

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ РАН
РОССИЙСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ ДРУЖБЫ НАРОДОВ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ВОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ
ОАО «РУСГИДРО»

**ДИНАМИКА И ТЕРМИКА РЕК,
ВОДОХРАНИЛИЩ
И ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ**

**Труды
VIII Международной научно-практической
конференции**

В двух томах

ТОМ 1

Москва, РУДН, 24–27 ноября 2014 г.

Москва
Российский университет дружбы народов
2014

УДК 627.42:627.8:504.4(063)
ББК 26.222.5/6+26.221
Д46

Утверждено
РИС Ученого совета
Российского университета
дружбы народов

Редакционная коллегия:
д.т.н. В.К. Дебольский, д.т.н. Е.И. Дебольская, к.т.н. И.И. Грицук,
к.т.н. Е.Н. Долгополова, к.г.н. М.В. Исупова, к.т.н. О.Я. Масликова

Д46 **Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей** : труды VIII Международной научно-практической конференции : в 2 т. Москва, РУДН, 24–27 ноября 2014 г. – Москва : РУДН, 2014.
ISBN 978-5-209-06191-5
Т. 1. – 596 с. : ил.
ISBN 978-5-209-06192-2 (т. 1)

В издание включены доклады VIII Международной научно-практической конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». Основная задача конференции – представление и обсуждение наиболее важных и значимых результатов исследований в области динамики и термики водных объектов, полученных в последние пять лет, определение приоритетных направлений исследований в ближайшие годы и их координация.

Все публикуемые доклады представлены в авторской редакции.

Труды подготовлены к печати сотрудниками лаборатории динамики русловых потоков и ледотермики ИВП РАН и изданы при финансовой поддержке Российской академии наук, ОАО «Русгидро», Федерального агентства водных ресурсов РФ.

ISBN 978-5-209-06192-2 (т. 1)
ISBN 978-5-209-06191-5

© Коллектив авторов, 2014
© Российский университет дружбы народов,
Издательство, 2014

СЕКЦИЯ 1

**Динамика рек, озер
и водохранилищ**

ОЦЕНКА НЕГАТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОД РЕКИ ЛЕНЫ НА НАСЕЛЕННЫЕ ПУНКТЫ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

И.М. Андросов*, А.С. Завадский**

** Ленское бассейновое водное управление Федерального агентства водных ресурсов, Якутск, Россия*

*** Московский МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия
e-mail: az-mgu@rambler.ru*

Река Лена – важнейшая водохозяйственная артерия – во многом определяющая социальное и экономическое развитие Восточно-Сибирского региона РФ. Исторически сложилось, что большинство населенных пунктов и связанные с ними промышленно-хозяйственные комплексы располагаются по берегам Лены и ее притоков, что позволяет в полной мере использовать водные ресурсы рек, а также их транспортные возможности. Однако слабая зарегулированность водного режима рек бассейна Лены, интенсивные русловые переформирования в пределах широкопойменных участков, сложный характер прохождения весеннего половодья, сопровождаемый частыми и продолжительными ледовыми заторами, определяют высокий уровень гидроэкологической напряженности на приречных территориях. Затопления приречных территорий и интенсивный размыв берегов ежегодно подвергает опасности десятки населенных пунктов и промышленных объектов, нарушает работу гидротехнических сооружений (водозаборов, подводных линейных коммуникаций), осложняются условия для судоходства. Поэтому обеспечение гидроэкологической безопасности в пределах пойменно-русловых комплексов Лены является не только базовым подходом для предотвращения или снижения ущербов от негативного воздействия вод для жилого фонда, но и основой грамотного

использования водных ресурсов разными отраслями народного хозяйства.

Комплексный анализ сложившейся к настоящему времени гидроэкологической ситуации на приречных территориях Лены в районах расположения населенных пунктов, в той или иной степени подверженных негативному воздействию вод, был выполнен в 2013 г специалистами МГУ им. М.В. Ломоносова при информационной и технической поддержке Ленского бассейнового водного управления ФАВР. Опираясь на предварительный анализ расположения населенных пунктов в пределах пойменно-руслового комплекса Лены и подготовленную информационную базу данных по гидрологическому и русловому режиму реки Лены [1] был организован ряд экспедиционных исследований. Несмотря на свою трудоемкость и значительные временные затраты результаты этих исследований позволили дать оценку степени гидроэкологической напряженности на приречных территориях Лены. Работы были организованы таким образом, чтобы «в живую» увидеть даже самые труднодоступные поселения, поговорить с местными жителями, провести встречи с представителями местных органов власти, которые реально знают об угрозах и негативных последствиях, связанных с особенностями водного режима реки Лены и переформированиями ее русла. Работа такого охвата и масштаба была выполнена впервые, и ее результаты позволяют приступить к разработке комплексной программы по обоснованию управленческих, экономических и гидротехнических мероприятий, направленных на предотвращение или снижение ущерба, ежегодно наносимых водной стихией жилому и хозяйственному сектору.

Рекогносцировочное обследование русла Лены и прилегающих пойменных территорий было выполнено на

участке от д. Чанчур Иркутской области до пос. Жиганск Республики Саха (Якутия), общей протяженностью 3230 км. Основное внимание уделялось местам расположения населенных пунктов (всего было обследовано 160 населенных пунктов) и гидротехнических сооружений (обследовано 21 ГТС). Для каждого населенного пункта и ГТС был составлен акт обследования, утвержденный и заверенный представителями местных органов власти, служб МЧС РФ, региональных отделов бассейновых водных управлений ФАВР.

Одновременно был проведен комплекс инженерно-геодезических и гидрометеорологических изысканий в пределах всех обследованных населенных пунктов. Целью инженерных изысканий являлось получение необходимой информации о морфологических, гидравлических и динамических характеристиках водного потока и русла реки Лены в объеме, достаточном для разработки рекомендаций и мероприятий по предотвращению негативного воздействия вод и противопаводковой защите. На основе материалов инженерных изысканий были получены представления о современной морфологии пойменно-руслового комплекса Лены, выполнен комплекс гидрологических расчетов и подготовлена основа для математического моделирования гидравлических характеристик потока, направленности и интенсивности русловых деформаций в пределах подверженных негативному воздействию вод населенных пунктов.

Результаты проведенных работ позволили провести анализ степени и характера негативного воздействия вод на населенные пункты, расположенные в пределах пойменно-руслового комплекса реки Лена. Была предложена форма оценки опасности негативного воздействия вод по 4-бальной шкале (от 0 (отсутствие опасности) до 3 (максимальная

подверженность тому или иному негативному воздействию)).
Предлагается выделять два вида негативного воздействия – угроза затопления населенного пункта в период многоводной фазы водного режима и угроза негативного воздействия русловых переформирований. В таблице 1 приведены критерии для бальной оценки каждого из двух видов негативного воздействия. Для всех обследованных населенных пунктов была дана оценка опасности в соответствии с предложенными выше критериями.

Если говорить о пространственном распространении (по длине реки Лена) населенных пунктов с различным уровнем подверженности негативному воздействию вод, то прослеживается рост числа проблемных участков по мере нарастания водоносности реки, увеличения относительной ширины и хозяйственной освоенности поймы Лены (таблица 2). В условиях врезанного или адаптированного русла Лены, которое характерно для верхнего течения реки (в пределах Иркутской области) и части среднего течения (в пределах Республики Саха (Якутия)), исторически жилые поселения основывались на высоких пойменных ступенях, редко подвергаемых затоплению. Ограниченность русловых деформаций обуславливает здесь также низкий уровень опасности, связанный с русловыми переформированиями. Исключениями являются крупные населенные пункты (Качуг, Усть-Кут, Киренск), которые в процессе роста числа жителей и расширения своих административных границ постепенно занимали хозяйственными и жилыми постройками более низкие гипсометрические уровни, подвергая тем самым большей угрозе районы новой застройки.

Таблица 1. Бальная система оценки степени опасности негативного воздействия вод на населенные пункты

Балл опасности (степень негативного воздействия)	Характеристика опасности	
	Затопления (подтопления)	Русловые процессы
0	отсутствует	отсутствует
1	Редкое (раз в 10-20 лет) затопление или подтопление населенного пункта или его отдельных частей	Наличие потенциальной опасности развития негативных русловых деформаций в среднесрочной перспективе (до 25 лет) или существующий слабый (до 0,5 м/год) размыв берега в пределах селитебных территорий
2	Периодическое (раз в 3-10 лет) затопление или подтопление населенного пункта или его отдельных частей	Наличие реальной угрозы разрушения хозяйственных и жилых построек (коммуникаций) в ближайшие 5-10 лет, вызванной негативными русловыми деформациями в непосредственной близости от границ населенного пункта.
3	Регулярное (раз в 1-3 года) затопление или подтопление населенного пункта или его отдельных частей	Существующий интенсивный размыв берега (более 1 м/год) в пределах селитебных территорий, в настоящее время угрожающий жилым и хозяйственным постройкам (коммуникациям)

Таблица 2. Среднее балльное значение опасности негативного воздействия вод (N_{cp})* реки Лены на населенные пункты в пределах отдельных административных районов (улусов) Иркутской области и Республики Саха (Якутия)

Административный район (улус) (с верху вниз по течению реки)	Число подверженных негативному воздействию вод населенных пунктов	Среднее балльное значение опасности негативного воздействия вод (N_{cp}) реки Лены
Качугский район	16	1,7
Жигаловский район	15	2,1
Усть-Кутский район	12	1,7
Киренский район	24	1,8
Ленский район	12	2,1
Олекминский район	21	1,7
Хангаласский улус	19	1,8
Мегино-Кангаласский улус	6	1,7
ГО «Якутск»	7	3,9
г. Якутск	4	2,5
Намский улус	15	2,3
Усть-Алданский улус	3	3,0
Кобяйский улус	5	2,4
Жиганский район	1	2,0

* - рассчитано как отношение суммы баллов опасности затопления и русловых процессов во всех населенных пунктах отдельного района к общему числу населенных пунктов данного района (улуса)

Необходимо отметить существенную роль заторных явлений в негативном воздействии вод на заселенные территории. По результатам рекогносцировочного обследования был составлен сводный каталог мест формирования ледовых заторов, которые регулярно формируются в непосредственной близости от населенных пунктов,

усиливая (иногда очень существенно) негативные последствия прохождения весеннего половодья. При этом наиболее катастрофические наводнения на Лене обусловлены именно ледовыми заторами, приводя к затоплению или подтоплению практически все населенные пункты в пределах пойменного комплекса Лены. Характерным примером является 2001 г, весенний паводок которого нанес огромный ущерб жилому и коммунальному хозяйству на приречных территориях. Однако нет худа без добра! Именно этот экстремальный паводок дал импульс к выделению средств на противопаводковую защиту наиболее крупных городских поселений (города Олекминск, Ленск, Якутск), которая к настоящему времени практически полностью реализована.

В среднем течении Лены отмечается резкий рост степени гидроэкологической напряженности. По мере увеличения относительно ширины поймы увеличивается негативная роль русловых переформирований. Наиболее проблемным является участок Лены от поселка Ой до впадения крупнейшего правобережного притока – реки Алдан (1720-1445 км от устья). Здесь происходит значительное увеличение ширины поймы, которая превышает местами 10-15 километров. Исторически жилые поселения располагались на пойме, что позволяло в полной мере использовать богатые природные ресурсы (рыбный промысел, луговые угодья). Несмотря на высокую опасность от близости крупного водотока местные жители предпочитали терпеть все связанные от такого соседства лишения, но при этом не менять свой привычный образ жизни. Это и в настоящее время создает целый ряд проблем, т.к. даже в условиях возможности переселения в новые дома, но расположенные на удалении от реки, отмечается большое нежелание местных жителей так кардинально перестраивать свой

сложившийся веками житейский уклад и менять место проживания.

Наиболее густонаселенными районами в пойме реки Лена является два крупных расширения долинного комплекса у г. Якутска и пределах центра Намского улуса – пос. Намцы. Здесь исторически концентрировалось местное население Якутии. Участки долин здесь имеют свое национальное название – долины Туймаады и Энсиэли. Выбор мест расположения здесь населенных пунктов при экстенсивном освоении территории обоснован свойствами ландшафта, обеспечивающим ресурсы традиционных видов жизнедеятельности [3].

Туймаады – участок течения р. Лена протяженностью 72 км (1675-1602 км от устья) с шириной дна долины до 20 км, преимущественно двусторонней поймой - за исключением сужений у Табагинского и Кангаласского мыса, поселка Нижний Бестях, на которых русло проходит в непосредственной близости от склонов террасы. В средней части долины находится ее административный и хозяйственный центр, столица республики Саха – г. Якутск.

Энсиэли – участок долины между Кангаласским мысом и узлом слияния с Алданом (1602-1440 км от устья) с шириной дна долины до 23 км. В строении русла сочетаются особенности разных морфодинамических типов. Верхний отрезок течения (до пос Крест-Кытыл – 1555 км от устья) образован серией крупных изгибов русла с шагом 8-11 км, в сочетании с русловыми разветвлениями и пойменной многорукавностью. Пойма двусторонняя с шириной фрагментов 8-11 км. В средней (наиболее освоенной и заселенной) и нижней части долины разделенное на рукава русло устойчиво следует вдоль правого склона долины. Пойма преимущественно левосторонняя шириной 12-15 км.

Хозяйственный и административный центр долины Энсиэли – пос. Намцы (центр Намского улуса)

Пойма долин Туймаады и Энсиэли имеет сложное морфологическое строение – фрагменты с разной относительной высотой разделены многочисленными протоками. Поверхность фрагментов осложнена гривами и межгривными понижениями. Перемещения основных рукавов Лены захватывают всю площадь дна долины, представляя, по-видимому, автоколебательный процесс, который проявляется в перекрытии основного русла ледовыми заторами, обтекании естественных ледовых плотин потоком половодья, концентрации стока на низких участках поймы или в протоках с вероятным изменением положения главного рукава. Пояс меандрирования ограничен склонами террасы с относительной высотой бровки до 80-90 м. Специфика руслового процесса определяет ландшафтные особенности территории, существенные для ведения хозяйства и жизни населения. Чередование широких грив и котловин, высокая продуктивность лугов, пойменные озера и протоки обеспечивают устойчивое ведение скотоводства и коневодства при разных условиях увлажнения поймы. Комфортность и безопасность жизни населения обеспечивается размещением поселений с учетом специфики природных процессов. Поселки изначально построены на высоких пойменных гривах в непосредственной близости от источников воды (проток и озер), безопасном удалении от заболоченной тыловой поймы – мест выплода кровососущих насекомых и активно размываемых участков берега. Экологически значимые характеристики местоположения населенных пунктов в пределах некоторых исторических пойменных комплексов Лены приведены в таблице 3. Границы поселений нередко повторяют плановые очертания пойменных грив. Поселки вытянуты субпараллельно оси долины на несколько километров. Возрастание частоты

заторных явлений, вследствие современной динамики русла ухудшило условия жизни и ведения хозяйства на этих участках долины – регулярными стали высокие половодья, увеличение стока через пойменные протоки приводит к размыву берегов, потере ценных пастбищ, угрожает хозяйственным и жилым постройкам. Ниже устья Алдана существенно снижается концентрация населенных пунктов. Из крупных поселений стоит отметить административные центры Кобяйского улуса – пос. Сангары и Жиганского улуса – пос. Жиганск, расположенные преимущественно на надпойменных террасах. Ряд населенных пунктов на участке от устья Алдана до устья Вилюя (Арбын, Аргас, Кальвицы, Ситте) не смотря на значительную удаленность от главного русла регулярно подвергаются затоплению. В большинстве случаев это связано не только со значительным поднятием уровня воды в главной реке, а также подпором в весенний период выходящих на ленскую пойму ее малых притоков (реки Лунгха, Берге-Тюгезне, Ситте). Такое совместное воздействие приводит не редко к катастрофическим последствиям.

В завершение хотелось бы отметить, что детальный анализ пространственного изменения уровня гидроэкологической напряженности на различных участках Лены, ее связь с морфологическим строением пойменно-руслового комплекса реки, многолетними переформированиями русла и особенностями водного режима – это предмет дальнейших научных обобщений, что еще раз подчеркивает не только практическую ценность полученных в процессе выполненных работ материалов, но и фундаментальную их значимость для целого ряда научных направлений (геоэкологии, социальной экономики, русловедения).

Таблица 3. Экологически значимые характеристики местоположений населенных пунктов долины Энциэли и Туймаады [2]

Название населенного пункта	Расстояние до источника воды (протока или основное русло), м	Кратчайшее расстояние до основного русла, м	Кратчайшее расстояние до надпойменной террасы, м	Относительная высота над меженным урезом воды, м (протока или основное русло)
Аппаны	677	2539	3884	6.8
Ары-Тит	555	1491	1976	6.1
Батамай	335	577	3232	4.9
Булус	911	1688	120	6.6
Бютэй-Юрде	5591	6280	2483	4.3
Графский берег	408	408	6939	4.5
Едейцы	1515	3052	1264	2.8
Жатай	146	1084	5405	5.7
Жиганск	473	603	3324	14.4
Кангалассы	1905	2414	50	4.9
Капитоновка	3477	4506	263	3.8
Кердюген	71	2297	176	6.2
Кильдемцы	114	7798	1652	3.2
Крест-Кытыл	1786	6167	3638	6.4
Маймага	263	1724	407	6.7
Марха	458	3052	2061	7.2
Модут (Тумул)	266	5649	1481	5.9
Намцы	1772	5231	4321	5.5
Никольцы	3176	5291	3882	8.0
Партизан	523	2450	5021	3.3
Сангар	524	524	1240	29.7
Ситте	1313	9889	9453	3.4
Соттинцы	136	1778	704	7.9
Сырдах	1124	3242	7682	5.5
Табага Новая	823	4546	1886	3.5
Табага старая	199	1991	233	8.5
Текюр	1043	6265	0	5.0
Тулагино	435	3953	6772	2.7
Хапчагай	1281	4377	437	13.5
Хатас	290	1790	487	6.3
Хатассы	823	4544	4351	4.0
Хатырык	667	2786	294	4.6
Хомустах-1	659	5119	1753	4.8
Хоногор	1974	2825	314	9.8

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Завадский А.С., Хабидов А.Ш., Шлычков В.А. Создание информационной базы данных для разработки научных основ снижения негативного воздействия гидрологических и русловых процессов реки Лена на населенные пункты // Сборник докладов общероссийской научно-практической конференции «Защита населения и объектов экономики от водной стихии северных рек». Якутск. – Из-во «Дани-Алмас». 2013. С.41-44.
2. Завадский А.С., Лобанов Г.В., Зверева А.Ю. Опыт эколого-геоморфологической оценки положения сельских населенных пунктов на примере центральной части Республики Саха (Якутия) // Материалы VI международной конференции "Экологическая безопасность региона". БГУ. 2013. С. 17-22.

О КРИТЕРИИ СМЕНЫ РЕЖИМОВ ВЕТРОВЫХ ТЕЧЕНИЙ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОЗЕРАХ

В.М. Белолипецкий*'*', П.В. Белолипецкий*'*'*'

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Россия; **Сибирский федеральный университет, Россия; *Институт биофизики СО РАН, Россия
e-mail: belolip@icm.krasn.ru*

Многие соленые озера относятся к меромиктическим, в которых в течение как минимум одного года водная толща не перемешивается до дна. В стратифицированном озере выделяют верхний (эпилимнион) и глубинный (гиполимнион) слои, в которых градиенты плотности малы. Между ними располагается слой воды (металимнион), в пределах которого градиент плотности велик. В непроточном водоеме под действием ветра образуются ветровые течения. Возможны два типа ветровых течений (в вертикальной

плоскости): в зависимости от плотностной стратификации и силы ветра формируются одна или две циркуляционные зоны. Представляет интерес получение критерия, определяющего условие смены режима ветровых течений в стратифицированных озерах.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ВЕТРОВЫХ ТЕЧЕНИЙ

Для исследования ветровых течений в замкнутых водоемах используется численный алгоритм, основанный на уравнениях движения стратифицированной жидкости в приближениях Буссинеска, гидростатики, «твердой крышки», на уравнениях конвекции-диффузии для температуры и солености. Рассматриваются ветровые течения в двумерных (в вертикальной плоскости) стратифицированных замкнутых водоемах. Задача сводится к решению уравнений [1]:

$$\frac{dU}{dt} = K_x \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial U}{\partial z} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \int_0^z \frac{\partial \rho_1}{\partial x} dz, \quad (1)$$

$$\int_0^H U dz = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} K_{xT} \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_{zT} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} K_{xC} \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_{zC} \frac{\partial C}{\partial z}. \quad (5)$$

Здесь U, W – составляющие скорости течения воды в направлениях Ox, Oz соответственно, ось Oz направлена вниз, t – время, $\rho = \rho_0(1 + \rho_1(T, C))$, ρ – плотность воды, ρ_0 – характерное значение плотности воды, g – ускорение свободного падения, T – температура воды, C – соленость

воды, K_x , K_z , K_{xT} , K_{zT} , K_{xC} , K_{zC} - коэффициенты турбулентного обмена, $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + W \frac{\partial}{\partial z}$ - субстанциональная производная.

Уравнения (1) - (5) дополняются начальными и граничными условиями. Начальные условия:

$$U = 0, W = 0, T = T_0(z), C = C_0(z). \quad (6)$$

Граничные условия:

на водной поверхности $z = 0$:

$$K_z \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{\tau}{\rho_0}, \quad W = 0, \\ K_{zT} \frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{F_n}{c_p \rho_0}, \quad K_{zC} \frac{\partial C}{\partial z} = -F_C, \quad (7)$$

на твердой поверхности дна:

$$U = 0, \\ \cos(n, x) K_{xT} \frac{\partial T}{\partial x} + \cos(n, z) K_{zT} \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{F_{\text{дн}}}{c_p \rho_0}, \quad (8)$$

$$\cos(n, x) K_{xC} \frac{\partial C}{\partial x} + \cos(n, z) K_{zC} \frac{\partial C}{\partial z} = F_{\text{дс}}.$$

Здесь τ – напряжение трения ветра, F_n – полный поток тепла через свободную поверхность, $F_{\text{дн}}$ – теплообмен с ложем водоема, F_C – поток соли через свободную поверхность, $F_{\text{дс}}$ – массообмен с ложем водоема, n - внешняя нормаль к твердой поверхности, $T_0(z)$, $C_0(z)$ - заданные функции.

Обычно коэффициенты турбулентного обмена K_x , K_{xT} , K_{xC} считают постоянными. Коэффициент вертикального

турбулентного обмена K_z вычисляется по формуле Прандтля-Обухова [2]:

$$K_z = \begin{cases} (0.05h)^2 \sqrt{B} + K_{\min} & \text{при } B \geq 0, \\ K_{\min} & \text{при } B < 0, \end{cases} \quad (9)$$

где $B = \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\rho_0} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z}$, h - глубина

квазиоднородного слоя, определяемая по первой от поверхности расчетной точке, в которой выполняется условие

$$(0.05z_k)^2 \sqrt{B|_{z=z_k}} \leq K_{\min},$$

K_{\min} - фоновое значение коэффициента вертикального турбулентного обмена.

Уравнение состояния соленой воды (в приближении Буссинеска) для озера Шира

$$\rho = \rho_0 \left(\varepsilon_1 + \varepsilon_2 \frac{T}{T_0} + \varepsilon_3 \frac{S}{S_0} \right), \quad (10)$$

где $\rho_0 = 1.0254 \text{ г/см}^3$, $\varepsilon_1 = 0,98452$, $\varepsilon_2 = -0.007125$, $\varepsilon_3 = 0,04112$, $T_0 = 17.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S_0 = 35 \text{ ‰}$.

Напряжение трения на водной поверхности определяется по формуле Саймонса

$$\tau = 1.5 \cdot 10^{-2} w^2, \quad (11)$$

здесь w - скорость ветра (м/с), τ - напряжение ветра ($\frac{\text{г}}{\text{см} \cdot \text{с}^2}$).

Численный алгоритм решения задачи (1)-(8) с учетом (9)-(11) основан на неявной схеме и методе прогонки [1].

КРИТЕРИЙ СМЕНЫ РЕЖИМА ВЕТРОВЫХ ТЕЧЕНИЙ В СТРАТИФИЦИРОВАННОМ ВОДОЕМЕ

Для качественных оценок картины ветровых течений используем двухслойную модель озера. Предлагается гипотеза: реализуется перемешивание водной толщи до дна, если характерная скорость течения воды в верхнем слое превышает скорость распространения внутренних волн. Такое предположение использовалось в работе [4] для определения условия селективного изъятия из стратифицированного водоема.

Скорость распространения бароклинной моды в двухслойной жидкости определяется по формуле [3]

$$c = \sqrt{\frac{g \Delta \rho}{\rho_0} \cdot \frac{d_1 d_2}{d_1 + d_2}}, \quad (12)$$

где $\Delta \rho = (\rho_2 - \rho_1)$ - разность плотностей воды, d_1 - толщина верхнего слоя, d_2 - толщина нижнего слоя.

Характерную ветровую скорость течения воды в верхнем слое найдем по двумерной стационарной гидростатической модели для водоема прямоугольной формы в приближении медленных течений. Коэффициент вертикального турбулентного обмена считается постоянным и определяется по формуле Прандтля-Обухова:

$$K_z = (0.05 \cdot h)^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|. \quad (13)$$

Для определения горизонтальной скорости течения $U(z)$ в верхнем слое получаем задачу:

$$K_z \frac{d^2 U}{dz^2} + g \frac{d \zeta}{dx} = 0,$$

$$K_z \frac{dU}{dz} = -\frac{\tau}{\rho_0} \quad \text{при} \quad z=0, \quad (14)$$

$$\frac{dU}{dz} = 0 \quad \text{при} \quad z=d_1,$$

$$\int_0^{d_1} U dz = 0.$$

Уклон водной поверхности $\frac{d\zeta}{dx} = const.$

Учитывая граничное условие на водной поверхности, для определения K_z из (13) получаем формулу:

$$K_z = 0.05 \cdot h \sqrt{\frac{\tau}{\rho_0}}. \quad (15)$$

Решение задачи (14) с учетом формулы (15) имеет вид

$$U = \frac{20 \cdot d_1}{h} \left[0.5 \left(\frac{z}{d_1} \right)^2 - \frac{z}{d_1} + \frac{1}{3} \right] \sqrt{\frac{\tau}{\rho_0}}.$$

Отсюда определяется характерная скорость ветрового течения в верхнем слое U_* :

$$U_* = U|_{z=0} = \frac{20 \cdot d_1}{3h} \sqrt{\frac{\tau}{\rho_0}}. \quad (16)$$

Из условия $U|_{z=h} = 0$ определяем h

$$\frac{h}{d_1} = 1 - \frac{1}{\sqrt{3}}. \quad (17)$$

Из соотношений (16), (17), (11) и условия $U_* = c$ находится критическая скорость ветра W_* , при превышении которой происходит перемешивание верхнего и нижнего слоев стратифицированного водоема:

$$w_* = \frac{c}{1.932}, \quad (18)$$

где c в $(\frac{см}{с})$, w_* в $(\frac{м}{с})$.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ

Проведены расчеты ветровых течений для соленого водоема по численной модели (1) – (9). Возможны два типа циркуляционных течений (рис. 1, 2). Если картина течения типа, приведенного на рис. 1, то верхний (эпилимнион) и нижний (гиполимнион) слои не перемешиваются. Если картина течения типа, приведенного на рис. 2, то происходит перемешивание верхнего слоя с придонным.

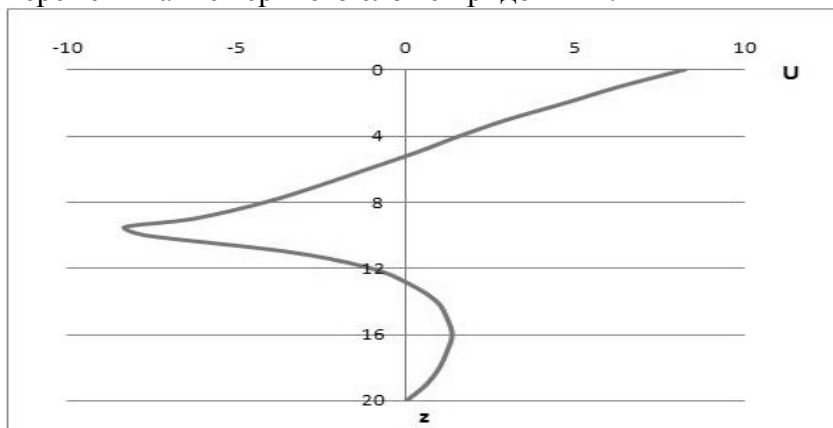


Рис. 1. Вертикальный профиль горизонтальной составляющей скорости течения для меромиктического водоема

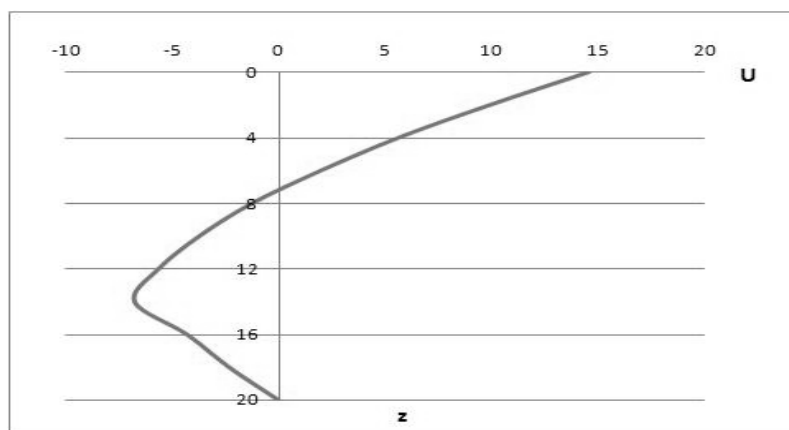


Рис. 2. Вертикальный профиль горизонтальной составляющей скорости течения для случая перемешивания до дна

Таблица 1. Критические значения силы ветра, при которых реализуется перемешивание до дна для модельного водоема прямоугольной формы ($d_1 = 9$ м, $d_2 = 11$ м).

$\frac{\Delta \rho}{\rho_0} \cdot 10^3$	0.85	1.275	1.7	2.13	2.55
c (см/с)	20.32	24.88	28.73	32.12	35.19
w (м/с), 2-D модель	11.0- 11.5	13.5- 14.5	15.5- 16	17.0- 17.5	19.0- 20.0
w (м/с), условие (18)	10.5	12.88	14.87	16.63	18.21

В таблице приведены критические значения силы ветра, при которых происходит потеря меромиктии соленого озера, определенные по двумерной численной модели и по формуле (19) для осеннего периода (когда температура воды мало изменяется по глубине и плотностная стратификация зависит только от солености). Получено согласование критических

значений ветра, рассчитанных по численной модели и по предложенному критерию.

Таким образом, схематизируя стратифицированный водоем двухслойной жидкостью, можно по простой формуле определить условия смены режима ветрового перемешивания.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-01-00296 и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 56-2012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Belolipetsky P.V., Belolipetskii V.M., Genova S.N., Mooij W.M. Numerical modeling of vertical stratification of Lake Shira in summer. *Aquatic Ecology*, 2010, Vol. 44, № 3, 561-570.
2. Belolipetskii V.M., Genova S.N. (1997) Numerical modelling of hydrothermal processes in well-drained basins. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*, 1997, N 4, 319-334.
3. Гилл А. Динамика атмосферы и океана: В 2-х т. Т.1- М.: Мир, 1986. – 396 с.
4. Пao H.P., Kao T.W. Dynamics of Establishment of Selective Withdrawal from a Line Sink, Part 1. *Journal of Fluid Mechanics*, 1974, Vol. 65, 657-688.

РАСЧЕТ ВОЗДЕЙСТВИЯ ТЕЧЕНИЯ И ВОЛН НА БЕРЕГОВОЙ ОТКОС

Ю.В. Брянская, М.Л. Медзвеля

ФГБОУ ВПО «Московский государственный строительный университет», Москва, Россия

e-mail: mgsu-hydraulic@yandex.ru

ФИЗИЧЕСКАЯ КАРТИНА ВОЗДЕЙСТВИЯ ПОТОКА НА ЧАСТИЦЫ НЕСВЯЗНОГО ГРУНТА В УСЛОВИЯХ РОВНОГО ДНА

Водный поток, движущийся в канале или в речном русле, оказывает динамическое воздействие на частицы грунта, слагающие русло и находящиеся на дне и боковых откосах. Это динамическое воздействие можно характеризовать системой активных сил и реакций окружающих зерен грунта (рис.1).

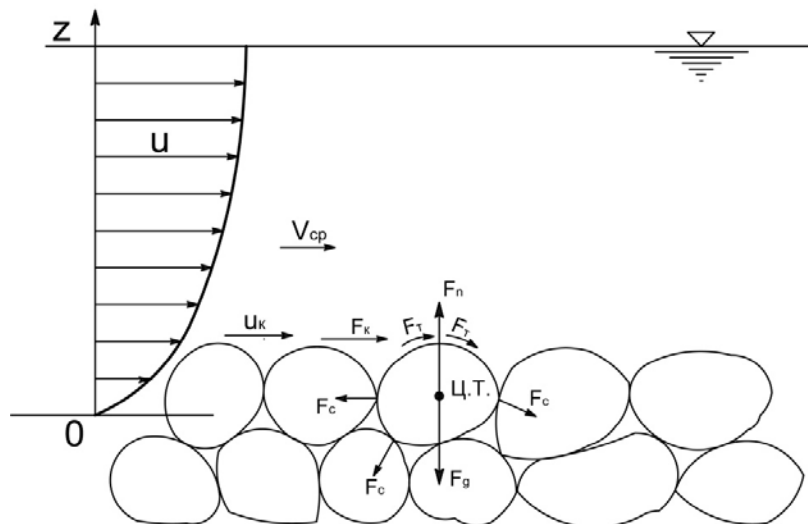


Рис. 1. Динамическое воздействие течения на частицу донного грунта

К активным силам относят силу лобового давления F_L , силу трения потока по смоченной поверхности частицы F_T , подъемную силу F_{Π} . К пассивным силам следует отнести силу веса частицы в жидкости F_G , силы взаимодействия (сцепления или защемления) частицы с системой окружающих частиц F_C , которые можно разложить на горизонтальную составляющую F_{CG} и вертикальную составляющую F_{CB} .

Учитывая направление действующих сил, можно отметить, что горизонтальные силы – лобовое давление F_L и сила трения F_T – уравновешиваются горизонтальной составляющей силы взаимодействия F_{CG} частицы с окружающими зернами грунта. Сумма вертикальных сил, действующих на частицу в условиях предельного равновесия, равна нулю:

$$F_{\Pi} - F_G - F_{CB} = 0 \quad (1)$$

Для свободно лежащих песчаных частиц свободного слоя сила F_{CB} невелика и может не учитываться. Тогда условие равновесия упрощается:

$$F_{\Pi} - F_G = 0 \quad (2)$$

Считая частицу по форме мало отличающейся от шара [4], силу веса запишем в виде

$$F_G = \alpha_G (\rho_T - \rho) g \frac{\pi d^3}{6}, \quad (3)$$

где α_G – коэффициент, учитывающий отличие формы частиц от сферической; d – средний размер частиц грунта.

Подъемная сила F_{Π} определяется скоростью течения в непосредственной близости от частиц. В качестве такой характерной скорости, которая может быть надежно установлена расчетом, является скорость u_k на вершине

частицы в точке $z_k = \frac{d}{2}$ (при плоскости отсчета, проходящей через центры верхнего ряда частиц грунта [2]). При этом подъемная сила выражается соотношением:

$$F_{\Pi} = C_{\Pi} \frac{\pi d^2}{4} \frac{\rho u_k^2}{2}, \quad (4)$$

где C_{Π} – коэффициент подъемной силы;

$$u_k = \bar{u}_k + \sqrt{u'^2} \cong \bar{u}_k;$$

u' – пульсация придонной скорости.

Используя соотношения (3) и (4) из условия (2) находим

$$\bar{u}_k = \sqrt{0,78 \frac{\alpha_G}{C_{\Pi}} \frac{\rho_T - \rho}{\rho} gd}. \quad (5)$$

Выражение (5) можно представить в безразмерном виде

$$\frac{\bar{u}_k^2}{gd} = 0,78 \frac{\alpha_G}{C_{\Pi}} \frac{\rho_T - \rho}{\rho} \quad (6)$$

Коэффициент α_G , входящий в зависимость (6), согласно данным В.Н. Гончарова [4], исследовавшего объем естественных кварцевых частиц различной формы, может быть принят равным 0,8. Коэффициент подъемной силы C_{Π} зависит от режима обтекания водным потоком частиц донного грунта и определяется следующим образом:

- для гладкого режима ($\frac{u_* d}{\nu} < 5$):

$$C_{\Pi} = \frac{0,023}{Fr_*}; \quad (7)$$

- для переходного режима ($5 \leq Re_* \leq 60$):

$$C_{\Pi} = \frac{0,26}{Re_*^{0,6} Fr_*}; \quad (8)$$

- для режима шероховатого русла ($Re_* > 60$), который наиболее часто встречается на практике, согласно данным [1] величина C_{Π} может быть принята равной 0,2.

Скорость потока вблизи вершин частиц грунта \overline{u}_k может быть найдена по следующим зависимостям для различных режимов гидравлического сопротивления:

- гладкого:

$$\frac{\overline{u}_k}{u_*} = \frac{1}{2} \frac{u_* d}{\nu}; \quad (9)$$

- переходного по зависимости В.Н. Спиридонова:

$$\frac{\overline{u}_k}{u_*} = 2 \left(\frac{u_* d}{\nu} \right)^{0,3}; \quad (10)$$

- шероховатого по формуле И. Никурадзе:

$$\frac{\overline{u}_k}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{d}{k_S} + 8,48, \quad (11)$$

где $u_*^2 = gRi$; u_* – динамическая скорость потока; R – гидравлический радиус; i – гидравлический уклон.

Рассматривая ровное зернистое (безгрядовое) дно, будем считать эквивалентную шероховатость k_S равной среднему диаметру частиц донного грунта d . Тогда из (9) находим, что $\overline{u}_k = 6,75u_*$.

Динамическая скорость u_* может быть выражена через среднюю скорость потока V в виде

$$V^2 = 8 \frac{u_*^2}{\lambda}, \quad (12)$$

где $\lambda = \frac{8g}{C^2}$ – коэффициент гидравлического сопротивления;

C – коэффициент Шези.

С учетом значений вышеперечисленных величин условие (6) для песчаных частиц в квадратичном режиме сопротивления запишется в виде:

$$\frac{\overline{u_k^2}}{gd} = 5,2 \quad (13)$$

и может рассматриваться как динамическое условие предельного равновесия зерен грунта на горизонтальном дне канала.

Из условия равновесия (13) может быть найдено значение критической скорости $V_{кр}$, при которой зерна донного грунта будут находиться в состоянии предельного равновесия под воздействием водного потока:

$$\frac{\overline{u^2}}{gd} = \frac{(6,75u_*^*)^2}{gd} = 5,2; \quad (14)$$

$$\frac{V_{кр}^2}{gd} = \frac{0,9}{\lambda} = 0,01C^2 \quad (15)$$

Коэффициент гидравлического сопротивления λ может быть определен при известной эквивалентной шероховатости канала k_S по формуле И. Никурадзе для квадратичного режима сопротивления:

$$\frac{1}{\lambda} = 2 \lg \frac{2R}{k_S} + 1,74 \quad (16)$$

Если известен коэффициент шероховатости канала n по шкале Маннинга – Павловского, коэффициент λ может быть найден по зависимости:

$$\lambda = \frac{8g}{C^2} = \frac{8gn^2}{R^{1/3}}, \quad (17)$$

где R – гидравлический радиус канала.

Для любого режима гидравлического сопротивления коэффициент Шези можно рассчитать по формуле А.Д. Альтшуля:

$$C = 25 \left[\frac{R}{(80n)^6 + \frac{0,025}{\sqrt{Ri}}} \right]^{1/6} \quad (18)$$

В переходном режиме гидравлического сопротивления из условия (6) с учетом (8) и (12) также может быть найдено значение критической скорости $V_{кр}$, при которой частицы грунта находятся в состоянии предельного равновесия:

$$\frac{V_{кр}^2}{gd} = 0,1C^2 Fr_* \quad (19)$$

Оценку критической скорости для $d > 0,25$ мм и различных режимов сопротивления возможно выполнить по формуле Ц.Е. Мирцхулава [7]:

$$V = 1,4 \sqrt[4]{g^2 d H} \quad (20)$$

где d – диаметр частиц, мм; H – глубина потока, м.

УСТОЙЧИВОСТЬ К РАЗМЫВУ ЧАСТИЦ НЕСВЯЗНОГО ГРУНТА НА БЕРЕГОВОМ ОТКОСЕ КАНАЛА

Физическая картина воздействия водного потока на устойчивость частицы грунта берегового откоса аналогична рассмотренной в предыдущем разделе. Однако условие устойчивости частицы в этом случае будет отличаться от условия (2), поскольку сила F_{II} действует по нормали к откосу (рис. 2), а сила F_G направлена вертикально вниз.

В проекции на нормаль $n - n$ условие предельного равновесия частицы запишется в виде:

$$F_{II} - F_G \cos \alpha = 0, \quad (21)$$

где α - угол наклона бокового откоса к горизонту, связанный с коэффициентом заложения откоса m соотношением

$$m = \operatorname{ctg} \alpha \quad (22)$$

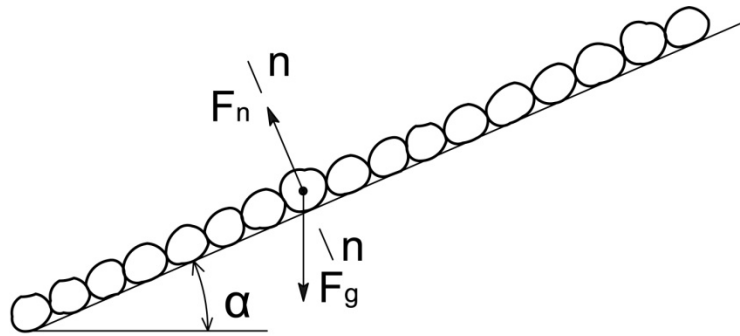


Рис. 2. Схема динамического воздействия водного потока на частицу донного грунта берегового откоса

Соотношение (22) показывает, что при одинаковой подъемной силе частицы, слагающие откос, менее устойчивы, чем частицы дна.

Как показано В.Ю. Ляпиным [6], распределение скоростей по нормали к береговому откосу такое же, как по нормали к дну канала, однако при вычислении u_k по зависимостям (10) и (11) следует использовать динамическую скорость $\overline{u_{*м}}$, соответствующую местному касательному напряжению τ_m в рассматриваемой точке берегового откоса:

$$u_{*м} = \sqrt{\frac{\tau_m}{\rho}} \quad (23)$$

Местное касательное напряжение τ_m может быть найдено из рассмотрения равновесия отсека жидкости единичной ширины (рис. 3).

$$\rho g(h-z)i = \frac{\tau_m}{\cos \alpha}, \quad (24)$$

где z – вертикальная координата центра рассматриваемой площадки; i – уклон канала.

или иначе

$$\tau_m = \rho g(h-z)i \cos \alpha \quad (25)$$

тогда

$$u_{*M} = \sqrt{g(h-z)i \cos \alpha} \quad (26)$$

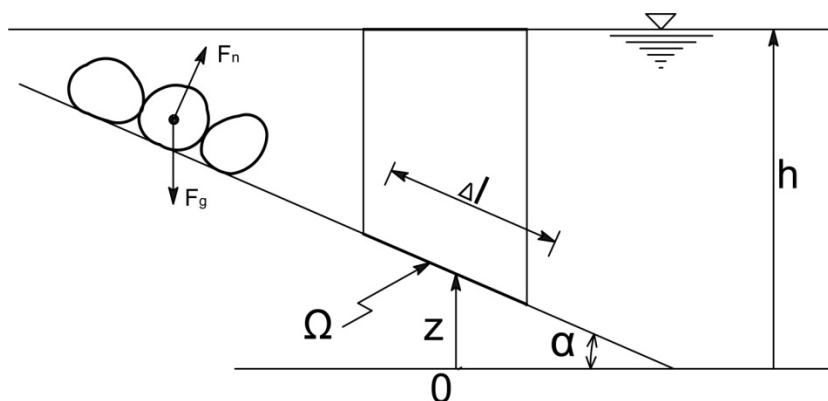


Рис. 3. Схема равновесия отсека жидкости единичной ширины на береговом откосе

Следуя М.А. Великанову [3], трение по боковым поверхностям выделенного отсека жидкости считаем малым и в расчете не учитываем.

При этом условие предельной устойчивости частицы на береговом откосе запишется в виде

$$\frac{u_{KM}^2}{gd} = 0,78 \frac{\alpha_G}{C_{II}} \frac{\rho_T - \rho}{\rho} \cos \alpha, \quad (27)$$

где u_{KM} - местная скорость на вершинах зерен грунта в рассматриваемой точке откоса, как и ранее определяется по зависимостям (10) и (11).

При расчете каналов обычно определяется среднее значение динамической скорости

$$u_* = \sqrt{gRi} \quad (28)$$

Сопоставляя выражения (26) и (28), найдем, что

$$\left(\frac{u_{*M}}{u_*} \right)^2 = \frac{(h-z)}{R} \cos \alpha \quad (29)$$

Тогда

$$\overline{u_{\text{км}}^2} = 6,75^2 \frac{h-z}{R} u_*^2 \cos \alpha, \quad (30)$$

и условие предельного равновесия принимает вид

$$\frac{u_*^2}{gd} (6,75)^2 \frac{h-z}{R} \cos \alpha = 5,2 \cos \alpha, \quad (31)$$

откуда

$$\frac{u_*^2}{gd} = 0,1 \frac{R}{h-z}. \quad (32)$$

Поскольку средняя по сечению динамическая скорость u_* выражается через среднюю скорость соотношениями (12) и (32), получаем

$$\frac{V_{\text{кр}}^2}{gd} = \frac{0,9}{\lambda} \frac{R}{h-z}, \quad (33)$$

где λ - коэффициент гидравлического сопротивления всего русла в целом, определяющийся по формулам (16) или (17).

Зависимость (33) показывает, что с уменьшением z значение $V_{\text{кр}}$ увеличивается, следовательно, наиболее неустойчива к размыву нижняя зона бокового откоса канала. При ее закреплении плитами, каменной наброской и т.п., наиболее неустойчивым будет откос у верхней границы крепления.

РАЗМЫВ БЕРЕГОВОГО ОТКОСА ПРИ ВОЛНОВОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

Волновое воздействие является основной причиной разрушения берегов морей, озер и водохранилищ и называется абразионным процессом. Интенсивная абразия берегов требует разработки инженерных мероприятий по их защите, которые должны учитывать условия взвешивания и перемещения частиц грунта, слагающих береговой откос волновым потоком.

В начальной стадии абразионного процесса береговой откос прямолинеен. Если прибрежная часть достаточно глубокая, подходящая к берегу волна опрокидывается вблизи уреза воды (рис. 4), нанося удары по незащищенной водой поверхности берегового склона [5]. В зоне удара образуется углубление, которое постепенно развивается в волноприбойную нишу. Продукты разрушения надводной части перемещаются при откате волны по береговому склону и откладываются в прибрежной части в виде береговой отмели, если отсутствует вдольбереговое течение, способное переносить продукты волновой абразии в другие части акватории.

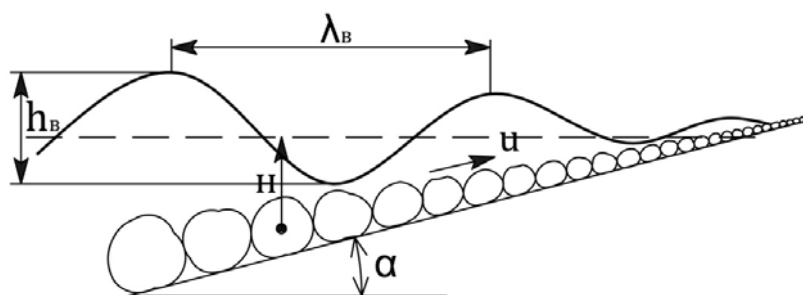


Рис. 4. Схема берегового откоса при волновом воздействии на частицы донного грунта

При сооружении искусственных водохранилищ для защиты морских пляжей и предотвращения интенсивной абразии берегов при волновом воздействии необходимо установить заглубливание крепления под урез воды. Величина заглубливания может быть определена из условия устойчивости частиц грунта берегового откоса к волновому воздействию на глубине H . Известно, что при прохождении волн частицы жидкости совершают циклические движения со скоростью, величина которой уменьшается с глубиной. В случае мелкой воды, когда глубина под волной $H < \lambda_b/2$ (λ_b - длина волны),

максимальная продольная скорость за время цикла определяется по зависимости [8].

$$u_{x\max} = \frac{agK}{\sigma} \frac{1}{ch 2\pi H / \lambda_b}, \quad (34)$$

где $a = \frac{h_b}{2}$; $K = \frac{2\pi}{\lambda_b}$; $\sigma = \sqrt{gKthKH}$.

Подставляя эти величины в зависимость (34) и учитывая известные формулы для гиперболического косинуса и тангенса, получим

$$\frac{u_{\max}}{\sqrt{gh_b}} = \frac{\sqrt{2\pi h_b / \lambda_b}}{e^{KH} \sqrt{1 - e^{-4KH}}}, \quad (35)$$

где

$$KH = \frac{2\pi h_b}{\lambda_b} \frac{H}{h_b} \quad (36)$$

Учитывая, что в пределах берегового склона происходит рост крутизны и обрушение волн, считаем их крутизну близкой к предельной:

$$\frac{h_b}{\lambda_b} = 0,14; \quad KH = 0,88 \frac{H}{h_b}$$

При этом

$$\frac{u_{\max}}{\sqrt{gh_b}} = \frac{0,94}{e^{0,88H/h_b} \sqrt{1 - e^{-3,5H/h_b}}} \quad (37)$$

Принимая во внимание условие устойчивости частиц на береговом склоне в виде соотношения (27), получаем следующую расчетную зависимость:

$$\frac{d}{h_b} = \frac{4 \cos \alpha}{e^{1,75H/h_b} (1 - e^{-3,5H/h_b})} \quad (38)$$

При известной расчетной высоте волн h_b и заданной крупности материала берегового откоса зависимость позволяет определить необходимое заглубление крепления откоса H_k .

ВЫВОДЫ

Предложенная методика позволяет прогнозировать деформации береговых откосов каналов, рек и акваторий под воздействием течений и волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровков В.С. Руслые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 286 с.
2. Брянская Ю.В. Выбор плоскости отсчета при измерении распределения скоростей в шероховатых трубах и каналах // Сб. научных работ молодых ученых факультета гидротехнического и специального строительства М.: МГСУ. 2000. С.7-10.
3. Великанов М.А. Руслый процесс. М.: Физматгиз, 1958. 395 с.
4. Гончаров В.Н. Движение наносов. М.:ОНТИ. 1938. 312 с.
5. Есин Н.В., Савин М.Т., Жилев А.П. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеиздат. 1980. 200 с.
6. Ляпин В.Ю. Гидравлическое сопротивление неравномерных плавноизменяющихся и равномерных потоков в открытых руслах. М.: МГСУ. 2004. 188 с.
7. Мирцхулава Ц.Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. М.: Колос, 1967. 177 с.
8. Шулейкин В.В. Физика моря. М.: Изд-во АН СССР. 1953. 990 с.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И НАТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО ДОЖДЕВОГО ПАВОДКА 2014 Г. В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ

**О.Ф. Васильев, А.Т. Зиновьев, К.Б. Кошелев,
А.В. Дьяченко, А.А. Коломейцев**

*Институт водных и экологических проблем Сибирского
отделения Российской академии наук, Барнаул, Россия
e-mail: zinoviev@iwep.ru*

ВВЕДЕНИЕ

В связи с аномальными гидрометеорологическими условиями – экстремальными дождевыми осадками в предгорьях Алтая в конце мая – начале июня этого года возникла чрезвычайная гидрологическая ситуация, связанная с прохождением дождевого паводка по системе русел бассейна Верхней Оби. Были затоплены большие пойменные территории, затоплены и подтоплены населенные пункты, разрушены мосты и гидротехнические сооружения, имеются человеческие жертвы. Изучение экстремальных гидрологических явлений, связанных с наводнениями и маловодьями, уже много лет входит в число приоритетных научных направлений ИВЭП СО РАН. Так, в настоящее время в институте выполняется проект VII.76.1.1 «Исследование процессов формирования стока и разработка информационно-моделирующих систем оперативного прогнозирования опасных гидрологических ситуаций для крупных речных систем Сибири». Ниже рассматриваются результаты работ по данному проекту применительно к паводковой ситуации на Верхней Оби в 2014 г.

Река Обь, образующаяся в результате слияния рек Бия и Катунь, стекающих с Алтайских гор, является типичной

равнинной рекой. Однако ее водный режим формируется не только на равнине, но и в горных условиях. В верхнем течении р. Обь (от места слияния Бии и Катунь до г. Новосибирска) отмечаются две волны половодья: одна – в начале, другая – в конце периода высоких вод. Первая волна обусловлена таянием снега на равнинной части водосбора и в предгорьях Алтая и получает значительное пополнение за счет впадающих в Обь рек Песчаная, Ануй, Чарыш, Алей, Чумыш и др. Ее максимум наблюдается в середине апреля – начале мая. Вторая волна формируется при таянии горных снегов и ледников и образуется преимущественно за счет вод Катунь, Бии, Чарыша и проходит в июне-июле. Вследствие этих особенностей весенне-летний гидрограф стока Верхней Оби имеет пилообразный вид с преобладанием двух четко выраженных максимумов [1].

Прогноз гидрологического режима р. Обь в период половодья является основой для подготовки вероятных сценариев затопления ее пойменных территорий. Этот прогноз опирается на данные о климатических условиях на территории бассейна в зимний период. Накопление снега за зимние месяцы предопределяет и общую для всей изучаемой территории многоводную фазу водного режима – весенне-летнее половодье. В зимние месяцы 2013-2014 гг. на равнинных водосборах Верхней Оби наблюдалось выпадение весьма незначительного количества твердых осадков. Снегозапасы в предгорьях Алтая также не сыграли существенной роли в формировании весеннего стока реки, так как этой зимой снега выпало 70% от среднееголетней нормы. При раннем весеннем потеплении первая волна половодья, вызванная таянием снега на равнинах, прошла незаметно. Прогнозировались соответственно небольшие расходы и для второй волны половодья. Причиной внезапного увеличения расходов р. Обь в период прохождения второй волны половодья 2014 г. стал

экстремальный дождевой паводок - за неделю в предгорьях Алтая выпала двухмесячная норма осадков.

Анализ синоптической ситуации, обусловившей выпадение осадков в предгорьях Алтая в последнюю декаду мая 2014 г., показал следующее. В первой половине мая над югом Алтайского края и Республикой Алтай наблюдалась малооблачная погода без осадков. В отдельные дни второй декады местами отмечались кратковременные ливневые дожди. В третьей декаде на Западную Сибирь сместился и затем практически прекратил дальнейшее движение на восток глубокий циклон, в системе которого циркулировал влажный атлантический воздух. Районы Алтайского края и Горного Алтая оказались на южной периферии глубокого циклона в зоне широтно расположенного малоподвижного полярного фронта с волнами. Большой контраст температур в прифронтной полосе и влияние орографии способствовали при приближении к горам резкому усилению вертикальных токов воздуха на высоте 3-5 км и, соответственно, формированию мощной кучево-дождевой облачности.

В отдельные дни последней пятидневки мая местами метеостанции Республики Алтай отмечали осадки, имеющие 1-2% обеспеченность. В результате в течение третьей декады мая в северных районах Горного Алтая осадков выпало до 1,5-2 месячных норм, а местами в Шебалинском и Турочакском районах их сумма превысила месячную норму в 3-3,5 раза. Такое явление за период инструментальных наблюдений в Республике Алтай отмечено впервые. В начале июня произошла перестройка атмосферных процессов, осадки ослабели, хотя 4-5 июня 2014 г. при прохождении очередного холодного фронта местами ещё отмечались ливневые дожди.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для расчетов волн половодий и паводков в системах русел в ИВЭП СО РАН разработаны оригинальные программные комплексы [2-3]. На их основе построены компьютерные модели для расчета течений в системе русел Верхней Оби, в том числе для описания затопления пойменных территорий на участках со сложной морфометрией русла (к примеру, территорий у пос. Затон и Ильича в районе г. Барнаула) [3]. Это позволило с использованием методов математического моделирования по данным о подъеме уровней воды в Оби на г/п Фоминское (рис. 1) ниже г. Бийска дать с заблаговременностью до 3-5 дней прогноз максимальных уровней у гг. Барнаул и Камень-на-Оби.

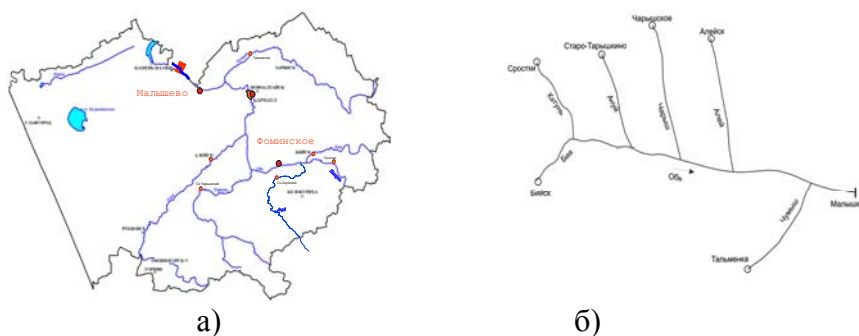


Рис. 1. а) участок речной сети Оби в пределах Алтайского края; б) схема расчетной области

Наряду с прогностическими расчетами расходов и уровней на Верхней Оби выполнены инструментальные гидрологические наблюдения в нескольких репрезентативных створах, в том числе у г. Барнаула. Режимные наблюдения за гидрологической ситуацией в районе г. Барнаула (п. Затон) и у с. Барсуково на участках переходов высоковольтных линий электропередач через реку Обь с применением аппаратно-программного комплекса

Sontek RiverSurveyor Live ведутся несколько лет, для чего используются специально организованные геодезические сети [4].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Для г. Барнаула опасным является уровень воды 500 см над нулем водомерного поста. Критическим уровнем считается уровень 520 см, с превышением которого происходит существенное затопление территории. На основе разработанной компьютерной 1DH-модели течений в системе русел Верхней Оби [2] выполнены прогностические расчеты по моделированию катастрофического дождевого паводка на р. Обь в июне 2014 г. Следует отметить, что в начале июня на г/п Фоминское были зарегистрированы уровни воды, не достигавшиеся за весь период наблюдений. Поэтому в расчетах принята оценочная величина максимального расхода, равная 12500 м³/с. На рис. 2 представлен прогнозируемый гидрограф уровня воды у г/п Барнаул, рассчитанный с заблаговременностью до 3-х дней. Здесь же показан гидрограф уровня воды по г/п Барнаул в мае-июне 2014 г. По отметкам максимальных уровней воды в створе г/п Барнаул можно заключить, что имеется хорошее совпадение спрогнозированных и реально наблюдаемых максимальных уровней воды.

На рис. 3. представлено рассчитанное распределение уровней водной поверхности на 29.06.2014 вдоль русла р. Обь на участке в/п Барнаул – ниже створа плотины Новосибирской ГЭС. По оси абсцисс значение «0» соответствует в/п г. Камень-на-Оби; значение «-172» – створу плотины Новосибирской ГЭС. Отметим, что рассчитанные и наблюдаемые уровни воды в Новосибирском водохранилище совпадают на рис. 3 с графической точностью (до 15-20 см).

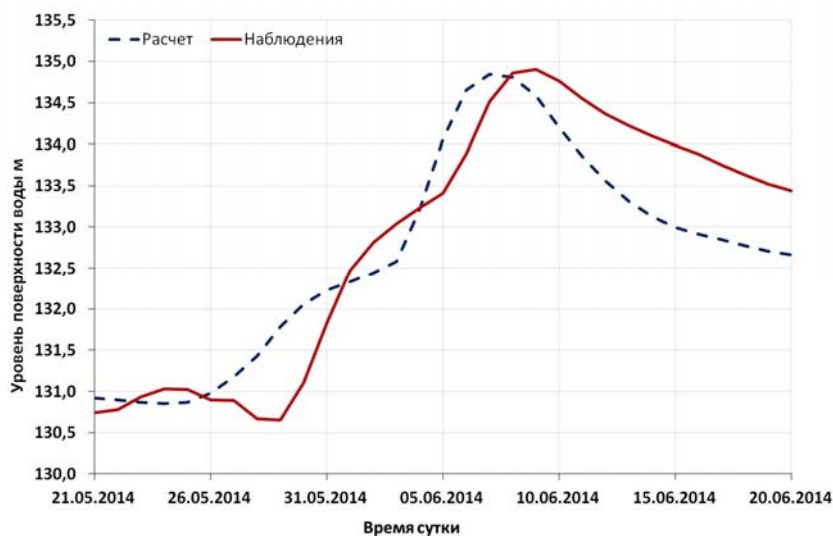


Рис. 2. Гидрограф уровня водной поверхности у г/п Барнаул

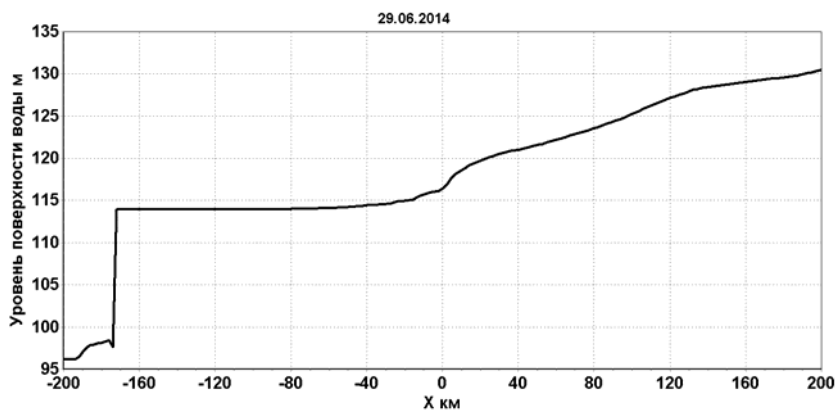


Рис. 3. Распределение уровня поверхности воды на 29.06.2014 вдоль русла р. Обь

В период экстремальной паводковой ситуации в системе Верхней Оби сотрудниками ИВЭП СО РАН проведены рекогносцировочные обследования поймы и берегов р. Обь на участках г. Барнаула и с. Барсуково при высоких уровнях

воды. Обследование в районе г. Барнаула проводилось в период подъема и максимального пика уровня воды на данном участке р. Обь (4-6 и 8 июня 2014 г.). Наблюдения на участках русла и поймы в районе с. Барсуково проводилось во время спада уровня воды после прохождения максимального пика паводка (10-11 июня 2014 г.). В процессе работ получены данные по уровням воды реки Обь на организованных временных водомерных постах у пос. Затон и у с. Барсуково, а также расходам р. Обь в нескольких характерных створах (рис. 4).

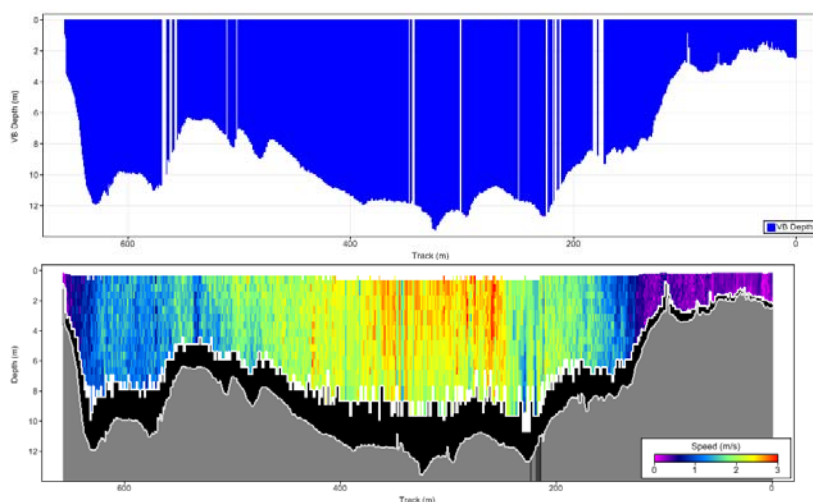


Рис. 4. Пример профилей измеряемых глубин и скоростей течений в районе г. Барнаула в створе г/п Алтайского ЦГМС от 8 июня 2014 г.

ВЫВОДЫ

Близость результатов прогностических расчетов с фактическими данными по г/п Барнаул и Камнь-на-Оби показала, что разработанная информационно-моделирующая система на основе численной одномерной модели течений в системе русел может быть успешно использована для

создания системы принятия решений при опасных гидрологических ситуациях на участке Верхней Оби (прогнозы уровней затоплений пойменных территорий, установление режима сбросов из Новосибирского водохранилища и т.д.).

При максимальных уровнях воды установлены фактические расходы воды у г. Барнаула, которые до 10% превышают данные Алтайского ЦГМС Барнаул за соответствующие период паводка. Полученные данные гидрологических наблюдений следует использовать для уточнения кривой связи «уровни-расходы» на г/п Барнаул. Это важно, поскольку связано напрямую с прогнозами приточности в Новосибирское водохранилище, регулированием его уровня и установлением режима сбросов в нижний бьеф НГЭС.

Работа выполнена в рамках проекта VII.76.1.1 программы ФНИ «Исследование процессов формирования стока и разработка информационно-моделирующих систем оперативного прогнозирования опасных гидрологических ситуаций для крупных речных систем Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Современное состояние водных ресурсов и функционирование водохозяйственного комплекса бассейна Оби и Иртыша / отв. ред. Ю.И. Винокуров, А.В. Пузанов, Д.М. Безматерных. Рос. Академия наук, Сибирское отделение. ИВЭП СО РАН – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. – 236 с.
2. Зиновьев А.Т., Кудишин А.В., Шибких А.А. Разработка ИМС для расчета течений в системе русел // Геоинформационные технологии и математические модели для мониторинга и управления экологическими и социально-экономическими системами. - Барнаул: Пять плюс, 2011. - С. 63-68.

3. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б. Моделирование процесса затопления пойменных территорий для участков крупных рек со сложной морфометрией русла и поймы // Водное хозяйство России. – 2013. - № 6. – С. 17-31.

4. Винокуров Ю.И., Зиновьев А.Т., Дьяченко А.В., Голубева А.Б., Коломейцев А.А. Исследование русловых процессов на участке реки Обь в районе первого барнаульского речного водозабора. Наблюдение и моделирование // Питательные воды Сибири–2014: мат. науч.-практ. конф. (24-25 апр. 2014 г., Барнаул). – Барнаул: Принтэкспресс, 2014. – С. 92-97.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ И ТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА АКВАТОРИИ ПОРТА САБЕТТА (КАРСКОЕ МОРЕ, ОБСКАЯ ГУБА) В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Р.А. Виноградов, О.М. Андреев, С.В. Клячкин, Р.И. Май
ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
e-mail: vinra@ari.ru

Особый интерес к району Обской губы обусловлен планами по освоению Южно-Тамбейского газового месторождения. В рамках обустройства запланировано строительство в п. Сабетта завода по производству сжиженного природного газа (СПГ) и порта для отгрузки СПГ на суда-газовозы. Район северной части Обской губы, где расположен п. Сабетта, отличается суровыми климатическими условиями, что может сыграть негативную роль при интенсификации судоходства. Даже в средний (по климатическим условиям) год толщина ледяного покрова в районе порта может достигать значения 1,5 м и более, а в

суровые года толщина припая превышает 2,2-2,4 м. Сами по себе данные толщины ледяного покрова, находящиеся в акватории порта, вряд ли станут препятствием для прохода ледоколов или мощных судов-газовозов. Однако следует учитывать, что каждый взлом припайного льда приводит к образованию ледяной каши, которая накапливается гораздо быстрее, чем идет рост обычного ровного морского льда термического происхождения, а большая толщина накопленной каши уже является непреодолимым препятствием для судоходства.

Для оценки динамических и термических процессов на акватории порта Сабетта в зимний период было проведено математическое моделирование с учетом разных природных и технологических условий. Изменчивость природных факторов учитывалась моделированием разных по суровости зимних условий (легкие, средние, тяжелые). Изменчивость технологических условий подразумевала разную интенсивность судоходства, а также возможное применение средств искусственного воздействия на ледяной покров для уменьшения его толщины.

Как и другие гидрометеорологические процессы, ледообразование на акватории порта необходимо было рассчитывать с помощью математических моделей. При этом в первую очередь рассматривалась эволюция ровного льда, т.е. возникновение и изменение толщины ровного льда чисто термического происхождения. В качестве основы для расчета толщины ледяного покрова с учетом гидрометеорологических особенностей района была использована одномерная термодинамическая модель морского снежно-ледяного покрова, приведенная в [1]. Верификация модели на натуральных данных района исследования показала адекватность получаемых характеристик ровного льда. Однако подобное

моделирование не могло учесть преобразование ледяного покрова под воздействием судоходства. Для учета последнего были использованы две модели разных авторов (О.М. Андреева и С.В. Клячкина), позволяющие рассчитать накопления ледяной каши на акватории порта в условиях регулярного судоходства. Обе модели неоднократно использовались ранее и хорошо себя зарекомендовали. Использование параллельно двух моделей разных авторов и с разными расчетными схемами позволяло избежать грубых ошибок при моделировании природных процессов в условиях, когда невозможна проверка результатов расчетов на основе натурных данных. Результаты расчетов при условии интенсивного судоходства показали чрезмерное накопление ледяной каши на акватории порта, когда движение судов становится физически невозможным. Этот факт потребовал дальнейших детальных исследований.

Для обеспечения требуемой интенсивности судоходства необходимо было применение средств искусственного воздействия на ледяной покров для уменьшения его толщины. Выбор этих средств и их оптимизация зависят, в частности, от гидрологических и гидродинамических особенностей акватории. Для моделирования динамики вод в акватории порта Сабетта была использована известная модель Принстонского университета POM (Princeton Ocean Model). Кроме акватории порта расчетная область включала в себя обширный прилегающий участок Обской губы. При моделировании учитывались приливные воздействия, термohалинные условия зимнего периода и наличие ледяного покрова. Из-за того, что порт Сабетта еще только строится, а большинство гидротехнических сооружений на момент моделирования отсутствовало, полноценную верификацию модельных расчетов провести было невозможно. Однако, в целом адекватность результатов расчетов не вызывала сомнения. Моделирование позволило выявить достаточно

устойчивую схему течений на акватории порта, а также сохранение двухслойности вод, когда в нижних слоях расположены более соленые и холодные воды Карского моря, а сверху распресненные воды Обской губы.

На основе выявленных по результатам моделирования гидрологических особенностей акватории порта Сабетта и с учетом заданных технологических ограничений был предложен вариант применения средств искусственного воздействия на ледяной покров для уменьшения его толщины (сброс теплых вод и барботирование). Проведение новых расчетов на основе совместно использования указанных выше моделей накопления ледяной каши и динамики вод, позволило определить необходимую мощность искусственного воздействия на лед для достижения приемлемой скорости накопления льда на судовых трассах при разных природных и технологических условиях.

ВЫВОДЫ

Моделирование динамических и термических процессов на акватории порта Сабетта в зимний период показало, что для обеспечения круглогодичной навигации при заданных параметрах судоходства необходимо применение дополнительных технологических методов борьбы со льдом. Результаты расчетов позволили определить мощность и конфигурацию системы искусственного воздействия на ледяной покров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев О.М., Иванов Б.В. Параметризация радиационных процессов в модели ледяного покрова // Метеорология и гидрология.- 2001.- № 2.- с. 81-88.

ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ВЕРХНЕВОЛЖСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

И.Л. Григорьева

Институт водных проблем Российской академии наук,

Москва, Россия

e-mail: Irina_Grigorieva@list.ru

Водоохранилища – это особый класс водных объектов, являющихся с одной стороны природными водоемами, а с другой стороны – техногенными системами, поскольку уровень воды в них регулируется человеком.

Ведущими факторами, определяющими специфику взаимосвязанных и взаимообусловленных внутриводоемных процессов в водохранилищах, служат водообмен и уровенный режим водоема [1]. Уровенный режим водохранилищ, определяется, как правило, соотношением двух составляющих водного баланса: притоком воды в водохранилище и сбросом ее через гидросооружения. Годовой ход уровня зависит от типа регулирования и назначения водохранилища.

Объектом наших исследований являлось Верхневолжское водохранилище, которое было образовано в верховьях Волги в 1845 году после постройки Верхневолжского бейшлота. В 1943 г. была произведена реконструкция плотины. Водоохранилище расположено на участке Волги от д. Коковкино до с. Селище и представляет собой цепочку из пяти озёровидных плёсов, которые были образованы на месте естественных проточных озёр Стерж, Вселуг, Пено и Волго (последнее часто подразделяют на Верхнее и Нижнее, или Малое и Большое).

Основные морфометрические характеристики Верхневолжского водохранилища представлены в таблице 1. Водоохранилище по своим размерам и объему (таблица 1) и

площади водосбора (таблица 2) является наименьшим среди верхневолжских водохранилищ.

Таблица 1. Краткая морфометрическая характеристика водохранилищ верхней Волги (проектные данные)

Характеристика	Водохранилище			
	Верхневолжское	Иваньковское	Угличское	Рыбинское
НПУ, м	206.5	124.0	113.0	102.0
Площадь водного зеркала, км ²	183	327	249	4550
Объем, км ³	0.52	1.12	1.24	25.42
Средняя глубина, м	4.4	3.4	5.0	5.6
Длина, км	92.5	111	146	250
Наибольшая ширина, км	4.4	8.0	5.0	70

Таблица 2. Характеристика озерности, заболоченности и лесистости водосборных бассейнов верхней Волги [2]

Водохранилище	Характеристики водосборных бассейнов			
	Площадь, кв. км	Коэффициент озерности, %	Коэффициент заболоченности, %	Коэффициент лесистости, %
Верхневолжское	3500	6,0	7,0	66
Иваньковское	41000	2,2	2,8	39
Угличское	60020	2,0	11,0	42
Рыбинское	150500	5,5	9,5	52

Верхневолжское водохранилище осуществляет сезонное регулирование стока и используется для водоснабжения, рыболовства и туризма. Водохранилище обладает

относительно небольшой емкостью и не может обеспечивать непрерывную подачу воды в нижний бьеф, вследствие чего периодически происходит прекращение попусков в целях накопления воды в водохранилище. Обычно наполнение водохранилища осуществляется в период весеннего половодья, на спаде которого начинаются попуски в нижний бьеф, продолжающиеся до наступления летней межени. Летом попуски в нижний бьеф или незначительны, или совсем отсутствуют. Перерыв в попусках держится до осени, когда вновь начинается расходование запасов водохранилища для поддержания навигационных глубин на участке р. Волги от г. Ржева до г. Тверь [2]. На рисунке 1 представлен типичный ход уровня воды в Верхневолжском водохранилище.

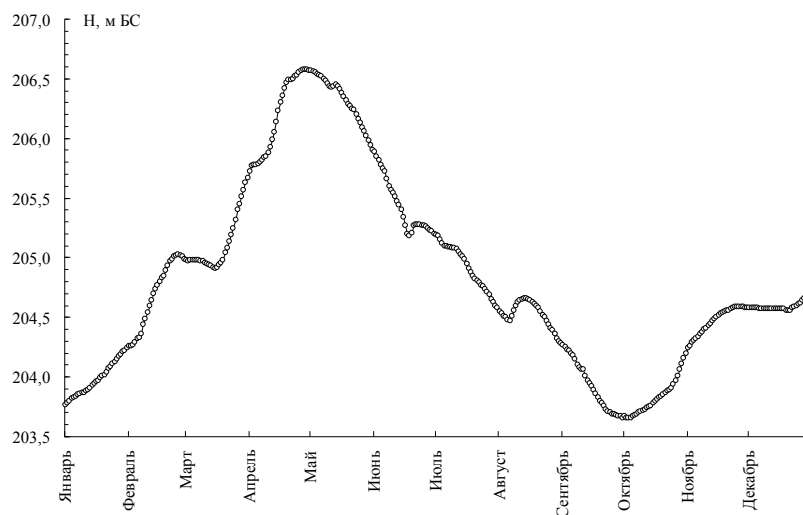


Рис. 1. Ход уровня Верхневолжского водохранилища по в/п Пено в 1989 г.

Современный урвенный режим водохранилища исследовался нами за период с 2008 по 2011 гг. Графики хода уровня и сброса воды в нижний бьеф представлены на рисунке 2. Характерные уровни представлены в таблице 3.

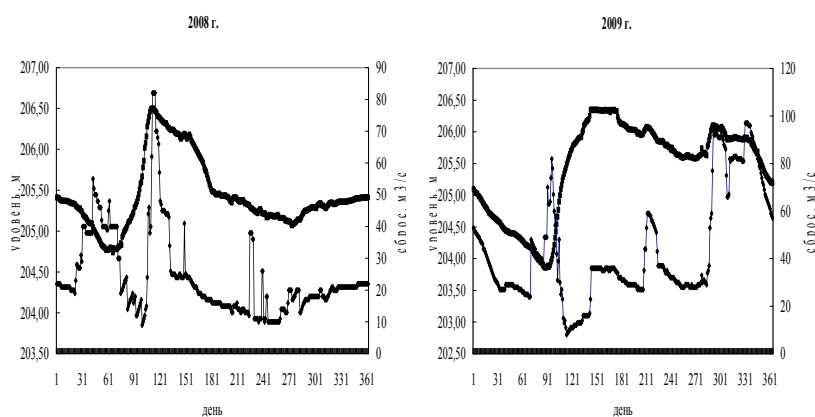


Рис.2. Графики хода уровня Верхневолжского водохранилища и сброса воды в нижний бьеф за 2008-2011 гг.

В исследуемый период максимальные уровни воды колебались в интервале от 206.37 м (2011 г.) до 206.57 (2010 г.), минимальные – от 203.02 (2011 г.) до 204.74 (2008 г.). Сработка уровня в 2008 г. составила 1.76 м, в 2009 г. – 2.74 м, в 2010 г. – 2.92 м, в 2011 г. – 3.48 м. Средние величины сброса достигали 284 м³/с в мае 2010 г., а минимальные не превышали 3-4 м³/с в период наполнения (апрель 2010, 2011 гг.).

Таблица 3. Характерные уровни и сбросы воды Верхневолжского водохранилища в 2008-2011 гг.

Уровень	Значение, м	Дата	Сброс	Значение, м ³ /с	Дата
2008 г.					
Средний	205.44		Средний	24	
Максимальный	206.5	21-22.04	Максимальный	82	22-24.04
Минимальный	204.74	06.03	Минимальный	9	09.04
2009 г.					
Средний	205.45		Средний	43	
Максимальный	206.35	28-30.05	Максимальный	97	28-30.11
Минимальный	203.86	01.04	Минимальный	8	25.04
2010 г.					
Средний	205.44		Средний	37	
Максимальный	206.57	13-14.05	Максимальный	284	14.05
Минимальный	203.58	27-28.03	Минимальный	3	07.04
2011 г.					
Средний	205.15		Средний	39	
Максимальный	206.37	9.05	Максимальный	184	6.05
Минимальный	203.02	05.04	Минимальный	4	20-21.04

В конце навигационного периода начинается сработка уровня в водохранилище, которая продолжается до начала наполнения водохранилища. Падение уровня приводит к уменьшению запасов воды в водохранилище и обмелению проток, соединяющих между собой верхневолжские озера, в следствие чего между ними затрудняется водообмен и продольный профиль водохранилища приобретает ступенчатое строение с разностью отметок на отдельных участках до 1-1.5 м [2].

Таким образом, урочный режим Верхневолжского водохранилища типичен для водохранилищ сезонного регулирования с осенне-зимней сработкой и наполнением в период весеннего половодья. Объемы сбросов воды в нижний бьеф зависят прежде всего от объема половодья и различны в годы разной водности. Сработка уровня в

водохранилище в последние годы не превышает 3.5 м, что негативно сказывается на экологическом состоянии водоема.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Шарапов В.А. Водохранилища. – М.: Мысль, 1987. – 325 с.
2. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Водохранилища Верхней Волги. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 291 с.

ОЦЕНКА ТЕПЛООВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ДНО НЕГЛУБОКИХ ВОДОЕМОВ

Е.И. Дебольская*, А.В. Иванов**

** Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия*

*** Department of Mechanical and Aerospace Engineering, Politecnico di Torino, Turin, Italy
e-mail: e_debolskaya@yahoo.com*

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что при решении задачи теплопереноса в водоемах в отсутствие явных тепловых источников обычно на нижней границе задается нулевой поток тепла.

В работе проведена оценка такого допущения в зависимости от внешних факторов, влияющих на процесс теплопереноса, и морфометрических параметров водоема.

ОЦЕНКА ТЕПЛООВОГО ПОТОКА В ВОДЕ

Рассмотрим водоем конечной, переменной по пространству глубины с открытой поверхностью. Предположим, что как мелкие, так и глубокие зоны подвержены одним и тем же

внешним воздействиям (однородный периодический тепловой поток на границе с атмосферой, однородное поле скорости). При таких условиях весь водоем может быть рассмотрен как совокупность столбов жидкости, и для расчета распределения температуры в нем можно применить одномерное уравнение теплопроводности для каждого столба:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(a^2 \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

с начальным однородным распределением температуры по глубине $T(z,0) = T_0$ и периодическим граничным условием на верхней границе

$$T(0,t) = T_0 e^{i\omega t} \quad (2)$$

где T - температура воды, t - время, T_0 - амплитуда колебаний, $\omega = \frac{2\pi}{\Pi}$, Π - период колебаний температуры на границе с атмосферой.

Для твердых тел $a^2 = \frac{k}{c\rho}$ - коэффициент температуропроводности, k - коэффициент теплопроводности, c - теплоемкость, ρ - плотность.

Для нестратифицированной жидкости при числе Прандтля, близком к единице, коэффициент температуропроводности складывается из коэффициентов молекулярной μ и турбулентной вязкости K_z : $a^2 = \mu + K_z$

Если принять допущение о независимости коэффициента a от глубины, то решением уравнения (1) с граничным условием (2) согласно [2] будет выражение:

$$T(z, t) = T_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \sin\left(-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z + \omega t\right) \quad (3)$$

Для оценки глубины, на которой граничное условие на дне не будет влиять на распределение температуры, можно оставить только выражение:

$$T(z, t) = T_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} \quad (4)$$

в виду ограниченности синусоидальной функции единицей.

Будем считать несущественным изменение температуры при значении. Найдем значение H :

$$\ln 0.1 = -\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}H$$

$$H = \frac{2.3}{\sqrt{\frac{\pi}{\Pi a^2}}} \quad (5)$$

В отсутствие развитой турбулентности (водоем без воздействия ветра и течений) при величине молекулярной вязкости воды $a^2 \approx 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ и суточных колебаниях температуры $\Pi = 86400 \text{ с}$, получим $H=0.38\text{м}$.

При сезонных колебаниях ($\tau=365\text{сут}$) $H=7.3 \text{ м}$

Основной причиной турбулентного перемешивания в озерах и водохранилищах в отсутствие значительных течений служит ветровое воздействие. Для оценки коэффициента турбулентного обмена в этом случае воспользуемся формулой, полученной на основе формулы Прандтля-Обухова и приближенного решения Экмана для ветровых течений

$$K_z = (0.05h_1)^2 \sqrt{\left(\frac{\tau}{\rho_0 K_0}\right)^2 e^{-2\alpha z} - \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right)} \quad (6)$$

здесь $\tau = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}$ – напряжение трения ветра, K_0 – значение коэффициента вертикального турбулентного обмена при $z=0$, $\alpha = \sqrt{\frac{f}{2K_0}}$, $h_1 = \pi \sqrt{\frac{K_0}{2f}}$, f – параметр Кориолиса.

Напряжение трения ветра рассчитывается по формуле Давтян:

$$\bar{\tau} = \rho_a (0.9 + 0.17 |\bar{W}_2|) \cdot 10^{-3} |\bar{W}_2| \bar{W}_2,$$

где ρ_a – плотность воздуха, $\bar{W}_2 = (w_x, w_y)$ – вектор скорости ветра на высоте 2 м (м/с).

При незначительной плотностной стратификации можно пренебречь вертикальным градиентом плотности.

Очевидно, что оценки, сделанные при максимальном значении коэффициента $a^2 = K_z = K_0$

(коэффициентом молекулярной вязкости пренебрегаем в виду его малости по сравнению с турбулентной) при различных скоростях ветра, дадут во всяком случае не заниженные значения глубин, на которых распространяется влияние верхнего граничного условия.

Расчеты показывают, что влияние суточных колебаний температуры на верхней границе распространяется в зависимости от скорости ветра следующим образом:

$$\text{при } W=0.5 \text{ м/с } K_0=10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}, H_{T=0.1T_0}=1.6 \text{ м};$$

$$\text{при } W=1 \text{ м/с } K_0=2.6 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}, H_{T=0.1T_0}=5 \text{ м};$$

при $W=5$ м/с $K_0=3 \cdot 10^{-3}$ м²/с, $H_{T=0.1T_0}=16$ м.

ОЦЕНКА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА В ГРУНТЕ

Оценим теперь способность грунта реагировать на изменения температуры воды и оказывать обратное влияние на теплосодержание вышележащего столба жидкости, т.е. служить источником накопленного тепла.

Рассмотрим совокупность факторов, наиболее способствующую такому накоплению. А именно, мелководную зону при сильном ветре. Рассчитаем соотношение температур на поверхности водоема глубиной $H=0.5$ м и на дне при суточном колебании и при действии ветра, дующего со скоростью $W=5$ м/с.

