}^{(\gamma)}$  — среднее значение дискриминантной функции для класса с номером  $\gamma$ ,  $\bar{Z} = \frac{m_1 \bar{Z}^{(1)} + m_2 \bar{Z}^{(2)}}{m_1 + m_2}$  — среднее значение дискриминантной функции, вычисленное по объединенной выборке. Смысл отношения (10) станет более понятным, если вспомнить хорошо известную в математической статистике формулу для рассеивания объединенной выборки некоторой одномерной переменной  $f$  относительно центра этой выборки  $\bar{f}$ . Эта формула имеет вид

$$\sum_{\gamma=1}^2 \sum_{l_\gamma=1}^{m_\gamma} (f_{l_\gamma}^{(\gamma)} - \bar{f})^2 = \sum_{\gamma=1}^2 \sum_{l_\gamma=1}^{m_\gamma} (f_{l_\gamma}^{(\gamma)} - \bar{f}^{(\gamma)})^2 + \sum_{\gamma=1}^2 (m_\gamma (\bar{f}^{(\gamma)} - \bar{f})^2). \quad (11)$$

Первый член справа представляет собой внутривыборочное рассеивание, второй — так называемое межвыборочное рассеивание переменной  $f$ . Таким образом, максимизируя (10), мы стремимся максимизировать межвыборочное рассеивание переменной  $Z$  и минимизировать ее внутривыборочное рассеивание.

Чтобы получить формулу для непосредственного определения неизвестных  $c_1, c_2, \dots, c_\rho$  (коэффициентов дискриминантной функции), выполним

некоторые необходимые преобразования. В частности, выразим величины, входящие в (10), через эти неизвестные и исходные переменные

$$\bar{z}^{(j)} = \frac{1}{m_j} \sum_{l_j=1}^{m_j} z_{l_j}^{(j)} = \frac{1}{m_j} \sum_{l_j=1}^{m_j} \sum_{i=1}^p c_i x_{i l_j}^{(j)} = \sum_{i=1}^p c_i \bar{x}_i^{(j)}, \quad (12)$$

$$\bar{z} = \frac{1}{m_1 + m_2} \sum_{j=1}^2 m_j \bar{z}^{(j)} = \frac{1}{m_1 + m_2} \sum_{j=1}^2 \sum_{i=1}^p m_j c_i \bar{x}_i^{(j)} = \sum_{i=1}^p c_i \bar{x}_i.$$

С учетом (9) и (12) дробь (10) примет вид

$$\frac{\sum_j m_j \left[ \sum_i c_i \bar{x}_i^{(j)} - \sum_i c_i \bar{x}_i \right]^2}{\sum_j \sum_{l_j} \left[ \sum_i c_i x_{i l_j}^{(j)} - \sum_i c_i \bar{x}_i^{(j)} \right]^2} = \frac{\sum_j m_j \left[ \sum_i c_i (\bar{x}_i^{(j)} - \bar{x}_i) \right]^2}{\sum_j \sum_{l_j} \left[ \sum_i c_i (x_{i l_j}^{(j)} - \bar{x}_i^{(j)}) \right]^2}. \quad (13)$$

Последнее выражение можно существенно упростить, записав его в матричной форме. Поскольку

$$\sum_j m_j \left[ \sum_i c_i (\bar{x}_i^{(j)} - \bar{x}_i) \right]^2 = c' A c,$$

$$\sum_j \sum_{l_j} \left[ \sum_i c_i (x_{i l_j}^{(j)} - \bar{x}_i^{(j)}) \right]^2 = c' S c,$$

то вместо (10) будем иметь

$$\frac{c' A c}{c' S c}. \quad (14)$$

$A$  и  $S$  представляют собой квадратные симметричные матрицы, каждая из которых — сумма двух других, а именно

$$S = m_1 S_1 + m_2 S_2,$$

где  $S_1$  и  $S_2$  — ковариационные матрицы векторов  $x^{(1)}$  и  $x^{(2)}$ ;

$$A = m_1 A_1 + m_2 A_2, \quad A_1 = (\bar{x}^{(1)} - \bar{x})(\bar{x}^{(1)} - \bar{x})', A_2 = (\bar{x}^{(2)} - \bar{x})(\bar{x}^{(2)} - \bar{x})'.$$

В свою очередь числитель и знаменатель в (14) — квадратичные формы переменных  $c_1, c_2, \dots, c_p$ . Запишем их в принятых для обозначения квадратических форм символах

$$c' A c = \sum_{i,j=1}^p a_{ij} c_i c_j = A(c, c),$$

$$c' S c = \sum_{i,j=1}^p s_{ij} c_i c_j = S(c, c). \quad (15)$$

Таким образом, определение максимума дроби (10) эквивалентно определению максимума отношения квадратических форм  $A(c, c)$  и  $S(c, c)$ , т. е.

$$\max \left( \frac{A(c, c)}{S(c, c)} \right). \quad (16)$$

Полагая форму  $S(c, c)$  положительно определенной, используем для решения нашей задачи хорошо известный в теории матриц результат (Гантмахер, 1967), согласно которому максимум отношения (14) достигается

на векторе  $\mathbf{C} = (c_1, c_2, \dots, c_\rho)$ , являющемся главным вектором регулярного пучка форм<sup>1</sup>

$$A(c, c) - \lambda S(c, c) \quad (17)$$

и соответствующем максимальному корню характеристического уравнения

$$|A - \lambda S| = 0, \quad (18)$$

где  $\lambda$  — параметр пучка форм. Характеристическое уравнение регулярного пучка форм всегда имеет  $\rho$  вещественных корней  $\lambda_i$  ( $i = 1, \rho$ ), которым соответствуют главные векторы, определяемые из матричного равенства

$$(A - \lambda_i S)C_i = 0. \quad (19)$$

Можно показать, что любые два решения системы (19) ортогональны между собой в матрице  $S$ , т. е.

$$C_i S C_j = \delta_{ij} \begin{cases} 0 & \text{при } i \neq j, \\ 1 & \text{при } i = j. \end{cases} \quad (20)$$

Кроме того, можно показать, что

$$\max \left( \frac{A(c, c)}{S(c, c)} \right) = \lambda_{\max}. \quad (21)$$

В нашем случае нет необходимости решать полную обобщенную проблему<sup>2</sup> пучка форм (17). Согласно вышесказанному, достаточно определить  $\lambda_{\max}$  и соответствующий ему главный вектор  $\mathbf{C}$ . Компоненты этого вектора и являются коэффициентами искомой дискриминантной функции.

С точки зрения алгебры рассмотренная выше задача сводится к решению полинома (18) и однородной системы линейных уравнений (19). Геометрический смысл преобразования (9), удовлетворяющего условию (16), состоит в отыскании в исходном  $\rho$ -мерном пространстве признаков такого направления, вдоль которого расстояние между центрами классов было бы максимально возможным, а разброс объектов внутри классов был наименьшим. Основную идею дискриминантного анализа наглядно можно представить на следующем примере (рис. 2). Предположим, что на плоскости  $XOY$  дана совокупность точек, образующая два класса — А и В. Как видно из рис. (2, а), различие между классами А и В выражено довольно отчетливо. Однако проекции классов на оси  $OX$  и  $OY$  пересекаются, а это означает, что при одном и том же значении  $X$  или  $Y$  точка может принадлежать как классу А, так и классу В. Повернем оси координат на некоторый угол  $\beta$  (рис. 2, б). В результате такого поворота проекции классов А и В на новую ось координат  $OY'$  уже не будут пересекаться (пространство между классами А и В вдоль оси  $OY'$ , образующееся в результате поворота осей на оптимальный угол  $\beta$ , на рисунке заштриховано). Таким образом, в другой формулировке

<sup>1</sup> Две вещественные квадратические формы  $A(c, c)$  и  $S(c, c)$  определяют пучок форм  $A(c, c) - \lambda S(c, c)$ . Пучок форм называется регулярным, если форма  $S(c, c)$  положительно определенная.

<sup>2</sup> Определение всех собственных чисел и соответствующих им главных векторов пучка форм называется полной обобщенной проблемой пучка форм.

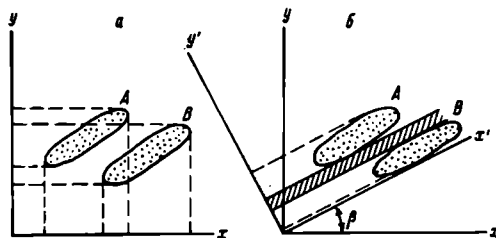


Рис. 2. Схема преобразования осей координат в дискриминантном анализе.

а – исходная система координат, б – преобразованная система координат.

задача дискриминантного анализа сводится к отысканию такого угла поворота  $\beta$ , при котором различия между классами вдоль новых осей координат достигают максимума.

Решение задачи дискриминантного анализа в постановке Фишера на случай произвольного  $n$  ( $n < p$ ) числа классов осуществляется аналогичным образом. При этом матрицы  $A$  и  $S$  будут представлять собой суммы из  $n$  матриц и вместо одного главного вектора пучка форм необходимо определить  $n - 1$  таких векторов. Несмотря на идентичность приемов классификации на два и большее число классов, обычно рекомендуется пользоваться дихотомией. Этот прием – более наглядный и технически менее трудоемкий, чем общий случай.

В дискриминантном анализе очень важно иметь показатель разделения (распознавания) классов. В методе Фишера-Уилкса такой показатель, как это видно из (21), – величина  $\lambda_{\text{max}}$ . Чем она больше, тем лучше разделение.

В отличие от байесовского варианта дискриминантного анализа этот метод сам по себе не дает простого решающего правила типа (6), так как он не определяет пороговое значение дискриминантной функции  $Z_0$ . В этом случае для получения решающего правила необходимы дополнительные построения. Так, например, можно определить области существования классов в новой системе координат (графически или численно) и относить каждый новый объект к тому или иному классу в зависимости от области, в которую он попадает. Можно также воспользоваться гистограммой вероятностей дискриминантной функции. В случае хорошей разделимости классов она должна быть двухмодальной, и классифицировать все новые объекты по правилам теории вероятностей. Если в пространстве признаков области существования классов перекрываются, то часть объектов останется нераспознаваемой.

Вычислительная процедура данного метода состоит в формировании ковариаций признаков объектов в классах, ковариаций векторов средних и решения обобщенной проблемы собственных значений уравнения (19). Методы решения обобщенной проблемы уравнений такого типа излагаются в большинстве пособий по методам вычислений. Выбор, как правило, падает на метод, входящий в библиотеку стандартных программ используемой ЭВМ. Так, например, располагая машиной „Минск-22“, можно применять метод двойного вращения Якоби (Воеводин, 1966).

В гидрометеорологической литературе чаще всего используется байесовский вариант дискриминантного анализа (Багров, 1966; Груза, 1967; Карпеев,

1969; Токарев, 1970; Имас; 1971), как более простой с вычислительной точности зрения. Большинство из этих работ направлено на улучшение физико-статистических прогнозов погоды. Однако область применимости дискриминантного анализа, как это показал Ю. В. Николаев (1969), гораздо шире. Рассмотрим вкратце некоторые из частных задач, решение которых в той или иной мере может быть осуществлено с помощью дискриминантного анализа.

В гидрологии, как известно, одной из наиболее важных является задача изучения закономерностей колебаний стока рек на больших территориях в многолетнем аспекте. В первом приближении можно считать, что характер таких колебаний полностью определяется особенностями атмосферной циркуляции над исследуемым районом. Поэтому можно сформулировать следующую задачу: какие типы атмосферных процессов формируют тот или иной тип (класс) поля стока и в чем их различие. Для решения этой задачи поля стока разбиваются на некоторое число классов и в соответствии с этим разбиваются на классы атмосферные процессы, заданные некоторыми интегральными характеристиками или осредненными значениями основных метеозадающих элементов. Если различия между классами атмосферных процессов имеются, то они должны проявиться на картах главных векторов пучка форм (Николаев и др., 1970). Этот же подход, например, можно применить для изучения колебаний суммарного стока за период половодья и его связи с характером атмосферных процессов над исследуемым бассейном в осенне-зимний период. Аналогично можно сформулировать задачу изучения особенностей атмосферных процессов, определяющих время наступления гидрологической весны. Очевидно, что любые положительные результаты таких исследований имеют непосредственный прогностический выход.

Не менее интересным может оказаться применение дискриминантного анализа к прогнозированию сточно-нагонных явлений в устьях рек и тягуна в бухтах и портах. Суть дела здесь состоит в получении дискриминантной функции, разделяющей синоптические ситуации, которые вызывают данное явление и не вызывают его. Примером успешного применения дискриминантного анализа в долгосрочных гидрологических прогнозах может быть работа Ю. В. Николаева и Н. П. Смирнова (1971), в которой получен оператор, связывающий величину среднегодового стока Верхней Волги с косвенными показателями воздушных переносов из районов Северной Атлантики и арктических морей. Иногда для улучшения качества прогнозов используется схема М. Г. Тер-Мкртчяна (1970), которая по существу представляет собой замену линейного прогностического оператора кусочно-линейным. В этой схеме дискриминантная функция — своего рода индикатор, указывающий, каким из частных уравнений регрессии необходимо воспользоваться, чтобы получить оптимальный прогноз в смысле совокупности оценок  $Q$  и  $\rho$ . Существенным в приложении дискриминантного анализа к прогнозам является также то, что с его помощью можно определить оптимальную заблаговременность прогноза и оптимальную размерность вектора предиктора (Николаев, 1969). Первая из этих задач практически сводится к анализу последовательности пучков-форм и выбору из нее пучка, имеющего наибольшее из  $\lambda_{\max}$ . Вообще говоря, многие гидрометеорологические задачи могут быть сформулированы как классификационные, поэтому перечисленный выше круг приложений дискриминантного анализа в принципе может быть существенно расширен. Особый интерес представляет изучение возможностей данного метода в сочетании его с другими статистическими методами.

Нет надобности говорить о том, какое место в гидрометеорологических исследованиях занимает корреляционный анализ. Отметим только, что в связи с переходом к анализу и прогнозу процессов и полей (т. е. многомерных переменных) появился интерес к методам, позволяющим связывать непосредственно одни многомерные величины с другими. К сожалению, общая теория корреляции многомерных переменных (векторов) еще не разработана. Попытки решить эту задачу привели к созданию метода так называемых канонических корреляций векторов (Обухов, 1938) – частному случаю общей теории. Канонический корреляционный анализ, оперируя двумя переменными произвольной размерности, позволяет представить корреляцию между этими переменными в виде произведения линейных корреляций соответствующих канонических величин (суть последних будет раскрыта ниже). В некотором смысле он представляет собой общий случай линейной множественной регрессии, в связи с чем применение его в практике гидрометеорологических расчетов и прогнозов представляется весьма заманчивым. Тем не менее опубликованные к настоящему времени работы по использованию данного метода (Гандин, 1967; Лугина, 1967; Glachn, 1968; Олевская, 1968) весьма немногочисленны. В гидрологических исследованиях, насколько нам известно, за исключением небольшой работы Ю. А. Шишкова (1958), метод канонических корреляций вообще не применялся. Что касается выявления прогностических возможностей метода, то здесь можно назвать только две работы (Glachn, 1968; Карпеев, 1970), в которых этот вопрос рассматривался.

С геометрической точки зрения в методе канонических корреляций также, как и в вышеизложенных методах многомерного анализа, осуществляется переход от старой (исходной) системы координат к некоторой новой ортогональной системе, построенной таким образом, что вдоль новых осей случайные величины обладают заранее заданными экстремальными свойствами. В методе канонических корреляций такое экстремальное свойство – максимум линейной корреляции двух множеств случайных векторов (вернее, их линейных комбинаций, или канонических переменных).

Пусть мы имеем две выборочные совокупности многомерных случайных величин  $X$  и  $Y$ , представляющих собой наборы некоторых гидрометеорологических полей. Каждое поле из совокупности  $X$  будем изображать  $p$ -мерным вектором  $x_l = (x_{1l}, \dots, x_{pl})$ , каждое поле из совокупности  $Y$  –  $m$ -мерным вектором  $y_l = (y_{1l}, \dots, y_{ml})$  ( $l = 1, n$ ). Здесь  $l$  – объем совокупности (выборки),  $p$  и  $m$  – число точек (станций), в которых заданы соответственно поля из  $X$  и  $Y$ . Предположим, что величины  $x_l$  и  $y_l$  центрированы, т. е. что  $Mx_l = 0$ ,  $My_l = 0$ ,  $p \leq m$ .