Из соотношения (5) получаем: $T(H, t) = T_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2a^2}}z} = 0.95T_0$, т.е. практически вся толща прогрета равномерно

Рассмотрим теперь слой грунта, на поверхности которого происходит периодическое изменение температуры вышележащей воды с амплитудой $T(H, t) = 0.95T_0$

Данная задача также описывается уравнением (1) с граничным условием (2). Оценим коэффициент температуропроводности $a^2 = \frac{k}{c\rho}$. По данным измерений и

решения обратной задачи [1, 3] его среднее значение для влажных торфяных почв составляет $2.3 \cdot 10^{-7}$ м²/с. Для других видов грунта оно может меняться в зависимости от влажности и плотности, но порядок остается тем же. Коэффициент температуропроводности почвы по меньшей мере на порядок меньше, чем воды.

Найдем значение глубины почвы (расстояние от границы вода-дно), на котором происходит снижение амплитуды теплового воздействия в 10 раз при суточных колебаниях. Воспользуемся выражением (5) и при величине температуропроводности $2.3 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ и суточных колебаниях температуры ($P = 86400 \text{ с}$), получим $H = 0.18 \text{ м}$. Ниже температура остается практически постоянной и поток тепла отсутствует.

СРАВНЕНИЕ С НАБЛЮДЕНИЯМИ

Данных измерений температуры и тепловых потоков на дне водоемов, к сожалению, очень мало. Одновременные измерения температурных профилей в воде и донных осадках были проведены для двух небольших озер Tub и Stewart's Dark (Висконсин, США), расположенных недалеко друг от друга, практически защищенных от воздействия ветров и не имеющих притоков и стоков, но обладающих различной стратификацией, еще в 1966 г. [2]. Подробные измерения температуры торфяной почвы на разных расстояниях от поверхности и оценка коэффициента температуропроводности проведены для болота, расположенного в зоне южной тайги Западной Сибири [1].

Анализ данных этих измерений подтверждает вывод, полученный на основе результатов расчетов по вышеприведенным соотношениям, о малости тепловых потоков через дно водоема на больших глубинах и позволяет оценить точность приведенных выкладок. На рис. 1 приведены гистограммы рассчитанных по измеренным на вертикалях с разными глубинами воды температурам среднесуточных значений теплового потока через дно озера Tub (шт. Висконсин). Очевидно, что в глубоководных зонах (начиная с 5 м) тепловой поток через дно становится пренебрежимо малым. По оценкам авторов вклад теплового потока через дно в среднем составляет от 10 до 12 % в общий

тепловой бюджет изучаемых озер. При этом он становится более значительным в мелководных зонах.

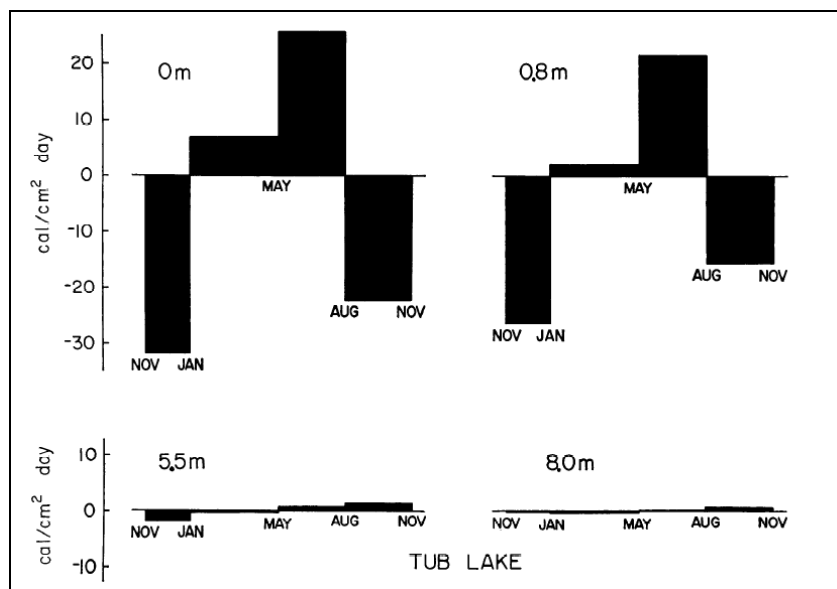


Рис.1. Сезонные изменения среднесуточного теплового потока через дно озера Tub (шт. Висконсин) на вертикалях с разными глубинами [2]

В таблице 1 приведены результаты мониторинга температуры торфяной почвы болота, расположенного в зоне южной тайги Западной Сибири [1].

На рис. 2 и 3 приведены рассчитанные по вышеупомянутым измерениям и с использованием соотношения (5) кривые среднегодовых и среднесуточных тепловых потоков на разных горизонтах по отношению к потоку на поверхности раздела "вода-грунт". Очевидно, что сравнение кривых позволяет утверждать, что используемые нами выкладки правомерны при оценке тепловых потоков.

Таблица 1 Амплитуда суточного хода температуры почвы в разные месяцы на глубинах 2, 5, 10, 15 и 25 см

Месяц	n	2 см	5 см	10 см	15 см	25 см
Май	23	10.24±3.14	6.97±2.24	3.61±1.26	1.61±0.66	0.25±0.14
Июнь	21	10.18± 3.11	6.8±2.14	3.92±1.19	2.12±0.6	0.53±0.17
Июль	23	9.71± 2.14	6.4±1.49	3.84±0.93	2.05±0.48	0.5±0.16
Август	23	8.52± 2.06	5.65±1.39	3.35±0.85	1.82±0.47	0.47±0.16
Сентябрь	22	5.92 ±1.97	3.96±1.43	2.25±0.88	1.22±0.44	0.36±0.19

Примечание. Среднее (°С) за 2007-2010 г.г. ± среднеквадратичное отклонение. n – число дней в месяце с явно выраженным суточным ходом

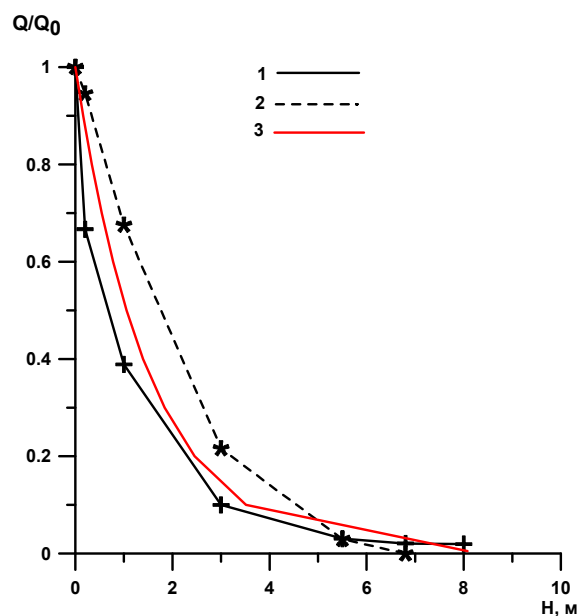


Рис. 2. Отношения среднегодового потока тепла в почве на разных глубинах к тепловому потоку на поверхности раздела "вода-дно": 1, 2 – по данным измерений в оз. Tub и Stewart's Dark [3], 3 – рассчитанные по формуле (5)

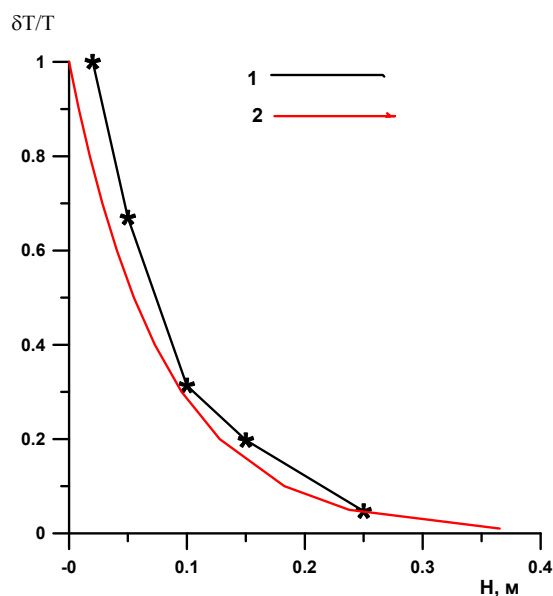


Рис. 3. Отношения среднесуточного потока тепла в почве на разных глубинах к тепловому потоку на поверхности: 1 – данные измерений в болоте, расположенном в зоне южной тайги Западной Сибири [1], 2 – рассчитанные по формуле (5).

ВЫВОДЫ

Аналитические оценки и данные измерений показывают, что суточные колебания температуры даже очень мелкого и хорошо перемешанного водоема не могут распространяться в донные отложения на достаточную глубину, чтобы создать существенный теплозапас, а соответственно и теплоток через границу вода-дно главным образом в виду малой по сравнению с водой теплопроводности слагающего дно грунта. Уменьшение потока в 10 раз происходит уже на глубине около 0.2 м. Величина самого потока зависит прежде всего от амплитуды температурных колебаний на поверхности водоема и значения коэффициента

температуропроводности. Однако для водоемов средних широт эти оценки практически одинаковы [3].

Для среднегодовых колебаний оценка дает $H=2,3$ м. При этом, однако, следует заметить, что воздействие ветра на теплоперенос не осуществляется в течение всего года, а в периоды его отсутствия (например ледостава) мы получили оценку 0.1 от температурной амплитуды на глубине уже 0.38 м, т.е в этом случае тоже применимо условие отсутствия источника на дне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюкарев Е.А. Амплитуда суточного хода температуры торфяной почвы // Вестник Томского государственного университета. Биология. – №365. – 2012. С. 201-205 – ISBN 1998–8591.
2. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. 1999. Изд. МГУ. 799 с.
3. Likens Gene E., Noye M. Johnson Measurement and analysis of the annual heat budget for the sediments in two Wisconsin lakes. // *Limnol. Oceanogr.* 14(1). 1969. P. 115-135 | DOI: 10.4319/lo.1969.14.1.0115
4. Schwab David J., O'Connor William P., Mellir George L. On the Net Cyclonic Circulation in Large Stratified Lakes // *Journal of Physical Oceanography.* V 25. 1994. P. 1516-1520.

КЕРЧЕНСКАЯ ПЕРЕПРАВА. ПРОБЛЕМА И НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

И.В. Диваков

Учебный центр ДПО «Амулет», Москва, Россия

e-mail: igdiv@mail.ru

Предполагается, что в ближайшем будущем будет построен мост через Керченский пролив, который соединит Крым и Краснодарский край. Динамика и термика многих водных объектов, а также связанный с ними их ледовый режим наряду с другими природными факторами (геологией, геоморфологией, ветровым режимом и проч.) имеют важное, а подчас и решающее значение для осуществления практических проектов строительства объектов различного назначения – мостов, туннелей, портовых сооружений и др. В работе сделана попытка обобщить имеющиеся информацию и сведения о проектах строительства Керченской переправы или/и моста через Керченский пролив в наши дни на условно «нулевой», новой точке отсчета проектирования и строительства.

Автору тем более это интересно, так как довелось участвовать в полевых изысканиях и практических научных разработках по этой проблеме в 80-ые – начале 90-ых годов прошлого века в составе научных экспедиций и временных научных коллективов (групп специалистов) многих учреждений – Института океанологии АН СССР, Государственного океанографического института, Черноморберегозащиты, Кубанского и Ростовского университетов и др. К сожалению, после известных событий распада СССР в 90-ые в целом научно-техническая проблема Керченской переправы и строительства моста в Керченском проливе приобрела острые и актуальные политические

черты, а с учетом экономических реалий – характер современного, технологического бизнес-проекта.

Настоящая работа не претендует на всестороннее освещение этой темы, а тем более на подмену серьезных проектов и разработок, уже начатых в данном регионе после вхождения Крыма в этот год в состав Российской Федерации (повидимому, правильнее было бы сказать его воссоединения с Россией). Задача гораздо проще – это актуальное введение в тему, попытка некоторого упрощенного диагноза современного состояния проблемы.

Керченский пролив соединяет воды Азовского и Черного морей. На западе берегом пролива является Керченский полуостров Крыма, а восточным берегом пролива является Таманский полуостров. Таким образом, пролив расположен между Керченским полуостровом на западе и полуостровом Тамань на востоке. На западном побережье Керченского пролива находится город-порт Керчь, непосредственно на берегу Порт-Крым, а на восточном берегу Порт-Кавказ.

Керченский пролив, разделяющий Таманский полуостров Краснодарского Края с Керченским полуостровом Крыма, - важная акватория в транспортном отношении не только для России, но также государств центральной и юго-восточной Европы, Закавказья и Центральной Азии. Сеть автомобильных и железных дорог соединяет паромная переправа между портами «Крым» и «Кавказ», по которым перевозится до 1,5 миллионов тонн грузов, и примерно 0,5 млн. пассажиров в год. Ожидается значительное увеличение этих объемов.

Керченский пролив богат большим количеством промысловых видов рыб. Путь и соответственно основной период отлова рыбы в проливе начинается как раз осенью в

октябре-ноябре и продолжается несколько месяцев. Но это хозяйственное значение пролива, конечно же, имеет скорее местное, региональное значение. Гораздо важнее роль пролива как судоходной артерии, соединяющей Азовское и Черное моря и водного пространства, разделяющего Крым и Северный Кавказ, а, следовательно, потенциально и перспективно способного их соединить с помощью новых Керченской переправы и моста.

Протяженность Керченского пролива достигает примерно 41 километр, а ширина варьирует в пределах от 4-5 до 15 километров. Максимальные глубины фарватера достигают двух десятков метров. Береговая зона отличается сочетанием низких, затапливаемых при нагонах песчаных кос и обрывистых, осыпных или скалистых высоких берегов. Особенности гидрологии Керченского пролива – достаточно большие скорости течения наряду с застойными мелководными зонами, сравнительно малая глубина и плоское ровное дно.

Очевидно, что новый гидротехнический проект должен подвергаться не только предварительному анализу, но и полной инженерно-экологической экспертизе. Результаты проведенного в разные годы и разными специалистами моделирования показывают, что даже локальное воздействие на элементы береговой линии, в том числе строительство моста, сооружение дамб, молв-причалов может привести к изменению полей и структуры течений и, как следствие, к осязательному изменению гидрологических процессов.

В зимние месяцы Керченский пролив покрывают дрейфующие льды, а иногда зимой пролив замерзает, но толщина льда небольшая, обычно до 20 см. Паромы Керченской переправы имеют класс ледоколов, а на случай суровой зимы для расчистки пути и прохождения судов

существуют мощные ледоколы. Зима в этом южном регионе короткая и пролив замерзает ненадолго в отличие от такого важного транспортного кластера, как Финский залив, который каждую зиму замерзает на три долгих месяца, а толщина льда доходит до метра, при этом паромы между Россией, Эстонией и Финляндией ходят круглый год.

Не вдаваясь глубоко в богатейшую и интереснейшую историю освоения регионов, примыкающих к Керченскому проливу и поэтому так или иначе связанных с осуществлением хозяйственных, культурных, этнографических и других обменов на Керченской переправе, остановимся вкратце на её истории в нашу современную эпоху.

С начала 90-х годов XX века было разработано не менее двух десятков различных проектов Керченской переправы. Проведенная в 2002 году оценка экономической целесообразности указала на необходимость строительства мостового перехода через Керченский пролив. Наиболее перспективными были определены варианты строительства в Еникальском и Жуковском створах. Ниже приводятся примеры некоторых из этих проектов.

Керченский пролив оказался в центре территориального спора между Россией и Украиной в 2003 году после того, как в Краснодарском крае начали реализацию проекта возведения дамбы от крайней точки Таманского полуострова в сторону островов, бывших ранее частью Тузлинской косы. Конфликт удалось решить после вмешательства президентов – строительство дамбы остановили, и коса Тузла тогда осталась украинской.

Структура течений и гидрологических процессов в акваториях проливов, фьордов, в шельфовых зонах обычно

зависит от характеристик течений на входе, погодноклиматических условий в зоне течения и особенностей береговой линии. Как правило, значительные изменения в структуру течения и гидрологических процессов вносятся адекватным по масштабу изменением входных данных – расходов или граничных изменений. Примером такого технологического воздействия является сооружение в 2003 году в Керченском проливе со стороны Таманского полуострова дамбы, которая существенно изменила характер течений в акватории, почти в два раза увеличив скорость течений в области фарватера, привела к возникновению опасных тенденций в гидрологии всего пролива. Поэтому так необходимы прогнозы возможных гидродинамических изменений в акватории под воздействием локальных гидротехнических сооружений.

Скрытые и нерешенные гидрологические проблемы становятся особенно явными во время ликвидации последствий техногенных аварий, сопровождающихся выбросами большого количества загрязнителей в акваторию и способных привести к экологическим катастрофам. Такая ситуация возникла осенью 2007 года, когда во время сильнейшего шторма в Керченском проливе затонуло несколько кораблей, в море вылилось много мазута, тем самым был нанесён экологический ущерб акватории Керченского пролива.

В ноябре 2004 года состоялось открытие паромной переправы. В акции приняли участие Виктор Янукович (на тот момент премьер-министр и кандидат в президенты Украины) и президент России Владимир Путин. Железнодорожное сообщение через пролив было восстановлено, но служило только для перевозки грузов.

Разработчиком одного из перспективных тогда проектов мостового перехода являлся ООО ПСФ «Спецфундаментстрой» (город Геленджик), который имеет значительный опыт проектирования и строительства морских сооружений подобного назначения. Наиболее характерным примером является подходная эстакада морского терминала по перевалке азота ОАО «Тольяттиазот» длиной 2,5 км, построенная за 1,5 года в аналогичных условиях в поселке Волна Темрюкского района Краснодарского края, всего в 40 км от предполагаемого места строительного моста. Предлагавшийся вариант моста был разработан с учетом проектных решений многих проектных организаций России и Украины в период с 1993 по 2000г. (докладная записка ООО «Союзтранспроект», г. Киев, 2007г.). Створ Еникальский был выбран исходя из следующих предпосылок:

- пересечение Керченского пролива в наиболее узком месте;
- направление перспективного развития порта «Кавказ».

При выборе типа мостового перехода были рассмотрены варианты совмещенного автомобильно-железнодорожного и исключительно автодорожного типа. За основной рабочий вариант принят автодорожный мост с 2-мя полосами движения в каждом направлении. Главной причиной такого выбора являлся сжатый планируемый срок реализации проекта, который делал практически невозможным его исполнение в совмещенном варианте из-за значительного удорожания и усложнения проекта в том числе, в основном, за счет создания подходных ж/д путей.

Данное предложение предусматривало реализацию проекта мостового перехода через Керченский пролив в два этапа:

- этап 1 – автодорожный мост с 4-хполосным движением;
- этап 2 – одно- или двухпутный железнодорожный мост.

При этом предлагаемый продольный профиль автодорожного моста не исключал возможности его

дальнейшей доработки до совмещенной с ж/д мостом схемы и реализации в один этап, в случае принятия соответствующего решения.

Транспортная стратегия Российской Федерации на период до 2030 года, утвержденная Распоряжением Правительства РФ от 22 ноября 2008 года, предусматривала в качестве одного из основных направлений развития транспортной инфраструктуры в Южном Федеральном округе до 2015 года провести проектирование моста через Керченский пролив, а также реконструкцию автодорожных подходов и подъездов к морскому порту Кавказ. На период с 2016 по 2030 годы предусматривалось строительство моста через Керченский пролив. Очевидно, что такой мост открывает также новые перспективы в отношениях стран, членов организации Черноморского экономического сотрудничества.

В апреле 2010 года президент России Дмитрий Медведев и тогдашний президент Украины Виктор Янукович подписали документ, согласно которому к 2014 году надлежало построить мост, соединяющий Краснодарский край с Крымом, но эти планы не были осуществлены. К встрече Д.А.Медведева и В. Януковича была подготовлена презентация всесторонне разработанного Институтом Гипростроймост Минтранса РФ проекта моста через Керченский пролив, на чём целесообразно остановиться подробнее.

При определении технических параметров мостового перехода учитывались следующие исходные данные и гидрографические, геологические, гидрологические характеристики:

- Судходный габарит по Керчь-Еникальскому каналу не менее 45 метров по высоте и 200 м по ширине.
- Сейсмичность площадки составляет 9 баллов.

- Залегание в кровле коренных пород на глубинах до 45 метров.
- Нагрузки от ледовых полей с учетом торосов с толщиной до 2 метров, при скоростях течения до 2м/с, и скоростях ветра до 25 м/с.
- Ширина территории (акватории) в рассматриваемых створах около 5 километров.

На основании инженерно-геологических данных были определены следующие решения.

Опоры сооружаются с использованием самоподъемных платформ, и плавучих кранов большой грузоподъемности. В основании опор металлические трубы, погружаемые в толщу иловых и коренных пород гидравлическими молотами, с массой удара их части более 100 тонн. На участках мостового перехода с благоприятными геологическими условиями возможно использование буровых столбов больших диаметров. Ростверки и тело русловых опор - массивные, из монолитного железобетона. Пролетные строения монтируются с двух берегов навесным способом. Монтаж судоходного пролетного строения осуществляется методом перевозки на плаву, в пониженном уровне, с последующим подъемом в проектный уровень. В качестве пролетных строений представлен вариант отдельных под каждое направление движения сквозных ферм для совмещенного движения. Данное решение позволяет сооружать мостовой переход в две очереди.

С целью увеличения допускаемых продольных уклонов, и уменьшения длины мостового перехода, железнодорожный путь укладывается на балласте. Железнодорожное движение осуществляется в уровне нижних поясов ферм, автомобильное движение, по стальной автомобильной плите расположенной в уровне верхних поясов фермы.

Судоходная часть пролива перекрыта трехпролетной фермой по схеме 132+220+132 метра. Остальная часть акватории двухпролетными фермами по схеме 2 x 132 метра.

Реализация проекта только под автодорожное движение предполагала использование в судоходной части арочного пролетного строения. На остальной части моста неразрезные пролетные строения по 147 метров.

Сложных и дискуссионных вопросов, которые возникают при проектировании и строительстве моста через Керченский пролив, довольно много. Строительство моста на высоких опорах, обеспечивающих судоходный габарит не менее 45 метров, проект дорогой и не обеспечивающий полное решение транспортного сообщения через пролив.

Предлагались и другие, упрощенные варианты – например, построить три моста - железнодорожный двухпутный, два автомобильных двухполосных. Высотные отметки мостов соответствуют отметкам местности, при этом в фарватере возводятся две совмещенные шлюзовые камеры (по типу шлюзовых камер Волго-Донского канала, шириной 18 метров) для прохода судов, на разделительной стене камер на трех поворотных устройствах устанавливаются пролеты мостов, при повороте которых вдоль разделительной стены обеспечивается свободный проход судов. Простота конструкции, надежность, привязка к местности предполагали осуществить строительство в кратчайшие сроки. Были и другие интересные проекты мостового перехода через Керченский пролив, которые так и не были реализованы.

После присоединения Крыма в марте 2014 года к России разработки по Керченской переправе и проектирование

транспортного перехода (моста) активизировались. Начало строительства запланировано на осень 2014 года. Масштабный проект предусматривает возведение автомобильной и железнодорожной магистралей, которые должны помочь решить проблемы грузовых и пассажирских перевозок. Ожидается, что мост будет готов в рекордные сроки – всего за четыре года. Рассматривается отдельно вопрос о возможности прокладки по мосту газопровода и электросетей для питания Крымского полуострова.

К лету 2014 года благодаря увеличению количества паромов интервал движения сократился до 30 минут. С 1 по 12 августа 2014 года через пролив осуществлялись железнодорожные пассажирские перевозки, которые были прекращены до 31 августа в связи с использованием железнодорожных паромов для перевозки автомобильного транспорта. Минувшее лето подтвердило: мост между Крымом и Таманским полуостровом просто необходим. Авиационного и морского сообщения явно недостаточно. Поток пассажиров на Керченской паромной переправе не иссякает до сих пор. Очевидное доказательство того, что у Крыма есть все шансы стать главным российским курортом и важным экономическим регионом.

Следует отметить, что у противников строительства моста и скептиков есть серьезные аргументы и контрдоводы. Приведем один пример. У России при всем ее желании не получится построить мост через Керченский пролив – об этом заявил украинский эксперт, Сергей Громенко в эфире телеканала «БТБ». По его словам, «сколько бы Россия денег не вкладывала в строительство моста – он так и не будет построен».

«Можно выделить несколько этапов развития идеи построения керченского моста, но правда – неприятная

правда – заключается в том, что по силам это оказалось только самой технологически развитой на то время стране – а именно Третьему рейху. Кроме нацистской Германии, никому не удавалось, даже Советскому Союзу при всем его могуществе, не удавалось построить мост. Немецкий мост был разрушен ледоколом (правильнее ледоходом) сразу после Второй мировой войны. И если уж Советскому Союзу было это не по плечу, я сильно сомневаюсь, что это удастся сделать России», – отметил эксперт. По его словам, «все разговоры о том, что какие-то китайские компании приедут и будут строить – они абсолютно ни на чем не основаны, потому что китайские компании – они точно так же боятся попасть под американские санкции, как и компании европейские и собственно американские». На наш взгляд такую позицию никак нельзя признать убедительной.

Положение (на 01 октября 2014 года) с проектированием и строительством моста через Керченский пролив может быть охарактеризовано весьма перспективным, судя по докладу Главы Минтранса РФ Максима Соколова Президенту России В.В.Путину о начале строительства моста через Керченский пролив на встрече, которая прошла в Горно-Алтайске. По-видимому, целесообразно привести некоторые части содержания беседы достаточно полно с небольшими сокращениями, чтобы иметь более ясное представление о том, что же, в конечном счете, нас ожидает на Керченской переправе.

Сам проект включает в себя несколько участков. Помимо мостового перехода через основной створ канала, порядка шести километров, это участки прохождения по косе Тузла - 6,5 км, а также дамбе и участку существующего пролива - в целом, тоже порядка 6,5 километров", - сообщил министр транспорта РФ Максим Соколов.

Кроме того, на Таманском полуострове будут построены подъезды к мосту: 40 километров автомобильной дороги и 42 километра железной. Компания РЖД уже начала работы по прокладке новых путей. Это будет двухпутная электрифицированная дорога на всем протяжении, по своей мощности и провозной способности соответствующая, например, дороге Транссиб сегодня. То есть, она сможет пропускать порядка 100 миллионов тонн грузов в год и достаточное количество пассажирских поездов.

Железнодорожный мост через Керченский пролив уже перебрасывали, правда, простоял он совсем недолго: с ноября 1944 года по февраль 1945 года. После освобождения советскими войсками Крыма это был стратегически важный переход. Но в условиях военного времени строить надо было очень быстро, отсюда и архитектурные просчеты. В первую же зиму опоры моста были разрушены льдом. Нынешние архитекторы обещают учесть опыт предшественников.

Предстоит решить и еще одну проблему. Это была зона боев, поэтому там достаточно большой объем работ по разминированию. Мины остались со времен Великой Отечественной войны. Это площадки уже непосредственно на подходах к Керченскому проливу. Работы по разминированию проводятся со специалистами Министерства обороны.

Фактически, по словам министра транспорта Максима Соколова, большая стройка уже началась, работы по строительству моста через Керченский пролив стартовали еще в августе. До этого сообщалось, что мост в Крым построит один подрядчик. Стоимость сооружения, не должна превысить 228,3 млрд рублей, а сам мост планируют построить до 2018 года. По плану все работы должны быть

завершены через четыре года. Конкретная дата - 16 декабря 2018 года.

Очевидно, что ситуация развивается достаточно быстро и ко времени проведения конференции, на которой планируется представить данное сообщение, конкретной информации будет больше. Тем не менее уже имеющиеся схемы, иллюстрации, карты, аэрофотосъемка, видеопрезентация и другие материалы, в том числе схемы течений, ветров, ледовой обстановки, геология будут весьма полезны для обсуждения этой актуальной темы в указанном регионе. А сравнение с имеющимся зарубежным опытом – в Мессинском проливе (Италия), проливе Акаси (Япония) и др. – позволит лишний раз подчеркнуть значимость для России технически сложных проектов и важность их научного обоснования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. http://www.etomesto.ru/map-krym_kerchenskiy-proliv/Карта Керченского пролива с глубинами и фарватерами. Геология дна.
2. <http://www.youtube.com/watch?v=fppGkUsPV2U/> Видеопрезентация моста через Керченский пролив
3. <http://morprom.ru/news/7664/>
4. http://blacksea-map.ru/map_azov_sea_strait_576494.html
5. <http://www.giprostroymost.ru>
6. <http://pantikapei.ru/most-cherez-kerchenskij-proliv.html>
7. <http://www.facenews.ua/news/2014/248689/>
8. <http://rg.ru/2014/09/05/proliv-site.htm>
9. <http://www.bridgeart.ru/bridges/suspension-bridges/228-akashi-kaikyobridge.html>

ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОДОТОКОВ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ДОНА В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

В.А. Дмитриева

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж,
Россия*

e-mail: verba47@list.ru

ВВЕДЕНИЕ

Изменения в количестве и протяженности водных потоков рассматриваются на примере Воронежской области. Озерность и заболоченность оценивается величиной менее 1 %, а основу природной гидрографической сети составляют реки и ручьи. Территориально область располагается преимущественно в бассейне Верхнего и частично Среднего Дона. Водный фонд Воронежской области представляет типичную картину гидрографии в выделенных природных рубежах Донского бассейна.

ВОДНЫЙ ФОНД И ЕГО ХАРАКТЕРИСТИКА

Природные водные объекты Верхнего и Среднего Дона – реки, ручьи, озера, болота. Большую часть гидрографической сети образуют малые водотоки, заполненные водой круглый год или в весенний половодный период. В общем количестве, насчитываемом 1197 рек и ручьев, преобладают водотоки длиной до 5 км ($\approx 69\%$) и 10 км ($\approx 84\%$) (таблица 1).

Дон, Хопер и Битюг – три реки, имеющие протяженность свыше 200 км. Реки Дон и Хопер, длиной соответственно 526 и 206 км, – транзитные. Истоки и устья рек лежат за пределами Воронежской области. Река Битюг берет начало на территории Липецкой области (согласно современного межевания земель), а впадает в Дон на воронежской земле.

Из 379 км полной длины воронежский участок Битюга составляет 263 км [3].

Таблица 1. Дифференциация водотоков по количеству и длине

Водоток	Длина суммарная, км	Количество	Водотоки длиной, км						
			≤5	5.1-10	10.1-25	25.1-50	50.1-100	>101-200	>200
Всего по области	9705	1197	821	188	128	27	23	7	3
%		100	68.6	15.7	10.7	2.2	1.9	0.6	0.3

Немногочисленную группу водных объектов суши Донского бассейна составляют озера и болота. В отличие от других регионов страны (в частности, северо-западных, где высокая озерность – незабываемый след последнего оледенения) Воронежская область изобилием озер, не отличается. Область давно освободилась от покровного ледника, поэтому приводораздельные озера – большая редкость. Они встречаются у с. Алферовка, Богана, Большой Мартын, Васильевка, Воля, Верхняя Маза, Давыдовка и др. Основную часть составляют пойменные озера. Причиной их образования является гидрографическая извилистость реки, возникающая в процессе размыва действующим речным потоком поймы речной долины, характерная для европейской части страны [2].

Пойменные озера – старицы часто имеют вытянутую по направлению движения воды в реке форму, с изгибами и поворотами, характерными для водного потока. Пойменные озера тянутся цепочкой вдоль русла Дона, Хопра, Вороны, Елани, Савалы, Битюга, где их насчитываются сотни, а также Воронежа, Икорца, Девицы, Потудани и др. Они имеют разную конфигурацию, чаще вытянутую, реже круглую, что

иногда отражается в их названии (например, оз. Круглое у с. Подгорное в бассейне Дона).

Вдоль берегов русла Дона простирается 326 озер с общей площадью водной поверхности 52.825. Вдоль русла Хопра – 254 озера с суммарной площадью водного зеркала 37.440 км². По левому и правому берегам Битюга размещается 94 озера, площадь водной глади которых составляет 12.681 км². В пойме Вороны – 88 озер с площадью 8.208 км², Воронежа – 43 на площади 7.710 км². К югу области озерность резко убывает. Так в бассейне Осереды всего 6 озер суммарной площадью 0.545 км², Богучарки – 9 озер общей площадью 1.487 км².

Озера значительно различаются по площади водного зеркала. Самую большую площадь имеет озеро Ильмень, расположенное в бассейне р. Винница, притоке 1-го порядка р. Хопёр. Площадь водного зеркала этого озера (S) составляет 5.181 км². Озер, близких по морфометрии к указанной площади озера Ильмень, в области нет. Следующие за ним по ранжиру озера Погоново у н.п. Гремячье и оз. Богатое у г. Лиски с площадями водного зеркала 1.761 и 1.553 км² соответственно. Самые малые озера с площадью водного зеркала до 0.100 км² составляют основную часть замкнутых водоемов области. Всего на карте Воронежской области удалось обнаружить 1430 озер (табл. 2). Суммарная площадь водного зеркала озер составляет 182 км², или 1820 га. На категорию малых озер приходится почти 65 %. Озерность Воронежской области крайне низкая и в среднем равняется 0.35 %. Она увеличивается до 0.70–0.80 % в бассейне Вороны и Хопра, но на всей территории области составляет менее 1 %.

Таблица 2. Дифференциация озер по площади водного зеркала (S , км²)

S , км ²	≤0.100	0.101-0.2	0.201-0.3	0.301-0.4	0.401-0.5	0.501-0.6	0.601-0.7	0.701-0.8	0.801-0.9	0.901-1.0	>1.0	Всего
Количество	928	301	94	37	25	20	9	3	-	2	11	1430
%	64.9	21.1	6.6	2.6	1.7	1.4	0.6	0.2	-	0.1	0.8	100

Болот в обычном географическом понимании на территории области немного. Болота, заболоченные участки, реже болотные массивы находятся в бассейнах Дона, Хопра, Битюга, Савалы, Воронежа и др. Известны наиболее крупные болота: Клюквенное, Маклок (в бассейне р. Усманка), Безымянное, Дерюжкино (в бассейне р. Хопёр). Все они объявлены гидрологическими памятниками природы. В силу малочисленности сведения о болотах на территории области в справочной гидрологической литературе отсутствуют.

На современной топографической карте Воронежской области удалось насчитать 148 болот.. По наибольшему количеству болот речные бассейны ранжируются следующим образом: Дон – 18, Хопёр – 15, Битюг – 14, Усмань – 9, Савала и Черная Калитва с притоками – по 8 в каждом бассейне, Богучарка с притоками, Елань и Девица – по 6, Ворона, Тихая Сосна – по 5. По одному-четыре болота есть в бассейнах Икорца, Осереды, Потудани, Еманчи и других рек. Площадь болот и заболоченных территорий посчитать довольно сложно из-за неопределенности и нечеткой выраженности их природной береговой линии. Лишь приблизительно можно отметить, что площадь, занятая болотами, составляет 15 700 га, или 1.57 км². Заболоченность области, рассматриваемая как отношение площади болот к площади области, оценивается величиной 0.003 %. Однако некоторые речные бассейны заболоченных площадей в процентном отношении имеют больше, чем в

среднем по области. К ним относятся бассейны Хопра, Битюга, Савалы, Усмани, Черной Калитвы, Россоши.

Значительно больше, чем болот, на территории области заболоченных и подтопленных земель, которые захватил процесс эвтрофикации. Сюда относятся заболоченные леса, луга. Они сохраняются в бассейне Хопра, Савалы, Вороны, Усмани (Усманки), Черной Калитвы, Подгорной, Толучеевки и других. Образование заболоченных площадей стимулирует глобальная климатическая перестройка, вследствие которой повышается температура воздуха и воды в водных объектах [4], способствующая развитию водной растительности и ускоряющая процесс заболачивания.

На озерах и тем более на болотах нет пунктов наблюдения стационарной гидрологической сети. Лишь на территории Хоперского государственного заповедника (ХПЗ) собственными силами сотрудников проводились измерения уровней воды на некоторых озерах, но и они в 2014 году были остановлены в связи с сокращением штатного сотрудника. По визуальным наблюдениям и опросам старожилов площадь озер ХПЗ не изменилась, но глубина некоторых из них уменьшилась. Озерность и заболоченность Воронежской области, выраженная в процентах, различается на порядок. Водоемы почти не имеют воздействия на речной сток и водные ресурсы.

ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОДОТОКОВ И ЕЁ ПРИЧИНЫ

Для Русской равнины процесс трансформации речной сети насчитывает столетия [8]. На современном этапе гидрологической истории заметные изменения происходят в количестве, протяженности водотоков и густоте речной сети. Приведенные данные по количеству рек и протяженности речной сети отличаются от ранее опубликованных сведений [1,6,7]. Средняя областная густота речной сети составляет

0.185 км/км². В пространственном распределении речной сети по площади области наблюдается значительная неоднородность (рис. 1).

Речная сеть заметно сокращается. Трансформация речной сети проявилась в полном исчезновении водотоков (пересыхание от истока до устья), сокращении длины (частичное пересыхание), утрате прежнего статуса (превращение постоянного водотока во временный, эпизодический), изменении морфометрии и гидрографических характеристик, нарушении или полной потере связи водотоков с водоприемной рекой или водоемом. Современная динамика речной сети является следствием следующих основных причин: 1) активного вмешательства человека в природные процессы в русле и на водосборе; 2) изменчивости климата; 3) изменения водного режима.

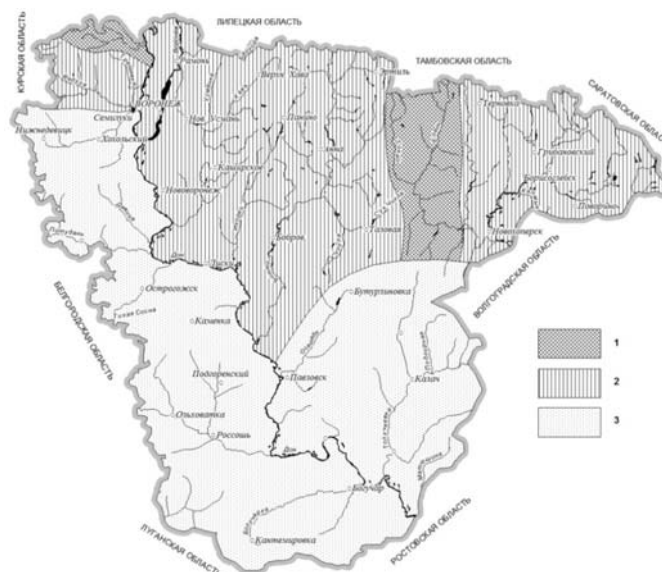


Рис. 1. Густота речной сети Воронежской области
Условные обозначения: 1- ≥ 0.31 ; 0.30-0.20; 3 - ≤ 0.20 км/км²

В середине прошлого столетия в регионе, особенно южных частях, было положено начало масштабным мелиоративным мероприятиям на речных водосборах и в руслах рек. Они выразились в спрямлении и канализовании рек, строительстве дамб, плотин, урбанизации приречных площадей, уничтожении естественной пойменной растительности, создании искусственных водоемов для удовлетворения самых разнообразных потребностей: орошения земель, водопоя скота, противоэрозионных, рекреационных и иных целей. Для сохранения водности рек, предотвращения размыва берегов и заиления водотоков по берегам рек высаживалась кустарниковая и древесная растительность, запрещалась хозяйственная деятельность в водоохранной зоне. Однако, несмотря на предпринимаемые меры по сохранению водных потоков от истощения, к настоящему времени наблюдается существенное нарушение первоначального состояния гидрографической сети области. Реки области: Россошь (L=58,2 км), Мамоновка (L=22,8 км), Сухая Чигла (L=40,3 км), Криуша на две трети своей длины (L=77,7 км) – представляют исчезающие водотоки. Некоторые реки, как Калмычок (L=25,5 км), Большая Грибань (L=13,1 км), Добринка (L=32,9 км) и др. утратили свою связь с реками, в которые они ранее впадали. Произошло превращение постоянного водотока в водоток со «слепым концом». Такие реки составляют довольно многочисленную группу из более 300 водотоков. Указанные водотоки и многие другие, меньшие по размеру, не названные при перечислении, находятся в состоянии «гидрологического стресса», стремительно теряя статус постоянных и временных водотоков.

Совершенно очевидно, что еще более заметным изменениям подверглись водотоки протяженностью менее 5 км, которые в Водный кадастр 1964 года издания не входили, а потому

привести подобные сведения по данной категории водотоков не представляется возможным.

Воздействие человеческого фактора усиливается глобальными изменениями климата, которые имеют четкое региональное проявление. Процесс деградации рек Воронежской области совпадает с нарастанием температуры воздуха. С середины 1980 - х годов XX века температура воздуха увеличилась по области более, чем на 1° С. Особенно резко повышается температура в холодное полугодие. Температура воздуха в теплый период года увеличивается незначительно. При этом отмечается сокращение слоя испарения.

Атмосферные осадки также имеют тенденцию незначительного роста в холодное полугодие. Несмотря на то, что осадки холодного периода являются стокообразующими весеннего половодья, к увеличению водности Дона и его притоков они не приводят, а объем весеннего стока, после с 1970 г., уверенно снижается. Вследствие климатических изменений наблюдается внутригодовое перераспределение речного стока: устойчивое снижение весеннего и повышение зимнего стока, нестабильное изменение летнего стока и осеннего стока (рис. 2).

Очевидно, *сокращение весеннего стока является главной причиной трансформации водотоков.* Малые реки и ручьи, и многие средние реки в истоке существуют на территории Верхнего и Среднего Дона только в период заполнения их руслового ложа вешней водой от таяния сезонного снега. *В современный весенний период они недополучают объем талой воды, необходимой для создания временного водотока в верховье реки.* Все реки, генетически образующиеся от слияния ручейковой воды, в верховье испытывают её

дефицит. К тому же часть образовавшейся воды идет на пополнение запасов грунтовых вод, чему способствует талая земля перед установлением снегового покрова и относительно неглубокая промерзаемость почвы в течение зимы, которая по многолетним данным имеет тенденцию к снижению. Вследствие этого, объем воды, поступающей на создание ручейковой сети, не велик.

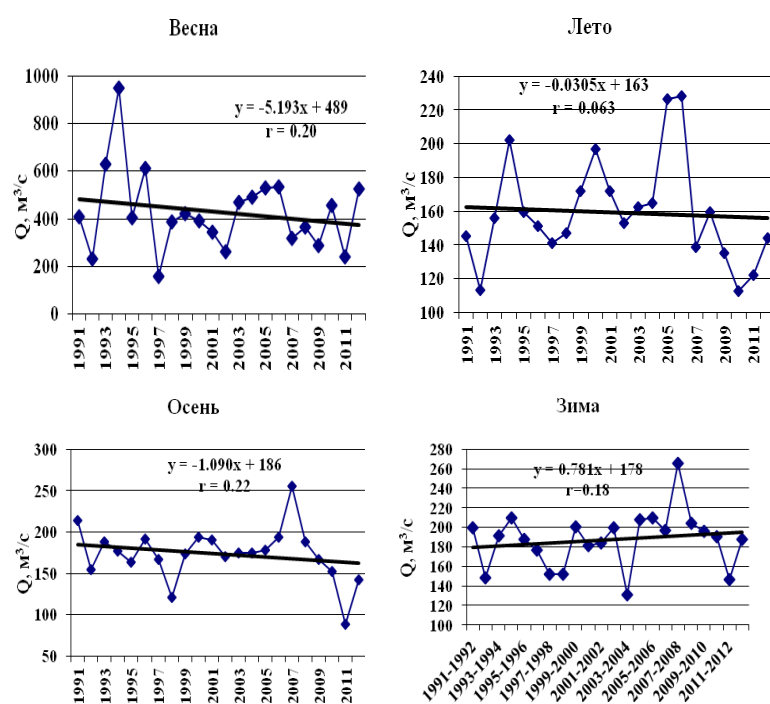


Рис. 2. Сезонный сток р. Дон у г. Лиски за 1991–2012 гг.

Обследование автором очень малых рек Ланин (приток Потудани длина 14.6 км,) и Тавровка (приток Воронежского водохранилища, длина 10 км) в течение 1910-2014 гг. убеждает в сказанном. В верховье реки Ланин сооружен пруд-водохранилище объемом 1.5 млн м³, площадью зеркала 71 га. Заполнение пруда в весеннее половодье происходит

только в короткий первоначальный период, пока вода стекает с неоттаявших склонов. Затем ручейковое движение воды прекращается. Выраженное движение воды выше верхней границы пруда, существовавшее в прежние годы почти круглый год, в настоящее отсутствует. В верховье реки образовался суходол с наличием влаголюбивой растительности.

Река Тавровка в большей степени деградирует в результате антропогенного воздействия, так как ее вода разбирается на полив, многочисленные стихийные отводы воды на садово-огородные участки. Бичом этой реки является сброс мусора и бытовых отходов непосредственно в реку. Уже в начале лета она «цветет», зарастает, превращается в застойное болото, где практически отсутствует водообмен.

ВЫВОДЫ

Совместное воздействие антропогенного и природного факторов привели к существенным трансформациям речной сети. За рассматриваемый период протяженность речной сети области сократилась примерно на 500 км при современной длине речной сети 9705 км, т.е., на 4.9 %. В расчеты включены только водотоки длиной свыше 10 км, по которым в Водном кадастре [1] и справочном издании [5] имеются официальные сведения об их морфометрических характеристиках. В результате сокращения длины рек густота речной сети уменьшилась на 0.03 км/км^2 , что для Воронежской области составляет 14.2 %.

Много реже наблюдается обратный процесс: превращение суходолов в постоянные водные потоки. Он имеет место в речных бассейнах, в которых отмечается подъем уровня грунтовых вод. Причиной в большинстве случаев является также антропогенный фактор. Все чаще наблюдаются случаи оживления родников на склонах речных долин, где близкое залегание грунтовых вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сокращение речной сети Воронежской области, являющееся следствием климатической перестройки, изменения водного режима и мощного антропогенного давления, влечет за собой определенные гидрологические последствия. Обмеление рек, эвтрофикация речных русел, ухудшение качественных показателей природной воды, – далеко неполный перечень возможных территориальных водных проблем. Для сохранения рек полноводными круглый год требуется активное позитивное вмешательство человека с целью соблюдения условий водопользования в речном русле и на водосборе и о возможности с учетом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрологическая изученность. Ресурсы поверхностных вод. Т. 7. Донской район. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 267 с.
2. Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. – М. : ГЕОС, 2006. – 296 с.
3. Дмитриева В.А. Гидрологическая изученность Воронежской области. Каталог водотоков. – Воронеж: ИПЦ Воронеж. гос. ун-та, 2008. – 216 с. – ISBN 978-5-9273-1245-0.
4. Дмитриева В.А., Давыдова Н.С., Сушков А.И. Гидрологические последствия чрезвычайно жаркого лета 2010 года / Жара 2010 года в Центральном Черноземье: последствия, причины, прогнозы. – Воронеж: Центрально-Черноземное книжное изд-во, 2012. – С. 28-40. – ISBN 978-5-7458-1229-9.
5. Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.И. – Реки и озера Советского Союза (справочные данные). – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 104 с.

6. Карты стока рек и временных водотоков / под ред. А.Г. Курдова. – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. университета, 1975. – 142 с.
7. Курдов А.Г. Реки Воронежской области. – Воронеж: : Изд-во Воронеж. гос. университета, 1984. – 164 с. – ISBN 5-7455-0794-2.
8. Панин А. В., Иванова Н. И, Голосов В. Н. Речная сеть и эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейне Верхнего Дона // Водные ресурсы. – 1997. – № 6. – С. 663–671.

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ВЗВЕСИ И РАСТВОРЕННЫХ СОЛЕЙ В СИСТЕМАХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ

А.В. Жаворонков, Б.И. Самолюбов, И.С. Королева
*МГУ имени М.В. Ломоносова, физический факультет,
Москва, Россия*
e-mail: samolyubov@phys.msu.ru

Значительную роль в формировании структур полей концентраций примесей в водохранилищах и озерах играют системы течений с термической, соленостной и суспензионной стратификацией. Распространение таких течений особенно активно изучается с точки зрения их воздействия на распределения параметров состава воды [1, 2, 3, 5 – 8, 11, 12]. Вместе с тем представления о процессах массообмена и модели переноса взвеси и растворенных солей в системах течений недостаточно совершенны. Основные проблемы теории переноса примесей связаны с многообразием течений и видов массообмена. В этой работе проводятся анализ результатов измерений и математическое моделирование переноса взвеси и растворенных солей в течениях, развивающихся на разных глубинах и взаимодействующих между собой. Цели работы: 1)

выявление закономерностей транспорта примесей в системах течений; 2) разработка и проверка математических моделей переноса взвешенных частиц и растворенных солей в системах течений.

Для выявления закономерностей и развития методов математического моделирования переноса взвеси выполнены исследования влияния изменений гидравлической крупности взвешенных частиц вдоль по потоку на продольное распределение их концентрации. Распределения гидравлической крупности вдоль по течению рассчитывались по разработанной нами методике на базе уравнения динамики взвешенной частицы с учетом скорости и устойчивости течения на всем его пути. Неоднородность распределения гидравлической крупности учтена в математической модели переноса взвеси при определении потока взвеси за счет ее осаждения и при оценке соотношения концентраций взвешенных частиц на верхней границе течения и в его толще. В результате проведенной модификации точность расчета продольных распределений концентрации взвеси в придонных плотностных течениях и в стратифицированных струях повысилась на 15 – 45 %.

В ходе анализа результатов наших измерений скорости течения и параметров состава воды в Волховской губе оз. Ладожского в августе 2009, 2011, 2012, 2013 гг. установлено, что концентрация взвеси в струе речных вод при апвеллинге в заливе убывает при увеличении устойчивостей струи и апвеллинга. Увеличение устойчивости струи ведет к гашению обмена и, соответственно, - к ускорению седиментации. Рост устойчивости течения в апвеллинге, как правило, был связан с подъемом верхней границы этого потока, по которой, как по жидкому грунту двигалась в сторону открытого озера струя речных вод. Вызванный этим процессом подъем струи приводил к снижению ее скорости

и к потере взвеси течением за счет седиментации. Эти закономерности учтены в разработанной методике моделирования распространения взвесей, поступающих из р. Волхов в Волховскую губу.

Коэффициент турбулентной вязкости определялся по выражению из [4] с учетом влияния стратификации, энергообмена в слоях с нулевыми вертикальными градиентами скорости и изменения масштаба турбулентности с глубиной. Разработана методика, учитывающая неоднородность профиля масштаба турбулентности как в придонном и приповерхностном пограничных слоях, так и в диапазоне промежуточных глубин. Новая методика наиболее эффективна в течениях с доминирующей термической стратификацией. Ее практическую пригодность подтвердила проверка найденных распределений турбулентной вязкости по всей глубине при расчетах профилей концентрации взвеси и растворенных солей на разрезах в озерах и водохранилищах в восьми системах течений и на срочных станциях (рис. 1).

Коэффициент турбулентной вязкости определялся по выражению из [4] с учетом влияния стратификации, энергообмена в слоях с нулевыми вертикальными градиентами скорости и изменения масштаба турбулентности с глубиной. Разработана методика, учитывающая неоднородность профиля масштаба турбулентности как в придонном и приповерхностном пограничных слоях, так и в диапазоне промежуточных глубин. Новая методика наиболее эффективна в течениях с доминирующей термической стратификацией. Ее практическую пригодность подтвердила проверка найденных распределений турбулентной вязкости по всей глубине при расчетах профилей концентрации взвеси и растворенных

солей на разрезах в озерах и водохранилищах в восьми системах течений и на срочных станциях (рис. 1).

Пунктирные линии на рис. 1 а соответствуют уровням, которые, начиная с придонного, соответствуют максимуму скорости плотного потока z_m , толщине этого потока z_u , максимумам скоростей двух струй $(z_{mj})_1$, $(z_{mj})_2$ и верхней границе струи, ближайшей к поверхности воды, $(z_{ju})_2$.

Разработка модели переноса растворенных солей в системах течений включала создание методик определения скорости соосаждения солей и граничных условий.

Для скорости соосаждения солей, сорбированных на поверхностях частиц взвеси, применяется зависимость от скорости течения, в форме, полученной нами ранее, но с применением модифицированного числа Ричардсона, которое получено при выводе выражения коэффициента турбулентного обмена (ссылка на соответствующую статью дана в списке работ по проекту). Скорость соосаждения равна сумме двух слагаемых, первое из которых пропорционально гидравлической крупности частиц, а второе – числу Ричардсона.

Второе слагаемое введено для учета ускоренной агрегации частиц в зонах с повышенной гидродинамической устойчивостью, в соответствии с нашими данными и с результатами из [9, 10]. Найденное выражение скорости соосаждения проверено при апробации модели.

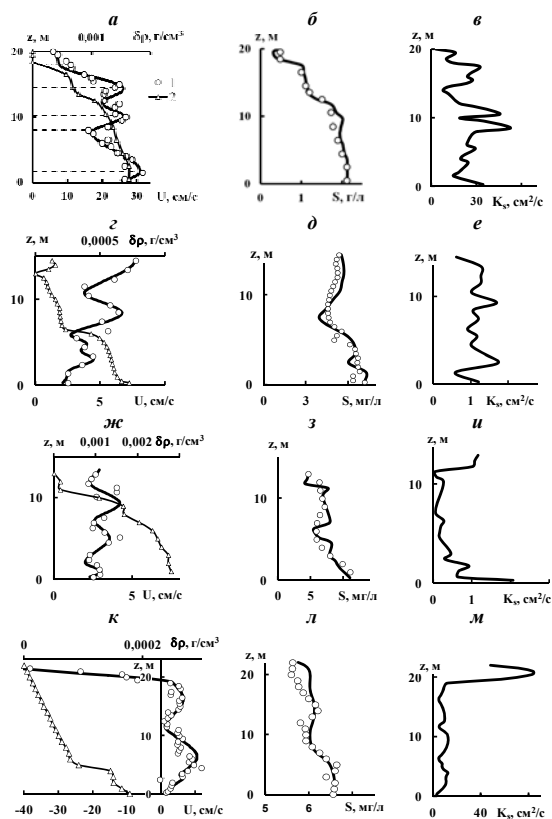


Рис. 1. Профили скорости U - 1 и изменения плотности воды с глубиной $\delta\rho$ относительно приповерхностного значения $\rho(H-0.5\text{ м})$ - 2, концентрации взвеси S и коэффициента турбулентного обмена K_t в четырех системах течений ($\delta\rho = \rho(z) - \rho(H-0.5\text{ м})$); а, б, в - в системе с двумя струями, стоковым и плотностным течениями (Нурекское водохранилище, 16.08.1980); г, д, е - в системе со стоково-дрейфовым течением, струей и плотностным потоком (Рузское водохранилище 28.06.2000); ж, з, и - в системе с плотностным и стоковым течениями и с двумя струями (Истринское водохранилище 05.07.2000); к, л, м - в системе со сгонно-нагонным и плотностным потоками (оз. Онежское, Петрозаводская губа, 19.09.2007 г.). Кривые $U(z)$ и $S(z)$ - теоретические.

Из этих соображений при анализе результатов измерений было получено выражение придонной концентрации, нормированной на ее значение в начальном створе. Эта относительная концентрация пропорциональна степенной функции глубины, нормированной на ее значение в начальном створе. Показатель степени обратно пропорционален относительной скорости соосаждения солей (скорость соосаждения, нормированная на модуль средней по глубине скорости течения). Отклонение придонной концентрации от найденной зависимости, достигающее 20%, выражается дополнительным слагаемым, которое пропорционально относительной скорости соосаждения и динамической скорости течения, нормированной на начальное значение. Это слагаемое учитывает изменения придонной концентрации за счет процессов поглощения или выделения растворенных солей донными отложениями. Проверка по данным измерений показала, что полученное выражение придонной концентрации справедливо для 90% случаев на восьми продольно-осевых разрезах в озерах и водохранилищах.

Выражение приповерхностной концентрации солей, определявшейся на глубине 0,5 м, получалось путем ее сравнения с придонной с учетом параметров, которые особенно сильно влияют на минерализацию у поверхности. К этим параметрам относятся скорости соосаждения и ветра, а также изменения концентрации за счет поступления вод различной минерализации из боковых притоков водохранилища. Такой подход показал, что наилучшим образом для большинства вертикалей на разрезах выполняется степенная зависимость приповерхностной и придонной концентраций, нормированных на начальные значения вида. Показатель степени пропорционален относительной скорости соосаждения и скорости ветра. Это

выражение дополняется слагаемым, которое соответствует изменению концентрации за счет поступления вод из боковых притоков. Данная величина предполагается известной в составе набора входных параметров модели по результатам измерений на притоках.

Вертикальный турбулентный поток солей в приповерхностном слое полагался в соответствии с уравнением диффузии солей пропорциональным гравитационному потоку соосаждения. Отклонение турбулентного потока от гравитационного исследовалось как функция ряда определяющих параметров, включая скорости ветра и соосаждения. Выражение вертикального турбулентного потока солей в приповерхностном слое удалось получить в виде произведения гравитационного потока, равного произведению скорости соосаждения на приповерхностную концентрацию, на линейную функцию относительной скорости соосаждения. Коэффициенты этой функции учитывают изменение знака турбулентного потока солей в приповерхностном слое в зависимости от температуры воды.

Поскольку остаточный поток солей зависит от влияния гидрохимических, гидробиологических и других процессов, то для его учета в модели мы провели анализ гидрофизических параметров, влияющих на эти процессы. В итоге, был сделан вывод о том, что главным из таких параметров является температура воды. Проверка этого заключения показала, что скорость переноса солей за счет их остаточного потока пропорциональна

а) температуре воды, нормированной на 20 градусов; б) скорости ветра с коэффициентом, зависящим от корня из относительной скорости соосаждения.

С применением полученных выражений построена и проверена модель переноса растворенных солей в системе течений. Профили концентрации солей на продольно-осевых разрезах в водохранилищах в целом согласуются с измеренными распределениями в рамках погрешностей, обусловленных приближениями квазистационарности и плоской задачи, а также другими допущениями и учтенными в модели процессами (рис. 2).

Модификация и проверка математической модели переноса растворенных солей в системе течений над сложным рельефом дна в условиях высокой проточности проводилась применительно к широтной части оз. Телецкого. Апробация модели проводилась по данным исследований структур полей течений и параметров состава воды, полученным в наших экспедициях в 2003, 2004 и 2006 гг. При этом обнаружено, что выражение придонной концентрации отличается знаком показателя степенной функции, основанием которой является нормированная глубина водоема.

Выявленное и учтенное в модели изменение знака этого показателя, отрицательного для условий малой проточности водоема и положительного при высокой проточности и сложном рельефе дна, обусловлено особенностями связи придонной концентрации солей с глубиной на продольно-осевом разрезе водоема. В малопроточных стратифицированных водохранилищах по данным измерений в конце июня и в июле в различные годы, наряду с повышением концентрации с глубиной в придонном слое на каждой конкретной вертикали, происходит снижение общей минерализации у дна с расстоянием вдоль по водоему. Это связано, прежде всего, с процессами обмена придонного течения с окружающими водами и дном по мере удаления от основного притока (а также с гидрохимическими и

гидробиологическими процессами). Таким образом, возникает отрицательная корреляция придонной концентрации и глубины на разрезе.

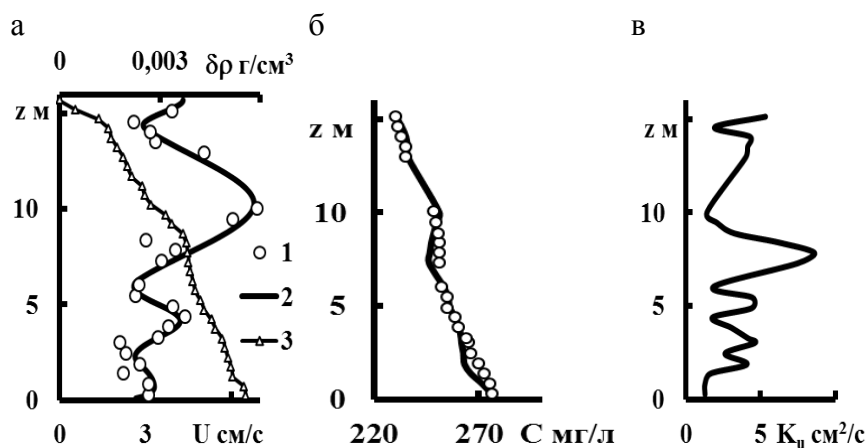


Рис. 2. Профили а - скорости U - 1 и изменения плотности воды с глубиной $\Delta\rho$ относительно приповерхностного значения $\rho(H=0.5\text{ м})$ - 2 , б - концентрации растворенных солей C и в - коэффициента турбулентного обмена K_t (Истринское водохранилище, ст. Ламишино, 5.07.2001).

В системе течений над сложным рельефом дна в условиях высокой проточности (применительно к широтной части оз. Телецкого) снижение общей минерализации у дна с расстоянием вдоль по водоему тоже имеет место. Однако характер связи придонной концентрации с глубиной противоположен отмеченному выше за счет влияния следующих факторов. 1. Снижение общей минерализации у дна происходит на фоне спада глубины с расстоянием по мере приближения к истоку р. Бия из озера. 2. В характерных для этого участка озера впадинах на рельефе дна имеют место всплески придонной концентрации солей из-за замедления процессов обмена. 3. Вне впадин относительно

высокие скорости придонного течения (до 15 см/с) при сохранении его устойчивости (по числу Ричардсона, равного в среднем на разрезе 1,2) обеспечивают на данном участке активный транзит вод, за счет которого изменения минерализации у дна вдоль по течению оказываются существенно меньшими ее роста с глубиной. В итоге имеет место положительная корреляция придонной концентрации и глубины на разрезе. Полученные результаты позволили модифицировать методики определения граничных условий в модели распределения минерализации.

С учетом представленных результатов построена и проверена модель переноса растворенных солей в системе течений. В модели принимаются во внимание турбулентный обмен, влияние стратификации, соосаждение, сорбция и десорбция донными отложениями и скорость переноса за счет остаточного потока солей. Получены выражения, определяющие граничные условия для концентрации солей у дна и у поверхности, а также для турбулентного потока солей в приповерхностном слое для водоемов с малой и высокой проточностью над сложным рельефом дна. Установлено, что скорость переноса солей за счет их остаточного потока определяется влиянием ветра, соосаждения солей и изменений температуры воды. Профили концентрации солей на продольно-осевых разрезах в целом согласуются с измеренными распределениями в рамках погрешностей, обусловленных приближениями квазистационарности и плоской задачи, а также другими допущениями и неучтенными в модели процессами. Проверка модели выполнена по данным измерений в Рузском (28.06.2000), Озернинском (2.07.2000), Истринском (5.07.2001) и Вазузском (22.07. и 30.07.2002) водохранилищах и на озерах Телецком (27.07.2004 и 08.08.2006), Онежском (11.08.2008) и Ладожском (15.08.2012).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00822).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кременецкая Е.Р., Законнов В.В., Ломова Д.В., Соколов Д.И. Структура внутриводоемных потоков взвешенных и органических веществ в Можайском водохранилище // Географический вестник. 2013. № 3 (26).
2. Пуклаков В. В., Ершова М. Г., Эдельштейн К. К. Синоптическая изменчивость термодинамического состояния водных масс в Рыбинском водохранилище // Метеорология и Гидрология. 2013. №1.
3. Самолюбов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ. 2007.
4. Б.И. Самолюбов Профили коэффициента турбулентного обмена и концентрации взвеси в системе стратифицированных течений // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2012. № 4.
5. Эдельштейн К.К. Водные массы долинных водохранилищ. // М. МГУ:1991.
6. Эдельштейн К.К., Гречушникова М.Г., Даценко Ю.С., Пуклаков В.В. Диагностическое моделирование внутриводоемных процессов в водохранилищах // Водные ресурсы, 2012. №4.
7. Boehrer. B, Schultze M. Stratification of lakes // Reviews of Geophysics. 2008. Volume 46, Issue 2.
8. De Cesare G., Boillat J.L. Intrusive and bottom density currents and induced vertical exchanges in a stratified lake // XXX IAHR Congress. AUTH. Thessaloniki. Greece. 24-29 August 2003. V.1.THEME. C.
9. Kranck K. Flocculation of suspended sediment in the sea // Nature. 1973. V. 246. P. 348-350].
10. MacIntyre S., Alldredge A. L. Accumulation of marine snow at density discontinuities in the water column // Limnol.Oceanogr., 34(4), 1995, V. 40(3). P. 449-468.

11. Sheng Y. P. Hydrodynamics, Sediment Transport and Their Effects on Phosphorus Dynamics in Lake Okeechobee // Coastal and Estuarine Studies Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport. 1993. Vol. 42.
12. Umlauf L., Lemmin U. Interbasin exchange and mixing in the hypolimnion of a large lake: The role of long internal waves. // Limnol. Oceanogr. 50(5), 2005.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТЕЛЕЦКОМ ОЗЕРЕ

А.Т. Зиновьев, К.Б. Кошелев

*Институт водных и экологических проблем Сибирского
отделения Российской академии наук, Барнаул, Россия
e-mail: zinoviev@iwep.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Теоретические и экспериментальные исследования глубокого горного Телецкого озера важны, помимо прочего, для разработки и совершенствования методов прогноза влияния крупных водохранилищ в условиях Сибири на окружающую среду. Так, особый интерес к моделированию термической структуры Телецкого озера был проявлен в конце 90-х годов прошлого века, когда озеро рассматривалось в качестве одного из водоемов-аналогов проектировавшегося Катунского водохранилища [1].

Для моделирования гидротермических процессов в глубоких озерах и водохранилищах могут быть использованы математические модели разной размерности. Ниже будет выполнен сравнительный анализ одномерной вертикальной

(1DV) и трехмерной (3D) гидроледотермических моделей глубокого водоема на примере расчетов температурной стратификации Телецкого озера. Преимущество 1DV-модели состоит в том, что для ее использования необходим минимум входной эмпирической информации. Именно эта ситуация является типичной при прогнозах термического режима проектируемых сибирских водохранилищ. Использование 3D-модели позволяет, в принципе, получать более детальные сведения об изучаемых динамических процессах, но является существенно более требовательной к заданию входной информации для проведения расчетов. Фактически, применение этих двух моделей является использованием предельных вариантов при компьютерном моделировании термического режима проектируемых водохранилищ.

Результаты численных расчетов по построенным компьютерным гидроледотермическим моделям Телецкого озера разной размерности рассматриваются и обсуждаются с привлечением данных выполненных натурных наблюдений и данных ДЗЗ.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для построения компьютерных моделей гидроледотермических процессов в Телецком озере выполнено следующее:

- собраны фондовые данные, в т.ч. по морфометрии Телецкого озера;
- разработана модель базы данных для хранения фондовой, экспериментальной и расчетной информации;
- построена цифровая модель рельефа (ЦМР) котловины Телецкого озера (рис. 1);
- выполнены многолетние режимные наблюдения вертикальных распределений температуры и других физико-химических характеристик воды в Телецком озере.

Компьютерная гидроледотермическая 1DV-модель Телецкого озера построена на основе работы [1]. Результаты численных экспериментов по моделированию годовой термической структуры Телецкого озера в рамках 1DV-модели представлены частично в [2-3].

Для создания 3D компьютерной гидротермической модели Телецкого озера использован программный комплекс с открытым доступом Delft3d [4]. Математическая 3D-модель, лежащая в основе данного комплекса, построена с использованием условия гидростатического приближения для давления. Турбулентная вязкость в вертикальном направлении определяется с использованием двухпараметрической (k-ε)-модели турбулентности.

При построении компьютерной модели в качестве граничных условий задавались расходы впадающих в Телецкое озеро рек, а также уровень водной поверхности озера в районе истока р. Бия.

Используемые в качестве входной информации метеоданные полагались одинаковыми по всей акватории озера. Основным недостатком базовой программы Delft3d при использовании ее для моделирования глубоких озер и водохранилищ является отсутствие в исходной математической модели зависимости плотности воды от давления. Поэтому была выполнена модификация программы Delft3d путем применения в качестве уравнения состояния формулы TEOS-10 [5], где плотность воды является функцией температуры, солености и давления. Для расчета динамики ледового покрова в качестве основы использовалась плановая модель роста-таяния льда, подробно описанная в [6]. Вычисления пространственно-временного распределения льда на поверхности Телецкого озера проводились совместно с

расчетами по компьютерной 3D-гидротермической модели данного водоема.

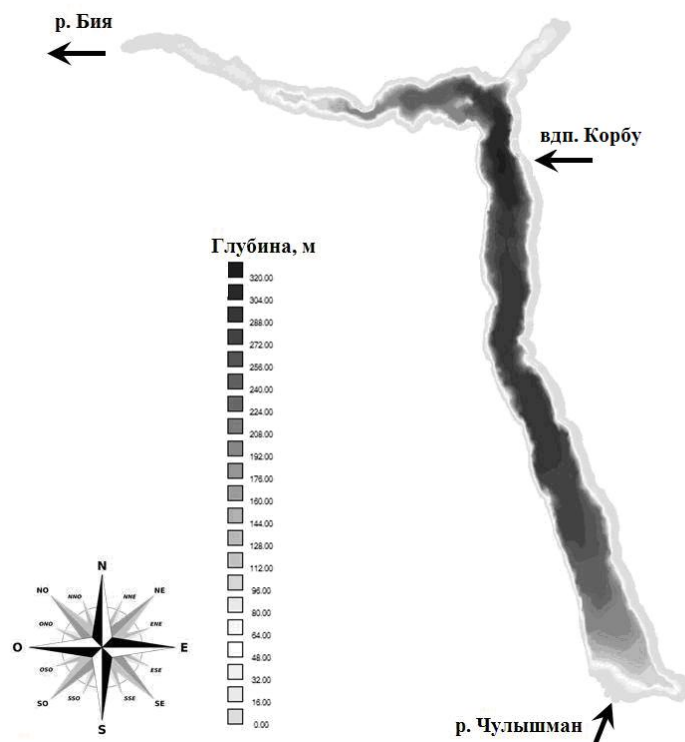


Рис. 1. - Рельеф дна Телецкого озера

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

По построенным 1DV- и 3D- компьютерным моделям гидротермического режима Телецкого озера выполнены расчеты формирования температурной стратификации водоема с использованием входных данных для безледоставного периода 2010 года. В имитационных расчетах картины годовой температурной стратификации Телецкого озера использованы среднесуточные данные по метеостанции Яйлю для 2009-2010 гидрологического года.

Для устранения погрешности, связанной с неточным заданием начального состояния озера, рассчитаны гидротермические процессы для нескольких последовательных модельных лет с использованием в качестве входных данных исходной информации для 2009-2010 гг. При таком подходе ошибки, связанные с определением начального состояния озера, становятся незначительными. Результаты расчета по 1DV-модели представлены на рис. 2. Изолинии температуры для верхнего слоя воды на рис. 2 демонстрируют, что в озере два раза в год при температуре максимальной плотности воды возникает термическая неустойчивость и развивается вертикальная циркуляция, приводящая водоем к состоянию гомотермии.

Результаты расчетов показали [1-3], что 1DV-модель в целом удовлетворительно воспроизводит формирование температурной стратификации Телецкого озера как в летне-осенний период (глубину перемешанного слоя, ход температуры поверхностных слоев воды), так и зимний период года (при ледоставе). Сопоставление результатов расчетов с измеренными в 2010 г. вертикальными распределениями температуры воды показало необходимость изучения влияния эффектов сжимаемости для моделирования переносов тепла воды в придонных слоях глубокого озера, что было учтено в [3].

С использованием входных гидрологических и метеорологических данных для 2010 г. были выполнены расчеты по гидротермической 3D-модели процесса формирования температурной стратификации Телецкого озера в безледоставный период. На рис. 3 представлены рассчитанные по 3D-модели вертикальные распределения температуры воды в самой глубокой части озера – в районе устья р. Корбу. Здесь же приведены расчетные данные по

1DV модели и данные наблюдений. Следует отметить хорошее совпадение расчетных данных между собой и их согласие с натурными данными.

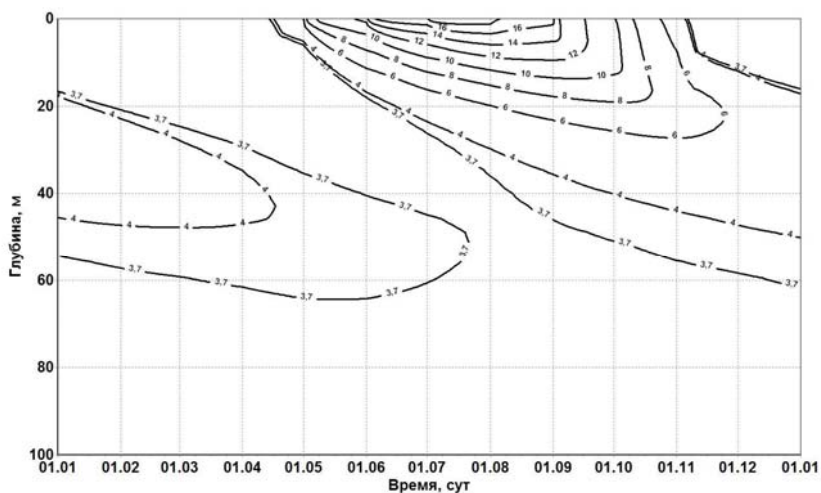


Рисунок 2 - Сезонный ход изотерм для Телецкого озера (модельный год)

Отмеченное выше совпадение расчетных и натурных данных позволяет утверждать, что расчеты по упрощенным моделям позволяют достаточно точно воспроизводить термический режим существующих глубоких озер и водохранилищ. То же справедливо для прогнозных расчетов. В 2012 г. получены экспериментальные данные по аномалиям в вертикальных распределениях температуры и солености воды в некоторых глубоководных областях Телецкого озера. Такие «тонкие» эффекты 1DV-модель не может воспроизвести в силу присущих ей ограничений. Гидротермическая 3D-модель, в принципе, должна воспроизводить пространственные неоднородности (типа выявленных на глубине «линз» воды с характеристиками, отличающимися от характеристик

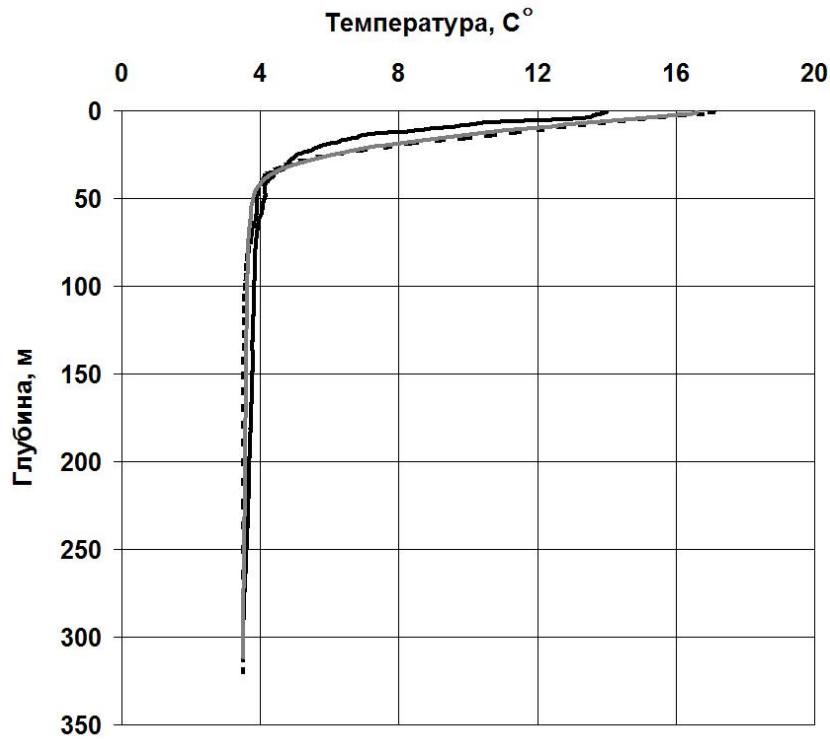


Рисунок 3 - Вертикальные распределения температуры в Телецком озере на 29.08.2010. Сплошная черная линия – натурные данные, серая – расчет по 3D- модели, пунктирная – расчет по 1DV-модели

окружающей воды – результаты полевых исследований 2012 г.). Для этих расчетов необходимы точные эмпирические данные, например, об изменении температуры, мутности и минерализации воды в основных притоках озера – р. Чулышман и других. Такая подробная информация при прогностических расчетах при решении задач, связанных с гидростроительством, зачастую просто отсутствует.

Моделирование динамики льда горного Телецкого озера имеет ряд специфических особенностей. Так, зачастую водная поверхность озера в зимний период покрыта льдом только частично. Большие пространственные масштабы окруженного горами озера (длина около 80 км) приводят к значительной пространственной неоднородности метеоусловий. При численном моделировании динамики ледяного покрова озера выяснилось, что результаты расчетов крайне чувствительны к таким параметрам, как пространственно-временное распределение характерной температуры воздуха над поверхностью воды/льда, а также величины и направления скорости ветра. Кроме того, ни одна из известных формул, аппроксимирующих величину эффективной длинноволновой радиации при вычислении потока тепла на границе раздела вода-воздух (лед-воздух) не дала удовлетворительных результатов при температуре воздуха около 0° Цельсия и ниже. В результате численных экспериментов была выбрана линейная комбинация двух распространенных формул (Суинбека и Будыко). Натурные данные о примерном положении границы ледяного покрова на озере имеются только для 1968, 1971 и 2014 годов.

К сожалению, недостаток данных о зимних метеоусловиях на озере в прошлые годы не позволяет провести сравнительные расчеты. Сопоставление расчетных (рис 4.) и натуральных (рис. 5) данных по пространственному распределению льда на поверхности Телецкого озера на конкретную дату зимы 2014 года позволяет утверждать о достаточно хорошем совпадении границы ледяного покрова.

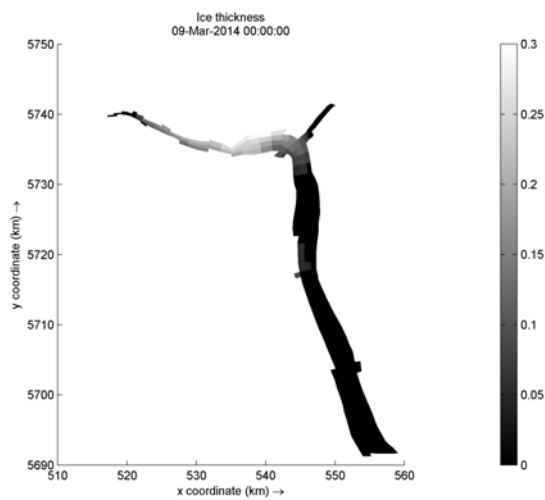


Рис. 4. Рассчитанное распределение толщины ледяного покрова на Телецком озере на 09.03.2014



Рис. 5. Распределение положения ледяного покрова на Телецком по космоснимку на озере на 09.03.2014

ВЫВОДЫ

Выполненные исследования показали, что использование гидроледотермической 1DV-модели позволяет с удовлетворительной точностью описывать внутригодовой температурный режим в глубоких замерзающих озерах и водохранилищах. Этот вывод сделан на сопоставлении результатов расчетов по 1DV-модели с данными выполненных наблюдений и результатами расчетов по 3D-модели. Применение 3D-моделирования необходимо для уточнения и детализации пространственно-временного описания изучаемых водных объектов. В том числе для расчетов площади ледового покрова при частичном замерзании крупных водоемов. Следует учитывать, что для этого необходимо привлечение больших объемов исходных данных. Поэтому 1DV-описание гидрологических процессов предпочтительно для оперативного решения многих важных научно-практических задач, в том числе для решения прогностических задач в случаях строящихся и/или проектируемых крупных гидроузлов в условиях Сибири.

Работа выполнена в рамках междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 132 «Проблемы гидродинамики, гидрофизики и экологии крупных водоемов Сибири».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зиновьев А.Т. Моделирование температурной стратификации Телецкого озера // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск : Изд-во ИАЭ СО РАН, 2002. - Вып. 1. – С. 212-216.
2. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Марусин К.В. Температурный режим Телецкого озера: моделирование и эксперимент // Мир науки, культуры, образования. – 2010. - № 6 [25]. - С. 285-289.

3. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Ловцкая О.В., Марусин К.В. Некоторые вопросы компьютерного моделирования гидродетермических процессов в озерах и водохранилищах: информационное обеспечение, математическое моделирование, сопоставление с экспериментом // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов : тр. Междунар. конф. (17-20 мая 2011 г., г. Пермь). – Пермь: Изд-во ПГУ, 2011. – С. 85-90.
4. Delft3D-FLOW User Manual. WL j Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands, 2010.
5. McDougall, T. J. and P. M. Barker, 2011: Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28 pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-6.
6. De Goede E., De Graaff R., Wagner T.S., Sheets B. Modelling of Ice Growth and Transport on a Regional Scale, with Application to Fountain Lake, Minnesota, USA : Proc. of 33rd International Conference on OCEAN, OFFSHORE and ARCTIC ENGINEERING (San Francisco, California, USA, June 8–13, 2014).

РАЗВИТИЕ АПВЕЛЛИНГА, ЗАТОПЛЕННОЙ СТРУИ РЕЧНЫХ ВОД И ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ВОЛХОВСКОЙ ГУБЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

И.Н. Иванова, Б.И. Самолюбов

*МГУ имени М.В. Ломоносова, физический факультет,
Москва, Россия*

e-mail: samolyubov@phys.msu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Развитие течений, обусловленных апвеллингом, в динамике озер и морей не ограничивается подъемом глубинных вод [1, 2, 7, 8]. При наличии движений вод иной природы влияние

апвеллинговых потоков приводит к формированию системы стратифицированных течений, прогноз развития которых возможен лишь с учетом их взаимодействия. Изучение таких явлений направлено на решение как фундаментальных, так и прикладных задач, поскольку подобные системы течений могут существенно влиять на распределения примесей в водоемах.

В настоящей работе приведены и сопоставлены с теоретическими распределения параметров течений и состава воды по глубине и во времени, измеренные в натуральных условиях. Рассмотрены выявленные закономерности пространственно-временных преобразований профилей этих характеристик.

Анализируемые результаты, по которым проверяются методы математического моделирования течений и переноса примесей, получены в комплексных измерениях скорости течения, температуры воды, концентраций взвеси и растворенных солей и состава воды в Волховской губе Ладожского озера в середине августа 2009, 2011, 2012 и 2013 гг. [3]. Исследования проводились с применением многопараметрического зонда RCM-9 (Aanderaa) и других измерителей указанных параметров. Выполнялись плановые съемки по всей акватории юго-восточной части залива (по 16 вертикалям) и проводились многочасовые серии комплексных последовательных зондирований на суточных станциях.

ИСТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ, ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И КОНЦЕНТРАЦИЙ ПРИМЕСЕЙ

Распределения температуры воды и концентраций взвеси на разрезе от выхода из губы в открытое озеро до приустьевой зоны р. Волхов имеют вид, типичный для прибрежного

апвеллинга (рис. 1). К характерным элементам относятся а) подъем более прозрачных и холодных озерных вод вверх по склону, б) изотермы фронтальной формы в головной части апвеллинга. Концентрация взвеси убывает по мере удаления от зоны впадения речного потока в залив и снижается почти на порядок в апвеллинге.

Причем изолинии концентрации хорошо согласуются с контурами фронтальной части апвеллинга, четко выраженной на распределении температуры воды. Профиль скорости течения U на начальном участке формирования затопленной струи вод р. Волхов (рис. 2) содержит явно выраженный максимум (на глубинах от 3 до 7 метров), в зоне сформировавшейся струи видно ее утолщение, которое при дальнейшем распространении сопровождается затуханием течения.

Эволюция апвеллинга происходит значительно более плавно чем преобразования струи. Это следует и из распределений на рис.1, где заметны незначительные изменения положения верхней границы апвеллинга над уровнем дна. По рис.2 также может быть сделан вывод о том, что струя скользит по верхней границе апвеллинга, повторяя его форму. Числа Ричардсона для струи и апвеллинга (для профилей, приведенных на рис. 2,) составляют: а) $Ri_j=0,4$ (струя), $Ri_u=3,3$ (апвеллинг), б) $Ri_j=3$, $Ri_u=1,5$.

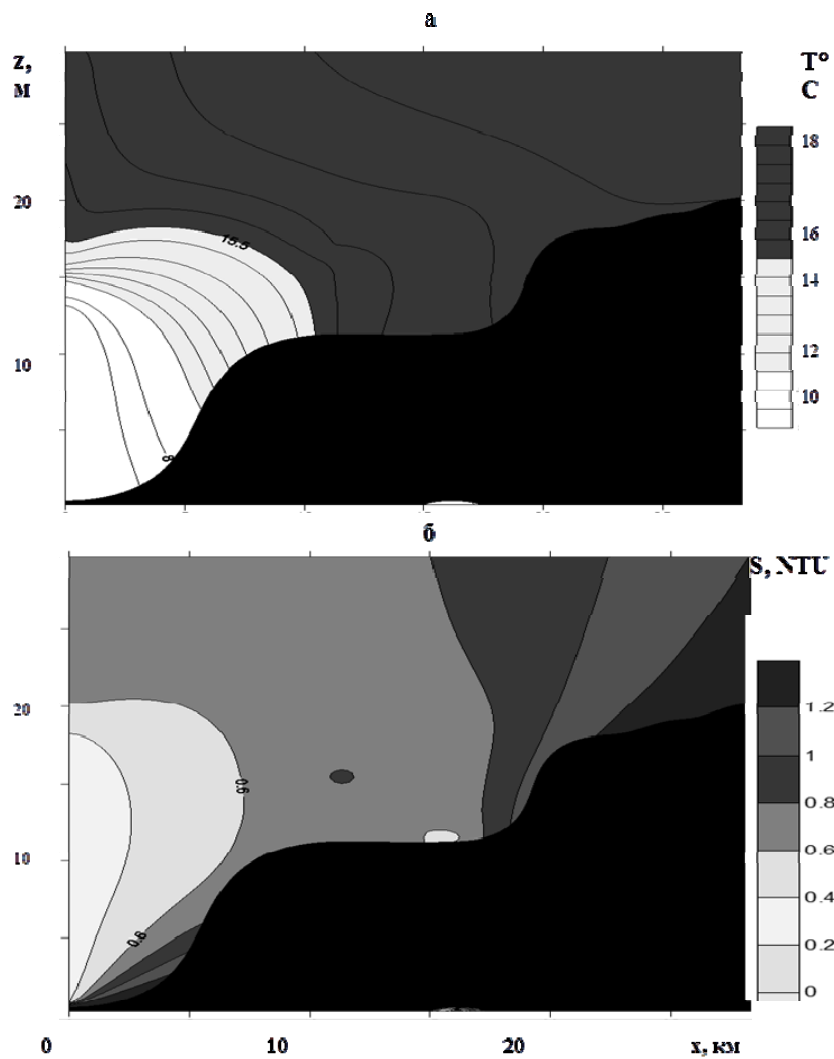


Рис.1. Распределения а - температуры воды $T^{\circ}\text{C}$ и б - концентрации взвеси S (NTU) по глубине и вдоль по разрезу от выхода из губы в открытое озеро до приустьевой зоны р. Волхов (Волховская губа оз. Ладожского, 14.08. г 2011).

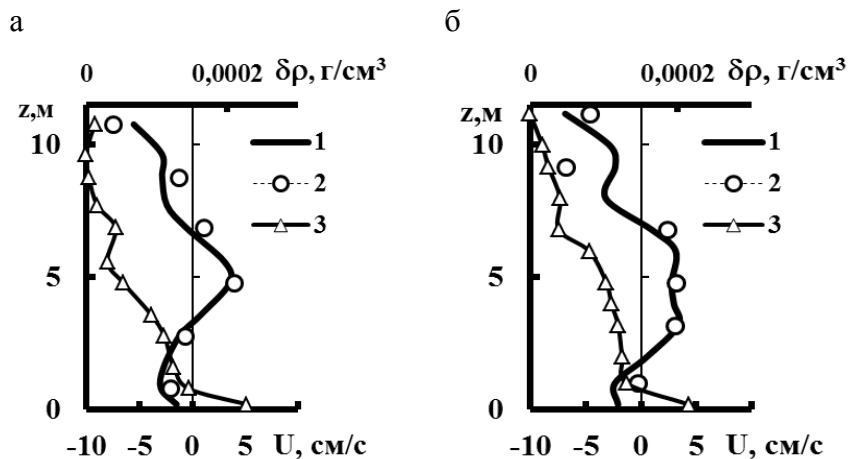


Рис.2 Профили скорости U и изменения плотности с глубиной $\delta\rho$ а - на участке формирования струи вод р. Волхов б - в зоне сформировавшейся струи (Волховская губа, оз. Ладожское, 15.08. 2011). Обозначения: 1 и 2 – теоретические и измеренные скорости U , 3 – измеренные $\delta\rho$

Более подробный анализ по всей длине продольного разреза показал, что число Ричардсона для струи увеличивается по мере продвижения из озера в губу. Для апвеллинга число Ричардсона в случае, который иллюстрируется на рис. 2 б, ниже чем на предшествующей и последующей вертикалях, так как этот график соответствует течению на участке с нулевым уклоном дна.

ЭВОЛЮЦИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ И ПАРАМЕТРОВ СОСТАВА ВОДЫ

Измерения велись на двух станциях вблизи выхода из губы в открытое озеро в центре восточной части залива. В этот период преобладал западный ветер со скоростью 5-10 м/с.

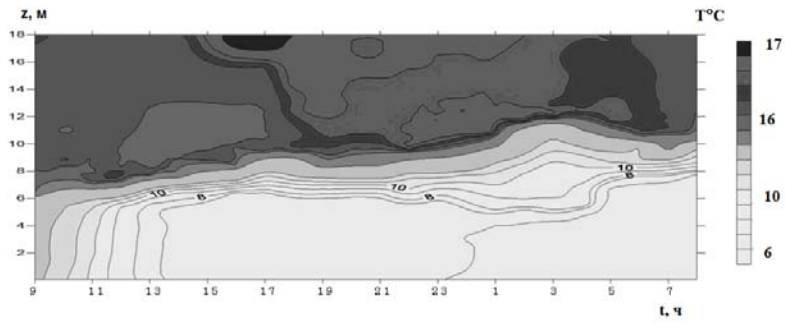


Рис.3 а. Эволюция распределения по глубине и во времени а - температуры воды $T^{\circ}\text{C}$ (Волховская губа оз. Ладожского, август 2011).

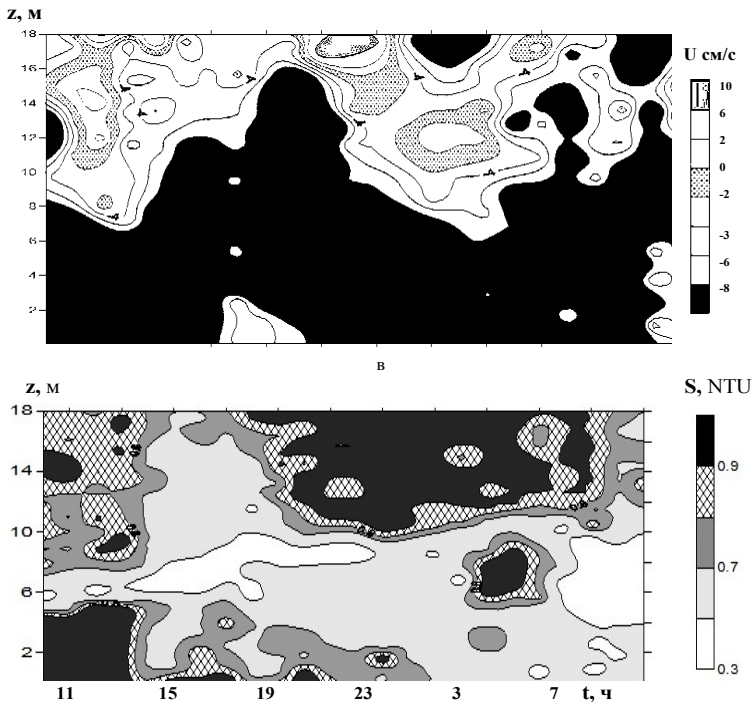


Рис.3 б, в. Эволюция распределения по глубине и во времени , б - скорости течения U см/с, в - концентрации взвеси S (Волховская губа оз. Ладожского, 15.08. 2011).

Первая серия зондирований выполнялась 15.08.2011 г. в точке с глубиной 18 м. На фоне возмущений вихреволновой природы в поле скорости течения (рис. 3б) наблюдается доминирующее течение из открытого озера в Волховскую губу в придонном слое $z \leq 10$ м.

В этой области, толщина которой убывает во времени, имеет место зона холодных вод (рис. 3 б). На верхней границе холодного слоя развиваются колебания изотерм в противофазе, характерные для второй моды внутренней волны (при $t=14-22$ ч). Такая структура, типичная для апвеллинга вод открытого озера в залив, подтверждается также и распределением концентрации взвеси (рис 3в).

На этом распределении области холодных вод соответствует зона повышенной прозрачности. В первой половине серии зондирований холодные прозрачные апвеллинговые воды проникают почти до открытой поверхности. По мере ослабления апвеллинга верхняя граница этих вод приближается ко дну.

Во фронтальной части апвеллинга при $t=2-8$ ч. зарегистрировано повышение концентрации взвеси, которая, по-видимому, имеет речное происхождение, так как главным источником поступления взвеси в губу является река Волхов. Воды р. Волхов отличаются по составу от озерных не только присутствием естественных примесей, но и техногенных взвешенных и растворенных веществ [4]. По этой причине зарегистрированный процесс апвеллинга обеспечивает очищение вод губы.

В моменты повышения скорости течения как в зоне придонного апвеллинга, так и в приповерхностном слое за счет усиления ветра происходит снижение гидродинамической устойчивости и «прорыв» вод из

придонного слоя в приповерхностный. Такой вихреволновой процесс отмечен при $t=6-14$ ч. Квазипериодические изменения скорости течения по глубине и во времени, которые наблюдаются на рис 3 б во всей толще воды от поверхности до дна, на фоне представленного основного распределения скорости связаны с развитием внутренних волн сейшевой природы.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ АПВЕЛЛИНГА И РЕЧНОЙ СТРУИ

За основу взяты уравнения Рейнольдса в проекциях на горизонтальную и вертикальную оси координат (в приближении гидростатики) и неразрывности. Из этой системы уравнений, после приведенных в работах [5, 6] преобразований получается 1-мерное уравнение динамики течения, которое решается с применением следующих выражений уклона поверхности воды из [7], коэффициента сопротивления на границе поток-дно и толщины струи из [6], высоты апвеллинга и траектории струи, полученных в ходе данной работы.

Входные параметры модели – уклон дна, начальная скорость, скорость ветра и распределение плотности. Выходные параметры – распределение скорости, высота максимума скорости апвеллинга, толщина струи и ее траектория. Измеренные значения скоростей струи и апвеллинга удовлетворительно согласуются с теоретическими кривыми (рис. 4).

Взаимодействие затопленной стратифицированной струи речных вод с апвеллинговым придонным потоком характеризуется сильным влиянием апвеллинга на траекторию струи.

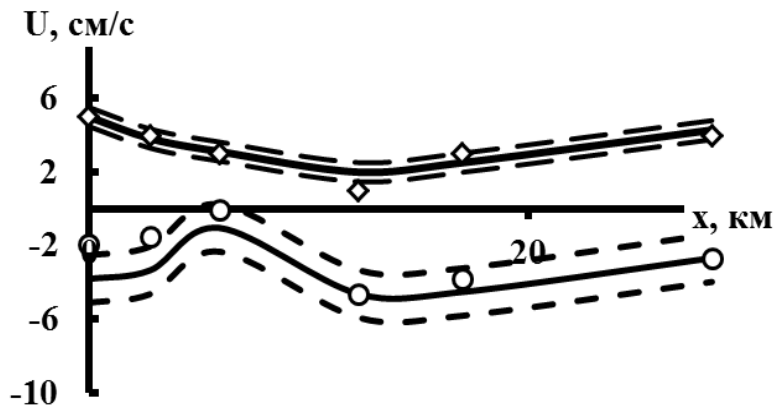


Рис.4. Продольные распределения скорости затопленной струи речных вод (при $U > 0$) и авеллинга (при $U < 0$). Пунктир – границы стандартного отклонения от теоретических кривых

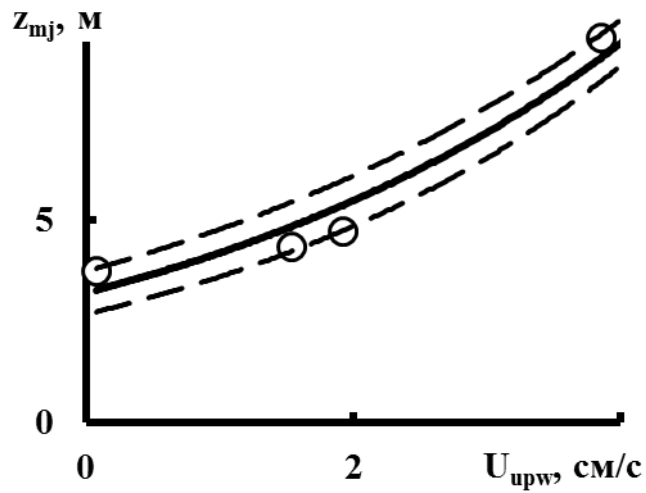


Рис. 5. Зависимость высоты максимума скорости затопленной струи речных вод от скорости авеллинга. Пунктир – границы стандартного отклонения от теоретической кривой

Как следует из зависимости ординаты максимума скорости струи от скорости апвеллинга (рис. 5), уровень осевой линии экспоненциально повышается при ускорении апвеллинга. Кривая на рис. 5 соответствует экспоненциальной зависимости z_{mj} от U_{upw} .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Обнаружено, что в придонном слое преобладал апвеллинг в виде холодного потока к верховьям залива. Выявлена вихреволновая компонента скорости апвеллинга, которая усиливалась за его фронтальной зоной и приводила к появлению прозрачных линз.
2. Установлено, что апвеллинг обеспечивал очищение вод губы при умеренном ветре.
3. Установлено, что апвеллинг приводил к блокировке затопленной струи речных вод, к подъему и к утолщению струи при росте скорости и высоты придонного потока.
4. Предложена версия математической модели обнаруженной системы течений, замкнутая с применением полученных выражений высоты апвеллинга, траектории и толщины струи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (14-05-00822).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев Г.П., Меншуткин В.В., Петрова Н.А. Руховец Л.А. Моделирование экосистем больших стратифицированных озер. Наука. СПб. 2003.
2. Авилкин И.А., Самолюбов Б.И., Иванова И.Н., Будников А.А., Барбанова Е.С. Эволюция структур полей течений и концентраций примесей в Волховской губе Ладожского озера. Физические проблемы экологии. М.: МАКС ПРЕСС. 2011. № 18.

3. Голенко М. Н.. Структурные особенности апвеллинга в Юго-Восточной Балтики // Вестник Российского государственного университета им. И. Канта. 2009. Вып. 1.
4. Науменко М.А., Авинский В.А., Барбашова М.А. и др. Современное экологическое состояние Волховской губы Ладожского озера // Экол. химия. 2000. Т. 9. Вып. 2.
5. Самолюбов Б.И. Придонные стратифицированные течения // М. «Научный мир», 1999.
6. Самолюбов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ. (УРСС). 2007.
7. R.W. Garvine Simple model of coastal upwelling dynamics // Journ. Phys. Oceanogr. 1971/ V. 1.
8. Lorke A., Peeters F. , Wuest A. Shear-induced convective mixing in bottom boundary layers on slopes // Limnol. Oceanogr. 2005. 50(5).

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ВОДОХОЗЯЙСТВЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В БАССЕЙНЕ Р. ПАТСО-ЙОКИ

В.М. Кидяева, А.А. Сапожникова*, О.В. Горелиц*

**Государственный океанографический институт имени
Н.Н.Зубова, Москва, Россия
e-mail: gorelits@mail.ru*

Схема комплексного использования и охраны водных объектов (СКИОВО) бассейнов рек Кольского полуострова, впадающих в Баренцево море (российская часть бассейнов) (код гидрографической единицы 02.01.00), разрабатывалась федеральным государственным бюджетным учреждением «Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова» (ФГБУ «ГОИН») по заданию Двинско-Печорского Бассейнового водного управления Федерального агентства водных ресурсов в соответствии с Государственным контрактом № С-10-11 от 22.12.2010 г. и

Дополнительным соглашением №1 от 23.12.2010 г. в период с 2010 по 2012 г.

Бассейн реки Патсо-йоки входит в исследованную территорию, он расположен в северной части Кольского полуострова в пределах водохозяйственного участка (ВХУ) 02.01.00.001 – Реки бассейна Баренцева моря от р. Патсо-йоки (граница РФ с Норвегией) до западной границы бассейна р. Печенга. В рамках СКИОВО для бассейна р. Патсо-йоки получены сведения о водохозяйственной деятельности, проведены гидрологические и водохозяйственные расчеты, оценено экологическое состояние, предложены мероприятия по достижению целевого состояния водных объектов.

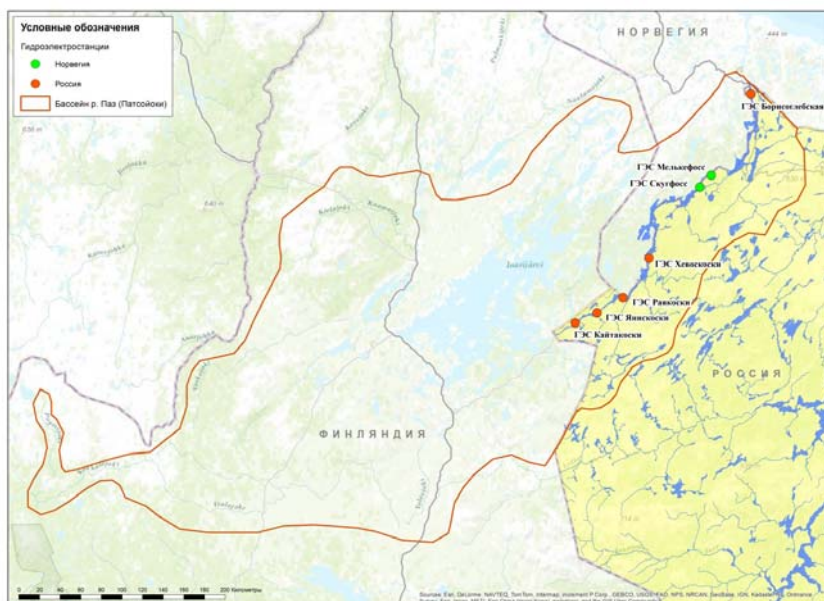


Рис. 1. Бассейн р. Патсо-йоки с расположенными на реке гидроэлектростанциями

Река Патсо-йоки (Пасвик, Паз) протекает по территории Финляндии, Норвегии, России, являясь пограничной рекой между Россией и Норвегией (рис. 1). Российская часть бассейна реки расположена в Печенгском районе Мурманской области. Длина реки 147 км, площадь водосбора – 18300 км²; в российской части длина реки – 62 км, площадь водосбора – 2530 км².

Река Патсо-йоки вытекает из оз.Инари. Исток реки расположен на территории Финляндии, в юго-восточной части озера Инари. Устьевая область реки Патсо-йоки полностью находится на территории Норвегии. Вершиной устьевой области является створ плотины Борисоглебской ГЭС. Ниже плотины река впадает в залив Бек-фьорд, который является южной частью Варангер-фьорда (Варяжского залива) Баренцева моря (рис.1). Это самый восточный фьорд Норвегии, его длина 90 км, ширина у входа достигает 50 км, глубина до 420 м [5].

Речная сеть бассейна р. Патсо-йоки весьма развита (густота речной сети составляет - 0,55 км/км²). По течению река протекает через многочисленные озёра (Гренсеватн, Хевоскосское водохранилище, Хеюхенъярви, Воуватусъярви, Босояврре, Скугватн, Сальмиярви, Контиоярви, Клистерватн, Фоссеватн), образуя обширную долину.

В настоящее время гидрологический режим р.Патсо-йоки сильно изменен вследствие сооружения Пазского каскада гидроэлектростанций. Река представляет собой ряд озеровидных водохранилищ, образованных плотинами ГЭС, подпоры от которых распространяются до соответствующих вышерасположенных гидроузлов. Пазский каскад включает 7 ГЭС, 2 из которых расположены на территории Норвегии. На территории России сооружены ГЭС Кайтакоски, ГЭС Янискоски, ГЭС Раякоски, ГЭС Хеваскоски, Борисоглебская

ГЭС (рис.1, табл.1). Управление каскадом осуществляет ООО «ТГК-1».

Таблица 1. Гидротехнические данные по ГЭС и водохранилищам на р. Патсо-йоки [5]

Россия	Норвегия		Россия				Страна
Борисоглебская	Мелькосос	Сугфосс	Хевоскоски	Раякоски	Явгоскоски	Кайтакоски	Название, тип
Деривацион.	Притловат.	Притловат.	Притловат.	Притловат.	Притловат.	Притловат.	Тип
1964	1978	1964	1970	1956	1951	1959	Год ввода
19,3	-	-	16,85	20,5	21,5	7	Расчетный напор, м
56	20	42	47	43,2	30,55	11,2	Уст. мощ., тыс. кВт
вдкр. оз. Фоссеваги (русловое)	вдкр. оз. Суваги (русловое)	вдкр. оз. Боссожрес (русловое)	Хевоскоское вдкр. (русловое)	вдкр. ГЭС Раякоски (оз. Пристанционное) (русловое)	вдкр. ГЭС Явгоскоски (оз. Пристанционное) (русловое)	вдкр. оз. Инари (озерное)	Наименование (тип)
Нед.	-	-	Сут.	Сут.	Сут.	Многолетн.	Характер регулирования
41,0	-	30,8	19,0	12,6	9,4	105	Длина, км
5,0	-	-	4,8	1,3	1,5	41	Ширина, км
15	-	-	18	20	19	8,5	Глубина, м
56	-	16,4	16	8	5	1100	Площадь зеркала при НПУ, км ²
21	-	-	70,32	89,7	110,2	118,03	Максимальный подпорный уровень (МПУ), м
21	-	-	70,32	89,7	110	118,03	Нормальный подпорный уровень (НПУ), м
20,5	-	-	69,92	89	109,5	114,50	Уровень мертвого объема (УМО), м
0,33	-	-	0,083	0,051	0,03	4,95	Полезный объем, км ³
0,027	-	-	0,006	0,008	0,03	2,46	Полезный объем, км ³

Крупнейшим водохранилищем Пазского каскада, позволяющим осуществлять многолетнее регулирование стока р.Патсо-йоки, является оз. Инари, которое находится в подпоре от плотины ГЭС Кайтакоски, расположенной в 14 км ниже истока р. Патсо-йоки. Собственно пристанционное водохранилище ГЭС Кайтакоски имеет незначительный объём и является напорным бассейном. Пристанционные водохранилища расположенных ниже ГЭС каскада имеют относительно небольшие площади зеркала воды и полезные

объемы и обеспечивают только суточное и частично недельное регулирование стока.

Водные отношения на р.Патсо-йоки регулируются трехсторонним Соглашением между Россией, Норвегией и Финляндией (1959 г.) и двухсторонним Соглашением между Россией и Финляндией (1964 г.). С 1966 г. работает Совместная Российско-Финляндская комиссия по использованию пограничных водных систем.

Сток р. Патсо-йоки практически полностью формируется на территории Финляндии (83%). Средний многолетний сток р. Патсо-йоки составляет 5,89 км³/год, из них на территории Финляндии формируется 5,24 км³/год. Этот сток аккумулируется в оз.Инари, которое является единственным в Пазском каскаде водохранилищем многолетнего регулирования. Сток реки ниже ее истока полностью зарегулирован Пазским каскадом ГЭС. По данным гидрологических наблюдений среднегодовой расход воды в створе ГЭС Кайтакоски (первая ГЭС каскада) за период 1956-2007 гг. составил 155 м³/с (среднегодовой объем стока 4,88 км³/год). Среднегодовой расход воды в створе Борисоглебской ГЭС (замыкающая ГЭС каскада) составил 187 м³/с (среднегодовой объем стока 5,89 км³/год). В створе ГЭС Кайтакоски максимальные паводковые расходы обеспеченностью 1% достигают 500 м³/с, в створе Борисоглебской ГЭС – 996 м³/с [5].

Гидрологический режим водохранилищ Пазского каскада полностью определяется правилами регулирования оз. Инари. В соответствии с разрешением на регулирование оз. Инари, амплитуда годовых колебаний уровня воды может составлять 2,36 м [1]. На практике колебания уровня воды в среднем составляли 1,74 м в период 1980 – 2008 гг. [1]. Уровни воды в водохранилищах каскада устойчивые, с

колебаниями, не превышающими 0,5 – 1,0 м даже в период половодья при пропуске высоких расходов, суточная сработка не превышает 0,5 м [5].

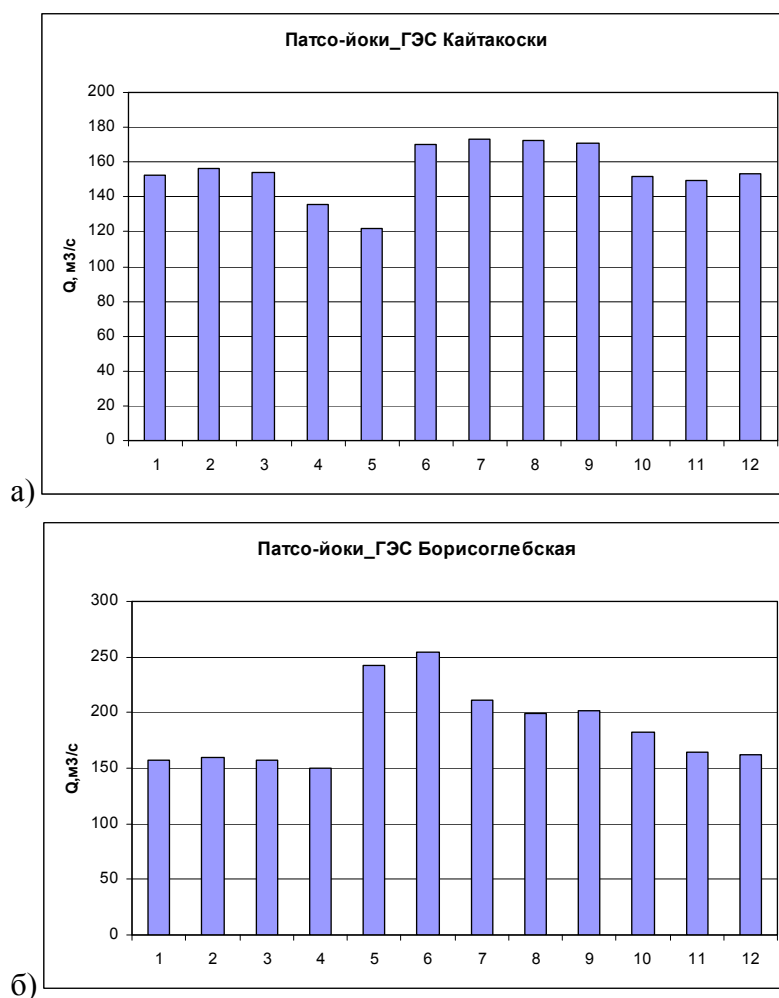


Рис. 2. Среднее многолетнее внутригодовое распределение стока р. Патсо-Йоки в створах ГЭС Кайтакоски (а) и Борисоглебской ГЭС (б) (1956-2007 гг.) [5]

Благодаря регулированию внутригодовое распределение стока р. Патсо-йоки относительно равномерное. В створе ГЭС Кайтакоски среднемесячные объемы стока практически не меняются от сезона к сезону (рис.2(а)). В створе замыкающей каскад Борисоглебской ГЭС (рис. 2(б)) наблюдается слабо выраженное повышение стока в период половодья в мае-июне.

Гидрологический режим устьевой области р. Пасто-йоки находится под влиянием гидрологического режима Баренцева моря. Отметка среднего многолетнего уровня воды в Баренцевом море составляет 0,46 м [2]. В прибрежных районах средний многолетний уровень воды меняется в пределах 10 – 30 см, в годовом цикле – на 20 – 35 см (минимальные значения уровня наблюдаются в апреле – мае, максимальные – в октябре – ноябре). Максимальные величины уровня моря в прибрежной зоне составили по данным наблюдений за 1950-1980 гг. от 2 до 5,5 м [2]. В заливе Варангер-фьорд могут возникать нагоны высотой до 2 – 3 м. Высота ветровых волн при продолжительных северо-западных ветрах может достигать 7 – 8 м [3].

Помимо работы каскада ГЭС водохозяйственная деятельность в бассейне р. Патсо-йоки направлена на использование водных ресурсов для промышленных и бытовых целей. В связи с этим возникает проблема загрязнения поверхностных водных объектов как на российской части территории бассейна (сбросы промышленного предприятия ОАО «Кольская ГМК» комбинат «Печенганикель»), так и на территории бассейна в Норвегии и Финляндии. Основной вклад в загрязнение водных объектов вносит сброс недостаточно очищенных сточных вод промышленными предприятиями и сброс хозяйственно-бытовых сточных вод. Наиболее загрязненной рекой бассейна является р. Колос-йоки, в которой

наблюдаются стабильные превышения ПДК по взвешенным веществам, меди, никелю, цинку, железу общему, марганцу, ртути и сульфатам.

На основе данных государственной статистической отчетности предприятий по форме 2ТП-водхоз за 2010 г., объем забора пресной воды их поверхностных водных объектов на российской территории бассейна составляет 5,05 млн м³, из них 0,3 млн м³ составляют потери при транспортировке. Суммарный объем использования свежей воды на различные нужды составляет 0,23 млн м³, из них 0,19 млн м³ – на промышленные нужды, а остальное – на хозяйственные. Объем сброса составляет 4,59 млн м³, причем практически вся эта вода – недостаточно очищенная [5].

В бассейне р.Патсо-йоки создано несколько охраняемых природных территорий: в Финляндии – район дикой природы «Вятсари» (1991), в России – заповедник «Пасвик» (1992), в Норвегии три ООПТ – национальный парк «Верхний Пасвик» (1979, расширение территории в 2003), природный заповедник «Пасвик» (1993) и ландшафтный заказник «Верхний Пасвик» (2003) [4]. Все охраняемые природные территории расположены близ точки пересечения трех границ (Финляндии, Норвегии и России) – гора Муоткаваара (норв. - Трериксрэйса). Российский заповедник «Пасвик» расположен вдоль границы с Норвегией на площади 147,27 км², в среднем, наименее измененном течении р. Патсо-йоки, занимая правую часть долины [4].

Исследования, проведенные в рамках разработки проекта СКИОВО бассейнов рек Кольского полуострова, впадающих в Баренцево море (российская часть бассейнов), позволили для бассейна р. Патсо-йоки рассчитать гидрологические характеристики водных объектов и оценить объемы водопользования, дали представление о масштабах

хозяйственной деятельности. Проведенные исследования позволили разработать перечень водохозяйственных мероприятий, направленных на снижение антропогенной нагрузки на водные объекты, восстановление и экологическую реабилитацию водных объектов, повышение экономической эффективности и экологической безопасности водопользования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вторая оценка трансграничных рек, озер и подземных вод // Европейская экономическая комиссия. Конвенция по охране и использованию трансграничных водоемов и международных озер. Изд. ООН, Нью-Йорк и Женева, 2011. 428 с. <http://www.unece.org/env/water/>
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1: Баренцево море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия. Л., Гидрометеиздат, 1990. 280 с
3. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее // М.: ГЕОС, 1997. 414 с.
4. Сайт заповедника «Пасвик» <http://pasvik51.ru/>
5. СКИОВО бассейнов рек Кольского полуострова, впадающих в Баренцево море (российская часть бассейнов) // ФГБУ «ГОИН», 2012.

СВЯЗЬ ДИНАМИКИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА И СОСТОЯНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ ПО ДДЗЗ¹

М.В. Козлова, И.В. Землянов

*Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, Россия
e-mail: kclo@yandex.ru*

ВСТУПЛЕНИЕ

Активность вегетации растительности в значительной степени зависит от влагозарядки почв. Этот параметр имеет комплексную природу и зависит от множества факторов. На территории ВАП наиболее важными из них являются: тип почвы, ее гранулометрический состав, нарушенность (внешнее воздействие на покров), которые определяют ее влагоемкость. Кроме этого большое влияние на влагозарядку оказывают гидрологические параметры: уровень грунтовых вод, состояние поверхностных водоемов и водотоков и их гидрологический режим.

Изменения параметров гидрологического режима водоемов и водотоков ВАП могут оказывать существенное влияние на развитие растительности, однако важно разделить влияние

¹ Работа выполнена в Лаборатории автоматизированных систем ГОИНа в рамках госконтракта №10-ГК/ФЦП-2013» по научному обоснованию мероприятий, обеспечивающих рациональное использование водных ресурсов и устойчивое функционирование водохозяйственного комплекса Нижней Волги, сохранение уникальной системы Волго-Ахтубинской поймы.

изменений гидрологического режима и прямое антропогенное воздействие на растительный покров.

Известно, что фитоценозы ВАП очень динамичны, поскольку существуют в условиях резких сезонных и межгодовых изменений условий увлажнения. Изменчивость условий увлажнения в пределах ВАП велика несмотря на зарегулирование стока Волги и уменьшение межгодовых различий в параметрах гидрологического режима. В связи с этим важно не только изучение сезонной динамики, но и определение межгодовых трендов в развитии растительного покрова ВАП, в том числе и под влиянием различных стратегий регулирования водохранилищ Волжско-Камского каскада (ВКК).

МЕТОДИКА

ДДЗЗ: Проанализированы данные Landsat 1-8 (сканеры MSS, TM, ETM, OLI-TRIS) за период 1975-2014 гг. Выполнялся анализ вегетационной активности, характеристики заливания территории ВАП и характер распределения отдельных фитоценозов в пределах исследуемых участков. Активность вегетации оценивалась на основе сбора и анализа статистики NDVI преимущественно за июль и август, по тестовым полигонам и на всей пойме параметры заливания территории в половодный период определялись на основе визуально-инструментального дешифрирования ДДЗЗ и с учетом данных наблюдений за уровнями воды на стандартной наблюдательной сети. Данные по картографированию фитоценозов в пределах тестовых полигонов получены с использованием классификации непосредственно многоканальных снимков Landsat 8 (сканер OLI-TRIS), вегетационных индексов NDVI, SAVI, Modified SAVI, а также других индексов с использованием различных каналов снимков. Пример классифицированного изображения приведен на рис. 1.

Наземные наблюдения: В целях верификации данных, полученных на основе дистанционных методов, было выполнено полевое обследование тестовых площадок. Были составлены геоботанические описания площадок и профилей на 10 тестовых полигонах в пределах ВАП.

Тестовые полигоны: №1 – Окрестности ерика Пахотный; №2 – Окрестности высохшего оз. Замора; №3 – Окрестности оз. Чичера; №4 – Окрестности оз. Калоши (междуречье Ахтубы и Герасимовки); №5 – Окрестности ер. Тарпань и балки Бешеная – заливные луга и лесные масс; №6 – Окрестности ер. Осочный; №7 – Окрестности ил. Карасячий; №8 – Окрестности оз. Майорское; №9 – остров между ер. Криуша и Ахтубой; №10 – Окрестности ер. Сухая Ахтуба.

Составлены также описания маршрутов и проведен анализ антропогенного воздействия: ГТС, дамб, масштаба покосов, выпаса скота, привязка этих данных к ДДЗЗ.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Показано, что в течение сезона гистограммы распределения вегетационных индексов, в т.ч. NDVI (отражающие такой комплексный параметр как активность вегетации), претерпевают существенные изменения.

В постполоводный период непосредственно после спада половодья на всех полигонах величины NDVI в среднем невысоки, поскольку почвы переувлажнены, и для начала активной вегетации необходимо некоторое время. В дальнейшем по мере развития пойменной растительности и прохождения первых фенологических фаз средние вегетационные индексы в пределах тестовых полигонов растут. Максимум распределений значений NDVI постепенно смещается в сторону более высоких значений. После достижения пиковой активности вегетации максимум распределения начинает снова смещаться в сторону более

низких значений до тех пор, пока вегетация полностью не прекратится.

Как правило, пойменная растительность ВАП достигает максимума активности вегетации в июле. В очень маловодные годы, такие как 1975, 1996, 2006, максимум активности вегетации мог быть достигнут уже в середине июня. В этом случае на многих участках развитие растительности полностью прекращалась уже в июле, особенно на обвалованных территориях, в местах активного выпаса скота и в пределах территорий с нарушенным вследствие неисправности ГТС, гидрологическим режимом.

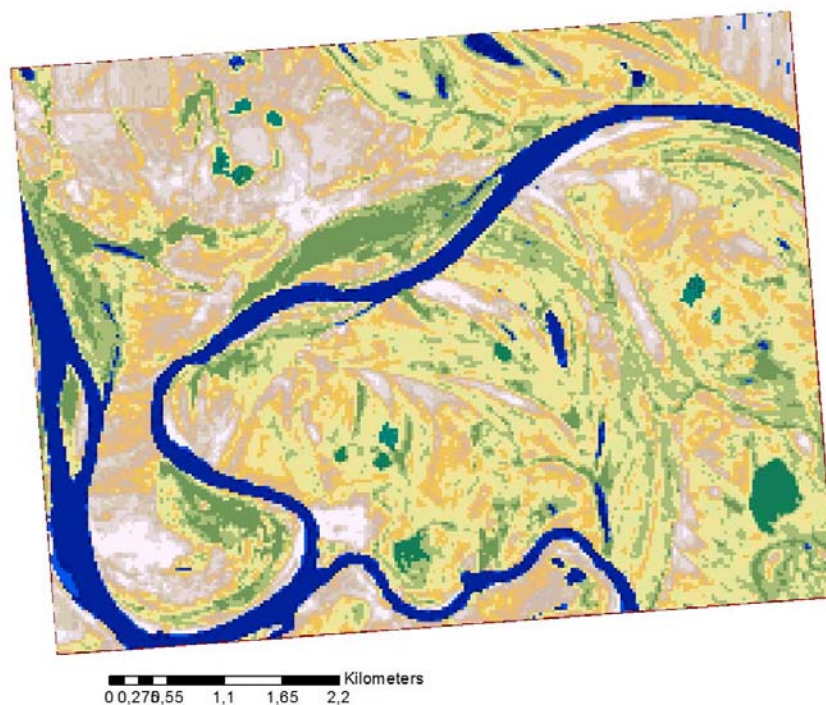
В многоводные годы, при длительном половодье, например, 1979, 1985, 1990, 1991, 2007, 2013 (Горелиц и др., 2010), активность вегетации достигает максимума лишь к концу июля-началу августа.

Для каждого года и каждого полигона характерны свои особенности распределения индекса NDVI. Скорость смещения максимума во многом зависит от водности года.

Сроки наступления пика активности вегетации также различны и во многом зависят от водности года, т.е. комбинации параметров гидрологического режима в половодье и в межень. Было показано, что наиболее значимыми параметрами гидрологического режима являются: объем половодья, продолжительность половодья, пиковые уровни в половодье, длина с/х полки, дата окончания половодья и средние меженные уровни, наличие недельного регулирования попусков с Волжской ГЭС. (Рис. 2, 3; Таблица 1). В таблице 1 приведены суммарные данные по динамике активности вегетации на территории ВАП за отдельные годы, различающиеся по параметрам гидрологического режима. Стоит отметить, что в конце 1970хгг и 1980е гг. активная вегетация в пределах полигона №1 (район ерика Пахотный) сохранялась существенно дольше в течение сезона, даже в немногочисленные годы, чем в период с 2000-2014гг. И средние индексы NDVI за

аналогичные даты были выше. Полигоны 2 и 3 в окрестностях оз. Замора и Чичера также соответствуют этой тенденции с той лишь разницей, что активная вегетация здесь в конце 1970х гг и 1980е гг. сохранялась не так долго, как на полигоне №1. Очевидно, основная причина – заметная тенденция к уменьшению меженных уровней (рис. 2) и увеличение антропогенной нагрузки на верхнюю часть ВАП. В пределах полигонов 4-10 активность вегетации сильно варьировала в течение сезона в зависимости от водности года. Каких-либо межгодовых трендов выявлено не было. В пределах полигонов 1-3 после 2006 г., отличавшегося очень низким половодьем, низкими меженными уровнями и отсутствием недельных попусков, до 2014г. включительно, те уровни активности вегетации, которые наблюдались до начала 2000 г., даже в многоводный 2013 г. достигнуты не были (Рис. 4). В нижней же и средней части поймы (полигоны 4-10) активность вегетации в многоводные годы и в настоящее время резко увеличивается, как и до 2000г. Быстрое снижение активности вегетации в постполоводный период здесь наблюдается после непродолжительного половодья, и именно этот параметр во многом определяет стабильность активной вегетации (Рис. 5).

Анализ ДДЗЗ показывает, что в настоящее время эти фитоценозы, в отличие от всех прочих, в большинстве случаев демонстрируют максимальную активность длительное время в течение сезона - при низком пике половодья 1996 и особенно 2006г., низких уровнях в межень, в годы с очень коротким половодьем и т.д. и богаты по видовому составу.



- Древесные массивы *Populus nigra*;
- Кустарники – преим. *S.triandra*
- Разнотравные
- и злаково-разнотравные луга
- Злаковые луга
- Участки злаковых лугов с горчаком
- Формации *Glycyrrhiza glabra*.
- Опустыненные участки с пойменной высохшей эфемерной растительностью и вегетирующей пустынной и рудеральной растительностью – антропогенно нарушенные
- участки с полностью высохшей растительностью
- Участки, лишённые растительности
- Заросшие водной растительностью озера.

Рис. 1. Карта растительности в пределах полигона 9 (рук. Ахтуба - ер.Криуша). Исходный снимок 11 июля, 2014г.

Наземные исследования водной и околоводной растительности в верхней части ВАП показывают, что видовое богатство этих типов фитоценозов имеет тенденцию к увеличению, особенно после маловодных лет, что отражает старение плохо или нестабильно промываемых водоемов ВАП (Клинкова Г.Ю., неопубликованные данные; O'Maley, Brown, 2013). В нижней и средней части ВАП также отмечено довольно существенное видовое разнообразие гидрофильных фитоценозов, что, видимо, связано с более резкими колебаниями влагосодержания почв в зарегулированный период стока Волги по сравнению с естественным.

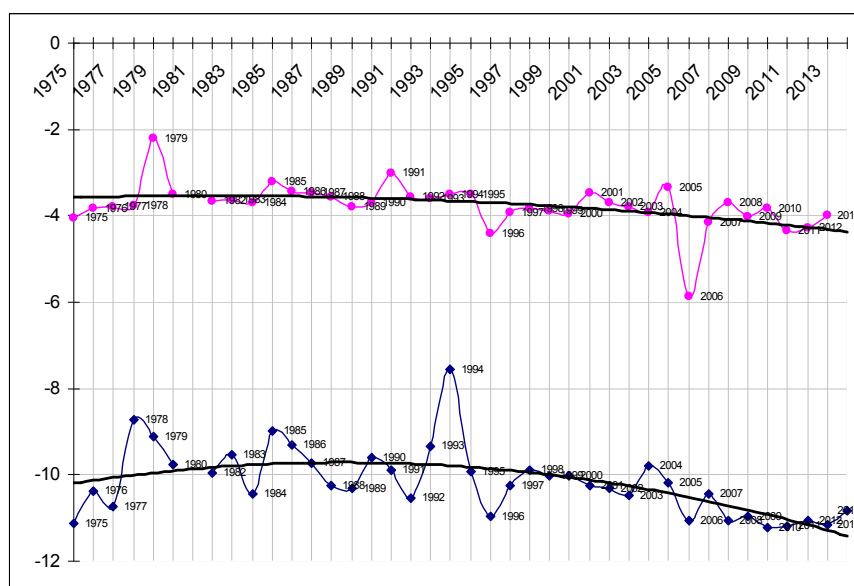


Рис.2. Пиковые уровни в половодье (верхний график) и средние меженьные уровни по г/п Волгоград за июль-август (нижний график) (1975-2014 гг.). Нанесены линии тренда

Лесные массивы, как правило, тоже дают стабильно высокие вегетационные индексы. Только в экстремально маловодные

годы, такие как 1975, а для верхней части ВАП и в 2000, 2006 гг. активность вегетации этих сообществ начинает снижаться еще в начале июля

Важность большинства приведенных параметров гидрологического режима для обеспечения активной вегетации и высокого биоразнообразия ВБУ ВАП была отмечена и ранее (Шеппель, 1986). Однако выход из строя многих малых ГТС, отсутствие очистки коллекторов, земляные работы с оставлением грунта на пойме (обваловка ериков) приводят к тому, что состояние большей части фитоценозов в верхней части ВАП имеет тенденцию к постепенному ухудшению. Фитоценозы нижней и средней части ВАП менее чувствительны к современным межгодовым изменениям гидрологического режима и в целом меньше подвержены антропогенному воздействию.

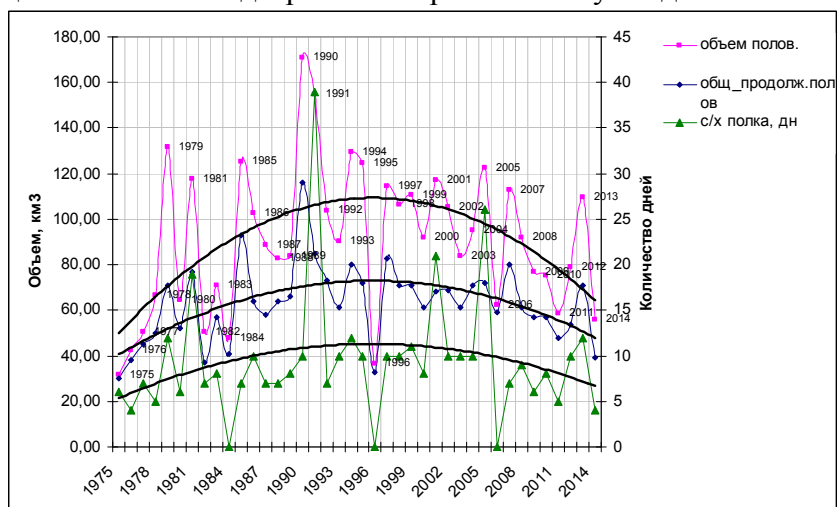


Рис.3 Объем паводья [км^3], продолжительность паводья, [дней] (за 1975-2014 гг) и длина с/х полки паводья. Нанесены линии тренда.

Таблица 1. Интегральные данные по активности вегетации на территории ВАП по 10 тестовым полигонам за годы, существенно различающиеся по параметрам гидрологического режима и активности вегетации пойменных фитоценозов.

Год	Водность (по совокупности параметров гидрологического режима)	Время наступления пика вегетации	Начало спада пиковой активности вегетации	Среднее положение максимума на пике активности, (величины NDVI)	С/х полка, дней	Недельные попуски	Объем половодья, км3	Средний меженный уровень за июль-август г/п Волгоград	Дата окончания половодья
1975	Маловодный	1я половина июня	Середина-2я половина июля	0,1-0,2	6	+-	31.44	-11.14	26.05
1979	Многоводный	Конец июля-начало августа	Данных нет	0,4-0,5	12	++	131.51	-9.12	02.07
1984	Маловодный	Середина-конец июня	Конец июня-начало июля	0,4-0,5	0	++	47.74	-10.44	11.06
1985	Многоводный	Первая половина июля	Август	0,4	7	++	125.33	-8.98	30.07
1990	Многоводный	Середина августа	Сентябрь	0,5	10	+	171.00	-9.61	13.07
1991	Многоводный	Середина июля	Данных нет	0,4-0,5	39	+-	154.83	-9.9	1.07
1996	Маловодный	2я половина июня	Третья декада июня	0,4-0,5	0	+	36.28	-10.95	3.06
2006	Маловодный	Третья декада июня	Третья декада июня	0,3	0	-	62.32	-11.07	24.06
2007	Многоводный	Начало августа	Конец августа	0,4	7	-	112.57	-10.45	27.06
2013	Многоводный	Конец первой декады июля	Середина августа-начало сентября	0,4-0,5	12	+	109.71	-11.15	24.06

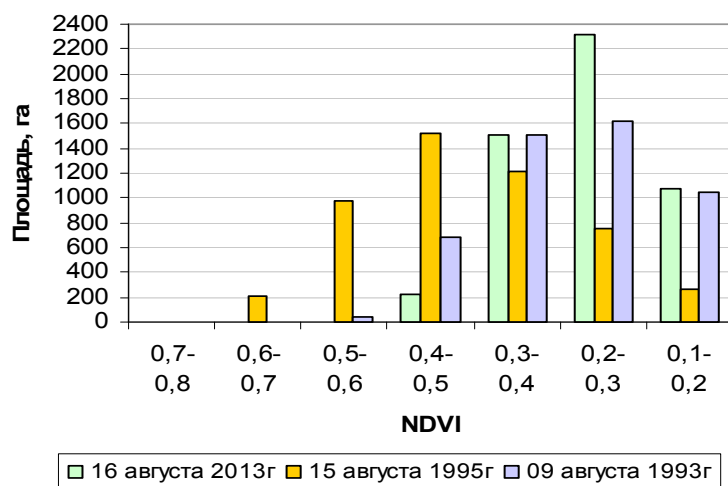


Рис. 4. Полигон 1. район ер. Пахотный. Различия в активности вегетации в многоводном 1995г. и многоводном 2013г. Гистограмма распределения активности вегетации (NDVI) в 2013г. больше напоминает гистограмму немногводного 1993г.

ВЫВОДЫ

1. Гидрологические факторы не напрямую влияют на активность вегетации растительности, поскольку влагозарядка почв и водоносных горизонтов может быть обеспечена разными способами. Высокую активность вегетации растительности обеспечивают не отдельные гидрологические факторы, а их сочетание. При этом неблагоприятные для растительности значения одних факторов могут компенсировать другие.

2. В многоводные годы (при высоком объеме и длительности половодья, высоких меженных и пиковых уровнях) в течение почти всего вегетационного сезона в постполоводный период наблюдается высокая активность вегетации. В зависимости от тестового полигона

распределение NDVI по площади полигона может иметь асимметрию и смещение максимума в сторону высоких значений (NDVI=0,4-0,6) или быть нормальным (максимум находится в области NDVI =0,3-0,4). Распределения NDVI в многоводные годы являются наиболее стабильными в течение сезона благодаря высокой влагозарядке почв и водоносных горизонтов.

3. Анализ карт NDVI территории ВАП показывает, что районы максимальной и наиболее стабильной в течение сезона активности вегетации луговых фитоценозов находятся в тех местах, где наблюдается максимально долгое стояние воды в половодье. Как правило, такую стабильно высокую активность в разные по водности годы показывают сырлуговые и болотнолуговые, а также плавневые сообщества.

4. Период 1990х годов, исключая 1996г., особенно начало 1990хгг считается многоводным. При анализе статистики NDVI по 10 тестовым полигонам было показано, что в целом по ВАП активность вегетации в эти годы наиболее высока, однако она также оставалась в целом высокой и в 1980х гг, имевших разную водность, что, очевидно, связано с наличием недельного регулирования попусков с ГЭС, компенсировавшего неблагоприятные параметры половодья.

5. Резкое снижение активности вегетации в маловодные годы, раннее начало спада активности вегетации в пределах полигонов 1-3 и незначительное ее повышение в многоводные годы в период после 2000г вызваны, очевидно, в первую очередь такими факторами, как посадка меженных уровней в русле Волги ниже Волгоградского гидроузла, отсутствие недельного регулирования, компенсировавшего в прошлом снижение меженных уровней в зарегулированный период стока на Нижней Волге, а также увеличивающаяся антропогенная нагрузка (выпас, обваловка, рекреация, выход из строя малых ГЭС).

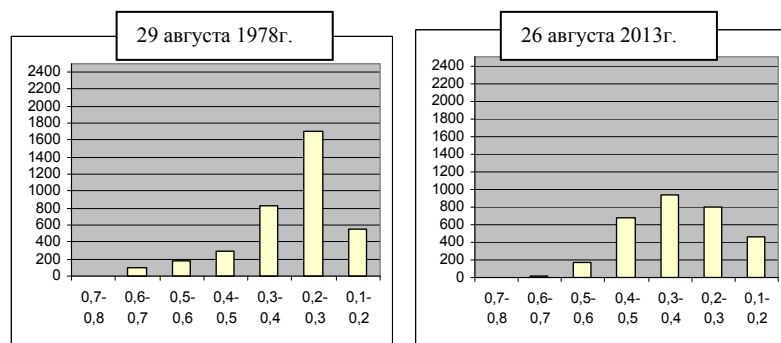


Рис. 5. Окрестности р. Сухая Ахтуба (полигон 10): 1978 г. паводье 50 дней, максимум активности - $NDVI = 0,2-0,3$; 2013г - паводье 71 день, максимум активности $NDVI = 0,3-0,4$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. O'Maley M., Brown A.G. Ecological responses to flow alteration: a literature review within the context of the Maryland hydroecological integrity assessment. A contribution to the comprehensive assessment of water supply in the region underlain by fractured rock in Maryland. Maryland Department of Natural Resources. Resource Assessment Service Monitoring and Non-Tidal Assessment Division, 2013. - 48p. - RAS-MANTA-AIM-13-01
2. Горелиц О.В., Землянов И.В., Сапожникова А.А. Многолетняя и сезонная изменчивость основных параметров гидрологического режима Нижней Волги в створе г.Волгограда.//В сб.«ООПТНижней Волги как важнейший механизм сохранения биоразнообразия: итоги, проблемы и перспективы». – Материалы научно-практической конференции.Волгоград, 2010. С.186-198.
3. Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты р.Волги. - М.: МГУ, 1962 – 513с.
4. Шеппель П.А. Паводок и пойма. - Волгоград: Ниж.-Волж. Кн. Изд-во, 1986. - 240 с.

ОБЛАКА МУТНОСТИ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОЗЕРАХ И ВОДОХРАНИЛИЩАХ

И.С. Королева, Б.И. Самолюбов

*МГУ имени М.В. Ломоносова, физический факультет,
Москва, Россия*

e-mail: samolyubov@phys.msu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Облака мутности в водохранилищах, озерах и морях – широко распространенное явление, которое особенно часто наблюдается в турбулентных стратифицированных течениях при их взаимодействии с другими потоками, а также с крупномасштабными вихрями и внутренними волнами [2, 3, 4]. Облако мутности – это область в жидкости, отличающаяся от окружающей среды повышенной концентрацией взвеси. Как правило, такие области существуют в энергоактивных центрах на уровнях локальных сдвиговых слоев турбулентных течений. Турбулентность в устойчиво стратифицированной жидкости имеет своеобразную пространственную структуру [2]. Наблюдения показали, что она сосредоточена в блинообразных слоях — «пятнах» турбулентности, простирающихся в горизонтальном направлении на расстояния, которые значительно превышают их толщину [2, 3]. Эти пятна оказываются резко ограниченными и сравнительно долго живущими. Даже после затухания турбулентности жидкость в них долго остается перемешанной. Поэтому возникновение и развитие пятен перемешанной жидкости в устойчиво стратифицированной среде представляет значительный интерес.

Стратифицированные взвесенесущие течения, нередко содержащие облака мутности, активно изучаются для решения фундаментальных проблем геофизической гидродинамики и задач, связанных с ее практическими приложениями. Среди важнейших прикладных задач выделяется разработка методов прогноза формирования качества воды.

Несмотря на важность решения указанных задач, теория подобных явлений остается недостаточно развитой из-за сложности механизмов развития как отдельных течений, входящих в систему потоков, движущихся на разных глубинах, так и общего обмена во всей толще воды с учетом взаимодействия течений. Решение данной проблемы возможно лишь при сочетании натурных исследований и математического моделирования. В связи с этим цели данной работы были сформулированы следующим образом:

- Выявление закономерностей формирования и развития облаков мутности в системах стратифицированных течений;
- Оценка влияния облаков мутности на распределение характеристик состава воды.
- Разработка методов математического моделирования облаков мутности.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

По репрезентативной базе данных комплексных натурных измерений параметров течений и состава воды получены распределения характеристик облаков по их размерам и частоте появления (рис.1). Выделены диапазоны наиболее вероятных значений параметров облаков.

Анализ частоты появления облаков по их вертикальному размеру, нормированному на высоту подъема над дном, показал (рис. 1), что чаще всего встречаются облака со значением относительного размера облака $\Delta Z_{cl}/Z_{cl}$ в промежутке от 0,3 до 0,6 ($N_{cl} = 50\%$). К этой основной

группе относятся, преимущественно, облака расположенные вне придонного потока, когда размер облака в 2-5 раз меньше высоты его подъема над уровнем дна. Дополнительные максимумы с $N_{cl} = 20-30\%$ имеют место при $\Delta Z_{cl}/Z_{cl} = 0,8$ и $1,2$. Эти группы включают, как правило, облака, находящиеся в придонном потоке.

Получена зависимость функции $\Delta Z_{cl}/Z_{cl}$ (отношение размера облака к высоте его подъема от дна) от гидродинамической устойчивости Ri в облаке (рис. 2). Было выявлено три типа зависимостей: две ниспадающих и одна возрастающая.

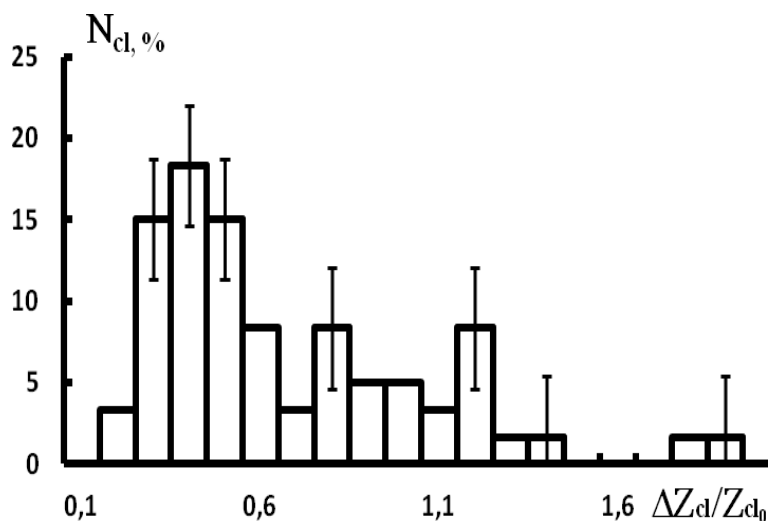


Рис. 1. Частота появления облаков в зависимости от их вертикального размера к высоте подъема над уровнем дна

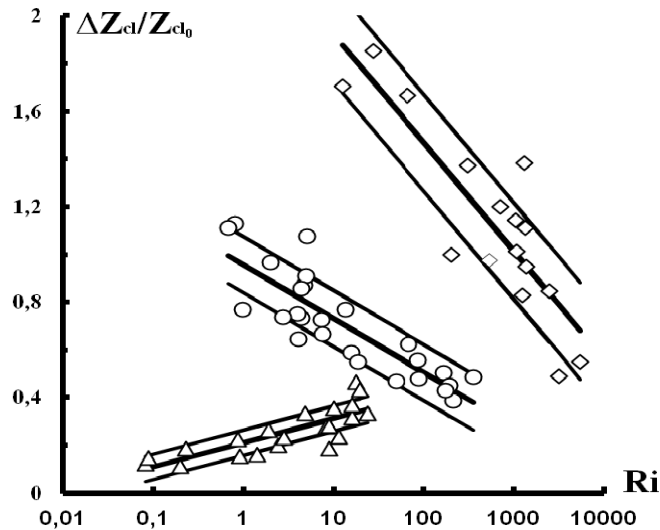


Рис. 2. Зависимость $\Delta Z_{cl}/Z_{cl_0}$ (отношение размера облака к высоте его подъема от дна) от гидродинамической устойчивости Ri в облаке

В первую группу попали облака, распространяющиеся в зоне действия струй. Квазилинейный рост относительного размера облака в струях объясняется тем, что число Ричардсона для струй пропорционально их толщине, и за счет интенсивного обмена внутри струи облако занимает практически полную толщину струи. Поэтому чем толще струя, тем больше число Ричардсона и больше размер облака.

К числу основных найденных закономерностей относятся а) обобщенные квазилинейные зависимости относительного вертикального размера облаков мутности от устойчивости течения для трех указанных выше групп; б) пропорциональность размера облака и соотношения устойчивостей придонного потока и течения в облаке.

В качестве энергетической характеристики облака мутности можно использовать дисперсию вертикальной компоненты пульсации скорости течения (квадрат стандартного отклонения) в зоне существования облака. Поскольку по нашей гипотезе облака генерируются за счет турбулентности, развивающейся у дна, то представляет интерес исследование связи величин стандартного отклонения вертикальной компоненты пульсации скорости течения с динамической скоростью. Из сравнения этих величин следует, что вертикальная компонента пульсации скорости в облаке экспоненциально возрастает с увеличением динамической скорости (рис. 3). Это подтверждает гипотезу о формировании облаков мутности под влиянием вихреобразований, генерируемых у дна.

На основании анализа данных измерений, а также результатов математического моделирования из работ, указанных ниже, нами предложен механизм генерации облаков мутности. Выявленный вихреволновой механизм генерации облаков мутности включает следующие этапы их формирования. 1. Внутренняя волна аналогично триггеру запускает развитие неустойчивости в придонном пограничном слое, генерацию вихреобразований и их эмиссию вверх. 2. Вихреобразования увлекают частицы взвеси, формируя облака мутности. 3. При подъеме внутренней волны облака, изменяя свойства, переносятся с ней в промежуточный слой (в область термоклина). Далее они смещаются к поверхности с внутренней волной, развивающейся в противофазе.

При формулировке элементов предложенного механизма, относящихся к развитию неустойчивости течения в придонном пограничном слое, учитывались результаты теоретических работ [6, 7].

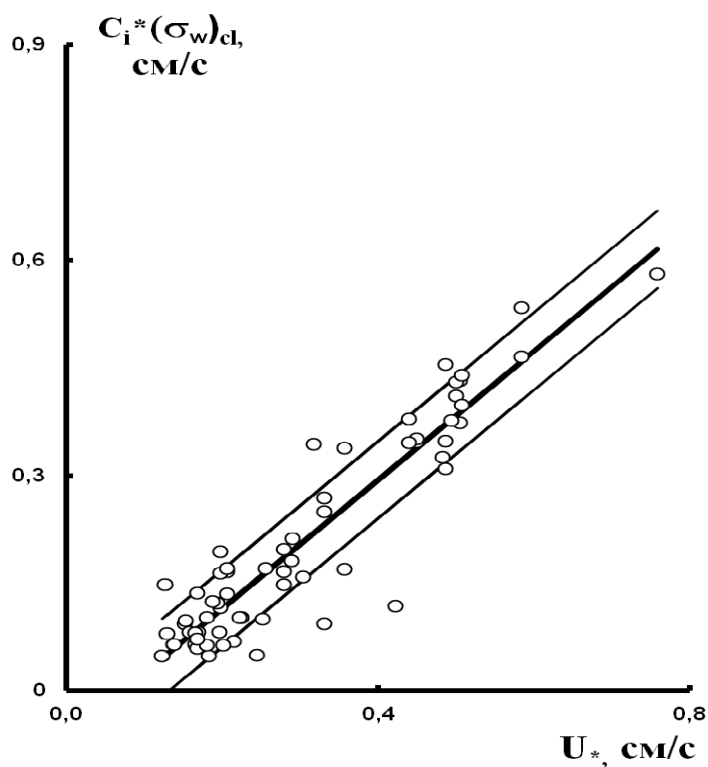


Рис. 3. Связь вертикальной компоненты пульсации скорости в облаке $(\sigma_w)_{cl}$ с динамической скоростью придонного потока U^* . Здесь $C_i = 0,7, 1, 1,6, 3,2$ - коэффициент приведения четырех выделенных групп линейных зависимостей к центральной прямой.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА ВЗВЕСИ В ПОТОКАХ С ОБЛАКАМИ МУТНОСТИ

С учетом выявленного вихреволнового механизма формирования облаков разработана версия математической модели переноса взвеси. Для математического моделирования диффузии взвеси в системах стратифицированных течений с облаками мутности в уравнение диффузии взвеси нами введен дополнительный

поток взвешенных частиц, связанный с вихревым переносом. Он характеризуется средней скоростью вертикального переноса взвеси с вихреобразованиями, поднимающимися из зоны их генерации за счет развития неустойчивости течения в пограничном слое. Для вертикальной компоненты скорости этого переноса применено решение из работы [1]. Согласно этому решению вертикальная компонента скорости завихренности изменяется по квазигармоническому закону с амплитудой, экспоненциально затухающей с высотой над уровнем дна.

Полуэмпирические выражения характеристик, определяющих вертикальную компоненту возмущений скорости течения, – амплитуды, волнового числа и коэффициента затухания получены при сопоставлении теоретических и измеренных профилей концентрации взвеси. Выражения данных параметров представляют собой функции интегрального числа Ричардсона для плотностного потока, динамической, средней и максимальной скоростей придонного течения и высоты этого максимума над уровнем дна.

Согласно этим выражениям амплитуда возмущений пропорциональна отношению максимальной скорости течения к числу Ричардсона, волновое число определяется функцией динамической скорости (типа распределения Вейбулла), коэффициент затухания – степенной функцией отношения числа Ричардсона к среднему по глубине вертикальному градиенту скорости в придонном слое (показатель степени - 0,25).

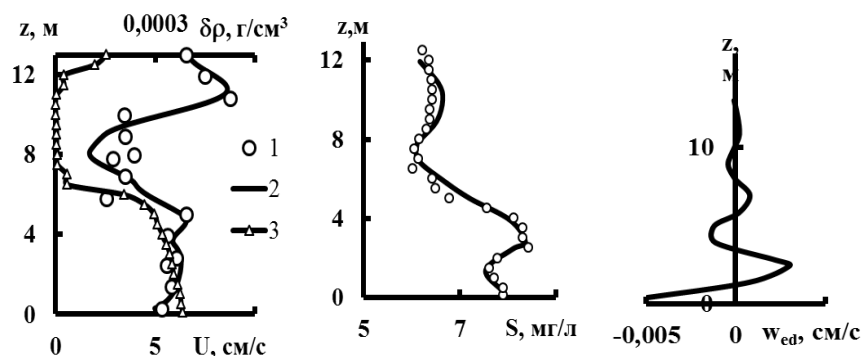


Рис. 4. Профили скорости течения U (измеренные – 1 и теоретические – 2, изменения плотности жидкости с глубиной $\delta\rho$ – 3, концентрации взвеси S (измеренные и теоретические), вертикальной компоненты вихревых возмущений скорости w_{ed} (Рузское водохранилище ст. Курово-Оселье)

Разработанная версия математической модели диффузии взвеси в системе течений, учитывающая вихревую природу облаков мутности, проверена по данным измерений на указанных опорных полигонах (в водохранилищах и озерах). Рассчитанные по методике из [5] распределения концентрации в большинстве случаев согласуются с результатами измерений (рис.4). Максимумы концентрации взвеси на профилях концентрации взвешенных частиц, связанные с наличием облаков мутности, удалось получить на модели именно путем введения в уравнение диффузии потока частиц, связанного с переносом взвеси завихренностью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы сводятся к следующим.

1. Получены распределения характеристик более 100 облаков мутности по их размерам и частоте появления на 14

полигонах. Выделены диапазоны наиболее вероятных значений параметров облаков.

2. Получена зависимость относительного вертикального размера облаков мутности от устойчивости течения. Установлено, что

а) для облаков мутности в струях имеет место рост толщины облака с увеличением устойчивости течения;

б) для облаков в придонном и других потоках вне струй выявлена спадающая зависимость от устойчивости течения в облаке.

3. Выявлены основные этапы и соответствующие им элементы механизма генерации и развития облаков мутности в системе течений.

4. Разработана и проверена версия математической модели диффузии взвеси в системе течений с учетом вихревой природы облаков мутности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00822).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетчов Р. и Криминале В. Вопросы гидродинамической устойчивости. М.: Мир. 1971.
2. Баренблатт Г.И. Подобие, автомодельность, промежуточная асимптотика. // Л.: Гидрометиздат. 1982.
3. Самолубов Б.И. Придонные стратифицированные течения // М. «Научный мир», 1999.
4. Самолубов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. М.: Изд. ЛКИ. 2007.
5. Б.И. Самолубов Профили коэффициента турбулентного обмена и концентрации взвеси в системе стратифицированных течений // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. № 4. 2012, с. 76 - 79.
6. Y.G.Morel, D.S. Darr, C. Talandier Possible sources driving the potential vorticity structure and long-wave instability of

coastal upwelling and downwelling currents. // J. of Physical Oceanography, 2006. V. 36.

7. Stastna, M., Lamb, K.G. Sediment resuspension mechanisms associated with internal waves in coastal waters//, 2008. J. of Geophysical Resources, VOL. 113, C10016, doi:10.1029/2007JC004711.

ИЗМЕНЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ РЕКИ МОСКВЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЛАНДШАФТНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Н.И. Коронкевич, К.С. Мельник

Институт географии РАН, Москва, Россия

e-mail:hydro-igras@yandex.ru, konsmelnik@gmail.com

Бассейн реки Москвы, в пределах которого расположена столица нашей страны, отличается значительной трансформацией ландшафтов во времени, а, следовательно, и условиями формирования стока. Это издавна обжитой район, в котором менялись лесистость и состояние лесов, методы ведения сельского хозяйства, площадь и состояние урбанизированных территорий. В целом, бассейн реки Москвы хорошо изучен в гидрологическом отношении, как и влияние на речной сток гидротехнического строительства и водного хозяйства. Однако во многом недостаточно изученной остается оценка гидрологической роли изменения ландшафтов, характера землепользования. Имеющиеся оценки относятся в основном к отдельным частям бассейна и к отдельным периодам и видам преобразования ландшафтов, к тому же выполненные уже довольно давно, как например, оценки влияния на сток отдельных ландшафтов по материалам наблюдений на Подмосковной водно-балансовой станции, разработанные А.И. Субботиным и В.С. Дыгало [6]

или ландшафтов города Москвы, представленных в работах М.И. Львовича и Г.М. Черногаевой.

В данной работе предпринята попытка оценить гидрологическую роль ландшафтных изменений в бассейне реки Москвы, начиная с середины XIX столетия и по настоящее время.

При этом выделены следующие периоды:

- Середина XIX столетия,
- Начало XX столетия (1920 -1930 гг.)
- С конца XIX столетия до 60-х годов XX столетия (период, за который исчислялась норма стока для большинства рек СССР К. П. Воскресенским)
- 1960 – 80-е годы (период наибольшего антропогенного воздействия на сельскохозяйственные угодья)
- Современный период (начало XXI столетия)

Все расчеты выполнены применительно к средним климатическим условиям, то есть аналогично тому, что сделано А.М. Грином для Центрально-Черноземного района или М.И. Львовичем и Г.М. Черногаевой для территории города Москвы.

Наибольшего внимания с гидрологических позиций заслуживает соотношение площадей, занятых лесом, урбанизированной территорией, зяблевой пахотой и прочими сельскохозяйственными угодьями, не распаханых с осени и обладающими ко времени весеннего половодья по сравнению с зябью пониженными инфильтрационными свойствами. Общая площадь урбанизированных территорий включает в себя территории городов, сельских населенных пунктов, дорог. Современная площадь урбанизированных территорий в бассейне реки Москвы составляет 20%, а водонепроницаемых участков 6%.

С течением времени в бассейне реки Москвы происходило общее нарастание антропогенной нагрузки на водосбор реки Москвы. Так, общая численность населения с середины XIX столетия возросла почти в 19 раз, а городского почти в 50 раз. Если в 1853 году было 7 городов, то в 2012 году 40 (при уменьшении численности сельского населения и сельских населенных пунктов). Длина дорог и занимаемая ими площадь возросли в 10 раз. Площадь городов увеличилась к 2012 году почти в 20 раз, а к 2013 (в связи с расширением города Москвы) более чем в 30 раз. При этом общая площадь водонепроницаемых участков возросла почти в 20 раз.

На основании данных воднобалансовых станций и результатов экспериментальных исследований было выявлено, что по сравнению с серединой XIX века годовой сток в бассейне реки Москвы возрос в результате изменения характера землепользования на 11%, а по сравнению с периодом исчисления нормы стока, почти в 1,2 раза. Причем наиболее существенные изменения произошли в теплый период года (Рис.). Они обусловлены, главным образом, ростом поверхностного стока при некотором снижении подземного стока.

В условиях бассейна реки Москвы увеличение площади урбанизированных территорий на 1 % приводит к такому же росту годового речного стока, а увеличение площади водонепроницаемых участков на 1%, увеличивает сток ориентировочно на 2,5-3%.

Направление дальнейших исследований видится в уточнении гидрологической роли отдельных угодий и учете происходящих климатических изменений.

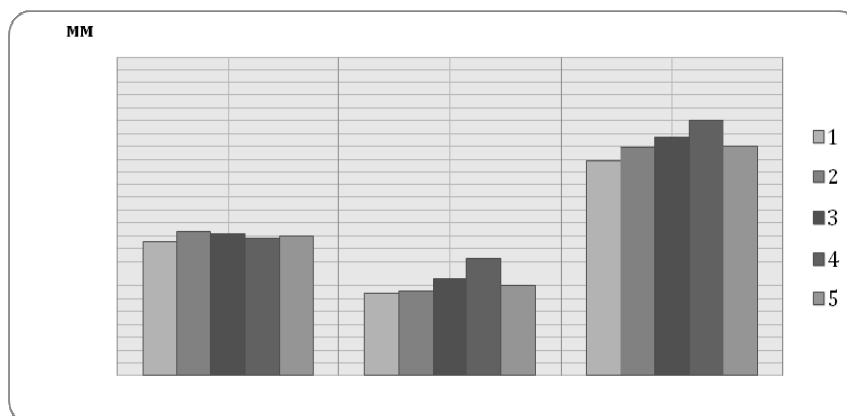


Рис.1. Динамика полного речного стока в бассейне реки Москвы. 1 – Середина XIX века, 2 – Начало XX века, 3 – 1960 – 1980 гг., 4 – Современный период, 5 – Период исчисления нормы стока.

ВКЛАД КЛИМАТИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА ВОЛГИ И ДОНА*

**Н.И.Коронкевич, Е.А.Барабанова, А.Г.Георгиади,
С.В.Долгов, Е.А.Кашутина, К.С.Мельник**
Институт Географии РАН, Москва, Россия
e-mail: hydro-igras@yandex.ru

Выбранные в качестве основного объекта исследований бассейны рек Волги и Дона исторически играют очень важную роль в жизни нашего государства. В ходе хозяйственного освоения они подвергались существенным

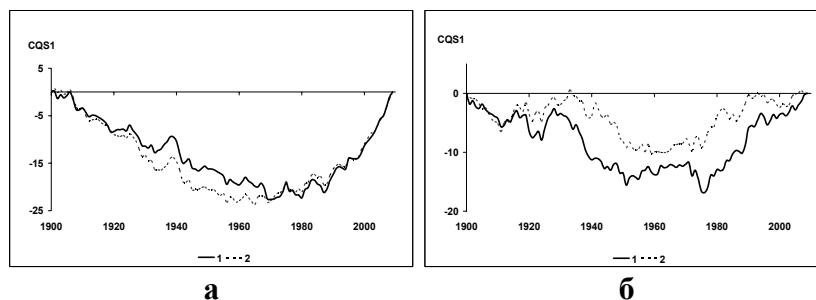
* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-01057, 12-05-838, 13-05-41437, 14-05-000761)

антропогенным преобразованиям. Причем условия формирования стока и характер антропогенного воздействия на водные ресурсы в этих бассейнах существенно различаются. К тому же Волга и Дон – главные регуляторы водного режима уникальных экосистем соответственно Каспийского и Азовского морей, не имеющих связи с Мировым океаном (Каспий) или имеющих весьма затрудненную связь (Азов).

Поскольку сток рассматриваемых рек формируется под влиянием комплекса тесно связанных между собой природных, особенно климатических, и антропогенных факторов, их вклад в полной мере разделить практически невозможно. Можно говорить лишь об относительном участии природных и антропогенных факторов в рассматриваемых изменениях стока, например, в отклонениях от неких средних значений, от «нормы».

Среди климатических факторов к числу наиболее важных очевидно принадлежат температура воздуха и атмосферные осадки. На рис.1 представлены многолетний ход среднегодовой температуры воздуха и годовой суммы атмосферных осадков, осредненных по бассейнам Волги и Дона. Как видно, в последние десятилетия отчетливо проявляется тенденция роста как температуры, так и осадков. Вначале основными антропогенными факторами воздействия на водные ресурсы были вырубка лесов и, особенно в бассейне Волги – распашка территории, изменяющие условия формирования стока и водного баланса. Лишь с конца XIX – начала XX века заметную роль начинает играть водное хозяйство. Водозаборы из поверхностных и подземных источников почти непрерывно росли до начала 1970-ых гг., после чего наступила определенная стабилизация вплоть до 1980-ых гг., а затем их снижение, продолжавшееся до последнего времени. В середине XX

столетия в связи с созданием Волжско-Камского каскада ГЭС, Цимлянского гидроузла максимальных значений достигло гидротехническое воздействие на водные ресурсы Волги и Дона. Водохозяйственное и гидротехническое воздействия, в основном приводящие к уменьшению речного стока, стали главными антропогенными факторами, изменяющими водный режим территории. Что касается хозяйственной деятельности на водосборах, то она неоднозначно влияла на годовой сток. Распашка целины и ежегодная весенняя вспашка приводили к увеличению весеннего и годового стока. Сменившая ее на значительной части бассейнов зяблевая пахота под яровые культуры способствовала их снижению, как и комплекс агротехнических приемов, особенно в лесостепных и степных районах. Агротехническое воздействие на воды достигло максимума в 1970-1980 гг., после чего в связи с кризисными явлениями в экономике страны стало снижаться. Такой же была динамика осушительных мелиораций. Вместе с тем практически непрерывно нарастает влияние урбанизированных территорий, занимающих около 2% площади бассейна Волги и до 4% в бассейне Дона, но приводящих к заметному увеличению местного стока, особенно в летний период. Также к увеличению стока ведут рубки леса. Однако происходящее за их счет общее снижение возраста лесов способствует в целом росту испарения и снижению годового стока.



$$CQSI = \sum_{i=1}^t \left(\frac{X_i}{\bar{X}} - 1 \right) - \text{значения нормированной разностно-интегральной}$$

кривой, где X_i – значение элемента за конкретный год, \bar{X} – среднееголетнее значение элемента

Рис.1. Долговременные фазы многолетних изменений среднегодовой температуры воздуха (а) и годовой суммы атмосферных осадков (б), осредненных по бассейнам Волги (1) и Дона (2) (по данным Climatic Research Unit (CRU) of the University of East Anglia (UK), <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data>)

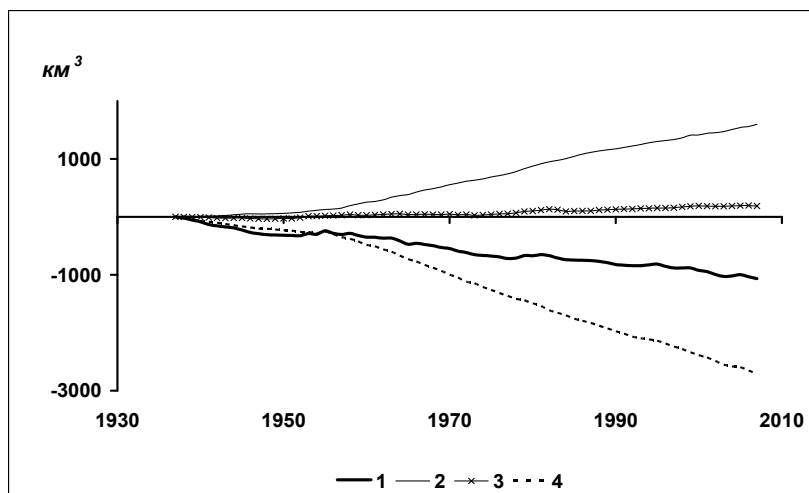
Для оценки соотношения вклада природно-климатических и антропогенных факторов использованы два основных метода:

- 1) восстановления условно-естественного стока рассматриваемых рек по их связям с реками-индикаторами климатических условий, сравнительно мало затронутыми антропогенными воздействиями, с последующим сопоставлением с фактическим стоком;
- 2) непосредственного расчета влияния на сток антропогенных факторов, воздействующих как непосредственно (водозаборы, создание водохранилищ), так и косвенно через почву, биоту, рельеф (агротехнические мероприятия, осушение земель, лесозаготовка, урбанизация территории).
- 3)

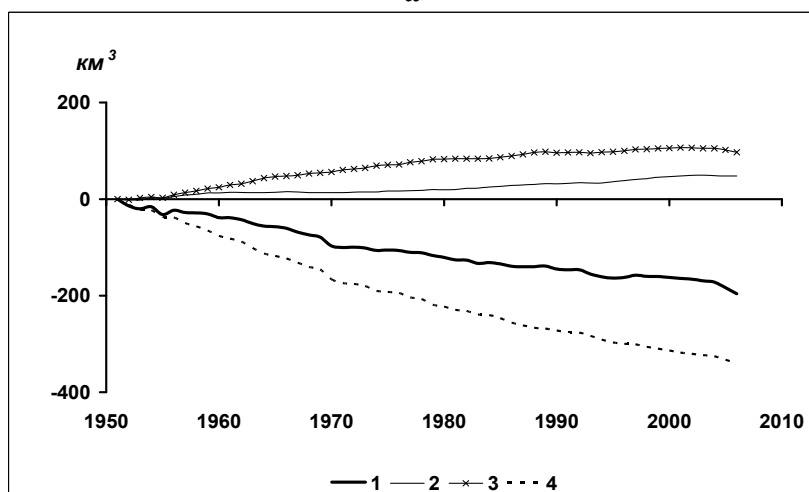
Если первый метод дает в основном интегральную оценку влияния антропогенных факторов, то второй позволяет выявить роль каждого из них.

Более детально методика расчетов изложена в работах [1, 2]. Анализ кривых нарастающих сумм отклонений фактического (наблюденного) годового и сезонного стока от восстановленного (условно-естественного) стока показывает динамику изменения интегрального эффекта антропогенного воздействия (рис. 2). На Волге (рис.2а) влияние антропогенных факторов в наибольшей степени сказывается на стоке половодья (объем суммарного снижения стока за весь рассматриваемый период, начиная с 1930 г., составил 2620 км^3) и годовом стоке (суммарное снижение – 1044 км^3), тогда как зимний сток в общей сложности вырос на 1487 км^3 , а интегральный эффект антропогенного воздействия на сток за летне-осенний период (приведший к его росту) оказался относительно невелик (около 196 км^3).

Относительно наибольшее интегральное снижение стока на Дону (рис. 2.б) также характерно для годового (196 км^3) стока и стока половодья (340 км^3). Но в отличие от Волги на Дону наибольшим суммарным увеличением стока характеризуется сток лета-осени (144 км^3). При этом сток летне-осеннего периода увеличился в два раза больше, чем зимний сток. Для Волги же характерно прямо противоположное соотношение, что связано, прежде всего, с региональными особенностями регулирования стока водохранилищами.



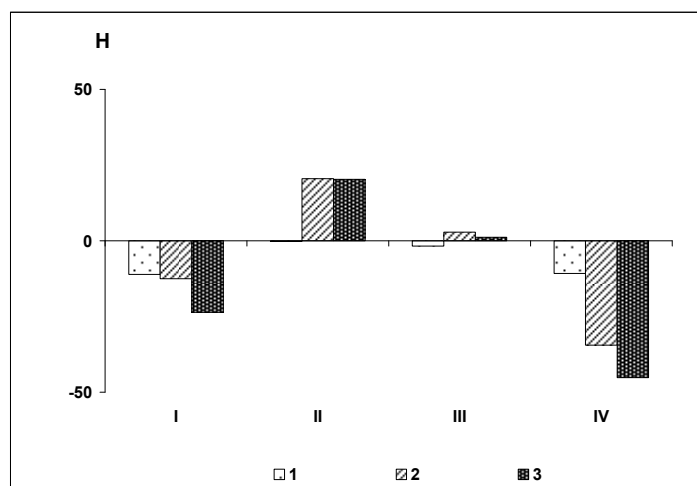
а



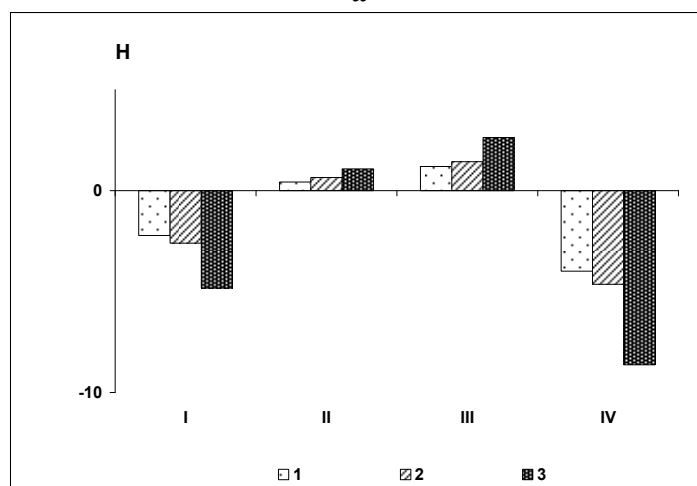
б

Рис. 2. Нарастающая сумма отклонений фактического годового и сезонного стока Волги у Волгограда (а) и Дона у Раздорской (б) от восстановленного (условно-естественного стока), км³ (1 – год; 2 – зима; 3 – лето-осень; 4 – половодье)

Сравнивая между собой фактический средний многолетний годовой и сезонный сток за 1882–1929 гг. (принятый нами в качестве условно-естественного периода с относительно небольшим антропогенным влиянием) и восстановленный по уравнениям регрессии сток за 1930–2006 гг. можно оценить, какой вклад внесли изменения климата и антропогенных факторов этого периода в изменение стока. Оказалось, что на Волге и на Дону природно-климатические и антропогенные факторы, действуя в одинаковом направлении, снижали сток половодья, а, следовательно, и годовой сток (рис. 3.). При этом вклад в изменения стока каждого из факторов был примерно одинаков для годового стока, а в снижении стока половодья существенно более заметную роль сыграли антропогенные факторы. В то же время соотношение вклада этих факторов в изменения меженного (зимнего и летне-осеннего) стока на Волге и на Дону характеризуются значительными различиями, но в целом они компенсировали снижение стока половодья. На Дону они вносят одинаковый вклад в повышение стока каждого из меженных сезонов (более значительного в летне-осенний период), тогда как на Волге увеличение стока зимней межени целиком обусловлено антропогенным влиянием, а суммарное мало заметное повышение стока летне-осенней межени было обусловлено антропогенными факторами.



а



б

Рис.3. Климатические и антропогенные изменения стока (H - $\text{км}^3/\text{год}$) Волги у Волгограда (а) и Дона у Раздорской (б) за период 1930–2006 гг. по сравнению с 1891–1929 гг. 1- климатические изменения, 2 – антропогенные изменения, 3 – суммарные изменения. I – год; II – зима; III – лето-осень; IV – половодье

Изменения стока в период 1930–1980 гг. происходили на фоне снижения среднегодовой температуры воздуха и годовой суммы атмосферных осадков, а в 1981–2006 гг. на фоне их повышения. Для Дона оба рассматриваемых периода характеризуются однонаправленными воздействиями климатических и антропогенных факторов, увеличивающих летне-осенний и зимний (климатические условия во второй период привели к его слабозаметному снижению) сток, сокращающих сток половодья и суммарный годовой сток. В первом периоде более значителен вклад антропогенных факторов, которые приводят к снижению стока половодья и к компенсирующему этот эффект повышению стока летне-осенней и зимней межени.