Для удобства дальнейшего изложения будем пользоваться матричными обозначениями. Представим выборки  $X$  и  $Y$  в виде матриц

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & \dots & x_{1n} \\ \vdots & & \vdots \\ x_{p1} & \dots & x_{pn} \end{pmatrix} = \|x_{ij}\| \quad (i = \overline{1, p}; j = \overline{1, n}), \quad (1)$$

$$Y = \begin{pmatrix} y_{11} & \dots & y_{1n} \\ \vdots & & \vdots \\ y_{m1} & \dots & y_{mn} \end{pmatrix} = \|y_{kj}\| \quad (k = \overline{1, m}; j = \overline{1, n}). \quad (2)$$

Каждый столбец в (1) отображает отдельное поле  $x_l$ , каждый столбец в (2) – отдельное поле  $y_l$ . Введем некоторые неособые линейные преобразования,

$$U'_1 = \alpha'_1 X = \begin{pmatrix} \alpha_{11} & \dots & \alpha_{1p} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_{11} & \dots & x_{1n} \\ \vdots & & \vdots \\ x_{p1} & \dots & x_{pn} \end{pmatrix} \quad (3)$$



$$V'_1 = \gamma'_1 Y = \left\| \gamma_{11} \dots \gamma_{1n} \right\| \left\| \begin{matrix} y_{11} & \dots & y_{1n} \\ \vdots & & \vdots \\ y_{m1} & \dots & y_{mn} \end{matrix} \right\| \quad (4)$$

переводящие многомерные переменные  $X_z, Y_z$  в одномерные переменные (линейные комбинации)  $U_{1z}$  и  $V_{1z}$  ( $z = 1, n$ ). Причем коэффициенты линейных форм (3)–(4) выберем таким образом, чтобы дисперсии новых переменных  $U_{1z}$  и  $V_{1z}$  были равны 1, т. е. чтобы

$$MU'_1 U_1 = M\alpha'_1 X X' \alpha_1 = \alpha'_1 S_x \alpha_1 = 1 \quad (5)$$

$$MV'_1 V_1 = M\gamma'_1 Y Y' \gamma_1 = \gamma'_1 S_y \gamma_1 = 1, \quad (6)$$

где  $M$  – символ математического ожидания стоящего за ним выражения, а  $S_x = MXX'$ ,  $S_y = MY Y'$  – ковариационные матрицы случайных векторов  $x_z$  и  $y_z$ . Кроме того, потребуем, чтобы  $\alpha_1$  и  $\gamma_1$  обеспечивали максимум коэффициенту корреляции

$$R_1 = MU'_1 V_1 = M\alpha'_1 X Y' \gamma_1 = \alpha'_1 S_{xy} \gamma_1, \quad (7)$$

где  $S_{xy} = MXY'$  – кроссковариационная матрица переменных  $x_z$  и  $y_z$ . Векторы  $\alpha_1, \gamma_1$ , удовлетворяющие условиям (5)–(7), однозначно определяют первую пару канонических переменных  $U_{1z}, V_{1z}$  и ( $z = 1, n$ ). Для получения второй канонической пары  $U_{2z}, V_{2z}$  строятся всевозможные линейные комбинации векторов  $x_z$ , некоррелированных с  $U_{1z}, V_{1z}$  и векторов  $y_z$ , некоррелированных с  $U_{1z}, V_{1z}$ , и среди них выбирается пара, имеющая наибольший коэффициент корреляции. Аналогично ищется третья каноническая пара  $U_{3z}, V_{3z}$ , в которой  $U_{3z}$  не коррелируется с  $U_{1z}, U_{2z}, V_{1z}$  и  $V_{2z}$ , а  $V_{3z}$  – с  $V_{1z}, V_{2z}, U_{1z}$  и  $U_{2z}$  и которая обеспечивает максимум величине  $R$ , и т.д. Согласно Т. Андерсону (1963), существует не более  $\rho$  пар таких линейных комбинаций. Причем эти комбинации полностью исчерпывают линейную корреляционную связь исходных полей  $x_z$  и  $y_z$  ( $z = 1, n$ ). В этом смысле метод канонических корреляций – оптимальный метод (Обухов, 1938).

Перечисленные выше условия некоррелируемости канонических переменных  $U_i, V_i$  ( $i = \overline{1, \rho}$ ) можно записать следующим образом:

$$MU'_i U_j = M\alpha'_i X X' \alpha_j = \alpha'_i S_x \alpha_j = 0, \quad (8)$$

$$MV'_i V_j = M\gamma'_i Y Y' \gamma_j = \gamma'_i S_y \gamma_j = 0, \quad (9)$$

$$MU'_i V_j = M\alpha'_i X Y' \gamma_j = \alpha'_i S_{xy} \gamma_j = 0 \quad (10)$$

$$MV'_i U_j = M\gamma'_i Y X' \alpha_j = \gamma'_i S_{yx} \alpha_j = 0 \quad (10')$$

при  $i \neq j$ , где ( $i, j = \overline{1, \rho}$ ).

Опуская детали, скажем, что алгебраически задача определения канонических переменных состоит в отыскании нетривиального решения следующего матричного уравнения:

$$\left\| \begin{array}{cc} -\lambda S_x & S_{xy} \\ S_{yx} & -\lambda S_y \end{array} \right\| \left\| \begin{array}{c} \alpha \\ \gamma \end{array} \right\| = 0, \quad (11)$$

где  $\lambda$  — множитель Лагранжа, а  $S_{yx}$  — матрица, транспонированная матрице  $S_{xy}$ . Для существования такого решения необходимо, чтобы

$$\left| \begin{array}{cc} -\lambda S_x & S_{xy} \\ S_{yx} & -\lambda S_y \end{array} \right| = 0. \quad (12)$$

Раскрывая этот определитель, получим характеристический полином степени относительно неизвестной  $\lambda$ . Упорядочим корни этого полинома так, чтобы

$$\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_p,$$

и будем подставлять поочередно в уравнение (11). В результате получим  $p$  решений  $\alpha_i, \gamma_i$  ( $i = \overline{1, p}$ ), а следовательно, и  $U_i, V_i$  ( $i = \overline{1, p}$ ) согласно (3)–(4). Далее на примере первой канонической пары покажем, что

$$R_1 = R_{\max} = \lambda_1. \quad (13)$$

Действительно, из уравнения (11), умножив первую строку квадратной матрицы на столбец векторов  $\alpha_1, \gamma_1$ , получим

$$S_{xy}\gamma_1 = \lambda_1 S_x \alpha_1.$$

Подставив значение  $S_{xy}\gamma_1$  в (7), будем иметь

$$R_1 = \alpha_1' S_x \alpha_1 \cdot \lambda_1 = \lambda_1, \quad (14)$$

так как, согласно (5), выражение перед  $\lambda_1$  равно единице. Равенства типа (14) аналогичным образом можно доказать и для всех последующих канонических пар. Теперь, когда вывод сформулированной выше задачи определения канонических переменных можно считать законченным, осталось получить только удобные для практического использования рабочие формулы. Для этого перепишем систему (11) в виде

$$\left. \begin{array}{l} \lambda S_x \alpha + S_{xy} \gamma = 0, \\ S_{yx} \alpha - \lambda S_y \gamma = 0 \end{array} \right\} \quad (15)$$

и исключим из нее одну из неизвестных, например  $\gamma$ . Из второго уравнения (15) в предположении, что матрица  $S_y$  неособенная, получим

$$\gamma = \frac{1}{\lambda} S_y^{-1} S_{yx} \alpha. \quad (16)$$

Подставим его в первое уравнение системы (15), тогда

$$\begin{aligned} -\lambda S_x \alpha + \frac{1}{\lambda} S_{xy} S_y^{-1} S_{yx} \alpha &= 0, \\ \text{или} \quad (S_{xy} S_y^{-1} S_{yx} - \lambda^2 S_x) \alpha &= 0. \end{aligned} \quad (17)$$

Таким образом, определение векторов  $\alpha_i$  ( $i = \overline{1, \rho}$ ) свелось к решению проблемы собственных чисел и собственных векторов пучка форм.<sup>1</sup>

$$S - \gamma S_x,$$

где  $S = S_{xy} S_y^{-1} S_{yx}$ ,  $\gamma = \gamma^2$  – параметр пучка форм,  $S_x$  – положительно определенная ковариационная матрица вектора  $X_z$ . О способах решений уравнений типа (17) уже говорилось в настоящей работе. Здесь можно добавить только то, что это уравнение можно записать также в виде

$$(B - \gamma E) \alpha = 0,$$

где  $E$  – единичная матрица,  $B = S_x^{-1} S_{xy} S_y^{-1} S_{yx}$ , и тем самым свести нашу задачу к решению полной проблемы собственных значений несимметричной матрицы  $B$ .

Координатные векторы  $\gamma_i$  ( $i = \overline{1, \rho}$ ) определяются из уравнения (16), но перед этим векторы  $\alpha_i$  ( $i = \overline{1, \rho}$ ) нормируются на дисперсию

$$\alpha_i' S_x \alpha_i = 1.$$

Повторив изложенную процедуру, начиная с исключения из системы (15) неизвестной  $\alpha$ , легко получить уравнение, аналогичное (17) для векторов  $\gamma$ . Практически выгоднее исключать неизвестную большей размерности, так как матрица, которая должна быть диагонализирована, будет в этом случае меньшей размерности. В нашем случае лучше было исключить неизвестную  $\gamma$ , ибо  $\rho < m$ . Очевидно, что при  $\rho = m$  безразлично, какую из неизвестных исключить.

Итак, исходные данные в методе канонических корреляций – матрицы (1) и (2). Из них надо построить ковариационные матрицы  $S_x, S_y, S_{xy}$  и  $S_{yx}$ . Первые две из них необходимо проверить на положительную определенность и найти обратные им матрицы  $S_x^{-1}$  и  $S_y^{-1}$ . После этого формируется матричное уравнение типа (17), решение которого дает коэффициенты одной из линейных форм  $U_i, V_i$ . Коэффициенты второй формы определяются элементарно из уравнения типа (16).

Результаты расчетов также лучше представлять в виде матриц. В нашем примере это будет выглядеть следующим образом.

$$A = \begin{vmatrix} \alpha_{11} & \dots & \alpha_{1\rho} \\ \vdots & & \vdots \\ \alpha_{\rho 1} & \dots & \alpha_{\rho\rho} \end{vmatrix},$$

$$\Gamma = \begin{vmatrix} \gamma_{11} & \dots & \gamma_{1m} \\ \vdots & & \vdots \\ \gamma_{\rho 1} & \dots & \gamma_{\rho m} \end{vmatrix}$$

Здесь каждая строка матрицы  $A$  представляет собой один из координатных векторов  $\alpha$ , каждая строка матрицы  $\Gamma$  – один из координатных векторов  $\gamma$ . Общее число таких векторов равно меньшему из  $m, \rho$ .

Матрицы самих канонических переменных получаются автоматически из следующих произведений:

$$AX = U = \begin{vmatrix} U_{11} & \dots & U_{1n} \\ \vdots & & \vdots \\ U_{\rho 1} & \dots & U_{\rho n} \end{vmatrix},$$

$$\Gamma Y = V = \begin{vmatrix} V_{11} & \dots & V_{1n} \\ \vdots & & \vdots \\ V_{\rho 1} & \dots & V_{\rho n} \end{vmatrix}.$$

<sup>1</sup> О пучках форм смотри в предыдущем разделе.

Что касается коэффициентов канонических корреляций  $R_i$ , то они определяются как квадратные корни из характеристических чисел  $\lambda_i$ , т. е.

$$R_i = \sqrt{\lambda_i}, \quad (i = \overline{1, p}).$$

В качестве контроля выполненных расчетов можно использовать соотношение (7), записанное для каждой канонической пары. В единой записи его можно представить в виде

$$M U V' = A = \begin{vmatrix} \lambda_1 & & & \\ & \lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ & & & \lambda_p \end{vmatrix},$$

где  $A$  — диагональная матрица, элементы которой — собственные числа  $\lambda_i$ , или, что то же самое, значения канонических корреляций  $R_i$  ( $i = \overline{1, p}$ ).

Расчеты канонических корреляций для некоторых метеозаписей (Гандия, 1967; Лугина, 1967; Glachn, 1968; Олевская, 1968) показали, что первые канонические переменные, как правило, имеют довольно высокий коэффициент корреляции. По крайней мере они существенно превышают наибольший из парных коэффициентов корреляции между компонентами исходных векторов  $X_l$  и  $Y_l$  ( $l = \overline{1, n}$ ). Отмеченная особенность канонических переменных свойственна для данного метода вообще, а не только для полей метеозаписей. Метод канонических корреляций служит как бы средством повышения линейной корреляционной связи. Но поскольку он связывает между собой не сами величины  $X_l, Y_l$ , а только их линейные комбинации  $U_i, V_i$ , то получить прогноз, например вектора  $X_l$  по вектору  $Y_l$ , не выходя за рамки данного метода, нельзя. Такой прогноз, однако, возможен, если к полученным каноническим переменным применить схему множественной регрессии. Классическое уравнение регрессии, например переменной  $U_1$  на переменные  $V_i$  ( $i = \overline{1, p}$ ), в матричной форме имеет вид

$$\hat{U}_1' = Q_1' S_V^{-1} V,$$

где  $Q_1' = M U_1' V'$  — матрица (строчная) ковариаций предиктанта  $U_1$  с предикторами  $V_i$  ( $i = \overline{1, p}$ );  $S_V^{-1}$  — матрица, обратная ковариационной матрице предикторов  $S_V = M V V'$ . Учитывая изложенные выше свойства переменных  $U_i, V_i$ , это уравнение упрощается до

$$\hat{U}_1' = \lambda_1 V_1' = R_1 V_1'. \quad (18)$$

Таким образом, коэффициент корреляции  $R_1$  одновременно является и коэффициентом регрессии между каноническими величинами  $U_1$  и  $V_1$ . Аналогичный вид имеют уравнения регрессии для всех последующих переменных  $U_k, V_k$ :

$$\hat{U}_k' = R_k V_k' \quad (k = \overline{2, p}). \quad (19)$$

В единой записи система уравнения (19) выглядит следующим образом:

$$\begin{aligned} \hat{U} &= A V, \\ A \hat{X} &= A \Gamma Y. \end{aligned}$$

Из этого равенства при условии, что квадратная матрица  $A$  неособенная, легко получить окончательное выражение, связывающее между собой в смысле наименьших квадратов прогнозируемое поле  $X_l$  с вектором предикторов  $Y_l$ , т. е.

$$\hat{X} = A^{-1} A \Gamma Y. \quad (20)$$

Ошибка прогноза поля  $x_z$ , вычисленного по уравнению (20), может быть записана в виде

$$\sigma^2 = Sp \left[ M (x - \hat{x}) (x - \hat{x})' \right],$$

где  $Sp$  — обозначение следа, или суммы диагональных элементов, стоящей в квадратных скобках матрицы. Очевидно, что ошибка прогноза вектора  $x_z$  представляет собой сумму ошибок прогноза всех его компонент. Произведя элементарные преобразования и используя ранее полученные зависимости между каноническими переменными и исходными векторами  $x_z$ ,  $y_z$ , получим

$$\sigma^2 = Sp \left[ s_x - A^{-1} \Delta^2 (A^{-1})' \right]. \quad (21)$$

Таким образом, для вычисления величины  $\sigma^2$  не требуется почти никаких дополнительных расчетов, так как все входящие в выражение (21) матрицы были уже получены раньше.

Заканчивая изложение метода канонических корреляций, отметим, что в отличие от первых двух методов многомерного анализа опыт его использования в конкретных исследованиях ничтожен. Поэтому целый ряд вопросов, связанных с практическим применением метода, не нашел отражения и в нашей статье. Тем не менее теоретические посылки метода позволяют считать, что с его помощью можно изучать корреляционную структуру гидрометеорологических полей и решать задачи их долгосрочного прогноза.

Рассмотренные нами статистические методы представляют собой эффективные формальные приемы извлечения полезной информации, содержащейся в корреляционной (ковариационной) матрице данных гидрометеонаблюдений. Они позволяют «сжать» эту информацию до обозримых размеров и тем самым облегчить интерпретацию полученных результатов.

Необходимость применения методов многомерного анализа в гидрологии возникла в связи с намечающейся в этой науке тенденцией к переходу от узорегиональных гидрологических исследований к исследованиям широкого масштаба. В свою очередь повсеместное распространение ЭВМ сделало эти методы доступными для широкого круга специалистов-гидрологов.

#### Литература

- Андерсон Т. 1963. Введение в многомерный статистический анализ. Физматгиз, М.
- Багров Н. А. 1959. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Тр. Центральной ин-та прогнозов, вып. 74.
- Багров Н. А. 1966. Предсказание месячного количества осадков. Метеорол. и гидрол., № 7.
- Вертлиб А. Б. 1969. О разложении числовых полей физических параметров. В кн.: Исслед. по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца, вып. 5.
- Вертлиб А. Б., Платонов М. Л. 1970. К вопросу об интерпретации линейных разложений полей физических величин. В кн.: Исслед. по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца, вып. 11.
- Воеводин В. В. 1966. Численные методы алгебры. Теория и алгоритмы. «Наука», М.
- Гандин Л. С. 1967. О применении метода канонических корреляций в метеорологии. Тр. Главной геофизич. обсерв., вып. 208.
- Гантмахер Ф. Р. 1967. Теория матриц. «Наука», М.
- Гасюков П. С. 1971. Алгоритм экстраполяции нестационарного случайного процесса и возможности его применения для долгосрочного прогноза.