С 1981 г. относительно большее значение в изменениях стока приобретают климатические факторы. При этом суммарные изменения стока всех сезонов на Дону с 1981 г. значительнее, чем до 1980 г., а масштаб изменения стока половодья в оба периода выше, чем изменения стока межени. На Волге в оба рассматриваемых периода антропогенные воздействия увеличивают зимний и летне-осенний сток и сокращают сток половодья и годовой сток, во втором периоде интенсивнее, чем в первом. Направление климатических воздействий – различно. До 1980 г. происходило климатически обусловленное сокращение стока во все сезоны, а с 1981 г. климатические изменения привели к увеличению стока всех сезонов, кроме половодья. Однако вклад климатических изменений в суммарное изменение стока для всех сезонов в целом ниже, чем антропогенных факторов.

Непосредственные оценки антропогенного воздействия на сток Волги у Волгограда и Дона у Раздорской дали следующие результаты.

В бассейне Волги безвозвратное водопотребление в водохозяйственном комплексе (находимое в общем случае по разнице между водозабором и объемом сточных вод) возросло с 0,2-0,3% от среднего годового стока Волги в период условно естественного стока до 5-6% в период наибольшего антропогенного воздействия в середине 1980-х гг. В 1990-2005 гг. это воздействие снизилось в среднем в 1,3 раза, а в самые последние годы почти в 2 раза. Потери водных ресурсов за счет дополнительного испарения с акватории водохранилищ и подтопленных ими земель, а также заполнения их мертвого объема возросли практически с нуля в период условно-естественного стока до 8-9% от годового стока во время самого активного гидротехнического строительства в бассейне Волги в 1956–1960 гг., а сейчас составляют в среднем 2-3% стока Волги. Совместное воздействие традиционного водного хозяйства и водохранилищ привело к уменьшению стока Волги к 2005 г. по сравнению с условно-естественным периодом (до 1930-х гг.) почти на 480 км³.

Расчет изменения стока *мероприятиями агротехники* показал, что нарастание влияния этого фактора шло от практически нулевого в условно-естественный период до 2-3% от стока Волги в 1980-е гг., а затем снизилось до 1-1,5% после 1990-х гг.

Осушение земель также имело незначительное применение в условно естественный период, но в дальнейшем (на уровне 1980-х гг.) привело к увеличению речного стока до 0,5-1%. Сейчас темпы осушительных мелиораций резко снизились, а многие ранее осушенные земли пришли в запустение.

Оценка влияния *рубок леса и его восстановления* на речной сток показала, что в условно-естественный период сток был повышенным из-за наличия в бассейне больших массивов

перестойных лесов, испарение с которых было относительно невысоким. Последовавшие затем рубки леса и замена перестойных лесов более молодыми и продуктивными привели в целом к увеличению испарения и снижению стока. Этот процесс продолжается и сейчас, приводя к уменьшению стока Волги в среднем на 2%.

Урбанизация земель, напротив, способствует увеличению стока по сравнению с условно-естественным периодом на 1,5-2%.

Антропогенное воздействие в бассейне Дона осуществлялось на протяжении всех периодов. Это относится и к хозяйственной деятельности на водосборах. Наименьшим оно было в 1881–1930 гг. – в период, принятый за естественно-условный, причем влияние *агротехники*, в первую очередь зяблевой пахоты, которая занимала менее 10% общей площади и приводила к уменьшению стока, уравновешивалось воздействием на сток в сторону его увеличения быстро растущей площадью уплотненных поверхностей под населенными пунктами и дорогами. В дальнейшем и вплоть до начала 1990-х гг. влияние агротехнических мероприятий на водосборах на сток превышало влияние урбанизированных площадей, поскольку только площадь зяблевой пахоты достигла в бассейне Дона 40-50% общей площади водосбора. Сток же с нее в лесостепных районах в 1,5-2, а в степных в 2-4 раза ниже, чем с полей с уплотненной к началу весеннего половодья почвой. Под влиянием агротехники сток Дона снизился к середине 1980-х гг. более чем на 10% (в среднем на 3,3 км³). Однако после 1990 г. в связи с кризисными явлениями в сельском хозяйстве влияние агротехники снизилось. Общее снижение стока Дона под влиянием агротехники с 1881 по 2005 гг. оценивается в 185 км³, в т.ч. по сравнению с периодом условно-естественного стока в 170 км³.

Воздействие на сток Дона *урбанизированных площадей* вначале отставало от темпов воздействия на сток агротехники, но в самые последние годы, когда их площадь превысила 3% (а по некоторым данным 4%), это воздействие превзошло воздействие агротехники, но с обратным знаком. Расчеты показывают, что 1% водонепроницаемых поверхностей на водосборе увеличивает полный речной сток, как и в бассейне Волги, на 2-3%, главным образом за счет теплого периода года. Наибольшего воздействия на сток этот вид хозяйственной деятельности достиг в самые последние годы. Общее воздействие роста урбанизированных площадей за 1881-2005 гг. выразилось в увеличении стока Дона более чем на 120 км^3 , из которых около 110 км^3 приходится на период после 1930 г.

Крупным антропогенным фактором с начала 1950-х гг. стало создание Цимлянского водохранилища с заполнением его «мертвого» объема, с дополнительными потерями воды на испарение с его акватории, с забором, правда, небольшого объема воды, в Волгодонской канал. В дальнейшем было создано Воронежское водохранилище и ряд других, более мелких, мало повлиявших на общую картину гидротехнического воздействия на годовой сток. Более того, с конца 1980-х гг. имеет место некоторое снижение потерь воды с акватории вследствие уменьшения дефицита влажности воздуха. Суммарно за 1881–2005 гг. воздействие водохранилищ на уменьшение стока Дона выразилось величиной около $90 \text{ км}^3/\text{год}$, из которых большая часть приходится на период после 1930-х гг.

На основные виды водопотребления безвозвратно затрачено за 1881-2005 гг. примерно 220 км^3 , в т.ч. после 1930 г. – 205 км^3 . Из них около 65% приходится на нужды орошения, около $\frac{1}{4}$ на промышленное водопотребление и около 10% на хозяйственно-бытовое. Все эти виды антропогенного

воздействия имели тенденцию нарастания до начала 1990-х гг. (медленнее в хозяйственно-бытовом секторе и гораздо быстрее в орошении и промышленном секторе). В последние годы имеет место стабилизация водопотребления в хозяйственно-бытовом секторе и резкий его спад в промышленности и орошаемом земледелии.

Расчеты обоими методами дали в целом близкие результаты итоговых антропогенных воздействий, хотя в отдельные периоды различия были весьма существенными, особенно в бассейне Дона, где значительное использование водных ресурсов имеет место ниже Раздорской и не учитывалось при восстановлении стока по рекам-индикаторам климатических условий.

Весьма интересным представляется в дальнейшем доведение расчетов до самого последнего времени, когда при продолжающемся снижении стока на Дону наметилось и уменьшение стока на Волге.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А., Зайцева И.С., Долгов С.В. О соотношении природно-климатических и антропогенных факторов в многолетних изменениях речного стока // Вода и водные ресурсы: системообразующие функции в природе и экономике. Труды Всероссийской научной конференции: сб. материалов. Новочеркасск, ЮРГТУ (НПИ), 2012. С.41-47.
2. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России: Часть 2: Бассейн рек Волги и Дона: Монография / Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П. и др.: Институт Географии РАН. – М.: МАКС Пресс, 2014. – 216 с.

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕЧЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ*

С.В. Лебедева, Е.Д. Головина

Государственный океанографический институт имени

Н.Н.Зубова (ГОИН), Москва, Россия

e-mail: sunnysima@mail.ru

Объектом компьютерного моделирования, представленного в докладе, стал участок Нижней Волги от плотины Волгоградской ГЭС до г. Ленинска с прилегающей поймой и р. Ахутбой (рис.1). Длина участка по судовому ходу составляет около 85 км. Этот участок долины Волги представляет собой равнинную поверхность, сильно пересеченную небольшими протоками, ериками, старичными озерами и каналами. Кроме того, эта местность в значительной степени освоена и изменена хозяйственной деятельностью, большая часть которой не поддерживается на протяжении последних двух десятилетий. В результате пойму пересекают не только естественные неровности, но и дамбы, сельскохозяйственные каналы, насыпные дороги. В некоторых насыпях проложены водопропускные трубы, однако не все они функционируют должным образом. Сильно изменился за последние 20 лет характер хозяйственного использования территории, а, значит, изменились и требования к функционированию существующих гидротехнических сооружений.

В гидрологическом режиме на Нижней Волге в период с 1961г. по настоящее время полностью зарегулирован речной сток, регулирование осуществляется в соответствии с Основными правилами использования водных ресурсов Волгоградского водохранилища на р.Волге. В зависимости от того, какие объемы воды и в течение какого периода времени подаются с ГЭС, затопление пойменных

территорий происходит в большей или меньшей степени. Помимо изменения глубины затопления в связи с искусственно задаваемым водным режимом, важным фактором является и изменения режима скоростей течений на пойме, связанное с наличием дамб, насыпей, заброшенных ГТС и пр.

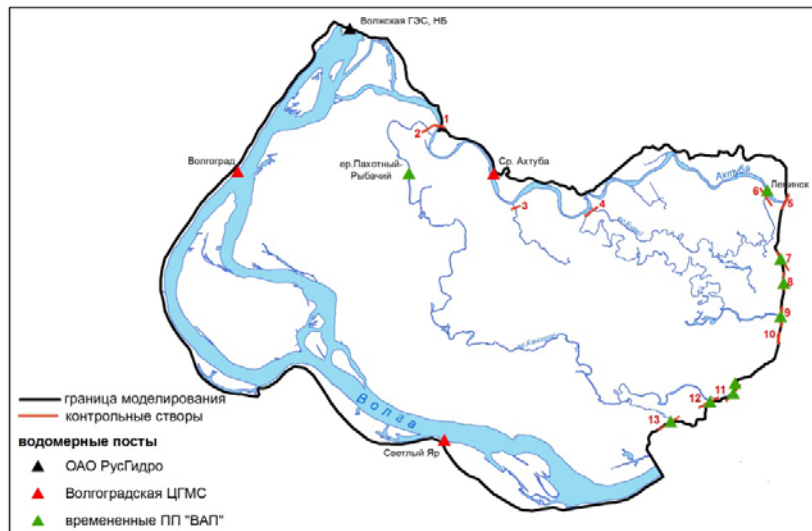


Рис. 1. Схема участка моделирования

Задача текущей работы состоит в исследовании возможностей моделирования площадей и глубин затоплений поймы, а также скоростей течения (расходов воды в протоках и течений на пойме) на данном участке в условиях стационарной подачи расхода воды через плотину ГЭС. Исходя из фактических данных об уровнях воды на постах, такое стационарное течение на рассматриваемом участке наступает через 3-5 дней после начала подачи постоянного половодного расхода воды через плотину.

Программный комплекс Mike 21 Flow Model FM, разработанный Датским гидравлическим институтом (the Danish Hydraulics Institute - DHI), лежит в основе подготовленной модели течений верхней части долины Нижней Волги. Mike 21 предназначался разработчиками для расчета течений на морских акваториях, близ побережий и в крупных реках и их устьях.

Гидродинамический блок модели основан на численном решении уравнений мелкой воды, а именно, двумерных уравнений Рейнольдса с принятием гипотезы турбулентности Буссинеска. Таким образом, математически модель состоит из уравнения неразрывности, уравнения движения и уравнения для коэффициента турбулентного обмена. Численное решение реализуется по явной центральной схеме методом конечных объемов. Расчетная область при этом разбивается нерегулярной гибридной сеткой на ячейки в форме треугольников и четырехугольников.

Для описания рельефа поймы и глубин пойменных протоков в представленной модели использованы топографические карты масштаба 1:25000 с сечением рельефа 2,5 м. Батиметрия русел Волги и Ахтубы задана по данным промеров, выполненных ГОИНОм в апреле-мае 2014 года. Частота галсов в русле Волги на участке от плотины до Волгограда составляет 100 м, от Волгограда до нижней границы моделирования – 1 км. Частота галсов в Ахтубе – 50 м.

Для задания граничных условий при калибровке и верификации используются:

- уровни воды на действующих и закрытых водомерных постах гос. гидрометеорологической сети (Ленинск, Светлый Яр, Каменный Яр, Черный Яр),

- данные измерений уровней воды сотрудников Природного парка «Волго-Ахтубинская пойма» (ПП «ВАП») с временных постов, расположенных почти на всех местах пересечения ериков и автомобильной дороги Ленинск-Покровка, что дало возможность задать уровни на всех выходных границах модели (рис.1).
- расходы воды по данным ГЭС
При калибровке и верификации модельные расчеты сопоставляются с данными полевых работ ГОИНа в 2008, 2010, 2014 годах (уровни воды, расходы воды в Волге, Ахтубе и основных протоках, ответвляющихся от Ахтубы).

ПОДГОТОВКА И НАСТРОЙКА МОДЕЛИ

Средствами программного комплекса Mike Zero, прилагающегося к Mike 21 FM построена нерегулярная гибридная расчетная сетка, состоящая из 356586 элементов – четырехугольников и треугольников (рис. 2). Четырехугольники в русле Волги в среднем имеют размеры 100 на 200 м, в русле Ахтубы – 60 на 30 м, в остальных учтенных четырехугольной сеткой протоках от 10х30 до 30х60 м.

Далее в узлы сетки проинтерполированы значения абсолютных высот с оцифрованных топографических карт и промеров (рис. 3).

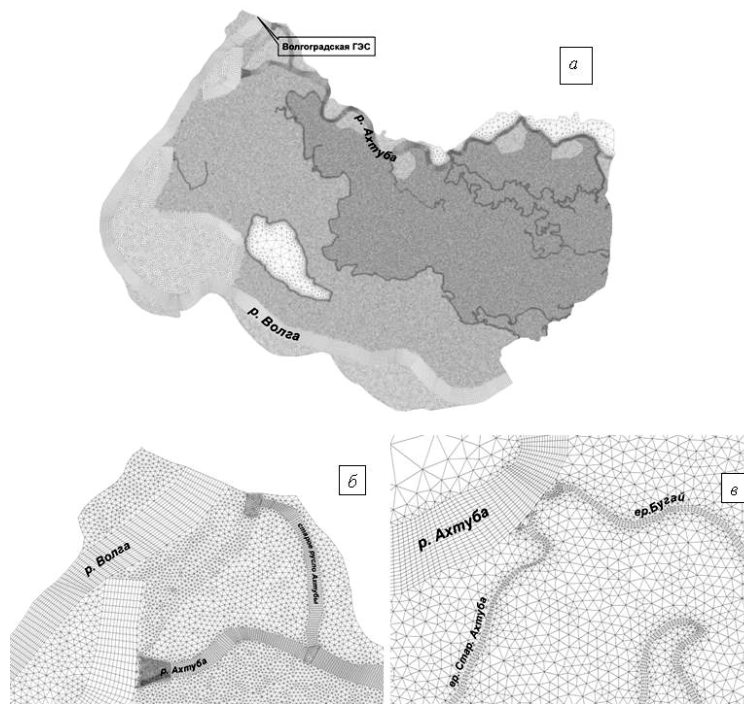


Рис. 2. Расчетная сетка целиком (а) и ее фрагменты (б, в)

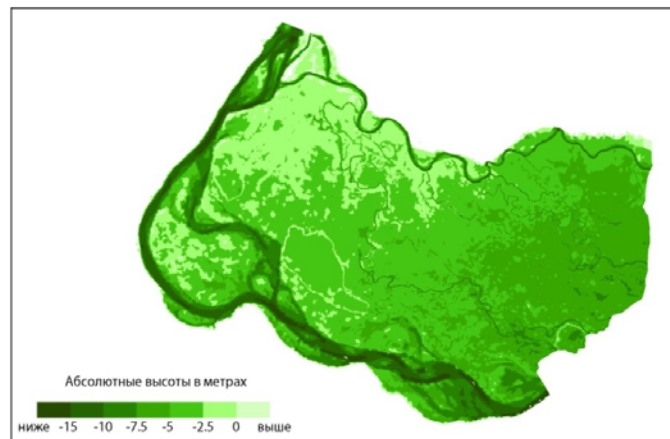


Рис. 3. Цифровая модель рельефа области моделирования участка долины р. Волга

Модель имеет одну верхнюю входную границу, где задается расход воды по данным ГЭС. Нижняя граница большей частью проходит по автомобильной дороге Ленинск-Покровка, представляющей собой почти на всем протяжении незатопляемую насыпь. Через крупные ерики построены мосты, также встречаются и водопропускные трубы. Все места протекания речных вод под дорогой (мосты, трубы и т.д.) заданы в модели в качестве нижних выходных границ и обеспечены нижним граничным условием – уровнем воды.

КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ

Калибровка модели заключается в подборе ее параметров (в нашем случае - коэффициентов шероховатости) в процессе воспроизведения реальной гидрологической ситуации, для которой есть результаты полевых измерений - отметки уровня воды в ключевых точках, скорости течения, распределение расходов воды по рукавам. В процессе калибровки добиваются максимального совпадения фактических и смоделированных полей отметок водной поверхности и скоростного поля потока. На рис. 1 отмечены контрольные пункты, по которым проверялся уровень воды и контрольные створы для сопоставления расходов воды.

Калибровка выполнена отдельно для меженных и половодных условий. Меженная ситуация выбрана на 13 августа 2005 года, когда в течение нескольких суток через плотину подавался расход воды около 6400 м³/с. Уровни на временных постах вдоль нижней границы моделирования были измерены сотрудниками ПП «ВАП»

Коэффициент шероховатости в межennom русле задан единым для всей Ахтубы, а Волга разделена на три участка по морфологическому признаку, а также соответственно наличию контрольных водомерных постов: 1) участок от плотины до Волгограда (начала крупного разветвления

потока), 2) от Волгограда до Светлого Яра (примерно соответствует нижней границе разветвления), 3) от Светлого Яра до нижней границы моделирования (с. Покровка). Наилучшие результаты по уровням в контрольных пунктах (табл. 1) были получены при следующем сочетании коэффициентов шероховатости: для Волги – 0,021; 0,019; и 0,0105; для Ахтубы – 0,013.

Таблица 1. Сопоставление фактических и смоделированных отметок водной поверхности в верхней части ВАП при расходе $Q = 6400 \text{ м}^3/\text{с}$

Название поста	Уровень воды H , м абс	
	фактический	смоделированный
Нижний бьеф	-9.75	-9.85
р. Ахтуба – Сред. Ахтуба	-10.22	-10.11
р. Волга - Волгоград	-10.31	-10.21
р. Волга - Светлый Яр	-11.82	-11.61

Калибровка условий половодья выполнена по фактическим данным на 27-29 мая 2002 года при расходе воды $19000 \text{ м}^3/\text{с}$. Задание руслам тех же коэффициентов шероховатости, что и для меженных условий не дало нужного результата, варьирование шероховатостей поймы и пойменных протоков не сказывается в нужной степени на положении высот водной поверхности. Наилучшие результаты по уровням в контрольных пунктах (табл. 2) были получены при следующем сочетании коэффициентов шероховатости: для Волги – 0,027; 0,025; и 0,017; для Ахтубы – 0,024; для поймы 0,09; пойменные протоки – 0,03.

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛИ

Верификация представляет собой проверку модели на независимом материале. Она проводилась на основе сопоставления расчетных и фактических данных об уровнях воды и измеренных расходах воды в рукавах и протоках, не использовавшихся при калибровке.

Исходя из имеющейся информации, для верификации модели использовались данные об измеренных расходах воды по рукавам и отметках урезов водной поверхности в период половодья в мае 2010 года при расходе $Q = 27000$ м³/с, когда ГОИНОм были выполнены обширные полевые работы. Коэффициенты шероховатости при этом заданы те же, что и при калибровке половодных условий при $Q = 19000$ м³/с.

Результаты верификации представлены в таблицах 3 и 4, на рисунках 4-5.

Таблица 2. Сопоставление фактических и смоделированных отметок водной поверхности в верхней части ВАП при расходе $Q = 19000$ м³/с

Название поста	Уровень воды H , м абс	
	фактический	смоделированный
Нижний бьеф	-4.69	-4.7
ер. Пахотный – х. Рыбачий	-5.32	-5.36
р. Ахтуба – Сред. Ахтуба	-5.5	-5.36
р. Волга - Волгоград	-5.2	-5.33
р. Волга - Светлый Яр	-6.73	-6.86

Как видно из таблицы 3 измеренные и смоделированные уровни воды различаются не более чем на 30 см. Сравнение по расходам воды в протоках демонстрирует сопоставимость смоделированных и измеренных величин лишь в некоторых контрольных створов (табл. 4). Площади затопления на космическом снимке и по модели оказались сопоставимы, но модель показывает гораздо большую затопленность территорий. Эти несоответствия связаны в основном с тем, что сечение рельефа на топографической карте (2,5 м) оказалось недостаточным для детального описания прирусловых валов и дамб, определяющих излив воды из русла на пойму. Неучтенными осталось много насыпей и гидротехнических сооружений.

Таблица 3. Сопоставление фактических и смоделированных отметок водной поверхности в верхней части ВАП при расходе $Q = 27000 \text{ м}^3/\text{с}$

Название поста	Уровень воды H , м абс	
	фактически	смоделированный
Нижний бьеф	-3.20	-3.24
ер. Пахотный – х. Рыбачий	-4.47	-4.44
р. Ахтуба – Сред. Ахтуба	-4.23	-4.35
р. Волга - Волгоград	-3.87	-4.05
р. Волга - Светлый Яр	-5.60	-5.90

Верификация модели демонстрирует удовлетворительное совпадение уровней воды и недостаточно удовлетворительное по расходам воды и площадям затопления. С учетом перспективы использования в дальнейшей работе данных лазерного сканирования поверхности поймы и подробного полевого обследования гидротехнических сооружений, есть все условия для развития и улучшения качества двумерной модели ВАП

настолько, насколько позволят исходные данные и имеющиеся компьютерные мощности.

Компьютерное двумерное гидродинамическое моделирование в сочетании с обширными полевыми работами представляется перспективным методом для наглядного решения многочисленных проблемных вопросов Волго-Ахтубинской поймы.

Таблица 4. Измеренные и смоделированные расходы воды в контрольных створах при расходе $Q = 27000 \text{ м}^3/\text{с}$ (по результатам верификации модели)

№ на рис 1.	Контрольный створ	Расход воды Q , $\text{м}^3/\text{с}$	
		измеренный	смоделированный
1	Ахтуба выше истока ер. Старая Ахтуба (Пахотный)	2365	2057
2	Исток ер. Старая Ахтуба (Пахотный)	209	117
3	Исток ер. Бугроватый	167	177
4	Исток ер.Бугай+ер.Ст.Ахтуба	182	382
5	Ахтуба ниже истока ер. Проран	1515	638
6	Исток ер. Проран	119	146
7	Ер.Поршневка	72	78
8	Ер.Боярский	42	142
9	Ер.Лопушок	93	517
10	Ер.Кудаевский	0	133
11	Ер.Марченко	32	63
12	Ер.Калинов	44	162
13	Ер.Булгаков	32	57

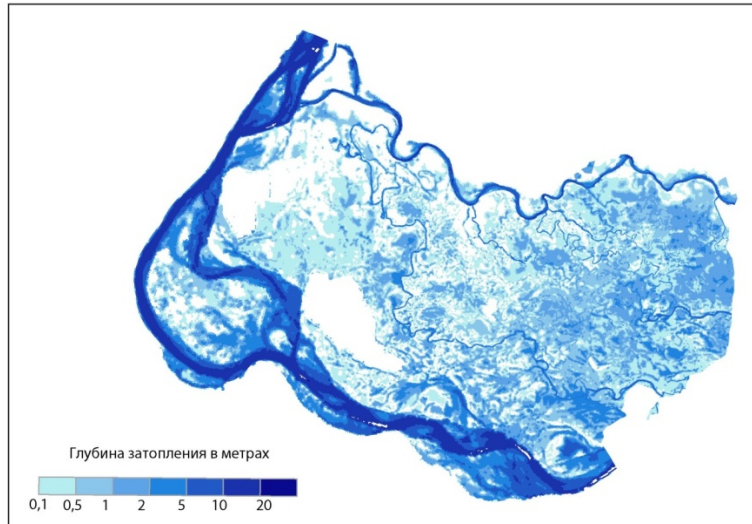


Рис.4. Глубины затопления верхней части ВАП при расходе воды $Q = 27000\text{ м}^3/\text{с}$ (результат верификации модели)

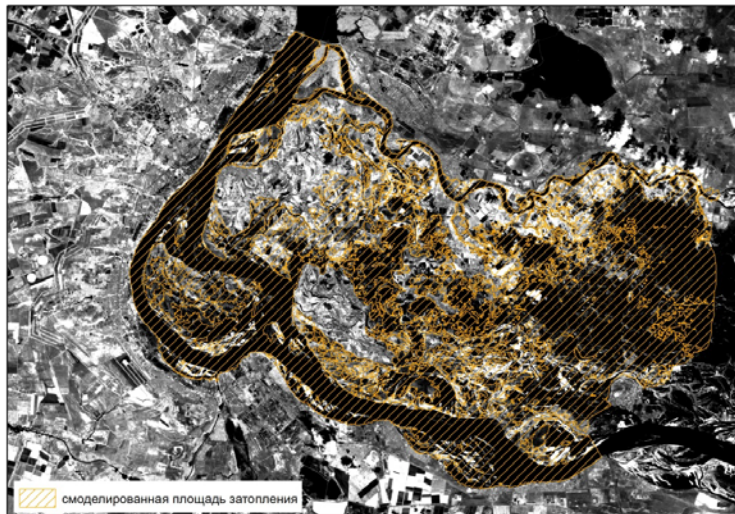


Рис. 5. Сопоставление фактической (на космическом снимке Landsat) и смоделированной площадей затопления (результат верификации модели)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас русловой морфодинамики Нижней Волги (ред. В.Н. Кортаев, Д.Б. Бабич, Р.С. Чалов). М., 2009, 232 с.
2. Горелиц О.В., Землянов И.В. Современный механизм заливания территории Волго-Ахтубинской поймы в период половодья (в пределах Волгоградской области)// сб.статей. Научный потенциал регионов на службу модернизации. – Астрахань, 2013. - № 2 (5), с. 9-18
3. Горянов В.В., Филиппов О.В., Плякин А.В., Золотарев Д.В. Экологическая безопасность природно-хозяйственных систем Волго-Ахтубинской поймы: структура и организация мониторинга водного режима. – Волгоград., 2007. – 112 с.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОИНФОРМАЦИОННОЙ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОТИВОПАВОДКОВОГО ЭФЕКТА ДЕЙСТВУЮЩИХ И ПЛАНИРУЕМЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО АМУРА

Ю.Г. Мотовилов*, Е.В. Дод, А.С. Калугин***

** Институт водных проблем РАН*

***ОАО «РусГидро»*

e-mail: hydrowpi@aqua.laser.ru

Наводнение, вызванное катастрофическим паводком на Амуре в 2013 г., стало одним из наиболее масштабных стихийных бедствий XXI в. по продолжительности, площади распространения, числу пострадавших и экономическому ущербу.

Интенсивные исследования Амурского наводнения вызвали, начиная с 2014 г., нарастающий поток научных публикаций, в которых были рассмотрены основные факторы

формирования катастрофического наводнения в бассейне Амура в июле-сентябре 2013 г. [1, 3, 5, 7], даны оценки повторяемости характеристик паводка [1, 7], исследована роль Зейского и Бурейского водохранилищ в снижении паводковой опасности на участке Среднего Амура [4, 5, 7]. В работах [1, 2] было впервые оценено влияние регулирования этими водохранилищами паводка 2013 года на водный режим рек с помощью физико-математической модели формирования стока ЕСОМАГ [8] и одномерной гидродинамической модели движения воды в речной системе.

В настоящей работе рассмотрены результаты применения компьютерной технологии гидроинформационной поддержки управления риском наводнений для оценки противопаводковой функции действующих и планируемых водохранилищ на реках Зее и Бурее и выявления эффекта регулирования этих водохранилищ на снижение максимальных расходов и уровней воды на 850-километровом участке Среднего Амура (рис.1). Основу технологии составляют три взаимоувязанных компонента: (1) пространственно-распределенная физико-математическая модель формирования стока в речных бассейнах ЕСОМАГ, (2) одномерная гидродинамическая модель неустановившегося движения воды в речном русле, основанная на решении уравнений Сен-Венана, и (3) базы данных гидрометеорологической, водохозяйственной и картографической информации и соответствующие системы управления этими базами.

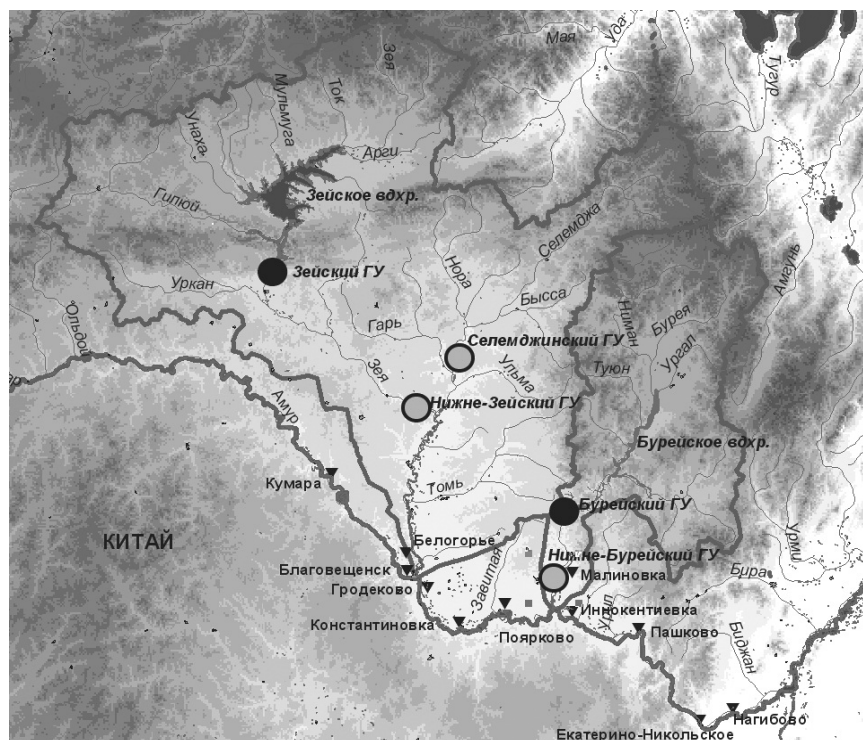


Рис. 1. Расположение действующих (черные круги), планируемых и строящихся (серые) гидроузлов в бассейнах рек Зеи и Буреи

ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА ДЕЙСТВУЮЩИМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ В БАСЕЙНАХ РЕК ЗЕИ И БУРЕИ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В УСТЬЯХ ЭТИХ РЕК

На рис. 2 также показаны результаты двух численных экспериментов по оценке влияния регулирования стока Зейским и Бурейским гидроузлами на изменение гидрографов и снижение максимальных расходов в устьях этих рек. В первом из экспериментов моделирование гидрографа стока в устьях рек Зеи и Буреи выполнялось с учетом фактических сбросов из водохранилищ; во втором – в

створе Зейского и Бурейского гидроузлов в качестве сбросов задавался гидрограф притока воды к водохранилищам, т.е. задавался гипотетический сценарий отсутствия Зейского и Бурейского водохранилищ. Из рис. 2 хорошо видна противопаводковая функция регулирования этих водохранилищ в 2013 г. Максимальная разница расходов воды в устье Зеи, рассчитанных по двум сценариям, составила 5.1 тыс. м³/с.

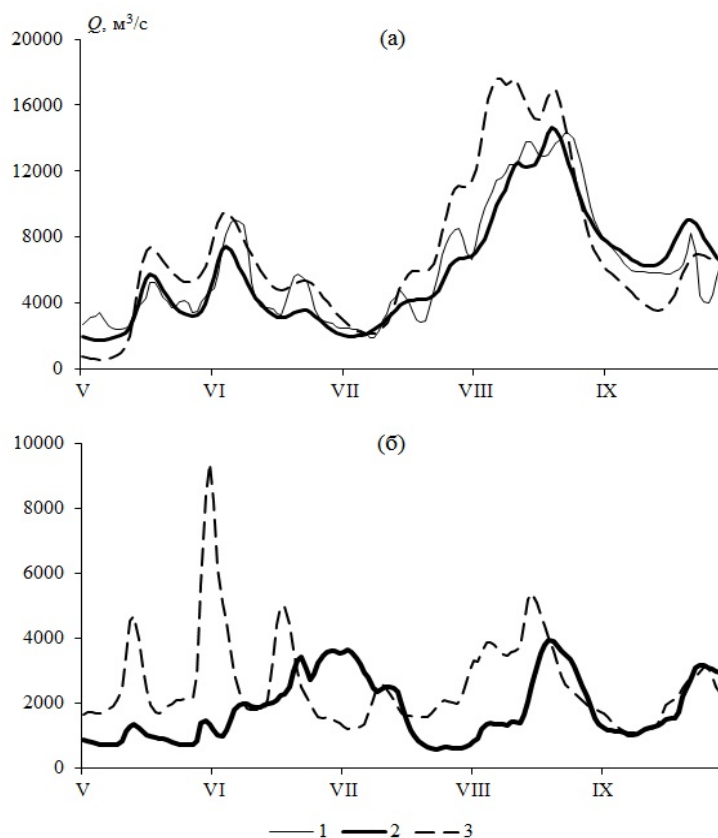


Рис. 2. Фактический (1) и рассчитанные гидрографы стока в устьях рек Зеи (а) и Буреи (б) в 2013 г. с учетом (2) и без учета (3) регулирования водохранилищ

Проведенные для многолетнего периода численные эксперименты показали, что для немногочисленных лет регулирования водохранилища Бурейским гидроузлом может полностью срезать пики на гидрографе притока и зарегулировать паводковый сток. На рис. 2б представлена более детальная картина для паводкового периода 2013 г., из которого видно, что срезка пика паводка водохранилищем в устье р. Буреи в конце мая – начале июня 2013 г. достигала 8 тыс. м³/с.

Таким образом, проведенные численные эксперименты показали важную роль регулирования Зейского и Бурейского водохранилищ на снижение максимальных расходов в устьях рек Зеи и Буреи.

ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНОГО ВЛИЯНИЯ ПЛАНИРУЕМЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ В БАСЕЙНАХ РЕК ЗЕИ И БУРЕИ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В УСТЬЯХ ЭТИХ РЕК

По результатам анализа выполненных ранее проектных проработок для рассмотрения целесообразности и эффективности создания дополнительных резервных противопаводковых емкостей в бассейнах рек Зеи и Буреи были отобраны следующие перспективные объекты: Нижне-Зейский гидроузел на р. Зее, Селемджинский гидроузел на р. Селемдже (приток р. Зеи), а также строящийся Нижне-Бурейский гидроузел на р. Бурее (рис. 1).

Гидрологические и водохозяйственные расчеты по модели формирования стока ЕСОМАГ в бассейнах рек Зеи и Буреи проводились с учетом планируемых водохранилищ при различных вариантах максимальных сбросных расходов в нижние бьефы гидроузлов как по отдельности для каждого из водохранилищ, так и при их совместном использовании. Результатами расчетов по модели являются гидрографы

стока в различных точках русловой сети, в том числе в нижних бьефах гидроузлов и в устьях рек при различных сценариях работы гидроузлов (вариантов максимальных сбросных расходов в нижние бьефы), а также величина и динамика наполнения и сработки резервных противопаводковых емкостей водохранилищ.

Анализ гидрологических данных в створе Зейской ГЭС показал, что по своему объему паводок 2013 г. стал самым большим за период наблюдений (обеспеченность — 0.3%), а по максимальному расходу притока (11.7 тыс. м³/с) обеспеченность оказалась намного выше (5.7%). Максимальный приток в Бурейское водохранилище в паводок 2013 г. нельзя отнести к экстремальным: по объему притока обеспеченность оценивается около 14%, а по максимальному расходу (9860 м³/с) — около 50%.

Расчеты по модели ECOMAG проводились для различных вариантов воздействующих метеорологических условий на водосборы. Во-первых, моделирование формирования стока и характеристик резервных противопаводковых емкостей выполнялось по фактическим метеорологическим условиям за многолетний период начиная с 2000 по 2013 г. Во-вторых, поскольку величина противопаводковых емкостей водохранилищ определяется в первую очередь характеристиками расчетных дождевых паводков низких обеспеченностей, то расчеты по модели формирования стока проводились также и для паводков с максимальными расходами 1% и 0.1% обеспеченностей. Моделирование этих экстремальных паводков осуществлялось подбором множителей на входные фактические осадки в летний период 2013 г., которые дают максимальные модельные расходы, близкие к определенным по многолетним данным для створа Белогорье. В частности, паводок 1% обеспеченности получен при множителе на осадки 1.15, а паводок 0.1%

обеспеченности – при множителе 1.36. При этом рассчитанные максимальные расходы в устье р. Зеи составили соответственно 21.1 и 26.3 тыс. м³/с, а в створе Зейской ГЭС – соответственно 14.9 и 19.4 м³/с. В [6] максимальные расходы 1% и 0.1% обеспеченностей для створа Зейской ГЭС оцениваются в 14.5 и 19.8 м³/с.

При моделировании эффекта планируемых противопаводковых мероприятий в бассейне р. Зеи рассматривались возможности создания резервных противопаводковых емкостей на Нижне-Зейском ГУ, обеспечивающих срезку максимальных расходов в нижний бьеф гидроузла до величин 7 и 6 тыс. м³/с, а на Селемджинском ГУ - срезку максимальных расходов до 3 и 2 тыс. м³/с. Эти значения максимальных сбросных расходов обозначены в некоторых проектных документах.

На основе анализа результатов расчетов можно сделать следующие основные выводы о влиянии действующего и планируемых водохранилищ на р. Зее на максимальные расходы воды в устье реки:

1. Регулирование стока только Зейским гидроузлом позволяет снизить максимальные расходы в устье р. Зеи на 4.4 тыс. м³/с для паводка 1% обеспеченности и на 6.4 тыс. м³/с для паводка 0.1% обеспеченности (см. кривые 1 и 10 на рис. 3). В разделе 1 и работах [1, 2] было показано, что эффект снижения максимального расхода в устье Зеи на пике паводка для метеоусловий 2013 г. составил около 2.3 тыс. м³/с.
2. Введение требований на максимальные сбросные расходы в нижний бьеф Нижне-Зейского водохранилища порядка 6 – 7 тыс. м³/с и 2 – 3 тыс. м³/с для Селемджинского водохранилища позволяет дополнительно к эффекту Зейского водохранилища снизить максимальные расходы в устье р. Зеи еще

примерно до 4 тыс. м³/с для паводка 1% обеспеченности и до 6 тыс. м³/с для паводка 0.1% обеспеченности. При этом величины необходимой суммарной резервной противопаводковой емкости могут достигать значений 5–6 и 8–12 км³ соответственно для паводков 1 и 0.1% обеспеченностей.

3. Зависимости срезки максимальных расходов в устье р. Зеи от величины суммарной резервной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ неоднозначны, т.е. при одной и той же суммарной емкости различные сочетания резервных емкостей Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ приводят к разным эффектам снижения максимальных расходов в устье р. Зеи.

Выполненные расчеты гидрографов стока в устье р. Буреи показали, что при фактических сбросах из Бурейского водохранилища даже в относительно многоводном 2013 г. противопаводковая резервная емкость строящегося Нижне-Бурейского водохранилища будет задействована лишь при минимальном из рассматриваемых значений максимальных сбросных расходов из Нижне-Бурейского водохранилища (3 тыс. м³/с), при более высоких сбросных расходах противопаводковая емкость задействована не будет.

ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ РЕГУЛИРОВАНИЯ ДЕЙСТВУЮЩИХ И ПЛАНИРУЕМЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СРЕДНЕГО АМУРА НА ОСНОВЕ ОДНОМЕРНОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Расчеты по оценке противопаводковой функции водохранилищ показали, что отсутствие Зейского и Бурейского водохранилищ могло бы привести в 2013 г. к

росту уровней воды на Среднем Амуре на подъеме волны паводка на 1.7 - 2.1 м, а в пик паводка – на 0.4 – 0.5 м. При этом в 2 – 3 раза могла увеличиться продолжительность стояния уровней воды выше отметок, соответствующих опасному явлению. Таким образом, без Зейского и Бурейского водохранилищ последствия наводнения 2013 г. в бассейне Среднего Амура могли быть гораздо более разрушительными, а ущербы – более катастрофичными;

Численные эксперименты по оценке противопаводковой функции планируемых Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ и их влияния на гидрологический режим Среднего Амура ниже впадения р. Зеи до р. Сунгари проводились по одномерной гидродинамической модели с учетом результатов расчетов бокового притока по модели ЕСОМАГ, описанных выше, т.е. при различных вариантах максимальных сбросных расходов в нижние бьефы планируемых гидроузлов по сценарию метеоусловий 2013 г., а также при прохождении в бассейне р. Зеи паводков 1% и 0.1% обеспеченностей. На рис. 3 представлен графический анализ выполненных расчетов для одного из гидропостов – г/п Гродеково.

Из рис. 3а следует, что для каждого из выбранных метеорологических сценариев (сценарий 2013 г, сценарии для паводков 1 и 0.1% обеспеченностей) прослеживаются достаточно тесные связи между максимальными уровнями в створе гидропоста и величиной суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ. Для трех из восьми заданных сочетаний вариантов максимальных сбросных расходов в нижние бьефы гидроузлов и соответствующих суммарных противопаводковых емкостей на планируемых Нижне-Зейском и Селемджинском водохранилищах

максимальные уровни воды в створе гидропоста опустились бы ниже (или были равны) отметки ОЯ.

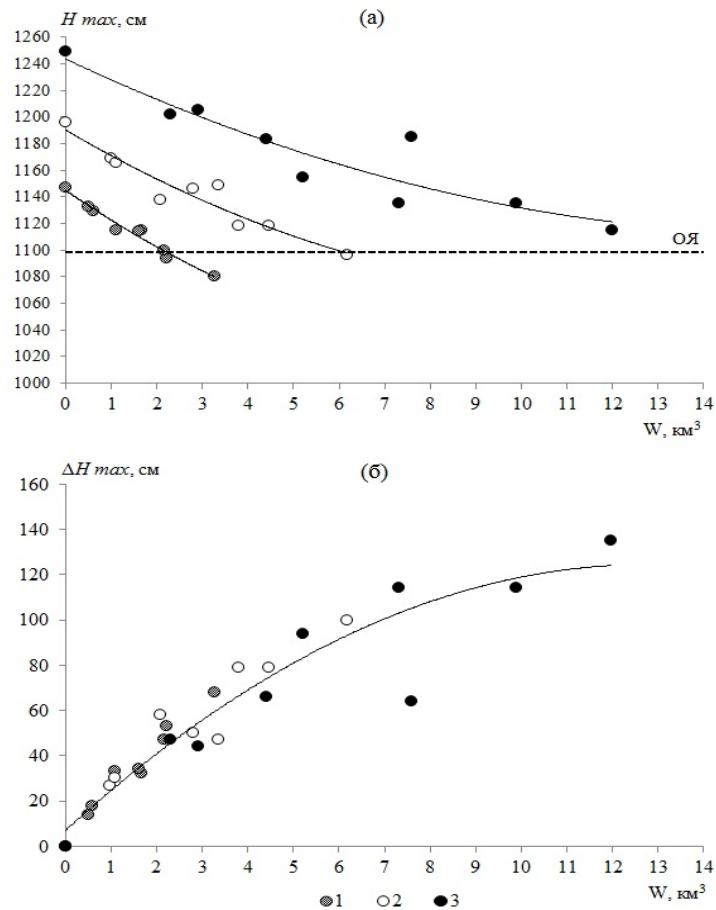


Рис. 3. Зависимость максимального уровня воды (H_{max}) и его срезки (ΔH_{max}) на г/п Гродеково от величины суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ: 1 – по модели метеоусловий 2013 г., 2 – сценарий прохождения на р. Зее паводка 1% обеспеченности, 3 – сценарий прохождения паводка 0.1% обеспеченности

На рис. 3б приведена зависимость понижения (срезки) максимального уровня воды на г/п Гродеково (относительно варианта отсутствия планируемых водохранилищ) от величины суммарной противопаводковой емкости Нижне-Зейского и Селемджинского водохранилищ. Несмотря на существенно различные метеорологические сценарии прохождения паводка в бассейне р. Зеи, связь на рис. 3б получилась достаточно тесной для грубой экспертной оценки требуемой суммарной резервной противопаводковой емкости водохранилищ в зависимости от поставленных требований снижения максимальных уровней воды. Вместе с тем, более точные оценки на последующих стадиях планирования могут быть даны только на основе модельных расчетов, т.к. из графика следует, что несмотря на тесноту связи в ряде случаев различные сочетания противопаводковых емкостей водохранилищ при одной и той же их суммарной величине могут привести к существенно различным эффектам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов-Данильян В.И., Гельфан А.Н., Мотовилов Ю.Г., Калугин А.С. Катастрофическое наводнение 2013 года в бассейне реки Амур: условия формирования, оценка повторяемости, результаты моделирования // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 2. С. 111-122.
2. Данилов-Данильян В.И., Гельфан А.Н., Мотовилов Ю.Г., Калугин А.С. Моделирование формирования катастрофического наводнения 2013 г. в бассейне Амура. // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. С. 121-147.
3. Крыжов В.Н., Вильфанд Р.М. Макрометеорологические условия формирования сильных осадков в бассейне р. Амур в июне – сентябре 2013 г. и успешность их прогнозирования // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. С. 40-53.

4. *Лапин Г.Г., Жиркевич А.Н.* Характеристика бассейна Амура и режимы работы Зейского и Бурейского гидроузлов при прохождении паводка в 2013 г. // Гидротехническое строительство. 2014. № 1. С. 1- 11.
5. *Махинов А.Н., Ким В.И. Воронов Б.А.* Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия // Вестник ДВО РАН. 2014. № 2. С. 5-14.
6. Основные правила использования водных ресурсов Зейского водохранилища на р. Зее. М., 1984. С. 22.
7. *Фролов А.В., Георгиевский В.Ю.* Экстремальный паводок 2013 г. в бассейне р. Амур. // Экстремальные паводки в бассейне р. Амур: причины, прогнозы, рекомендации. М.: Росгидромет, 2014. С. 5-39.
8. *Motovilov Yu.G., Gottschalk L., Engeland K., and Rodhe A.* Validation of a distributed hydrological model against spatial observation // Agricultural and Forest Meteorology. 1999. V. 98–99. P. 257–277.

ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО ГОДОВОГО УРОВНЯ МОРЯ У ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЛТИКИ В 30-ЛЕТНИХ ИНТЕРВАЛАХ XX ВЕКА

С.Е. Навроцкая, Б.В. Чубаренко

Атлантическое отделение Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Шишова Российской академии наук, Калининград, Россия
e-mail: Svetlana.navrotskaya@atlantic.ocean.ru

ВВЕДЕНИЕ

Балтийское море является внутриконтинентальным шельфовым бассейном Атлантического океана, простирающимся (49° - 66° с.ш., 13° - 30° в.д.) в меняющихся

физико-географических и климатических условиях. Над морем преобладает западный перенос воздушных масс, вызывающий ветровое волнение северо-западных и юго-западных направлений [2, 3]. В формировании гидрологического режима Балтийского моря важная роль принадлежит материковому стоку, осадкам и испарению, значительным является также водообмен с Северным морем через Датские проливы [2, 3]. Средний многолетний уровень моря плавно повышается на 17 см [3] от Датских проливов к вершинам Финского и Ботнического заливов по оси Истад-Кронштадт. Берега Балтики находятся в пределах двух крупных тектонических структур – кристаллического щита Фенноскандии и Восточно-Европейской (Русской) платформы. Суша в северной части моря поднимается со скоростью $7-9 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$, в то время как южные берега, от п-ова Ютландия до Калининградского/Вислинского и Куршского заливов испытывают незначительное погружение – по данным разных источников от $-0,5$ до $-1,0 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$ [10]. Линия нулевого вертикального движения проходит от южной Швеции до Санкт-Петербурга через Лиепая и Вентспилс, к северу от этой линии поверхность земной коры испытывает поднятие, дифференцированное для отдельных участков побережья [2, 3, 10]. Среднегодовые показатели колебаний уровня моря отражают влияние всех вышеперечисленных процессов.

МАТЕРИАЛЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В настоящей работе использованы сведения о годовом уровне моря на мареографических постах Балтийска (до 1945 г. – Pilau) и Кронштадта с 1840 по 2005 гг. [1, 7]. Для сравнения были использованы также среднегодовые уровни моря за 1901-2005 гг. в пункте Клайпеда (до 1945 г.- Memel), расположенном на открытом побережье Балтийского моря [1, 7, 9]. Данными для определения характера колебаний

среднего годового уровня моря вдоль побережья между Клайпедой и Кронштадтом не располагаем.

Среднегодовое значения и величины временных трендов рассчитывались для 30-летних интервалов согласно рекомендации Всемирной метеорологической организацией (ВМО) для расчета климатических норм гидрометеорологических параметров не только для традиционных климатических периодов (1901-1930, 1931-1960, 1961-1990) [8], но и для тридцатилетий с десятилетним сдвигом. Но в отличие от практики метеорологических осреднений, когда 30-летняя норма относится к концу 30-летия, осредненные за 30-летие характеристики присваивались середине 30-летнего интервала. Все используемые данные были в одной абсолютной системе отсчета - Балтийской, в которой высоты определяются от нуля Кронштадского футштока. Усреднение данных, корреляция между временными рядами и оценки тенденции для всех пунктов наблюдения были сделаны с помощью стандартного программного обеспечения Microsoft Excel. Статистическая значимость и вероятность оценивались с помощью теста Стьюдента.

Результаты расчетов (табл. 1) среднегодовое значений среднегодового уровня моря (H , см), его стандартных отклонений ($\pm\sigma$, см) и линейных трендов (tr , мм·год⁻¹) в Балтийске, Клайпедо и Кронштадте в целом для периода 1901-2005 гг. и типичных климатических 30-летних интервалов показали, что уровень моря в этих пунктах постоянно рос от начала до конца XX века, что сочетается с тенденцией долгосрочного глобального подъема уровня Мирового океана и его внутренних морей, в том числе Балтийского [5]. Значительный подъем уровня моря, по

данным 30-летних интервалов, проявился после 1960 года и особенно после 1990 г. (в Балтийске до $8,6 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$, 1991-2005). В отличие от Балтийска и Клайпеды тренд изменения уровня моря в Кронштадте в начале века был слабо отрицательным ($-0,2 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$, 1901-30 гг.), и рост уровня замедлился также в конце века ($+1.1 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$, 1991-2005 гг.). Это могло быть следствием проявления тектонических колебаний на восточном побережье Балтики, вызывающих опускание суши в южной его части и периодические подъемы в северо-восточной, в частности, в районе Финского залива [4]. Сопоставляя данные в 30-летних интервалах можно отметить, что изменение уровня моря всегда было более динамичным в южной части побережья, как и в целом за период: Балтийск - $+2.0 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$; Клайпеда - $+1.5 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$; Кронштадт - $+0.8 \text{ мм}\cdot\text{год}^{-1}$ (1901-2005 гг.).

Анализ временных рядов после исключения линейных трендов показал достаточно высокую корреляцию между колебаниями средних годовых уровней моря между всеми рассматриваемыми пунктами: по данным 1901-2005 гг. коэффициент корреляции (статистически значимый по критерию Стьюдента) составил 0.87-0.93. Это определяется тем, что межгодовые колебания уровня вызваны факторами, общими для всего восточного побережья, а именно – вариациями водности Балтийского моря и атмосферным переносом из Атлантики.

Графики изменений во времени величин средних многолетних годовых уровней моря в Балтийске, Клайпед и Кронштадте за 30-летние интервалы с шагом 10 лет представлены на рис. 1а (графики 1, 2, 3). Там же (графики 1а, 2а, 3а), показаны изменения величин трендов уровня моря (в пределах 30-летних интервалов) с шагом 10 лет. На рис 1б

аналогичная информация представлена только для пункта Балтийск с той лишь разницей, что среднегодовые уровни и характеристики тренда для 30-летних интервалов посчитаны со сдвигом 1 год, т.е. для «скользящего» 30-летнего интервала.

Таблица 1. Средний годовой уровень моря (Н, см), его стандартные отклонения ($\pm\sigma$, см) и линейный тренд (tr, мм·год⁻¹) в Балтийске, Клайпеде и Кронштадте в целом для периода 1901-2005 гг. и типичных климатических 30-летних интервалов (- отсутствуют данные в Клайпеде за 1941-1948 гг.). Р – обеспеченность значимости тренда по критерию Стьюдента, %.*

Годы	1901-1930		1931-1960		1961-1990		1991-2005		1901-2005	
Н, см										
Пункт	Н	$\pm\sigma$	Н	$\pm\sigma$	Н	$\pm\sigma$	Н	$\pm\sigma$	Н	$\pm\sigma$
Балтийск	-15	4.88	-11	6.48	-6	6.87	2	6.51	-9	8.37
Клайпеда	-5	4.96	-4	6.55	1	8.03	8	6.34	-1	8.10
Кронштадт	1	5.88	-1	8.32	4	8.77	7	6.22	2	7.94
Тренд (tr, мм·год ⁻¹)										
Пункт	tr	Р	tr	Р	tr	Р	tr	Р	tr	Р
Балтийск	1.8	95	2.9	98	3.4	99	8.6	99	2.0	99
Клайпеда	1.7	95	0.6*	99	4.7	99	4.4	87	1.5	99
Кронштадт	-0.6	67	1.9	85	3.7	98	1.1	61	0.8	99

Линейный тренд в ходе уровня в течение 30-летних интервалов (назовем его «30-летний тренд») меняется в течение XX века от небольших отрицательных значений до 5 мм/год (кривые 1а-3а на рис. 1а). Причем, эти изменения для всех пунктов происходят квази-периодически и без существенных вариаций год от года, т.е. совсем не подобно тому, как, изменяется собственно величина среднегодового уровня (кривая 1 на рис. 1б). В среднем, для Балтийска, величины 30-летних трендов почти всегда больше аналогичных для Клайпеды и Кронштадта (в котором они

иногда принимают почти нулевые или даже отрицательные значения).

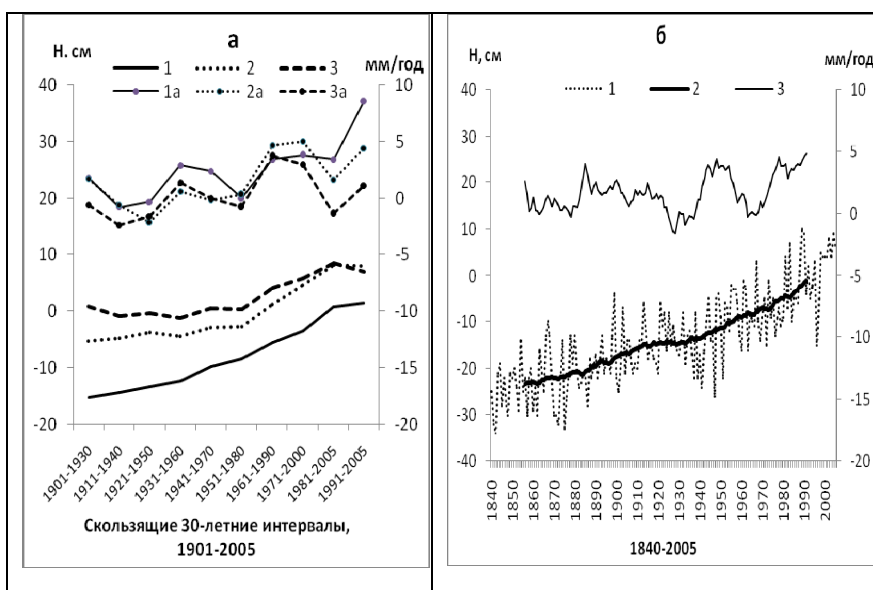


Рис. 1. Временной ход: а) среднемноголетней величины среднегодового уровня в см (графики 1-3) и его линейных трендов в 30-летних интервалах в мм·год⁻¹ (графики 1а-3а) в Балтийске (1, 1а), Клайпеде (2, 2а) и Кронштадте (3, 3а) за период 1901-2005 гг. (с шагом 10 лет); б) среднегодовых уровней (1), этих же уровней, сглаженный 30-летним скользящим средним (2), и значений линейных трендов (мм·год⁻¹) в пределах скользящего 30-летнего интервала (3) в Балтийске по наблюдениям 1840-2005 гг. (с годовым сдвигом)

Тенденция постоянного роста уровня моря с середины XIX века до начала XXI и усиление этой тенденции с середины XX века четко прослеживается для всех пунктов при рассмотрении ежедекадных средних многолетних значений для 30-летних интервалов (кривые 1-3 на рис. 1а). Средний

годовой уровень в Кронштадте, как показывают наблюдения, постоянно был выше уровня в Балтийске (табл.1, рис. 1а). Превышение в среднем за 100 лет (1901-2005 гг.) составило 11 см, при последовательном сравнении интервалов можно заметить, что эта разница уменьшалась от 16 до 10 см, и в полуинтервал 1991-2005 гг. была равна всего 5 см. Перепад средней многолетней величины среднегодового уровня по данным в 30-летних интервалах (табл. 1, рис. 1а, рис. 2) в среднем был почти на порядок выше от Клайпеды в сторону Балтийска ($0.04-0.06 \text{ см}\cdot\text{км}^{-1}$, расстояние почти 550 миль), чем в сторону Кронштадта ($(-0.007)-0.004 \text{ см}\cdot\text{км}^{-1}$, расстояние 90 миль).

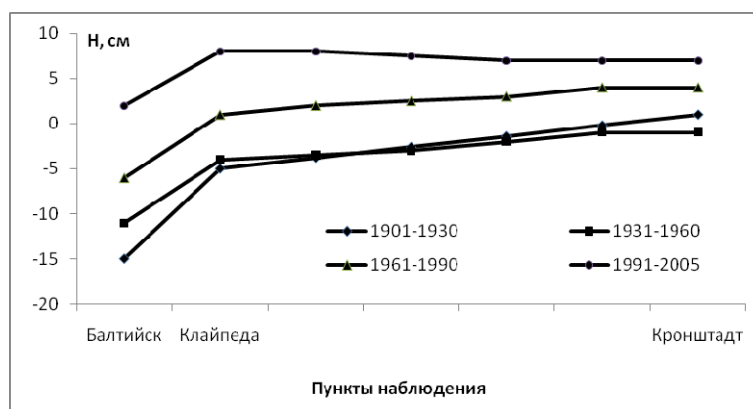


Рис. 2. Величины среднемноголетнего среднегодового уровня в пунктах восточного побережья Балтики – Балтийске, Клайпедо и Кронштадте в 30-летних интервалах с 1901 по 2005 гг. Расстояние между пунктами представлено пропорционально в соответствии с данными из [6]

Квази-тридцатилетние колебания характеристик 30-летних трендов, отчетливо идентифицируемые при рассмотрении графиков 1а, 2а, 3а на рис.1а, прослеживаются, хотя и не так визуально явно, на более детальном графике 3 (рис. 1б),

представляющем данные для Балтийска для временного периода более 150 лет (1840-2005 гг.). Примечательным является то, что величины 30-летних трендов квазипериодически варьируют в пределах от 0 до 5 мм·год⁻¹ с конца XIX века, несколько раз достигая максимальных величин, что, скорее всего, отражает естественные колебания в гидрологической системе Балтийского моря. Тенденция роста уровня Мирового океана в XX столетии (а равно и возможного постоянного опускания суши в районе Балтийска, или обоих этих факторов одновременно) на графике прослеживается в виде существенного положительного значения средней величины уровня для всего рассматриваемого периода (1840-2005 гг.) или его отдельных частей.

ВЫВОДЫ

Темпы роста среднего уровня моря на восточном берегу Балтики в период 1901-2005 гг. были разными во времени и вдоль побережья. На юге, вблизи Балтийска и Клайпеды, они были в целом за период выше, чем в Кронштадте (2.0, 1.5 и 0.8 мм·год⁻¹ соответственно). Значительное повышение уровня наблюдалось в этих пунктах после 1960 гг. (Балтийск, 3.4 мм·год⁻¹; Клайпеда, 4.7 мм·год⁻¹; Кронштадт, 3.7 мм·год⁻¹), и особенно после 1990 г. на юге (Балтийск, 8.6 мм·год⁻¹).

Вариации среднегодового уровня моря (с исключенным линейным трендом) в период 1901-2005 гг. в пунктах Балтийск, Клайпеда, Кронштадт хорошо взаимно коррелированы (коэффициент корреляции в диапазоне 0.87-0.93).

Абсолютная величина среднегодового уровня воды в Кронштадте постоянно выше, чем в Балтийске, но наблюдается постепенное сокращение этой разницы от начала до конца XX века от 16 до 10 см (как показывают

измеренные данные, осредненные в 30-летних интервалах 1901-1990 гг.), в полуинтервал 1991-2005 гг. разница сократилась до 5 см.

Наклон уровенной поверхности Балтийского моря (с точки зрения долгосрочных средних годовых значений, осредненных в 30-летних интервалах за 1901-1990 гг.) вдоль восточного берега не является равномерным: от Балтийска до Клайпеды он составил (0.06-0.04 см·км⁻¹), что почти на порядок больше, чем от Клайпеды до Кронштадта. Заметно сокращение этих различий к концу XX века.

Линейный тренд в ходе уровня в течение 30-летних интервалов меняется в течение XX века от небольших отрицательных значений до 5 мм/год. Долгопериодная динамика линейных трендов в рамках 30-летних интервалов носит циклический квази-30-летний характер.

Работа выполнена при частичной поддержке проекта РФФИ 14-05-91730 (BONUS) и относится к разделу оценки сценариев вариации условий в приемном водоеме в связи с климатическими изменениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана» / Балтийское море. Обнинск, 2007. http://data.oceaninfo.ru/atlas/Balt/5_1.html
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 3. «Балтийское море. 1. Гидрометеорологические условия». - Л.: Гидрометеиздат, 1992. – 450 с
3. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. - М.: Мысль, 1999. - 400 с.
4. Куликов Е.А., Медведев И.П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // Океанология, 2013. – Т. 53. - № 2. - С. 167-174.

5. Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В. Тенденции изменения уровня моря в лагунах Юго-восточной Балтики. – *Океанология*, 2013. –Т. 53. - № 1. – С. 17-28.
6. Таблицы морских расстояний. - Т. 1. - М.: ЦРИА «Морфлот», 1980. - 344 с.
7. Экстремальные значения уровня у побережья и в устьях рек Балтийского моря. - Л.: Гидрометеиздат, 1962. - 70 с.
8. Arguez A., Vose R. The Definition of the Standard WMO Climate Normal: The Key to Deriving Alternative Climate Normals. *Bulletin of the American Meteorological Society. Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **92**, 699–704. (доступно на <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2010BAMS2955.1>)
9. Jarmalavicius D., Zilinskas G., Dubra V. Pattern of Long-Term Seasonal sea Level Fluctuations in the Baltic Sea Near the Lithuanian Coast. *Int. J. Baltica*, 2007. V. 20, Nos. 1-2. Pp. 28-34
10. Vestol O. Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from leveling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation. *J. of Geodesy*. 2006. V. 80, № 5. Pp. 248-258.

ДИНАМИКА НЕФТЯНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

И.А. Немировская*, И.П. Трубкин**

**Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия*

***Всероссийский научно-исследовательский институт охраны природы, Москва, Россия*

e-mail: nemir@ocean.ru, trubkin.ivan@bk.ru.

Состояние окружающей среды Арктики до сих пор остается фрагментарно изученным и вызывает нарастающую озабоченность в связи с существованием так называемых «горячих точек», в которых масштабы деградации естественных экосистем достигли опасных значений. Наиболее серьезные экологические угрозы в арктических морях обусловлены возможными нефтяными разливами. В отличие от разливов в районах с умеренным климатом, естественная очистка после выбросов нефти в Арктике может длиться не годы, а десятилетия [5].

Исследования, проведенные в 1998-2011 гг. в поверхностных арктических водах установили, что концентрации, превышающие 50 мкг/л (ПДК для нефтяных УВ), встречаются очень редко [2, 5]. До начала реализации крупномасштабных проектов разведки и добычи углеводородного сырья на шельфе Баренцева и Карского морей прямое поступление сырой нефти имело крайне ограниченный характер. Воды окраинных морей Баренцево, Печорское, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское можно отнести к эстуарно-шельфовым районам, так как они находятся под влиянием рек: Обь, Енисей, Лена, Печора и др. До последнего времени считалось, что решающий вклад в

суммарное поступление нефтяных углеводородов в моря Арктики принадлежит речному стоку, благодаря которому потоки нефти могут исчисляться десятками и сотнями тысяч тонн в год [3]. Действительно, наши исследования, проведенные по трассе Северного морского пути, показали, что наибольший диапазон концентраций наблюдался в приустьевых районах (рис. 1).

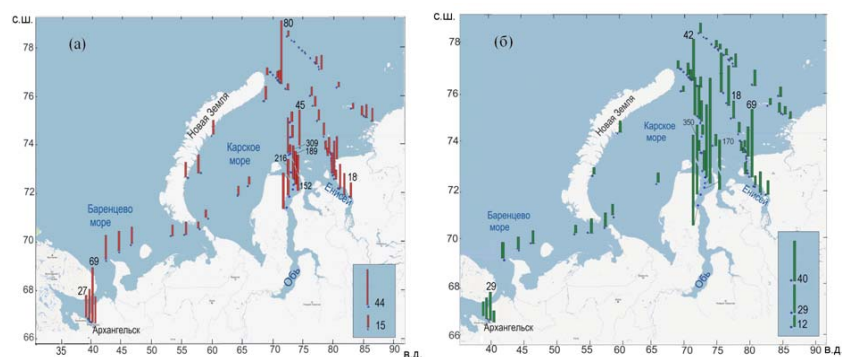


Рис. 1. Распределение алифатических УВ (мкг/л) во взвешенной (а) и растворенной (б) формах в поверхностных водах по маршруту 59 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.); для сравнения приведено распределение УВ в устье Оби в сентябре 2007 г.

В устье Сев. Двины во время летней межени (август 2001-2007 гг.) четко выделялись три зоны маргинального фильтра [1] в зависимости от солености: гравитационная ($S_w=0.01-0.1$ епс), физико-химическая ($S_w=0.1-5.0$ епс) и биологическая ($S_w=5-17$ епс). При этом концентрации алифатических углеводородов (АУВ) во время межени не превышали 260 мкг/л во взвеси (АУВ_в), и 164 мкг/л в растворенной форме (АУВ_р). В речных водах Сев. Двины доминировали АУВ_р, так как река протекает по заболоченным почвам, богатых гумусом [2]. В остальных пробах содержание АУВ_в на разрезе Сев. Двина – Белое море было выше, чем АУВ_р. Во

время прилива увеличивается разница в концентрациях АУВ_в между речными и морскими водами. «Потери» АУВ_в на границе река–море достигли 63%, и их содержание контролировалось изменением количества взвеси: $r(\text{взвесь}-\text{АУВ}_в)=0.78$. В составе АУВ нефтяные алканы были обнаружены только в речных водах Сев. Двины (гравитационная область маргинального фильтра). Однако уже в кутовой части Двинского залива (район о. Мудьюг; физико-химическая область маргинального фильтра) в составе алканов превалировали высокомолекулярные АУВ, что указывало на их природный биогенный генезис.

Во время половодья, когда в воды реки попадают загрязнения, накопленные за зиму в снежно-ледяном покрове, резко увеличивались концентрации АУВ_в (до 550 мкг/л). При этом повышалась их доля в составе С_{орг} (до 70%). Напротив, в относительно чистых районах (устье р. Пинеги, впадающей в Сев. Двину), при довольно высокой концентрации взвеси (32.2 мкг/л), доля АУВ_в в составе С_{орг} понижалась до 12.9%, и составляла всего 4.2 мкг/мг взвеси. Вследствие этих причин не наблюдалась зависимость между распределением взвеси и АУВ_в: $r=-0.11$.

Содержание полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) также уменьшалось при прохождении маргинального фильтра: от 203.6 до 39 нг/г. В их составе концентрации природного полиарена — фенантрена изменялись меньше, чем пирогенного — пирена. Отношение нафталин/фенантрен, которое при значениях >1 маркирует невыветренные нефтепродукты, минимально в водах Двинского залива — 0.70, а максимально - в сорбционной физико-химической части маргинального фильтра Сев. Двины — 3.06; в гравитационной части фильтра это отношение составило 2.87.

В донных осадках в рукавах дельты Сев. Двины, несмотря на довольно постоянный их состав (преобладала песчано-алевритовая фракция), характерна высокая дисперсность данных особенно во время половодья как для АУВ (13.1-329.4, средняя 105.7, $\sigma=73.4$ мкг/г), так и $C_{\text{орг}}$ (0.015 – 3.31%, средняя 1.02, $\sigma=2.98\%$). Обусловлено это, множественностью источников поступления органических соединений (ОС). Для всего массива данных гранулометрический фактор оказывает основное влияние, так как в целом наблюдалась зависимость между распределением изучаемых ОС: $r_{(C_{\text{орг}}-АУВ)}=0.81$ (рис. 2а). Это может свидетельствовать об одинаковых путях поступления природных и антропогенных соединений в донные осадки, а также о быстрой трансформации нефтяных УВ. Однако в рукавах Сев. Двины, где поток загрязнений возростал, эта зависимость отсутствовала (в частности в протоке Кузничиха $r_{(C_{\text{орг}}-АУВ)}=0.19$). При увеличении в воде концентраций АУВ, даже за счет пассивной сорбции взвесью, может возрасти их содержание в песчаных отложениях. Поэтому доля АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ грубодисперсных осадков выше, чем в илистых. В районах потенциального поступления нефтяных УВ (АЦБК, Чижовский рейд, порт Экономия) доля АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ достигала 36% (рис. 2б). В морских донных осадках концентрации АУВ <50 мкг/г в илистых и < 10 мкг/г в песчаных считаются фоновыми при этом их доля в составе $C_{\text{орг}}$ обычно $\leq 1\%$ [2].

В осадках рукавов Сев. Двины также наблюдались повышенные концентрации ПАУ (в среднем 420 нг/г), и в физико-химической области маргинального фильтра в области лавинной седиментации, в районе о. Мудьюг (Двинский залив, кутовая часть в среднем 600 нг/г). Увеличение концентраций антропогенных ПАУ (особенно высокомолекулярных пирогенных) в этой области отмечено

не только во время половодья, но и летней межени. В центральной части Двинского залива при довольно высоком содержании ПАУ (≥ 100 нг/г) маркеры в их составе указывали на природный генезис.

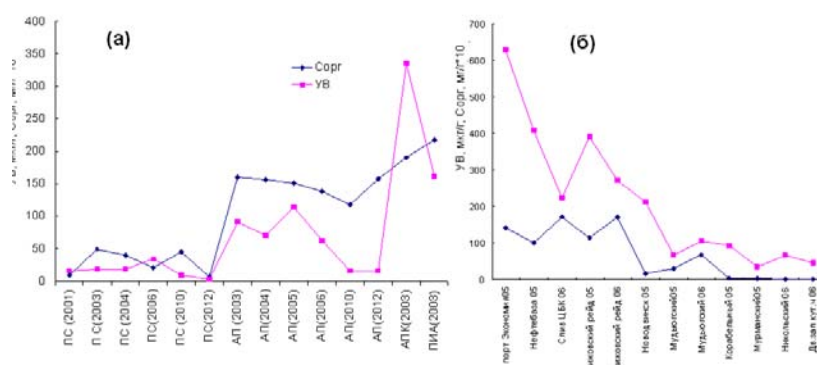


Рис. 2. Распределение $S_{орг}$ и УВ в поверхностном слое донных осадков разного гранулометрического типа в разные годы исследований Белого моря (а) и дельты Северной Двины в зависимости от района исследования во время половодья (порт Экономия, нефтебаза и т.д.); 05 и 06 — май 2005 и 2006 гг. соответственно; ПС — песчанистые, АП - алевритопелитовые, АПК - алевритопелитовые осадки Кандалакшского залива, ПИА - песчано-илистый материал припортовой акватории Архангельска;

В Карском море в устье р. Обь во время межени концентрации АУВ_р изменялось в диапазоне 6–291 мкг/л, а для АУВ_в — 10–310 мкг/л. В поверхностных водах так же, как в устье Сев. Двины, доминировали АУВ_р. При солености 0.6 епс содержание ОС увеличивалось, а потом резко снижалось (рис. 2а), что способствовало росту концентраций УВ в осадках (рис.2б). Детальное исследование ПАУ в растворенной и взвешенной формах и в осадках в Обской губе (в августе и сентябре 2010 г.) позволило установить, что

на их распределение оказывает влияние не загрязнение, связанное с эксплуатацией месторождений, а природные факторы: орография берега, увеличение солености вод. Доминирование в составе ПАУ в акватории месторождений нафталина и его гомологов может свидетельствовать о том, что на их концентрации и состав оказывает влияние природное высачивание легких полиаренов из осадков. Качественный и количественный состав ОБ в воде и осадках указывает на быструю утилизацию не только компонентов, поступающих с речным стоком, но и продуцируемых в самой губе. Наиболее высокие концентрации ПАУ так же, как и других ОБ локализуются на двух участках – на юге при смешении вод Оби и Таза и на севере – в зоне маргинального фильтра Оби.

В устье *р. Енисей* (в отличие от устьевых участках рек Сев. Двины и Оби) концентрации растворенных ОС, выносимых рекой, оказались ниже, чем в биологической части маргинального фильтра (рис. 4). Наиболее высокое содержание ОС, особенно во взвешенной форме (так же, как в донных осадках) установлено в центральной части разреза на станциях 5014-5021 в диапазоне солености 2.3– 4.3 епс. Приливоно-отливные явления в водах разреза приводят к дополнительной изменчивости всех показателей. Поэтому не наблюдалось плавного уменьшения отношения $УВ_v/УВ_p$ с увеличением солености, как в Обской губе. На морских станциях с ростом содержания УВ их концентрации снижались в составе взвеси до 11.6 мкг/мг.

В донных осадках на конечных станциях разреза их содержание отличалось незначительно – 8.4–7.3 мкг/г. В составе алканов преобладали соединения генетически связанные с наземной растительностью: отношение $\sum C_{(12-24)}/\sum C_{(25-35)} < 1$, а величина $СРІ > 1$, с максимумом - 4.21 в физико-химической зоне, а в биологической это отношение

снижалось до 2. Близкий состав алканов в донных осадках был установлен нами в области выносов р. Волги, на северном шельфе Каспийского моря, где, несмотря на высокие концентрации АУВ в песчанистых осадках (70–4557 мкг/г; 3.55–62.65% от $C_{орг}$), маркеры указывали на доминирование биогенных терригенных гомологов.

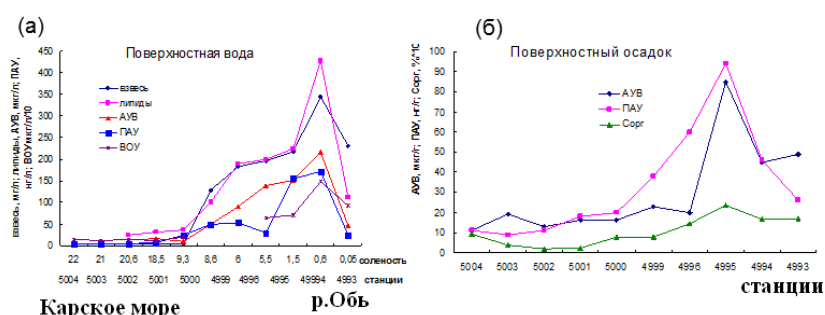


Рис. 3. Изменение концентраций органических соединений в поверхностных водах во взвеси (а) и в поверхностном слое донных осадках (б) на разрезе Обская губа – Карское море

Содержание ПАУ в маргинальном фильтре Енисея в поверхностном слое осадков изменялись от 11 до 36.2 нг/г. Максимум так же, как алифатических УВ, приурочен к физико-химической зоне маргинального фильтра. Влияние нефтяных ПАУ проявлялось в речных водах в повышенной доли нафталина - 12%. Низкомолекулярные полиарены транзитом проходят зону смешения речных и морских вод.

В маргинальном фильтре Енисея концентрации как АУВ, так и ПАУ в поверхностных водах и осадках, изменялись в меньшем диапазоне, чем в маргинальном фильтре Оби. Такое различие связано с характером пород, слагающих бассейны водосбора этих двух рек. В отличие от Оби, сток Енисея зарегулирован, в результате произошло снижение поступления наносов. Трансформация антропогенных УВ,

транспортируемых реками, несмотря на низкие температуры в морской среде, происходит быстро, так как микропланктон высоких широт активно усваивает и перерабатывает автохтонное ОВ. Кроме того, главную роль в поставке ОВ в Карское море имеет не молодое биогенное вещество, а терригенный, древний материал принесенный реками. Все это приводит к тому, что в составе алканов осадков доминируют аллохтонные природные соединения.

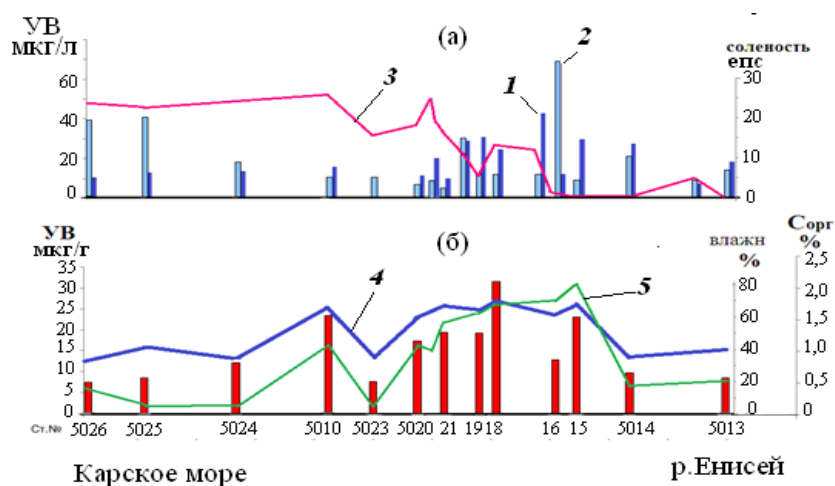


Рис. 4. Распределение на разрезе р. Енисей — Карское море в поверхностных водах концентраций (а) - УВ в растворенной (1), взвешенной (2) формах и солёности (3), (б) - УВ (столбцы), влажности (4), $S_{орг}$ (5) в донных осадках

Следовательно, геохимический барьер река-море является фильтром, который препятствует проникновению в открытые морские районы нефтяных и пирогенных УВ. Это явление характерно для эстуарных областей Волги, Даугавы, Дуная и других рек, т.е. проявляется вне зависимости от климатических зон. Полученные данные противоречат распространенному мнению, что в Карском море

существуют многочисленные «горячие точки» с максимальным загрязнением Обь-Енисейского района. Возможно, они существуют в водосборе рек Карского моря.

Было установлено, что воды в нижнем течении рек Оби, Пура, Надыма, характеризуются как «чрезвычайно грязные», а воды р. Таз как «значительно загрязненные». Это означает, что для первых трех рек ПДК загрязняющих веществ могут быть превышены в 30-50 раз, а для второй реки – в 7-10 раз. В донных отложениях Обской губы содержание АУВ в 3.2 раза превышало допустимые концентрации (по нормам Евросоюза). В тоже время, как показали наши исследования и имеющиеся в литературе данные, в эстуариях Енисея и Оби даже, несмотря на высокие концентрации, состав УВ имеет преимущественно природное происхождение. Видимо, более значимым процессом загрязнения устьевых областей Оби и Енисея становится дальний перенос загрязнений с водами протоков, пересекающих районы нефтедобычи, куда они попадают с поверхностными и подземными стоками с буровых и технологических площадок. Поэтому содержание УВ в Тазовской губе за счет вод, протекающих по Пуровскому нефтедобывающему району, выше, чем в Обской губе.

Отметим, что наиболее характерным загрязнителем морской среды будет легкая и маловязкая нефть (62,5% ожидаемой вероятности) метано-нафтенового или нафтено-метанового типа с периодом полураспада 12 часов. Следующими по вероятности распространения (27,5%) являются газоконденсаты с периодом полураспада 5 часов. Наиболее «долгоживущим» загрязнителем морской среды является тяжелая высокосмолистая нефть (10% ожидаемой вероятности) с периодом полураспада более 20 часов. Модельные расчеты установили [4], что нефть может сохраняться в течение относительно продолжительного

времени, если она остается под снежно-ледяным покровом или наносами осадочных пород, принесенных ветрами или водными течениями, или если она глубоко проникает в осадочные породы или образует битумный слой. Глубина проникновения нефти зависит от размера частиц и ее вязкости. Вязкая нефть и мусс (водонефтяная эмульсия) обычно проникают не так глубоко, как маловязкая нефть (в частности дизельное топливо). Проникновение нефти через илистые осадки происходит интенсивнее, чем через песчанистые.

Анализ приведенных результатов показал, что, начиная с 1990 г., в концентрациях и составе углеводородов в донных осадках произошли изменения только в прибрежных районах арктических морей. В пелагиале изменения оказались минимальными. Этот вывод основан на детальном исследовании ПАУ в осадках Баренцева моря в 1990-ых и в 2000-ые годы. Уровень незамещенных ПАУ в осадках уменьшался с запада на восток в последовательности (нг/г): Баренцево море (Свальбард - 2144) > Печерское море (156) > Карское море (66-129) > море Лаптевых (13-40) [5]. В этой же последовательности уменьшалось в их составе количество пирогенных и нефтяных ПАУ. Величины концентраций углеводородов в осадках моря Бофорта (597 нг/г), в дельте р. Маккензи (748 нг/г), а также в северо-западной части Баренцева моря (607 нг/г) и смежной с ним западной части СЛО (664 нг/г) можно считать близкими. Высокие концентрации в этих акваториях обусловлены подтоком газово-жидких флюидов из нижележащих толщ. В качестве источника полиаренов, формирующих высокие концентрации в донных осадках прибрежного района Свальбарда, предполагали эрозию углистых отложений западной части о. Шпицберген. Другими словами в этих районах уровень содержания УВ обусловлен природными, а не антропогенными процессами. При составлении баланса

углеводородов в арктических средах [5] оказалось, что количество нефтяных УВ, поступающих при добыче, транспортировке и потреблении нефти значительно ниже (менее 7%, 730 т), по сравнению с поступлениями от природных просачиваний (79%, 8360 т).

Таким образом, по сравнению с большинством других районов мира в Арктике все еще сохраняется относительно чистая окружающая среда. Судходство как источник нефтяного загрязнения Арктики может представлять определенную опасность лишь на акваториях, прилегающих к портам и трассам интенсивных морских перевозок (например, Кольский и Кандалакшский заливы), тогда как на основной части Арктики этот фактор пока не играет заметной роли.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы №23 президиума РАН, Совета по грантам Президента РФ и государственной поддержке ведущих научных школ (НШ-618.2012.5), Отделения наук о Земле РАН (проект «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли») РФФИ (гранты 14-05-00223 и 14-05-00875).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Новые возможности четырехмерной океанологии и мониторинга второго поколения - опыт двухлетних исследований на Белом море. В кн. Актуальные проблемы океанологии. М.: Наука, 2003. С. 503-556.
2. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир. 2013, 432 с.
3. Патин С.А. Нефтяные разливы и их воздействие на морскую среду и биоресурсы. М.: ВНИРО, 2008. 507 с.
4. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик) // М.: Научный мир, 2007. 263 с.

5. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). *Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic.* Oslo: AMAP, 2007. 87 p.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНОГО ПЛЕСА КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА ДНА

О.А. Перевощикова, В.Г. Калинин

*Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь, Россия
e-mail: perevoshchikova.o@mail.ru, vgkalinin@gmail.com*

Камское водохранилище является долинным, с сезонным регулированием стока и в геоморфологическом отношении находится в области развития хорошо выраженных денудационных поверхностей: водораздельного плато и высокой равнины [6]. Долина р. Камы целиком лежит в пределах местности с абсолютными отметками менее 200 м абс. и шириной около 20-40 км [1]. В долине р. Камы и ее притоков В.А. Апродовым [1] и Б.С. Луневым [4, 5] выделены 5 террасовых серий: пойма и четыре надпойменные террасы. После заполнения Камского водохранилища затопленными оказались пойма, первая и частично вторая надпойменные террасы [5].

Наличие данных современных промеров глубин и применение геоинформационных технологий позволяют дать детальную характеристику подводного рельефа водохранилища. Исходной картографической информацией для проведения исследований явились цифровые карты контуров Камского водохранилища масштаба 1:100000 и

карты промеров глубин (1:5000 – 1:50000), созданные по результатам эхолотной съемки, выполненной Верхнекамским районом водных путей (1993 – 1995 гг.) [2]. Программные средства: MapInfo 7.0 и ArcGIS 9.3.

Анализ изменения подводного рельефа дна главного плеса Камского водохранилища от плотины ГЭС до зоны выклинивания подпора выполнен на основе цифровых моделей рельефа (ЦМР) дна и поперечных профилей, построенных через 1 км по длине водохранилища.

Камский плес водохранилища можно разделить на три крупных района: узкий приплотинный (III), озеровидный центральный (II) и мелководный верхний (I) (рис. 1). Приплотинный район имеет небольшую ширину (в среднем 2,0 км) характеризуется максимальными глубинами (до 24,5 м) и наибольшим количеством затопленных геоморфологических уровней: старое русло р. Камы, узкая пойма, первая и частично вторая надпойменные террасы. Центральный озеровидный район при средней глубине 7,2 м отличается наибольшей шириной (в среднем 11,5 км). Здесь в подводном рельефе прослеживаются огромные пойменные пространства, образовавшиеся в устьях бывших притоков, и первая надпойменная терраса. Для верхнего мелководного района водохранилища (средняя глубина 4,3 м) характерны низкие берега и непрерывное чередование сужений и расширений (рис. 1). Затопленными оказались пойма и первая надпойменная терраса.

В пределах этих трех крупных районов выделяются участки, отличающиеся по морфологическим и морфометрическим особенностям: соотношение ширины и глубины, положение старого русла р. Камы, выделение в подводном рельефе пойменных и террасированных уровней и др. Границы участков можно проследить по расстоянию в километрах от

плотины по средней линии Камского плеса. Рассмотрим характерные особенности этих участков более подробно.

Особенности рельефа дна водохранилища в значительной степени определяются предшествующей тектонической историей и геоморфологией речной долины [4]. В области тектонических поднятий (Межевского, Краснокамско-Полазненского, Каменноложского, Камско-Вишерского и др.) [6] резко сокращается ширина водохранилища в среднем до 2,0 км, почти исчезают надпойменные террасы, и остается только узкая пойма шириной 0,5-0,8 км. Подводный склон здесь достаточно крутой, береговая линия мало расчленена. Это характерно для всего приплотинного участка вплоть до 53 км от Камской ГЭС.

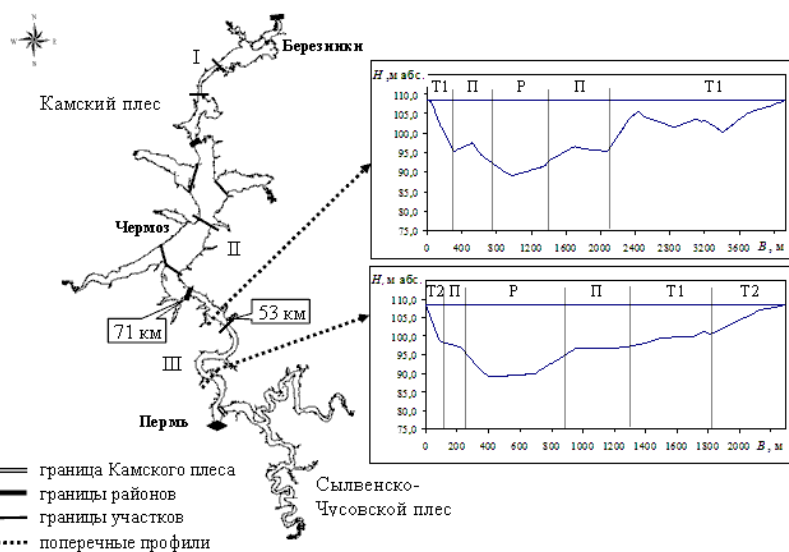


Рис. 1. Поперечные профили рельефа дна, на которых выделяются затопленные морфологические уровни: старое русло (Р), пойма (П), первая (Т1) и вторая (Т2) надпойменные террасы

Характерной особенностью следующего участка водохранилища (с 54 по 71 км от плотины Камской ГЭС), протяженностью 18 км, является плавное увеличение ширины водохранилища в 1,5-2,0 раза до 4,4 км (рис. 1). Береговая линия на всем протяжении этого участка заметно усложняется небольшими глубоко врезанными заливами. Пойма затоплена на отметках 95,5-98,0 м абс. шириной 0,5-2,0 км. Кроме поймы затопленной оказалась и первая надпойменная терраса с отметками 100,5-106,0 м абс.

Озеровидные расширения приурочены к тектоническим впадинам. Самой крупной из них является Висимская впадина Среднего Прикамья [6], протяженностью от устья р. Гаревой (74 км) до г. Березников (200 км). Тектоническим впадинам соответствуют обширные поймы и надпойменные террасы. В связи с неоднородностью подводного рельефа дна центрального озеровидного расширения в его пределах можно выделить три участка:

- 72–85 км – начало озеровидного расширения. Ширина водохранилища резко увеличивается до 6,7 км, средняя глубина уменьшается до 9,0 м. Затоплена широкая пойма долины р. Камы (около 3,6 км) на 97,0-99,0 м абс. На отметке 102,0-107,5 м абс. прослеживается первая надпойменная терраса (рис. 2), на которой имеются несколько небольших песчаных островов, ранее соответствовавшие прирусловым валам [3].
- 86–106 км: ширина водохранилища увеличивается и составляет в среднем 11,5 км (рис. 2). Правый берег на всем протяжении участка расчленен слабо, он ровный, невысокий и пологий, с плавно увеличивающимися глубинами. Левый берег характеризуется большей изрезанностью и более обрывистым подводным склоном. Старое русло р. Камы образуя большую излучину в устье р. Обвы, подходит к левому берегу на 88-ом км, а севернее 95-го км находится

почти по центру. Здесь выделяются огромные пойменные пространства шириной до 6,5 км на отметках 97,5-101,0 м абс. Первая надпойменная терраса затоплена на 102,0-104,5 м абс. преимущественно у правого берега.

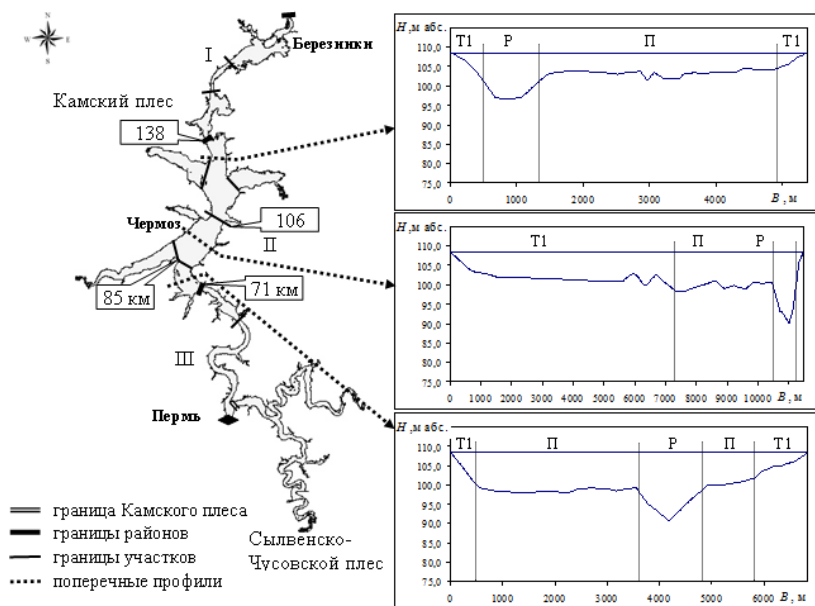


Рис. 2. Поперечные профили рельефа дна, на которых выделяются затопленные морфологические уровни: старое русло (Р), пойма (II) и первая (Т1) надпойменная терраса

- 107–138 км – центральная часть Висимской впадины. В отличие от предыдущего участка пойма, расположенная на отметках 98,5-101,0 м абс. достаточно узкая, ее ширина изменяется в пределах 0,3-0,8 км и увеличивается в устьях бывших притоков. Средняя ширина участка составляет 11,0 км без учета сформировавшихся обширных заливов в низовьях рек Иньвы и Косьвы (рис. 2). Средняя глубина уменьшается до 5,9 м. В рельефе дна прослеживается

преимущественно первая надпойменная терраса (рис. 2) на отметках 102,5-106,0 м абс.

Северный мелководный район также можно разделить на 3 участка:

- *139–158 км.* Отличительной чертой этого 20-ти километрового участка, является чередование двух сужений до 1,1 км и двух расширений средней шириной 5,7 км. Максимальные глубины находятся у правого берега. Ширина поймы, затопленной на отметках 99,0-104,0 м абс., непостоянна по участку, и изменяется в пределах 0,5-2,7 км. Первая надпойменная терраса в рельефе дна прослеживается только в местах озеровидных расширений на отметках 105,5-107,5 м абс. (рис. 3).
- *159–170 км* – самый узкий участок Камского плеса шириной до 2,1 км и средней глубиной 6,1 м. Водохранилище остается преимущественно в границах старого русла р. Камы, заполнив небольшие участки поймы шириной около 0,5 км (рис. 3) на отметках 100,5-104,0 м абс. и первой надпойменной террасы, которая прослеживается по левому берегу на отметках 105,5 м абс. и выше. На всем протяжении правобережья участка наблюдается крутой подводный склон со слабо расчлененной береговой линией.
- Начиная со 171-го км ширина водохранилища увеличивается в 5 раз и составляет 5,7 км – это самая мелководная часть Камского плеса, средняя глубина 3,4 м. На 185-194 км (в районе п. Орла) водохранилище, огибает тектонические валы (Камско-Вишерский вал, Березниковский вал) и его ширина уменьшается до 2,0 км. Характерной чертой участка являются острова, кулисообразные и вытянутые вдоль линии берега. В рельефе дна прослеживается пойма на 102,5-104,5 м абс. шириной до 3,9 км с многочисленными валами

(рис. 3) и частично первая надпойменная терраса на отметке 105,5 м абс. и выше.

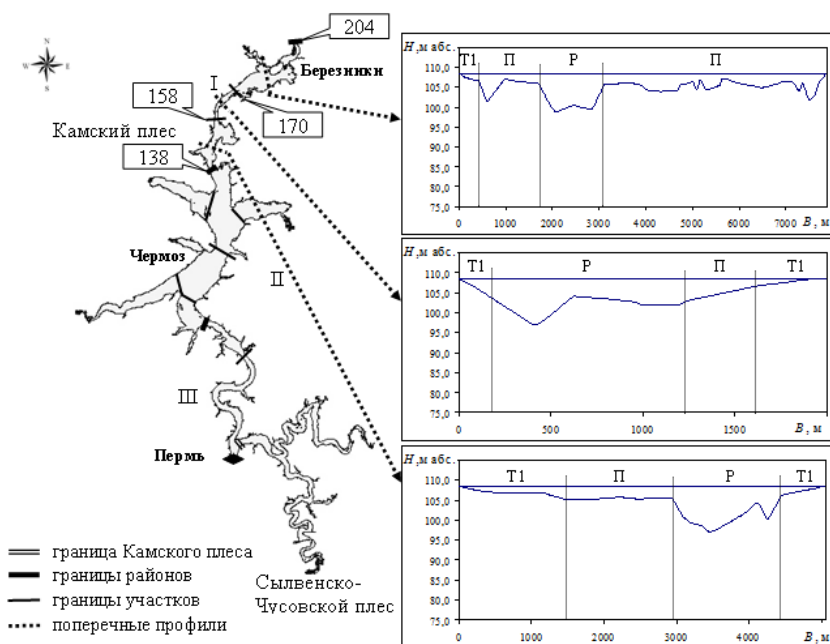


Рис. 3. Поперечные профили рельефа дна, на которых выделяются затопленные морфологические уровни: старое русло (P), пойма (П) и первая (T1) надпойменная терраса

Таким образом, по длине главного плеса Камского водохранилища выделены три района и восемь участков, отличающихся характером подводного рельефа дна и набором затопленных геоморфологических уровней. Для всего Камского плеса характерным является наличие затопленной поймы, ширина которой не постоянна, на отметках от 93,5 м абс. до 104,5 м абс. Как правило, ширина поймы увеличивается в области озеровидных расширений и в устьях бывших притоков. Первая надпойменная терраса затоплена почти полностью на отметках от 97,5 до

108,0 м абс., ее фрагменты характерны для узких участков (со 139-го км). Вторая надпойменная терраса оказалась затопленной лишь на приплотинном участке (18-39 км) с отметкой 106,5 м абс. и выше.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 13-05-00962.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апродов В.А. О геоморфологии Молотовского Прикамья // Известия ВГО. Изд-во АН СССР, М.: 1943. Т. 75, вып. 1. С. 26-33.
2. Калинин В.Г., Перевощикова О.А., Дмитриева Т.Е. Методические аспекты районирования водохранилищ с применением ГИС-технологий // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов: в 4 т. Т. I: Гидро- и геодинамические процессы: тр. Междунар. науч. - практ. конф. (17-20 мая 2011 г., Пермь) / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. С. 91–95.
3. Дубровин Л.И., Ю.М. Матарзин, И.А. Печеркин. Камское водохранилище. Пермь.: Пермское книжное издательство, 1959. 172 с.
4. Лунев Б.С. Отражение новейших тектонических движений в строение террас среднего Прикамья // Известия АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Сер. геологическая, № 7. С. 99-103.
5. Лунев Б.С. Террасы средней Камы и их картирование // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Изд-во АН СССР Башкирский филиал Горно-геологический институт, Уфа: 1960. С. 199-203.
6. Печеркин И.А. Геодинамика побережий Камских водохранилищ. Пермь: Пермский государственный университет, 1966. Ч. 1. 199 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ СООТНОШЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВОЙ РЕКИ (НА ПРИМЕРЕ Р. ДЖАНКУАТ)¹

Е.П.Рец^{*}, Н.А. Лошакова^{}, М.Б. Киреева^{**}**

^{}Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

*^{**}МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия*

e-mail: retska@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Ледниковые реки характеризуются сложной структурой питания. Обычно выделяют не менее 5-6 компонент питания: таяние льда и фирна с различных частей ледника; таяние сезонного снега, как с ледниковой, так и с неледниковой части бассейна; летние дождевые осадки; подземные воды. При этом каждая из этих компонент может добегать по поверхности водосбора до замыкающего различными способами. Все это предопределяет исключительную сложность расчленения гидрографа на составляющие питания. Оценка роли и режима каждого из источников питания исключительно необходима для понимания механизмов формирования стока в высокогорных речных бассейнах.

В данной работе для исследования сезонной динамики соотношения источников питания р.Джанкуат было проведено моделирование режима таяния в снега и льда в бассейне реки при помощи модели, разработанной Рец Е.П. [3].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом данного исследования стал горно-ледниковой бассейн р. Джанкуат, находящийся в приводораздельной части северного склона Главного Кавказского хребта. Это –

типичный участок альпийского высокогорья с широко развитым оледенением. Вытекая из-под одноимённого ледника, р. Джанкуат служит один из истоков р. Адылсу, которая впадает в р. Баксан. Площадь водосбора р. Джанкуат в створе гляциологической станции МГУ составляет 9,09 км².

Ледниковый комплекс бассейна представлен четырьмя ледниками (Рисунок 1) – типичным долинным ледником Джанкуат и тремя малыми формами оледенения (Койавган, Виатау и Висячий); нижняя граница области питания ледника находится на высоте 3230 м. Комплексные наблюдения в горно-ледниковом бассейне Джанкуат по программе МГД начаты сотрудниками МГУ ещё в 1965 г. и ведутся до настоящего времени без перерывов.

В данной работе использовались материалы полевых наблюдений сезона абляции 2008, в состав которых входило:

- 1) наблюдения за стоком р. Джанкуат. Регистрация уровня велась с помощью автоматического самописца уровня воды АДУ-02. Объем стока определялся за каждый час исходя из среднечасовых уровней и полученной функции зависимости расхода от уровня воды в р. Джанкуат. Расход воды определяли методом ионного паводка;
- 2) наблюдения за метеоэлементами на автоматической метеостанции Campbell Scientific CR-1000, измеряющие температуру воздуха, все теплотокки (в том числе отдельно для коротко- и длинноволновой радиации), скорость и направление ветра, атмосферное давление. Температура воздуха также измерялась в нескольких точках бассейна термометрами и автоматическими температурными логгерами TinyTag;
- 3) снегомерную съёмку ледника Джанкуат на момент максимальных снегозапасов, состоящую из 250 промерных пунктов, расположенных равномерно по поверхности

ледника; денсиметрию снега по трём опорным шурфам в разных поясах ледника, повторяемую каждые 15–20 дней;
4) измерение абляции ледника Джанкуат по сети из 50–55 рек (см. рисунок 1);

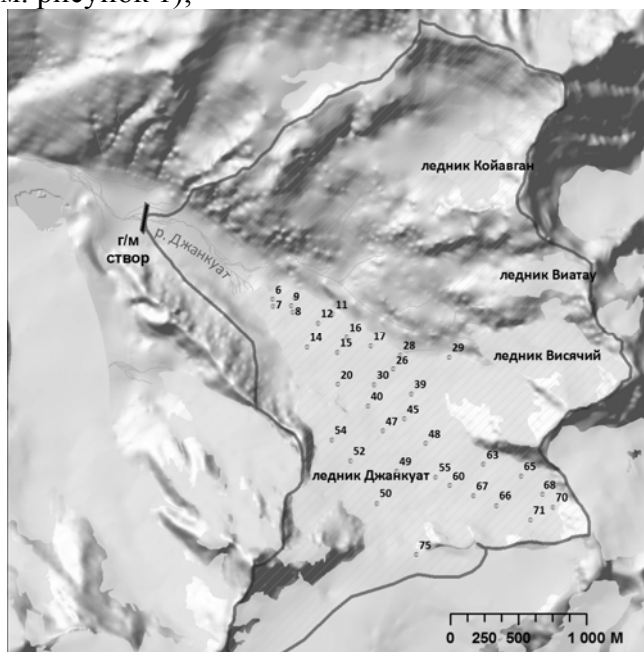


Рис. 1. Бассейн р.Джанкуат со схемой размещения абляционных рек.

МОДЕЛЬ ТАЯНИЯ СНЕГА И ЛЬДА

В данной работе в рамках исследования временного распределения соотношения различных составляющих стока высокогорного руч. Джанкуат была использована физико-математическая модель таяния снега и льда в гляциально-нивальной зоне, разработанная Е.П. Рец [3]. В основу моделирования таяния снега было положено уравнение теплового баланса:

$$h_c = 10 \frac{\omega}{L} = \frac{\omega}{8},$$

$$\omega = (S_b + S_{df})(1 - A) + E_a - E_3 \pm \omega_T \pm \omega_{и/к} \pm Q_M \pm Q_T, \quad (1)$$

где h_m – слой талой воды, мм; L – скрытая теплота плавления снега, равная 80 кал/г; ω – тепловой баланс поверхности снега или льда, кал/см², S_b – приходящая прямая коротковолновая радиация; S_{df} – то же, рассеянная; A – альbedo поверхности; E_a – встречное излучение атмосферы; E_3 – длинноволновое излучение земной поверхности; ω_T – турбулентный (явный) теплообмен с атмосферой; $\omega_{и/к}$ – скрытый поток тепла, обусловленный испарением и конденсацией; Q_M – поток тепла через чехол моренных отложений; Q_T – изменение энергии за счёт охлаждения и нагревания снега.

Значения радиационных составляющих (S_g , E_a) достаточно измерять в одной точке исследуемой территории, если её размеры позволяют сделать допущение об одинаковой пропускной способности атмосферы на всей территории. Чтобы учесть пространственную неоднородность процессов, таяние рассчитывается по регулярной сетке. Пространственное разрешение регулярной сетки задано равным 30 м. Результатом расчёта являются значения слоя таяния в узлах сетки с заданным временным шагом.

Результаты моделирования динамики таяния снега и льда в бассейне р.Джанкуат в период абляции 2008 года были сопоставлены с результатами непосредственных наблюдений на сети абляционных реек (см. рисунок 1). Сопоставление показало хорошую воспроизводимость моделью данных натуральных наблюдений (Рисунок 2). Коэффициент корреляции составляет 0.96, систематическое отклонение фактически отсутствует.

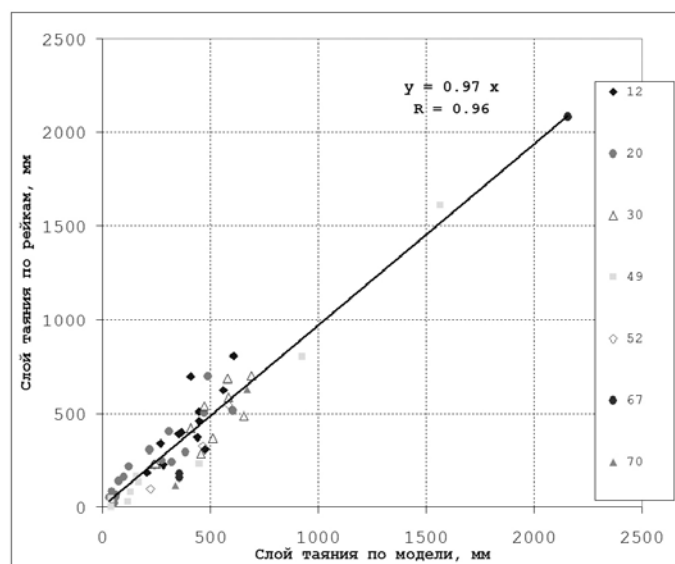


Рис. 2. Сопоставление рассчитанных и измеренных значений слоя таяния. Числами обозначены номера рек (см. Рисунок 1)

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характерной особенностью всех рек ледникового питания является закономерный внутрисуточный ход стока в летний период (Рисунок 3). В соответствии с внутрисуточным ходом теплового баланса поверхности ледника гидрограф имеет пилообразный вид с ярко выраженным суточным максимумом и минимумом. Г.Н. Голубевым было предложен термин «быстрый сток» для определения составляющей стока ледниковой реки, формирующей внутрисуточный диапазон колебания уровня воды. Составляющая стока ледниковой реки длительного добегания называется условной «базисной» [1].

Сопоставление хода суточного объема стока с суммарным таянием в бассейне Джанкуат позволяет прежде всего сделать вывод о том, что не вся талая вода разгружается с

водосбора ручья в течение сезона абляции (Рисунок 4). Это связано, прежде всего, с двумя процессами. Во-первых, часть талой воды снова переходит в твердую фазу в процессе конжеляции. Во-вторых, часть талой воды попадает в глубинные регулирующие емкости бассейна, что обуславливает сток р.Джанкуат в течении зимнего периода [2].

В целом, суточные волны таяния снегах на участках бассейна со значительной толщиной снежного покрова сильно расплываются при добегании до замыкающего створа. Время, необходимое для просачивания через снежный покров толщиной 4–6 метров может составлять, в зависимости от его физических свойств и особенностей процесса таяния, от 5–7 до 15–18 суток [4]. Дальнейшее время добегания талой воды из фирновой зоны ледника до замыкающего створа в конце июля - начале августа согласно оценкам Г.Н. Голубева [1] составляет около 5 суток. Также часть талой воды просачивается в фирн, попадает в трещины, каверны, задерживается во внутренних замкнутых полостях. Вследствие этого при общей синхронности колебаний суммарного суточного таяния и стока с бассейна, наблюдается значительный разброс точек соответствующей эмпирической зависимости (Рисунок 5).

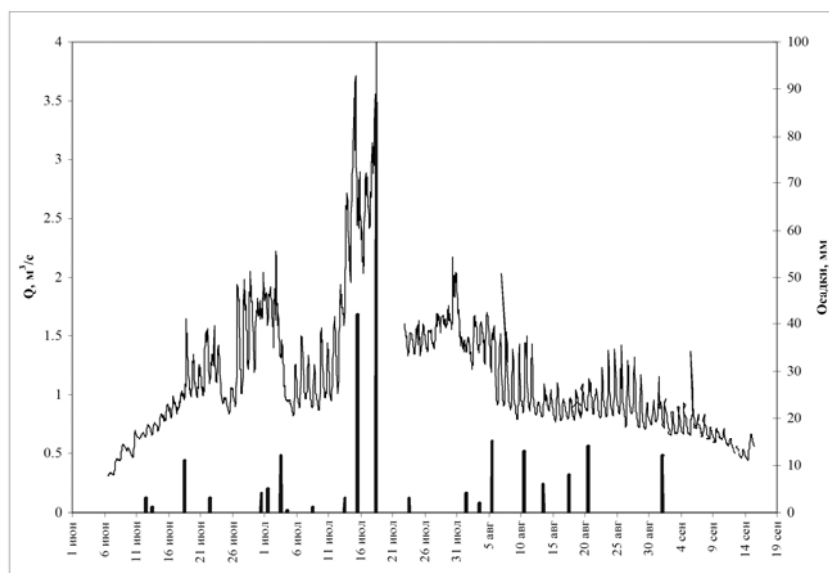


Рис. 3. Гидрограф р. Джанкуат, июнь - сентябрь 2008 г. и осадки

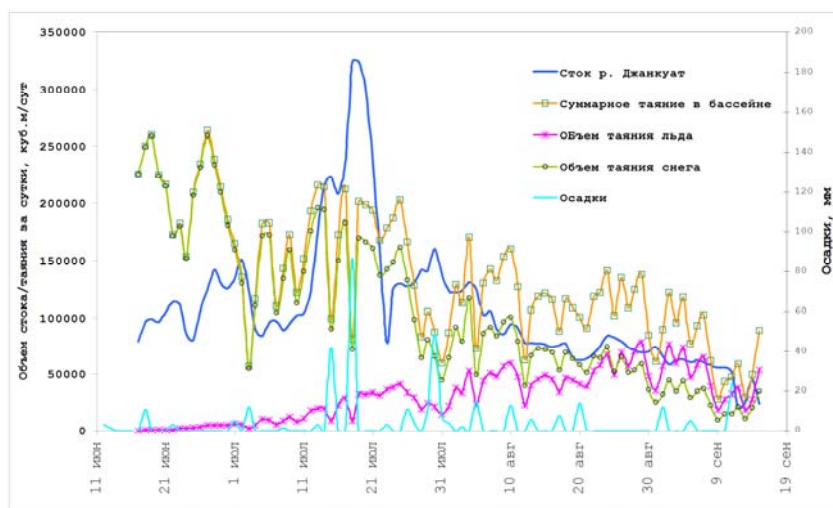


Рис. 4. Сопоставление динамики суточных объемов стока с таянием в бассейне р. Джанкуат

В начале периода абляции, когда мощность снежного покрова максимальна, суммарное таяние в бассейне наиболее сильно превышает сток с бассейна (Рисунок 4), а зависимость суточного объема стока от суммарного таяния в бассейне вовсе не выражена (июньские точки на Рисунке 5).

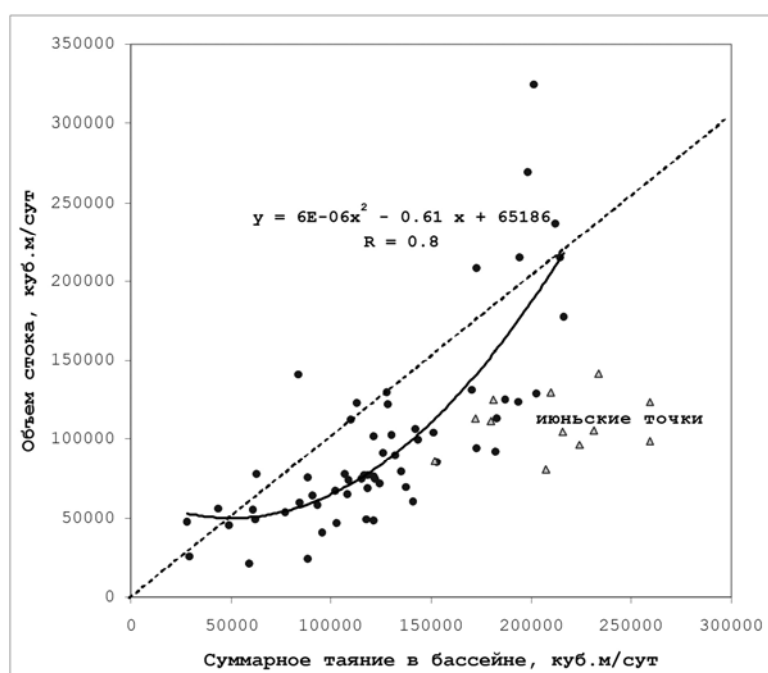


Рис. 5. Зависимость суточных объемов стока от суммарного таяния в бассейне р. Джанкуат для суток без значительных осадков.

Таким образом, можно говорить о запаздывании и относительно большая плавности колебания стока по сравнению с динамикой таяния в бассейне. Значительная степень инерционности процессов стока с бассейна, выражающаяся в высоких значениях коэффициента

автокорреляции (Рисунок 6). Внутривременная связность прослеживается до 1 недели. Коэффициент автокорреляции объемов суточного стока при сдвиге на 1 сутки составляет 0.95, на двое – 0.87, на 5 суток – 0.64.

Максимум водоотдачи аккумулируемой ледником воды достигается в середине июля, с чем связано общее увеличение водности р. Джанкуат в данный месяц и превышения объемом стока объема таяния в бассейне.

Синхронность колебаний суммарного таяния и стока с бассейна нарушается также выпадением осадков, вызывающим интенсивные паводки, к которым обычно приурочены годовые максимумы расхода воды.

Имеющийся внутрисуточный диапазон колебаний расходов воды, так называемый «быстрый» сток, формируется за счет части талых вод, имеющих время бассейнового добегаания около 3–4 часов в июне-июле, 2-3 часа в августе-сентябре [4]. Согласно проведенным исследованиям [1, 4] этой составляющей наиболее вероятно соответствует таяние на языке ледника Джанкуат. Существуют также другие компоненты талого стока относительно быстрого добегаания, которые также участвуют в формировании разницы водного стока ледниковой реки между отдельными сутками. Так среднее время склонового добегаания талой воды в толще крупнообломочных отложений в неледниковой части бассейна Джанкуат до элементов русловой сети составляет от 15–16 до 25–35 часов. Таким образом, таяние в неледниковой части бассейна, за счет достаточно большой доли в суммарном таянии, оказывает значительное влияние на объем стока последующего дня [4].

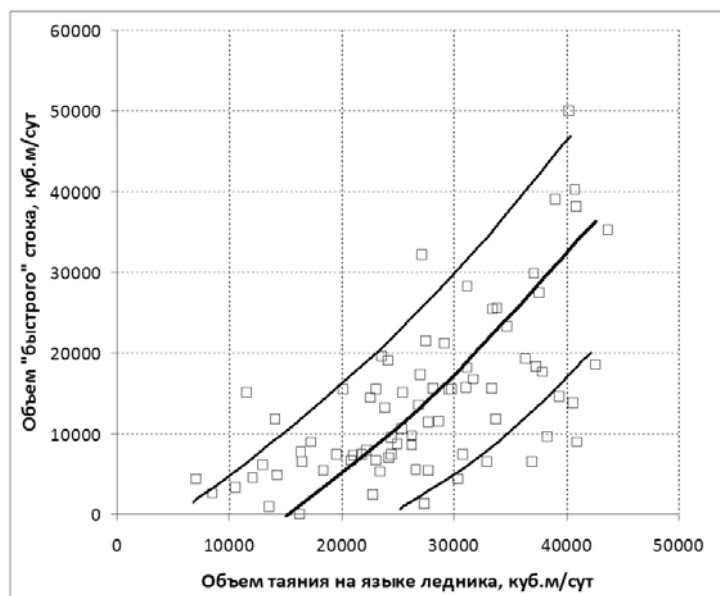


Рис. 6. Зависимость суточных объемов «быстрого» стока от таяния на языке ледника Джанкуат для суток без значительных осадков

Таким образом, можно говорить о происходящем наложении суточных волн талой воды относительно быстрого добегания. Данный процесс отражается в том, что зависимость суточных объемов быстрого стока от суточных объемов таяния на языке ледника носит характер семейства кривых (Рисунок 6). В период группировки дней с относительно интенсивным таянием точки попадают на верхние кривые, после периодов с холодной погодой – на нижние. Еще более ярко наложение волн отражается на графике зависимости объема быстрого стока от объема быстрого стока в предыдущий день, носящем спиралеобразный характер (Рисунок 7). По мере спада волн таяния, формирующихся после суток с интенсивным таянием, график переходит из области выше

аппроксимирующей кривой в область ниже аппроксимирующей кривой. Статистически достоверный коэффициент внутрирядной связанности быстрого стока прослеживается только одни сутки ($R=0.72$), при сдвиге на 2 суток он резко снижается до 0.5.

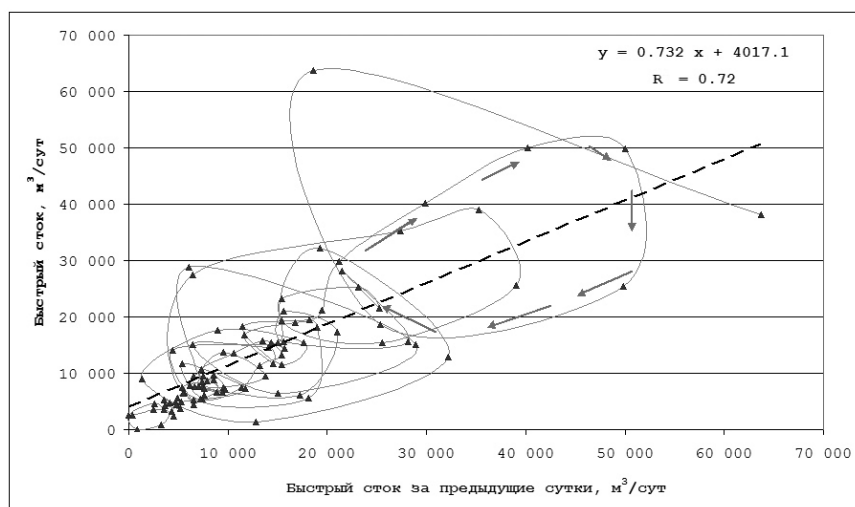


Рис. 7. Зависимость суточных объемов «быстрого» стока от суточных объемов «быстрого» стока в предыдущий день

Необходимо также отметить, что если использовать для быстрого стока в качестве предикторов объем суммарного таяния с языка в тот же день, объем суммарного таяния в бассейне за предыдущие сутки и объем быстрого стока за предыдущие сутки, то можно составить множественную линейную регрессионную зависимость с весьма высоким коэффициентом множественной корреляции 0,84.

ВЫВОДЫ

Наложение волн добегания различных компонент питания ледниковой реки обуславливает сложную форму ее гидрографа. Так называемый «быстрый сток» сток,

формирующий внутрисуточную амплитуду колебания стока ледниковой реки, на р.Джакуат в дни без осадков образуется за счет таяния на практически свободных от снега участках языка ледника. Талая снеговая вода с неледниковой части бассейна руч. Джакуат ввиду особенностей его строения добегают до замыкающего створа в основной своей массе за 20-30 часов, таким образом внося вклад в формирование стока последующего дня. Волна таяния снега и фирна в области питания ледника в процессе фильтрации через снежный покров и фирновую мощную толщу и стекания по поверхности и в теле ледника значительно расплывается. Вследствие этого данная составляющая в общем стоке ледниковой реки обычно имеет достаточно плавный сезонный ход. Это определяет общую значительную инерционность стока с бассейна р.Джанкуат, отражающуюся в высоких коэффициентах внутрирядной связности суточных объемов стока и значительным разбросом точек на зависимости суточного объема стока от суммарного суточного таяния. Не вся талая вода добегают до замыкающего створа с водосбора ручья в течение сезона абляции. Часть талой воды, попадающей в глубинные регулирующие емкости бассейна продолжает разгружаться в течении всего холодного сезона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.:Гидрометеиздат, 1976. – 248 с.
2. Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ) Под ред. И.Я. Боярского. Л.:Гидрометеиздат, 1978. 183 с.
3. Рец Е.П., Фролова Н.Л., Поповнин В.В. Моделирование таяния поверхности горного ледника/Лёд и Снег. №4. 2011. С. 24-31
4. Рец Е.П. Сток рек Терского бассейна: Дисс. канд. геогр. наук, М., 2013.– 277 с.

СТРУИ С ВОЛНОВОЙ МОДУЛЯЦИЕЙ ТРАЕКТОРИЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МАССОПЕРЕНОС В СИСТЕМАХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ

Б.И. Самолюбов

МГУ им М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия

e-mail: samolyubov@phys.msu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Изучение промежуточных струйных стратифицированных потоков связано с решением задач геофизической гидродинамики, а также экологических проблем транспорта примесей в озерах и водохранилищах. Устойчивость и в значительной степени скорость струйного течения определяются разностью плотностей жидкостей в потоке и окружающих его водах. Плотностное расслоение вод обеспечивается соленостной, термической и суспензионной стратификацией. В таком потоке жидкости в окружающей её водной среде, отличающейся по плотности, развиваются турбулентные и вихреволновые структуры (рис. 1, 2, 3).

Стратифицированные струи находятся в постоянном взаимодействии с соседними течениями, как придонными, так и приповерхностными. Этим обусловлена необходимость изучения этих потоков в рамках системы течений. Под системой стратифицированных течений понимается совокупность потоков, развивающихся на разных глубинах и взаимодействующих между собой. Подобная взаимосвязь характерна для течений в озерах, водохранилищах и может проявляться на широких шельфах морей. Эволюция струи по мере ее распространения зависит от устойчивости и типа стратификации, скоростей ветра и окружающих течений, а также от параметров внутренних волн и характеристик водоема.

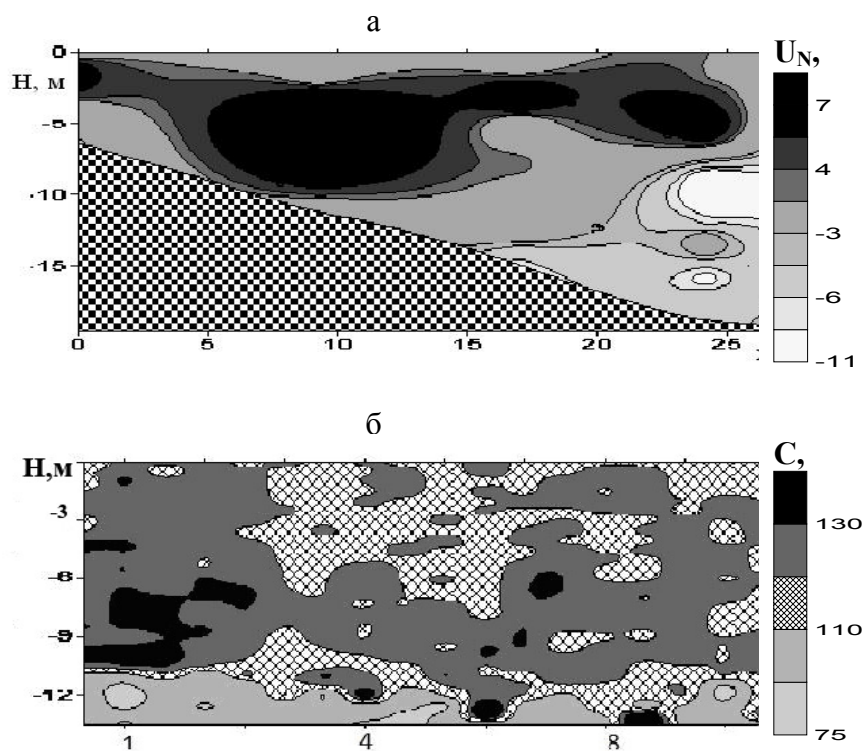


Рис. 1. Распределения а – скорости по глубине и вдоль по заливу, б – электропроводности по глубине и во времени на центре разреза (оз. Ладожское. Волховская губа, 14.08. 2009)

Выявление механизмов развития и разработка методов математического моделирования подобных течений представляют не только фундаментальный научный, но и большой практический интерес. Это связано с необходимостью совершенствования методов прогноза распространения примесей в водохранилищах, озерах и морях [3, 8, 9, 10, 11, 13]. Причем промежуточные струи, расположенные в деятельном слое, оказывают сильное воздействие на процессы переноса взвешенных и

растворенных в воде веществ естественного и техногенного происхождения и, таким образом, на развитие водных экосистем.

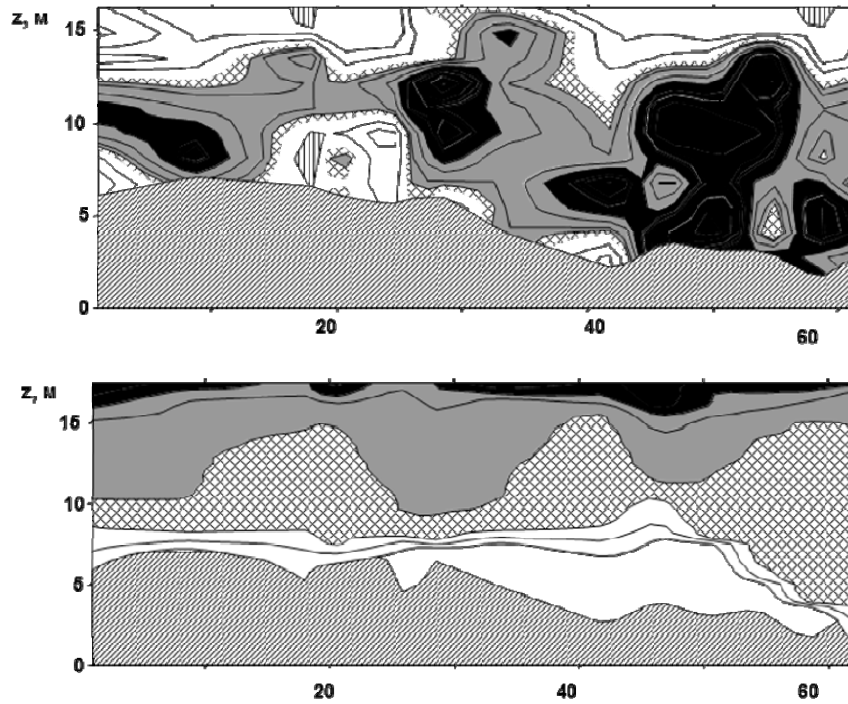


Рис.2. Распределения скорости и температуры по длине и глубине Иваньковского водохранилища (13-14. 07.1999)

Несмотря на активность исследований таких процессов, в моделях течений и транспорта примесей остаются неясными многие вопросы о механизмах влияния взаимодействия течения с окружающими водами на перенос взвешенных и растворенных субстанций; о воздействии стратификации на диффузию взвеси; о влиянии примеси одного типа на перенос другой, а также о влиянии крупномасштабных внутренних волн (с длинами порядка размеров водоема) на динамику вод и распределение взвесей и растворенных солей

[1-7, 10, 12, 13, 14]. Это далеко не полный перечень проблем описания распространения примесей промежуточным струйным течением, решение которых возможно только на базе комплексных экспериментальных и теоретических исследований. Такой подход предпринят в данной работе, цели которой: 1) выявление закономерностей взаимодействия потоков в системах течений с учетом влияния внутренних волн в озерах и водохранилищах; 2) установление связей характеристик течений с параметрами внутренних волн; 3) разработка математической модели системы течений с учетом влияния на нее внутренних волн; 4) разработка математической модели транспорта взвеси струей с траекторией, модулированной внутренней волной.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕЧЕНИЙ

На базе данных измерений на разрезах и срочных станциях в Ивановском водохранилище (25.08.1998, 13-14.07.1999 и 22.07.1999г), в широтной части оз. Телецкого (22.07.2003, 27.07.2004 и 8.08.2006), в Петрозаводской губе оз. Онежского (11.09.2008г.), в Волховской губе оз. Ладожского (14.08. 2009, 12.08.2011 и 15.08.2012) выявлены закономерности распространения и структуры потоков в системах течений со струями (рис. 1, 2, 3).

Проведен анализ воздействия внутренних волн и ветра на распределение плотности по фактору формы профиля плотности в зоне действия струи. Фактор формы - отношение среднего значения изменения плотности воды с глубиной к максимальному в указанной зоне, возрастает с появлением пика градиента плотности над термоклином (на верхней границе струи), то есть при образовании квазиступеньчатого профиля плотности. Выявлен характер зависимостей формы профиля плотности от фазовой скорости внутренней волны при интегральных числах Ричардсона для струи, меньших и больших найденного порогового значения, равного 8 (рис. 4).

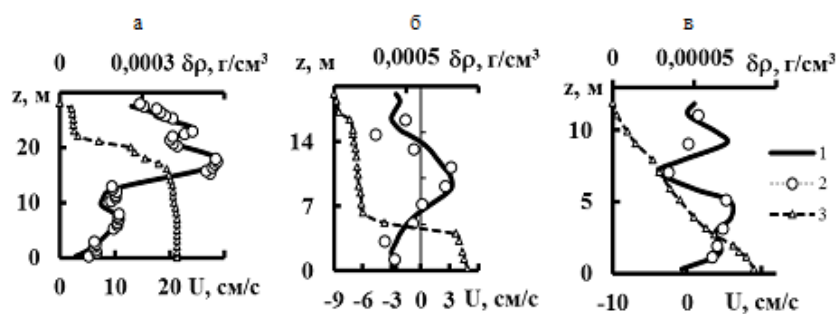


Рис. 3. Типичные профили скорости U с промежуточными струями и увеличения плотности воды с глубиной $\delta\rho$ на опорных полигонах. Профили измерены а – на оз. Телецком (широтная часть, 2014), б и в – в Волховской губе оз. Ладожского, 2011,2012. Здесь 1- теоретический профиль скорости течения; 2 и 3- измеренные значения U и $\delta\rho$

При числах Ричардсона, меньших порогового, увеличение фазовой скорости внутренней волны приводит к росту фактора формы, а при устойчивости выше пороговой – к спаду. Получено выражение, отражающее эту зависимость.

Показано, что ордината максимума скорости струи определяется положением термоклина, колеблющимся на частотах низших мод внутренних сейш и скоростью ветра. Получено выражение, определяющее траекторию струи, в виде зависимости высоты максимума скорости струи от положения термоклина и скорости ветра. Учтена неоднозначность влияния скорости ветра на траекторию течения (Рис. 5).

Проведен анализ состава сил, движущих струи с волновой модуляцией траекторий по уравнению динамики течения и по данным натуральных измерений. Установлено, что определяющую роль в динамике струй играли тангенциальная составляющая силы тяжести за счет уклона

траектории и бароклинный градиент давления за счет изменений толщины течения и разности плотностей жидкостей в потоке и над ним. Учитывались также взаимодействие придонного потока и струи по [5] и волновой градиент давления.

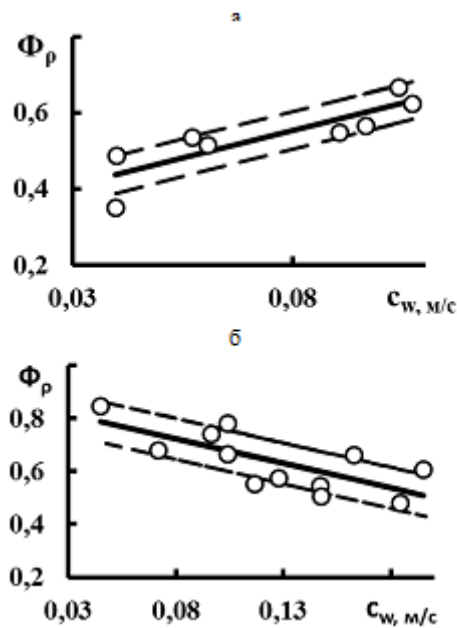


Рис. 4. Зависимость фактора формы профиля плотности от фазовой скорости волны а - при числах Ричардсона для струи Ri_j , меньших порогового и б - превышающих его. Пунктир – границы стандартного отклонения

На основании выявленных закономерностей влияния внутренних волн на динамику струй сформулирован механизм этого процесса, включающий следующие этапы.

1. Реверсивное волновое течение при увеличении фазовой скорости внутренней волны деформирует профиль плотности в зоне действия струи, образуя ступенчатую структуру.

2. Струя в слое между максимумами градиента плотности меняет траекторию за счет волновых колебаний термоклина. Ее скорость возрастает (иногда почти вдвое) под действием силы тяжести и бароклинного градиента давления. Затем скорость падает до значений, близких к начальным, но не ниже из-за асимметрии волны на течении и из-за влияния стратификации на устойчивость и на динамику струи.
 3. При развитии струи снижается устойчивость ее границ из-за сглаживания плотностных неоднородностей.
 4. Волновое течение вновь деформирует профиль плотности, образуя ступенчатую структуру и изменяя траекторию струи, и процесс циклически повторяется.
- Предложены и проверены математические модели струи с волновой модуляцией и переноса взвеси в таком течении с учетом взаимодействия струи с плотностным потоком (рис. 6).

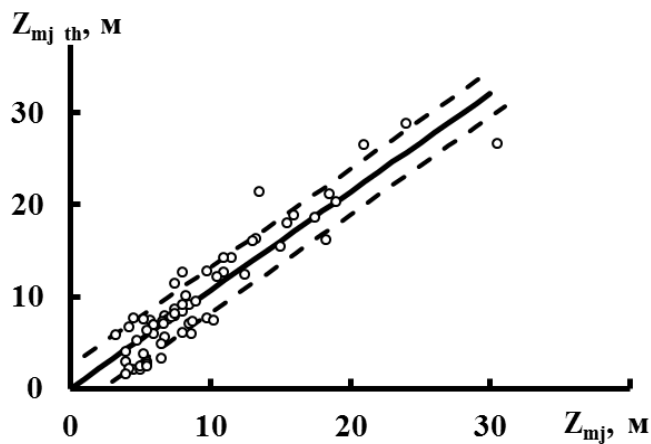


Рис.5. Зависимость теоретического положения максимума скорости струи от найденной по данным измерений высоты оси струйного течения над уровнем дна. Пунктир – границы стандартного отклонения

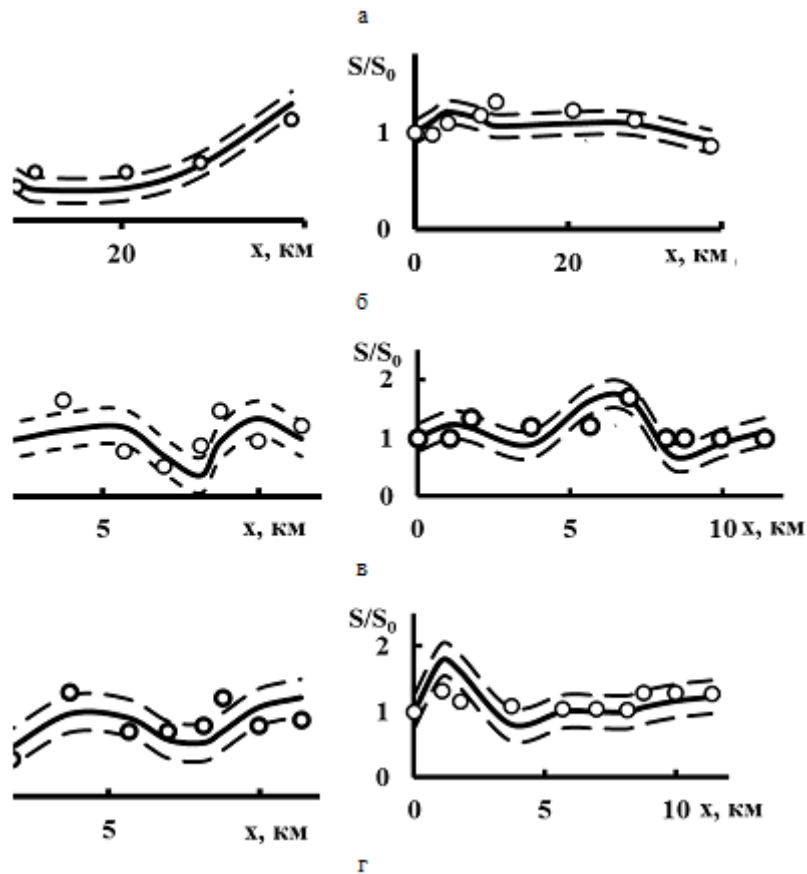


Рис.6. Примеры теоретических и измеренных продольных распределений скорости U (слева) и концентрации взвеси S/S_0 (справа) на разрезах в струях а - в Иваньковском водохранилище (22.07.1999); б, в - в оз. Телецком (широтная часть, 27.07.2004 и 8.08.2006); г - в оз. Онежском (Петрозаводская губа, 12. 08.2008). Пунктир - границы стандартного отклонения. $S_0 = S$ при $x=0$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследований струй с волновой модуляцией траекторий в системах стратифицированных течений сводятся к следующим:

1. Выявлены закономерности влияния внутренних волн на струйные течения. Предложен механизм этого процесса с учетом изменений поля плотности.
2. Получены выражения для траектории струи и для фактора формы профиля плотности воды в виде их зависимостей от фазовой скорости внутренней волны, скорости ветра и устойчивости течения. Учтен противоположный характер этих зависимостей при числах Ричардсона для струи, меньших и больших найденного порогового значения.
3. Предложена и проверена для восьми систем течений математическая модель струйного потока с учетом влияния внутренней волны на траекторию струи.
4. Модифицирована и проверена модель переноса взвеси в струях с волновой модуляцией траекторий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00822).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дружинин О.А. Коллапс и автомодельность турбулентной струи в пикноклине // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т.39, №5.
2. Зырянов В.Н. Инверсия уклона уровня в стратифицированных водохранилищах равнинного типа и внутриводоемная интенсификация течений // Водные ресурсы 2009. Т. 36, № 4, С. 418-427.
3. Самолюбов Б. И. Плотностные течения и диффузия примесей. // М.: Изд. URSS. 2007.
4. Самолюбов Б.И. Профили коэффициента турбулентного обмена и концентрации взвеси в системе

- стратифицированных течений // Вестник Моск. ун-та, сер. 3, физика, астрономия, 2012 (4).
5. Самолюбов Б.И. Взаимодействие струи и плотностного потока // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2013. № 5.
 6. Самолюбов Б.И., Иванова И.Н. Эволюция профилей скорости и турбулентной вязкости в системе течений со сгонно-нагонным и плотностным потоками // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. 2014. № 5.
 7. Терлецкая Е., Мадерич В., Бровченко И. Сильно-нелинейные внутренние сейши в удлиненных стратифицированных озерах и феномен «озерных монстров». // Прикладная гидромеханика, 2011г, том 13.
 8. Эдельштейн К.К. Водные массы долинных водохранилищ. // М. МГУ:1991.
 9. Эдельштейн К.К., Гречушникова М.Г., Даценко Ю.С., Пуклаков В.В. Диагностическое моделирование внутриводоемных процессов в водохранилищах // Водные ресурсы, 2012. №4.
 10. De Cesare G., Boillat J.-L. Intrusive and bottom density currents and induced vertical exchanges in a stratified // XXX IAHR Congress. 2003. Thessaloniki. Papers. THEME C: Density Currents and Stratified Flows. 381-388.
 11. Dolgoplova E.N. Model of interaction of fresh and salt water in tidal estuaries under formation of internal waves // Proceedings 2nd IAHR Europe Congress "Water – infinitely deformable but still limited", Munich, Bavaria (Germany), 27-29, June 2012, A30.
 12. Dorostkar A., Boegman L. Internal hydraulic jumps in a long narrow lake. // Limnol. Oceanogr. 58(1), 2013.
 13. Serra T., Vidal J. , X. Casamitjana The role of surface vertical mixing in phytoplankton distribution in a stratified reservoir. // Limnol. Oceanogr. 2007, 52(2).

14. Umlauf L., Lemmin U. Interbasin exchange and mixing in the hypolimnion of a large lake: The role of long internal waves. // *Limnol. Oceanogr.* 50(5), 2005.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ МАТЕРИАЛА ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ ПОСЛЕ СБРОСА В МОРСКУЮ ПРИБРЕЖНУЮ ЗОНУ В РАЙОНЕ Г. БАЛТИЙСКА

А.Н. Соколов^{*,}, Д.И. Дикий^{*,**}**

**АО ИО РАН им. Ширшова, г. Калининград, пр. Мира, 1, Россия,*

***БФУ им. Канта, г. Калининград, ул. А. Невского, д.14, e-mail: ans@smtp.ru, dimandikiy@mail.ru*

ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного времени участок Вислинской косы вблизи южного оградительного мола Балтийского пролива подвергается эрозии. Эрозия привела к тому, что практически исчезла авандюна и, как следствие, жилые постройки поселка Коса подвержены риску затопления во время частых западных штормов. В июне 2006 года была произведена попытка нарастить пляж и защитить берег от размыва путем сброса грунта максимально близко к критическому месту. Грунтом являлся материал дноуглубительных работ, периодически проводимых в Балтийском проливе. Район исследований показан на рис. 1. Положение места сброса грунта в 2006 году отмечено числом 2006.

Целью настоящей работы было выяснить, может ли сброс грунта в выбранном для этого месте способствовать наращиванию пляжа и защите берега от эрозии.

Исследование поведения сбрасываемого материала было проведено путем математического моделирования.

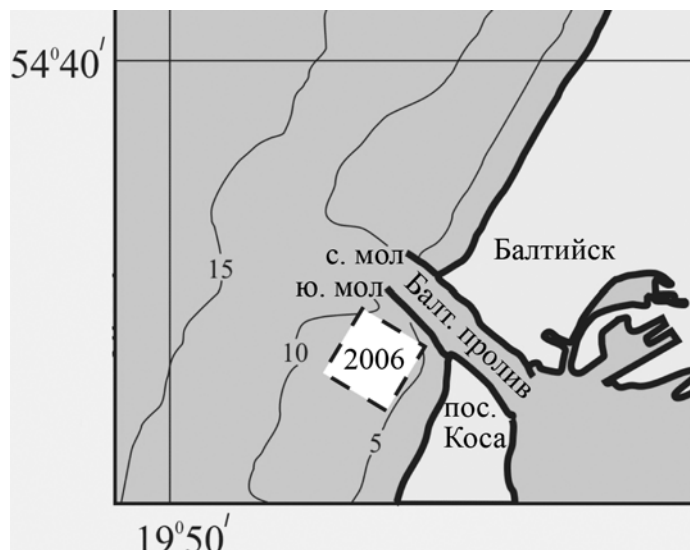


Рис. 1. Район исследований. Положение места сброса грунта в 2006 году отмечено числом 2006

МЕТОД

Моделирование производилось с помощью программного комплекса MIKE, разработанного DHI Software [5]. Расчетная область (рис.2) охватывала юго-восточную часть Балтики размером примерно 300x300 км. Расчет велся в трехмерной постановке (10 слоев по глубине, сигма-координаты) по методу конечных объемов на нерегулярной сетке. Размер ячеек сетки составлял 5-7 км для открытой части Балтийского моря и 100-150 м в областях, представлявших наибольший интерес для исследования. Расчетная сетка строилась с учетом информации о глубинах в акватории открытого моря [7]. Все границы расчетной области были закрытыми, т.е. юго-восточная Балтика рассматривалась как замкнутый водоем. Единственной

движущей силой, формирующий поля волнения и течений в модели был ветер. Скорость и направление ветра предполагались одинаковыми в пределах всей расчетной области и равными скорости и направлению локального ветра, измеренного метеостанцией в Балтийске.

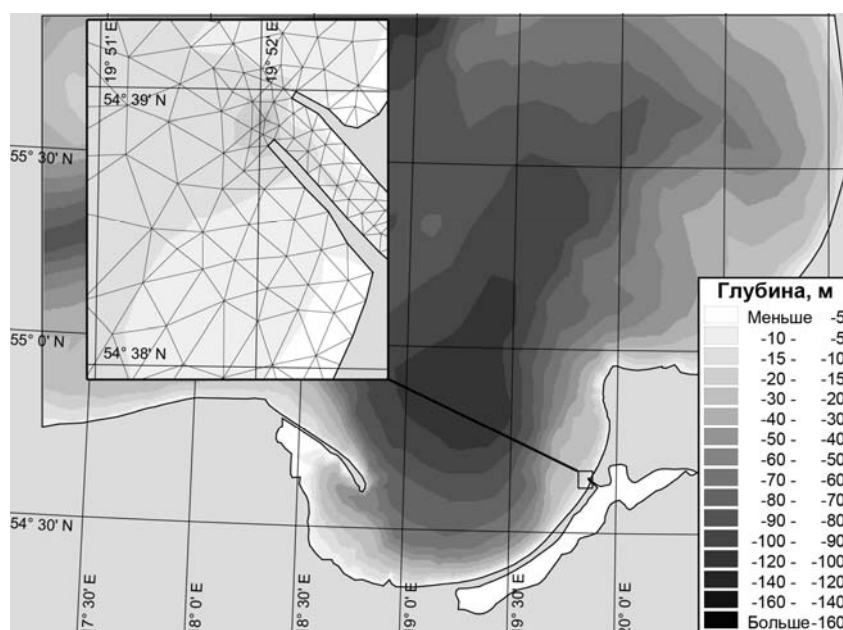


Рис. 2. Расчетная область. На врезке – детальный фрагмент района исследований

Транспорт донных осадков

Поскольку в реальных условиях сброс грунта происходит всегда в тихую погоду, при скорости ветра менее 5 м/с, весь сбрасываемый материал оказывается на дне практически в точке сброса. Транспорт сброшенного материала возможен только в случае последующего шторма, когда интенсивные придонные течения приведут к эрозии образовавшейся на дне насыпи, взмучиванию, перемещению во взвешенном состоянии и осаждению грунта в каком-то другом месте.

Эрозия дна

Под эрозией дна понимается перенос частиц со дна во взвешенное состояние в толще воды. Очевидно, что эрозия будет происходить только в том случае, когда движущие силы начнут превышать соответствующие стабилизирующие силы.

Интенсивность эрозии рассчитывается по формуле [6]:

$$E = E_0 \exp(\alpha(\tau_b - \tau_c)), \quad (1)$$

где E – интенсивность эрозии ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{с}$); E_0 – коэффициент эрозии ($\text{кг}/\text{м}^2/\text{с}$); α – сила эрозии ("power of erosion", англ.) $\text{м}^2/\text{Н}$, τ_b – фактическое напряжение донного сдвига ($\text{Н}/\text{м}^2$), τ_c – критического напряжения сдвига ($\text{Н}/\text{м}^2$).

КАЛИБРОВКА МОДЕЛИ

Предварительные расчеты показали, что существенное влияние на интенсивность эрозии (см. формулу (1)) оказывает лишь критическое напряжение сдвига. Влияние параметров E_0 и α практически незаметно. Для расчетов были выбраны значения $E_0 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ кг}/\text{м}^2/\text{с}$; $\alpha = 8.3 \text{ м}^2/\text{Н}$, предлагаемые комплексом МИКЕ по умолчанию. Для определения критического напряжения сдвига были проведены численные эксперименты, в ходе которых изучалась зависимость скорости начала движения частиц от критического напряжения сдвига (таблица 1).

Таким образом, можно говорить о происходящем наложении суточных волн талой воды относительно быстрого добегаания. Данный процесс отражается в том, что зависимость суточных объемов быстрого стока от суточных объемов таяния на языке ледника носит характер семейства кривых (Рисунок 6). В период группировки дней с относительно интенсивным таянием точки попадают на верхние кривые, после периодов с холодной погодой – на

нижние. Еще более ярко наложение волн отражается на графике зависимости объема быстрого стока от объема быстрого стока в предыдущий день, носящем спиралеобразный характер (Рисунок 7). По мере спада волн таяния, формирующихся после суток с интенсивным таянием, график переходит из области выше аппроксимирующей кривой в область ниже аппроксимирующей кривой. Статистически достоверный коэффициент внутрирядной связанности быстрого стока прослеживается только одни сутки ($R=0.72$), при сдвиге на 2 суток он резко снижается до 0.5.

Таблица 1. Зависимость скорости начала движения частиц от критического напряжения сдвига

Значение τ_c (Н/м ²)	Скорость начала движения частиц с $\varnothing=0.07$ мм при моделировании (см/с)
0.01	4.3
0.02	5.7
0.03	6.7
0.04	7.5

Согласно литературным данным [2-4], скорость начала движения частиц мелкозернистого песка с медианным диаметром 0.1 мм составляет 4.5-6.5 см/с. Для песчинок с диаметром 0.07мм скорость начала движения частиц должна быть еще меньше. Ввиду того, что 70% массовой доли сбрасываемого материала составляли алевриты с медианным диаметром $\varnothing\sim 0.07$ мм, то, в соответствии с данными таблицы 1, для последующих расчетов было выбрано значение $\tau_c = 0.01$ Н/м².

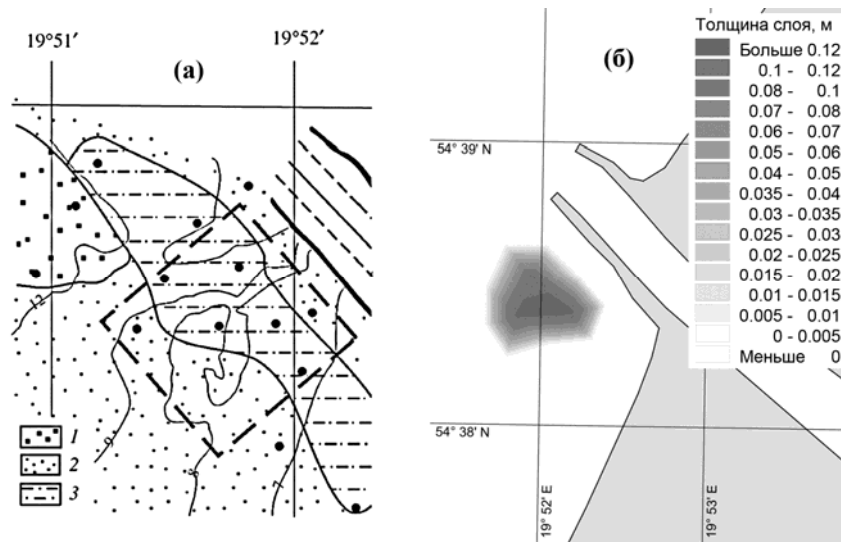


Рис. 3. Сравнение натуральных и расчетных данных. (а) Распределение донных осадков по данным грунтовой съемки (рисунок из [1]) после сброса материала дноуглубления. 3 – алевриты с медианным диаметром ~ 0.07 мм (примерно 70% всех осадков). (б) Результаты калибровочного расчета

Расчетные данные сравнивались с результатами грунтовой съемки [1], проведенной до и через 20 дней после сброса грунта в 2006 году. Экспериментальные сбросы были выполнены 17, 19 и 20 июня 2006. Общий объем сброшенного материала составил ~ 17000 м³. Натурные данные, полученные после сброса, показали, что толщина слоя осадков, оказавшихся на месте сброса, составила порядка 15 см, причем около 70% массовой доли этого слоя составили алевриты с медианным диаметром ~ 0.07 мм. Результаты сравнения натуральных и расчетных данных, представлены на рис. 3. Совпадение можно считать удовлетворительным.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ "МОДЕЛЬНЫХ" ШТОРМОВ

Откалиброванная модель была использована для проведения вычислительных экспериментов. Исследовалось поведение осевшего материала в случае штормовых ситуаций, способных вызвать взмучивание и последующий перенос грунта с места сброса. Были рассмотрены ветры западного и северо-западного направлений, повторяемость штормов для которых в рассматриваемом регионе максимальная. Скорости штормового модельного ветра составляли 10, 15 и 20 м/с. Продолжительность каждого шторма 24 часа. На рисунке 4 представлен график зависимости скорости модельного ветра от времени на примере шторма со скоростью ветра 20 м/с.

По окончании шторма и периода 24-часового затишья (точка Г на рис. 4), фиксировалось конечное распределение грунта. На рисунке 5 показано распределение материала сброса по окончании суточного шторма со скоростью ветра 10 м/с.

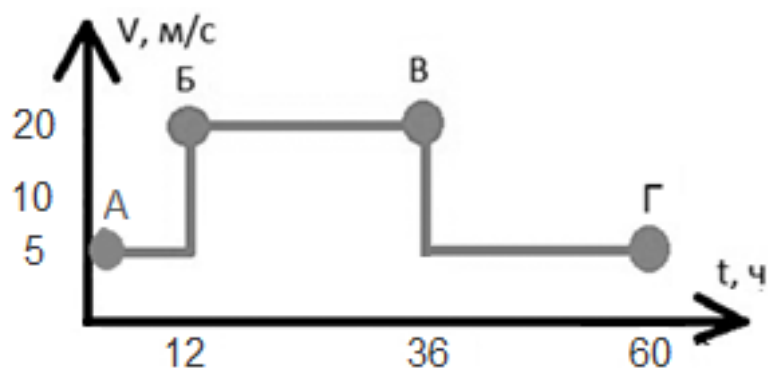


Рис.4. Зависимость скорости модельного ветра от времени. А-Б – сброс и осаждение грунта, Б-В – суточный шторм, В-Г – период "затишья" для осаждения материала в новом месте

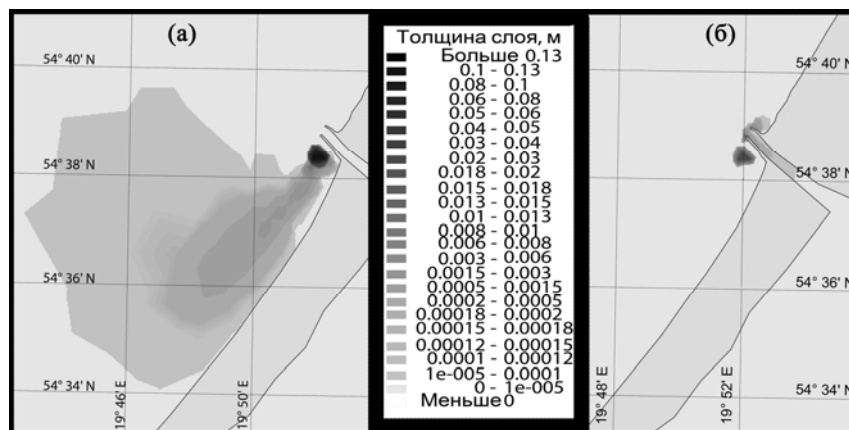


Рис. 5. Распределение материала сброса по окончании суточного шторма со скоростью ветра 10 м/с. (а) Северо-западный ветер, (б) западный ветер

Видно, что после такого шторма на месте сброса остается заметное количество исходного материала. Направление ветра имеет существенное влияние на характер размыва. При северо-западном ветре толщина слоя осадков на месте сброса остается на уровне 12 см, т.е. основная часть материала не размывается, хоть и появляется "шлейф" практически параллельный береговой линии. При западном же ветре толщина слоя осадков на месте сброса уменьшается до трех сантиметров, т.е. основная часть материала уносится с места сброса. Такое поведение объясняется, по-видимому, различием в скоростях и направлении течений, возникающими при разных направлениях ветра. Так при западном ветре в районе сброса течения в придонном слое направлены на север, северо-запад (в сторону моря) и скорость их превышает 10 см/с. При северо-западном же ветре в районе сброса течения в придонном слое направлены практически на юг (в сторону берега) и скорость их не превышает 5 см/с. Обращает на себя внимание тот факт, что

часть материала сброса при западном ветре осаждается в балтийском канале, т.е. месте, откуда материал извлекался при проведении дноуглубительных работ.

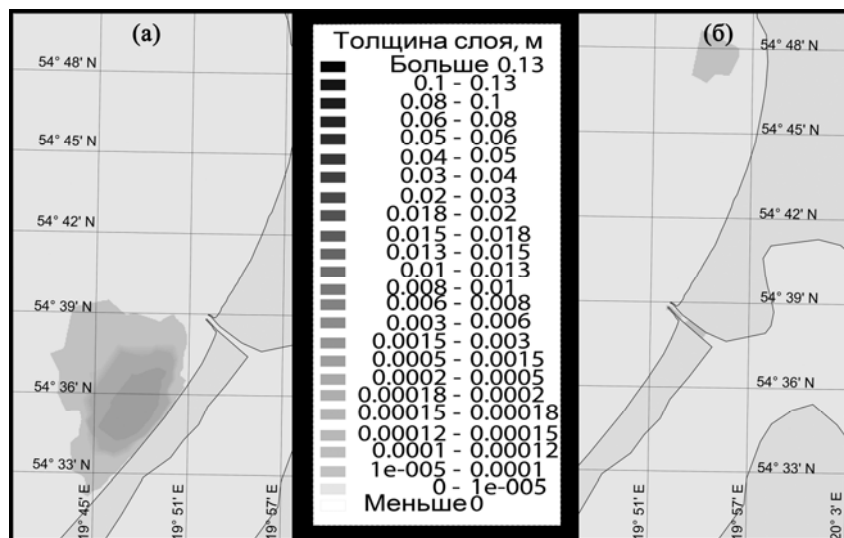


Рис. 6. Распределение материала сброса по окончании суточного шторма со скоростью ветра 15 м/с. (а) Северо-западный ветер, (б) западный ветер

Распределение материала сброса по окончании суточного шторма со скоростью ветра 15 м/с. показано на рисунке 6.

Видно, что при шторме такой силы исходная насыпь полностью размывается. При северо-западном ветре практически весь материал оседает на обширном пространстве площадью более 50 квадратных километров к югу от места сброса близко к береговой линии. Пятно осаднения напоминает деформированный эллипс, вытянутый вдоль береговой линии. Расстояние центра пятна от места сброса порядка 10 км, а толщина слоя осадков в центре пятна составляет чуть более миллиметра. При

западном ветре материал разносится по огромной площади и на расстояния десятков километров от места сброса. Часть материала попавшая в Балтийский канал перемещается ближе к Вислинскому заливу.

При увеличении скорости ветра до 20 м/с материал уносится еще дальше от места сброса, площадь осаднения увеличивается. Стоит отметить тот факт, что ни в одной из модельных ситуаций не наблюдается наноса материала на тот участок берега, постоянно подвергающегося эрозии, укрепление которого и являлось целью проведения экспериментального сброса 2006 года.

ВЫВОДЫ

- 1) Нарощивания пляжа Вислинской косы в районе примыкания южного оградительного мола не наблюдаются. По всей видимости, укрепить пляж можно только намывом песка непосредственно на берег.
- 2) Часть смытого с полигона материала может осаждаться в Балтийском канале, что делает сброс на экспериментальном полигоне совершенно нецелесообразным.
- 3) Продолжительного ветра со скоростью 10-15 м/с и более достаточно для полного размыва образовавшейся на полигоне насыпи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чечко В.А., Чубаренко Б.В., Болдырев В.Л., Бобыкина В.П., Курченко В.Ю., Домнин Д.А. О динамике береговой зоны моря в районе оградительных молв Калининградского морского канала. // Водные ресурсы, 2008, т. 35, №6, с. 1-11.
2. Eagleson, P. S.; Dean, R. G.; and Peralta, L. A.; The mechanics of the motion of discrete spherical bottom sediment

particles due to shoaling waves, U.S. Army Corps of Engineers Beach Erosion Board Tech. Memo. 104. 1958.

3. Gugnayaev, Ya. E.; The modeling of sea drift, Akad. Nauk SSSR Okeanog. Kom. Trudy 4. 1959.

4. Larras, J., Plages et Cotes de sable. Paris. 1957.

5. MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM Hydrodynamic and Transport Module. – Scientific Documentation, DHI Software, 2005, 48 p.

6. Parchure T.M. and A.J. Mehta "Erosion of soft cohesive sediment deposits" Journal of Hydraulic Engineering – ASCE, Vol. 111, No. 10, 1985, pp. 1308–1326.

7. Seifert T., Kayser B. A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea. // Meereswiss. Ber, 1995, № 9, pp 72-88.

СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ И ДРЕЙФА ЛЬДА В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ

Н.А. Сухих, Г.К. Зубакин, Н.Е. Иванов, А.В. Нестеров

ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт»

e-mail: suhih.natalya@mail.ru

Регулярные исследования ледового и гидрометеорологического режима юго-восточной части Баренцева моря проводятся с 20-х годов прошлого века. В этом районе была создана обширная сеть гидрометеорологических станций, проводились ледовые авиаразведки с применением инструментальных методов (аэрофотосъемка и радиолокационная съемка), выполнялись и выполняются комплексные экспедиционные исследования [3]. Некоторые результаты по исследованиям дрейфа льда и

течений получены в работах [2, 3]. Однако можно отметить, что до настоящего времени многие аспекты динамики вод и льдов в данном районе остаются неосвещенными. В сентябре 2001 года силами Арктического и антарктического НИИ (ААНИИ, Россия) совместно с компанией ASL Environmental Inc. (Канада) была выполнена постановка двух ПАБС на двухгодичный срок (до октября 2003 года) (рис. 1) [6].

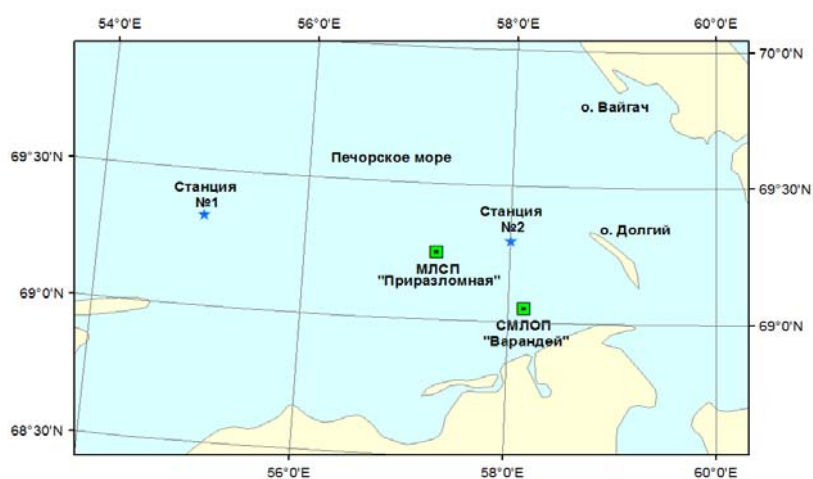


Рис. 1. Местоположение действующих морских сооружений и установленных станций (ПАБС 1,2) в Печорском море

Глубина постановок составляла 26 (ПАБС 1) и 21 м (ПАБС 2). Станции комплектовались акустическими доплеровскими измерителями течений (АДПТ) ADCP Workhorse фирмы RDInstruments (США, фиксировались скорость и направление течений на различных горизонтах (разрешение по вертикали – 1 м), колебания уровня моря, а в ледовый период, кроме того, скорость и направление дрейфа льда. Расстояние между станциями составляло 118 км.

Данные работы проводились с целью исследования динамики льдов и вод в активно осваиваемом районе шельфа. В период 1996-2003 гг. проводились инженерно-изыскательские работы и исследования. В 2008 году в Печорском море начал работу стационарный морской ледостойкий отгрузочный причал (СМЛЮП) «Варандей» пропускной способностью до 12 млн. тонн нефти в год. В 2011 году в этом же районе была установлена морская ледостойкая стационарная платформа (МЛСП) «Приразломная». В результате выяснилось, что данный район характеризуется сложными гидрометеорологическими и ледовыми условиями в связи с его высокой динамичностью и определенным физико-географическим положением [3]. Изучение динамики льдов особенно важно в районе МЛСП «Приразломная». Здесь совместное действие приливов и дрейфовых течений приводит к увеличению сплоченности льда и торосистости в районе установки платформы. Всторошенные льды блокируют подходы транспортных судов (танкеров) под погрузку; в некоторые периоды на подходах к платформе (прямо у стенки) образуются скопления льда, вплоть до образования стамух (при глубине места 20 м). Изучение ледового режима акватории, динамики вод, а также возможность прогнозирования ситуации является необходимым условием создания ice management для обеспечения бесперебойной работы обслуживающего платформу флота и функционирования самой платформы. Восьмигранная форма СМЛЮП «Варандей» и его место постановки облегчает решение вопросов эксплуатации, связанные с ледовыми условиями. Для этого объекта основной проблемой является размыв дна в районе

сооружения. Здесь требуется провести полное исследование динамики вод в придонных слоях, выявить особенности литодинамики данного региона. Пространственно-временная изменчивость течений и дрейфа льда в данной работе описывается методом векторно-алгебраического анализа [1], который зарекомендовал себя весьма положительно в работах [4, 5].

Целью данной работы является описание структуры динамических характеристик течений и дрейфа льдов в изучаемом районе по данным 2-хлетних буйковых станций. Для этого были решены основные задачи: использование дисперсионного анализа для оценок статистических характеристик, проведение спектрального анализа и расчет основных моментов распределений. В дальнейшем предполагается исследование ветра, т.к. дрейф льда – явление комплексное, происходящее под действием сил системы «атмосфера-лед-океан». В исследовании рассмотрены измерения течений и дрейфа льда в точках Горелка и Варандей (далее № 1, 2). Основные результаты получены по данным, осреднённым (интервально) за 1 час и за одни сутки с выделением неприливной составляющей скорости. Данные по течениям:

- Горелка: широта 69.335° с.ш., долгота 55.003° в.д., глубина 25 м, горизонты от 2 до 21 м (через 1 м, всего 20), начало и окончание 17.09.2001 – 24.10.2003, всего 768 суток (18432 часа).
- Варандей: широта 69.299° с.ш., долгота 58.003° в.д., глубина 20 м, горизонты от 2 до 16 м (через 1 м, всего 15), начало и окончание 18.09.2001 – 30.10.2003, всего 774 суток (18576 часов).

Данные по дрейфу:

- Горелка: 01.02-31.05.2002, 120 суток (2880 часов);
01.02-18.05.2003, 107 суток (2568 часов).
- Варандей: 01.02.-31.05.2002, 120 суток (2880 часов).

Для получения неприливной составляющей скорости были определены гармонические постоянные основных приливных волн с последующим центрированием на предвычисленную по ним приливную составляющую скорости. Основной проблемой на этом этапе стало наличие большого количества пропусков данных, отсутствие дополнительной информации о наличии ледяного покрова на акватории и неполное погашение энергии полусуточного прилива после выделения приливной составляющей.

Первой поставленной задачей было проведение дисперсионного анализа для выявления вклада дисперсий составляющих в суммарный процесс и исследование изменения общей дисперсии в зависимости от интервала осреднения для обоснования приемлемости использования в расчетах этих данных. В качестве характеристик использованы относительные дисперсии $\gamma_D = I_1^{(\theta_2)} / I_1^{(\theta_1)}$ и среднеквадратические отклонения $\gamma_\sigma = \sqrt{\gamma_D}$, где $I_1^{(\bullet)}$ - линейный инвариант тензора D_V , характеризующий полную дисперсию совокупных изменений модуля и направления скорости, осреднённой за периоды θ_1, θ_2 [1]. Расчёт показал, что при переходе от 10-минутного к 1-часовому осреднению для течений на всех горизонтах и для дрейфа в обоих пунктах размеры, форма и ориентация эллипсов СКО почти не изменяется, а уменьшение общей дисперсии пренебрежимо мало - $\gamma_D \geq 0.97$. Вклад неприливной составляющей определён отношениями γ_D, γ_σ инвариантов I_1 неприливого компонента и суммарной скорости.

Вертикальные профили γ_D , γ_σ для течений за 2 года приведены на рис. 2.

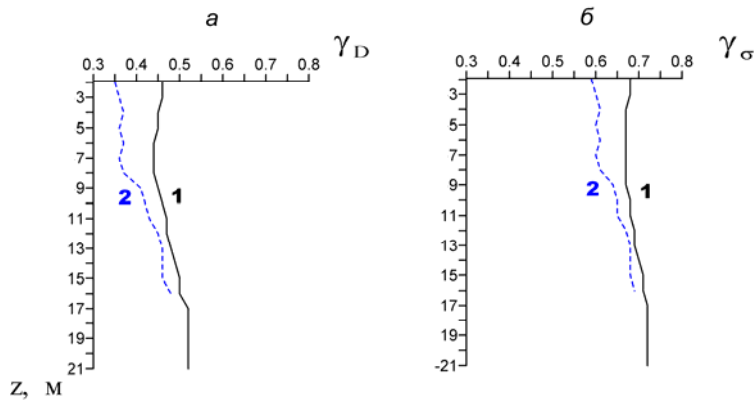


Рис. 2. Вертикальные профили относительной дисперсии γ_D (а) и среднеквадратического отклонения γ_σ (б) неприливной составляющей скорости течений с 2001 по 2003 гг. в пунктах Горелка (1) и Варандей (2)

Результаты расчетов, приведенные на рис. 2, показали соизмеримый вклад приливной и неприливной составляющих в общую дисперсию течений. В пункте 1 относительная дисперсия γ_D оставила 0.46 на горизонте 2 м и 0.52 вблизи дна, а в пункте 2 – 0.35 и 0.48 соответственно. С глубиной γ_D и γ_σ квазимоноотонно увеличиваются, но это увеличение не велико. Небольшое ускорение этого возрастания с глубиной отмечено в пункте 2 глубже 9 м. Оценки γ_D для дрейфа и одновременного с ним течения на горизонте 2 м получены за февраль – май 2002 г. (Горелка и Варандей) и 2003 г. (Горелка). В рассмотренные промежутки времени вклад неприливногo компонента в общую дисперсию течений увеличен сравнительно с оценками за 2 года. У дрейфа он заметно меньшее, чем у течений, но всё же

велик – 70–85% в Горелке и 50% в Варандее. Оценки относительного уменьшения дисперсии при осреднении среднечасовых скоростей за 2, 3, 6, 12 часов и за 1 сутки получены для непривливаемых составляющих. Рассмотрены одновременные измерения течений (горизонт 2 м) и дрейфа в феврале-мае. Оценки γ_D приведены на рис. 3.

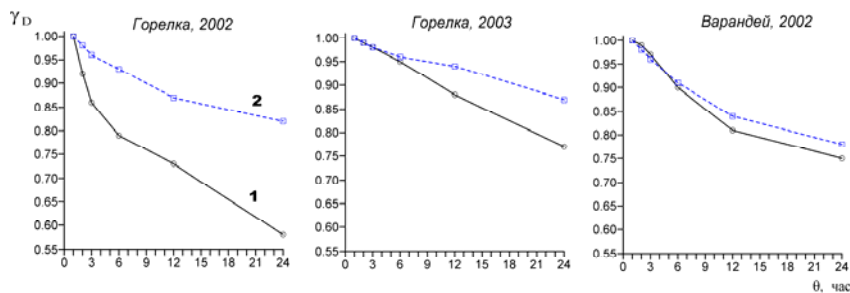


Рис. 3. Уменьшение относительной дисперсии γ_D в феврале – мае при осреднении ежеhourной скорости дрейфа (1) и течения (2) за 2, 3, 6, 12 и 24 часа, θ - период осреднения

Наиболее важно, что среднесуточные скорости непривливаемых составляющих дрейфа и течения объясняют значительную часть дисперсии соответствующих ежеhourных данных. Самое быстрое уменьшение γ_D отмечено у дрейфа в пункте 1 в 2002 г., но и здесь для периода осреднения 1 сутки $\gamma_D \cong 60\%$. В остальных 5-ти случаях γ_D составила 75–85%. Это показывает обоснованность использования среднесуточных скоростей для получения оценок за длительные промежутки времени.