- рования среднемесячных значений температуры воды. Тр. Атлант. НИИРО, вып. 34.
- Груза Г. В. 1967. О некоторых практических применениях дискриминантного анализа. Тр. Среднеазиатского н.-и. гидромет. ин-та, вып. 29(44).
- Имас Л. И. 1971. Численный эксперимент прогноза сильных похолоданий в Ташкенте методом дискриминантного анализа. Тр. Среднеазиатского н.-и. гидромет. ин-та, вып. 58 (73).
- Калинин Г. П. 1968. Проблемы глобальной гидрологии. Гидрометеиздат, Л.
- Карпеев Г. А. 1969. О дискриминантном анализе как способе прогноза метеорологических полей. Тр. Гидрометцентра СССР, М., вып. 44.
- Карпеев Г. А. 1970. Статистическая ортогонализация случайных векторов и прогноз случайных полей. Тр. Гидрометцентра СССР, М., вып. 64.
- Кожара В. Л., Смирнов Н. П. Лимнологическое районирование Верхней Волги в гидрохимическом аспекте. Наст. сб.
- Кондрацова О. Ф., Смирнов Н. П. 1971. Опыт применения разложения по естественным ортогональным функциям к исследованию стока Волги. Метеорол. и гидрол., № 8.
- Лугин А. К. М. 1957. О статистической связи метеорологических полей для различных участков территории. Тр. Главной геофизич. обсерв., вып. 208.
- Мешерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. 1970. Естественные составляющие метеорологических полей. Гидрометеиздат, Л.
- Мухин В. М. 1968. Применение эмпирических ортогональных функций к рейсовым прогнозам минимальных уровней воды. Тр. ГМЦ, вып. 25.
- Налимов В. В. 1971. Теория эксперимента. "Наука", М.
- Николаев Ю. В. 1969. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. Гидрометеиздат, Л.
- Николаев Ю. В., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. 1970. Опыт применения дискриминантного анализа при определении различий между классами. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод, № 8.
- Николаев Ю. В., Смирнов Н. П. 1971. Опыт применения дискриминантного анализа для прогноза стока Верхней Волги. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод, № 12.
- Обухов А. М. 1938. Нормальная корреляция векторов. Изв. АН СССР, Отд. матем. и естеств. наук, № 3.
- Обухов А. М. 1940. Теория корреляции векторов. Уч. зап. МГУ, сер. матем., 15, вып. 45.
- Олевская С. М. 1968. Применение метода канонических корреляций к анализу поля геопотенциала. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 4, 11.
- Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. 1972. Об использовании метода главных компонент для задач классификации. Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. вод, № 17.
- Смирнов Н. П. 1972. Асинхронность многолетних колебаний стока рек европейской территории СССР. Изв. Всесоюзн. географ. об-ва, 104, 1.
- Смирнов Н. П., Кондрацова О. Ф. 1972. Исследование многолетних колебаний стока Волги с помощью разложения по естественным составляющим. Тр. Ин-та биол. внутр. вод АН СССР, вып. 23(26).
- Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. 1974. Классификация в гидрологии как задача теории распознавания. Наст. сб.
- Тер-Мкртчян М. Г. 1970. О применении дискриминантного анализа для улучшения статистических прогнозов по методу множественной регрессии. Тр. Гидрометцентра СССР, М., вып. 64.
- Токарев Н. Н. 1970. Схема физико-статистического прогноза летних осадков для бассейна р. Латорица. Тр. Упр. Н.-и. гидромет. ин-та, вып. 96.

- Уилкс С. 1967. Математическая статистика. „Наука“, М.
- Фу К. 1971. Последовательные методы в распознавании образов и обучении машин. „Наука“, М.
- Харман Г. 1972. Современный факторный анализ. Статистика, М.
- Шишков Ю. А. 1958. О нормальной корреляции векторов. Метеорол. и гидрол., № 6.
- Юдин М. И. 1967. Физико-статистические методы прогнозов погоды и возможности их внедрения. Метеорол. и гидрол., № 11.
- Glahn H. 1968. Canonical correlation and its relationship to discriminant analysis and multiple regression. J. Atmosp. Sci., 25, N 1.
- Fisher R. A. 1936. The use of multiple measurements in taxonomic problems. Annals Eugenics, 7, N 2.

В. Л. Кожара, Н. П. Смирнов

### ЛИМНОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ В ГИДРОХИМИЧЕСКОМ АСПЕКТЕ

Всякое районирование состоит в построении карты классифицированных объектов. При этом существенны три вопроса: 1) что считать элементарными объектами классификации и районирования; 2) в каких координатах строить классификацию; 3) как разбить множество на классы в заданных координатах.

Последние два вопроса подробно разбираются в работе Н. П. Смирнова и В. Л. Скляренко (наст. сб.). Поэтому здесь мы остановимся только на первом из них.

В качестве единицы лимнологической классификации можно взять или водоем, как относительно обособленную целостную систему, или его отдельный фрагмент. В первом случае классификация водоемов требует осредненных данных. Однако следует помнить, что при осреднении теряется вариационная структура параметров в пределах водоема, знание которой само по себе может быть полезно при классификации. Кроме того, при крупномасштабном районировании, когда приходится иметь дело с небольшим числом водоемов, или даже с одним, в поле зрения неизбежно вовлекаются фрагменты водоема. Таким образом, выбор единицы классификации во многом зависит от поставленной задачи. Тем не менее в качестве элементарной единицы лимнологической классификации целесообразно принять некоторый однородный участок водоема — вертикальный столб, включающий приповерхностный слой атмосферы, всю водную толщу и грунтовый комплекс. Сечение столба минимально, лишь бы оно было достаточным для измерения всех физических, химических и биологических параметров водоема. Назовем такую элементарную ячейку водоема для краткости акваномом. Тогда лимнологическим районом нужно считать ареал акваномов одного класса. Наименьшими единицами лимнологического районирования будут таксономически наиболее мелкие ареалы акваномов, т. е. ареалы классов конечного ранга.

Для лимнологического районирования Верхней Волги взято 16 акваномов на Ивановском, Угличском, Рыбинском и Горьковском водохранилищах (рис. 1). Каждый акваном характеризуют 19 гидрохимических параметров (табл. 1-5). В таблицах даны значения параметров для водной толщи, полученные осреднением измерений на двух-трех горизонтах. Следует заметить, что

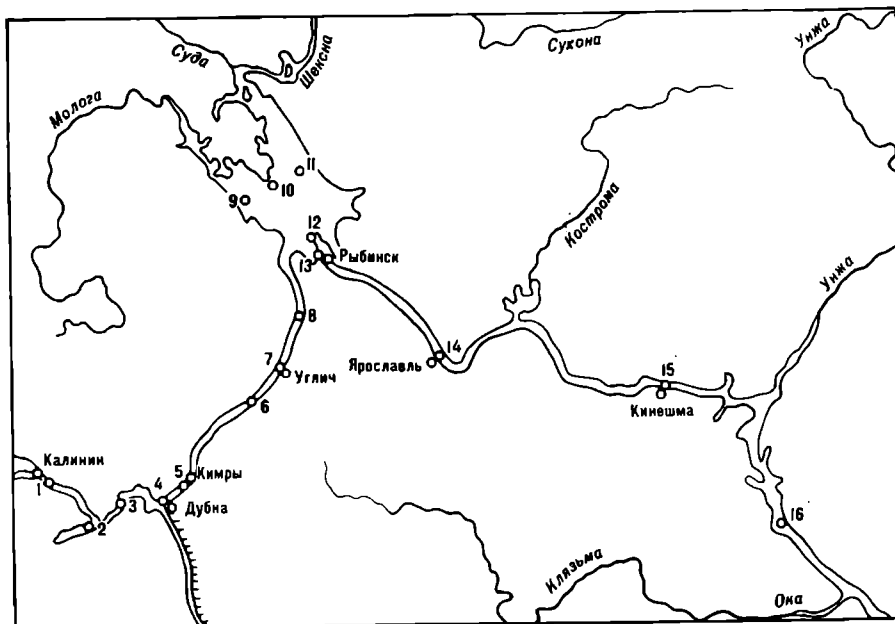


Рис. 1. Размещение акваномов (1-16).

при таком осреднении мы теряем вертикальную структуру водного столба акванома – очень важную его характеристику, с точки зрения классификации. В дальнейшем базовую классификацию акваномов, по-видимому, надо строить с учетом вертикальной изменчивости параметров. Желательно измерять параметры, как минимум, на трех горизонтах – у поверхности, в середине водной толщи и у дна.

При составлении таблиц использовано около 25 тыс. прямых и косвенных определений (Гидрологический ежегодник, 1950–1965). Периоды наблюдений на разных акваномах имеют неодинаковую продолжительность и не совпадают по годам (табл. 1–5). Внутригодовая плотность наблюдений также неодинакова. Если принять ее осенью равной 1, то в другие сезоны эта величина составит в среднем: зимой – 0,8, весной – 1,3, летом – 1,2. Неравномерно распределены и внутрисезонные данные, особенно весенние. Начало весны, отмеченное вскрытием водоемов, из-за технических трудностей гидрохимически освещено слабее, чем середина и конец. Все это снижает качество выборки. Тем не менее, учитывая высокий фильтрационный эффект метода главных компонент и используя для классификации только наиболее информативные компоненты, можно рассчитывать на достаточно правдоподобные результаты.

Матрицы исходных данных (табл. 1–5) после нормирования разложены на естественные ортогональные составляющие – главные компоненты ( $\chi$ ). Объем информации в первых компонентах в разные сезоны года неодинаков (табл. 6). Наиболее значительно варьирует информативность  $\chi_1$ . Уже одно это свидетельствует о том, что типологическая структура каскада непостоянна во времени.

Основаниями классификации в нашем случае можно взять две первые функции разложения ( $\chi_1, \chi_2$ ), описывающие 60–70% дисперсии исходной матрицы. Более детальное разбиение с привлечением других компонент имело бы смысл при наличии более строгих выборок. Классификация в двумерном пространстве отличается большой наглядностью, поскольку графически она изображается на плоскости.



Таблица 1

Гидрохимические параметры акватории Верхней Волги (зима)

Водохранилище	Номер акватории	Район акватории	Период наблюдений	Температура воды, °С	рН	pO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	мг-экв./л													мг/л				
							мг/л	% Н		Σi	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>==</sup>	Cl <sup>-</sup>	Fe	Si	P(ρ <sub>0</sub> <sup>m</sup> )	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>					
Иваньковское	1	Калинин	1950-1965	0,9	7,23	7,2	9,63	67	30,3	6,58	3,18	0,57	2,25	0,91	0,13	2,97	0,18	0,14	0,39	4,3	0,038	1,21					
	2	Безбородово	1964-1965	0,6	7,15	4,0	13,01	90	21,2	12,52	5,57	0,78	3,73	1,75	0,78	5,02	0,99	0,25	1,72	4,3	0,002	0,75					
	3	Конаково	1964-1965	0,5	7,37	6,5	11,30	78	10,5	8,12	3,18	0,56	2,37	0,80	0,89	3,00	0,77	0,29	0,26	2,1	0,003	0,75					
	4	Дубна	1957-1965	0,7	7,11	10,1	10,98	72	14,4	7,48	3,46	0,78	2,51	0,89	0,33	2,98	0,82	0,13	0,68	3,3	0,023	0,73					
Угличское	5	Клязьма	1961-1965	0,7	7,21	9,8	11,68	81	12,8	7,86	3,74	1,01	2,52	0,90	0,51	2,89	0,73	0,21	0,53	2,9	0,008	0,78					
	6	Калыгин	1961-1965	0,1	7,19	9,3	10,55	72	11,9	7,80	3,42	0,64	2,52	0,88	0,50	3,01	0,70	0,19	0,41	2,7	0,015	0,76					
	7	Углич	1961-1965	0,2	7,17	9,3	9,96	64	14,0	7,94	3,56	0,80	2,36	1,17	0,44	3,03	0,75	0,19	0,66	3,2	0,012	0,77					
Рыбинское	8	Мышкино	1950-1965	0,1	7,32	11,8	9,84	68	11,5	6,52	2,92	0,57	2,25	0,65	0,34	2,72	0,44	0,09	0,31	2,8	0,021	0,67					
	9	Брейтово	1950-1965	1,1	7,06	9,7	9,67	68	19,6	7,30	3,33	0,63	2,45	0,85	0,35	3,04	0,54	0,07	0,32	2,5	0,011	0,67					
	10	мыс Цек-тральный	1950-1965	0,8	7,01	9,5	10,30	71	8,9	6,20	2,95	0,75	1,90	1,05	0,15	2,52	0,49	0,09	0,19	1,1	0,014	0,49					
	11	Измайлово	1950-1965	1,1	7,18	10,0	12,13	85	8,0	5,32	2,44	0,70	1,70	0,73	0,24	2,08	0,52	0,06	0,13	1,2	0,006	0,59					
Горьковское	12	мыс Рожновский	1952-1965	0,4	7,23	10,8	10,99	75	8,5	4,94	2,22	0,58	1,71	0,50	0,25	2,01	0,41	0,05	0,16	1,8	0,010	0,52					
	13	Переборы	1950-1965	1,1	7,25	11,2	6,98	73	9,0	5,06	2,35	1,56	1,79	0,55	0,18	2,16	0,33	0,04	0,13	1,6	0,012	0,60					
	14	Ярославль	1955-1965	0,0	7,34	11,3	11,17	76	13,8	4,34	2,03	0,63	1,46	0,56	0,15	1,66	0,43	0,08	0,28	1,2	0,025	0,54					
	15	Кинешма	1955-1965	0,0	7,26	14,7	10,26	70	13,5	4,82	2,29	0,71	1,60	0,69	0,12	1,93	0,39	0,09	0,13	1,5	0,036	0,83					
	16	Урково	1959-1965	0,1	7,20	12,4	7,18	49	12,2	4,40	2,05	0,69	1,40	0,64	0,16	1,70	0,42	0,08	0,13	3,0	0,022	1,05					

Примечание. Здесь и в табл. 2-5 ПО - перманганатная окисляемость, Ж<sub>1</sub> - общая жесткость, Ж<sub>2</sub> - неустраиваемая жесткость.

Таблица 2

Гидрохимические параметры акваномов Верхней Волги (весна)

Водохранилище	Номер акваномы	Район акваномы	Период наблюдений	Температура воды, °С	pH	pO	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K	HCO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>	Cl <sup>'</sup>	Fe	Si	P(ρρ <sub>0</sub> <sup>'''</sup> )	NO <sub>3</sub> <sup>'</sup>
							мг/л	% Н														
Иваньковское	1	Калинин	1950-1965	4.3	7.32	8.8	11.70	89	8.2	3.04	1.47	0.57	1.02	0.42	0.08	1.27	0.17	0.08	0.62	3.9	0.064	1.09
	2	Безбородово	1964-1965	12.5	7.49	9.6	11.95	110	1.8	3.84	1.87	0.71	1.39	0.46	0.07	1.48	0.34	0.10	0.32	0.8	0.026	0.27
	3	Конаково	1964-1965	9.2	7.21	11.8	10.32	90	11.2	4.28	2.06	0.71	1.57	0.47	0.10	1.66	0.37	0.11	0.28	1.9	0.017	0.50
	4	Дубна	1957-1965	10.1	7.11	13.2	12.18	102	5.0	2.94	1.35	0.61	0.98	0.35	0.14	1.10	0.31	0.06	0.38	2.0	0.032	0.87
Угличское	5	Кимры	1961-1965	12.8	7.24	11.6	10.59	98	4.3	4.26	1.89	0.57	1.46	0.41	0.26	1.69	0.36	0.08	0.33	1.3	0.003	0.72
	6	Калезин	1961-1965	12.6	7.22	11.8	12.26	113	3.2	3.96	1.80	0.64	1.42	0.35	0.21	1.50	0.42	0.06	0.59	1.7	0.013	0.73
	7	Углич	1961-1965	10.3	7.06	10.6	11.40	100	4.3	3.42	1.49	0.57	1.14	0.33	0.24	1.27	0.37	0.07	0.28	1.2	0.019	0.79
	8	Мышкино	1950-1965	11.2	7.39	12.1	10.79	93	3.8	3.52	1.67	0.57	1.36	0.30	0.11	1.48	0.25	0.02	0.14	1.7	0.003	0.65
Рыбинское	9	Брейтово	1950-1966	8.5	6.98	12.1	11.03	93	9.1	2.60	1.22	0.50	0.94	0.27	0.08	1.09	0.20	0.01	0.33	2.1	0.012	0.44
	10	мыс Центральный	1950-1966	10.3	7.32	10.1	11.24	99	4.1	4.20	1.94	0.67	1.47	0.46	0.17	1.61	0.48	0.02	0.22	1.7	0.003	0.45
	11	Измайлово	1950-1966	8.3	7.37	9.8	11.70	97	5.1	4.16	1.96	0.65	1.48	0.47	0.13	1.65	0.38	0.05	0.16	1.8	0.008	0.60
	12	мыс Рожновский	1952-1965	7.8	7.21	8.3	11.25	94	5.8	3.40	1.60	0.57	1.23	0.36	0.11	1.37	0.27	0.05	0.18	1.4	0.008	0.59
Горьковское	13	Переборы	1950-1965	7.8	7.41	8.6	10.88	90	6.9	3.76	1.66	0.50	1.21	0.44	0.23	1.52	0.32	0.04	0.15	1.2	0.009	0.61
	14	Ярославль	1955-1965	6.3	7.71	10.0	10.61	85	10.2	4.18	1.90	0.68	1.33	0.54	0.22	1.63	0.39	0.07	0.48	3.1	0.019	0.87
	15	Кинешма	1955-1965	5.6	7.33	13.3	10.42	82	7.1	3.32	1.53	0.60	1.07	0.45	0.14	1.30	0.30	0.06	0.16	2.2	0.020	1.03
	16	Урюково	1959-1965	3.7	7.28	12.3	10.25	77	14.2	4.24	1.97	0.68	1.34	0.62	0.16	1.66	0.39	0.07	0.19	3.0	0.026	1.14

Таблица 1

Гидрохимические параметры акватории Верхней Волги (экипаж)