Вторая задача предусматривала проведение спектрального анализа для выделения основных энергонесущих периодов. Спектральной плотностью векторного стационарного случайного процесса \vec{V} является тензор-функция. Исследовались графики инварианта $I_1(\omega)$ скорости

суммарного течения в пунктах 1, 2 на верхнем, промежуточном и нижнем горизонтах по среднечасовым данным за 2 года. Оценка спектра получена корреляционным методом Блэкмена-Тьюки при усечении коррелограммы $\tau_{max}=0.5$ года. В результате спектры в обоих пунктах и на всех глубинах качественно одинаковые. В них выделяется пик на частоте полусуточного прилива, интенсивность которого убывает с глубиной. Заметен также небольшой пик на частоте суточного прилива и особенность в низкочастотной области. Распределение дисперсии по диапазонам описывает спектральная функция

$$F(\omega) = \int_{\omega_1}^{\omega_2} I_1(\omega) d\omega \quad (1)$$

Она одновременно учитывает дисперсию в единичных частотных интервалах $I_1(\omega)$ и ширину диапазонов, ограниченных периодами $T_{1,2} = 2\pi / \omega_{1,2}$. При длине рядов 2 года и при дискретности 1 час выделено 6 диапазонов, традиционно рассматриваемых в гидрометеорологии (таблица 1).

Дополнительный учёт ширины диапазона в оценке $F(\omega)$ показал, что основную часть изменчивости непривливых течений объясняют высокочастотные колебания с периодами (Т) менее 1 месяца. В обоих пунктах на всех горизонтах на синоптический (Т от 10 до 2 суток) и внутрисуточный диапазоны суммарно приходится около 85% дисперсии, а на внутримесячный диапазон около 10% дисперсии. При этом дисперсия синоптических колебаний с глубиной немного увеличивается, а вклад внутрисуточных колебаний уменьшается. Пространственное различие заметно только по соотношению D_s / D_d между дисперсиями синоптических и внутрисуточных колебаний – оно изменяется на 2 м и на

придонном горизонте от 1.6 до 2.4 в пункте 1 и от 1.0 до 1.3 в пункте 2, то есть в Горелке увеличена дисперсия синоптической изменчивости сравнительно с дисперсией внутрисуточных колебаний, а в Варандее эти дисперсии соизмеримы, что вполне объяснимо географическими особенностями положения пунктов.

Таблица 1. Частотные диапазоны изменчивости дрейфа и морских течений

Номер и название диапазона	1	2	3	4	5	6
	Низко-частотный	Между-сезонный	Внутри-сезонный	Внутри-месячный	Синоптический	Внутри-суточный
T ₁ , T ₂	> 0.5 года	3–6 мес.	1–3 мес.	10–30 суток	2–10 суток	≤ 1 сутки

Спектры на сезонных отрезках имеют тот же вид, что и по 2-х летним рядам. В 2002 г. спектральная структура в пунктах 1, 2 сходная. Подобные друг другу спектры дрейфа и течений характеризуются тем, что в них на фоне красного шума выделяются колебания с периодами около 30, 8-10, 5 и 3-4 суток. В низкочастотной области преобладает вращение против часовой стрелки, поскольку $G(\omega) < 0$. Сравнение спектров в Горелке в 2002 г. и в 2003 г. показывает, что при сохранении качественной общности, имеются заметные количественные межгодовые различия. В обоих пунктах во все годы в спектрах дрейфа и течений на всех частотах $\lambda_1(\omega) \gg \lambda_2(\omega)$, то есть распределение дисперсии по направлениям существенно неравномерное.

В таблице 2 приведено распределение дисперсии (в %) скорости течения по выделенным диапазонам отдельно для пунктов Горелка и Варандей.

Таблица 2. Распределение (%) дисперсии скорости течения по 6-ти частотным диапазонам

Горизонт, м	Горелка						Варандей					
	Номер частотного диапазона						Номер частотного диапазона					
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
2	1	1	3	10	52	33	1	1	4	10	42	42
3	1	1	2	10	53	33	1	1	4	10	42	42
4	1	1	2	10	54	32	1	1	4	10	44	40
5	1	1	2	10	54	32	1	1	4	11	45	38
6	1	1	3	10	55	30	1	1	4	11	45	38
7	1	1	3	10	55	30	1	1	4	11	46	37
8	1	1	3	10	55	30	1	1	4	11	46	37
9	1	1	3	10	55	31	1	1	4	10	47	37
10	1	1	3	10	55	30	1	1	4	10	47	37
11	1	1	3	10	55	30	1	1	4	10	47	37
12	1	1	3	10	56	29	1	1	4	10	47	37
13	1	1	3	10	56	29	1	1	4	10	47	37
14	1	1	3	10	57	28	1	1	4	10	47	37
15	1	1	3	10	58	27	1	1	4	10	48	36
16	1	1	2	11	58	27	1	1	4	10	48	36
17	1	1	3	11	59	25	-	-	-	-	-	-
18	1	1	3	11	59	25	-	-	-	-	-	-
19	1	1	3	11	59	25	-	-	-	-	-	-
20	1	1	3	11	59	25	-	-	-	-	-	-
21	1	1	3	10	60	25	-	-	-	-	-	-

Третья задача работы заключалась в том, что для описания структуры каждого процесса были рассчитаны основные моменты распределений, которые были использованы как основные характеристики временных рядов. Прежде всего, отметим большие значения максимумов скоростей течений. Максимальные значения модуля скорости V_{max} суммарного течения, осреднённого за 1 час, на глубинах 2 м и на нижнем горизонте составили: в Горелке 120 и 90 см/с, в Варандее 80

и 60 см/с. При столь небольших глубинах контрасты по глубине z для большинства моментов относительно невелики. Изменения по z модуля и направления вектора средней скорости \bar{m}_v пренебрежимо малы. Средний скалярный модуль \bar{V} , его СКО (σ_v) и общая изменчивость I_l квазимоноотонно и медленно уменьшаются с ростом z . При этом соответствующие значения для приливной составляющей меньше, чем для суммарного течения. Лишь у двух моментов распределения выявлена заметная зависимость от глубины z , причём только для неприливной составляющей. Наблюдается резкое уменьшение максимальной скорости неприливногo течения в Горелке на глубинах от 2 до 10 м (но профили $V_{max}(z)$ в Горелке для суммарного течения и в Варандее «плавные») и уменьшение коэффициента сжатия эллипса $\chi(z)$ по часовым данным от 2 м до нижнего горизонта: Горелка от 0.45 до 0.3, Варандей от 0.75 до 0.45. Далее подчеркнём большие значения максимальных скоростей не только течений, но и дрейфа. Для среднечасового неприливногo дрейфа V_{max} составила в 2002 г. 100–125 см/с в пунктах 1, 2 и 85 см/с в 2002-2003 г. в пункте 1. Даже у среднесуточнoгo дрейфа V_{max} составила 65, 95 и 45 см/с. Ранее [1] максимальный диапазон скорости дрейфа льда по авиационным и судовым (в дрейфе) оценкам не превышал 0.5-0.7 м/с, а возможные 1 раз в 100 лет составляли 100-120 см/с. Дрейф и течение неустойчивы – интенсивность изменчивости существенно превосходит среднюю скорость. Эллипсы СКО у дрейфа и течений сильно вытянутые. По размерам, форме и ориентации эллипсов временные различия в пункте 1 в 2002 – 2003 гг. значительно больше пространственных различий в пунктах 1, 2 в 2002 г. Взаимное соответствие направлений средней скорости

отмечено только в 2003 г, когда \bar{m}_r увеличено. При этом дрейф и течения согласованы по ориентации эллипсов СКО.

Таким образом, было выполнено исследование структуры динамических характеристик дрейфа льда и течений на двух буйковых станциях в Печорском море. В связи с недостаточно высоким качеством первоначальных данных (пропуски) была проведена редакция временных рядов перед дальнейшей обработкой. После проведения необходимых расчетов были получены результаты, которые дают представление о распределении дисперсии на различных интервалах осреднения, вкладе приливной составляющей течений и основных энергонесущих частотах и периодах изучаемых процессов. Было показано, что вклад приливного компонента убывает с глубиной. В целом для пункта 1 характерен 30% вклад приливной составляющей, для пункта 2 – 50%. Из анализа спектров выявлено три ярко выраженных пика – на периоде 12 часов, 1 сутки и в низкочастотной области спектра. Основная изменчивость процессов приходится на периоды менее месяца (синоптический и внутрисуточный диапазоны).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. – Л.: Гимиз, 1983. – 264 с.
2. Дмитриев Н.Е., Зубакин Г.К., Боков В.Н., Войнов Г.Н. Внутрисуточная изменчивость дрейфа льда и течений в Печорском море. – Труды ААНИИ. Комплексные исследования и изыскания ледовых и гидрометеорологических явлений и процессов на арктическом шельфе. Т. 449. Санкт-Петербург. ААНИИ, 2004, – С. 24-42.

3. Зубакин Г. К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 160 с.
4. Зубакин Г.К., Иванов Н.Е., Нестеров А.В. Оценки изменчивости скорости дрейфа айсбергов и градиента атмосферного давления в северо-восточной части Баренцева моря. – Проблемы Арктики и Антарктики. № 3(97). 2013, – С. 65-78.
5. Иванов Н.Е. О характеристиках корреляции скоростей ветра, морских течений и дрейфа льда. – Метеорология и гидрология. № 8. 2004, – С. 61-72.
6. Нестеров А.В. Динамика вод и льдов в юго-восточной части Баренцева моря по данным автономных донных станций. – Труды РАО-05. Международная конференция, С-Пб. 13-15 сентября 2005, – С. 128-131.

ПРИБРЕЖНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ, ПОТОКИ НАНОСОВ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ ДНА В ЗАЛИВЕ ТЕРПЕНИЯ САХАЛИНА

И.П.Трубкин *, Л.М.Шипилова **

**Всероссийский научно-исследовательский институт
охраны природы, Москва, Россия*

***МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

e-mail: trubkin.ivan@bk.ru, lm-shipilova@rambler.ru

Понимание физических закономерностей прибрежной циркуляции, потоков наносов и деформаций дна в заливе Терпения Сахалина поможет обрести научные основы охраны и защиты берегов, обеспечить экологическую безопасность, устойчивое развитие прибрежных территорий, а также получить исходные данные, необходимые при

разработке морских месторождений, в том числе нефти и газа.

В этой связи представляют интерес данные о прибрежной циркуляции, пространственной изменчивости взвешенного вещества в придонной области и деформаций дна в заливе Терпения (о.Сахалин) при различных гидрометеорологических условиях. Их использование позволит дать научное обоснование при геологических изысканиях, строительстве морских объектов месторождений, берегозащитных мероприятиях и контроле загрязнения в береговой зоне, и в итоге позволит снизить негативное воздействия на экосистему.

Требуемые данные и оценки прибрежной циркуляции, потоков наносов и деформаций дна из-за многообразия природных условий и большой трудоёмкости работ в море сложно получить экспериментальным путем. Поэтому расчетные методы зачастую становятся доминирующими, когда дело касается больших водных пространств.

Цель работы - изучения прибрежной циркуляции, потоков наносов и пространственной изменчивости деформаций дна, характерных для залива условия возникновения интенсивного донного потока, образования желобов, разрывов в донной поверхности, приводящих к образованию мелей и банок.

Эта работа выполнялась с помощью численного моделирования при различных гидрометеорологических условиях в заливе Терпения (о.Сахалин). К числу решаемых при этом задач можно отнести: выявление характерных для

заливов зон прибрежной циркуляции и волнения, выявление зон наибольшей интенсивности потоков наносов, как и зон наибольших деформаций дна; оценку потоков наносов и деформаций дна при экстремальных ветрах; оценку диапазона амплитуд процессов размыва-аккумуляции по отдельным направлениям ветра и с учетом естественного характера ветров в заливе Терпения (о.Сахалин).

По опубликованным метеорологическим данным [1, 2]. были определены возможные скорости и направления ветра с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра (Таб. 1).

Таблица 1. Расчетные скорости ветра, возможные 1 раз в год, и повторяемость ветров различных направлений (средняя за год) в заливе Терпения Сахалина

Направления	С	СВ	В	Ю	Ю	Ю	З	СЗ
Скорость, м/с	25	23	18	25	23	13	18	25
Повторяемость	6	12	27	10	5	4	9	12

По выбранным величинам скоростей, направлений ветра с учетом его повторяемости были рассчитаны поля течений, ветровых и инфрагравитационных волн, и затем поля расходов наносов, деформаций рельефа дна в трех пространственных масштабах по методике, изложенной в [4].

Результаты расчетов показали, что в заливе Терпения (о. Сахалин) ветровые течения у дна в условиях штормового ветра могут принимать максимальные значения скорости (до 25 см/с), в основном, при западных и восточных, а - минимальные при южных ветрах.

Полученные расчетные значения ветровых течений у дна характеризуют циркуляцию вод в виде однонаправленных потоках и вихревых образований. Из них, в частности,

можно выделить вихрь в северной части залива при северо-восточных и восточных ветрах, и при западных и восточных ветрах - к востоку от Тонино-Анивского полуострова. Максимальные скорости движения вод у дна будут на его восточной периферии и составляют 18-23 см/с. У побережья полуострова формируется вдольбереговой поток вод шириной до 15 миль со скоростью 10-20 см/с.

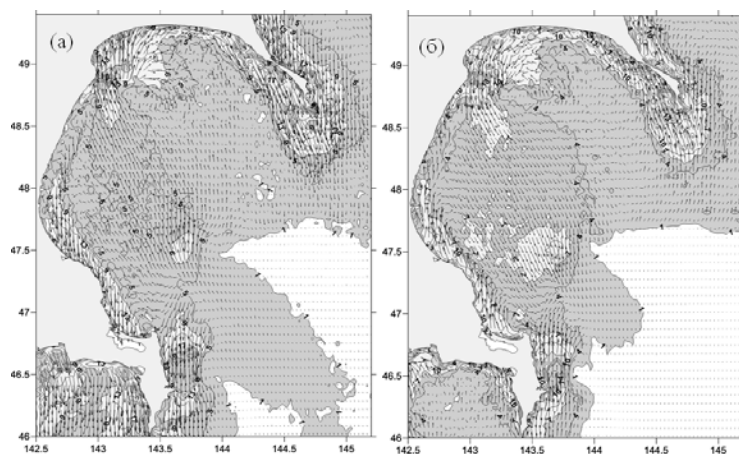


Рис. 1. Ветровые течения (см/с) у дна в заливе Терпения (о. Сахалин) по 8 румбам направлений в условиях штормового ветра (повторяемости 1 раз в год) западного (а) восточного (б) направления

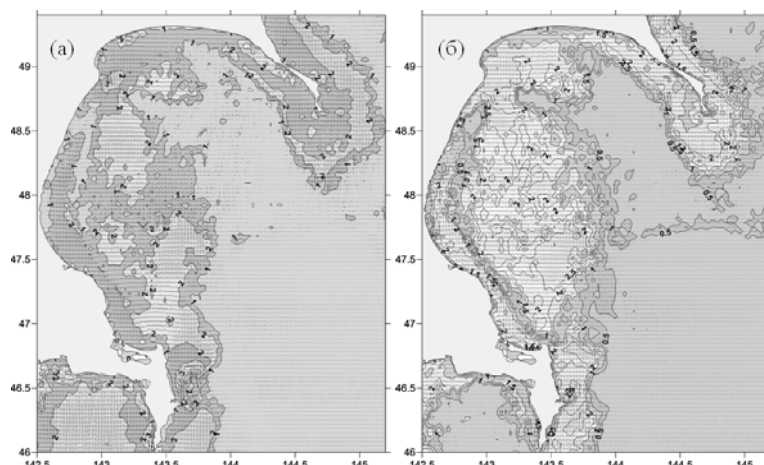


Рис. 2. Удельный объемный расход наносов ($10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$) в штормах повторяемости один раз в 1 год по 8 румбам направлений при преобладающем ветре западного (а) восточного (б) направления

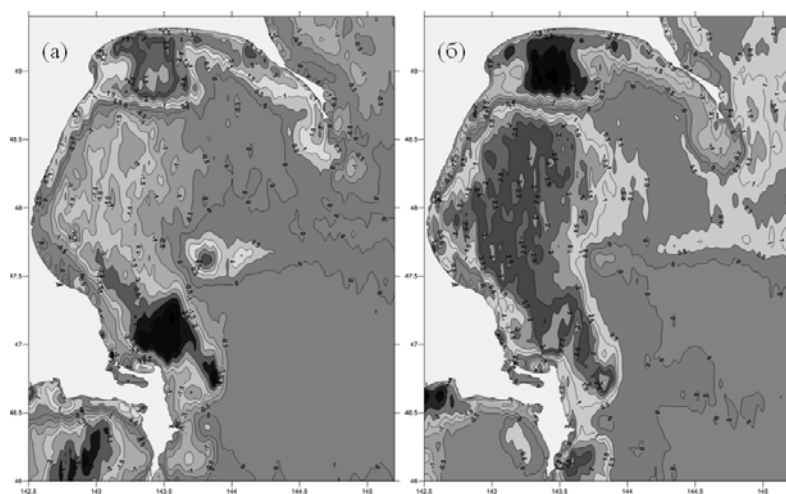


Рис. 3. Относительная деформация дна (мм) за год в штормах повторяемости раз в 1 год при преобладающем ветре западного (а) восточного (б) направления

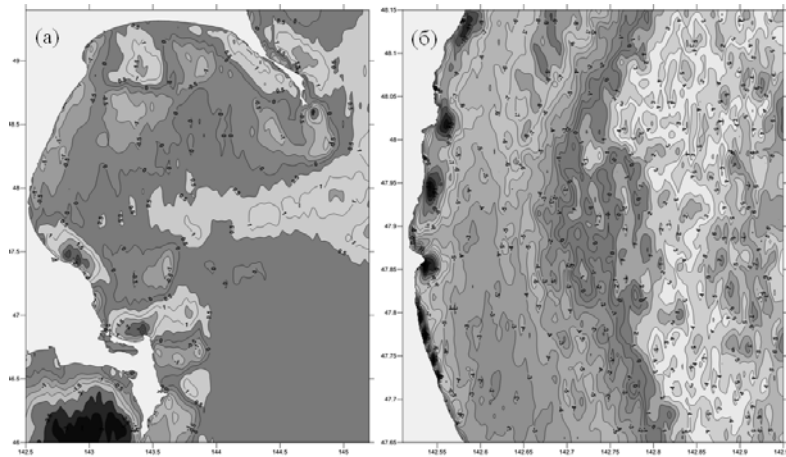


Рис. 4. Относительная деформация дна (мм) за год в штормах при ветрах, характерных в рассматриваемом районе залива Терпения (о.Сахалин), в крупном (а) и среднем (б) масштабах расчета

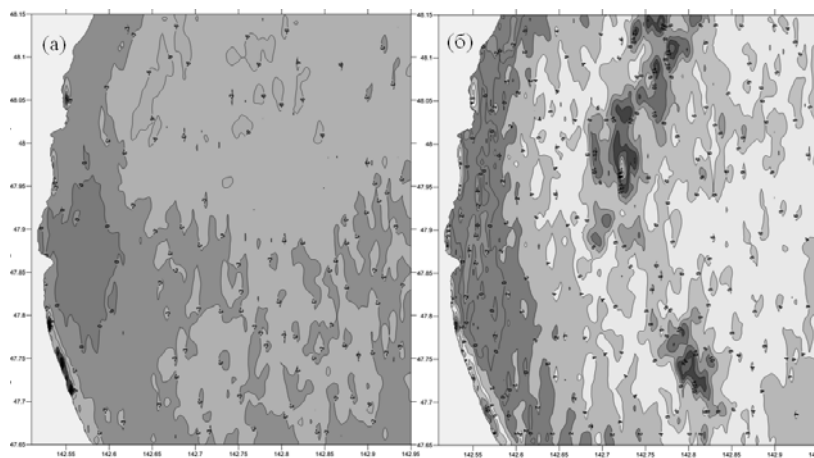


Рис. 5. Относительная деформация дна (мм) за год в штормах повторяемости раз в 1 год при преобладающем ветре западного (а) восточного (б) направления

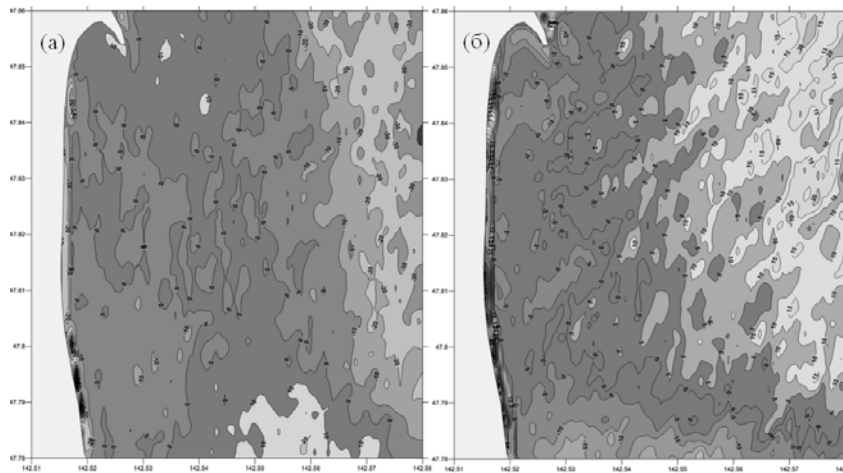


Рис. 6. Относительная деформация дна (мм) за год в штормах повторяемости раз в 1 год при преобладающем ветре западного (а) восточного (б) направления

Из полученных материалов следует: потоки наносов в заливе Терпения различны в зависимости от скорости и направления ветра в шторме. Удельный объемный расход наносов при северных и южных ветрах может составлять до $9 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$.

Расчетные данные деформации дна характеризуют разнообразные изменения пространственного положения зон размыва и аккумуляции наносов. Деформация дна при распределении длительностей действия ветра, характерной в течение 1 года, составляют в различных зонах от -40 см до 50 см.

Гидродинамический режим можно характеризовать в северной части залива Терпения при северном и северо-восточном ветрах преобладанием размыва над аккумуляцией, а при западном, юго-западном, и южном ветрах преобладанием аккумуляции над размывом.

В южной части залива гидродинамический режим можно характеризовать при западном, юго-западном, и южном ветрах преобладанием размыва над аккумуляцией, а при северном, восточном и северо-восточном ветрах преобладанием аккумуляции над размывом.

Данные расчетов отражают положение образованных в штормах в период одного года микроформ и ширину зоны, охваченной вдольбереговым перемещением наносов. Они характеризуют возникновение аккумулятивных форм таких, как рифели, подводные валы, косы, и фестоны в зоне уреза. Образование этих форм можно объяснить как интенсивным воздействием на дно, так и особенностями рельефа дна, и гидрометеорологическими условиями в районе рассматриваемой морской акватории.

Полученные в этой работе расчетные данные пространственной изменчивости деформаций дна неплохо согласуются с результатами натуральных измерений Ф.А. Плеханова [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас волнения и ветра Японского моря. – Владивосток: Прим. УГМС, 1964.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. – Т. VIII: Японское море. – Вып. 1: Гидрометеорологические условия / Под ред. Б.Х.Глуховского, Н.П.Гонтарева, Ф.С.Терзиева. – СПб.: Гидрометеоздат, 2003.
3. Плеханов Ф.А. Методы компьютерной обработки, визуализации и анализа батиметрических данных / Морские интеллектуальные технологии. 2012. № 1 (спец. выпуск).
4. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик). М.: Научный мир, 2007.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РУСЛОВОГО ПОТОКА

Ю.Л. Щевьев, Н.Е. Легостаев

*Московский государственный университет путей сообщения
(МИИТ), Москва, Россия*

e-mail: legostaev.nik@gmail.com

При решении проектно-изыскательских задач строительства линейных сооружений через водотоки определение скоростей потока при различных уровнях реки основывается на формуле Шези:

$$v = C\sqrt{RI}, \quad (1)$$

где v – средняя скорость течения, м/с; C – коэффициент Шези, м^{0.5}/с; R – гидравлический радиус, м; I – уклон водной поверхности.

Сложность использования формулы (1) для решения практических задач заключается в нахождении коэффициента C , который в общем случае зависит не только от шероховатости подстилающей поверхности, но и от формы русла и растительности. Поэтому поиски универсальной зависимости для определения средней скорости течения является важнейшей задачей русловой гидравлики.

Попытаемся решить задачу нахождения средней скорости в каналах прямоугольной формы сечения на основе равенства:

$$\frac{du}{dy} = \frac{v_*}{\kappa y}, \quad (2)$$

Вычислим средний градиент скорости:

$$\overline{\frac{du}{dy}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{du}{dy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{u_n - u_i + u_i - u_{i-1} + \dots - u_0}{dy} = \frac{u_R - u_0}{R}.$$

В этом выражении u_R и u_0 обозначают скорости в произвольной точке $y = R$ и скорость на дне. Можно предположить, что скорости у дна $u_0 \ll u_R$. С учетом этого замечания скорость u_R в точке с координатой $y=R$ равна:

$$u_R = \overline{\frac{du}{dy}} R \quad (3)$$

Уравнение (3) можно использовать для нахождения средней скорости на вертикали в случае, если найти выражение для определения координаты приложения средней скорости y_R и

среднего градиента скорости $\overline{\frac{du}{dy}}$. Средний градиент скорости в пограничном слое с учетом закона «стенки» представим в виде:

$$\frac{du}{dy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{v_*}{\kappa y}.$$

Здесь n — число слагаемых осредненного ряда.

Неизвестным в уравнении (2) является параметр Кармана, который, как было показано в работах [8], [9], численно совпадает в потоках с шероховатыми стенками с осредненным по логарифмическому пограничному слою коэффициентом корреляции $\chi \approx |r_{uv}|$. Точка приложения

средней скорости совпадает со значением $R_1 = \frac{RH}{2H + 2B}$, где R_1 – гидравлический радиус Машкиельсона.

Теперь в выражении (3) все переменные заданы, что позволяет после элементарных преобразований получить формулу для расчета средней скорости:

$$\begin{aligned}
 u_R &= R_1 \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{V_*}{xy} = H V_* \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{y_i} = \\
 &= H V_* \frac{1}{n} \left[\ln(n+1) + \alpha_3 - \frac{1}{2(n+1)} \right] \frac{1}{\Delta y},
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

где $\alpha_3 = 0,577$ — константа Эйлера; n — число точек, по которым проводится усреднение; Δy — расстояние между точками, принимаемое равным единице длины (сантиметры).

Уравнение (4) представим также в виде:

$$u_R = \frac{V_*}{\kappa} \left[\ln(n+1) + \alpha_3 - \frac{1}{2(n+1)} \right].
 \tag{5}$$

Сравнение формулы (5) с уравнением равномерного движения руслового потока $v = C \sqrt{Ri}$ свидетельствует о том, что структура этих формул будет аналогична, если

$$C = \frac{\sqrt{g}}{\kappa} \left[\ln(n+1) + \alpha_3 - \frac{1}{2(n+1)} \right].
 \tag{6}$$

Из выражения (5) следует, что коэффициент Шези C зависит от параметра χ и от положения средней скорости на вертикали плоского потока. В общем случае эти величины есть функции коэффициента шероховатости [2] и поэтому равенство не противоречит известным постулатам гидравлики. При малых силах трения, как будет сказано ниже, χ и η плоских течениях целесообразно вычислять с помощью линейных размеров потоков, что необходимо использовать при решении задач гидравлики.

Формула (5) не находит своего подтверждения для рек, русла которых имеют сложные очертания, что является одной из причин возникновения пространственных эффектов, не учитываемых зависимостей (5). Однако пространственные эффекты можно учесть с помощью введения коррективов на величины χ , положения средней скорости R_1 и скорости трения v^* .

Попытаемся представить среднее значение χ через площадные характеристики русла и параметр формы живого сечения. Для этого введем два новых параметра, косвенно учитывающие форму русла – площадь, ограниченную гидравлическим радиусом Машкиельсона S_{R1} и площадь, ограниченную средней глубиной S_H . В пределе, при переходе к руслу прямоугольного сечения S_{R1}/S_H стремится к отношению R_1/H .

Кроме того, введем форм-параметр Г.В. Железнякова [1] $\alpha_H =$, учитывающий неравномерность распределения глубин в поперечном сечении русла. Этот параметр для русел прямоугольной формы сечения равен 1.

Поэтому безразмерный комплекс при переходе от русла произвольной формы сечения к прямоугольной форме равен:

$$\frac{S_{R1}}{S_H} * \alpha_h = \frac{R_1}{H} \quad (7)$$

В таблице 3 помещены значения параметра χ , вычисленные из эпюр скорости и рассчитанные по формуле (7).

Данные таблицы 1 подтверждают предположение о том, что

величину $\frac{S_R}{S_H} * \alpha_h$ следует принять равной осредненному по сечению значения параметра χ . Таким образом, можно сделать вывод о том, что в руслах со сложной формой поперечного сечения параметр χ является функцией морфометрических характеристик. Этим выводом можно воспользоваться при применении зависимости (5) для расчета средней скорости течения.

Как показывает анализ расположения репрезентативных вертикалей, проведенный в работе [1], их координаты в плане совпадают с координатами вертикалей, где глубины соответствуют средней глубине потока. Этим выводом мы воспользуемся далее, при определении положения средней скорости течения.

Изучение изменений в положении средних скоростей на репрезентативных вертикалях свидетельствовало об их зависимости от коэффициента асимметрии живого сечения, представленного в виде:

$$\beta = \frac{B_{H \max}}{B_{y.c}} \quad (8)$$

где $B_{H \max}$ – расстояние от вертикали с наибольшей глубиной до уреза берега, $B_{y.c}$ – расстояние от уреза до вертикали, расположенной на геометрической оси потока.

Таблица 1. Сравнение измеренных и рассчитанных по формуле (7) значений χ по данным Ю.Л. Щевьева и Г.В. Железнякова [1]

№ п/п	Название реки, Номер створа	Площади, м ²		Коэфф. α_n	Значения χ	
		S_{R1}	S_H		расчет.	измерит.
1	Сура, 1	131	229	0,62	0,35	0,36
2	Клязьма, 1	83	153	0,73	0,39	0,39
3	- - 2	84	157	0,73	0,39	0,39
4	- - 3	78	112	0,70	0,30	0,32
5	Бузан, 1	1966	3239	0,46	0,29	0,30
6	- - 2	2127	3214	0,53	0,35	0,36
7	- - 3	2044	3182	0,54	0,34	0,35
8	Волга (Ляхово), 1	840	1460	0,53	0,31	0,32
9	Кр. Болда, 1	650	1213	0,57	0,31	0,30
10	- - 2	475	895	0,57	0,30	0,30
11	Волга []	7686	13626	0,69	0,38	0,39
12	Волга []	3950	6693	0,61	0,36	0,37

Анализ данных показал, что с увеличением значений β смещение положения средней скорости на репрезентативных вертикалях η_b от дна увеличилось. Смещение зависело также от средней глубины потока и параметра χ . С учетом установленных закономерностей в положении средней скорости потока на репрезентативных вертикалях была сделана попытка представить η_b в следующем виде:

$$\tilde{\eta}_b = \beta \chi h_{cp} = \beta R_1 \quad (9)$$

здесь h_{cp} – безразмерная величина, введенная тем же способом, что и в формуле (5) ($n=R_1$).

В таблице 2 помещены значения $\sigma_{\bar{v}}$, рассчитанные по формуле (9) и определенные из эпюр скорости по данным работы [1].

Таблица 2. Координаты средней скорости на репрезентативных вертикалях

№ п/п	Название реки, номер створа	Расст. репрезентативн. вертикали от Л.Б., м	Расстояние от Л.Б. вертикали с $H=H_{cp}$, м	Положение средней скорости, $\sigma_{\bar{v}}$, м	
1	Клязьма, 1	8,7	8	0,68	0,67
2	2	103	105	0,55	0,62
3	3	87	86	0,60	0,53
4	Сура 1	160	158	1,05	1,07
5	Волга (Ляхово)	870	875	1,10	1,16
6	Волга Поляна им. Фрунзе №1	460	450	4,20	4,05
7	Поляна им. Фрунзе №2	1260	1248	12,00	12,00

Из таблицы 2 следует, что отклонения расчетных величин на репрезентативных вертикалях от измеренных не превышают допустимых ошибок измерений. Таким образом, получены все необходимые для корректировки формулы (5)

множители. После их введения в уравнение (5) оно примет вид:

$$u_{\text{ср}} = v_* \frac{1}{\kappa \alpha_h} [\ln((n \cdot \beta) + 0,58)] \quad (10)$$

Легко показать, что уравнение (5) можно получить из формулы (10). Для этого перейдем к пределам:

$$\kappa = \frac{S_{R1}}{S_H} \alpha_h \rightarrow \frac{R}{H}, \alpha_h = \frac{H_{\text{ср}}}{H_{\text{макс}}} \rightarrow 1, \beta = \frac{B_{\text{ц.с}}}{B_{\text{макс}}} \rightarrow 1 \quad (11),$$

к которым стремятся безразмерные комплексы уравнения (11) при переходе от русла с произвольным сечением к руслу прямоугольного очертания. Подставляя значение пределов (11) в формулу (10), приходим к зависимости (5), описывающей движение потока в канале прямоугольного сечения.

Таким образом, получено уравнение для определения средней скорости течения в руслах с произвольной формой сечения. Значения средней скорости руслового потока находятся с помощью динамической скорости и форм параметров, характеризующих формы поперечного сечения русла.

ВЕРИФИКАЦИЯ МЕТОДИКИ

Достоверность предложенной методики была проверена по данным инструментальных измерений величин скорости на реке Десна. Измерения проводились гидрометрической вертушкой ГР-21М стандартным методом в 2 створах на участке реки равном 200 метров. Расстояние между створами равнялось 100 метров. Полевые работы выполнялись в рамках проекта реконструкции 3-х ниточного перехода нефтепровода «Дружба» экспедицией ЗАО «Гипротранс» в сентябре - ноябре 2003 г. (руководитель проекта Э.П.

Гольдман). В таблице 5 представлены расчетные значения средней скорости течения 2 створов, вычисленные по предложенной методике и формулам различных авторов, а также даны значения средней скорости, полученные инструментальным способом.

В таблице 3 приведены расчеты параметров, необходимых для определения средней скорости по предлагаемой методике.

Таблица 3. 1 створ

№ п/п	Ученый	Формула	Расчетные значения v, м/с	Изм. Значения v, м/с
H ₁	Щевьев Ю.Л.		0,344	
H ₂			0,800	0,78
H ₃			1,100	
H ₁	Павловский	$v = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} \sqrt{Rj}$	0,250	
H ₂			0,420	0,78
H ₃			0,518	
H ₁	Агроскин	$v = \frac{1}{n} + 17,7 \ln R^{\frac{1}{3}} \sqrt{Rj}$	0,106	
H ₂			0,360	0,78
H ₃			0,513	
H ₁	Базен	$v = \frac{157,6}{1 + \frac{M}{\sqrt{R}}} \sqrt{Rj}$	0,240	
H ₂			0,490	0,78
H ₃			0,655	
H ₁	Железняков-Голмаза		5,920	
H ₂			2,900	0,78
H ₃			0,186	
H ₁	Шези- Маннинг	$v = \frac{149}{n} * R^{(2/3)} * j^{\frac{1}{2}} \sqrt{Rj}$	0,370	
H ₂			0,630	0,78
H ₃			0,780	

Таблица 3. 2 створ

№ п/п	Ученый	Формула	Расчетные значения v , м/с	Изм. Значения v , м/с
H ₁	Щевьев		0.75	
H ₂			0.91	0,87
H ₃			1.37	
H ₁	Павловский	$v = \frac{1}{n} R^y \sqrt{RJ}$	0.36	
H ₂			0.5	0,87
H ₃			0.66	
H ₁	Агроскин	$v = \frac{1}{n} + 17,7 \ln R \sqrt{RJ}$	0.22	
H ₂			0.44	0,87
H ₃			0.69	
H ₁	Базен	$v = \frac{157,6}{1 + \frac{n}{\sqrt{R}}} \sqrt{RJ}$	0.38	
H ₂			0.59	0,87
H ₃			0.84	
H ₁	Железняков-Толмаза		-5.82	
H ₂			-2.71	0,87
H ₃			1.14	
H ₁	Шези- Маннинг	$v = \frac{149}{n} * R^{(2/3)} * J^{1/2} \sqrt{RJ}$	0.54	
H ₂			0.75	0,87
H ₃			0.98	

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железняков Г.В. Пропускная способность русел каналов и рек. Л.: Гидрометеиздат, 1981.
2. Гришанин К.В. Гидравлическое сопротивление естественных русел. С.-Петербург: Гидрометеиздат, 1992.
3. Дидковский М.М., Родионов И.А. Сопротивление движению воды в больших земляных каналах, Киев: Изд-ние АН УССР, 1956.

4. Никитин И.К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области. Киев: Изд-ние АН СССР, 1982.
5. Щевьев Ю.Л. Оценка расхода подземных вод на участках малых рек // Ред.журн. Изв. Вузов. Сер. Геол. И разведка М., 1985. Деп. В ВИНТИ 4.05.85, № 4100-85.
6. Щевьев Ю.Л., Кушнир Л.Г. Пропуск расходов воды в условиях жилищной застройки пойменных участков // Проектирование и изыскания. 1992. №1. С. 24-26.
7. Щевьев Ю.Л., Петров В.П., Плахов А.С. О связи с кинематической энергией пульсационного движения с распределением осредненных скоростей по глубине плоского потока // Вест. Моск. Ут-та, сер. Физика. Астрономия. 1992. Т.20. №2. С. 48-52.
8. Щевьев Ю.Л. Описание скоростного поля течений в каналах с учетом характеристик турбулентности // Гидротехническое строительство. 1994. №5. С. 28-31.
9. Щевьев Ю.Л. Гипотеза о векторе полных турбулентных напряжений и ее использование в решениях задач гидромеханики и гидравлики.- М.: Энергоатомиздат, 1995.-120с.
10. Шнипов В.Ф. Трехмерная кинематическая структура потока в трансцендальных руслах// Гидротехническое строительство. 1989. №9. С. 55-58.
11. Bazin P. Reschercher exprimentales sur j'ecoulement de j'eau dans canaux des Sciemces. Paris, 1865.

СЕКЦИЯ 2

**Ледовый и термический
режим рек, озер
и водохранилищ**

СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК БАСЕЙНА ДОНА¹

С.А. Агафонова

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия*

e-mail: sv_andreevna@mail.ru

Формирование ледового режима рек бассейна Дона происходит под действием как природных, так и антропогенных факторов. Климат территории характеризуется неустойчивой зимой, прерываемой оттепелями различной длительности. Активное использование водных ресурсов, в том числе и для водопотребления, привело к нарушению естественного режима речного стока. Важной особенностью является наличие огромного количества прудов и малых водохранилищ, влияние которых хоть и мало, но практически повсеместно. Наибольшее количество искусственных водоемов сосредоточено в бассейнах рр. Битюг и Савала, наименьшее – рр. Иловля и Медведица [2].

По данным [1] в целом за год и во все сезоны на территории РФ продолжается потепление. Рост осредненной по России среднегодовой температуры (линейный тренд) составил 0,43°C/10 лет (вклад в общую изменчивость 36%). Наиболее быстрый рост наблюдается весной и осенью (около 0,55°C/10

¹ Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31278)

лет). Эти изменения, безусловно, влияют на различные ледовые процессы.

Характеристика ледового режима Донского бассейна составлена по данным за период с 1940 по 2011 гг 70 гидрологических постов, расположенных на реках незарегулированных крупными водохранилищами. При исследовании изменений характеристик ледового режима рассматривались 2 периода: 1940 – 1975 и 1976 – 2011 гг.

Первые ледовые образования – забереги и сало появляются на реках бассейна Дона в последней декаде ноября – середине декабря (рис. 1). В последние годы первые ледовые образования все чаще разрушаются, и устойчивое ледообразование начинается лишь в первых числах января. Изменение сроков осенних ледовых явлений для бассейна Дона от года к году определяется соотношением погодных условий и водности в этот период. Влияние водности резко выражено на реках, текущих в меридиональном направлении, и менее заметно на реках, водосборы которых вытянуты в широтном направлении [3].

Продолжительность осеннего ледохода и шугохода определяется местными особенностями – наличием перекатов, впадением притоков и растет вместе с ростом площади водосбора. Для рек Донского бассейна осенний шугоход не наблюдается на реках с площадью водосбора меньше 10 000 км². Средняя продолжительность осеннего ледохода на р. Дон составляет 10–15 сут.

В годы с неустойчивым температурным режимом в период замерзания осенний ледоход, особенно на средних и малых реках, отличается прерывистым характером. На больших реках в такие годы потепление обычно сказывается в уменьшении густоты ледохода или шугохода. В годы с

длительными шугоходами нередко образуются зажоры, которые могут сохраняться и после установления ледостава.

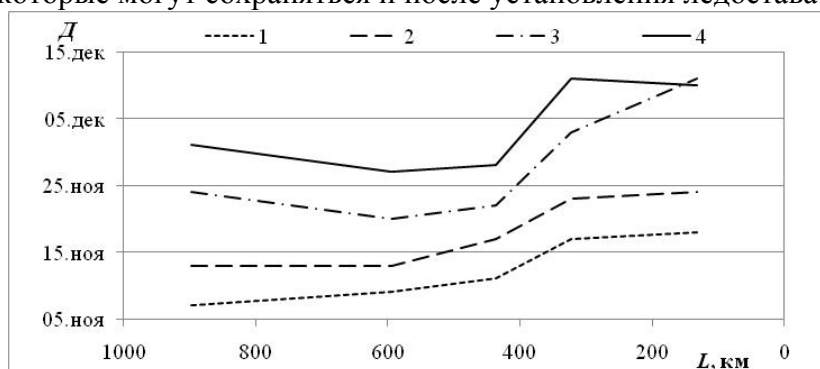


Рис. 1. Сроки появления льда ($D_{пл}$) и установления ледостава ($D_{лд}$) по длине р. Хопер (L – расстояние от устья, 1 – $D_{пл}$ 1940 – 1975 гг., 2 – $D_{пл}$ 1976 – 2011 гг., 3 – $D_{лд}$ 1940 – 1975 гг., 4 – $D_{лд}$ 1976 – 2011 гг.).

Сплошной ледостав устанавливается в декабре. Несколько раньше в верховьях бассейна и к первым числам января – в нижнем течении. Часть рек характеризуется неустойчивым ледоставом или его полным отсутствием, что часто связано с влиянием грунтовых вод или хозяйственной деятельностью человека (сброс сточных вод, регулирование стока). Смещение сроков осенних ледовых явлений составляет около 10 сут.

Процесс нарастания толщины льда происходит под воздействием характера ледообразования в начальный момент формирования ледяного покрова; погодных условий осенне-зимнего периода; температуры поверхности льда; гидродинамических условий взаимодействия льда с воздушными и водными потоками и т. д. Пространственное распределение этой характеристики определяется большим числом факторов, в том числе местными особенностями участка реки (наличием перекатов, впадения притоков и т.

д.). Кроме того, изменчивость по поперечному профилю реки весьма велика. В последние годы максимальная толщина льда на реках Донского бассейна сократилась на 30% и составляет около 40 см вместо 60 (рис. 2).

Продолжительность ледостава на реках бассейна р. Дон, в общем, увеличивается с юго-запада на северо-восток территории и составляет в среднем до 120 сут., а продолжительность ледовых явлений – до 140 (рис. 3). Зимние вскрытия рек в период оттепелей наблюдаются все чаще, в отдельные годы можно наблюдать 2 обособленных периода с ледовыми явлениями. Продолжительность зимних очищений ото льда при этом составляет месяц и более.

С момента, когда тепловой баланс ледяного покрова становится положительным, начинается его разрушение. Вследствие таяния снега на льду появляется вода. Постепенно снег на льду пропитывается талой водой. Наиболее интенсивно таяние льда происходит вдоль более прогретых берегов. В бассейне р. Дон основной действующей силой процесса является тепловое разрушение льда.

Весенний ледоход начинается в конце февраля – середине марта и наблюдается практически на всех реках, в том числе и на малых, но не ежегодно. Продолжительность весеннего ледохода для средних и малых рек составляет 1–2 сут., для больших – 5 сут.

В условиях дружной весны возможно образование заторов и заторно-зажорных явлений. Наибольшая повторяемость заторов характерна для гп Беляевский (р. Дон), гп Новохоперск (р. Хопер) и гп Киквидзе (р. Бузулук). Заторные подъемы уровней воды в большинстве случаев составляют менее 1 м и лишь в исключительных достигают 3 м и более.

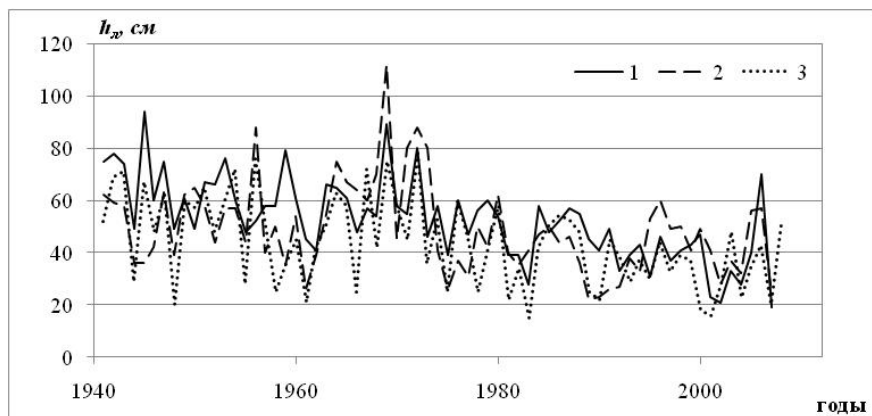


Рис. 2. Изменение максимальной толщины льда на реках Донского бассейна (1 – р. Хопер – гп Балашов, 2 – р. Медведица – гп Лысье Горы, 3 – р. Чир – гп Обливская)

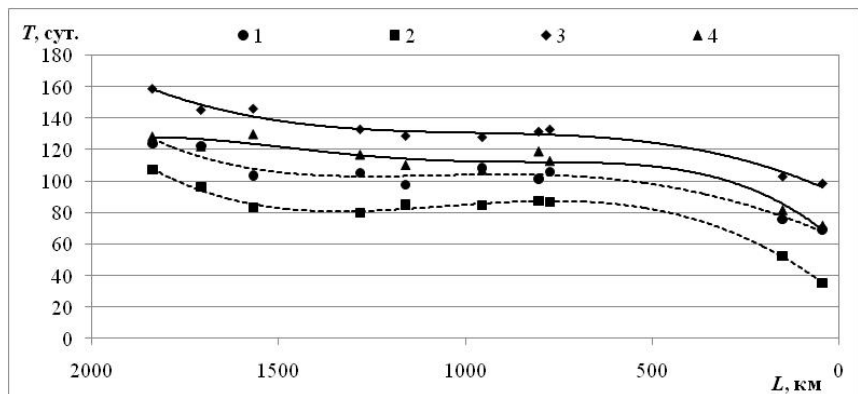


Рис.3. Изменение продолжительности ледовых явлений ($T_{ля}$) и ледостава ($T_{лд}$) по длине р. Дон (1– $T_{лд}$ 1940 – 1975 гг., 2 – $T_{лд}$ 1976 – 2011 гг., 3 – $T_{ля}$ 1940 – 1975 гг., 4 – $T_{ля}$ 1976 – 2011 гг.)

Изменение ледового режима на реках Донского бассейна выражается в кардинальной смене картины вскрытия. Значительные изменения погодных условий в период

полготовки к вскрытию и в период очищения ото льда привели к сокращению повторяемости весеннего ледохода. Ледостав сменяется длительным периодом с закраинами, лед тает на месте. Эта тенденция особо заметна для средних и малых рек (рис. 4).

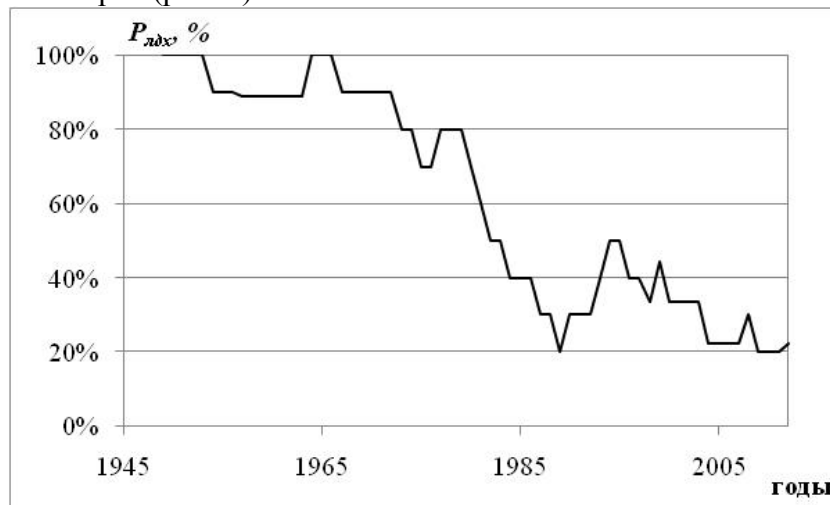


Рис. 4. Изменение повторяемости весеннего ледохода (р. Иловля – гп Александровка)

Наблюдаемые тенденции изменения водного режима рек бассейна Дона в весенний период достаточно широко освещены в литературе. Доля стока половодья сокращается, уменьшаются максимальные расходы воды. Слой стока половодья в верховьях Дона сократился вдвое. В среднем для бассейна уменьшение слоя стока составляет 20 – 40 % [2]. Изменение водного режима привело к изменению уровня. Для большинства постов наблюдается снижение уровней в период весеннего ледохода (рис. 5).

Очищение рек бассейна Дона ото льда наблюдается в середине марта – начале апреля. Продолжительность периода очищения составляет 10 – 15 сут. Смещение сроков очищения, как и сроков вскрытия – около 10 дн.

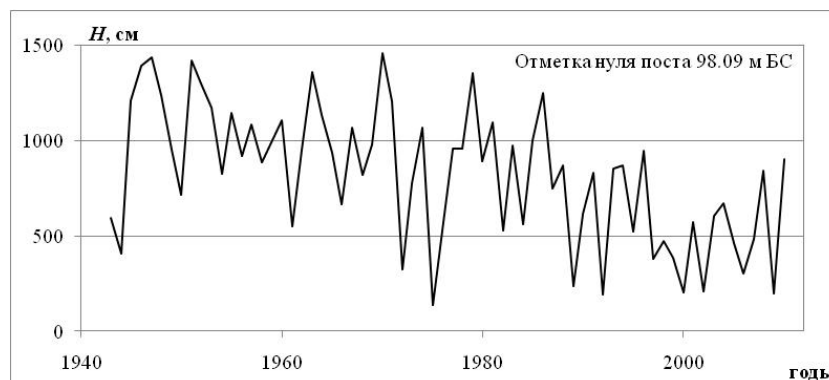


Рис. 5. Изменение максимальных уровней весеннего ледохода (р. Дон – гп Задонск)

Ледовый режим рек бассейна р. Дон характеризуется периодом с конца ноября по начало апреля, непродолжительным периодом ледостава, а на некоторых реках – его отсутствием. Климатические изменения и влияние антропогенной деятельности привело к существенным изменениям характеристик ледового режима. Длительные оттепели в зимний период нередко сопровождаются очищением реки ото льда. Такие оттепели иной раз делят период с ледовыми явлениями на 2 обособленные части. Климатические изменения привели также к сокращению повторяемости ледохода и заторов льда в период весеннего вскрытия. Продолжительность ледостава и периода с ледовыми явлениями сократилась на 20–25 сут.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011 г. [электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.meteorf.ru>.
2. Киреева М.Б., Фролова Н.Л. Современные особенности весеннего половодья рек бассейна Дона //

Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. — 2013. — № 1. — С. 60–76.

3. Ресурсы поверхностных вод. Т.7. Донской район. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 459 с.

ВЕСЕННЕЕ ВСКРЫТИЕ РЕК ЕТР В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

С.А. Агафонова*, Д.В. Козлов, Н.Л. Фролова***

**МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

*** Московский государственный университет природообустройства, Москва, Россия
e-mail: sv_andreevna@mail.ru*

Исследование ледового режима рек – важная научная и практическая задача ввиду особенностей географического положения и климатических условий нашей страны. Со сроками и продолжительностью ледовых явлений связаны многие виды хозяйственной деятельности – условия навигации, нормальное функционирование гидротехнических сооружений и др. Во многих случаях ледовыми явлениями обусловлены опасные гидрологические процессы.

Опасные гидрологические явления в период весеннего вскрытия рек связаны с резкими подъемами уровней воды, обеспеченными как высокими расходами, так и подпорным влиянием скоплений льда в русле, а также с динамическим воздействием льда на гидротехнические сооружения. Низкие температуры воздуха в этот период служат дополнительным фактором, увеличивающим ущерб при возникновении ЧС [1].

Представленная характеристика процесса вскрытия рек Европейской территории России (ЕТР) составлена по данным более 300 гидрологических постов за период с 1940 по 2010 гг.

С момента, когда тепловой баланс ледяного покрова становится положительным, начинается его разрушение. Вследствие таяния снега на льду появляется вода. Постепенно снег на льду пропитывается талой водой. Наиболее интенсивно таяние льда происходит вдоль более прогретых берегов. Подъем уровней воды в реке, связанный с таянием запасов снега в бассейне, и поступление талой воды в русла рек, вызывают вспучивание льда, в нем появляются трещины. Вдоль берегов образуются закраины, по которым течет вода, размывая ледяной покров. Постепенно закраины расширяются и углубляются. Ледяной покров начинает отрываться от берегов. На льду появляются скопления воды, проталины. Отдельные ледяные поля начинают всплывать.

Разрушение ледяного покрова происходит под действием двух сил: 1) поверхностного и внутреннего таяния льда под влиянием солнечной радиации, теплообмена с атмосферой и водной массой; 2) динамического воздействия потока при достаточно большой интенсивности и скорости движения волны половодья. Характер весеннего вскрытия определяется толщиной и прочностью ледяного покрова к моменту вскрытия, погодными и гидрологическими условиями весеннего периода. При малых скоростях течения воды и незначительных колебаниях уровня воды в период вскрытия лед тает на месте. На больших и средних реках наряду с ослаблением прочности льда под действием тепловых факторов происходит нарушение целостности ледяного покрова под влиянием колебания уровня воды и гидродинамической нагрузки [3].

Разнообразие природных условий (прежде всего климатических), а также разный характер антропогенной деятельности в бассейнах рек приводит к многообразию характеристик процесса вскрытия на реках ЕТР.

Для Севера ЕТР характерна длинная, холодная зима с устойчивым снежным покровом. Благодаря основному направлению течения рек данной территории (рр. Онега, Северная Двина, Мезень и Печора) – с юга на север, весенний ледоход проходит интенсивно, при высоких уровнях воды и ежегодно сопровождается заторами льда.

Начало весеннего ледохода на юго-западе данной территории приходится на вторую декаду апреля, правые притоки р. Печора вскрываются 20–25 мая. Раньше по сравнению с другими вскрываются озерные и карстовые реки (бассейн р. Онега вскрывается в среднем к середине апреля).

Как уже отмечалось, заторы на реках севера ЕТР сопровождают процесс вскрытия ежегодно. Для многих участков повторяемость заторов достигает 100%. Однако существуют определенные закономерности распределения заторов в бассейне в конкретный год. При большом количестве ледового материала в бассейне после суровой зимы заторы образуются в верховьях рек и, при благоприятных погодных условиях, задерживают процесс вскрытия, пока реки не освободятся ото льда на достаточном протяжении. При малом количестве льда – остановка ледяных полей происходит значительно ниже по течению. В отдельные годы небольшие заторы образуются по всей длине рек, но они непродолжительны. Сценарий вскрытия речной системы бассейна и места образования заторов определяется условиями осени (образованием зажоров), зимы

(нарастанием толщины льда) и весны (погодными условиями в период вскрытия).

Процесс вскрытия на реках севера ЕТР определяется как тепловыми, так и динамическими факторами. Из-за ежегодно образующихся заторов особый интерес для рек севера ЕТР представляет оценка соотношения этих факторов в период вскрытия. Такую оценку можно дать, рассчитав, к примеру, произведение $\varphi_l h_l$ к началу вскрытия (подвижки), где φ_l – прочность льда (относительное разрушающее напряжение тающего льда на изгиб), h_l – толщина льда, используя методику расчета, разработанную С.Н. Булатовым [2]. Для севера ЕТР произведение $\varphi_l h_l$ к началу вскрытия меняется от года к году, как и погодные условия весны. На рис. 1 представлены рассчитанные значения произведения $\varphi_l h_l$ к началу вскрытия и заторные подъемы уровня воды (dH) для гп Великий Устюг.

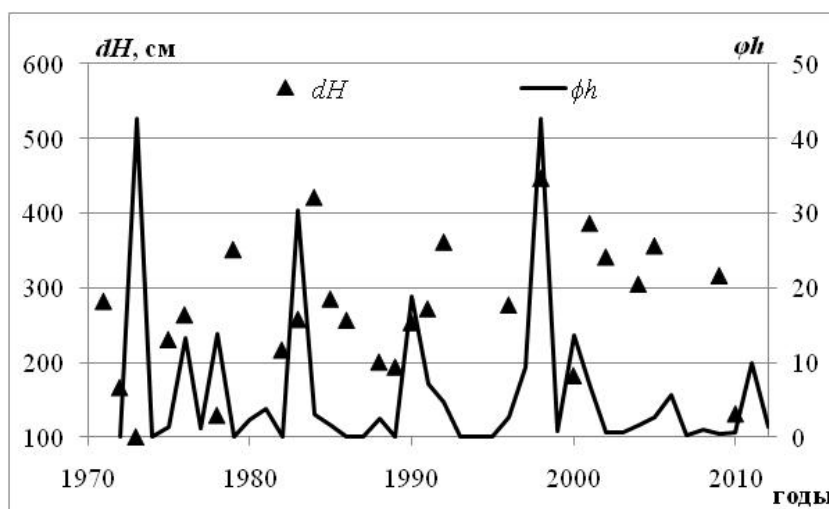


Рис. 1. Изменение характеристик заторообразования (р. Сухона – гп Великий Устюг)

Очищение рек ото льда на реках севера ЕТР начинается в середине апреля на юго-западе территории и заканчивается в первых числах июня на северо-востоке. На озерных реках очищение происходит за 2–6 недель раньше вскрытия озер.

Для рек севера ЕТР смещение сроков ледовых явлений не заметно, однако изменения ледового режима все-таки наблюдаются. Эти изменения выражаются, прежде всего, в более частом повторении неблагоприятных сценариев процесса вскрытия, сопровождаемого экстремально высокими или низкими уровнями воды, необычно продолжительными заторами и ледоходами [1, 2].

На реках севера ЕТР, особенно в бассейне р. Северная Двина, довольно часто наблюдается негативное антропогенное влияние на процессы заторообразования. Необдуманное воздействие на природные условия приводит к росту повторяемости заторов. Прежде всего, этого строительство мостовых переходов без обеспечения ледопропускной способности, достаточной для беззаторного прохождения ледохода. Например, на р. Северная Двина в районе г. Котлас заторы не наблюдались с 1978 г. и стали образовываться вновь после строительства автомобильного моста. Второй наиболее распространенный вид негативного воздействия – чрезмерно активные способы борьбы с образовавшимися заторами льда. Нередки случаи, когда затор спускается вниз по течению и останавливается на участке, где заторы не наблюдались раньше, вызывая значительные подъемы уровней воды (Красавино, 2013 г.).

Для территории бассейна Волги характерны более мягкие климатические условия. Кроме того, в отличие от севера ЕТР, из-за достаточной плотности населения территория бассейна, в том числе и водные объекты, испытывают серьезные антропогенные нагрузки.

Весенний ледоход на незарегулированных реках бассейна Волги начинается в конце марта – первых числах апреля. Затопы льда в период весеннего вскрытия рек бассейна Верхней и Нижней Волги отмечаются на отдельных реках и не ежегодно, затопный подъем редко превышает 1 – 1,5 м. На реках бассейна Камы затопы наблюдаются чаще, подъемы уровня составляют до 3,5 – 4,0 м. Затопы образуются в первые дни ледохода, на подъеме волны половодья и в отдельные годы могут совпадать по времени с максимумом половодья.

Изменение ледового режима в весенний период на реках бассейна Волги выражаются, к примеру, в увеличении повторяемости ранних вскрытий (в начала марта – конце февраля). Такая экстремально ранняя весна редко сопровождается окончательным переходом температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений. В результате холода возвращаются в период весеннего ледохода или уже после очищения, приводя к повторному ледоходу, по составу ледового материала больше похожему на осенний, чем тот, который наблюдается при весеннем вскрытии. Общая продолжительность ледохода при этом резко возрастает и может достигать 40 сут, вместо среднего значения – 5 сут. (р. Волга – гп Старица, 1999 г. – рис. 2).

Смягчения ледового режима отразились и на повторяемости затопов льда на реках бассейна р. Волги. Снижение толщины льда в период ледостава и к моменту начала вскрытия, изменение погодных условий в период подготовки льда к вскрытию и другие факторы привели к общему снижению повторяемости весенних затопов на реках исследуемой территории.

Бассейн Дона расположен на юго-западе ЕТР. Активное использование водных ресурсов, в том числе и для водопотребления, привело к нарушению естественного режима речного стока, что в некоторой степени отразилось и на ледовом режиме рек. Важной особенностью этой территории является наличие огромного количества прудов и малых водохранилищ, влияние которых хоть и мало, но практически повсеместно.

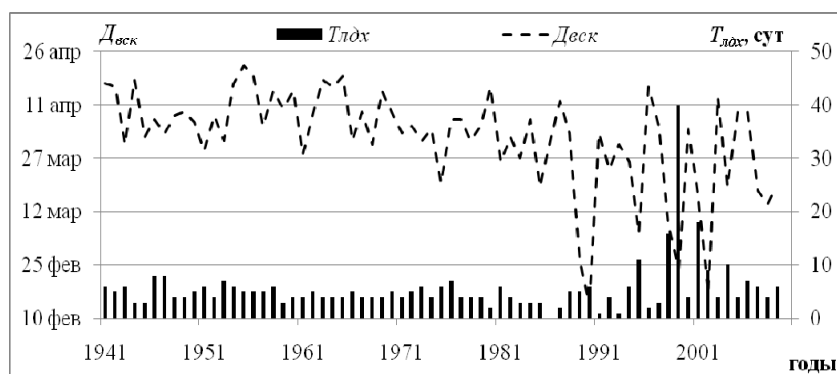


Рис. 2. Изменение характеристик процесса вскрытия (р. Волга – гп Старица)

Разрушение ледового покрова на реках бассейна Дон происходит преимущественно под действием тепловых факторов. Весенний ледоход начинается в конце февраля – середине марта и наблюдается практически на всех реках, в том числе и на малых, но не ежегодно. В условиях дружной весны возможно образование заторов и заторно-зajorных явлений.

Наибольшая повторяемость заторов характерна для гп Беляевский (р. Дон), гп Новохоперск (р. Хопер) и гп Киквидзе (р. Бузулук). Заторные подъемы уровней воды в большинстве случаев составляют менее 1 м и лишь в исключительных достигают 3 м и более.

Изменение ледового режима на реках Донского бассейна выражается в кардинальной смене картины вскрытия. Длительные периоды очищения рек ото льда нередко делят период с ледовыми явлениями на две обособленные части. Изменение продолжительности ледостава составляет для некоторых постов до 30 сут. Значительные изменения погодных условий в период полготовки к вскрытию и в период очищения ото льда привели к сокращению повторяемости весеннего ледохода. Ледостав сменяется длительным периодом с закраинами, лед тает на месте. Эта тенденция особо заметна для средних и малых рек (рис. 3).

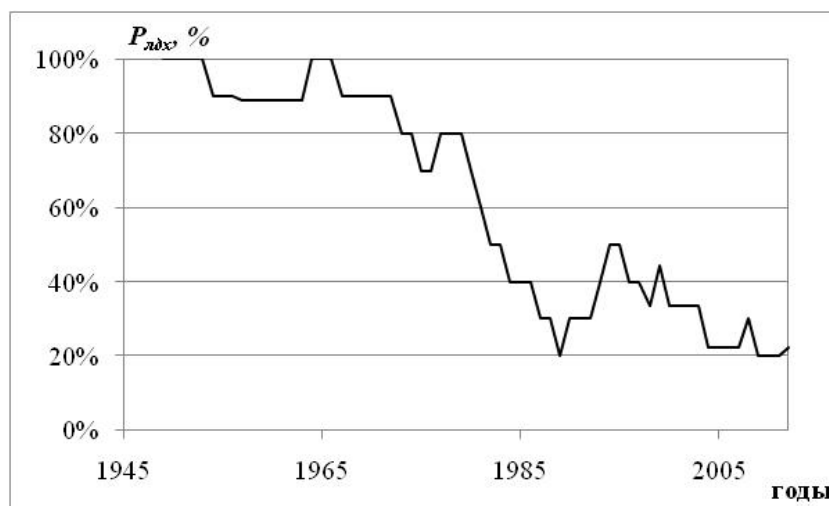


Рис. 3. Изменение повторяемости весеннего ледохода (р. Иловля – гп Александровка)

Бассейн р. Урал расположен на юго-востоке ЕТР в условиях континентального климата с ясной и холодной погодой в зимний период. Весенний ледоход начинается в первой декаде апреля. Продолжительность ледохода на р. Урал и главных притоках составляет 3-5 дней. Процесс вскрытия

распространяется от низовьев к верховьям бассейна. Лед к моменту вскрытия уже достаточно ослаблен тепловым разрушением, поэтому весенние заторы, образующиеся на крутых излучинах, непродолжительны, наибольшие заторные подъемы составляют до 2–3 м.

Вскрытие рек ЕТР начинается на юго-западе в конце февраля и распространяется на северо-восток, где начало весеннего ледохода приходится на конец мая. Направление развития весеннего половодья в бассейне определяет общий характер вскрытия, а синоптические особенности каждой весны – соотношение действия тепловых и динамических факторов вскрытия.

Изменения ледового режима в период весеннего вскрытия и очищения рек ото льда выражается как в смещении сроков ледовых явлений, так и в изменении характера прохождения весеннего ледохода. Для севера и востока ЕТР эти изменения слабо заметны, для юга и запада – уже значительны и вполне значимы. Ледовый режим не сразу откликается на изменение климатических условий. При незначительных изменениях растет повторяемость неблагоприятных сценариев прохождения весеннего ледохода, при усилении климатических изменений наблюдается смещение сроков вскрытия и очищения ото льда, далее меняется сам характер ледового режима, например, наблюдается сало и шуга в период очищения, вместо ледохода лед все чаще тает на месте. Те изменения ледового режима, которые на юго-западе территории уже стали реальностью, для севера и северо-востока станут, с некоторыми поправками на местные условия, реальностью в последующие годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова С. А., Фролова Н. Л. Влияние ледового режима рек севера Европейской территории России на гидроэкологическую безопасность в условиях изменения климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 55–61.
2. Агафонова С. А., Фролова Н. Л. Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины. // Водные ресурсы. 2007. Т. 34. № 2. С. 123–131.
3. Бузин В.А. Заторы льда и заторные наводнения на реках. – Л.: Гидрометеиздат, 2004. – 203 с.
4. Булатов С.Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начало ветрового дрейфа льда. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 111 с.
5. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 246 с.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ²

Н.И. Алексеевский, А.М. Мокшанов

МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва, Россия)

e-mail: n_alex50@mail.ru

Ледовый режим рек – функция природных факторов и антропогенных нагрузок. Их сочетание испытывает значительную пространственную и временную изменчивость, обусловленную размерами отдельных регионов, происходящими климатическими изменениями, особенностями их хозяйственного освоения. Это

² Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФ (соглашение № 14-37-00038)

обуславливает актуальность изучения ледового режима вообще и, в частности, для рек Западной Сибири. Последние крупные обобщения по этому аспекту гидрологического режима рек региона относятся к 1970-м годам [8].

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА И МАТЕРИАЛОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Регион исследований занимает территорию Западно-Сибирской равнины, северную оконечность Саяно-Алтайской горной страны (Кузнецкий Алатау, Салаирский Кряж и Кузнецкая котловина), часть Тургайского плато, а также восточные склоны Уральских гор. На этой территории находятся водосборы рр. Обь, Надым, Пур и Таз. Площадь региона составляет около 3,3 млн. км². Абсолютные высоты речных бассейнов изменяются в диапазоне от 80 до 120 м. В юго-восточной части Западной Сибири высота местности заметно возрастает до 840 м. Годовой радиационный баланс на крайнем севере территории составляет около 600 МДж/(м²·год), а в южной части – практически в два раза больше [5,11]. Средние годовые температуры в заполярной части региона составляют –8°С; в центральной части они колеблются от –3° до –7° С, а в южной части – до 5°С. Наиболее теплыми являются юго-западные районы территории, а наиболее холодными – северо-восточные ее районы. В соответствии с величиной радиационного баланса изменяются температуры воздуха в регионе. Температура воздуха в Заполярье снижается с запада на восток (от –20 до –27°С). Изотермы ориентированы в целом с юго-запада на северо-восток, соответствуют колебаниям температуры воздуха от –17° до –25°С. Сумма отрицательных среднемесячных температур по территории Западной Сибири изменяется от –100 (на севере) до –50°С (на юге и юго-западе) региона.

Для выявления особенностей формирования и изменения толщины ледового покрова на реках Западной Сибири использована информация ВНИИГМИ-МЦД и справочников «Гидрологический Ежегодник» за 1960–2008 гг. На их основе подготовлена база данных по 267 гидрологическим постам региона. Она включает данные о сроках начала, окончания и продолжительности ледовых явлений, толщине льда и высоте снежного покрова на льду, а также информация о температуре воздуха по 69 репрезентативным метеостанциям. Данные за период 1961–1990 гг. считались соответствующими современному климату, а за 1991–2008 гг. – периоду его быстрого изменения.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В 1961–1990 ГГ.

Ледовый режим рек исследуемой территории в 1961–1990 гг. характеризовался наличием хорошо выраженных сезонных особенностей. В этот период забереги на реках региона формировались ежегодно. Продолжительность наличия заберегов колебалась от одних суток до 2–3 недель (при поздних сроках наступления зимы). «Сало» (круглые ледяные пластины диаметром (30–90 см, «блинчатый» лед) наблюдается не каждый год, на больших и средних реках, в условиях штилевой погоды, на участках с медленным течением [4]. В годы, когда при замерзании рек выпадают осадки, возможно формирование шуги и шугохода. Наибольшей шугоносностью отличаются рр. Сосьва, Щучья, Надым, Пур, Таз, Северная Сосьва, Конда, Томь, Бия, Катунь. Она характерна не только для рек в зоне тундры, но и юго-восточной части Западной Сибири. Образование шуги обычно начинается через 1–5 дней после появления первых ледяных образований.

Продолжительность шугохода $\Pi_{ш}$ зависит от метеорологических условий в период замерзания рек. В годы с постепенным охлаждением воды продолжительность шугохода заметно возрастает. Она увеличивается для горных и полугорных рек в юго-восточной части региона. На больших высотах Z отрицательные температуры воды формируются несколько раньше, что и увеличивает продолжительность шугохода на таких реках. Зависимость между переменными имеет нелинейный характер (достоверность аппроксимации $R^2=0,78$):

$$\Pi_{ш} = 6 \ln Z - 16. \quad (1)$$

Эта зависимость носит районный характер вследствие влияния других факторов на продолжительность шугохода.

Средняя многолетняя продолжительность шугохода для рек региона изменяется от 1 до 62 суток (Бия-с. Турочак, 1988 г.). Шугоход обычен для больших и многих средних рек. Исключение составляет р. Ишим, для которой шугоход – редкое событие. Количество лет с шугоходом возрастает к устью большинства больших рек (Васюган, Уй, Шиш, Ишим, Тара, Тартас, Оша). На малых и некоторых средних реках он отсутствует или наблюдается очень редко. Шугоход редок или отсутствует на реках с площадью водосбора $F \leq 12\,000$ км², расположенных в степной, лесостепной зоне и зоне смешанных лесов.

Наиболее шугоносные реки расположены в северной и юго-восточной части Западной Сибири. При интенсивном шугоходе на отдельных участках рек возникают зажоры. Зажоры формируются на участках рек с относительным уменьшением площади подледного пространства [3]. Коэффициент зажорности $k_z = 100m_z/M$, где m_z – число лет с зажорами, M – период наблюдений, изменяется от 0 до 30 %. Продолжительность зажоров колеблется от 1 до 20 суток.

Максимальная продолжительность зазора наблюдалась на р. Катунь (с. Сростки, 1982 г., 136 суток).

Даты появления льда и начала ледостава определены особенностями водного и температурного режима конкретного года. Даты начала осенних ледовых явлений связаны с величиной среднемесячных температур воздуха и среднемесячных расходов воды. Между датами начала ледостава и перехода среднесуточной температуры через 0°C существует линейное соответствие. Чем раньше температура воздуха переходит через 0°C , тем быстрее возникает устойчивый ледяной покров. Например, на реках Ямала это происходит в середине октября, в течение 2–3 дней, при накоплении суммы отрицательных суточных температур воздуха порядка $-10 - -20^{\circ}\text{C}$ [2].

Зимний ледовый режим рек территории в основном отличается наличием устойчивого ледяного покрова. На средних и крупных реках территории он возникает вследствие смыкания смерзания плывущих льдин по мере увеличения их густоты и скопления в сужениях, на отмелях и на крутых поворотах русла. Ледостав на малых реках образуется путем срастания заберегов [4].

Ледяной покров устанавливается на реках территории в соответствии с их географическим положением. Первыми замерзают реки зоны тундры и лесотундры. Средние сроки формирования устойчивого ледяного покрова в этих районах Западной Сибири соответствуют 2-ой декаде октября. Затем (3-я декада октября и 1-я декада ноября) формируется ледяной покров рек в лесных районах. В южных степных и лесостепных районах ледяной покров появляется во 2-ой и 3-ей декадах ноября. Реки самых южных горных территорий замерзают в 1-ой декаде декабря. В северной и центральной части территории изолинии равных дат начала ледостава

имеют широтный характер. В южной части территории эта закономерность нарушается вследствие влияния орографических факторов.

Наиболее интенсивное увеличение толщины льда характерно для первых нескольких дней после начала ледостава. При благоприятных погодных условиях (сильные морозы) интенсивность увеличения толщины льда достигает 7 – 9 см/сут. По мере накопления снега на льду интенсивность нарастания его толщины уменьшается до 0,1 – 0,2 см/сут. Максимальная интенсивность нарастания льда соответствует первому месяцу ледостава. Средние значения интенсивности нарастания льда в ноябре находятся в пределах 0,8–1,6 см/сут. Значения интенсивности нарастания льда максимальны в северной части территории (зона тундры и лесотундры); в лесной зоне они минимальны. В южных районах Западной Сибири (степь и лесостепь) интенсивность нарастания толщины льда возрастает. Такое распределение этой характеристики обусловлено максимальными отрицательными температурами и малой толщиной снега в северной части региона.

Толщина льда на реках территории в общем случае зависит от суровости зимы и влияния местных факторов. Она трансформируется под влиянием изменяющейся суммы отрицательных температур воздуха, средней высоты речного бассейна, скорости течения, толщины снежного покрова на льду. Под влиянием совокупности этих факторов складывается пространственная изменчивость максимальной толщины льда. В северной части региона толщина льда максимальна (более 140 см). На Ямале многие реки перемерзают [2]. В центральной части Западной Сибири толщина льда в конце зимы достигает регионального минимума (40 – 60 см), в южной части региона толщина льда

увеличивается до 80–100 см. На большей же его части толщина речного льда не превышает 60 – 80 см.

Наиболее важным фактором формирования толщины льда является температура воздуха [6]. Чем больше сумма отрицательных температур (по модулю), тем больше толщина льда. Зависимость между переменными имеет степенной характер:

$$h_{\text{л}} = k \sum |t|^{0.5} \quad (2)$$

На большей части Западной Сибири значения коэффициента k (при использовании средних месячных температур воздуха) находятся в пределах от 8 до 9. В южной и северной части региона величина $k = 9 \div 10$. Минимальные его значения характерны для центральной и восточной части равнины. Толщина льда прямо пропорциональна сумме отрицательных температур и обратно пропорциональна толщине снега.

Толщина льда зависит и от размера рек. Большие реки имеют как правило большую глубину, продолжительность теплового взаимодействия между водной массой и атмосферой [1], меньшие уклоны и скорости течения. При небольших скоростях течения происходит увеличение интенсивности нарастания льда, поскольку относительно снижается механическое воздействие потока воды на нижнюю поверхность льда. На крупных реках, текущих в меридиональном направлении (Обь, Томь, Пур, Таз, Надым и, в меньшей степени, Иртыш и Тобол) наблюдается увеличение толщины льда по направлению к устью, поскольку в этом направлении возрастает их водоносность. На реках в горной части территории (Катунь, Чарыш, верховья Чулыма и его притоки (Варган, Турья)) наблюдается азональное увеличение толщины льда. Это объясняется орографическим увеличением суммы отрицательных температур воздуха, а также наледными

явлениями. Разница в продолжительности ледостава между северными и южными районами Западной Сибири составляет около 120 суток.

Процесс разрушения льда начинается после перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C . Продолжительность периода таяния ледяного покрова в среднем составляет 8–15 дней. В итоге толщина льда перед вскрытием рек уменьшается на 30–50 % по сравнению с наибольшей его толщиной. Вскрытию рек обычно предшествует подвижка льда, продолжающаяся 2–6 дней на больших реках и 1–3 дня на средних и малых водотоках. Вскрытие рек Западной Сибири происходит исключительно неравномерно. В основном оно начинается в верхнем течении рек и завершается на их устьевых участках [9, 10]. Эта закономерность сохраняется и для рек на п-ове Ямал, имеющих широтное простираие [2].

Весенний ледоход характерен лишь для средних и крупных рек. На большинстве малых рек ледохода нет или он случается редко. Градиент сроков начала ледохода в северной и центральной части территории составляет 3,5–4 дня на 1° широты. Для южных районов он несколько меньше – 2,5–3,5 дня на 1° широты. Продолжительность весеннего ледохода на реках Западной Сибири в среднем составляет 4–6 суток. Особой дифференциации региона по продолжительности ледохода не наблюдается. Она возрастает (до 8 – 10 суток) на горных и полугорных реках (р. Томь и ее притоки, Чарыш, Ануй, Алей, Щучья). Наибольшая продолжительность ледохода характерна для озерных сточных (проточных) река (р. Бия) – 12–16 суток. Незначительное увеличение продолжительности ледохода наблюдается на крупных реках.

На больших и средних реках территории часто возникают заторы льда. Заторы формируются на участках с сохранившимся ледяным покровом и локальным уменьшением площади подледного пространства [3]. Заторы на большинстве рек региона формируются один раз в пять лет. Наиболее часто они возникают в юго-восточной части территории (бассейны рр. Томь, Чулым). На реках лесостепной и лесной зон региона – заторы весьма редкое явление. На образование заторов льда большое влияние оказывают осенние гидрометеорологические факторы, определяющие условия формирования ледостава, зимние условия нарастания льда и весенние условия вскрытия рек [3]. Как правило, заторы образуются при формировании ледостава в условиях повышенных уровней воды, после суровых зим и в условиях дружных вёсен. Заторы образуются на подъеме уровня весеннего половодья, реже – на его спаде. Продолжительность заторов составляет в среднем 2–6 дней. Наибольшая их продолжительность может достигать 10 дней. Величина подъема уровней от заторов составляет обычно 2–3 м, наибольшие подъемы при мощных заторах достигают 5–10 м. После теплых зим, в условиях медленного разрушения льда, заторы не формируются.

ИЗМЕНЕНИЕ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК В 1991–2008 ГГ.

Наиболее значимые изменения климата в регионе начались в конце 1980-х годов. С конца 1980-х годов на реках региона наметилась тенденция смещения дат перехода температуры воздуха через 0⁰С на более поздние даты. Данное явление более свойственно южным частям исследуемой территории. Изменение даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0⁰С за 1991–2008 гг. по сравнению с аналогичными датами за период 1960–1990 гг. для большей части Западной Сибири составило 2–4 дня.

Смещение дат перехода температуры воздуха через 0°C осенью повлекло за собой изменение дат появления первых ледяных образований на реках Западной Сибири. Они сместились на более поздние сроки (на 2–4 сут.). В южной части региона изменения оказались более существенны: 6–9 сут. Лишь в верхней части бассейна р. Чулым даты начала ледостава сместились на более ранние сроки (на 2–4 сут.).

Изменение средних сроков начала ледостава на юге территории составило 3–6 сут. Даты ледостава практически не изменились в северной части Западной Сибири. Эта закономерность связана с незначительным повышением температуры воздуха в осенний период и особенностями водного режима рек. При некотором повышении температуры воздуха водоносность рек в начале осени уменьшается, что обуславливает формирование ледяного покрова в сроки, близкие к норме (и даже раньше). Неустойчивый характер осенней погоды может приводить к возврату положительных температур воздуха, формированию паводков вследствие таяния снега и выпадения дождей. Высокие уровни обуславливают более поздние даты ледостав, увеличение продолжительности осеннего ледохода и шугохода, образованию зажоров [11].

Уменьшение суммы отрицательных температур воздуха оказалось характерным для всех рек Западной Сибири. В максимальной степени оно выражено для рек южной части региона ($-8-10^{\circ}\text{C}$) и, в меньшей мере, для его северной части ($5-7^{\circ}\text{C}$). Результатом стало уменьшение максимальной толщины льда, наиболее значимое в южной части региона и менее существенное на севере Западной Сибири. Средняя максимальная толщина речного льда на юге региона уменьшилась на 10 – 15 см. На реках северной части территории она стала меньше на 5 – 10 см. Для средних рек региона, расположенных в таежной зоне, изменение суммы

отрицательных температур на 1 °С (по абсолютной величине) приводит к изменению максимальной толщины льда на 1,5 см. Зависимость между переменными в первом приближении учитывается линейным уравнением ($R^2=0,52$)

$$d = 1,62 \sum | - t | + 5,41 \quad (3)$$

Влияние хозяйственной деятельности на ледовый режим рек Западной Сибири относительно мало. Исключение составляет район расположения Новосибирского водохранилища, заполненного до НПУ в 1959 г. Наиболее четко влияние водохранилища прослеживается в скачкообразном изменении дат начала осенних ледовых явлений. На участках реки с естественными условиями формирования термического и ледового режима даты начала осенних ледовых явлений линейно смещены на более ранние сроки вниз по течению Оби. На участке длиной в 500 км они отличались между собой примерно на 1 сутки. После создания водохранилища эти явления стали начинаться в среднем на 2–6 суток позже. На более поздние сроки (3–7 сут.) сместились и даты начала осеннего шугохода. По длине нижнего бьефа это смещение постепенно уменьшалось, но прослеживалось на гораздо большем расстоянии по сравнению с нижней границей зоны антропогенного изменения ледового режима и образования устойчивого ледяного покрова. Возросшее теплосодержание объема воды в водохранилище обуславливает смещение дат образования ледостава на более поздние (до 16 дней) сроки. В естественных условиях он обычно формировался примерно к 12 ноября, а после начала регулирования стока устанавливается в третьей декаде ноября-начале декабря.

Продолжительность ледостава медленно возрастает от истока к устью рек. Лишь в зоне влияния водохранилища эта закономерность нарушается. Если до 1959 г. продолжительность ледостава на этом участке р. Обь

составляла около 155 дней, то в последующие годы она сократилась почти на 26 %. Аномально изменилась и дата начала весеннего ледохода. Под влиянием волн попусков и сброса в нижний бьеф относительно более теплых вод произошло ее смещение на относительно ранние сроки. Максимальное смещение этих дат составляет 18 дней. Все эти изменения отразились и на максимальной толщине ледяного покрова. При слабо выраженной тенденции ее природного увеличения по длине реки на участке ниже водохранилища толщина льда уменьшилась примерно на 7–31 %. Эта особенность прослеживается лишь на участке реки от плотины до Дубровино (114 км от плотины Новосибирского водохранилища).

Таким образом, ледовый режим рек Западной Сибири – сложная функция природных факторов и антропогенных нагрузок. Их сочетание обуславливает значительную пространственную и временную изменчивость характеристик ледовых явлений, обусловленную географическими размерами территории, происходящими с конца 1980-х годов климатическими изменениями, регулированием стока, осуществляемом Новосибирским гидроузлом, начиная с 1959 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеевский Н.И. Гидрофизика. – М.: Академия, 2006. – 176 с.
2. Бородулин В.В., Алабян А.М., Власов Б.Н., Крыленко И.В. //Эрозионные процессы Центрального Ямала. Под ред. А.Ю. Сидорчука и А.В. Баранова. – СПб., 1999. – С.106–118.
3. Бузин В.А. Затопы льда и затопные наводнения на реках. – СПб.: Гидрометеиздат, 2004. – 196 с.
4. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 247 с.

5. Кислов А.В. Климат //Эрозионные процессы Центрального Ямала. Под ред. А.Ю. Сидорчука и А.В. Баранова. – СПб., 1999. – С.19–26.
6. Козлов Д.В. Лед пресноводных водоемов и водотоков. – М.: МГУП, 2000. – 263 с.
7. Магрицкий Д.В., Скорняков В.А., Ретеюм К.Ф. Тепловой сток //Геоэкологическое состояние Арктического побережья России и безопасность природопользования. Под ред. Н.И. Алексеевского. – М.: Географический факультет МГУ, 2007. –С. 325 –351.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. Том 15. Вып. – 467 с.
9. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. – Т.: ТПУ, 2010. – 248 с.
10. Фролова Н.Л., Агафонова С.А., Рулева С.Н., Сурков В.В., Жук В.А., Широкова В.А. Особенности ледового режима и процессов заторообразования на р. Томь // Материалы III Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России», 6–11 июня 2011 г. – г. Онега, Архангельская область.
11. <http://aisori.meteo.ru/ClimateR>

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ В УСТЬЕВЫХ УЧАСТКАХ ОБИ И ЕНИСЕЯ.

О.М. Андреев, Н.В. Кубышкин, Р.А. Виноградов, А.В. Нестеров

*ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
e-mail: andoleg@aari.ru, vinra@aari.ru*

В последние десятилетия устьевые участки рек Обь и Енисей являются объектами повышенного внимания. Это связано с

развернутым в этом регионе широкомасштабным освоением природных ресурсов недр (в основном – природный газ и ГК). Поскольку основным путем доставки добытых ресурсов планируется использование морских судов, то вопрос о прогнозе толщины льда в данном районе приобретает стратегическое значение. Поскольку устьевые участки рек являются зоной, где прослеживается совместное влияние речного стока и морских вод, то для воспроизведения эволюции ледяного покрова необходим корректный учет всех влияющих факторов.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МОРСКОГО ЛЬДА В УСТЬЕВЫХ УЧАСТКАХ РЕК

Для расчета толщины ледяного покрова за основу была принята одномерная термодинамическая модель морского снежно-ледяного покрова, приведенная в [1], с учетом гидрометеорологических особенностей района. Морской лед в данной модели представляется однородной пластиной, на верхней границе которой накапливается или тает снег. Для верхней и нижней границ решаются уравнения баланса потоков тепла и массы, как с учетом слоя снега на поверхности, так и без него. Формализовано, модель можно представить в виде следующей системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} c_1 \rho_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z_1} \left(\lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} + I_0 \right); & 0 < z_1 \leq h(t) \\ c_2 \rho_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} + I_0 \right); & 0 < z_2 \leq H(t) \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

Граничные условия:

$$z_1 = 0 \quad \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} = \Phi; \quad (2)$$

$$z_2 = 0 \quad \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=h} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=0} ; \quad (3)$$

$$z_2 = 0 \quad T_1(t, h) = T_2(t, 0); \quad (4)$$

$$z_2 = H \quad T_2(t, H) = \Theta ; \quad (5)$$

$$L_2 \rho_2 \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=H} - \Phi_w , \quad (6)$$

где индекс 1 - обозначает характеристики снега; индекс 2 - характеристики морского льда; t - время; T - температура; z - вертикальная координата; L - эффективная теплота плавления; H - толщина льда; h - толщина снега; k - коэффициент ослабления коротковолновой солнечной радиации; c - теплоемкость; ρ - плотность; λ - теплопроводность; Φ_w - поток тепла от воды; Φ - суммарный поток тепла на границе снег (лед)- атмосфера; I_0 - поток коротковолновой солнечной радиации, проникающей в среду; Θ - температура замерзания морской воды.

При таянии снега верхнее граничное условие приобретает вид:

$$z_1 = 0 \quad T_1 = 0 , \quad (7)$$

и добавляется выражение, описывающее таяние снега:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{I}{L_1 \rho_1} \left(\lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \Big|_{z_1=0} - \Phi \right). \quad (8)$$

С началом таяния льда (снег полностью растаял) система уравнений принимает вид:

$$c_2 \rho_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} + I_0 \right); \quad 0 < z_2 \leq H; \quad (9)$$

$$z_2 = 0 \quad T_2 \approx 0; \quad (10)$$

$$z_2 = H \quad T_2(t, H) = \Theta; \quad (11)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{I}{L_2 \rho_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=H} - \Phi_w \right) + \frac{I}{L_2 \rho_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \Big|_{z_2=0} - \Phi \right). \quad (12)$$

Турбулентный тепломассообмен с атмосферой определяется с учетом стратификации приледного слоя воздуха. Коротковолновая солнечная радиация перераспределяется в толще снега и льда в соответствии со значениями альбедо и коэффициентов пропускания и ослабления. Длинноволновый радиационный баланс поверхности определяется с учетом балла общей облачности. Физические свойства снега и льда (теплоемкость, теплопроводность, плотность, скрытая теплота плавления/кристаллизации) рассчитываются с использованием полуэмпирических зависимостей этих величин от температуры и солености [2].

ВЫБОР ИСХОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Расчет эволюции толщин и температуры припайного льда для условий Обской губы (район п.Мыс Каменный и п.Сабетта) и Енисейского залива (п.Сопочная Карга) были приведены по имеющимся в нашем распоряжении стандартным данным метеорологических станций. Расчеты производились для зимних периодов с различными (по суровости) погодными условиями. Необходимо отметить, что при проведении расчетов толщина и плотность снега

являлась внешним (известным) параметром, соленость морского льда определялась исходя из солености морской воды на начало периода ледообразования, а поток тепла от нижележащих слоев воды в данных расчетах не учитывался.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЛЬДА В УСТЬЕВЫХ УЧАСТКАХ РЕК

В каждом из выбранных пунктов в устьевых участках Оби и Енисея были проведены расчеты для двух суровых, средних и двух легких зимних погодных условий (критерий – сумма градусодней мороза). Результаты моделирования сравнивались с наблюдаемыми (архивными) толщинами льда для каждого из указанных пунктов.

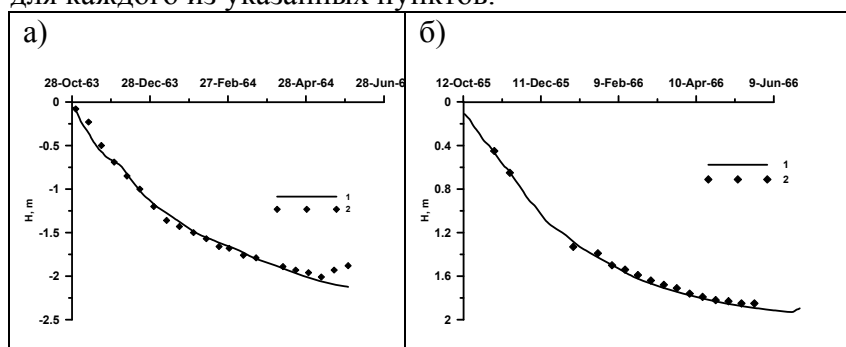


Рис. 1. (1) и наблюдаемые (2) толщины морского льда в Обской губе для п. Мыс каменный (а) и Сабетта (б)

На рисунке 1 для наглядного сравнения приведены расчетные и наблюдаемые толщины припайного льда Обской губы для зимы с суровыми погодными условиями (п.Мыс Каменный (1963-64 гг.), п.Сабетта (1965-66 гг.)). Из рисунка можно сделать вывод об адекватности воспроизведения моделью толщин льда, характерных для холодного климатического года-аналога.

На рисунке 2 приведены результаты расчетов толщины льда аномально холодной для Обской Губы и Енисейского залива зимы 1968-69 гг. Из рисунка видно, что модель с достаточной степенью точности воспроизводит как для п. Мыс Каменный, так и для п. Сопочная Карга, все периоды роста ледяного покрова. Небольшие различия между расчетными и наблюдаемыми значениями могут являться результатом как погрешности самих измерений толщины льда, так и следствием колебаний толщины слоя снега на нем. Данный зимний период, кроме низких температур, характеризовался аномально низким количеством снега, что приводило к значительно более активному росту толщины льда в первые месяцы зимы.

На рисунке 3 представлены результаты расчета толщины припайного льда для зимнего периода с мягкими погодными условиями для условий Обской губы (п.Сабетга (1979-80 гг.)) и Енисейского залива (п.Сопочная Карга (2001-02 гг.)). Из рисунка видно, что модель адекватно воспроизводит эволюцию толщины льда, а небольшие отличия в конце периода расчетов связаны с колебаниями толщины слоя снега на льду.

На рисунке 4 приведены результаты расчетов толщины льда для среднего, по климатическим условиям, зимнего периода. Из рисунка видно, что расчетные и наблюдаемые толщины припайного льда с достаточно хорошо согласуются друг с другом как для условий Обской губы (п.Мыс Каменный (1974-75 гг.)), так и для условий Енисейского залива (п.Сопочная Карга (2006-07 гг.)).

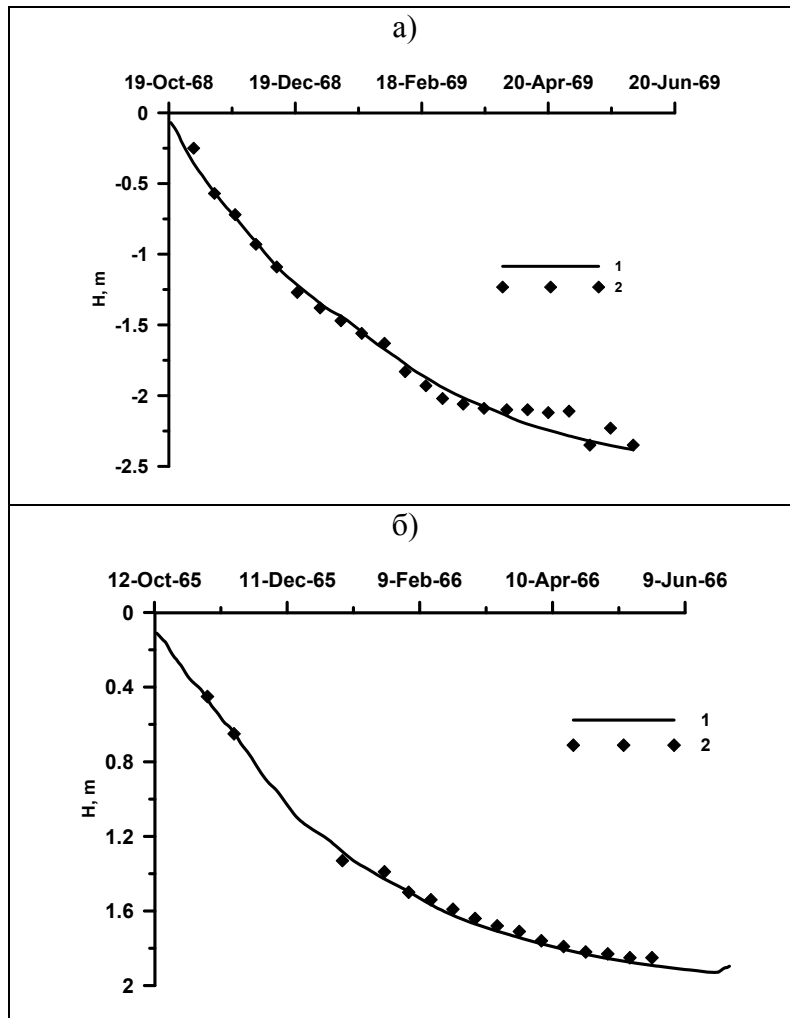


Рис.2 Расчетные (1) и наблюдаемые (2) толщины морского льда в Обской губе (а) и Енисейском заливе (б), в период зимы 1968-69 гг.

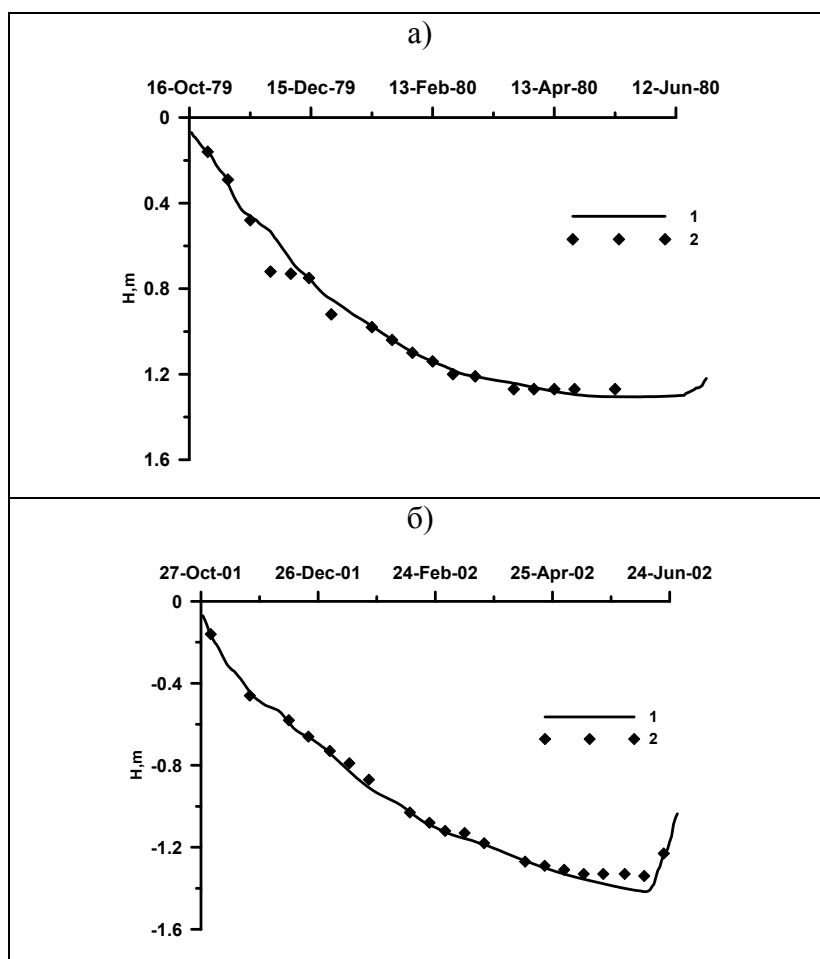


Рис. 3. Расчетные (1) и наблюдаемые (2) толщины морского льда в Обской губе (а) и Енисейском заливе (б)

Как видно из результатов проведенных расчетов, модель неплохо адаптируется для расчетов толщины льда в сложных, с точки зрения гидрологии, устьевых участках Оби и Енисея. Основной вклад в несовпадение рассчитанных и измеренных толщин льда налагает неоднородность залегания снежного покрова, колебания толщин которого в пределах

даже небольших по площади участков может достигать нескольких раз. Именно это обстоятельство налагает определенные ограничения на точность расчетов толщин льда в прогностических целях.

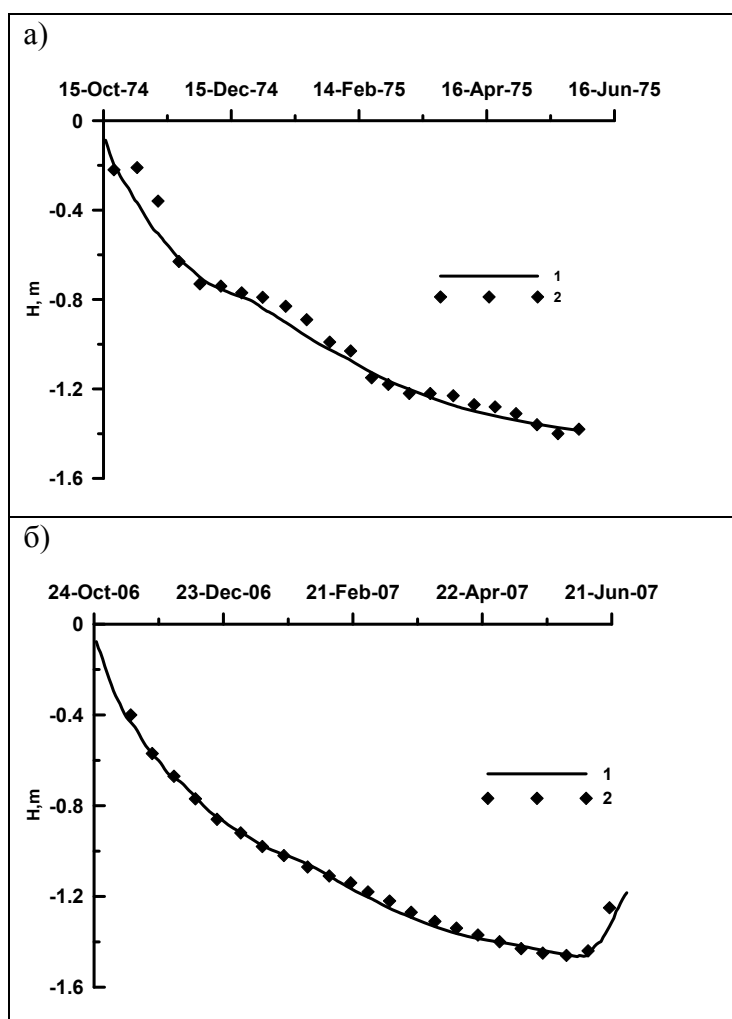


Рис. 4. Расчетные (1) и наблюдаемые (2) толщины морского льда в Обской губе (а) и Енисейском заливе (б)

ВЫВОДЫ

Основным результатом проведенных по предложенной термодинамической модели расчетов является вывод об адекватности воспроизведения ею толщин льда в устьевых участках рек Обь и Енисей вне зависимости от суровости погодных условий. Модель вполне применима для расчетов связанных определением толщины и температуры, а также иных, связанных с ними характеристик льда, в диагностических и прогностических целях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев О. М., Иванов Б. В. Параметризация радиационных процессов в модели ледяного покрова // Метеорология и гидрология.- 2001.- № 2.- с. 81-88.
2. Морской лед. Справочное пособие // под ред. И. Е. Фролова, В. П. Гаврило.- СПб.: Гидрометеиздат.- 1997.- 402 с.

ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БАССЕЙНОВ ЗАГОРСКИХ ГАЭС 1 И 2 ПРИ ИХ СОВМЕСТНОЙ РАБОТЕ

**Н.С. Бакановичус*, И.Е. Григорьев*, В.А. Прокофьев*,
В.Н. Черненко**, А.Е. Чигаров*, И.Н. Шаталина ***

**«ОАО «ВНИИГ им.Б.Е.Веденеева»*

***ОАО «РусГидро» - филиал Загорская ГАЭС*

e-mail: ishatalina@mail.ru

Целью работы являлся прогноз ледового режима нижнего и верхних бассейнов Загорских ГАЭС–1 и ГАЭС–2 при их совместной работе после завершения строительства и ввода в эксплуатацию Загорской ГАЭС–2.

Исследования ледового режима необходимы для оценки потерь воды в виде льда и, соответственно, потерь выработки энергии для улучшения условий эксплуатации Загорских ГАЭС–1 и ГАЭС–2. Перекачка воды из бассейна в бассейн по водоводам ведет к ее выхолаживанию, образованию поверхностного и внутриводного льда в бассейнах, оседанию льда на откосах бассейнов. Интенсивность роста льда на поверхности конструктивных элементов ГАЭС существенным образом зависит от особенностей геометрии и размеров бассейнов, климатических условий, режимов работы станции, времени работы в турбинном и насосном режимах и времени остановок между ними.

Для решения поставленных задач была составлена расчетная схема и разработан порядок решения гидравлических и тепловых задач, возникающих при совместной работе Загорских ГАЭС–1 и ГАЭС–2 в течение суток. Дана формулировка решаемых задач, произведен выбор исходных параметров, разработана методика расчета, выполнена актуализация программы счета на ЭВМ для определения гидравлического и ледового режимов в бассейнах, на откосах и в водоводах Загорских ГАЭС–1 и ГАЭС–2 в виде тестовых задач. Выполнены расчеты гидравлического и термического режимов в бассейнах с учетом неустановившегося характера этих процессов при изменении уровня воды в бассейнах и изменения температуры воды на входе в бассейн. Ледовый режим в бассейнах и на поверхности откосов бассейнов рассчитан с учетом осадения и разлома льда на откосах. Определены потери воды в виде льда при зимней эксплуатации ГАЭС за счет образования льда на поверхности воды в бассейнах ГАЭС, осадения на поверхности откосов бассейнов и переохлаждения воды в водоводах при остановках в работе ГАЭС. По результатам расчета проанализированы особенности формирования ледовых условий в элементах системы Загорских ГАЭС и показаны

возможности работы сооружений в зимних условиях. По результатам расчетов потери воды в виде льда составляют в нижнем бассейне от 11 до 15% в зависимости от суровости зимы, в верхнем бассейне ГАЭС-1- от 13 до 17%, а в бассейне ГАЭС-2 от 21 до 27,7%.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК БАСЕЙНА РЕКИ МСТА.

Банщикова Л.С. *, Банщиков А.А. **

**ФГБУ «ГГИ»*

***НПО «Гидротехпроект»*

e-mail.ru: gu_ggi@mail.ru, expedition.gtp@yandex.ru

В последние годы наблюдения на государственных экспериментальных гидрологических полигонах практически прекращены в силу различных причин. Однако, используя данные, полученные в ходе наблюдений на полигонах за многолетний период, можно выявить закономерности формирования стока с учётом изменения климата, оценить влияние хозяйственной деятельности и антропогенных процессов, имеющих общее значение для целых районов и природных зон.

В порядке эксперимента НПО «Гидротехпроект» осенью 2012 года был создан полигон «Беленец» (58°07'00" с.ш., 34°16'60"), расположенный в районе одноименной деревни Тверской области Бологовского района. Полигон «Беленец» относится к водосбору р. Мста и охватывает правобережные притоки нижнего течения реки Березайка (23-13км до впадения р. Мста – приустьевой участок) – это реки Должица, Беленка и Оловенка и малые ручьи, а так же озера Долгое, Беленец, Оловенец, Гонево и Глубокое.

Указанные выше реки – водотоки второго и третьего порядка, с малыми площадями водосборов. Стокоформирующие факторы для рек таких порядков носят, в основном, азональный характер. Их влияние во многом определяет гидрологический режим как самих притоков, так и рек Березайка и Мста.

Однако, для определения соотношения азональных факторов, первоочередным является оценка зональных факторов. Наиболее ярко влияние зональных факторов проявляется на ледовом режиме, анализ которого и был выполнен для рек бассейна Мсты.

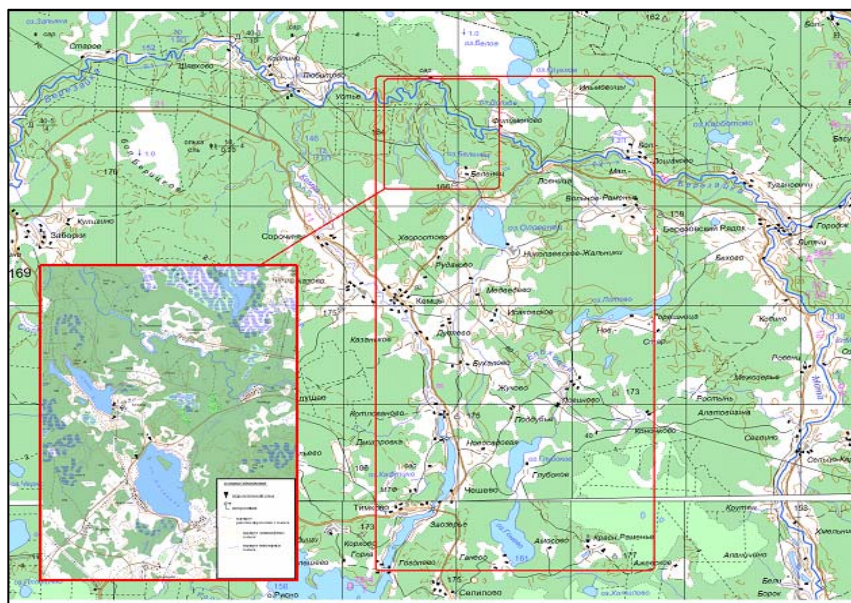


Рис. 1. Схема размещения полигона Беленец

Площадь водосбора реки Мста составляет 23 300 км², общая длина - 445 км., суммарное количество притоков - 2172, общее число озер – 681 [3]. Исток р. Мста - озеро Мстино, у Мстинской плотины к северу от Вышнего Волочка, впадает в

озеро Ильмень с северной стороны озера, недалеко от истока р. Волхов, образуя на Приильменской низменности обширную заболоченную дельту. Наиболее крупные притоки – р. Цна, р. Шлина, р. Березайка, р. Оловенка, р. Уверь.

Гидрографическая сеть р. Мста большей частью включает в себя реки имеющие длину не более 100 км, согласно классификации приведенной в [4] относящиеся к средним и малым (таблица 1).

Обобщение данных наблюдений и расчет средних характеристик выполнен по данным многолетних наблюдений по 2012 год на 103 створах района, замыкающих площади водосборов от 1,05 км² до 23300 км². Продолжительность наблюдений от 7 до 136 лет.

Согласно [10] ледовый режим рек Северо-Запада, в том числе и р. Мста формируется в условиях переходной зоны между западноевропейским морским климатом и евроазиатским континентальным. Морские воздушные массы, поступающие с Атлантического океана, оказывают значительное влияние на образование ледяного покрова, его устойчивость и продолжительность. На ледовый режим рек оказывают влияние также местные специфические условия, обусловленные географическим положением водосборов рек, условиями питания и влиянием других местных факторов.

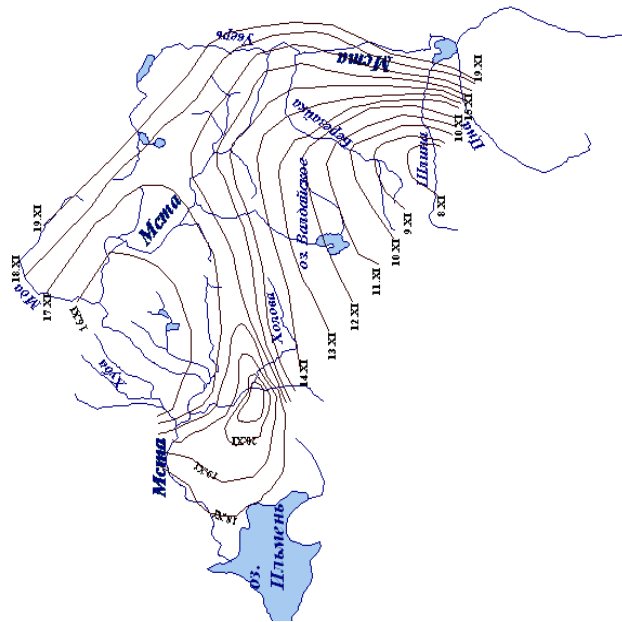
Таблица 1. Структура гидрографической сети бассейна реки Мста.

Градации водотоков		Средние			Малые		Самые малые	
		500-301	300-201	200-101	100-51	50-26	25-11	<10
Длина, км	единиц	1	0	6	12	24	105	642
	%	0.13	0.00	0.76	1.52	3.04	13.29	81.27
Количество водотоков		445	-	21	823	827	1625	1347
суммарная длина								

Наблюдение за ледовым режимом, в том числе за сроками замерзания – вскрытия рек, периодом ледостава, толщиной льда было начато одновременно с наблюдением за уровнем воды в руслах р. Мсты, ее притоках в 1877 года [2]. Наибольшее число пунктов наблюдений было организовано в начале прошлого века (103 поста прошлого века - это и ведомственные посты Гидропроекта, Гипролентранса, Северо-западного управления речного пароходства, и посты Северо-западного управления Гидрометслужбы). В настоящее время в бассейне р. Мста действует 10 гидрометрических постов Гидрометсети, ведомственные посты, к примеру на р. Кемка - Кемецкий бейшлот, существуют, однако данные этих постов недоступны.

Оценка данных по опорным метеостанциям Тверской и Новгородской областям за многолетний период позволила выявить тренд в сторону потепления зим, что отразилось на всех характеристиках ледового режима. Увеличился период шугохода и его повторяемость. По данным [6, 7, 8, 9] повторяемость до 1980 года по бассейну шугохода составляет в среднем 80%, за период с 1981 по 2014 год повторяемость увеличилась до 98% по всему бассейну. В отдельные годы на реке Мста и её притоках ледостав не наблюдается. В целом в руслах рек бассейна Мсты на отдельных участках практически ежегодно наблюдается шуга подо льдом. Это посты – р. Мста - пос. Потерпелицы, р. Мста - с. Березовский Рядок, р. Березайка - д. Устье. Увеличился период со всеми ледовыми явлениями, включая сало, забереги, закраины, снежуру, а период сплошного ледостава уменьшился, это привело к снижению средней толщины льда в руслах рек на 6-10 см, увеличению изменчивости максимальной за зиму толщины ледяного покрова. Возросло число заторов и зажоров на реках.

а)



б)

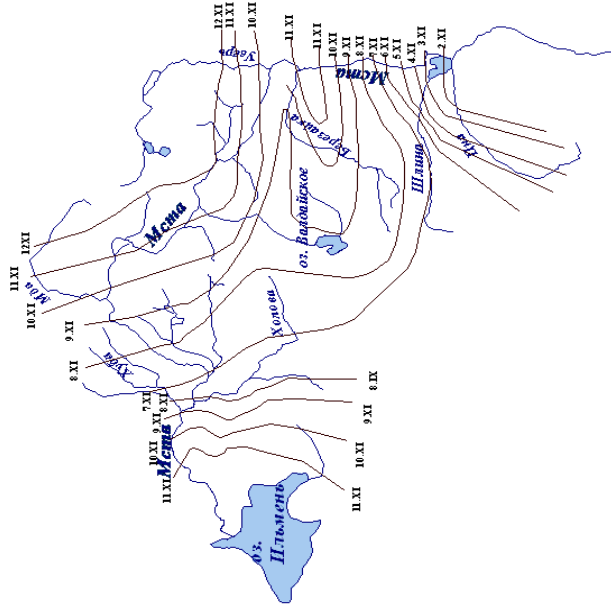


Рис.2. Средние сроки начала ледовых образований на реках (а) – за период с начала наблюдений по 1980 год, б) – за период с 1981 по 2012 год)

В соответствии с характеристиками ледового режима, обобщенными за период с начала наблюдений по 1980 год [2, 6, 7, 8, 9], развитие процесса ледообразования происходит преимущественно с третьей декады октября по третью декаду ноября и идет в направлении с северо-востока на юго-запад.

Анализ более продолжительных данных (по 2012 год) показал, что развитие процесса ледообразования происходит преимущественно с третьей декады ноября по первую декаду декабря, т.е. в среднем на 10-12 дней позднее. Наиболее ранняя дата – 17 октября, наиболее поздняя дата – 13 декабря (рисунок 2).

Подобный анализ так же был выполнен и для остальных характеристик ледового режима.

Отсутствие ледохода характерно для малых рек – большей части притоков р. Мста, поскольку недостаточно условий для формирования льдин и ледяных полей, сформировавшихся в результате смерзания обломившихся заберегов, в среднем на 75-80% водотоков. Тогда как сало, снежура, шуга, а соответственно, и шугоход наблюдаются более чем в 95% случаях на всех водотоках. В условиях затяжного начала зимы продолжительность шугохода может продолжаться до 30-40 дней.

После перехода температуры воздуха через 0°C (лед обычно появляется через 3-4 дня на реке Мста, относящейся к Ильменьскому бассейну). Сумма отрицательных температур воздуха, необходимая для появления льда, на большинстве рек составляет $8-9^{\circ}\text{C}$. Эти характеристики за период с 1981 по 2014 года практически не изменились.

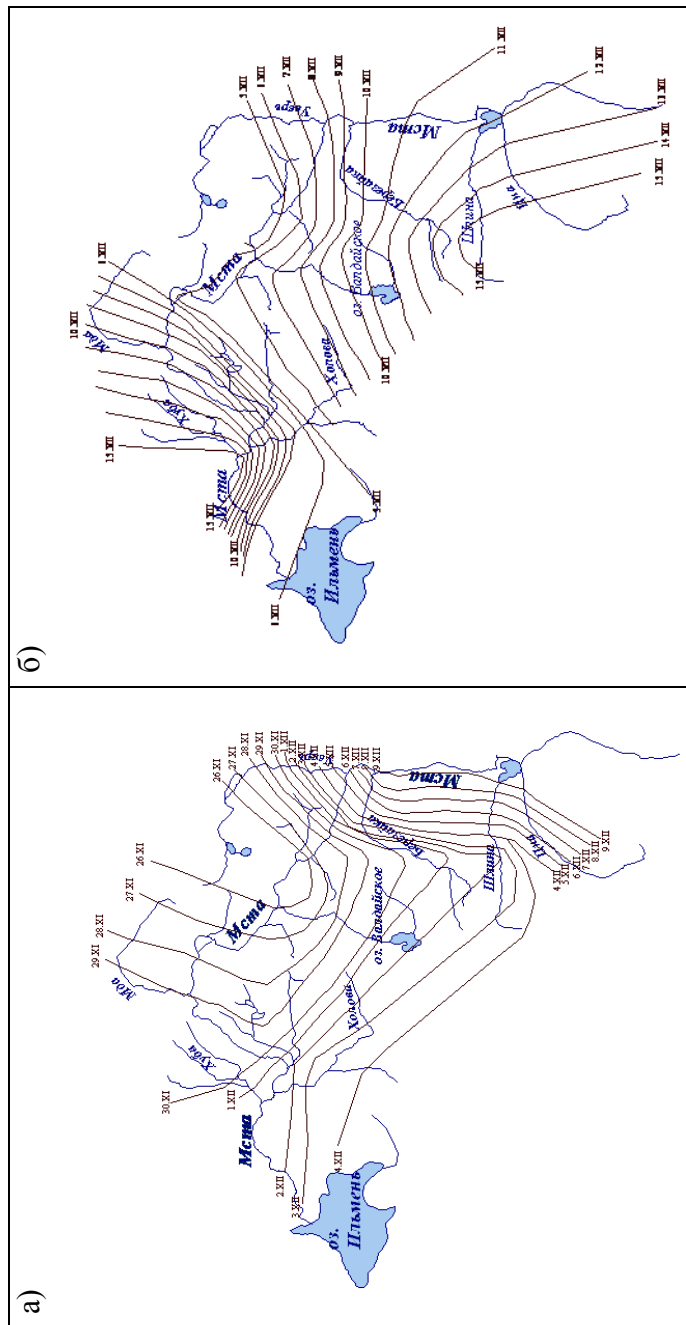


Рис. 3. Схема преобладающих сроков установления ледостава на р. Мста (а) – за период с начала наблюдений по 1980 год, б) – за период с 1981 по 2012 год)

Дружность появления ледяных образований на реках Мстинского бассейна так же изменилась. Так по данным, обобщенным по 1980 год, различие в сроках появления ледовых явлений по бассейну составляло 1-2 суток, в настоящее время этот период увеличился до 7-8 суток, то есть, возросло влияние а зональных факторов.

Ледостав на реках появляется в среднем по бассейну 8 декабря – (2 декабря - до 1980 г.), ниже представлен график среднемноголетних дат появления ледостава.

Дружность ледостава изменяется от 2 дней (2010 г.) до 53 дней (1997 г). Средняя дружность замерзания на реках территории составляет 26 дней.

Большое количество озер на водосборной площади увеличивает срок появления ледостава

Средняя продолжительность ледостава колеблется от 103 до 129 дней, наибольшая продолжительность ледостава 159 дней (1998 год). Что меньше на 11 дней относительно средней продолжительности ледостава периода по 1980 год.

Толщина льда в зависимости от характера замерзания значительно меняется по длине реки. Нарастание толщины льда происходит за счет намерзания как с верхней, так и с нижней поверхности. Сверху толщина льда может увеличиваться за счет примерзания мокрого снега, с нижней поверхности лед нарастает за счет теплоотдачи в атмосферу, примерзания шуги. Подтаивать лед может за счет притока тепла от дна, гидродинамического нагрева и т.п. Поэтому на толщине льда отражается распределение скоростей течения, глубин, толщины снежного покрова на льду и начальной толщины самого льда в момент установления ледостава.

Средняя многолетняя толщина льда на реках составляет 30-50 см, максимальная – 73 см наблюдалась на р. Уверь - д. Меглецы в 1987 году, и 71см на р. Мста - пос.

Потерпелицы в 2011 году. На реках малых площадей водосбора происходит полное перемерзание русла.

На рисунке 4 представлен график зависимости толщины льда на р. Мста – Потерпелицы от суммы отрицательных температур воздуха по метеостанции Боровичи. Эта зависимость имеет параболический вид [10]:

$$h_{\text{л}} = \alpha \sqrt{\sum -t^0},$$

где $h_{\text{л}}$ — толщина льда в см; α — переходный коэффициент (1,5—2,0); $\sum -t^0$ — сумма средних суточных температур воздуха по метеостанции Боровичи.

Разброс точек определяется наличием снега на льду и его высотой. Для данной суммы отрицательных температур большим высотам снега соответствуют меньшие толщины льда, и наоборот.

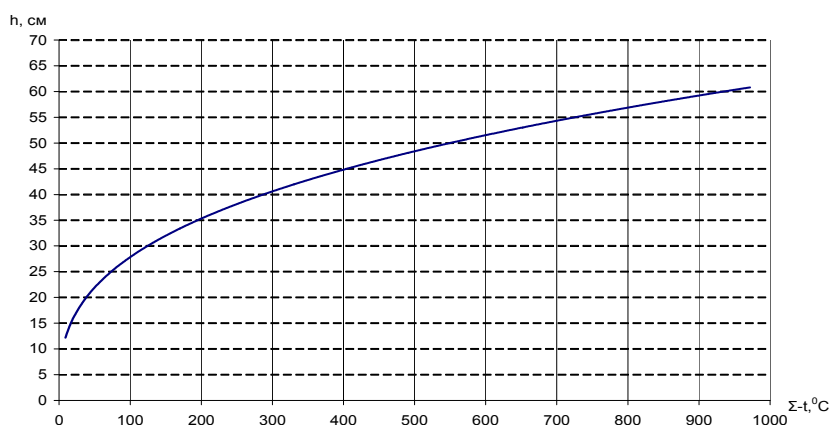


Рис.4. График связи толщины льда на р. Мста – пос. Потерпелицы от суммы отрицательных температур воздуха

Средний ход нарастания толщины льда по р. Мста - пос. Потерпелицы за зимний период с 1981 по 2012 год приводится в таблице 2.

Таблица 2 Толщина льда по декадам р. Мста – пос. Потерпелцы, 2010 г.

	XII		I		II		III		III	
	лед	снег	лед	снег	лед	снег	лед	снег	лед	снег
5			-	-	-	-	-	-	-	-
10			17	35	21	60	35	58		
15			-	-	-	-	39	58		
20	-	-	15	39	25	63	44	58		
25	8	16	-	-	-	-	23	56		
последний день	7	31	18	64	39	63	14	51		

Вскрытие рек, происходит под воздействием тепла и механических сил, возникающих в результате интенсивного притока талых вод, начинается на крайнем юго-западе территории и распространяется в северо-восточном направлении. Продолжительность весеннего ледохода незначительна и составляет 2-4 дня. За период с 1981 по 2012 год весенний ледоход начинается в третьей декаде марта – первой декаде апреля. Наиболее ранние сроки вскрытия отличаются от средних на 8—32 дня, наиболее поздние — на 10—25 дней. На ряде рек, к примеру на р. Уверь, весенний ледоход в 90% случаев отсутствует.

Раньше всего очищаются ото льда притоки верховья реки Мста. На сроки вскрытия огромное влияние оказывает оз. Ильмень. Наиболее поздно освобождаются ото льда реки северо-восточной части рассматриваемой территории (3-я декада апреля - 1-я декада мая). В отдельные годы долго очищаются ото льда устьевые участки р. Мста - до середины мая.

Средняя дата окончания ледовых явлений 7-10 апреля.

Согласно [5] на реках бассейна Мсты выделяют 6 зажорных и 10 заторных участков.

На притоках реки Мста – это реки Уверь, Верёбушка, Холова и Мошня, заторы и зажоры так же наблюдаются, при этом их образованию способствует антропогенная нагрузка на русло, к примеру, на р. Уверь у д. Меглецы на 51-й км от устья, где расположены остатки мельничной плотины. Образованию шуги способствуют полыньи у правого берега, которые долго сохраняются здесь по причине выхода грунтовых вод.

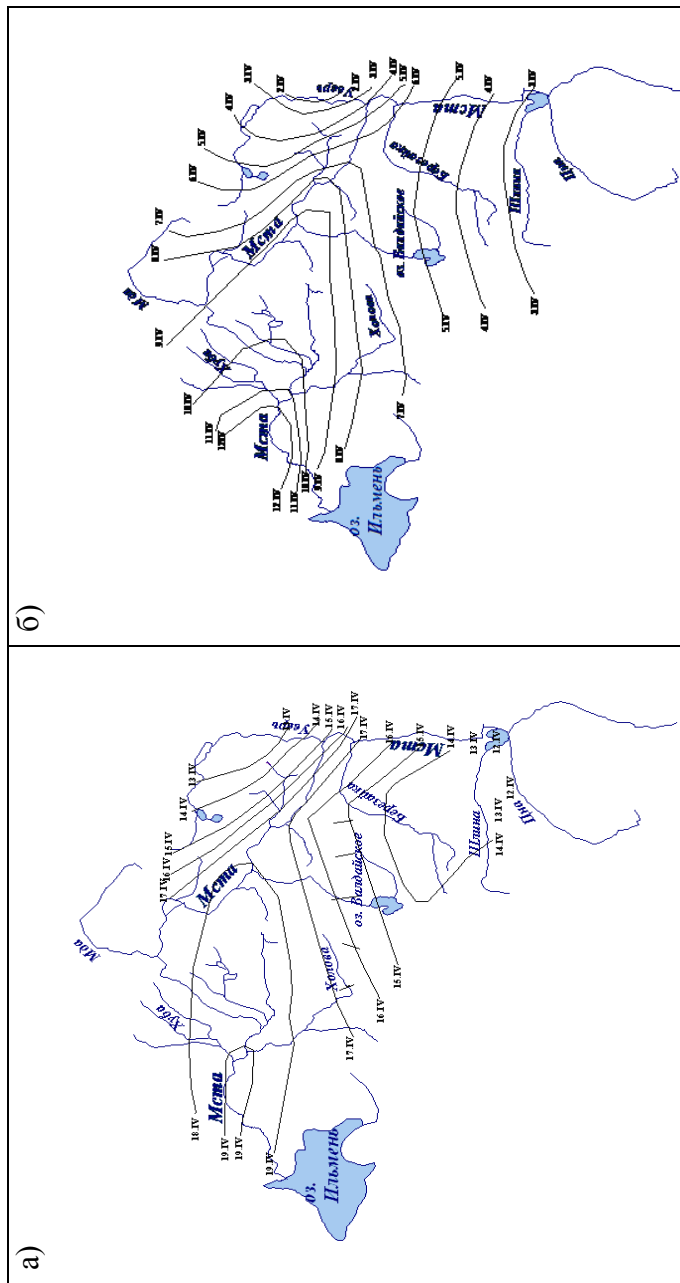


Рисунок 5 - Средние сроки окончания ледяных образований на реках района
 (а) – за период с начала наблюдений по 1980 год, б) – за период с 1981 по 2012 год)

Образование зажоров происходит, главным образом, в период установления ледостава.

Переохлажденные массы воды создают благоприятные условия для образования внутриводного льда (шуги), который заполняет живое сечение реки и вызывает повышение уровня воды. После установления ледяного покрова зажоры в большинстве случаев быстро размываются, и только в отдельных редких случаях они сохраняются довольно продолжительное время. За период с 1981 по 2012 год по данным наблюдений на постах, повторяемость зажоров увеличилась в среднем на 10-15%. Так на р. Мста - пос. Потерпелицы зажоры формируются ежегодно, р. Мста - п. Девкино повторяемость зажоров возросла с 78% до 84%, р. Уверь – д. Меглицы – с 67% до 91% . Максимальный подъем уровней, вызываемый зажорами увеличился в среднем на 20 сантиметров. На посту р. Мста - пос. Потерпелицы уровень воды увеличился с 285 до 322 см над нулем графика, на посту р. Мста - п. Девкино - с 342 до 356 см над нулем графика, на посту р. Уверь – д. Меглицы с 411 до 425 см над нулем графика. Наибольший подъем уровня отмечался на посту р. Мста у села Потерпелицы в 2007г. – 322 см, продолжительностью 62 дня. Средняя продолжительность зажоров по бассейну Мсты составляет 10 – 30 дней.

Подледная шуга в течение зимы, уплотняясь, смерзается с нижней кромкой льда, образуя шуговые плотины, разрушение которых происходит только при начале весенних оттепелей. При этом подпор уровня воды сохраняется в течение всей зимы.

Формирование заторов, так же характерно для рек бассейна Мсты. Наиболее мощные заторы, безусловно, возникают после суровых зим и при дружных веснах. Это происходит

чаще всего в начале весеннего ледохода и при интенсивном подъеме уровня воды на участках рек, где затруднен транспорт льда. За период с 1981 по 2012 год по данным наблюдений на постах, повторяемость заторов уменьшилась. К примеру, на р. Мста - пос. Потерпелицы по данным, приведенным в «Многолетних данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» [6] их повторяемость составляет 32-44% - а за расчетный период повторяемость зажоров снизилась на 7-8% , р. Мста - п. Девкино - с 47% до 38%. При этом максимальный подъем уровней, вызываемый заторами увеличился с 334 до 370 см над нулем графика на р. Мста - пос. Потерпелицы, с 838 до 839 см над нулем графика на р. Мста -п. Девкино. Наибольший подъем уровней отмечался на р. Мста – п. Девкино в 1991г.— 370 см, продолжительностью 3 дня. Средняя продолжительность заторов по бассейну р. Мста составляет 5—10 дней. На притоках р. Мста так же наблюдается подобная тенденция.



Информация по заторам и зажорам на участках рек, не охваченных наблюдениями не приведена. Эту работу по

методике изложенной в [1] планируется выполнить на следующих этапах исследования ледового режима рек бассейна Мсты.

На основании данных многолетних наблюдений на гидрологических постах выполнена оценка закономерностей образования, нарастания и толщины ледяного покрова на реках бассейна Мсты. Выполнена оценка продолжительности периода с ледовыми явлениями, распространения и возможности образования особо опасных гидрологических явлений зимнего сезона – заторов и зажоров. Полученные данные могут быть использованы как для дальнейших расчетов характеристик гидрологического режима, применительно к полигону «Беленец», так и для других водных объектов рек бассейна Мсты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банщикова Л.С. Мониторинг процесса заторообразования на реках по пространственно – временным графикам уровня воды. // Метеорология и гидрология, 2008, № 9, М, изд. «Планета» с.87 – 93.
2. Гидрологические ежегодники 1936-2000гг., т.1, вып. 5, Карелия и Северо-запад, Л.:Гидрометиздат. 968с.
3. Гидрологическая изученность. т. 2, Карелия и Северозапад. Л.:Гидрометиздат,
4. Догановский А.М. Гидрология суши. Общий курс. Санкт-Петербург, РГГМУ, 2012, 524с.
5. Каталог заторных и зажорных участков рек СССР.Л.: Гидрометиздат, 1976, т.1.-260с.
6. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши Карелия и Северо-запад), т. 2, вып.1, Л., Гидрометиздат, 1986г.-243с.
7. Основные гидрологические характеристики (Карелия и Северо-запад Западное Закавказье) с начала периода наблюдений по 1962г., т. 2, Л., Гидрометиздат, 1966г., 286с.

8. Основные гидрологические характеристики (Карелия и Северо-запад), с 1963-1970гг, т. 2, Л., Гидрометиздат, 1966г, 357с.
9. Основные гидрологические характеристики, (Карелия и Северо-запад), т. 2, 1971-1975гг., Л., Гидрометиздат, 1966г., 350с.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР, Карелия Северо-запад, т.1, Л.:Гидрометиздат, 528с.
11. Сайт ГУ МЧС России по Новгородской области www.53.mchs.gov.ru

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕЧЕНИЙ И ВЕСЕННЕГО ТЕРМОБАРА В ВОДОЕМАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИНЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВЕТРА

Н.С. Блохина

МГУ имени М.В. Ломоносова, физический факультет,

Москва, Россия

e-mail: blokhinans@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Особенности формирования течений и термического состояния в пресных и слабосоленых водоемах весной и осенью связаны с формированием в них термического бара. Термобар в водоеме представляет собой фронтальный раздел, где сходятся на поверхности и опускаются до дна водные массы с температурой максимальной плотности (в пресных водоемах – 4°C). Весной, по мере прогрева водоема, он продвигается от берега к его центру, способствуя образованию конвективных вихревых структур по обе стороны от него и препятствуя обмену энергией и веществом. Это сказывается как на интенсивности прогрева водоема по разные стороны от термобара, так и на

распространение загрязнений в нем. В природных условиях термобар может развиваться при различных гидрологических и метеорологических условиях. Влияние потока солнечной радиации, температуры и влажности воздуха, скорости и направления ветра, ледового состояния водоема и его глубины, и др. – все это сказывается на времени жизни и особенностях развития термобара, а, следовательно, и на термогидродинамических процессах в водоеме. Начиная с первых работ Фореля [8] и Тихомирова [7] исследованию влияния этих факторов на развитие термобара не уделялось достаточное внимание. В единичных работах исследовалось влияние ветра на развитие термобар [1,3,4,9], влияние ледового покрова рассматривалось лишь в работах автора [1,2], а влияние этих двух факторов в водоемах различной глубины ранее не изучалось.

В настоящей работе с помощью математического моделирования исследуется влияние ветра в пресных водоемах разной глубины на термогидродинамические процессы и развитие термобара в период таяния ледового покрова. Предложенная модель является развитием модели, описанной в работах автора [1, 2, 5,6].

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассматривается движение вязкой несжимаемой жидкости в области, представленной на Рис.1. Глубина, ширина по поверхности и по дну водоема равны H , L_1 и L_2 соответственно. В центральной части водоема имеется лед толщиной H_i и протяженностью L_3 . Над водоемом вдоль оси Ox_2 дует ветер, скорость которого V имеет различное направление и силу. Теплообмен на границе раздела водоем-атмосфера и водоем-лед осуществляется за счет потока тепла $Q_2 = Q_R + Q_{iw} + Q_S + Q_L$ и $Q_1 = Q_R + Q_i$ соответственно. Здесь Q_R - радиационный потока тепла от Солнца, Q_S - поток

явного и Q_L - поток скрытого тепла, Q_{iW} и Q_i - поток длинноволнового излучения с поверхности воды и льды. Q_{WB} и Q_{WL} - потоки, поступающие к нижней и боковой границам льда от воды соответственно.

Термические и динамические процессы в жидкости описывает система уравнений: Навье-Стокса в приближение Буссинеска, уравнение теплопроводности, неразрывности и уравнение состояния воды в районе 4°C .

$$\rho(T) = \rho_0(1 - \gamma(T - 4^\circ\text{C})^2) \quad (1)$$

Здесь T - температура, ρ и ρ_0 - плотность воды при температуре T и 4°C соответственно, $\gamma = 0.000085 \text{ град}^{-2}$.

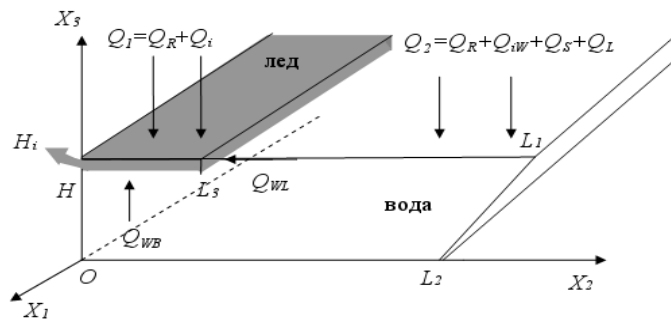


Рис.1. Схематичное представление водоема и распределение тепловых потоков на границах раздела.

Считается, что вдоль оси X_1 движение однородно, а крупномасштабные конвективные структуры, возникающие справа и слева от термобара, формируется в турбулентной среде. Подробно вывод окончательной системы уравнений и уравнения замыкания дан в работах [1, 2, 5,6].

С учетом сделанных предположений система уравнений термогидродинамики и уравнение замыкания в безразмерной форме в переменных функции тока (ψ), вихря (ϕ) и температуры (T) приобретают вид:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial \varphi}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial \varphi}{\partial x_3} \right) + = \mu \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x_3^2} \right) - 2(T - T4) \frac{\partial T}{\partial x_2} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_3} \frac{\partial T}{\partial x_2} - \frac{\partial \psi}{\partial x_2} \frac{\partial T}{\partial x_3} \right) = \mu \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial x_3^2} \right) \quad (3)$$

$$\Delta \psi = \varphi \quad (4)$$

$$\mu^2 = \left(\frac{v_T}{H\sqrt{gH}} \right)^2 = \frac{c^3}{s} \int_s \left[4 \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2 \partial x_3} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_2^2} \right)^2 ds - (T - T4) \frac{\partial T}{\partial x_3} \right] ds \quad (5)$$

Здесь $\mu = \frac{v_T}{H\sqrt{gH}}$ - безразмерный коэффициент турбулентной вязкости, $T4$ - безразмерное значение температуры максимальной плотности. При обезразмеривании уравнений в качестве масштаба приняты: для расстояний - глубина водоема H , температуры - $\sqrt{l/\gamma}$, скорости - \sqrt{gH} , времени - $\sqrt{H/g}$ (g - ускорение свободно падения).

Граничные условия для системы уравнений записываются следующим образом.

На дне водоема и правой наклонной боковой границе - условия прилипания и непроницаемости для скорости и отсутствия потока тепла соответственно имеют вид:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x_2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial x_3} = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial \psi}{\partial n} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial n^2} = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial n} = 0 \quad (6)$$

На левой границе области задаются условие симметрии для всех переменных.

$$\frac{\partial T}{\partial x_2} = 0, \quad \psi = 0, \quad \varphi = 0 \quad (7)$$

На верхней границе для части водоема свободного ото льда граничные условия примут вид:

$$-\mu \frac{\partial T}{\partial x_3} = Q^b, \quad \frac{\partial \psi}{\partial x_2} = 0, \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = \frac{C_D \rho_a V^2}{\rho_o \mu} \quad (8)$$

$$\text{а подо льдом: } \frac{\partial \psi}{\partial x_2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x_3^2} = 0, \quad T = 0 \quad (9)$$

Здесь ρ_a - плотность воздуха, C_D - коэффициент трения. $Q_2^b = Q_2 / Q^b$, где в качестве масштабов потоков принята величина $Q^b = \sqrt{\gamma} / c_o \rho_o \sqrt{gH}$.

Толщина ледяного покрова H_i определяется из уравнения

$$\frac{\partial H_i}{\partial t} = \frac{(Q_{WB} + Q_{WL} + Q_1)}{L_i r_i}, \quad (10)$$

где L_i - удельная теплота плавления льда, r_i - плотность льда.

ПАРАМЕТРЫ ЗАДАЧИ

Рассматривались водоёмы глубиной $H=10, 20, 50$ м и шириной $L_l=750$ м (половина водоёма). Скорость ветра принимала значения $V=\pm 1, \pm 3, \pm 5, \pm 7$ м/с. Направление ветра задавалось к берегу (значения скорости со знаком «+») и от берега (значения скорости со знаком «-»). Температура атмосферы принималась равной $T_a=8^\circ\text{C}$, а относительная влажность воздуха $f=60\%$. Поток солнечной радиации, поступающий на поверхность водоема равнялся $Q_R=450$ Вт/м². Время воздействия ветра на водную поверхность составляло $t=15$ мин. Начальные поля распределения температуры (T) и функции тока (ψ) (Рис.2), а также поле

вихря (φ) соответствуют случаю, когда в период весеннего прогрева водоёма, начал формироваться прибрежный термический бар. При этом центральная область водоёма была еще покрыта льдом, у кромки которого образовался интенсивный глубинный вихрь (ИГВ) [2].

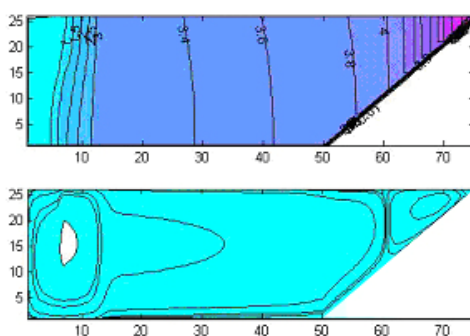


Рис. 2. Начальные поля распределения температуры T и функции тока ψ

Система уравнений (2)-(4), уравнение замыкания (5), уравнение баланса льда (10) совместно с граничными условиями (6)-(9) решались численно на сетке 26×75 . Размерные значения шага сетки по горизонтали и вертикали изменялись в зависимости от задания глубины водоёма.

Влияние ветра на формирование течений и термическое состояние водоёма разной глубины не освободившегося ото льда.

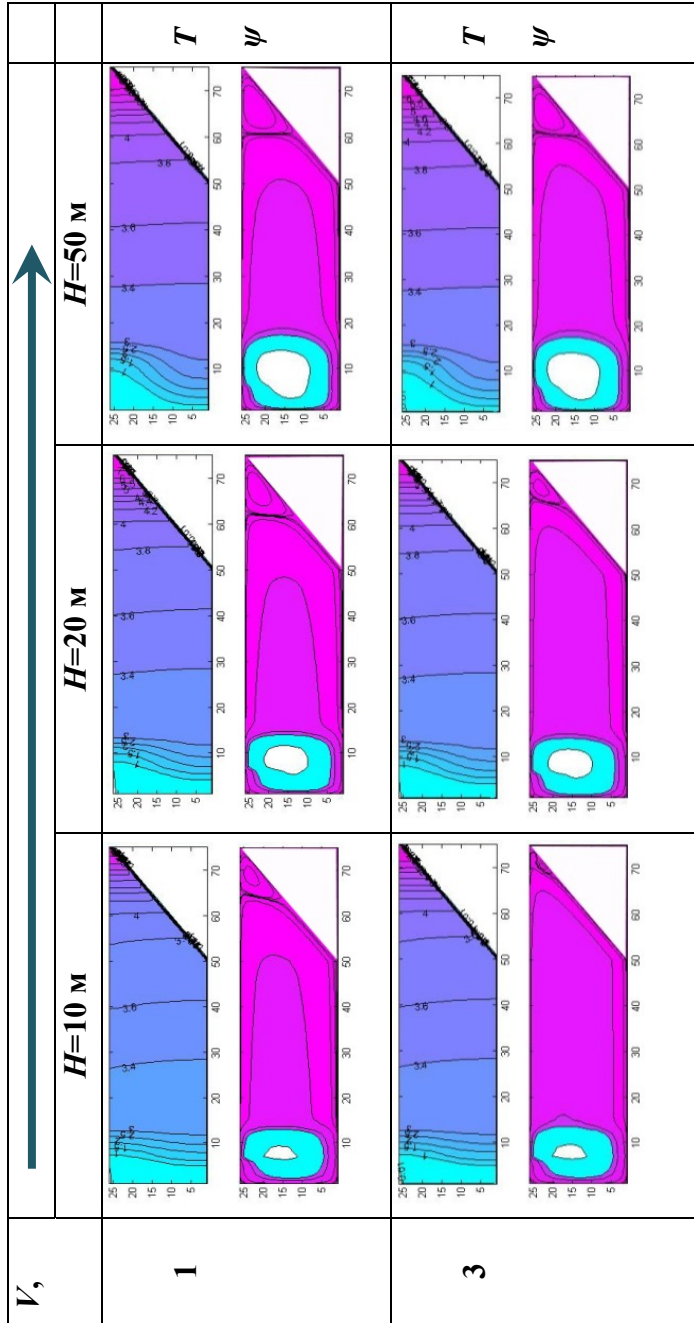
Как показано ранее в работе [2] (Рис.2) в водоеме, не освободившемся ото льда в период формирования термобара, образуются две циркуляционные ячейки, сходящиеся в районе термобара (изотермы 4°C). Внутри циклонической циркуляции слева от термобара существует интенсивный глубинный вихрь (ИГВ), сформировавшийся у кромки льда, и вращающийся в том же направлении. В работе [1] так же

показано, что в этой ситуации ветровое воздействие в неглубоком водоеме существенно меняет картину течений, влияет на формирование, развитие и время жизни термобара. Ниже проводится исследование аналогичной ситуации в водоемах различной глубины.

а) ветер направлен к берегу.

При ветре, направленном к берегу (Рис. 3) друг другу противостоят две силы. Сила, связанная с плотностной неустойчивостью (вследствие аномальной зависимости плотности воды от температуры) приводит к образованию термобара и конвективных структур справа и слева от него. Прогрев водоёма способствует перемещению термобара к центру водоёма. Этой силе противодействует сила, связанная с ветровым воздействием, направленная к берегу.

Значительные отличия в трёх рассматриваемых случаях для водоемов разной глубины заметны уже при небольшой скорости ветра ($V=1$ м/с). В мелком водоёме ($H=10$ м), прибрежная вихревая структура заметно уменьшается в размере, по сравнению с аналогичной ситуацией в более глубоких водоёмах. Также стоит заметить, что изотерма 4°C , которая в отсутствие ветрового воздействия определяла месторасположение термобара, в этом случае, не совпадает с областью схождения вихревых структур. В водоёмах глубиной $H=20$ м и $H=50$ м изотерма 4°C по-прежнему находится в области схождения вихрей. С увеличением скорости ветра до $V=5$ м/с, в неглубоком водоёме ($H=10$ м) продолжает сохраняться ситуация, когда прибрежный вихрь полностью вытеснен циклоническим вихрём, сформировавшимся ранее слева от термобара. В водоёме глубиной $H=20$ м, в это же время, ещё существуют остатки прибрежной циркуляции.



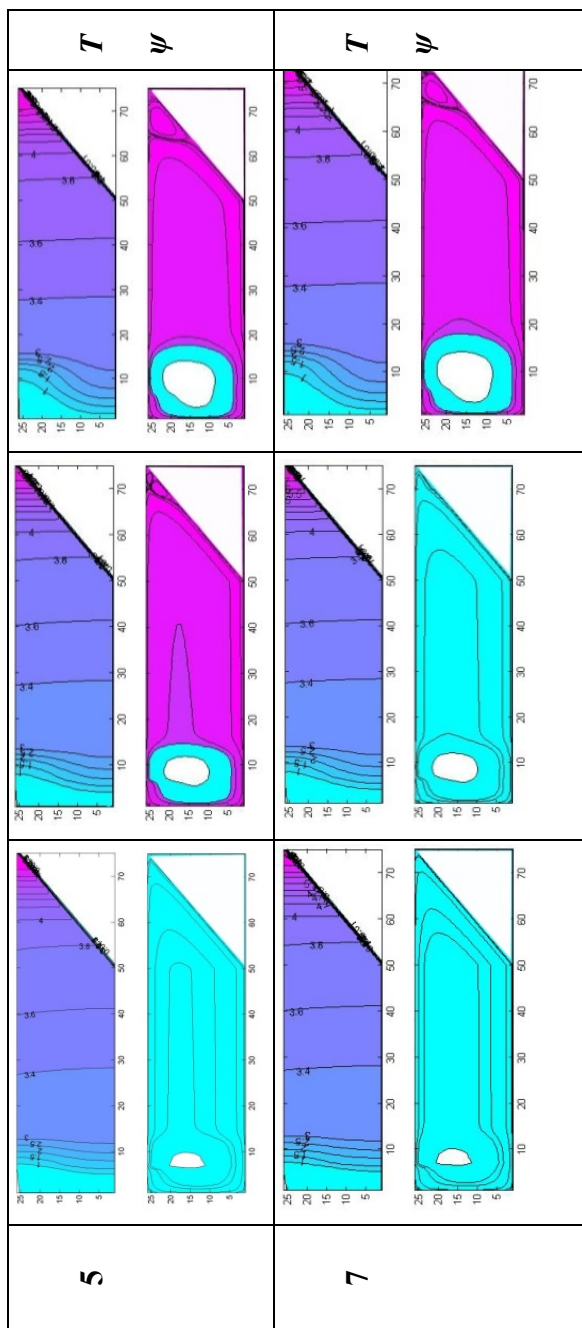


Рис. 3. Поля распределения температуры T и функции тока ψ через 15 мин после начала твия на поверхность водоема

В глубоком водоёме ($H=50$ м), прибрежный вихрь лишь немного уменьшается в размере, по сравнению со случаями для меньших скоростей ветра. И, наконец, в случае ветрового воздействия на водную поверхность со скоростью $V=7$ м/с в водоёмах глубиной $H=10$ и 20 м прибрежный вихрь полностью вытесняется циклонической конвективной структурой. В водоёме, глубиной $H=50$ м, прибрежный вихрь всё ещё живёт, что говорит о том, что $t=15$ мин - время, недостаточное для подавления прибрежного вихря в глубоком водоёме.

Следует отметить, что с увеличением глубины водоёма увеличивается размер и интенсивность вихря, сформировавшегося у кромки льда (ИГВ). Так, при скорости ветра 7 м/с, в водоёме глубиной $H=50$ м максимальная скорость течения у поверхности водоёма в районе ИГВ увеличивается в 3 раза по сравнению со случаем $H=10$ м (с 2.75 см/с до 7.73 см/с). Это, в свою очередь, приводит к уменьшению градиента температуры в области ИГВ и перемещению холодных вод от центральной части водоёма ближе к берегу.

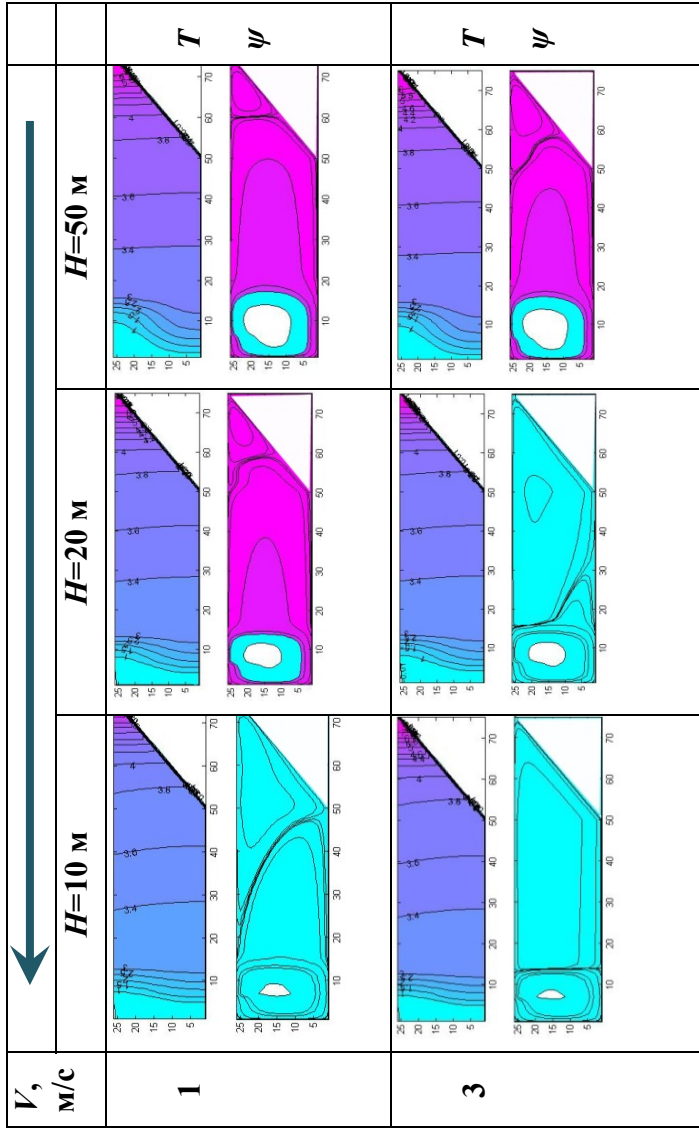
б) ветер направлен от берега

При ветре, направленном от берега (Рис. 4), плотностная неустойчивость, способствующая перемещению термобара от берега, и ветровое воздействие оказывают влияние в одном направлении.

Как видно из Рис. 4 даже небольшой по силе ветер ($V=1$ м/с) существенно изменяет картину течений. В водоёме глубиной $H=10$ м прибрежный вихрь значительно увеличивается в размере, по сравнению с его размером для водоёмов глубиной $H=20, 50$ м. При $H=10$ м он вытягивается вблизи поверхности водоёма и практически достигает ИГВ. По дну водоёма размер вихря слева от термобара практически не

меняется. Такая форма прибрежного вихря объясняется тем, что напряжение трения ветра у поверхности водоёма максимально. Область опускания поверхностных вод сильно наклонена в направлении ветра. В случае водоёма глубиной $H=50$ м, картина течений остаётся практически неизменной, по сравнению со случаем отсутствия ветрового воздействия.

При ветре, направленном от берега со скоростью $V=3$ м/с, в водоёме глубиной $H=10$ м, прибрежный вихрь успевает полностью занять область от берега до ИГВ, который с увеличением глубины водоёма становится более интенсивным. При скорости ветра, $V=5$ м/с, прибрежный вихрь занимает в водоёмах глубиной $H=10, 20$ м всю область от берега до интенсивного глубинного вихря, постепенно вытесняя его и приближаясь к центру водоёма. При этом ИГВ начинает терять свою интенсивность. В водоёме глубиной $H=50$ м видна ярко выраженная борьба прибрежной и глубинной вихревых структур, связанная со значительной глубиной водоёма и непродолжительным ветровым воздействием. Область схождения вихревых структур ещё далека от центра водоёма, а размер циклонической циркуляции, внутри которой существует ИГВ, несколько превышает размер антициклонического прибрежного вихря. При ветре $V=7$ м/с, в водоёмах глубиной $H=10$ и 20 м, антициклонический вихрь занимает всю область от берега до ИГВ. Этого не происходит в глубоком водоёме ($H=50$ м) – интенсивный глубинный вихрь ярко выражен и продолжает сопротивляться распространению прибрежной циркуляции.



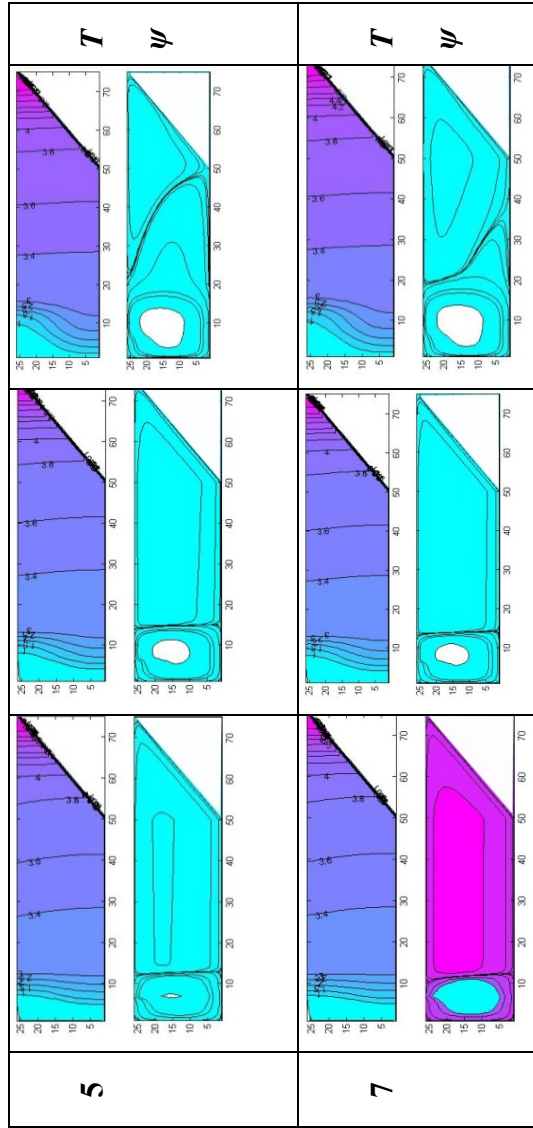


Рисунок 4 - Поля распределения температуры T и функции тока ψ через 15 мин после начала ветрового воздействия на поверхность водоема.

Тенденция более быстрого продвижения прибрежной циркуляции к центру в более мелком водоёме наблюдается при всех скоростях ветра. Это связано с тем, что скорость дрейфового течения, уменьшаясь с глубиной по экспоненциальному закону, в мелком водоёме оказывает влияние практически до дна.

Анализ картин течения (в случае направления ветра к центру водоема) показал, что развитие течений в водоемах разной глубины происходит по одному сценарию (например, Рис.4. $H=10$ м $V=-1$ м/с и $H=50$ м $V=-5$ м/с). Однако оккупация прибрежной антициклонической циркуляцией глубинной области в глубоком водоеме происходит медленнее. При этом с увеличением глубины водоёма возрастает интенсивность ИГВ. Увеличивается его размер и скорость вращения. Это приводит к уменьшению горизонтального градиента температуры в центре водоема и увеличению сопротивления глубинного вихря распространению прибрежной циркуляции.

МЕСТОРАСПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТИ СХОЖДЕНИЯ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР В ВОДОЕМАХ РАЗНОЙ ГЛУБИНЫ

В классическом понимании термобар представляет собой область схождения вихревых структур с температурой максимальной плотности (в пресном водоеме - 4°C) от поверхности до дна. Однако воздействие ветра на водную поверхность приводит к существенному изменению, как динамической картины течения, так и термического состояния водоёма. При этом область схождения вихревых структур и изотерма 4°C перестают совпадать. Это видно на Рис.5, где представлено месторасположение области схождения вихревых структур для водоемов различной глубины и разных скоростей ветра, как по величине, так и по направлению. Сплошной линией обозначена область

расположения изотермы 4°C при отсутствии ветрового воздействия.



Рис. 5. Месторасположение области схождения вихревых структур в зависимости от скорости ветра и глубины водоема через $t=15$ мин после начала воздействия ветра на водную поверхность.

С увеличением скорости ветра и уменьшение глубины водоема, область схождения вихревых структур все дальше отстоит от изотермы 4°C . Наименьшее расхождение наблюдается при скоростях ветра от $V=-1$ до $V=5$ м/с в глубоком водоеме. Результаты расчетов позволяют сделать вывод, что при непродолжительном времени воздействия ветра на водную поверхность и умеренных скоростях в глубоких водоемах, зона схождения вихревых структур и термобара практически совпадают. При малых глубинах - расхождение существенно.

ВЫВОДЫ

1. На основе расчетов были показаны особенности течений в водоемах различной глубины при изменении величины и направления скорости ветра.

2. В глубоких водоемах ветер, дующий к берегу оказывает меньшее влияние на систему течений и область расположения термобара по сравнению со случаями, когда ветер той же силы, направлен от берега. В них при непродолжительном времени воздействия ветра на водную поверхность и небольших его скоростях, зона схождения вихревых структур и термобара практически совпадают или близки.

3. В мелких водоёмах, ветер любой силы и направления всегда значительно изменяет систему течений. С увеличением скорости ветра область дивергенции водных масс и фронтальный раздел (термобар) отстоят друг от друга всё на большее расстояние. В этой ситуации трактовка термобара как области схождения водных масс в районе изотермы 4°C неправомерна уже при небольших скоростях ветра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 1.Блохина Н.С Влияние ветра на развитие термобара и течений в небольшом водоеме в период таяния ледового покрова//ВМУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2013. №4. –С. 59-64. DOI: 10.3103/S0027134913040048
2. 2.Блохина Н.С., Орданович А.Е., Влияние ледового покрова на развитие весеннего термобара. // ВМУ. Серия 3: Физика. Астрономия. 2012. №1. -С. 113-118. DOI: 10.3103/S0027134912010031
3. Соловьёв Д.А., Блохина Н.С. Лабораторное исследование влияния ветра на динамику развития термического бара // Океанология. 2010. т. 50. №6. - С. 1-6. DOI:10.1134/S0001437010060044
4. Блохина Н.С., Соловьёв Д.А. Влияние ветра на динамику развития термобара в период весеннего прогрева водоёма // ВМУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2006. №3 - С. 59-63.

5. Блохина Н.С., Овчинникова А.В., Орданович А.Е. Математическая модель весеннего термобара в неглубоком водоеме // ВМУ. Серия 3: Физика. Астрономия. 2002. №2. -С. 60-66.
6. Блохина Н.С., Орданович А.Е., Савельева О.С. Модель возникновения и развития весеннего термобара //Водные ресурсы. 2001. т.28. №2. -С. 224-228. DOI: 10.1023/A:1010339919712
7. Тихомиров А.И., Термика крупных озёр. // Л.: Наука, 1982. -232с.
8. Форель Ф.А. Руководство по озероведению (общая лимнология).-СПб., 1912. -196 с.
9. Malm J. Thermal Bar Dynamics – Springtime Thermo- and Hydrodynamics in Large Temperate Lakes. PhD, Rep. No. 1012, Dept. of Water Resources Eng., Lund Univ., Sweden. 1994. 248 pp

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00822.

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ И ПРОЦЕССОВ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В ЛАГУНАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Т.В. Буканова, Е.В. Булычева, О.А. Гуцин, Ж.И. Стонт
Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова, г. Калининград, Россия
e-mail: ocean_stont@mail.ru

В регионе Балтийского моря, также как и во всем мире, происходят изменения гидрометеорологических условий, связанных с изменением климата. Эти изменения не одинаковы для отдельных частей Балтийского региона,

присутствует существенная локальная составляющая. Для таких объектов как лагуны, в частности, Вислинский и Куршский заливы Балтийского моря (рис. 1), имеющие пространственные масштабы 10-100 км, именно локальные гидрометеорологические условия являются определяющими [6].

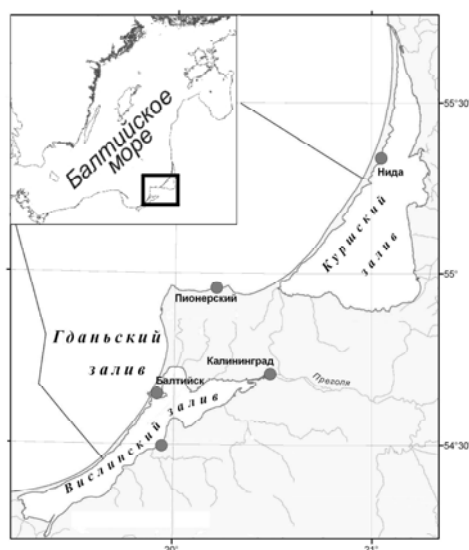


Рис. 1. Лагуны юго-восточной части Балтийского моря

По известным оценкам с 1982 по 2006 гг. средняя годовая температура поверхности Балтийского моря увеличилась на 1,35 °С [11, 12], рост температуры составляет 0.3-0.8 °С за декаду, а в северных районах превышает 1°С [4, 13, 9, 2]. Для южного побережья Балтики свойственны общие закономерности в многолетней изменчивости средней годовой температуры воды. Известно, что повышение температуры поверхности моря в ЮВБ составило 0.6-0.8 °С за последнее десятилетие [13, 9, 7].

Таким образом, согласно классификации Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC) Балтийское море относится к регионам быстрого потепления [4]. Вследствие наличия четкой стратификации и постоянного галоклина Балтийское море обладает высокой степенью чувствительности к изменениям климата [3, 10]. В связи с этим изучение термического режима моря является важной задачей.

Очевидна необходимость проводить анализ пространственной и временной изменчивости температуры воды – важнейшего параметра, характеризующего изменения климата, и связанных с термическим режимом региона ледовых условий.

Оценка изменчивости температуры поверхности моря (ТПМ) в ЮВБ проведена на массивах данных, полученных дистанционным методом со сканера цвета океана MODIS, установленного на спутниках Aqua и Terra Национального управления по воздухоплаванию и исследованию космического пространства США (NASA). Дистанционное измерение температуры поверхности моря ведется в инфракрасном диапазоне длин волн с точностью до 0,4 °С. Для анализа пространственно-временной изменчивости ТПМ в районе ЮВБ принято и обработано 822 спутниковых снимка радиометра MODIS за 2003-2012 гг. Массивы данных по температуре поверхности моря получены с использованием программного обеспечения для обработки спутниковых данных BEAM[©] для 30 экспериментальных станций в ЮВБ (рис. 2), из которых 19 станций находятся в открытой части моря, 6 станций в Куршском заливе и 5 станций в Вислинском.

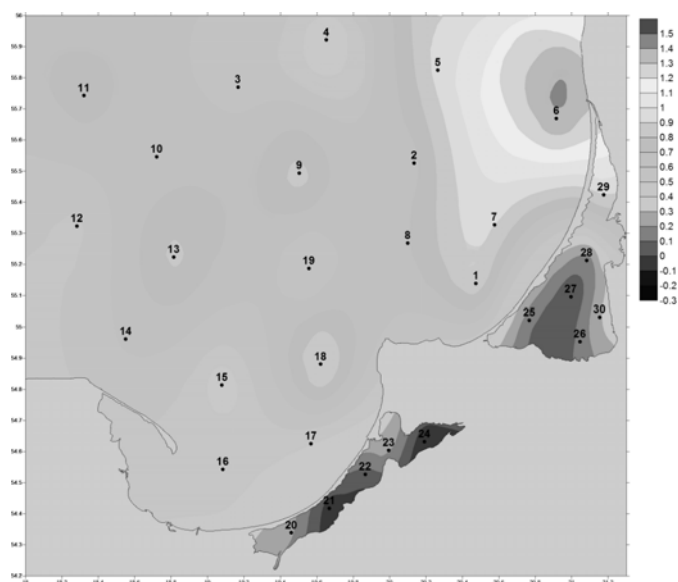


Рис. 2. Карта распределения трендовых приращений температуры поверхности моря (°C/10 лет) по данным спутникового радиометра MODIS за 2003-2012 гг. (б)

Для исследования процессов льдообразования в Юго-Восточной Балтике и ее лагунах использовались радиолокационные данные со спутников ENVISAT (ESA), RADARSAT-1 (CSA) и RADARSAT-2 (MDA). Данные спутники оснащены радиолокаторами, которые регистрируют пространственную изменчивость мелкомасштабных ветровых волн, которые всегда присутствуют на морской поверхности, в виде картин распределения интенсивности отраженного сигнала – радиолокационных изображений (РЛИ). Ледяные поля видоизменяют шероховатость поверхности водоема, что фиксирует радар. Преимуществами метода является возможность всепогодной и круглосуточной съемки. Ограничение метода – скорость приводного ветра должна

лежать в интервале 2-10 м/с. Это условие явилось определяющим при анализе снимков на наличие льда.

Для оценки метеорологической обстановки использовались данные по температуре воздуха и ветру, полученные с АГМС, установленной ~ в 20 км от берега и метеоданные сайта по г. Клайпеда (www.rp5.ru). Описание синоптических ситуаций производилось по картам приземного анализа английского метеоцентра Бракнелл (www.metoffice.gov.uk).

Для расчета долговременных трендов изменения температуры поверхности моря использовалась линейная аппроксимация временных рядов методом наименьших квадратов. Оценка значимости коэффициентов линейной зависимости, а также достоверности полученных результатов осуществлялась с помощью t-критерия Стьюдента. Предусматривалась возможность выборки по сезонам и продолжительности наблюдений для исследования изменчивости параметров линейной модели. Дополнительно проводилась сплайновая интерполяция данных для получения рядов с равномерным временным шагом и последующим выявлением долгопериодных колебаний.

В Куршском заливе максимальный положительный тренд (0,10 °С/год) наблюдается в северной части залива, которая имеет хороший водообмен с морем (табл. 1). Для российской части залива трендовое приращение составляет 0,1-0,3 °С/период или 0,01-0,03 °С/год. Станции 26, 30 и 28 подвержены влиянию впадающих в залив рек (Неман, Дейма). Годовой тренд по этим станциям хорошо согласуется с результатом, приведенном в статье [8]. По данным авторов за период 1991-2010 гг. темпы роста температуры воды и воздуха составили 0,04 и 0,06 °С / теплое время года, соответственно. Таким образом, утверждают авторы, температура воздуха является одним из

наиболее значимых факторов, влияющих на температуру воды. Скорость трендового приращения температуры воды в заливе в ~3 раз меньше чем в открытых водах ЮВБ.

Таблица 1. Линейные тренды и приращения (в соответствии с трендом) средних значений температуры воды по данным спутникового радиометра MODIS за 2003-2012 гг.

Станция № п/п	Среднее $\pm\sigma$	Тренд		t - распределен ие
		$^{\circ}\text{C}/\text{год}$	Приращени е, $^{\circ}\text{C}/10$ лет	
Вислинский залив				
20	13,0 \pm 6,6	0,04	0,39	0,44
21	13,3 \pm 6,5	-0,01	-0,14	0,17
22	12,7 \pm 6,7	0,01	0,14	0,17
23	12,9 \pm 6,8	0,00	0,00	0,01
24	12,8 \pm 6,8	0,00	0,04	0,03
Среднее $\pm\sigma$	12,9 \pm 0,1 8	0,01 \pm 0,0 2	0,09 \pm 0,20	
Куршский залив				
25	12,6 \pm 6,8	0,00	0,00	0,003
26	12,1 \pm 6,7	0,04	0,35	0,38
27	12,5 \pm 6,8	0,00	0,00	0,001
28	12,3 \pm 6,7	0,03	0,28	0,31
29	11,6 \pm 6,8	0,10	0,99	1,03
30	12,2 \pm 6,8	0,01	0,07	0,08
Среднее \pm σ	12,2 \pm 0,3 6	0,03 \pm 0,0 4	0,28 \pm 0,38	

В Вислинском заливе наблюдается отрицательный трендовый прирост температуры поверхности моря в зимнее и весеннее время, а также сохраняется значительная

тенденция роста температуры в летнее. В Куршском заливе сохраняется аналогичная открытому морю сезонная тенденция значительного трендового приращения температуры в осенне-летний период и снижения в зимний (табл. 2).

Таким образом, положительный тренд среднегодовой температуры поверхности воды обусловлен, в основном, значительным ростом температуры в теплый период года (лето и осень) и уменьшением контраста между сезонами (рассматриваются календарные сезоны). Рост температуры воды, по-видимому, сохранится в будущем в основном, за счет увеличения максимальных температур как воды, так и воздуха, обуславливающих прогрев верхней части слоя моря в теплое время года, и уменьшения контраста температур между сезонами. Однако рост температуры воды в заливах будет происходить гораздо медленнее, чем в открытой части ЮВБ.

Полученные тенденции соответствуют результатам последних исследований термического режима в регионе [5, 12].