Водохранилище	Номер акватории	Район акватории	Период наблюдений	Температура воды, °С	рН	pO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>==</sup>	Cl <sup>-</sup>	Fe	Si	P(ρ <sub>04</sub> )	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
							мг/л	% Н														
Иваньковское	1	Капничи	1950-1965	0.9	7.23	7.2	8.63	67	30.3	6.58	3.18	0.57	2.25	0.91	0.13	2.97	0.18	0.14	0.39	4.3	0.038	1.21
	2	Безбородово	1964-1965	0.6	7.15	4.0	13.01	90	21.2	12.52	5.57	0.78	3.73	1.75	0.78	5.02	0.99	0.25	1.72	4.3	0.002	0.75
	3	Конаково	1964-1965	0.5	7.37	6.5	11.30	78	10.5	8.12	3.18	0.56	2.37	0.80	0.89	3.00	0.77	0.29	0.26	2.1	0.003	0.75
	4	Дубна	1957-1965	0.7	7.11	10.1	10.38	72	14.4	7.46	3.46	0.78	2.51	0.89	0.93	2.98	0.82	0.13	0.68	3.3	0.023	0.73
Угличское	5	Клязьма	1961-1965	0.7	7.21	8.6	11.68	81	12.8	7.88	3.74	1.01	2.52	0.80	0.51	2.99	0.73	0.21	0.53	2.9	0.008	0.76
	6	Клязьма	1961-1965	0.1	7.19	9.3	10.55	72	11.9	7.80	3.42	0.64	2.52	0.88	0.50	3.01	0.70	0.19	0.41	2.7	0.015	0.76
	7	Углич	1961-1965	0.2	7.17	8.3	9.36	64	14.0	7.94	3.58	0.80	2.36	1.17	0.44	3.03	0.75	0.19	0.66	3.2	0.012	0.77
Рыбинское	8	Мышкино	1950-1965	0.1	7.32	11.8	9.84	68	11.5	6.52	2.92	0.57	2.25	0.65	0.34	2.72	0.44	0.09	0.31	2.9	0.021	0.67
	9	Брейтово	1950-1966	1.1	7.06	9.7	9.67	68	19.6	7.30	3.33	0.63	2.45	0.85	0.35	3.04	0.54	0.07	0.32	2.5	0.011	0.67
	10	Мыс Цепельный	1950-1966	0.8	7.01	9.5	10.30	71	8.9	6.20	2.85	0.75	1.90	1.06	0.15	2.52	0.49	0.08	0.18	1.1	0.014	0.49
	11	Измайлово	1950-1966	1.1	7.18	10.0	12.13	85	8.0	5.32	2.44	0.70	1.70	0.73	0.24	2.08	0.52	0.06	0.13	1.2	0.006	0.59
Горьковское	12	Мыс Рожковский	1952-1965	0.4	7.23	10.8	10.39	75	8.5	4.94	2.22	0.58	1.71	0.50	0.25	2.01	0.41	0.05	0.16	1.8	0.010	0.52
	13	Переборы	1950-1965	1.1	7.25	11.2	6.98	73	9.0	5.06	2.35	1.56	1.79	0.55	0.18	2.16	0.33	0.04	0.13	1.6	0.012	0.60
	14	Ярославль	1955-1965	0.0	7.94	11.3	11.17	76	13.8	4.34	2.03	0.63	1.46	0.56	0.15	1.66	0.43	0.08	0.28	1.2	0.025	0.54
	15	Кинешма	1955-1965	0.0	7.26	14.7	10.29	70	13.5	4.82	2.29	0.71	1.60	0.69	0.12	1.93	0.39	0.08	0.13	1.5	0.036	0.83
	16	Урково	1959-1965	0.1	7.20	12.4	7.18	49	12.2	4.40	2.05	0.69	1.40	0.64	0.16	1.70	0.42	0.08	0.13	3.0	0.022	1.05

Примечание. Здесь и в табл. 2-6 ПО - перманганатная окисляемость, Ж<sub>1</sub> - общая жесткость, Ж<sub>2</sub> - неустраиваемая жесткость.

Таблица 2

Гидрохимические параметры акваномов Верхней Волги (весна)

Водохранилище	Номер акваномы	Район акваномы	Период наблюдений	Температура воды, °С	pH	ПО	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	мг-экв./л									
							мг/л	% N					Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K	HCO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>	Cl <sup>'</sup>	Fe	Si	P (PO <sub>4</sub> <sup>'''</sup> )	NO <sub>3</sub> <sup>'</sup>
Иваньковское	1	Калинин	1950-1965	4.3	7.32	8.8	11.70	89	8.2	3.04	1.47	0.57	1.02	0.42	0.08	1.27	0.17	0.08	0.62	3.9	0.064	1.09
	2	Безбородово	1964-1965	12.5	7.49	9.6	11.95	110	1.8	3.84	1.87	0.71	1.39	0.46	0.07	1.48	0.34	0.10	0.32	0.8	0.026	0.27
	3	Конаково	1964-1965	9.2	7.21	11.8	10.32	90	11.2	4.28	2.06	0.71	1.57	0.47	0.10	1.66	0.37	0.11	0.28	1.9	0.017	0.50
	4	Дубна	1957-1965	10.1	7.11	13.2	12.18	102	5.0	2.94	1.35	0.61	0.98	0.35	0.14	1.10	0.31	0.06	0.38	2.0	0.032	0.87
Угличское	5	Кямры	1961-1965	12.8	7.24	11.6	10.59	98	4.3	4.26	1.89	0.57	1.46	0.41	0.26	1.69	0.36	0.08	0.33	1.3	0.003	0.72
	6	Калязин	1961-1965	12.6	7.22	11.8	12.26	113	3.2	3.96	1.80	0.64	1.42	0.35	0.21	1.50	0.42	0.06	0.59	1.7	0.013	0.73
	7	Углич	1961-1965	10.3	7.06	10.6	11.40	100	4.3	3.42	1.49	0.57	1.14	0.33	0.24	1.27	0.37	0.07	0.28	1.2	0.019	0.79
	8	Мышкино	1950-1965	11.2	7.39	12.1	10.79	93	3.8	3.52	1.67	0.57	1.36	0.30	0.11	1.48	0.25	0.02	0.14	1.7	0.003	0.65
Рыбинское	9	Брейтово	1950-1966	8.5	6.96	12.1	11.03	93	9.1	2.60	1.22	0.50	0.84	0.27	0.08	1.09	0.20	0.01	0.33	2.1	0.012	0.44
	10	мыс Центральный	1950-1966	10.3	7.32	10.1	11.24	99	4.1	4.20	1.94	0.67	1.47	0.46	0.17	1.61	0.48	0.02	0.22	1.7	0.003	0.45
	11	Измайлово	1950-1966	8.3	7.37	9.8	11.70	97	5.1	4.16	1.96	0.65	1.48	0.47	0.13	1.65	0.38	0.05	0.16	1.8	0.008	0.60
	12	мыс Рождовский	1952-1965	7.8	7.21	8.3	11.25	94	5.8	3.40	1.60	0.57	1.23	0.36	0.11	1.37	0.27	0.05	0.19	1.4	0.008	0.59
Горьковское	13	Переборы	1950-1965	7.8	7.41	8.6	10.88	90	6.9	3.76	1.68	0.50	1.21	0.44	0.23	1.52	0.32	0.04	0.15	1.2	0.009	0.61
	14	Ярославль	1955-1965	6.3	7.71	10.0	10.61	85	10.2	4.18	1.90	0.68	1.33	0.54	0.22	1.63	0.39	0.07	0.48	3.1	0.019	0.87
	15	Кинешма	1955-1965	5.6	7.33	13.3	10.42	82	7.1	3.32	1.53	0.60	1.07	0.45	0.14	1.30	0.30	0.06	0.16	2.2	0.020	1.03
	16	Урюково	1959-1965	3.7	7.28	12.3	10.25	77	14.2	4.24	1.97	0.68	1.34	0.52	0.16	1.66	0.39	0.07	0.19	3.0	0.026	1.14

Таблица 3

Гидрохимические параметры акватории Верхней Волги (лето)

Водоохра- нитель	Но- мер аква- нома	Район акватории	Период наблю- дений	Тем- пера- тура воды, °C	pH	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	Fe	Si	P <sub>(р<sub>0</sub>)</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
							мг/л	% Н														
Иваньков- ское	1	Капники	1950-1965	18.8	7.73	10.1	7.30	84	15.5	5.28	2.47	0.47	1.68	0.76	0.19	2.39	0.14	0.11	0.22	2.8	0.042	0.72
	2	Безбородово	1964-1965	18.8	7.56	10.4	9.39	96	2.9	5.48	2.52	0.62	1.83	0.68	0.22	2.25	0.35	0.13	0.33	2.7	0.022	0.30
	3	Кошаково	1964-1965	18.8	7.49	10.6	7.77	81	4.5	5.78	2.26	0.65	1.70	0.55	0.63	2.18	0.53	0.17	0.14	1.1	0.087	0.08
	4	Дубна	1957-1965	18.3	7.32	12.7	8.62	89	7.5	4.78	2.12	0.43	1.51	0.59	0.29	1.90	0.39	0.10	0.19	1.8	0.025	0.38
Угличское	5	Килмы	1961-1965	18.9	7.48	11.7	9.00	94	3.6	5.70	2.40	0.57	1.89	0.49	0.47	2.11	0.62	0.12	0.31	2.0	0.017	0.44
	6	Калязин	1961-1965	18.4	7.40	12.3	8.08	84	4.6	4.86	2.20	0.81	1.75	0.43	0.25	1.94	0.40	0.08	0.31	2.0	0.015	0.35
	7	Углич	1961-1965	18.3	7.35	10.7	8.68	100	5.1	4.74	2.17	0.62	1.52	0.34	0.21	1.89	0.38	0.10	0.23	1.5	0.012	0.39
	8	Мышкин	1950-1965	18.6	7.47	11.8	7.75	87	5.4	4.14	1.91	0.57	1.48	0.41	0.17	1.72	0.32	0.04	0.13	2.0	0.011	0.35
Рыбинское	9	Брейтово	1950-1965	16.7	7.30	11.3	8.74	87	4.5	3.24	1.53	0.58	1.15	0.36	0.11	1.28	0.30	0.04	0.22	1.2	0.011	0.36
	10	мыс Центральный	1950-1965	17.6	7.42	11.5	8.63	88	3.1	3.44	1.64	0.63	1.18	0.45	0.08	1.35	0.34	0.03	0.18	1.1	0.008	0.27
	11	Измайлово	1950-1965	17.5	7.44	10.3	8.61	88	3.2	3.46	1.64	0.64	1.23	0.40	0.10	1.37	0.34	0.02	0.16	1.0	0.007	0.29
	12	мыс Рожновский	1952-1965	17.2	7.30	10.8	8.14	92	3.5	3.36	1.58	0.58	1.19	0.39	0.08	1.37	0.29	0.02	0.18	0.9	0.008	0.40
Горьков- ское	13	Переборы	1950-1965	16.6	7.42	11.0	8.29	83	4.7	3.26	1.52	0.52	1.17	0.33	0.13	1.37	0.24	0.02	0.16	1.0	0.010	0.42
	14	Ярославль	1955-1965	17.1	7.50	10.7	8.62	87	9.7	3.96	1.81	0.71	1.31	0.49	0.18	1.48	0.37	0.13	0.22	1.4	0.016	0.43
	15	Кинешма	1955-1965	18.7	7.73	9.4	9.03	94	4.0	3.64	1.73	0.62	1.20	0.53	0.08	1.47	0.30	0.05	0.11	1.4	0.035	0.50
	16	Урюково	1959-1965	18.8	7.53	13.4	9.98	104	6.6	3.46	1.57	0.60	1.10	0.47	0.16	1.34	0.34	0.05	0.08	1.7	0.029	0.79

Таблица 4

Гидрохимические параметры акваномов Верхней Волги (осень)

Водохранилище	Номер экваномы	Район акваномы	Период наблюдений	Температура воды, °С	pH	pO	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi	ж <sub>1</sub>	ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Fe	Si	P(PO <sub>4</sub> ) <sup>3-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	
							мг/л	% Н															
																							мг-экв./л
Иваньковское	1	Калинин Базорово	1950-1965	5,1	6,98	10,1	11,60	90	9,0	5,40	2,83	0,57	1,84	0,77	0,09	2,44	0,15	0,11	0,28	3,2	0,024	0,88	
	2		1964-1965	7,1	7,82	11,0	10,42	85	4,4	6,56	2,98	0,58	2,03	0,93	0,92	2,75	0,37	0,16	0,42	1,2	0,005	0,10	
	3		Конатово Дубна	1964-1965	5,9	7,52	9,8	12,23	97	5,3	6,86	2,88	0,67	1,99	0,88	0,56	2,44	0,69	0,30	0,16	1,0	0,005	0,55
	4			1957-1965	7,7	7,41	19,0	12,21	101	0,2	5,88	2,49	0,62	1,99	0,58	0,47	2,22	0,57	0,15	0,27	2,0	0,023	0,63
Угличское	5	Кимры	1961-1965	8,9	7,59	11,0	11,05	94	4,1	7,16	2,95	0,69	2,28	0,66	0,64	2,60	0,76	0,22	0,30	1,9	0,019	0,68	
	6		1961-1965	8,8	7,54	11,1	10,09	93	4,7	6,24	2,71	0,62	2,14	0,55	0,43	2,44	0,59	0,15	0,34	1,5	0,021	0,35	
	7		Капозин Углич	1961-1965	9,7	7,47	11,0	10,85	94	4,3	5,10	2,98	0,61	1,86	0,51	0,18	2,01	0,45	0,09	0,28	1,8	0,017	0,53
	8			1950-1965	7,5	7,51	11,7	10,36	82	4,8	5,06	2,32	0,55	1,81	0,51	0,21	2,14	0,32	0,06	0,10	1,4	0,007	0,43
Рыбинское	9	Мышкинское Брейтово	1950-1966	8,1	7,30	12,0	12,03	100	3,4	3,86	1,73	0,62	1,31	0,41	0,12	1,46	0,32	0,05	0,11	1,1	0,006	0,48	
	10		1950-1966	6,4	7,32	12,7	11,86	95	3,4	3,74	1,73	0,61	1,28	0,43	0,15	1,48	0,34	0,05	0,18	0,9	0,008	0,44	
	11		Измайловское Ржевское	1950-1966	6,5	7,33	11,3	11,86	95	3,0	3,40	1,61	0,64	1,20	0,40	0,10	1,31	0,36	0,03	0,13	0,8	0,011	0,47
	12			1952-1965	6,2	7,43	11,3	11,21	90	3,8	3,86	1,82	0,58	1,39	0,41	0,14	1,56	0,36	0,03	0,18	0,9	0,014	0,40
Горьковское	13	Переборское	1950-1965	5,9	7,35	10,6	11,60	92	3,8	3,90	1,84	0,58	1,42	0,41	0,12	1,60	0,31	0,04	0,12	0,7	0,009	0,52	
	14		1955-1965	6,6	7,53	11,4	12,28	99	5,1	3,76	1,75	0,62	1,26	0,47	0,15	1,41	0,40	0,07	0,33	1,2	0,018	0,41	
	15		Кинешма Урюково	1955-1965	5,5	7,56	14,7	11,07	87	5,9	3,78	1,79	0,65	1,25	0,54	0,10	1,49	0,33	0,07	0,11	1,6	0,026	0,68
	16			1959-1965	5,6	7,44	14,0	11,05	87	7,9	4,12	1,85	0,62	1,28	0,55	0,22	1,58	0,39	0,09	0,12	1,9	0,033	0,66

Таблица 5

Гидрохимические параметры акваномов Верхней Волги (год)

Водохранилище	Номер акваномы	Район акваномы	Период наблюдений	Температура воды, °С	рН	ПО		O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi		Ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+K	HCO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>'</sup>	Cl <sup>'</sup>	Fe	Si	ρ <sub>(ρ<sub>0</sub>)</sub>	NO <sub>3</sub>
						мг/л	мг/л	мг/л	% Н														
Иваньковское	1	Калинин	1950-1965	7,5	7,32	9,1	10,10	83		15,7	5,12	2,44	0,54	1,70	0,72	0,12	2,28	0,16	0,11	0,38	3,5	0,042	0,92
	2	Безбородово	1964-1965	9,7	7,45	8,8	12,75	96		7,9	7,10	3,54	0,87	2,25	0,85	0,35	2,88	0,51	0,16	0,70	2,2	0,014	0,36
	3	Конаково	1964-1965	8,6	7,39	9,7	10,48	86		7,9	6,26	2,60	0,65	1,81	0,88	0,54	2,34	0,57	0,22	0,21	1,5	0,028	0,45
	4	Дубна	1957-1965	9,4	7,24	12,3	10,58	91		8,3	5,26	2,35	0,65	1,72	0,60	0,31	2,08	0,47	0,13	0,38	2,3	0,026	0,65
Угличское	5	Кимры	1961-1965	10,3	7,38	11,0	10,49	92		6,2	6,24	2,67	0,69	2,03	0,82	0,47	2,35	0,61	0,16	0,37	2,0	0,012	0,65
	6	Калязин	1961-1965	10,0	7,34	11,1	10,50	93		6,1	5,72	2,53	0,64	1,86	0,55	0,35	2,22	0,52	0,12	0,41	2,0	0,016	0,55
	7	Углич	1961-1965	9,6	7,26	10,4	10,30	89		6,9	5,30	2,40	0,65	1,78	0,58	0,27	2,05	0,49	0,11	0,36	1,9	0,015	0,62
	8	Мышкино	1950-1965	9,4	7,42	11,9	9,68	82		6,4	4,80	2,21	0,57	1,73	0,47	0,20	2,01	0,34	0,05	0,17	2,0	0,010	0,52
Рыбинское	9	Брейтово	1950-1966	8,6	7,15	11,3	10,32	87		9,2	4,20	1,96	0,59	1,47	0,47	0,16	1,72	0,34	0,04	0,25	1,7	0,010	0,49
	10	Мыс Центральный	1950-1966	9,0	7,27	10,9	10,26	88		4,9	4,40	2,07	0,67	1,46	0,60	0,14	1,74	0,41	0,03	0,20	1,2	0,008	0,41
	11	Измайлово	1950-1966	10,7	7,33	10,3	10,32	91		4,8	4,08	1,91	0,65	1,40	0,50	0,14	1,60	0,40	0,04	0,15	1,2	0,008	0,49
	12	Мыс Рок-новский	1952-1965	7,8	7,29	10,3	10,52	88		5,4	3,88	1,81	0,57	1,38	0,41	0,14	1,57	0,33	0,04	0,18	1,2	0,010	0,47
Горьковское	13	Переборы	1950-1965	7,8	7,36	10,3	9,44	84		6,1	3,98	1,84	0,55	1,40	0,43	0,16	1,65	0,30	0,04	0,14	1,1	0,010	0,54
	14	Ярославль	1955-1965	7,5	7,52	10,9	10,68	88		9,7	4,06	1,88	0,67	1,34	0,62	0,17	1,55	0,39	0,09	0,33	1,7	0,020	0,56
	15	Кинешма	1955-1965	7,5	7,47	13,0	10,07	89		7,6	3,88	1,83	0,84	1,28	0,55	0,11	1,54	0,33	0,07	0,13	1,7	0,028	0,76
	16	Урково	1959-1965	7,0	7,36	13,0	8,71	79		10,2	4,04	1,86	0,65	1,28	0,57	0,17	1,57	0,38	0,07	0,13	2,4	0,027	0,91

Таблица 6

Нарастающая сумма дисперсий, описываемых главными компонентами,  $-\sum_j \lambda_j / \sum_{j=1}^8 \lambda_j, \%$

	1	2	3	4	5	6	7	8
Зима	51,0	68,0	78,7	85,4	90,9	94,8	96,5	97,6
Весна	33,5	58,7	72,3	80,2	87,0	90,8	94,0	97,0
Лето	41,0	58,8	73,3	82,0	89,6	93,0	95,3	97,2
Осень	40,5	58,5	73,9	84,0	90,8	95,1	96,9	98,3
Год	47,5	69,9	79,6	86,1	91,4	94,6	96,4	97,9

Примечание. 1-8 - номера компонент.

В координатах  $\lambda_1, \lambda_2$  акваномы образуют неравномерно плотные поля точек (рис. 2, а-б, а). Отчетливо выделяются участки сгущений, которые следует рассматривать как отдельные классы акваномов.

Границы классов мы установили так, чтобы расстояния между ближайшими элементами внутри классов всегда были меньше, чем расстояния между ближайшими элементами соседних классов. Для определения минимальных расстояний рассчитана кратчайшая связывающая сеть. В качестве порогового (предельно допустимого) расстояния между соседними точками в классах принято одно и то же (для всех пяти классификаций) значение - расстояние между точками 6 и 7 на рис. 6, а. Такой выбор в известной мере субъективен, но он влияет только на объем классов. Позиция акваномов в типологических координатах при этом никак не искажается.

Одно из достоинств метода главных компонент, как уже отмечалось, состоит в возможности вернуться к исходным координатам элементов и тем самым раскрыть гидрохимическое содержание классов. Из рис. 7 видно, что  $\lambda_1$  определяется преимущественно главными ионами. При этом положительные значения  $\lambda_1$  отвечают повышенной сумме ионов. Обобщенная характеристика  $\lambda_2$  формируется в основном за счет свободной углекислоты и биогенных элементов; зимой заметную роль играет кислород, весной - температура и кислород, летом - сульфаты. Положительные значения  $\lambda_2$  соответствуют повышенному содержанию углекислоты и биогенов.

Обратимся к классификации и районированию (рис. 2-6, табл. 7). Привлекает внимание прежде всего непостоянство классификации акваномов и типологической структуры каскада во времени. Число классов, их компактность, взаимная типологическая позиция акваномов, число, размеры и контрастность районов изменяются от сезона к сезону. Рассмотрим результаты сначала по средним годовым, а затем по средним сезонным данным.

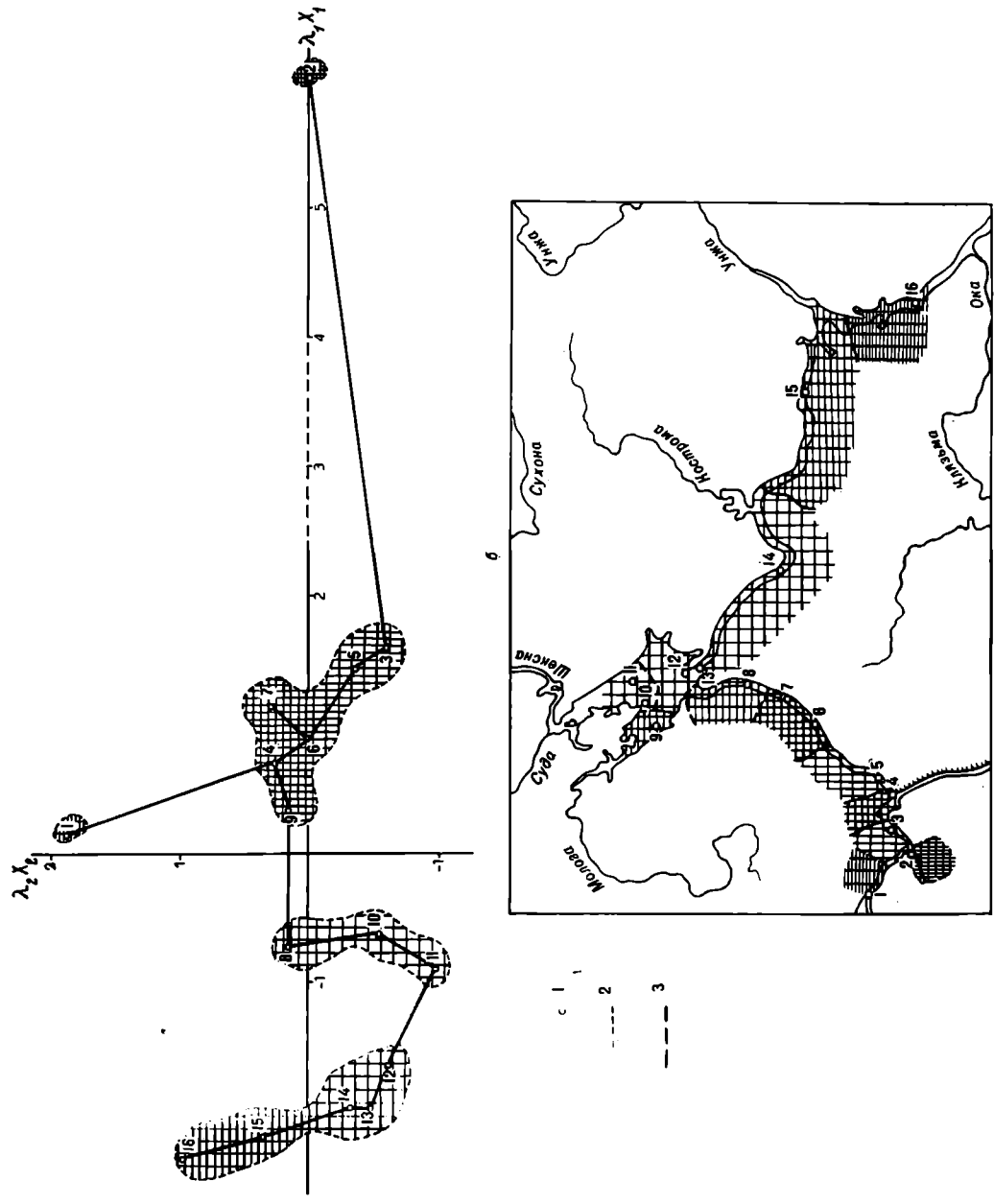
Год. По среднегодовым гидрохимическим характеристикам выделяются 6 классов акваномов и 6 лимнологических районов (рис. 6, табл. 7).

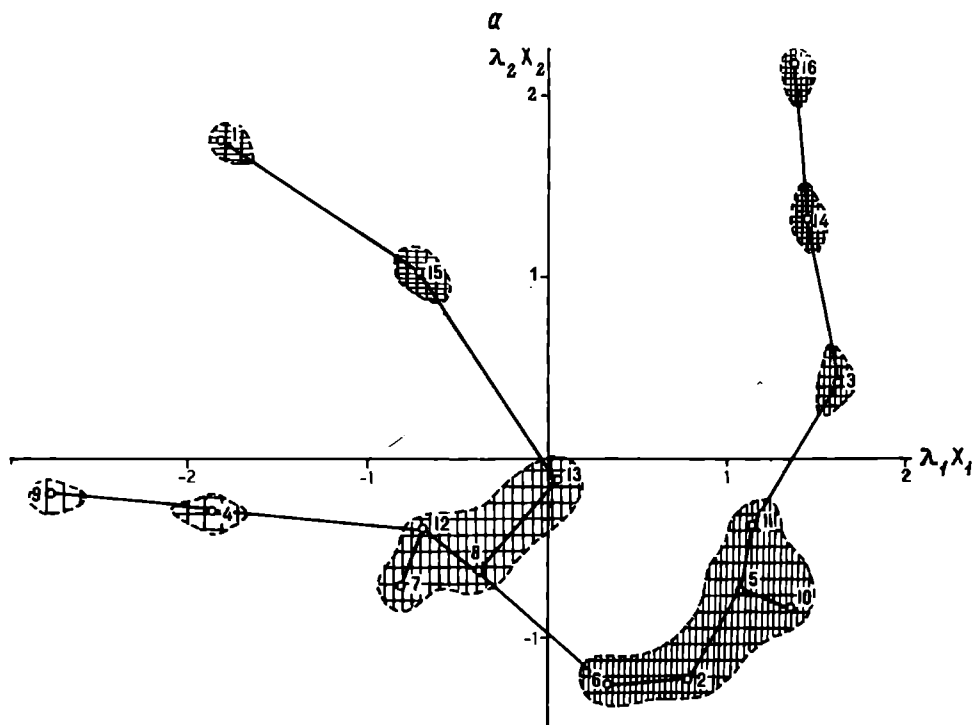
Типологически наиболее неоднородно Иваньковское водохранилище. Оно включает три весьма контрастных класса акваномов:  $a_1$  - Калинин,  $a_2$  - дер. Безбородово (Шошинский плес),  $a_3, a_4$  - Конаково, Дубна (Иваньковская ГЭС). Выявляется, таким образом, резкая дифференцированность водной массы этого водоема.



Рис. 2. Гидро-химическая классификация акваторий в координатах главных компонент (а) и районирование Верхней Волги (б) зимой.

1 - акватории, 2 - границы классов, 3 - границы районов.  
 Стрелки в положительном направлении векторов  $\chi_1$  и  $\chi_2$  отражает увеличение значений наиболее информативных исходных параметров - преимущественно  $\Sigma_i(\chi_1)$  и  $CO_2$ ,  $NO_3$ ,  $p$ ,  $Si(\chi_2)$ .





б

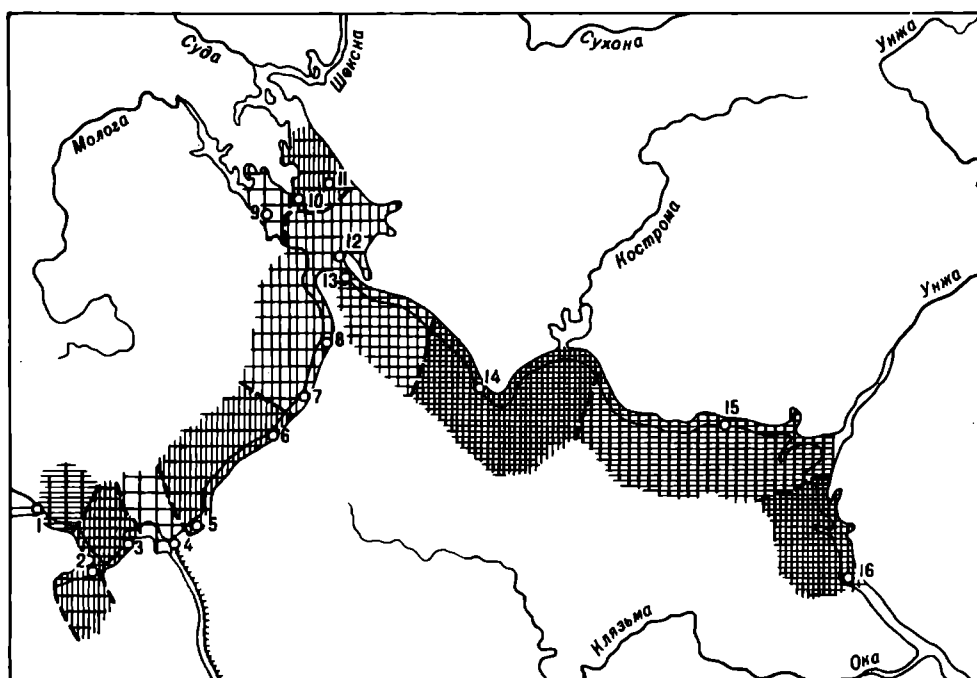


Рис. 3. Гидрохимическая классификация акваномов в координатах главных компонент (а) и районирование Верхней Волги (б) весной.

Обозначения те же, что на рис. 2.

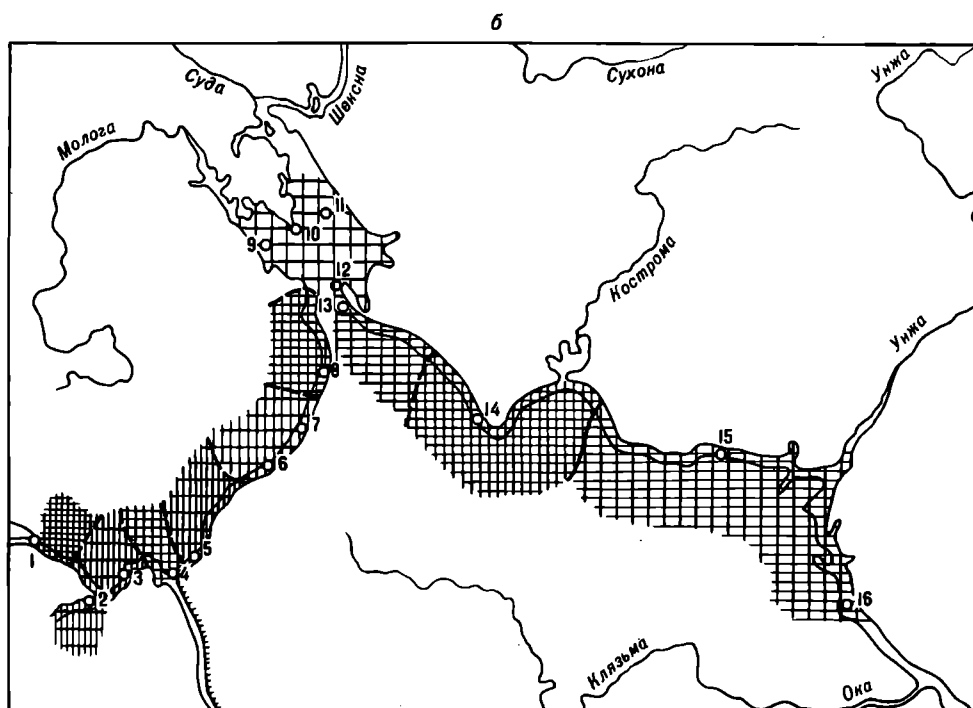
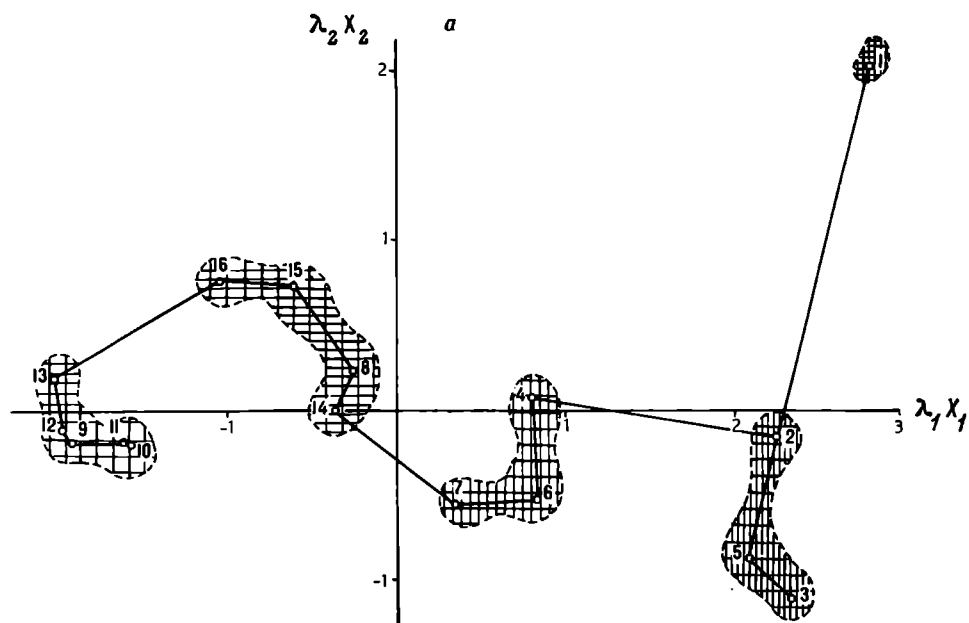
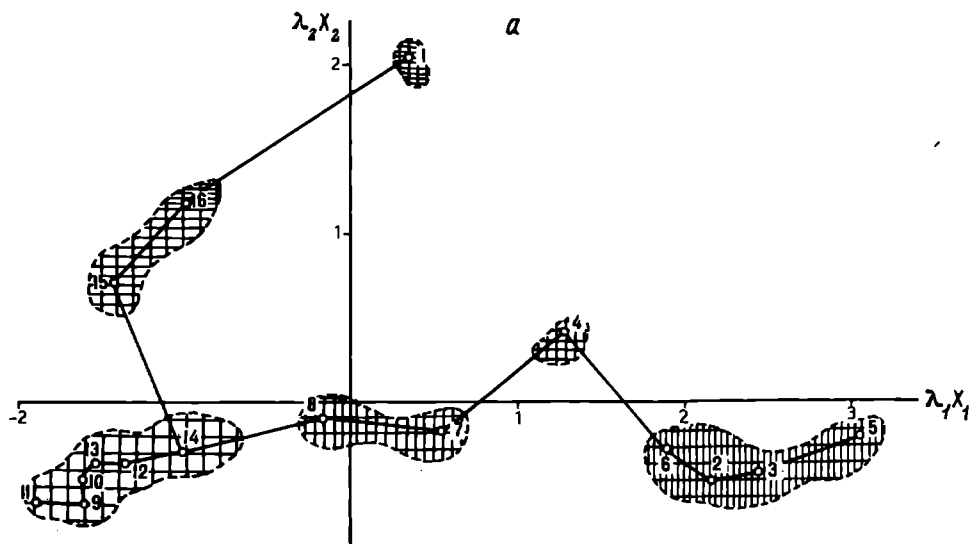


Рис. 4. Гидрохимическая классификация акваномов в координатах главных компонент (а) и районирование Верхней Волги (б) летом.

Обозначения те же, что на рис. 2.



б

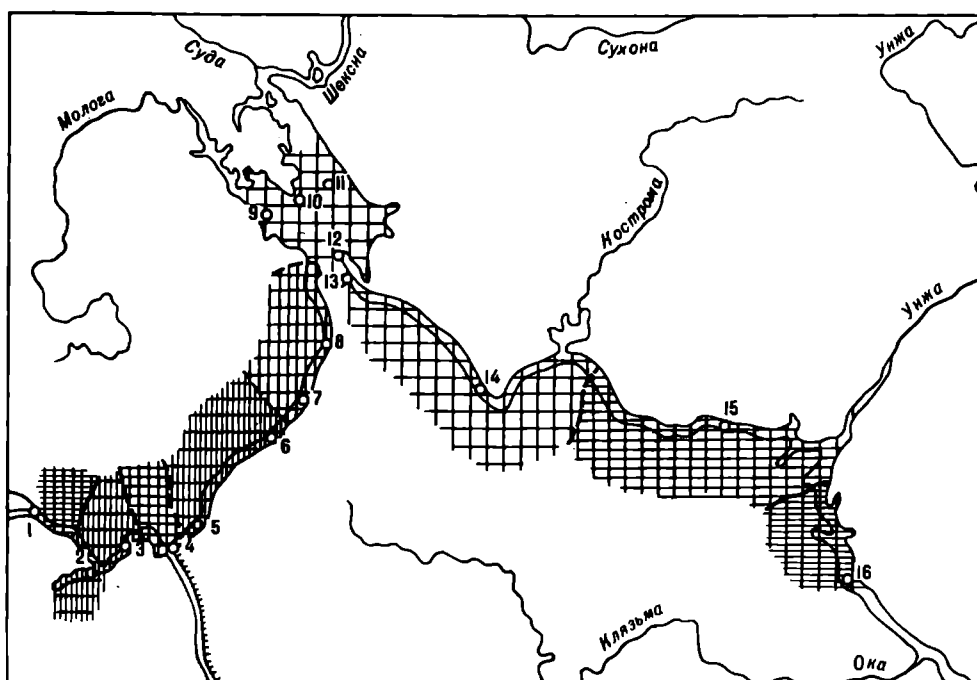
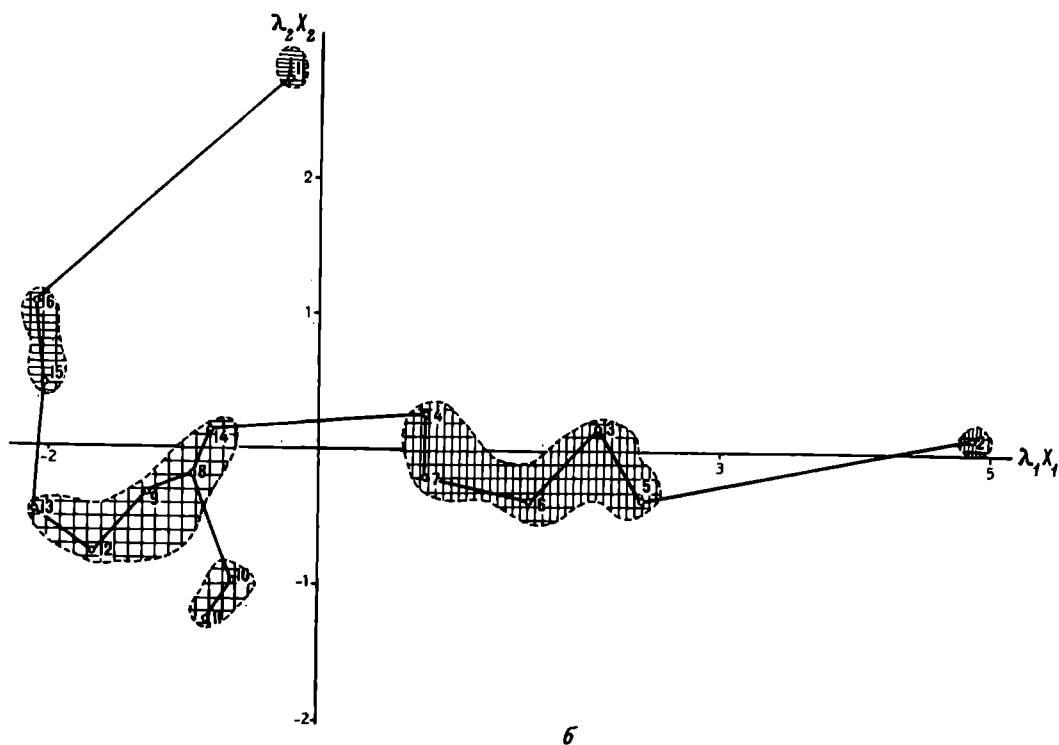


Рис. 5. Гидрохимическая классификация акваномов в координатах главных компонент (а) и районирование Верхней Волги (б) осенью.

Обозначения те же, что на рис. 2.



б

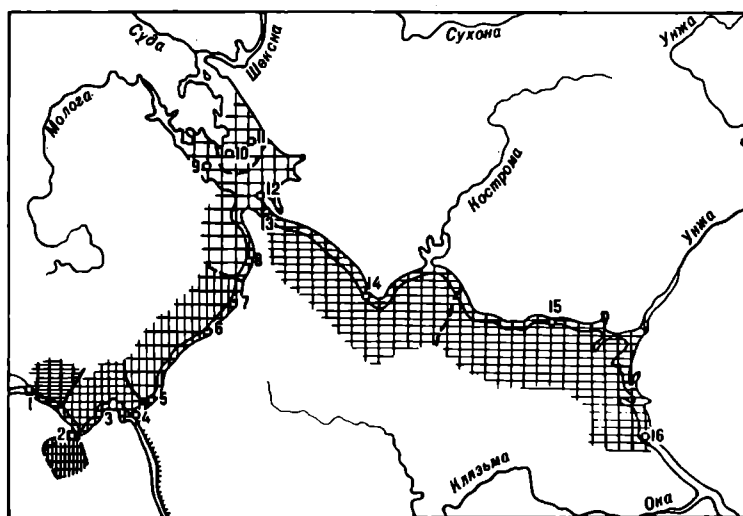


Рис. 6. Гидрохимическая классификация акваторий в координатах главных компонент (а) и районирование Верхней Волги (б) за год.

Обозначения те же, что на рис. 2.

Таблица 7

Средние характеристики лимнологических районов Верхней Волги

Район	Номера акваномов	Тем- пера- тура воды, °С	рН	рО		O <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>		Σ i	Ж <sub>1</sub>	Ж <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>+++</sup>	Na+K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Fe	Si	P (ρρ <sub>ρ</sub> )	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>													
				мг/л			%Н	мг-экв./л																										
				мг/л	мг/л																													
Зима																																		
Калининский . . . . .	1	0,8	7,23	7,2	8,6	87	30,3	6,58	3,18	0,57	2,25	0,91	0,13	2,97	0,18	0,14	0,38	4,3	0,038	1,21														
Шошинский . . . . .	2	0,6	7,15	4,0	13,0	90	21,2	12,52	5,57	0,78	3,73	1,75	0,78	5,02	0,99	0,25	1,72	4,3	0,002	0,75														
Иваньково-Угличский . . . . .	3-7	0,4	7,21	9,0	10,7	73	12,7	7,84	3,47	0,76	2,46	0,83	0,53	3,00	0,71	0,20	0,51	2,8	0,012	0,75														
Рыбинский волжский . . . . .	8	0,1	7,32	11,8	9,8	68	11,5	6,52	2,82	0,57	2,25	0,65	0,94	2,72	0,44	0,09	0,31	2,8	0,021	0,67														
Рыбинский воложский . . . . .	9	1,1	7,06	9,7	8,7	68	18,8	7,30	3,33	0,63	2,45	0,85	0,35	3,04	0,54	0,07	0,32	2,5	0,011	0,87														
Рыбинский шекснинский . . . . .	10, 11	0,9	7,10	9,8	11,2	78	8,5	5,78	2,70	0,73	1,80	0,88	0,20	2,30	0,51	0,08	0,18	1,2	0,010	0,54														
Рыбинский . . . . .	12-16	0,3	7,26	12,1	9,2	69	11,4	4,70	2,19	0,83	1,59	0,59	0,17	1,88	0,40	0,07	0,17	1,8	0,021	0,71														
Весна																																		
Калининский . . . . .	1	4,3	7,32	8,8	11,7	89	8,2	3,04	1,47	0,57	1,02	0,42	0,08	1,27	0,17	0,08	0,62	3,9	0,064	1,09														
Шошинский . . . . .	2	12,5	7,49	6,6	12,0	110	1,8	3,84	1,87	0,71	1,39	0,46	0,07	1,48	0,34	0,10	0,32	0,8	0,026	0,27														
Иваньковский верхний . . . . .	3	9,2	7,21	11,8	10,3	90	11,2	4,28	2,06	0,71	1,57	0,47	0,10	1,66	0,37	0,11	0,28	1,9	0,017	0,50														
Иваньковский нижний . . . . .	4	10,1	7,11	13,2	12,2	102	5,0	2,94	1,35	0,61	0,98	0,35	0,14	1,10	0,31	0,06	0,38	2,0	0,032	0,87														
Угличский . . . . .	5, 6	12,7	7,23	11,7	11,4	106	3,8	4,11	1,85	0,61	1,44	0,38	0,24	1,60	0,39	0,07	0,46	1,5	0,008	0,73														
Углич-Рыбинский . . . . .	7, 8, 12, 13	8,3	7,27	8,9	11,1	94	5,2	3,53	1,61	0,55	1,24	0,36	0,17	1,41	0,30	0,05	0,18	1,4	0,010	0,66														
Рыбинский воложский . . . . .	9	8,5	6,96	12,1	11,0	93	9,1	2,60	1,22	0,50	0,94	0,27	0,08	1,08	0,20	0,01	0,33	2,1	0,012	0,44														
Рыбинский шекснинский . . . . .	10, 11	8,3	7,35	10,0	11,5	98	4,6	4,20	1,85	0,68	1,48	0,47	0,15	1,63	0,43	0,04	0,19	1,8	0,006	0,53														
Горьковский верхний . . . . .	14	6,3	7,71	10,0	10,6	85	10,2	4,18	1,90	0,68	1,33	0,54	0,21	1,63	0,39	0,07	0,48	3,1	0,019	0,87														
Горьковский средний . . . . .	15	5,6	7,33	13,3	10,4	82	7,1	3,32	1,53	0,60	1,07	0,45	0,14	1,30	0,30	0,06	0,16	2,2	0,020	1,03														
Горьковский нижний . . . . .	16	3,7	7,28	12,3	10,3	77	14,2	4,24	1,97	0,68	1,34	0,62	0,16	1,66	0,39	0,07	0,19	3,0	0,026	1,14														

Таблица 7 (продолжение)

Район	Номер аквенолов	Тем- пера- тура воды, °С	pH	NO	O <sub>2</sub>		CO <sub>2</sub>	Σi	Mg <sub>2</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Mn <sup>++</sup> K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>''</sup>	Cl <sup>'</sup>	Fe	Si	P <sub>(PO<sub>4</sub><sup>'''</sup>)</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>'</sup>	
					мг/л	% Н														
Лето																				
Калининский . . . . .	1	19.9	7.73	10.1	7.9	84	15.5	5.28	2.47	0.47	1.69	0.76	0.19	2.39	0.14	0.11	0.22	2.8	0.042	0.72
Иваньковский верхний . .	2, 3	18.8	7.53	10.5	8.6	90	3.7	5.63	2.39	0.64	1.77	0.62	0.43	2.22	0.44	0.15	0.24	1.9	0.055	0.19
Иваньковский нижний . . .	4	18.3	7.32	12.7	8.6	89	7.5	4.78	2.12	0.43	1.51	0.59	0.29	1.90	0.39	0.10	0.19	1.8	0.025	0.38
Углицкий верхний . . . . .	5	18.9	7.48	11.7	9.0	94	3.6	5.70	2.40	0.57	1.89	0.49	0.47	2.11	0.62	0.12	0.31	2.0	0.017	0.44
Углицкий нижний . . . . .	6, 7	18.4	7.38	11.5	9.4	97	4.9	4.82	2.19	0.62	1.79	0.39	0.23	1.92	0.39	0.10	0.27	1.8	0.014	0.37
Рыбинский волжский . . . .	8	18.6	7.47	11.9	7.8	87	5.4	4.14	1.91	0.57	1.49	0.41	0.17	1.72	0.32	0.04	0.13	2.0	0.011	0.35
Рыбинский . . . . .	9-13	17.1	7.38	11.0	8.7	88	3.8	3.35	1.58	0.59	1.18	0.39	0.10	1.35	0.30	0.03	0.18	1.0	0.009	0.35
Горьковский . . . . .	14-16	18.2	7.59	11.2	9.2	95	6.8	3.69	1.70	0.64	1.20	0.50	0.14	1.43	0.34	0.08	0.14	1.50	0.027	0.57
Осень																				
Калининский . . . . .	1	5.1	6.98	10.1	11.6	90	9.0	5.40	2.63	0.57	1.84	0.77	0.09	2.44	0.15	0.11	0.28	3.2	0.024	0.68
Иваньковский верхний . . .	2, 3	6.5	7.57	10.5	11.3	91	4.9	6.72	2.93	0.63	2.01	0.91	0.44	2.60	0.53	0.23	0.29	1.1	0.005	0.33
Иваньковский нижний . . .	4	7.7	7.41	13.0	12.2	101	6.2	5.88	2.49	0.62	1.89	0.58	0.47	2.22	0.57	0.15	0.27	2.0	0.023	0.63
Углицкий верхний . . . . .	5, 6	8.9	7.57	11.1	10.6	94	4.4	6.72	2.83	0.66	2.21	0.61	0.54	2.52	0.65	0.19	0.32	1.7	0.020	0.52
Углицкий нижний . . . . .	7, 8	8.6	7.49	11.4	10.6	88	4.6	5.10	2.35	0.58	1.84	0.51	0.20	2.08	0.39	0.08	0.19	1.6	0.012	0.48
Рыбинский . . . . .	9-14	6.6	7.38	11.6	11.8	95	3.8	3.73	1.75	0.61	1.31	0.42	0.13	1.47	0.35	0.05	0.18	0.9	0.011	0.45
Горьковский . . . . .	15-16	5.6	7.50	14.4	11.1	87	6.9	3.96	1.82	0.64	1.27	0.55	0.16	1.54	0.35	0.08	0.12	1.8	0.030	0.67
Год																				
Калининский . . . . .	1	7.5	7.32	9.1	10.1	83	15.7	5.12	2.44	0.54	1.70	0.72	0.12	2.28	0.16	0.11	0.38	3.5	0.042	0.92
Шошинский . . . . .	2	9.7	7.45	8.8	12.8	96	7.6	7.10	3.54	0.67	2.25	0.95	0.35	2.88	0.51	0.16	0.70	2.2	0.014	0.36
Иваньково-Углицкий . . .	3-7	9.6	7.32	10.9	10.5	90	7.1	5.76	2.51	0.66	1.88	0.61	0.39	2.20	0.53	0.15	0.35	1.9	0.019	0.58
Рыбинский . . . . .	8, 9, 12-14	8.2	7.35	10.9	10.1	86	7.4	4.18	1.94	0.59	1.46	0.46	0.17	1.70	0.34	0.05	0.21	1.5	0.012	0.52
Рыбинский шекснинский	10, 11	9.9	7.30	10.6	10.3	89	4.9	4.25	1.99	0.66	1.43	0.55	0.14	1.67	0.41	0.05	0.18	1.2	0.009	0.45
Горьковский . . . . .	15, 16	7.3	7.42	13.0	9.9	81	8.9	3.97	1.85	0.65	1.28	0.56	0.14	1.56	0.36	0.07	0.13	2.1	0.028	0.84

Угличское водохранилище более однородно. Оно представлено одним классом. Характерно, что акваномы приплотинных плёсов Иваньковского и Угличского водохранилищ ( $a_4, a_7$ ) типологически почти идентичны (очень близки в координатах классификации). Здесь отражена известная общность гидрологического режима этих участков каскада. Для Угличского водохранилища по сравнению с Иваньковским характерен более низкий уровень концентрации биогенных элементов (табл. 5), поэтому в координатах  $\lambda_1 \chi_1, \lambda_2 \chi_2$  акваномы  $a_5 - a_7$  занимают область под  $a_1 - a_4$  (в соответствии с вкладом биогенов в главные компоненты, рис. 7, д).

Рыбинское водохранилище, несмотря на большие размеры, много однороднее Иваньковского. Хотя его акваномы и распадаются на два класса, типологическая дистанция между ними невелика. Обособляется шекснинский район Главного плёса ( $a_{10}, a_{11}$ ) в связи с несколько пониженным содержанием  $CO_2$  и биогенных элементов. Однако с остальными акваномами водохранилища  $a_{10}, a_{11}$  соотносятся как ближайшие аналоги.

Горьковское водохранилище, представленное  $a_{14} - a_{16}$ , в типологических координатах, как и следовало ожидать, находится в ближайшем соседстве с Рыбинским:  $a_{14}$  (Ярославль) — даже в одном классе с его акваномами. Волга у Ярославля в гидрохимическом аспекте по существу представляет нижний бьеф Рыбинского водохранилища, поэтому типологическая позиция  $a_{14}$  закономерна. Два других акваномы Горьковского водохранилища ( $a_{15}$  — Кинешма,  $a_{16}$  — дер. Урково, приплотинный плёс) образуют отдельный класс, очень близкий к „рыбинскому“ по главным ионам, но заметно обогащенный по сравнению с последним свободной углекислотой, нитратами и фосфатами, а в приплотинном плёсе — еще и кремнием.

В качестве генеральной закономерности для каскада стоит отметить последовательное уменьшение среднегодового значения суммы главных ионов от Иваньковского к Горьковскому водохранилищу (табл. 5), наглядно выраженное в типологических координатах (рис. 6, а). Эта закономерность отчасти отражает известные ландшафтные различия водосборов крупнейших рек: Волги, с одной стороны, Шексы и Мологи, с другой (Рыбинское водохранилище и его жизнь, 1972). Главная же причина дифференциации каскада по  $\Sigma i$  задержка на продолжительное время маломинерализованных внешних вод в Рыбинском водохранилище. Примечательно, что в среднем за год наименьшей суммой ионов отмечен приплотинный участок водоема ( $a_{13}$ ). Вообще все приплотинные акваномы каскада ( $a_4, a_7, a_{13}, a_{16}$ ) в координатах  $\lambda \chi$  смещены относительно прочих в область пониженных значения  $\Sigma i$ .

Верхняя Волга дифференцирована также по уровню концентрации биогенов. Этот уровень от Калинина вниз по каскаду сначала понижается, а затем от Ярославля (возможно, от Рыбинска) до плотины Горьковского водохранилища повышается. В целом наиболее высокая концентрация биогенов наблюдается в Горьковском водохранилище. Одним из наиболее информативных индикаторов загрязнения выступает свободная углекислота.

Если теперь, основываясь на типологической структуре, классифицировать сами водохранилища, то по среднегодовым гидрохимическим данным отчетливо выделяются три класса:  $A_1$  — Иваньковское, Угличское (контрастная типологическая структура, относительно высокая минерализация и средняя концентрация биогенов);  $A_2$  — Рыбинское (малоcontrastная структура, средняя минерализация и низкая концентрация биогенов);  $A_3$  — Горьковское (малоcontrastная структура, низкая минерализация и высокая концентрация биогенов).

Зима. Классификация напоминает годовую. Различие состоит в том, что, несмотря на более высокую типологическую однородность множества всех акваномов, Рыбинское водохранилище оказывается несколько менее однородным, чем в среднем за год. Один из акваномов водохранилища — (с. Брейтово, затопленное русло р. Мологи) — попадает в один класс



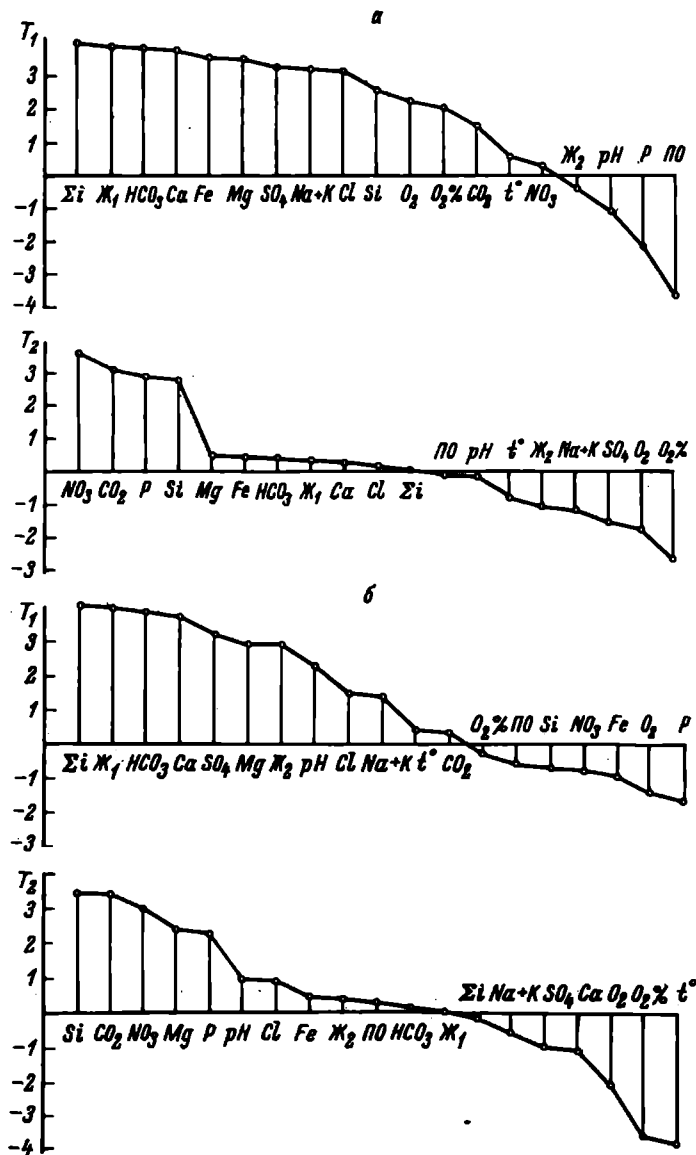
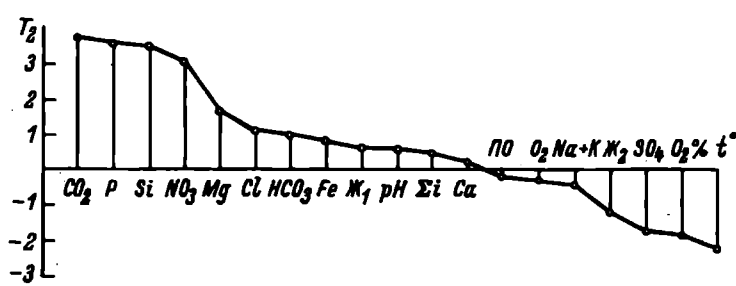
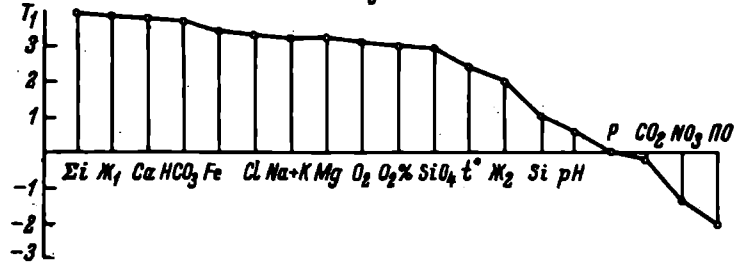
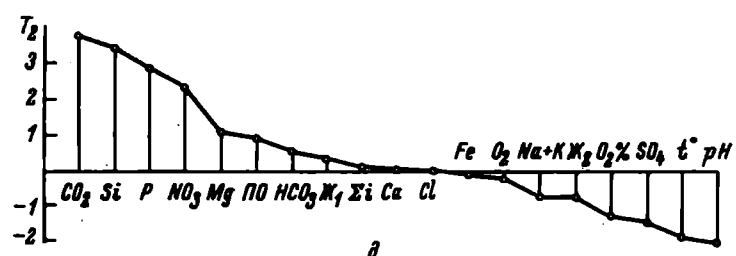
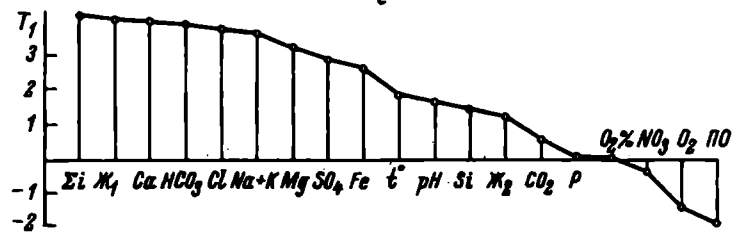
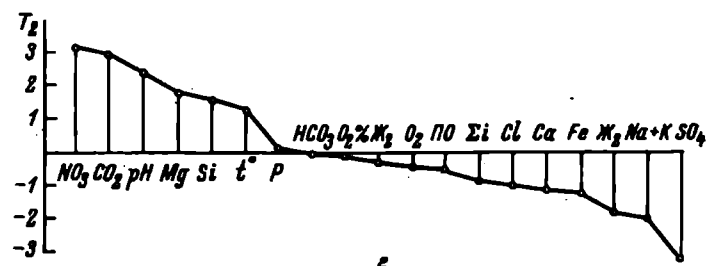
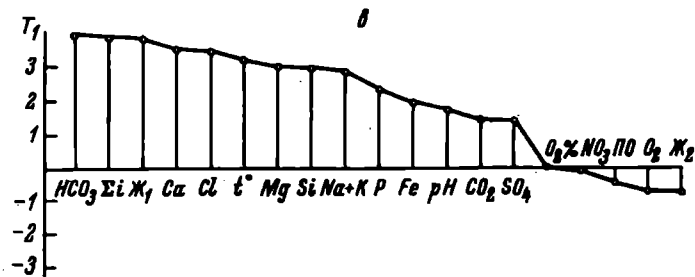


Рис. 7. Относительная информативность гидрохимических параметров (выклады исходных переменных в первые две главные компоненты).

а - зимой, б - весной, в - летом, г - осенью, д - за год.



с акваномами Ивановского и Угличского водохранилищ (рис. 2, а). Так как разбиение в наибольшей степени определяется суммой главных ионов, свободной углекислотной и биогенами (рис. 7, а), а данный акваном по этим параметрам в зимнее время близок к иваньковским и угличским, то он и занимает такую позицию. Кроме того, типологическая дистанция между Горьковским и Рыбинским водохранилищами меньше установленной по средним годовым характеристикам. Пять классов акваномов занимают семь ареалов — семь районов каскада (рис. 2, б, табл. 7).

Весна. Количество классов больше, чем когда-либо (девять против пяти-шести). Большинство водоемов состоит не менее чем из трех классов акваномов. Характерная черта классификации — сближение географически удаленных акваномов наряду с разобщением географически близких (рис. 3, а). Например,  $a_9$  и  $a_{10}$  (Рыбинское водохранилище) удалены на расстояние, почти равное размаху варьирования  $X_7$ , тогда как  $a_5$  (Угличское водохранилище) с  $a_{10}$  — ближайшие элементы одного класса. Это очень наглядная иллюстрация к тому достаточно ясному положению всякой классификации, что пространственные координаты объектов имеют к ней косвенное отношение. Однако при большем объеме исходной информации (например, если средние сезонные данные заменить временными рядами) типологическая дистанция между акваномами одного водоема, возможно, уменьшится.

Типологическая структура каскада в этот период весьма неоднородна и существенно отличается от годовой и прочих сезонных. Акватория распадается на одиннадцать районов (рис. 3, б, табл. 7), тогда как в остальное время года их не больше восьми. Главная причина неоднородности — сосуществование в каскаде весенних и зимних водных масс (Буторин, 1969). Например,  $a_9$  представлен вешними водами Мологи,  $a_{10}$ ,  $a_{11}$  — зимними водами Главного плёса.

Лето. Количество классов уменьшается до 5 (рис. 4, а). Акваномы одного водоема сосредоточиваются либо в одном классе, либо в соседних. Классы компакты, особенно это относится к Рыбинскому водохранилищу, представляющему в это время однородную смесь весенних вод. Выпадает только  $a_8$  (Мышкино), более похожий на акваномы Угличского водохранилища, с которыми он связан генетически. Характерно разделение Ивановского и Угличского водохранилищ на классы озерных и речных акваномов. Летом наименее минерализованы воды Рыбинского водохранилища. По количеству биогенных элементов Верхняя Волга много однороднее, чем весной. Число районов сокращается на три (рис. 4, б, табл. 7).

Осень. По сравнению с предшествующим сезоном изменения несущественны (рис. 5, табл. 7). Можно отметить некоторое сближение  $a_8$  с  $a_7$ , как следствие возникновения более тесной генетической связи между ними в результате понижения уровня Рыбинского водохранилища и частичного снятия подпора у Мышкина. Возрастает типологическая дистанция между  $a_7$  и  $a_6$ , по-видимому, из-за того, что  $a_6$  осенью становится речным элементом Угличского водохранилища.

Сравнивая лето, осень и зиму, необходимо указать на следующие устойчивые черты классификации акваномов и типологической структуры каскада.

Неизменна тенденция к формированию двух сравнительно компактных классов: одного — из акваномов Рыбинского водохранилища, другого — из акваномов Горьковского, Ивановского и Угличского водохранилища устойчиво распадаются на три-четыре класса. Постоянно большое удаление  $a_7$  (Калинин) от остальных элементов Ивановского водохранилища. Как видим, влияние крупного города настолько велико, что определяет типологическую позицию акваномов наравне с естественными факторами. Неизменна взаимная близость приплотинных (озерных) акваномов Ивановского и Угличского водохранилищ. Все эти закономерности летнего, осеннего и зимнего периодов отражены в классификации по средним годовым данным.

В районировании обнаруживается большое сходство между осенью и летом, а зимой структура видоизменяется: Рыбинское водохранилище дифференцируется, тогда как Ивановское и Угличское становятся более однородными.

Весна резко отличается от остальных сезонов. Сохраняются только некоторые детали, в частности взаимное подобие ряда акваномов -  $a_4, a_7; a_7, a_8; a_{70}, a_{77}; a_{72}, a_{73}$ . Это типологические дубли, устойчивые в течение года. И может быть, в отношении некоторых из них уместно поставить вопрос о целесообразности дальнейших гидрохимических наблюдений по программе Гидрометеослужбы. Весной, как всегда, в координатах  $ЛХ$  объект  $a_7$  находится в области высоких концентраций  $CO_2$  и биогенов. И, как правило, к данной области тяготеют  $a_{75}, a_{76}$  - акваномы Горьковского водохранилища.

Таким образом, лимнологическое районирование Верхней Волги по 16 акваномам и 19 гидрохимическим параметрам, выполненное на базе классификации в координатах двух первых главных компонент, обнаруживает в различных сезонах от семи до одиннадцати районов (невысокого таксономического ранга). Типологическая структура каскада в течение года непостоянна настолько, что имеет смысл лимнологическое районирование по сезонам, а может быть, и по более коротким периодам. Однако это не снимает необходимости районирования на основе годовых и многолетних классификаций.

### Литература

- Бутории Н. В. 1969. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах волжского каскада. „Наука“, Л.  
Гидрологический ежегодник. 1984. 4, 0-4, 1-3. Гидрометеозадат, Л., 1950.  
Гидрологический ежегодник. 1965. 4, 1-3. Гидрометеозадат, Горький.  
Рыбинское водохранилище и его жизнь. 1972. „Наука“, Л.  
Смирнов Н. П., Скляренко В. Л. 1974. Классификация в гидрологии как задача теории распознавания. Наст. сб.

УДК 556.555.7

Факторы, определяющие качество воды в водохранилищах. Драчев С.М., Буторин Н.В., Былинкина А.А. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 3-18.

Анализируются абиотические и биотические факторы, определяющие качество воды водохранилищ. Анализ факторов, влияющих на качество воды в водохранилищах, показывает, что поддержание чистоты воды в них должно регулироваться теми же правилами, что и охрана речных вод, но с учетом особенностей гидрологического режима и их эксплуатации. Учитывая возможность накопления донных отложений и биогенных элементов при замедленном водообмене, а также вероятность вторичного загрязнения, повышенные требования должны быть предъявлены в отношении сброса взвешенных веществ. При контроле состава сточных вод необходимо учитывать содержание и формы основных биогенных элементов и в первую очередь фосфора. Табл. - 1, библ. - 54 назв.

УДК 551.482.4

Многолетняя „приливная“ вариация в стоке рек СССР. Смирнов Н.П. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 18-28.

В работе представлены результаты исследований многолетних колебаний стока рек европейской территории СССР (ЕТС) с помощью разложения полей стока по естественным ортогональным функциям. Результаты анализа полей первых трех векторов разложения стока рек ЕТС позволили сделать следующие выводы. Первая наиболее часто повторяющаяся ситуация - одновременное уменьшение или увеличение стока на всей территории ЕТС. Вторая определяющая особенность многолетних колебаний стока рек - их зональная асинхронность. В качестве следующей закономерности можно отметить меридиональную асинхронность колебаний стока рек ЕТС. Оценка устойчивости естественных ортогональных функций разложения полей стока рек позволяет утверждать, что перечисленные закономерности являются специфическими и не зависят от статистического материала используемого при анализе. На основе первых трех векторов разложения выполнено районирование ЕТС по характеру многолетних колебаний стока рек. Исследована связь колебаний стока рек с колебаниями полей барика. Установлено, что пространственные закономерности многолетних колебаний стока на ЕТС обусловлены прежде всего подобным характером многолетних колебаний полей барика. Илл. - 6, табл. - 7, библ. - 9 назв.

УДК 551.482.4

Основные закономерности многолетних колебаний стока рек Лено-Индигирского района. Смирнов Н.П. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 29-39.

В работе представлены результаты изучения многолетних колебаний стока рек Лено-Индигирского района по расходам на 8 створах в бассейне Лены и по одному на реках Оленек, Яне, Индигирка и Колыма. Показано, что основная закономерность многолетних колебаний стока рек рассматриваемого района - асинхронность колебаний стока рек бассейна Лены по сравнению с таковым Колымы и Индигирки. Следующая по степени повторяемости - меридиональная и зональная асинхронность колебаний стока. На основе указанных закономерностей рассматриваемая территория разбита на пять районов с синфазными колебаниями стока. Выполнен анализ временной структуры многолетних колебаний стока рек. Выделены вариации с периодами 3-4, 6-7 и 9-10 лет. Обсуждаются причины колебаний стока рек с указанными периодами. Илл. - 8, табл. - 3, библ. - 14 назв.

Колебания стока рек СССР и квазидвухлетний стратосферный цикл. К о н д р а - ц о в а О.Ф., С м и р н о в Н.П. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л 39-67.

На основании данных по расходам воды за 1931-1962 гг. на 58 створах показана реальность существования квазидвухлетнего ритма в колебаниях стока рек СССР. Вариация стока с периодом 25-30 месяцев проявляется почти повсеместно, за исключением некоторых рек Восточной Сибири, Карелии и Кольского полуострова. Установлено, что вклад этой вариации в общую изменчивость стока за рассматриваемый период составляет в среднем от одной пятой до одной четверти ее величины. Общие закономерности проявления квазидвухлетнего цикла в стоке рек СССР определяются особенностями изменения поля давления и температуры в приземном слое, которые в свою очередь находятся в тесной зависимости от стратосферного цикла. Показано, что периодам восточного потока в экваториальной стратосфере (уровень 30-50 мб) соответствует повышение стока почти на всей европейской территории СССР, а также в северных районах Сибири и уменьшение стока на крайнем юго-востоке ЕТС, Средней Азии и юге Западной и Восточной Сибири. В периоды западного стратосферного потока в экваториальной области в распределении стока на территории СССР наблюдается обратная картина. Делается предположение, что одной из причин возникновения квазидвухлетнего цикла в экваториальной стратосфере служат соответствующие колебания в скорости вращения Земли. Илл. - 16, табл. - 3, библи. - 64 назв.

УДК 556.555.6

Количественная трансформация стока взвешенных наносов Волги каскадом верхневолжских водохранилищ. З и м и н о в а Н.А. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 68-80.

Количественная трансформация стока наносов Волги при регулировании водного стока определяется как характером регулирования, так и процессами образования автохтонных взвесей. Ивановское и Угличское водохранилища уменьшают средний годовой сток наносов на 11-13%. Внутригодовое распределение стока наносов сохраняется аналогичным речному. Рыбинское водохранилище уменьшает средний годовой сток наносов на 70% и существенно меняет его внутригодовое распределение. Наименьший сток наносов из водохранилища наблюдается в апреле, наибольший - в октябре, когда отмечаются максимальные величины мутности, обусловленные образованием автохтонных взвесей. Илл. - 2, табл. - 6, библи. - 18 назв.

УДК 556.555

Содержание некоторых макро- и микроэлементов во взвешенных веществах Верхней Волги. З и м и н о в а Н.А., К о л ь ц о в Г.В. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 80-89.

Характеризуется динамика  $Si$ ,  $Al$ ,  $Ti$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Mo$ ,  $Pb$ ,  $Sn$ ,  $Ba$  во взвешенных веществах Волги выше Ивановского водохранилища. Рассчитаны сток перечисленных элементов в составе взвешенных веществ за январь-июль 1971 г. и среднее за этот период абсолютное и относительное содержание их во взвесах. Вычислен коэффициент миграции элементов во взвесах, позволяющий сравнить интенсивность механической денудации элементов с водосбора Верхней Волги. Полученные показатели содержания элементов во взвесах могут рассматриваться как фоновые при оценке загрязнения вод взвешенными веществами бытовых и промышленных стоков. Илл. - 12, табл. - 3, библи. - 11 назв.

Баланс взвешенных веществ в Ивановском водохранилище. Зиминова Н.А., Курдин В.П. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 89-95.

Рассматривается количественное соотношение компонентов баланса взвешенных веществ в водохранилище за весь период его существования. В приходной части баланса основную роль играет автохтонное взвешенное вещество, источником которого являются размыв берегов, мелководий, продуцирование фитопланктона и высшей водной растительности, в сумме дающие 71% прихода. Сток речных наносов составляет 29% общего прихода взвесей. Большая часть взвесей, поступивших в водохранилище и образовавшихся в нем, седиментируется в самом водоеме (71%). Сток взвесей из водохранилища через Ивановскую ГЭС составляет 24% общего расхода, сток взвесей в канал им. Москвы - 4%. Илл. - 1, табл. - 2, библи. - 11 назв.

## УДК 675.8:581.132

Численность бактерий, продукция и деструкция органического вещества в Рыбинском водохранилище в 1970 г. Кузнецов С.И., Романенко В.И., Кузнецова Н.С. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 95-111.

В течение навигационного периода 1970 г. через каждые 15 дней в Рыбинском водохранилище производился комплекс анализов, направленный на решение вопроса о продукции и деструкции органического вещества. Средняя численность бактерий в воде была равной 2.5 млн/мл, в иловых отложениях - около 1 млрд на 1 г сырого ила. В отличие от прошлых лет деструкция органического вещества лишь немногим превышала продукцию водорослей. Первичная продукция органического вещества за счет фотосинтеза водорослей была равна 81 гС, продукция бактериальной биомассы - 24, деструкция органического вещества в воде - 92, в иловых отложениях - 20 г С/год под 1 м<sup>2</sup> площади водоема за навигационный период. Показано, что средневзвешенная величина продукции органического вещества в водохранилище и средняя арифметическая величина весьма близки. Илл. - 3, табл. - 12, библи. - 8 назв.

## УДК 551.482

О проточности и водообмене водохранилищ. Фортунатов М.А. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 111-120.

Оценка показателей проточности. Классификация внутренних водоемов по степени проточности. Сведения о проточности водохранилищ СССР емкостью более 1 млн м<sup>3</sup>. Краткие сведения о проточности крупнейших водохранилищ различных каскадов США. Табл. - 2, библи. - 14 назв.

## УДК 556.555.4

Формирование, структура и флуктуация термоклина в Ивановском водохранилище. Литвинов А.С. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 120-147.

В работе рассматриваются условия формирования слоя скачка плотности, его структура и динамика в Ивановском водохранилище. Показано, что основные факторы в формировании термоклина - адвекция тепла из более прогретых верхних участков, мелководий и сбросных вод Конаковской ГРЭС, а также прогрев за счет солнечной радиации. Приводятся зависимости, позволяющие определить параметры клина холодной воды, возникающего непосредственно в районе сброса теплых вод ГРЭС. Анализ длительных записей температуры на нескольких гори-

зонтах указывает на широкий спектр колебаний термоклина. Период этих колебаний изменяется от нескольких десятков часов до нескольких минут. При рассмотрении тонкой структуры термоклина установлено, что он разделяется на отдельные слои с различной величиной устойчивости. Илл. - 16, табл. - 3, библиограф. - 17 назв.

УДК 556.555.4

Суточный ход и динамика среднесуточной температуры воды в прибрежье Борка в 1971 г. Буторин Н.В., Смирнов А.М. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“ Ленингр. отд., Л. 147-157.

На основании данных непрерывной регистрации температуры воды и воздуха на измерительном пункте в прибрежье Борка анализируются особенности суточного хода температуры воды на защищенном мелководье Рыбинского водохранилища в период интенсивного прогрева и охлаждения водоема. Показаны особенности суточного хода температуры воды при различных погодных условиях, а также специфичность ее динамики в своеобразных условиях мелководья. Илл. - 5, табл. - 2, библиограф. - 6 назв.

УДК 556.555.4

Гидрологические характеристики подледного слоя воды и снежно-ледяного покрова Куйбышевского и Саратовского водохранилищ. Горин Ю.И. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 157-166.

Рассматриваются процессы льдообразования и трансформации местных водных масс на Куйбышевском и Саратовском водохранилищах. Приводятся данные по распределению температуры и электропроводности в подледном слое на различных участках водохранилищ в течение зимнего периода. Показано, что на мелководных участках водохранилищ существенное влияние на изменение характеристик местных водных масс оказывают процессы льдообразования и ледотаяния. Илл. - 3, табл. - 2, библиограф. - 7 назв.

УДК 551.480 (012)

Классификация в гидрологии как задача теории распознавания. Смирнов Н.П., Скляренок В.Л. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 166-180.

Показано, что задачи классификации и районирования в гидрологии можно рассматривать с точки зрения теории распознавания образов. В работе обсуждаются различные меры сходства между объектами и методы их автоматического разбиения: оптимальный цикл, кратчайшая связывающая сеть, алгоритм „Спектр“. Для получения высокоинформативной системы обобщенных признаков предлагается использовать компонентный анализ. Рассматриваются вопросы оптимизации процесса классификации. Изложение сопровождается иллюстративными примерами. Рис. - 3, табл. - 2, библиограф. - 22 назв.

УДК 551.480

О применении многомерного анализа в гидрологии. Скляренок В.Л., Смирнов Н.П. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 180-206.

Работа посвящена изучению возможностей применения методов многомерного статистического анализа для решения ряда гидрологических задач. Среди них основное внимание уделено вопросам изучения пространственно-временных закономерностей гидрологических полей и их прогнозу. Приводится подробное изложение метода главных компонент, дискриминантного анализа и методов канонических кор-



реляций векторов. Дана геометрическая интерпретация каждого из них. Обсуждаются перспективы сочетания методов многомерного анализа с другими статистическими методами. Илл. - 2, библ. - 39 назв.

УДК 577.472 (282.247.41)

Лимнологическое районирование Верхней Волги в гидрохимическом аспекте. Кожара В.Л., Смирнов Н.П. В кн.: Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. 1974. Изд-во „Наука“, Ленингр. отд., Л. 206-225.

В качестве элементарной единицы лимнологической классификации предлагается принять некоторый однородный участок водоема (акваном) - вертикальный столб, включающий придонный слой атмосферы, всю водную толщу и грунтовый комплекс. Наименьшими единицами лимнологического районирования приняты таксономически наиболее мелкие ареалы акваномов, т.е. ареалы классов конечного ранга. Для районирования Верхней Волги взято 16 акваномов на Ивановском, Угличском, Рыбинском и Горьковском водохранилищах. Каждый акваном характеризуют 19 гидрохимических параметров (обычный набор, измеряемый Гидрометеослужбой). Данные относятся к многолетнему периоду. Классификация акваномов сделана в координатах статистических главных компонент. Обнаружено непостоянство классификации акваномов и типологической структуры каскада во времени. От сезона к сезону изменяются число классов, их компактность, взаимная типологическая позиция акваномов, а также число, размеры и контрастность районов. Поэтому имеет смысл лимнологическое районирование по сезонам и даже по более коротким периодам. Влияние антропогенных факторов настолько велико, что определяет классификацию объектов в той же степени, в какой это делают естественные факторы. Одним из наиболее информативных показателей загрязнения выступает свободная углекислота. Илл. - 7, табл. - 7, библ. - 5 назв.

С.М.Драчев, Н.В.Буторин, А.А.Былинкина. Факторы, определяющие качество воды в водохранилищах . . . . .	3
Н.П.Смирнов. Многолетняя „приливная“ вариация в стоке рек СССР	18
Н.П.Смирнов. Основные закономерности многолетних колебаний стока рек Лено-Индигирского района . . . . .	29
О.Ф.Кондратова, Н.П.Смирнов. Колебания стока рек СССР и квазидвухлетний стратосферный цикл. . . . .	39
Н.А.Зимина. Количественная трансформация стока взвешенных наносов Волги каскадом верхневолжских водохранилищ . . . .	68
Н.А.Зимина, Г.В.Кольцов. Содержание некоторых макро- и микроэлементов во взвешенных веществах Верхней Волги . . .	80
Н.А.Зимина, В.П.Курдин. Баланс взвешенных веществ в Ивановском водохранилище. . . . .	89
С.И.Кузнецов, В.И.Романенко, Н.С.Кузнецова. Численность бактерий, продукция и деструкция органического вещества в Рыбинском водохранилище в 1970 г. . . . .	95
М.А.Фортунов. О проточности и водообмене водохранилищ . . .	111
А.С.Литвинов. Формирование, структура и флуктуации термоклина в Ивановском водохранилище . . . . .	120
Н.В.Буторин, А.М.Смирнов. Суточный ход и динамика среднесуточной температуры воды в прибрежье Борка в 1971 г. . .	147
Ю.И.Горин. Гидрологические характеристики подледного слоя воды и снежно-ледяного покрова Куйбышевского и Саратовского водохранилищ . . . . .	157
Н.П.Смирнов, В.Л.Скляренко. Классификация в гидрологии как задача теории распознавания . . . . .	166
В.Л.Скляренко, Н.П.Смирнов. О применении многомерного анализа в гидрологии . . . . .	180
В.Л.Кожара, Н.П.Смирнов. Лимнологическое районирование Верхней Волги в гидрохимическом аспекте. . . . .	208
Рефераты . . . . .	228

S. M. Dratshev, N. V. Butorin, A. A. Bylinkina. Factors determining quality of „water in reservoirs . . . .	3
N. P. Smirnov. Many year „tidal variation of the USSR ri- ver flow . . . . .	18
N. P. Smirnov. Main regularites of many-year fluctuations of the river flow of the Lena-Indigirka region . . . . .	29
O. F. Kondratsova, N. P. Smirnov. Fluctuations of the USSR river flow and quasibiennial stratosphere cycle. . .	39
N. A. Ziminova. Quantitative transformation of suspended Load discharge Volga by the cascade of Upper Volga reservoirs . . . . .	68
N. A. Ziminova, G. V. Koltsov. Contents of some macro- and microelements in suspended matter of the Upper Volga . . . . .	80
N. A. Ziminova, V. P. Kurdin. Balance of suspended matter in the Ivankovsk reservoir . . . . .	89
S. I. Kusnetsov, V. I. Romanenko, N. S. Kusnetso- va. Number of bacteria, production and destruction of organic matter in the Rybinsk reservoir in 1970 . . . . .	95
M. A. Fortunatov. Flowage and water exchange in reser- voirs . . . . .	111
A. S. Litvinov. Formation, structure and fluctuatuins of thermocline in the Ivankovsk reservoir . . . . .	120
N. V. Butorin, A. M. Smirnov. Daily motion and dynamics of the mean daily temperature of water in the inshore Borok in 1971 . . . . .	147
Yu. I. Gorin. Hydrological characteristics of the over ice water layer and the snow-ice cover of Reservoirs Kui- byshev and Saratov . . . . .	157
N. P. Smirnov, V. L. Sklyarenko. Classification in hydrology as a problem of the theory of recognition . .	166
V. L. Sklyarenko, N. P. Smirnov. On the application of multivariate analysis in hydrology . . . . .	180
V. L. Kausara, N. P. Smirnov. Limnological division of the Upper Volga into districts in the hydrochemical aspect	206
Abstracts . . . . .	226

# ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВОДНЫХ МАСС И РАЙОНИРОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ

Труды, вып. 28(29)

Утверждено к печати.

Институтом биологии внутренних вод Академии наук СССР

Редактор издательства Л. М. Маковская

Художник Я. В. Таубвурцель

Технический редактор В. В. Шиханова

Корректор К. И. Видре

Сдано в производство и подписано к печати 28/X 1974 г. Формат бумаги 70x108 1/16.

Бумага № 1. Печ. л. 14,5 = 20,30 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 22,50. Изд. № 5510. Тип.  
зак. № 1629. М-08588. Тираж 900. Цена 2 р. 39 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука“

199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства „Наука“, 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12