В исследовании Л.Г. Сергеевой [1] выявлена степень ледовитости в заливах Калининградской области в зависимости от типа зимы. В основу типизации был положен принцип взаимозависимости климатической и ледовой суровости. В качестве показателя климатической суровости использована сумма аномалий средних месячных температур воздуха с декабря по март (T). Границами классов зим были приняты значения температуры, равные $T = \bar{T} \pm 1/2\sigma$. Выделяются суровые ($T \leq -4,8$ °C), умеренные ($-4,7 \leq T \leq 3,1$ °C) и мягкие ($T \geq 3,2$ °).

Таблица 2. Линейные тренды и приращения (в соответствии с трендом) средних значений температуры воды по сезонам по данным спутникового радиометра MODIS за 2003-2012гг.

Станция № п/п	Приращение, °С/10 лет			
	зима	весна	лето	осень
Вислинский залив				
20	-0,1	-1,3	-0,5	2,1
21	0,1	-0,8	0,6	1,1
22	-1,4	-0,3	0,7	3,0
23	-0,6	-0,5	0,7	3,5
24	-0,4	-0,3	0,6	1,9
Среднее±σ	-0,5±0,58	-0,6±0,42	0,4±0,52	2,3±0,94
Куршский залив				
25	-0,9	0,4	0,2	2,3
26	-0,6	0,5	-0,5	3,3
27	-1,5	0,1	0,5	3,3
28	-0,6	-0,5	0,9	3,0
29	-0,5	-0,2	0,5	2,2
30	-1,1	0,5	-0,2	2,3
Среднее±σ	-0,9±0,38	0,1±0,41	0,2±0,51	2,7±0,52

За исследуемый период 2005-2013 гг. три зимы можно отнести к категории мягких (или несуровых): 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009. В мягкие зимы преобладает циклоническая деятельность, циклоны смещаются по северу Европы, юг Европы распространяется гребень Азорского максимума. Господствуют ветра западных румбов. Наблюдаются положительные аномалии температуры воздуха [1].

В умеренные зимы наблюдаются черты, характерные как для мягких, так и для суровых зим. Циклоническая деятельность прерывается вторжением полярных циклонов с

Гренландского и Баренцева морей. Понижение температуры значительное, но непродолжительное. Вторжения арктического воздуха могут повторяться неоднократно [1]. Такие черты были характерны для зим 2005-2006; 2009-2010; 2011-2012; 2012-2013 гг. Зимой 2006 г. (снимок 10 марта) рассчитанная площадь ледового покрытия составила 1586 км² (8,8 % всей исследуемой площади), что явилось максимумом для этого сезона.

Для суровых зим характерна меридиональная атмосферная циркуляция. Преобладает арктический воздух с Норвежского и Карского морей. Иногда устанавливается влияние ядер Сибирского антициклона. Характерны отрицательные температуры воздуха, что способствует активному льдообразованию [1]. Такие черты свойственны зиме 2010-2011 гг.

Площадь распространения ледовых полей в ЮВ Балтике к концу февраля 2011 г. составила ~15 725 км² – 87 % от общей площади всего района. Это максимальное покрытие за исследуемый период времени (рис. 3).

ВЫВОДЫ

Отмечено, что первичные формы льда появляются после нескольких дней с температурой ниже 0 °С при отсутствии условий для вертикального перемешивания поверхностных вод. Образование ледового покрова связано с установлением антициклональных условий, когда наблюдается значительное понижение температуры воздуха и преобладание ветров восточных румбов.

При господстве западного переноса и циклональных условий в Юго-Восточной Балтике активных процессов льдообразования не наблюдается (зима 2006-2007 гг. и 2007-2008 гг.)

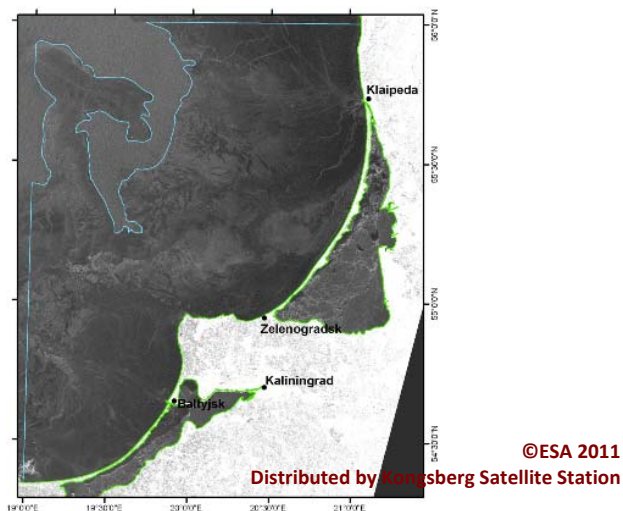


Рис. 3. Максимальное ледовое покрытие за период 2005-2013 гг. (февраль 2011 г.)

На коротком промежутке времени (2005-2013 гг.) наблюдались зимы разных типов по характеру процессов льдообразования, степени распространения и устойчивости ледяного покрова

На исследованном промежутке можно выделить короткие периоды с различной тенденцией изменения ледовитости:

- три года 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009 гг. относительно теплый период с минимальной ледовитостью, что соответствует условиям мягкой зимы;
- четыре года 2009-2010, 2010-2011, 2011-2012, 2012-2013 гг. относительно холодный период с умеренной ледовитостью, что соответствует условиям умеренной зимы.

Показано преимущество комплексного мониторинга с использованием радарных снимков, визуальных наблюдений с фотографированием, спутниковых данных ИК-диапазона

по температуре поверхности моря, синоптических карт и метеорологических наблюдений.

Для определения форм льда необходимо использовать радарные снимки большего разрешения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сергеева Л.Г. Типизация зим по степени климатической и ледовой суровости в Куршском и Калининградском заливах юго-восточной части Балтийского моря // Тр. ВНИИГМИ-МЦД.– 1983.– № 108.– С. 95-100.
2. ВАСС Author Group. Assessment of climate change for the Baltic Sea basin: Springer-Verlag, Berlin, 2008. – 473 p.
3. Backhaus, J.O. Climate-sensitivity of European marginal seas, derived from the interpretation of modelling studies // Journal of Marine Systems. – 1996. – № 7. – P. 361-382.
4. Belkin, I.M. Rapid warming of Large Marine Ecosystems // Progress in Oceanography. – 2009. – № 81. – P. 207-213.
5. Bradtke, K., Herman, A., Urbański, J. A. Spatial and interannual variations of seasonal sea surface temperature patterns in the Baltic Sea // Oceanologia. – 2010. – № 52 (3). – P. 345-362.
6. Chubarenko, I.P., Chubarenko, B.V. (2002) General water dynamics of the Vistula Lagoon. Environmental and Chemical Physics. 24, No4: 213 – 217
7. Climate Change in the Baltic Sea Area. HELCOM Thematic Assessment in 2007 // Baltic Sea Environment Proceedings № 111. – HELCOM, 2007. – 48 p. [<http://www.helcom.fi/stc/files/Publications/Proceedings/bsep111.pdf>].
8. Jurgelėnaitė, A., Kriaučiūnienė, J., Šarauskienė, D. Spatial and temporal variation in the water temperature of Lithuanian rivers. Baltica. – 2012. – № 25(1). – P. 65-76.
9. Lehmann, A., Getzlaff, K., Harlaß., J. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009 // Climate Research. – 2011. – № 46. – P. 186 -195.

10. Omstedt, A., Meuller, L., Nyberg, L. Interannual, Seasonal and Regional Variations of Precipitation and Evaporation over the Baltic Sea // *Ambio*. – № 26 (8). – 1997. – P. – 484-492.

11. Philippart, CJM, Anadón, R., Danovaro, R., Dippner, J.W., Drinkwater, K.F., Hawkins, S.J., Oguz, T., O'Sullivan, G., Reid, P.C. Impacts of climate change on European marine ecosystems: Observations, expectations and indicators // *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*. – 2011. – № 400. – P. 52-69.

12. Siegel, H., Gerth, M., Tschersich, G. Sea surface temperature development of the Baltic Sea in the period 1990–2004 // *Oceanologia*. – 2006. – № 48. – P. 119-131.

13. Voss, R., Petereit, C., Schmidt, J.O., Lehmann, A., Makarchouk, A., Hinrichsen, H.H. The spatial dimension of climate-driven temperature change in the Baltic Sea and its implication for cod and sprat early life stage survival // *Journal of Marine Systems*. – 2012. – №100-101. – P. 1-8.

ИССЛЕДОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И РОСТА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ВОДНОМ ОБЪЕКТЕ

А.Ф. Воеводин*, В.С. Никифоровская*, Т.Б. Гранкина**

**Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, Новосибирск, Россия*

***Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия*

e-mail: voevodin@hydro.nsc.ru, e-mail:grankina@gmail.com

В докладе рассматривается комплекс моделей для исследования формирования ледяных покровов в открытых руслах и солоноватых водоемах. Для открытых русел используется приближенная модель динамики роста ледяного покрова.[3]. На основе этой модели удаётся

определить координаты кромки ледяного покрова. Дальнейшее развитие модели направлено на учет дополнительных гидротермических и гидрофизических факторов (круглогодичный цикл) и наличие примесей, поступающих в водный объект с боковыми притоками. При этом используются как одномерные модели по горизонтали на базе уравнений Сен-Венана для речных русел и неявные разностные методы, так и одномерные по вертикали и неявные разностные методы для расчета гидравлических параметров Q — расход воды, z — уровень воды, термических характеристик, характеристик концентрации примесей (субстанций).

Основная особенность предлагаемых моделей заключается в том, что водный объект может быть представлен в виде озерно-речной системы, включающей открытые русла, водохранилища и озера. Для этих элементов (речных русел) и водохранилищ с озерами могут быть использованы различные типы математических моделей с последующим их сопряжением по параметрам состояния. Гибкость использования комплекса моделей обеспечивается предусмотренным набором соответствующих взаимосвязей (условий сопряжения) между отдельными частями исследуемого водного объекта.

Использование нужной комбинации из предусмотренных в комплексе математических моделей, позволяет более эффективно и экономично выполнять численные эксперименты по исследованию гидрофизических процессов (круглогодичный цикл) в реальных водных объектах [1], [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 4.8 Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воеводин А.Ф., Гранкина Т.Б. Математическое моделирование ледотермического режима пресных и соленых водоемов // Сиб. журнал индустр. математики, 2012. Том. 15, № 2 (50), с. 56–63.
2. Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С., Гранкина Т.Б. Математическое моделирование стратифицированных течений в открытых руслах и водоемах с учетом ледообразования // Труды IV Всероссийской конференции «ЛЕДОВЫЕ И ТЕРМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ РОССИИ», 24-29 июня 2013 г., г.Рыбинск Ярославской обл., с.64-69.
- 3 Математическое моделирование ледотермического режима нижнего бьефа Катунского гидроузла (отчет о результатах научных исследований, х/д 35-90). Институт гидродинамики им. Лаврентьева СО АН СССР. Новосибирск, 1991 г.

ВАРИАЦИИ ВОДОЗАПАСА СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИНТЕНСИВНОСТИ ЕГО ТАЯНИЯ КАК ФАКТОР ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА РЕКАХ РОССИИ ³

В.Н. Голубев ^{*}, В.А. Семенов ^{}, Д.М. Фролов ^{*}**

^{} МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

*^{**} ВНИИГМИ-МЦД, г. Обнинск, Россия*

e-mail: golubev@geol.msu.ru

³ Работа произведена при поддержке гранта РФФИ-РГО 13-05-41172 "География распределения и генезис климатообусловленных изменений опасных наводнений и маловодий на территории России".

Продолжительность и масштабы весеннего половодья на реках России, особенно в случаях, когда истоки реки и её притоки находятся много южнее устья, определяются комплексом факторов, таких как особенности климатических условий зимнего периода (температурный режим, ледовый покров водоемов, строение и плотность снежного покрова), длительность периода таяния и интенсивность таяния снежного покрова, которые зависят от термических условий весеннего периода и водозапаса снежного покрова, а также степенью согласования (с учетом добегаания) календарных сроков таяния снега на всех участках русла реки. Роль некоторых факторов в формировании половодья проанализирована на примере реки Северная Двина и ее основных притоков реки Вычегда и реки Малая Северная Двина в период с 1991 г. по 2012 г. Опорные метеостанции и гидрологические посты в пределах этого речного бассейна расположены в городах Котлас, Вологда и Архангельск (Рис. 1). Река Вычегда в месте слияния у города Котлас имеет средний годовой расход $1160 \text{ м}^3/\text{с}$; река Малая Северная Двина (средний годовой расход $770 \text{ м}^3/\text{с}$) образуется слиянием у города Великий Устюг реки Сухона и реки Юг. Средний многолетний расход реки Северная Двина у устья составляет $3490 \text{ м}^3/\text{с}$.

Сведения о среднемесячных расходах воды ($\text{м}^3/\text{с}$) реки Северная Двина в районе села Усть-Пинега (137 км от устья) и реки Сухона в районе деревни Каликино (с 1881 г. по 1998 г.), а также реки Вычегда 65 км от устья, в районе деревни Федяково, (1962 г. по 1999 г.) приведены в таблице 1 по данным сайта ArcticRIMS <http://rims.unh.edu/data/station/station.cgi>. Согласно табл. 1 в конце весеннего периода (в апреле и мае) на всех реках бассейна отмечаются превышения стока в несколько крат, что обусловлено таянием снежного покрова, накопившегося в течение зимнего сезона.



Рис. 1. Речная сеть северо-западной части России (выделены опорные метеостанции и основные притоки реки Северная Двина)

Изменения водозаписа снежного покрова на водосборах рек Северная Двина, Вычегда и Сухона в 1991-2012 гг. показаны на рис. 2, где выделены периоды, когда значения водозаписа превышали средние многолетние значения более чем на 10%.

Таблица 1. Среднемесячные расходы воды на реках бассейна Северной Двины в м³/с

Месяц	Янв.	Фев.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сен.	Окт.	Ноя.	Дек.
Северн. Двина	1037	830	730	2446	13876	6965	2974	2173	2321	2898	2324	1399
Вычегда	345	282	261	749	4466	2242	970	669	674	839	629	463
Сухона	130	93	75	868	1570	720	423	284	303	392	340	194

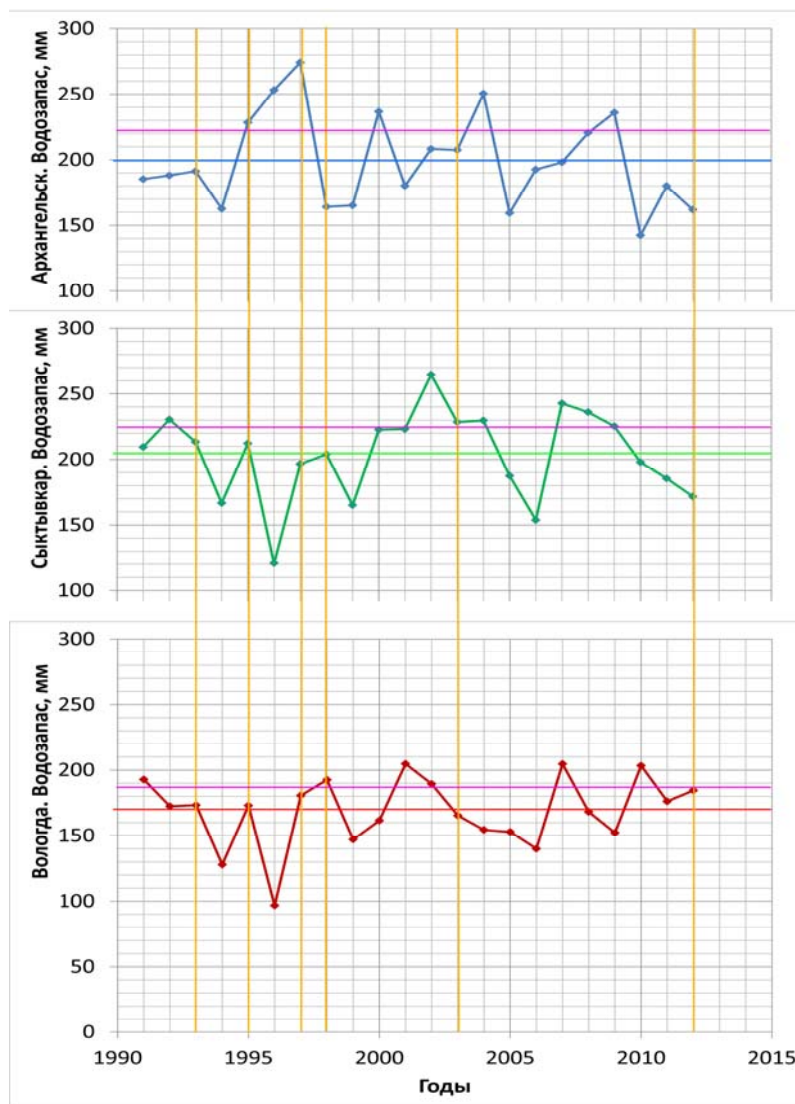


Рис. 2. Вариации водозапаса снежного покрова на реках бассейна Северной Двины в 1991-2012 гг. вблизи опорных метеостанций

Вариации значений водозапаса снежного покрова в 1991-2012 гг. достигали 100 мм, а отклонение от средних значений не превышали 30%, что при средней интенсивности весеннего потепления (0,2-0,25°C/день) могло бы выразиться в удлинении периода весеннего повышения интенсивности стока. В эти годы были отмечены все три типа весеннего потепления по продолжительности и интенсивности таяния, предложенные С.И. Небольсиным [Небольсин С.И., Надеев П.П. 1937]. На рис. 3 приведены сроки начала и окончания периода таяния снежного покрова и продолжительность этого периода на водосборах рек Сухоны, Вычегды и Северной Двины.

Распределение сроков начала, конца и длительности заключительного периода снеготаяния для Вологды, Архангельска и Сыктывкара (Рис. 1.) носит характер, близкий к нормальному. Нормальное распределение задается функцией плотности вероятности:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right\}$$

где параметр μ — математическое ожидание (среднее значение), а параметр σ — среднеквадратическое отклонение (σ^2 — дисперсия) распределения.

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad \sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \mu)^2$$

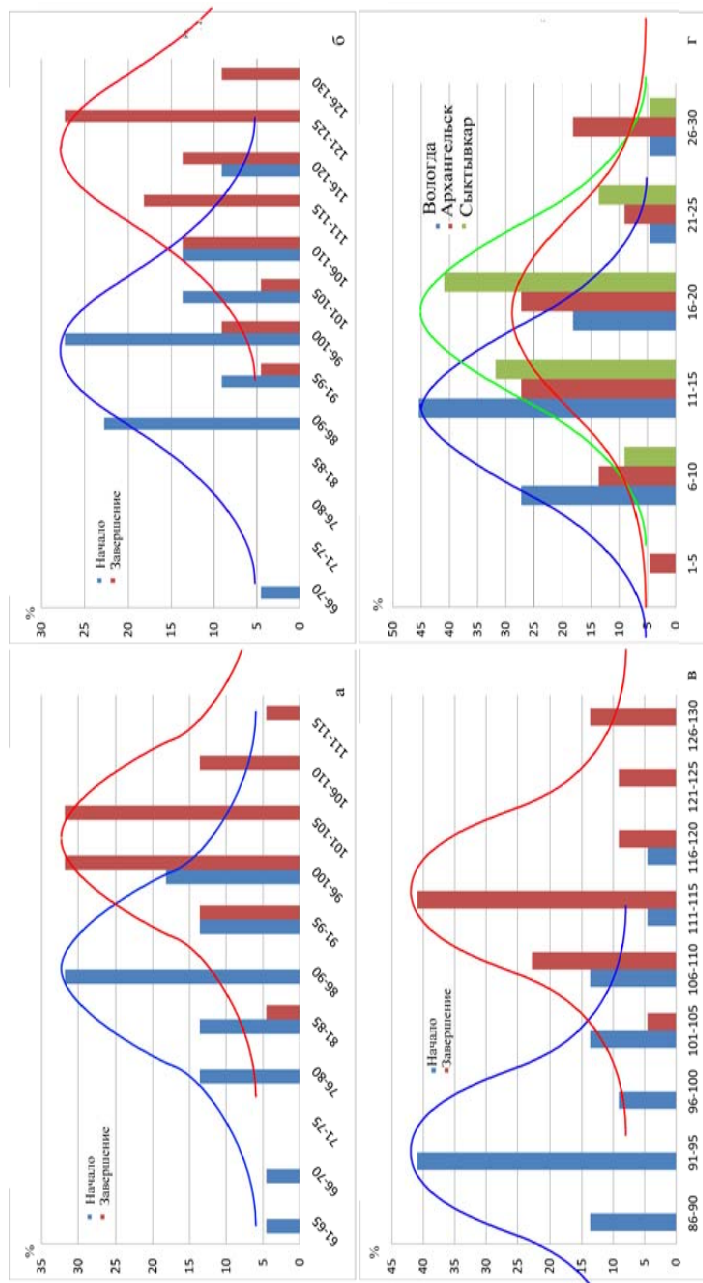


Рис. 3. Распределения: а, б, в –сроков начала и завершения снеготаяния в Вологде, Архангельске и Сыктывкаре (дни от начала года); г –длительности в днях заключительного этапа снеготаяния на этих станциях.

Таблица 2. Сроки начала, завершения и длительности последнего (заключительного) периода снеготаяния с возможной водоотдачей на опорных метеостанциях

го ды	Вологда			Архангельск			Сыктывкар		
	нач ало	кон ец	длит ель.	нач ало	кон ец	длит ель.	нач ало	кон ец	длит ель.
19 91	90	102	12	90	104	14	93	106	13
19 92	78	95	17	109	121	12	110	123	13
19 93	88	101	13	108	121	13	109	123	14
19 94	90	101	11	88	118	30	91	111	20
19 95	80	103	23	97	100	3	89	105	16
19 96	90	100	10	116	126	10	92	118	26
19 97	91	98	7	118	128	10	102	112	10
19 98	98	116	18	108	124	16	109	128	19
19 99	84	98	14	103	110	7	102	115	13
20 00	90	104	14	96	116	20	96	114	18
20 01	90	101	11	98	114	16	97	115	18
20 02	78	95	17	98	113	15	101	117	16
20 03	96	109	13	99	121	22	94	115	21
20 04	70	98	28	98	123	25	118	128	10

20 05	91	101	10	93	119	26	93	115	22
20 06	89	100	11	91	110	19	92	111	19
20 07	64	81	17	68	95	27	90	111	21
20 08	83	95	12	87	115	28	93	110	17
20 09	98	108	10	101	121	20	115	128	13
20 10	85	97	12	88	100	12	88	108	20
20 11	92	100	8	90	107	17	93	108	15
20 12	100	108	8	101	114	13	92	107	15
□	87,0	100,5	13,5	97,5	114,5	17,0	98,1	114,9	16,8
□	8,7	6,6	4,9	10,7	8,8	7,0	8,6	7,0	4,0

Максимумы распределения сроков начала и конца заключительного снеготаяния для Вологды, Сыктывкара и Архангельска приурочены к значениям 87 и 101, 98 и 115 и 98 и 115 дней от начала года, соответственно. Среднеквадратичные отклонения распределения сроков начала и конца заключительного снеготаяния составляют 8,7 и 6,6, 8,6 и 7,0 и 10,7 и 8,8 соответственно. Самые ранние сроки таяния наблюдаются в Вологде. Более поздние сроки наблюдаются в Сыктывкаре и Архангельске. Сроки начала и конца снеготаяния в Архангельске выражены менее четко, чем в Вологде и Сыктывкаре, что и служит причиной возрастания среднеквадратичного отклонения обоих сроков в регионе Архангельска. В период 1991-2012 гг. во всех

пунктах наблюдений последние сроки начала снеготаяния перекрывают самые ранние сроки конца снеготаяния.

Максимумы распределения длительности снеготаяния для указанных станций приходятся на 14-й день в Вологде, 17-й в Сыктывкаре и 17-й в Архангельске. Среднеквадратичные отклонения распределения длительности снеготаяния для регионов Вологды, Сыктывкара и Архангельска составляют 4,9, 4,0 и 7,0. Среднеквадратичное отклонение длительности снеготаяния для Архангельска почти в два раза превышает значения для Вологды и Сыктывкара, что отражается в менее четком положении максимума.

Более короткий период снеготаяния и более ранние его сроки в Вологде, конечно, обусловлены ее более южным расположением (средняя температура с ноября по март за рассматриваемые 1991-2012 гг. составляет в Вологде $-7,25^{\circ}\text{C}$, против $-8,68^{\circ}\text{C}$ мм в Архангельске и $-9,86^{\circ}\text{C}$ в Сыктывкаре), а также и существенно меньшими значениями водозапаса (169 мм в Вологде против 199 мм в Архангельске и 204 мм в Сыктывкаре за период с ноября по март).

Значения интенсивности таяния, охарактеризованы по величине снегонакопления в водосборах рек и по графикам уменьшения толщины снежного покрова в период, когда среднесуточная температура воздуха не опускалась ниже 0°C между соседними сроками наблюдений. Средние значения интенсивности таяния снежного покрова в эти годы составляли 12-13 мм/сутки. Повышенная интенсивность таяния более, чем на 20%, имела место на водосборах рек Сухоны в 1997, 2001, 2010-2012 годы, Вычегды в 1991, 1992, 1997, 2002, 2004, 2009 годы и Северной Двины в 1992, 1995-1997, 1999 годы (рис. 4), причем в 1997 году практически одновременное повышение интенсивности таяния наблюдалось на водосборах всех трех рек.

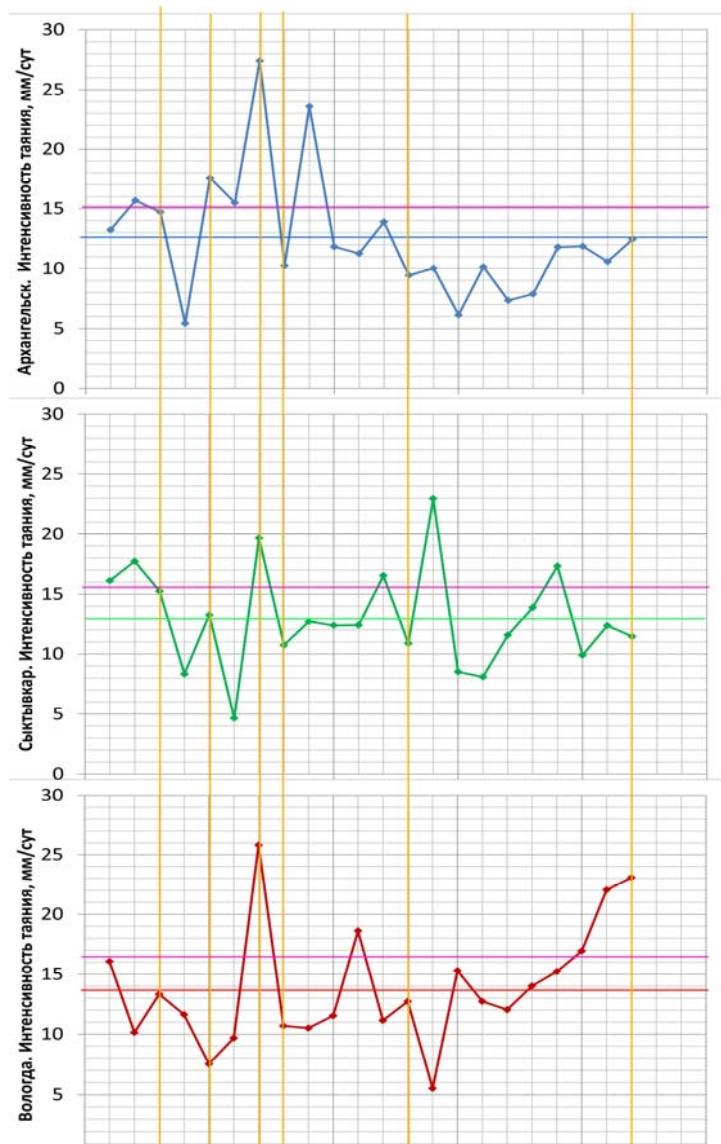


Рис. 4. Вариации интенсивности таяния снежного покрова на реках бассейна Северной Двины в 1991-2012 гг. вблизи опорных метеостанций

Половодье весной 1993, 1995, 1997, 1998, 2003, 2012 годов в бассейне Северной Двины зафиксировано на сайтах ВНИГМИ-МЦД, как случаи, когда поступление талой воды существенно превышало средний уровень весеннего повышенного стока.

В таблице 2 условным знаком (+) показаны случаи повышенных значений снегозапасов и интенсивности весеннего таяния на Северной Двине, Сухоне и Вычегде в 1991-2012 гг.

Таблица 2. Соотношение случаев половодий с повышенными значениями водозапаса и интенсивности снеготаяния на водосборах рек бассейна Северной Двины

	Сухона		Вычегда		Северная Двина	
	снегозапас	интенсивность таяния	снегозапас	интенсивность таяния	снегозапас	интенсивность таяния
1993						
1995					+	+
1997		+		+	+	+
1998	+					
2003			+			
2012	+	+				

Во все годы зафиксированных половодий (кроме 1993) имелось не менее одного фактора, способного послужить их

причиной. Как следует из таблицы 2 половодье 1995 года может быть связано с повышенными значениями и снегозапаса и интенсивности таяния на водосборе Северной Двины (Архангельск), половодье 1997 года – с повышенными значениями снегозапаса на водосборе р. Северной Двины (Архангельск) и повышенной интенсивностью снеготаяния на всех водосборах, половодье 1998 года – с повышенными значениями снегозапаса в Вологде, половодье 2003 года с повышенным значением снегозапаса на водосборе р. Вычегды, а половодье 2012 года, соответственно, с повышенными значениями и снегозапаса и интенсивности таяния на водосборе р. Сухоны (Вологда). Весной 1993 года заключительный период снеготаяния составил 13 дней, во время которого и произошел основной сток талой воды (в Вологде – 173,3 мм, в Сыктывкаре и Архангельске – 213,4 и 191,3 мм соответственно). Средняя интенсивность снеготаяния в этот год со значениями 13,3, 16,4 и 14,7 мм/сутки на каждой из метеостанций и составила 100, 120 и 119% от средней интенсивности таяния за период 1991-2012, что, собственно, и могло послужить причиной половодья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Небольсин С.И., Надеев П.П. Элементарный поверхностный сток. Л., Гидрометеиздат, 1937. – 63 с.

ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛИИ (РАСЧЕТЫ НА ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ FLAKE)

Т.В. Ефремова, Н.И. Пальшин

Институт водных проблем Севера Российской академии наук, Петрозаводск, Россия
e-mail: efremova@nwpri.krc.karelia.ru

ВВЕДЕНИЕ

На территории республики Карелия насчитывается 61.1 тыс. озер, озерность территории составляет 12%, а с учетом карельских частей Ладожского и Онежского озер достигает 21%, являясь одной из самых высоких в мире. Основное число озер – это малые водоемы с площадью менее 5 км² [1]. В малых озерах температура воды и глубина перемешивания верхнего слоя зависит не только от ветрового воздействия, но и от прозрачности воды. Чем прозрачнее и глубже озеро, тем меньше температура верхнего перемешанного слоя и больше его глубина.

На территории Карелии количество атмосферных осадков почти в два раза превышает испарение. В условиях увлажненного климата и слабой водопроницаемости почв и геологических пород на водосборах сформировались многочисленные болота, с которых в озера поступает большое количество аллохтонного органического вещества. Растворенный гумус влияет на цветность и прозрачность воды, и тем самым на распространение солнечной энергии в водной толще озер.

Цель данной работы – оценить влияния отдельных характеристик водосборов (заболоченности, лесистости, проточности водоемов) на гидрооптические показатели водных объектов и по результатам расчетов на одномерной

численной модели Flake исследовать изменчивость термического режима озер с учетом их глубины, длины разгона ветра и прозрачности воды.

ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Показатели ослабления света (вертикального ослабления интегральной облученности, или коэффициенты экстинкции) являются индивидуальными характеристиками озер и используются в численных моделях при расчетах их термического режима. При отсутствии прямых измерений коэффициентов экстинкции в водоемах на практике обычно используют их эмпирические оценки в виде:

$$\gamma = a z_0^{-b}, \quad (1)$$

где γ – коэффициент экстинкции, м^{-1} ; z_0 – глубина прозрачности по диску Секки, м; a и b – безразмерные эмпирические параметры.

Безразмерные эмпирические параметры зависят от растворенных и взвешенных в воде веществ и существенно различаются: a – от 1.0 до 3.5, b – от 0.5 до 1.0. При оценке коэффициентов экстинкции для различных типов вод одной глубины прозрачности по диску Секки недостаточно, необходимо учитывать еще цветность воды от растворенных в ней органических веществ [3]. Взвешенные в воде вещества относительно равномерно поглощают солнечную энергию на разных диапазонах длин волн, а растворенный гумус больше поглощает ультрафиолетовую и коротковолновую часть излучения в видимой области спектра. В работе [3] приведена единая формула с учетом цветности воды, которую можно использовать для разных типов вод:

$$\gamma = 0.46 C^{0.39} z_0^{-0.40}, \quad n = 200, \quad R = 0.92; \quad (2)$$

где C – цветность воды, град., n – количество озер, R – коэффициент множественной корреляции.

Формула (2) получена в результате большого количества измерений, включая разные типы вод, с широкими диапазонами прозрачности (0.7-10 м) и цветности воды (1-150 град), что позволяет использовать ее для озер гумидной зоны. Формула была проверена нами по данным параллельных измерений коэффициентов экстинкции, цветности и прозрачности воды в озерах Карелии. Отклонения рассчитанных величин от измеренных значений не превышали 0.5 м^{-1} .

Используя формулу (2) и учитывая закон Бугера-Ламберта ($I_z = I_0 e^{-\gamma z}$), путем несложных преобразований можно получить глубину 1%-й интегральной облученности (глубина фотического слоя):

$$z_{1\%} = \frac{4.605}{\gamma}, \quad (3)$$

где 4.605 – обратная величина натурального логарифма от 0.01.

В комплексной базе данных Института водных проблем Севера КарНЦ РАН, созданной по результатам многолетних исследований [1], имеются параллельные измерения цветности и прозрачности воды для 56 водоемов, для которых можно рассчитать коэффициенты экстинкции и глубину фотической зоны. Озера разнообразны по своим географическим и лимническим характеристикам. Для этих озер были выполнены оценки показателей заболоченности и лесистости. Для крупных водосборов использованы материалы [2], а для малых – географические карты масштаба 1:50000.

В результате проведенного регрессионного анализа для коэффициентов экстинкции получено эмпирическое уравнение:

$$\gamma = 0.883 + 3.821\Delta b + 0.4856 \lg K, \quad n = 51, \quad R = 0.90, \quad \varepsilon = \pm 0.30, \quad (4)$$

где $\Delta b = \Delta P_{Заб.}$ – доля воды, поступающей с заболоченной части водосбора, $Заб.$ – показатель заболоченности в долях от единицы, K – коэффициент условного водообмена, год⁻¹, ε – среднеквадратическое отклонение, м⁻¹. Пошаговый регрессионный анализ позволил исключить из уравнения незначимые предикторы (лесистость, содержание взвешенных веществ и концентрацию хлорофилла “а”), которые для озер Карелии объясняют небольшую долю дисперсии. Для доли воды (ΔP), поступающей с водосбора от общей величины положительной части водного баланса, нами установлена эмпирическая зависимость:

$$\Delta P = 0.354 + 0.676 \lg \Delta F - 0.185 (\lg \Delta F)^2, \quad n = 51, \quad r = 0.99, \quad (5)$$

где ΔF – показатель удельного водосбора озер. Формула (5) справедлива $\Delta F < 100$, а при больших значениях показателя удельного водосбора озер величину ΔP следует принимать равной единице.

Для проверки регрессионной модели (4) выполнены сравнения вычисленных коэффициентов экстинкции с измеренными значениями: датчиками ФАР на Вендюрском и Онежском озерах, пиранометрами на озерах Рапсуд, Урос, Голубая ламба и опубликованных данных для четырех озер [3]. Сравнение измеренных и рассчитанных данных показало удовлетворительное соответствие между ними в диапазоне от 0.3 до 2.5 м⁻¹ с отклонениями меньше ± 0.5 м⁻¹.

РАСЧЕТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МАЛЫХ ОЗЕР НА ОДНОМЕРНОЙ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ FLAKE

В рамках работы по исследованию малых озер Вендюрской и Заонежской групп для расчета термического режима озер

использовалась одномерная численная модель Flake, разработанная для малых и средних пресноводных водоемов [4, 5, lakemodel.net]. Модель Flake описывает вертикальную термическую структуру и условия перемешивания в озерах во временном масштабе от нескольких часов до нескольких лет. Она основана на двухслойной параметризации профиля температуры и кинетической энергии для этих слоев.

Для расчетов на модели Flake необходим файл с входными метеорологическими данными: солнечная радиация (Вт/м^2), температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), абсолютная влажность воздуха (мб), скорость ветра (м/с), облачность (от 0 до 1). Из метеорологических данных для озер Вендюрской группы мы использовали наблюдения на МС Петрозаводск, а для озер Заонежья – на МС Медвежьегорск. Возможная солнечная радиация (при безоблачном небе) вычислена в зависимости от высоты Солнца в соответствии с моделью ЛИМ (<http://www.energovent.com/main/index.php>). Суммарная солнечная радиация рассчитывалась с учетом общей облачности по восьми срочным наблюдениям в сутки. Для самых малых озер приняты во внимание эффекты затенения лесом водной поверхности.

Для каждого водоема требуются индивидуальные озерные характеристики: географическая широта, средняя глубина озера, длина разгона ветра, глубина термически активного слоя донных отложений, температура на нижней границе термически активного слоя донных отложений, коэффициент экстинкции. Глубина термически активного слоя донных отложений принята для всех озер равной 5 м. Температура на нижней границе термически активного слоя донных отложений установлена 7.2°C , в соответствии с ее оценками по средним значениям температуры воды в оз. Вендюрском за целый год. Основные морфометрические характеристики исследуемых озер приведены в таблице 1.

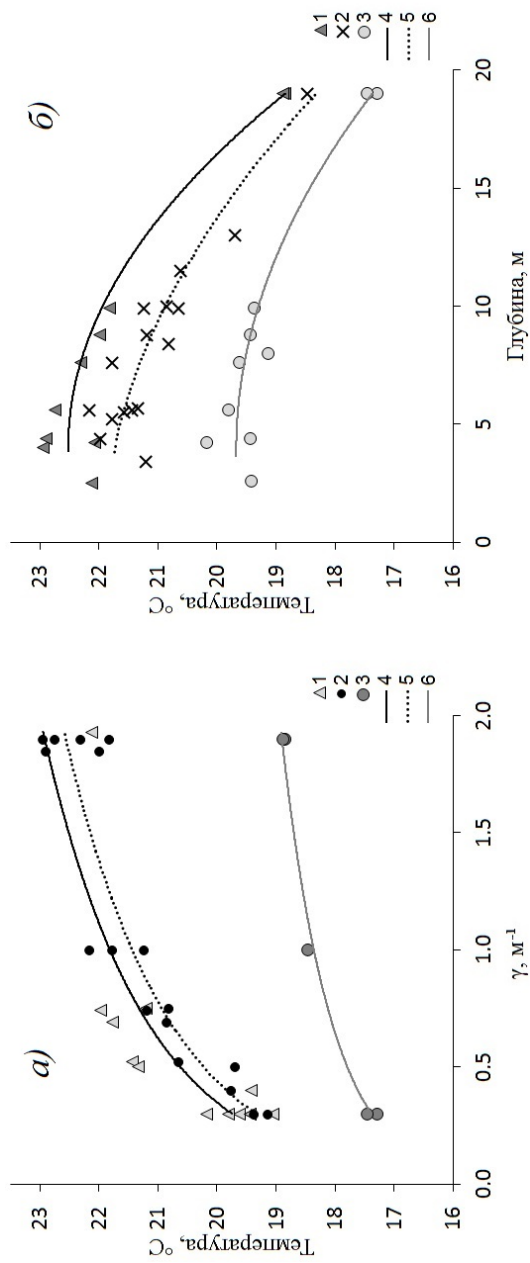
Таблица 1. Морфометрические характеристики модельных озер Вендюрской группы и Заонезья

Название	φ °с.ш.	λ °в.д.	Z м	F км ²	V млн. м ³	$h_{\text{ср.м}}$	$h_{\text{max.м}}$
Урос	62.2520	33.1869	147.8	4.36	11.5	2.6	9.5
Голубая Ламба	62.2376	33.2371	(145)	0.039	0.166	4.2	8.0
Рапсудозеро	62.2525	33.2958	147.9	0.91	3.0	3.4	8.4
Коверьярви	62.2836	33.1700	143.2	0.88	2.2	2.5	4.2
Мягрозеро	62.4779	34.8267	63.4	5.0	28	5.6	9.9
Леликозеро	62.3036	34.9212	86.4	1.6	9.2	5.7	13
Гижозеро	62.4742	35.0827	60.5	0.49	2.55	5.2	10
Кондозеро	62.4264	35.1158	100.3	0.18	1.36	7.6	19
Ламба Корыгово	62.2569	35.3573	(72.5)	0.003	0.014	4.4	8.8

Проверка модели Flake выполнена на примере оз. Вендюрского, на котором с июля 2007 г. по октябрь 2013 г. были установлены буйковые станции, оснащенные автономными датчиками (TR, TDR, TDO) Канадской фирмы RBR Ltd. Измерения на озере проводились с дискретностью 1 минута на разных горизонтах (через 1.0-1.5 м до глубины 11.3 м). Сравнение результатов расчетов с измеренными данными на оз. Вендюрском свидетельствует, что модель Flake удовлетворительно описывает годовой цикл температуры верхнего перемешанного слоя воды, глубину перемешанного слоя, сроки ледовых событий, даты установления в озере гомотермии во второй половине лета.

Для каждого из озер Вендюрской и Заонежской групп по модели Flake были получены сезонные изменения температуры воды. В результате расчетов оказалось, что большинство модельных озер из-за небольших средних глубинам летом перемешиваются до дна. Для достоверных статистических оценок девяти озер недостаточно. Поскольку одномерная модель не учитывает форму строения озерной котловины и то, что максимальные глубины озер в 2-4 раза больше их средних значений, были проведены дополнительные расчеты для максимальных глубин в озерах и разных условий прозрачности воды (коэффициенты экстинкции – 0.3, 0.5, 1.0, 1.9 м⁻¹). В результате были выполнены расчеты термического режима для 42 условных озер во временном масштабе с шагом в одни сутки за период с 1999 по 2012 гг.

Результаты численных экспериментов показали, что температура верхнего перемешанного слоя воды в малых по площади озерах (< 5 км²) зависит от их глубины и нелинейно связана с коэффициентами экстинкции. Зависимость от горизонтальных размеров озер не установлена, так как все озера по площади можно отнести к одной группе. Во второй



385

Рис. 1. Зависимость температуры воды от коэффициентов экстинкции (а) в различных озерах южной Карелии во второй декаде июля для отдельных групп озер: 1 – эпитермические (глубины от 2.5 до 8.8 м), 2 – метатермические (глубины от 4 до 13 м), 3 – гипотермические (глубина 19 м), 4-6 – нелинейные аппроксимации данных.

декаде июля различия по температуре воды верхнего перемешанного слоя в разнотипных водоемах южной Карелии могут достигать 5-6°C (рис. 1). В эпи- и метатермических озерах (глубины от 2.5 до 13 м) при изменении коэффициентов экстинкции от 0.3 до 2.0 м⁻¹ температура верхнего слоя увеличивается на 3°C (рис. 1 а). В глубоких (19 м) гипотермических озерах температура воды ниже 19°C и в зависимости от коэффициента экстинкции изменяется только на 2°C.

Зависимость температуры воды от глубины (б) для трех групп озер с разными коэффициентами экстинкции: 1 – озера с повышенной цветностью воды (γ от 1.85 до 1.93 м⁻¹), 2 – озера с пониженной цветностью воды (γ от 0.5 до 1.0 м⁻¹), 3 – очень прозрачные озера (γ от 0.3 до 0.4 м⁻¹), 4-6 – аппроксимации данных.

Толщина эпилимниона в малых озерах в основном зависит от ветрового воздействия, степени стратификации и прозрачности воды. При уменьшении коэффициента экстинкции от 1.9 до 0.3 м⁻¹ глубина перемешанного слоя увеличивается почти на 5 м (рис. 2 а). В метатермических водоемах глубина перемешанного слоя на 1.0–1.5 м больше, чем в гипотермических озерах. В «цветных» метатермических озерах (коэффициент экстинкции 1.9 м⁻¹) эта глубина составляет ~3 м и под термоклин проникает всего 0.2–0.5 % солнечной энергии (рис. 2 б). Из-за уменьшения толщины эпилимниона до 2 м в глубоком «цветном» озере под термоклин проникает до 4 % света. В самых чистых прозрачных озерах глубина 1 %-ой облученности расположена на 9–15 м, что почти в два раза больше глубины перемешанного слоя (рис. 2 а). Под термоклин в этих озерах проникает до 6–13 % солнечной энергии, что приводит к нагреванию воды и ослаблению температурных градиентов в стратифицированном слое. При

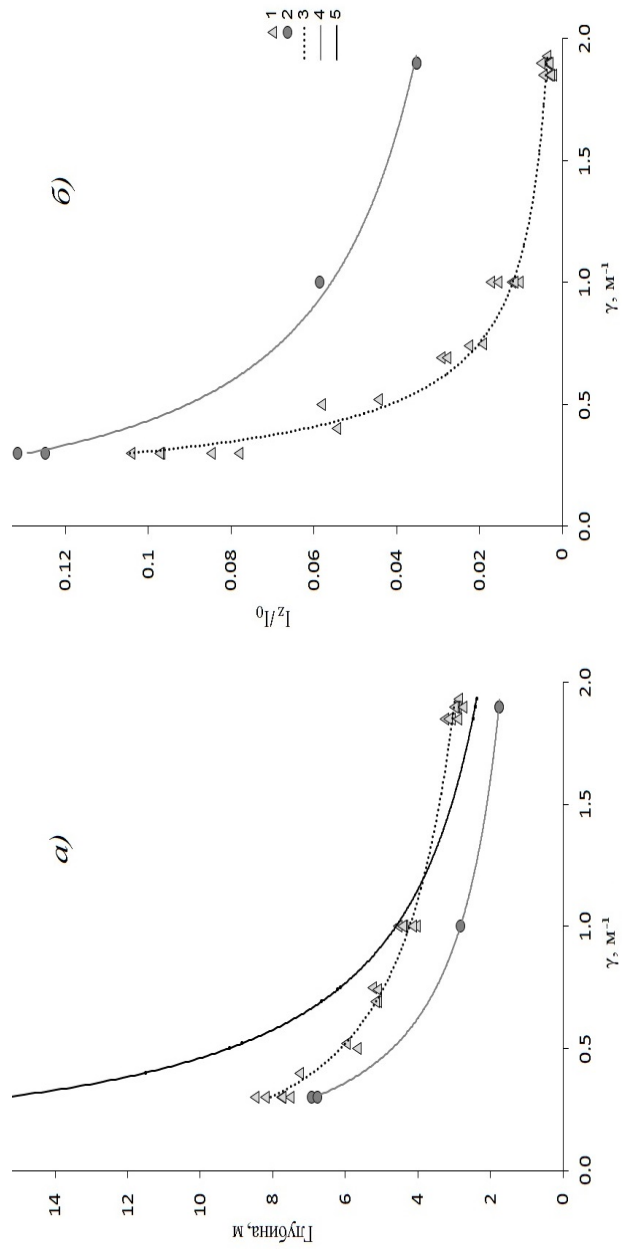


Рис. 2. Зависимость глубины верхнего перемешанного слоя от коэффициентов экстинкции (а) в разнотипных озерах южной Карелии: 1 – метатермические (глубины от 4 до 13 м), 2 – гипотермические (глубина 19 м), 3-4 – нелинейные аппроксимации групп данных, 5 – глубина 1 %-ой облученности.

одинаковом количестве солнечной энергии, приходящем на водную поверхность разных по прозрачности озер, в «цветных» озерах прогревается лишь относительно тонкий слой воды, в результате чего создаются большие градиенты температуры и плотности воды, препятствующие вертикальному перемешиванию. В прозрачных озерах тоже количество тепла перераспределяется на большую глубину. Градиенты в них значительно меньше и озеро легче поддается перемешиванию под воздействием ветра и ночного выхолаживания с заглублением термоклина.

Доля солнечной энергии проникающей под термоклины (δ) от величины на поверхности воды в разнотипных озерах (обозначения 1-4 те же).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При отсутствии прямых измерений коэффициентов экстинкции их можно определять не только по цветности и прозрачности воды, но также оценивать в зависимости от характеристик водосбора и озера (заболоченности, удельному водосбору, условному водообмену). Второй способ позволяет оценивать гидрооптические показатели, не выезжая на водоем, а всю необходимую информацию для любого озера можно получить с космических снимков или карт крупного масштаба.

Расчеты на модели Flake показывают, что для малых озер с площадью до 5 км^2 температура воды и глубина перемешанного слоя зависят в основном от глубины озера и прозрачности воды. Заглубление термоклина для озер с площадью от 0.01 до 5 км^2 от изменения длины разгона ветра мала ($0.2\text{--}0.5 \text{ м}$). По многочисленным результатам измерений в озерах ($>5 \text{ км}^2$) установлено, что глубины эпилимниона и термоклина зависят, главным образом, от ветрового воздействия. Это может свидетельствовать о том, что

доминирующие механизмы перемешивания в очень малых озерах ($<5 \text{ км}^2$) и средних озерах различаются. В самых малых озерах при уменьшении интенсивности ветрового перемешивания возрастает относительная роль эффектов конвективного перемешивания в результате ночного охлаждения и длинноволнового излучения.

Климатические изменения оказывают влияние не только на термический режим само озера, но и на элементы водного баланса его водосбора. При потеплении климата может увеличиться испарение с водосбора, что приведет к существенным изменениям стока и выноса растворенного органического вещества с заболоченных территорий. При уменьшении цветности воды в прозрачных озерах на 5° платиново-кобальтовой шкалы коэффициенты экстинкции уменьшаются от 0.5 до 0.3 м^{-1} , а глубина перемешанного слоя и его теплозапас в озере увеличиваются на ~2 м и ~15–20 % соответственно. Такого эффекта не дают изменения цветности воды даже на 20–30 градусов и коэффициента экстинкции на $0.5\text{-}0.7 \text{ м}^{-1}$ в «цветных» озерах. Это позволяет предположить о том, что малые прозрачные водоемы с большой глубиной являются наиболее чувствительными к климатическим изменениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Озера Карелии. Справочник. – Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2013. 464 с. – ISBN 978-5-9274-0450-6.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Карелия и Северо-Запад. Т. 2, Ч. 1. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. 528 с.
3. Чехин Л. П. Световой режим водоемов. – Петрозаводск: Отдел водных проблем Карельского филиала АН СССР, 1987. – 130 с.
4. Mironov D. V. Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model - COSMO

Technical Report. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany. – № 11, – 2008. – 41 pp.

5. Mironov D., Heise E., Kourzeneva E., Ritter B., Schneider N., Terzhevik A. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO – Boreal Environment Reserch, 2010. 15. P. 218-230.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕЛКОВОДНОГО ОЗЕРА ПОСЛЕ РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА

**Г.Э. Здоровеннова, Р.Э. Здоровеннов, Н.И. Пальшин,
Г.Г. Гавриленко, А.Ю. Тержевик**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт водных проблем Севера Карельского научного центра Российской академии наук, Петрозаводск, Россия

e-mail: zdrovennova@gmail.com

Одним из наиболее значимых физических параметров в озерной экосистеме является температура воды. Сравнительно малые изменения в ледовом и термическом режиме, например, в сроках взлома льда, скорости повышения температуры водной толщи озера после освобождения ото льда, появлении термической стратификации, обострении термоклина, отражаются на кислородном режиме озера, кроме того, могут вызывать большие сдвиги в количественном и качественном составе планктонного сообщества и сказаться на сроках весеннего пика цветения фитопланктона, определяя, таким образом, прозрачность воды и количество органического вещества в водах озера на этапе раннего лета. С появлением высокочувствительных приборов, способных работать длительное время в автономном режиме, появилась

возможность детально исследовать неизученный, но, тем не менее, очень важный для термического и кислородного режима озера период, охватывающий конец ледостава, взлом ледового покрова и освобождение озера ото льда. Цель настоящей работы – изучить термический режим мелководного озера в период от взлома льда и освобождения акватории от плавучих льдин до начала формирования термической стратификации и появления термоклина.

Исследование проводилось на небольшом мезотрофном озере Вендюрском, расположенном в южной части Карелии ($62^{\circ}10'-62^{\circ}20'N$, $33^{\circ}10'-33^{\circ}20'E$). Площадь зеркала озера 10.4 км^2 , объем вод $\sim 5.5 \cdot 10^7 \text{ м}^3$, средняя глубина 5.3, максимальная 13.4 м. Батиметрия озера и положение измерительных станции приведены на рис. 1. В озеро впадает р. Риндозерка и несколько небольших ручьев, вытекает р. Кулапдеги, однако объем их стока невелик. Коэффициент условного водообмена озера около 0.4 год^{-1} . Глубина диска Секки $3.0 \pm 0.5 \text{ м}$. Донные отложения представлены песком на мелководьях (на глубинах не более 2-3 м) и коричневыми и темно-коричневыми илами в глубоководной части озера [1].

Климат района исследований умеренно континентальный с чертами морского; характеризуется продолжительной мягкой зимой и коротким прохладным летом. Погода в летние месяцы неустойчива, что обусловлено частым прохождением циклонов. В мае преобладают восточные ветры, часты затяжные дожди. В этот период возможны заморозки с понижением температуры воздуха до $-5-7^{\circ}\text{C}$. Годовой минимум относительной влажности (50%) наблюдается в мае. Взлом льда на озере Вендюрском обычно происходит в первой-второй декадах мая [2].

Измерения температуры воды на трех автономных станциях (рис. 1) проводились непрерывно в течение года, начиная с июля 2007 г. до октября 2013 г. за исключением 4-7 суток в июне и октябре ежегодно, когда приборы извлекались из озера для снятия данных, перезарядки батарей и калибровки датчиков. Таким образом, наблюдениями был охвачен период освобождения озера ото льда. На автономных станциях были установлены косы с термодатчиками фирмы RBR Ltd, Канада. Датчики крепились к заякоренному тросу через 0.05-1.5 м, измерения проводились с дискретностью одна минута. В целях настоящей работы были использованы данные термокос за период с 1 по 31 мая 2008-2013 гг.

Погодные условия района исследований характеризовались по данным одной из наиболее близко расположенных к оз. Вендюрскому метеостанций Федеральной службы РФ по гидрометеорологии и мониторингу природной среды – ГМС «Петрозаводск» (<http://www.gismeteo.ru/synarc.htm>). Данные по среднемесячным климатическим значениями приземной температуры за базовые периоды 1961-1990 и 1979-2007 гг. для станции Петрозаводск были получены на сайте Северо-Евразийского Климатического Центра (<http://seakc.meteoinfo.ru/actuals>).

По данным ГМС Петрозаводск, в годы исследований среднемесячная температура воздуха в мае изменялась в пределах 7.2-11.4°C при среднемноголетней норме 8.4-8.6°C (таблица). Наиболее холодным был май 2008 г., в остальные годы температура воздуха была выше нормы, при этом наиболее теплым был май 2010 г.

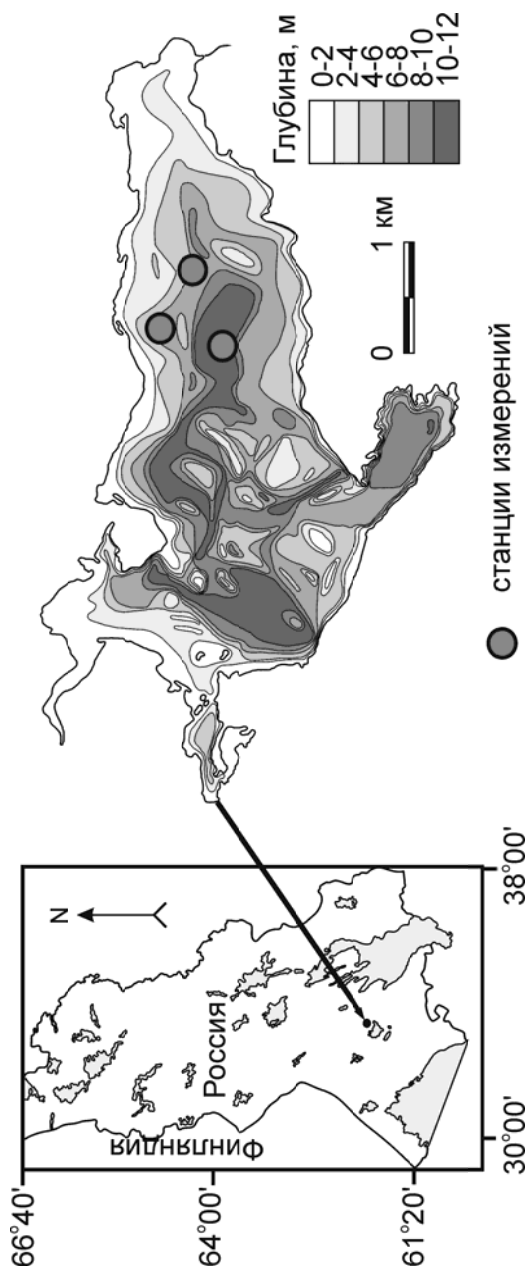


Рис. 1. Положение озера Вендюрского на карте Северо-Запада России, батиметрия и станции измерений температуры в 2007-2013 гг.

Взлом льда и очищение акватории озера от плавающих льдин происходило в годы исследований в период с 1 по 10 мая (таблица); наиболее ранняя дата была отмечена в теплом мае 2010 г., наиболее поздняя – в холодном мае 2008 г. После очищения ото льда наблюдалось повышение температуры водной толщи озера, происходившее с разной интенсивностью в разные годы в зависимости от погодных условий. Среднемесячная температура столба воды в центральной глубоководной части озера в годы исследований в мае составляла 5.6-7.5°C (таблица).

В годы исследований после взлома льда водная масса озера некоторое время порядка 2-3 недель находилась в состоянии, близком к гомотермии. В жаркую безветренную погоду температура поверхностных слоев увеличивалась под влиянием радиационного прогрева. Однако поскольку в районе исследований в мае нередки заморозки, усиления ветра, похолодания продолжительностью в несколько дней, способствующие развитию конвективно-ветрового перемешивания, происходило периодическое перемешивание водной толщи по вертикали и горизонтали и выравнивание ее температуры. К концу мая средняя температура водной толщи повышалась обычно до 8-11°C. Формирование подповерхностного термоклина было отмечено лишь в середине мая 2010 г., когда на фоне жаркой маловетреной погоды температура поверхностных слоев водной массы озера повысилась до 17-18°C. В слое 2-4 м под поверхностью располагался хорошо выраженный термоклин, градиент температуры в котором достигал 3°C/м. Передача тепла к нижележащим слоям была затруднена, поэтому придонная температура в конце мая в этом году не превышала 7-8°C.

Таблица 1. Даты взлома льда на озере Вендюрском в 2008-2013 гг. t_{ice} , среднемесячные значения температуры воздуха на ГМС «Петрозаводск» в 1961-1990, 1979-2007 и 2008-2013 гг. T_{air} и среднемесячные значения осредненной по вертикали температуры воды в центральной части озера Вендюрского T_{water} . Прочерк – нет данных.

ГОД	t_{ice}	$T_{air}, ^\circ\text{C}$	$T_{water}, ^\circ\text{C}$
		май	май
1961-1990	-	8.4	-
1979-2007	-	8.6	-
2008	10 мая	7.2	5.6
2009	8 мая	10.6	6.8
2010	1 мая	11.4	7.4
2011	1-4 мая	9.3	7.5
2012	5-6 мая	10	7.2
2013	3 мая	11.1	7.2

Данные измерений температуры с малым шагом по времени, позволили детально рассмотреть период взлома льда и освобождения акватории озера от плавучих льдин. На рис. 2 в качестве примера представлено изменение температуры водной толщи в центральной глубоководной части озера Вендюрского 1-5 мая 2010 г. В период с 18:45 до 22:00 1 мая наблюдалось резкое падение температуры в поверхностном слое озера – за 3 ч 15 мин температура понизилась на 1.4°C. Как видно из рисунка, между началом понижения температуры в поверхностном и придонном слоях (стрелки 1 и 2, соответственно) прошло около часа. В 22 ч температура в поверхностном слое начала повышаться, в то время как на нижележащих горизонтах продолжала понижаться. Выравнивание температуры по вертикали произошло около полуночи 1 мая, разница температур поверхностного и придонного горизонтов не превышала при этом 0.1°C. На протяжении 2 и 3 мая температура поверхностного слоя

дважды резко понижалась на 0.7 и 0.5°C в течение 10 и 20 минут, соответственно (рис. 2, б, 3, б), затем в течение нескольких часов наблюдалось ее повышение до значений, предшествующих падению. Температура придонного слоя при этом изменялась в пределах 0.2°C. Такой характер изменения температуры поверхностных и придонных слоев водной толщи озера может быть обусловлен взломом ледового покрова и последующим перемешиванием водной массы озера. Повторяющиеся резкие падения и повышения температуры в течение коротких промежутков времени связаны, по всей видимости, с появлением в озере крупномасштабных циркуляционных ячеек, волн, перемещением больших объемов воды, сопровождающих процесс освобождения акватории озера ото льда. Температура воздуха в течение 2-3 мая изменялась в пределах +6+16°C, скорость ветра составляла 4-6 м/с, что способствовало интенсивному таянию льда и перемешиванию водной толщи озера. К 8 ч утра 3 мая произошло выравнивание температуры водной толщи озера и в течение следующих семи суток до 4 ч утра 9 мая водная толща озера находилась в состоянии гомотермии (разница температур поверхностных и придонных слоев не превышала 0.1 °C), ее температура достигла 4.8°C утром 9 мая. С этого момента началось постепенное повышение температуры поверхностных слоев и формирование термоклина.

Описанная схема изменения температуры в центральной глубоководной части озера в конце периода ледостава и во время освобождения озера ото льда наблюдалась во все годы измерений, с незначительными отклонениями. Например, продолжительность падения температуры в поверхностном слое (промежуток времени между стрелками 1 и 3 на рис. 2) в годы исследований изменялась от 2 до 4 часов.

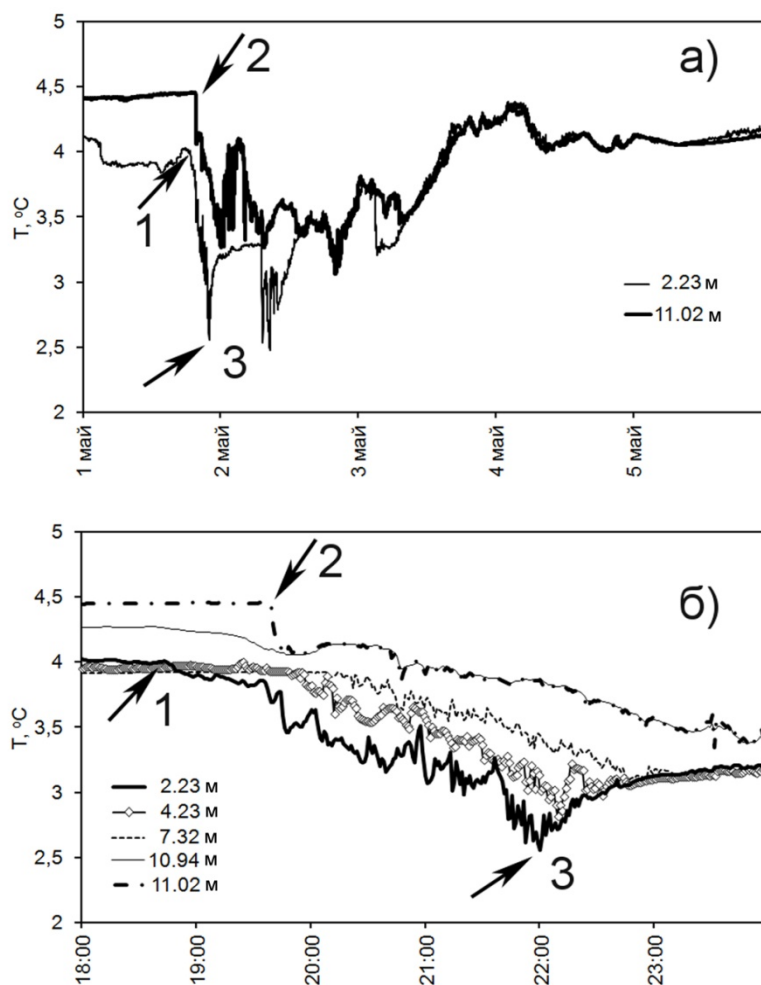


Рис. 2. Изменение температуры водной толщи в центральной глубоководной части озера Вендюрского (глубина станции 11.1 м): а) 1-5 мая 2010 г., б) в период с 18:00 до 23:59 1 мая 2010 г. Стрелки 1 и 2 – начало понижения температуры поверхностного (горизонт 2.23 м) и придонного (горизонт 11.02 м) слоев, стрелка 3 – начало повышения температуры поверхностного слоя.

Уменьшение температуры в поверхностном слое при этом достигало 0.8-1.4°C. Затем в течение 1-4 суток наблюдались резкие скачки температуры поверхностного слоя. После этого на протяжении 3-10 суток наблюдалась гомотермия, когда разница температур поверхностных и придонных слоев не превышала 0.1-0.2°C. Средняя температура водной толщи при этом постепенно повышалась до 4.5-6.5°C. Термическое расслоение водной толщи озера начиналось обычно с конца мая-первых чисел июня в зависимости от погодных условий.

На станциях наблюдений, расположенных на склонах озера с глубинами около 6.5-7.1 м, изменение температуры в общих чертах было схожим с глубоководной частью озера. Во время подледной конвекции перемешивание достигало дна на этих станциях до взлома льда, и температура конвективного перемешанного слоя, который охватывал всю водную толщу, повышалась до 4-5.5°C. После взлома льда на этих станциях также наблюдалось резкое краткосрочное понижение температуры поверхностных слоев, периодические скачки температуры в течение последующих 2-3 суток. Синхронные измерения на станциях, расположенных в разных районах озера – в глубоководной его части с глубиной станции около 11.1 м и на склоне на глубине около 7 м, показали, что в период освобождения озера ото льда временной ход изменения температуры на этих станциях существенно отличается (рис. 3). Начало взлома льда на расположенных ближе к берегу станциях измерений (стрелка 1 на рис. 2) зачастую происходило с некоторым опережением (порядка получаса) относительно центральной части озера. Последующие резкие скачки температуры, как в поверхностных слоях, так и в придонных, происходили также независимо. При этом разница температур между станциями могла достигать 0.5°C. Визуальными наблюдениями установлено, что участки открытой воды шириной в несколько десятков метров могут появляться у

берегов озера уже в третьей декаде апреля, однако в ночные часы при отрицательных температурах воздуха на них образуется лед толщиной 1-1.5 см. При усилениях ветра ледовый покров озера может подвергаться некоторым смещениям по горизонтали с образованием подобия торосов, продольных трещин. Взлом и разделение на отдельные льдины ледяного покрова озера происходит в течение довольно непродолжительного промежутка времени, однако полное очищение акватории озера ото льда продолжается в течение нескольких дней. В этот период льдины могут переноситься по акватории озера ветром, скапливаясь местами у берегов, и создавая, по мере таяния, дополнительные неоднородности в температуре воды поверхностного слоя.

Таким образом, можно заключить, что на этапе взлома ледового покрова и освобождения акватории озера от плавучих льдин, который продолжается обычно 1-4 суток, происходит неоднократное полное перемешивание водной толщи и выравнивание ее температуры по вертикали. При этом наблюдается уменьшение средней температуры по столбу воды примерно на один градус. Последующие несколько дней водная толща озера находится в состоянии близком к гомотермии. Пространственно-временной характер изменения температуры водной толщи на этом этапе позволяет предполагать развитие в озере крупномасштабных циркуляционных ячеек. При этом создаются благоприятные условия для переноса растворенных и взвешенных веществ, в том числе, биогенов, по вертикали и насыщения кислородом придонных слоев озера. Усиленный обмен теплом, веществом и импульсом между поверхностными и придонными слоями водной толщи озера, а также между глубоководной частью и прибрежными районами на этом этапе играет важнейшую роль в функционировании озерной экосистемы.

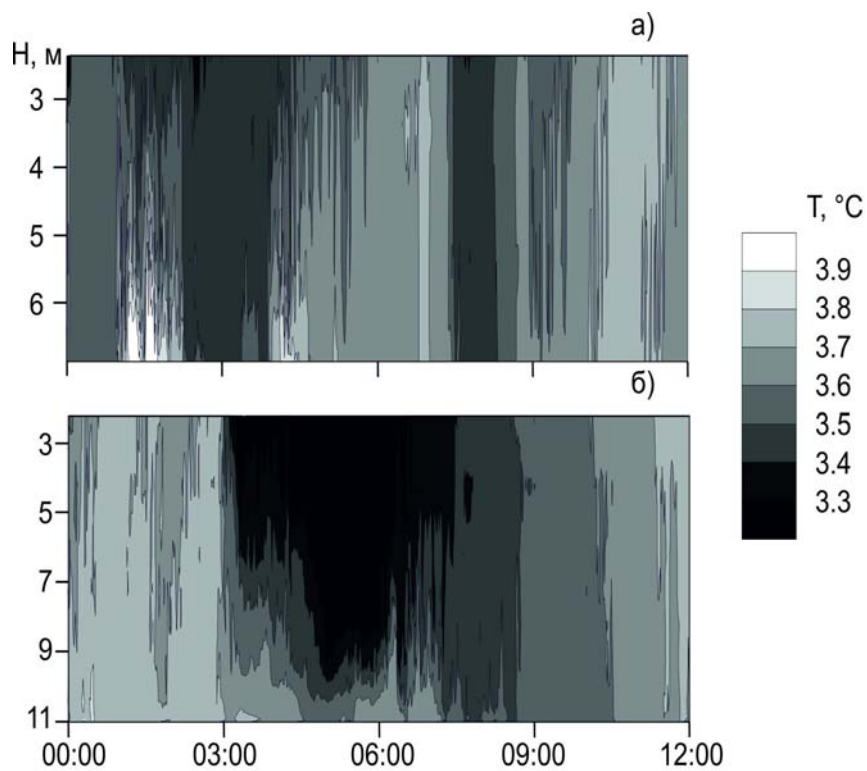


Рис. 3. Изменение температуры водной толщи озера Вендюрского на станции с глубиной 7.1 м (а) и 11.1 м (б) 3 мая в период с 0:00 до 12:00.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российской Академии Наук, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты №№ 13-05-00338, 14-05-91761, 14-05-00787), а также при поддержке Европейской Комиссии (проект Marie Curie IRSES: GHG-LAKE № 612642).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Литинская К.Д., Поляков Ю.К. Озера Вендюрской группы – Урос, Риндозеро, Вендюрское // Водные ресурсы Карелии и их использование. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1975. С. 57–66.
2. Zdorovenov R., Palshin N., Zdorovenova G., Efremova T., Terzhevik A. Interannual variability of ice and snow cover of a small shallow lake // Estonian Journal of Earth Sciences, 2013, 61(1) pp. 26–32.

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ В ФЬОРДАХ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН ПО ДАННЫМ ВИЗУАЛЬНЫХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА РОССИЙСКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ «БАРЕНЦБУРГ» И «ПИРАМИДА»

Б.В. Иванов^{*,}, П.Н. Священников^{**,*}, Е. Forland^{***},
К. Isaksen^{***}**

**ГНЦ РФ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ААНИИ), Санкт-Петербург, Россия*

***Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра океанологии, Россия*

**** Норвежский Метеорологический институт (НМИ), Осло.*

e-mail: b_ivanov@aari.nw.ru

Изучение долгопериодной изменчивости ледовых условий в фьордах арх. Шпицберген в XX и в начале XXI веков опирается на данные Российских гидрометеорологических станций, расположенных в шахтёрских поселках Баренцбург и Пирамида, расположенных в самом крупном фьорде архипелага – заливе Ис-фьорд. Данные визуальных и

инструментальных наблюдений, хранящиеся в фондах ААНИИ до настоящего момента не были полностью оцифрованы и проанализированы. ААНИИ и НМИ в рамках научного проекта «Ис-фьорд – прошлый и современный климат» выполняют совместный анализ долгопериодной изменчивости ледовых условий, используя исторические данные, полученные в Баренцбурге и Пирамиде. Основная цель – определить тенденции изменений ледовых условий в XX и первом десятилетии XXI веков. Эти исследования направлены на дальнейшее развитие сотрудничества в области сбора метаданных, изучение арктического климата, а также представляют собой совместный вклад в научное наследие Международного Полярного года и международные действия по сохранению исторических данных. В рамках проекта выполняется оцифровка рукописных журналов ледовых наблюдений, выполнявшихся в указанных пунктах по стандартной программе ледовых наблюдений морских береговых станций и постов. Использованы данные наблюдений, проводившихся на полярной станции Пирамида в 1948-1957 гг. и в Баренцбурге в 1948-2011 гг. Начиная с последней четверти XX столетия в Арктике наметилась устойчивая тенденция к потеплению. Наблюдается аномальное развитие океанических, атмосферных и ледовых условий, получивших название - «Арктическое усиление». Эти процессы являются индикаторами, так называемого, «быстрого» изменения климата этого региона, происходящего на общем фоне глобального потепления. Изменчивость характеристик ледяного покрова, взаимодействующего через систему сложных положительных и отрицательных обратных связей с другими компонентами климатической системы (температурный и радиационный режим, режим осадков и облачности) делает его комплексным индикатором климатической изменчивости в целом. В качестве наиболее важных характеристик ледяного покрова фьордов были

использованы следующие: толщина припая, его площадь, общее количество дрейфующего льда, а также даты формирования и разрушения устойчивого припая. В докладе представлены предварительные результаты, иллюстрирующие многолетнюю изменчивость ледовых характеристик, основных ледовых фазах и явлений.

Работа выполнена в рамках плановой тематики ЦНТП Росгидромета (раздел 1.5.3.3), гранта РФФИ «Современные изменения климата архипелага Шпицберген – натурные данные и моделирование взаимодействия в системе «ледники – морские льды – атмосфера» (12-05-00780-а) и при финансовой поддержке российско-норвежского проекта «Ис-фьорд – прошлый и современный климат».

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ БЕРЕГОВ, СЛОЖЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ, НА ЛАБОРАТОРНОЙ МОДЕЛИ

Д.Н. Ионов*, И.И. Грицук,****

**Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

***Российский университет дружбы народов, Москва, Россия*

e-mail: dima_ionov@mail.ru

Процессы термоабразии и термоденудации являются основными факторами разрушения морских, речных и озерных берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами (ММП). Исследование разрушения берегов в криолитозоне вызвано производственной необходимостью и представляет большой научный интерес. В последнее время было представлено много работ по программам МПГ, относящихся к этой теме, но все они имеют отношение к разрушениям морских берегов. Деформации русел северных рек и речных склонов, несмотря на имеющиеся проблемы и

высокую важность, в настоящее время изучены мало. В ходе анализа имеющихся публикаций аналога подобных исследований обнаружено не было.

В литературе часто встречается мнение о решающей роли механического воздействия волн на процесс береговой термоабразии в криолитозоне. Основной вклад в разрушение берегов вносит волновое воздействие с высотой волн менее 1 м. Именно их длительное воздействие в безледный период приводит к размыву основания берегового клифа, нарушению его устойчивости и, в конечном счете, к отступанию берега.

Следует отметить роль термоденудации и в процессе переформирования берегов, благодаря которой развивается весь комплекс тепловых, гравитационных и эрозионных процессов, и как следствие выполаживание и формирование устойчивого склона.

Значительно проще осуществлять берегоукрепительные работы на участках распространения абразионно-термоденудационных берегов, чем на участках термоабразионных берегов, где портовое и гидротехническое строительство практически невозможно.

Учитывая положения подпрограммы «Освоение и использование Арктики» федеральной целевой программы «Мировой океан» от 10 августа 1998 г. № 919, а также крайне важные интересы Российской Федерации в этом направлении, имеющие как политические так и экономические составляющие, вопросы и проблемы гидротехнического строительства, эффективной и безаварийной работы внутренних водных путей и их инфраструктуры в этой области науки требуют самой тщательной проработки.

При разработке методики экспериментальных исследований на лабораторной модели, соответствующей поставленным задачам, выявлены влияющие на размыв факторы и построена гидравлическая модель, удовлетворяющая теории подобия.

Особенностью моделируемых условий является подбор материала берегового склона и параметров волновых процессов, по характеристикам подобным натурным. В качестве материала, слагающего модель, использовался карьерный люберецкий песок крупностью $d_{50} = 0,20$ мм. Надводная часть модели берегового склона выдерживалась в морозильной камере при температуре -18°C в течении 24 часов, а параметры подбирались в соответствии с представленными ниже схемами (рис. 1).

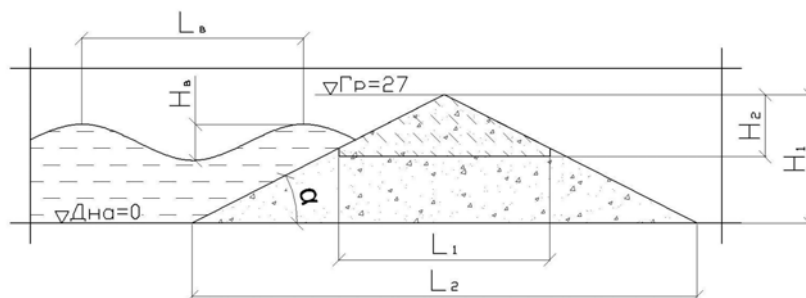


Рис. 1. Схема гидравлической модели

Исследования деформаций берегов сложенных многолетнемерзлыми грунтами на лабораторной модели были проведены в открытом гидравлическом лотке (далее – лоток) лаборатории «Гидрологической и технической безопасности гидросооружений» кафедры «Гидравлики и гидротехнических сооружений» инженерного факультета Российского университета дружбы народов.

Лоток циркуляционного типа с возможностью изменения уклона дна, в сечении имеет прямоугольную форму и оснащён программируемым волнопродуктором. Его длина составляет 16,0 м, ширина 0,3 м, высота стенок 0,4 м (рис. 2, 3).



Рис. 2. Общий вид экспериментальной установки

а.



б.



*Рис. 3. Основные элементы экспериментальной установки:
а – волонопродуктор; б – пульт управления
волонопродуктором*

По результатам первого этапа исследований на лабораторной модели, было проведено 35 экспериментов с целью определения оптимальных волновых и модельных параметров, а так же методики эксперимента в целом.

Параметры модели и моделируемых условий (длины и высоты волн, амплитуды и частоты волнения, температуры, глубины и т.д.), представленные в таблице 1, измерялись типовым оборудованием, там же отражены данные, которые фиксировались в ходе 5 экспериментов. Волнопродуктор программировался через ЭВМ лицензионным программным комплексом – **Wave Generator Version 1.33 02/03/00**. Набегание волны на модель и процесс её деформации фиксировался с помощью фото и видео съемки (рис. 4).

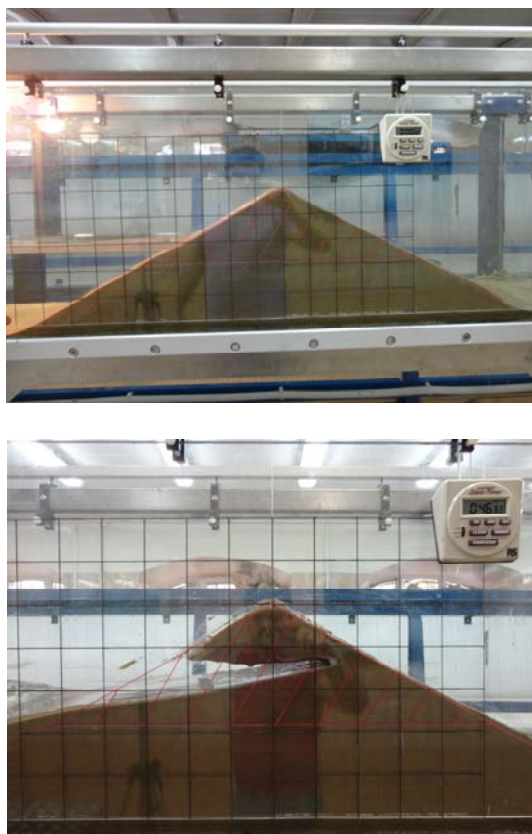


Рис.4. Процесс деформации модели в ходе эксперимента

Таблица 1. Параметры модели и моделируемых условий

№ п/п	Наименование параметра	Обозн.	Ед. изм.	1		2		3		4	
				до	после	до	после	до	после	до	после
1	Температура грунта	$t_{гр}$	°С	-18	-13,5	-18	-14,8	-18	-11,5	-18	-14,5
2	Фильтрационный расход через тело модели	q	мл/мин	0	74,9	0	78,17	0	67,35	0	61,24
3	Высота модели (общая)	H_1	см	27	23,3	27	19,4	27	24,5	27	25
4	Высота модели (мерзлая часть)	H_2	см	14	9,3	14	5,8	14	4	14	18,5
5	Длина модели (общая)	L_1	см	100	108	100	110	100	107	100	114
6	Длина модели (мерзлая часть)	L_2	см	52	52	52	52	52	52	52	52
7	Угол заложения сформированного склона	β	°	8		10		6		12	
8	Угол заложения верхового откоса	α	°	27	31	27	22	27	33	27	21

Продолжение Таблицы 1

№ п/п	Наименование параметра	Обозн.	Ед. изм.	до		после		до		после		до		после	
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
9	Высота волны	H_B	см	1,1	0,9			1,1				1,1			2,0
10	Длина волны	H_B	см	390,0	330,8			295,0				319,0			
11	Частота волнения		сек	2:41	2:58			2:52				2:68			
12	Температура воды	$t_{\text{вод}}$	°C	20	18	17,5	19	19	18,5	11,5	16				
13	Время проведения эксперимента		час:мин:сек	00:45:06		00:46:44		00:44:06		02:04:25					

По результатам первого этапа исследований деформаций берегов, сложенных многолетнемерзлыми грунтами, на лабораторной модели при воздействии волн с различными характеристиками прослеживается взаимосвязь между объемами деформаций их параметров и волновыми характеристиками. Так же выявлена прямая зависимость механизма формирования склона от критериев волновых воздействий.

Данный вопрос требует более глубокого и детального изучения, в связи с чем, в кратчайшие сроки, планируется выполнить еще 4 этапа исследований, по результатам которых будет выполнен всесторонний глубокий анализ указанной проблемы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. СП 38.13330.2012 Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Актуализированная редакция СНиП 2.06.04-82*.
2. СН 92-60 Технические условия определения волновых воздействий на морские и речные сооружения и берега.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ БАССЕЙНА СРЕДНЕЙ ВОЛГИ

Л.М. Китаев

*Институт географии РАН, Москва, Россия
e-mail: lkitaev@mail.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Ледовые явления со всеми основными сезонными фазами наблюдаются практически на всех реках России. Пространственно-временные особенности ледостава и весеннего вскрытия рек определяются изменчивостью

климата и водности рек, морфометрией русел. На сегодня данная тема хорошо изучена - известны результаты исследований многих авторов: Ф.И. Быдина, Б.В. Проскурякова, В.С. Антонова, В.В. Баланина, В.П. Берденникова, С.Н. Булатова, Б.М. Гинзбурга, Я.Л. Готлиба, А.М. Естифеева, А.Г. Колесникова, К.Н. Коржавина, Б.П. Паноав, А.И. Пеховича, В.В. Пиотровича, К.И. Россинского, В.И. Синотина, И.Н. Соколова, В.А. Рымши, А.Н. Чинова, Л.Г. Шуляковского. Обобщение результатов в данной области содержится, в частности, в монографиях и С.К. Аржаковой и Р.В. Донченко [1, 2].

Продолжение исследований отклика изменчивости состояния речного льда на изменения климатических условий продолжает быть актуальным в связи с заметными в последние десятилетия глобальными и региональными колебаниями характеристик климата и водности рек. По данным, приведенным в Оценочном докладе Росгидромета об изменениях климата (<http://climate2008.igce.ru/v2008/v1/v1-3.pdf>), в пределах Восточно-Европейской равнины в период 1976-2006 гг. приземная температура воздуха в зимний период имеет тенденцию к увеличению с коэффициентами линейного тренда $0.45\text{ }^{\circ}\text{C} / 10\text{ лет}$ осенью, $0.68\text{ }^{\circ}\text{C} / 10\text{ лет}$ зимой, $0.68\text{ }^{\circ}\text{C} / 10\text{ лет}$ весной. На фоне незначимых здесь тенденций в многолетних изменениях осадков холодного периода и, соответственно, снегозапасов, увеличение годового стока в период с 1978 г. составило в средних широтах Европейской части России 15-40%. Увеличение стока рек происходит в том числе за счет внутригодового перераспределения стока - при уменьшении максимальных весенних расходов и за счет увеличения меженной составляющей при увеличении количества и продолжительности оттепелей и, соответственно, талого стока зимой.

Цель наших исследований состоит в оценке изменчивости характеристик ледовых явлений бассейнов средней Волги и Камы - региона с высокой степенью хозяйственного освоения - в условиях современных климатических изменений.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИСЛЕДОВАНИЙ

Исследование ледовых явлений осуществлялось путем оценки изменчивости основных характеристик - начала и продолжительности ледостава и даты вскрытия льда в совокупности с величинами среднемесячных расходов соответствующих периодов – по данным 11-ти гидрологических постов с 1940 по 2003 гг. (рис. 1). Характер метеорологических условий оценивался по суточным значениям приземной температуры воздуха и осадков (www.meteo.ru) – по данным наблюдений метеорологических станций, расположенных вблизи от пунктов гидрологических наблюдений на расстоянии 50-150 км. Анализ проводился с использованием стандартных статистических методов и геоинформационных технологий.

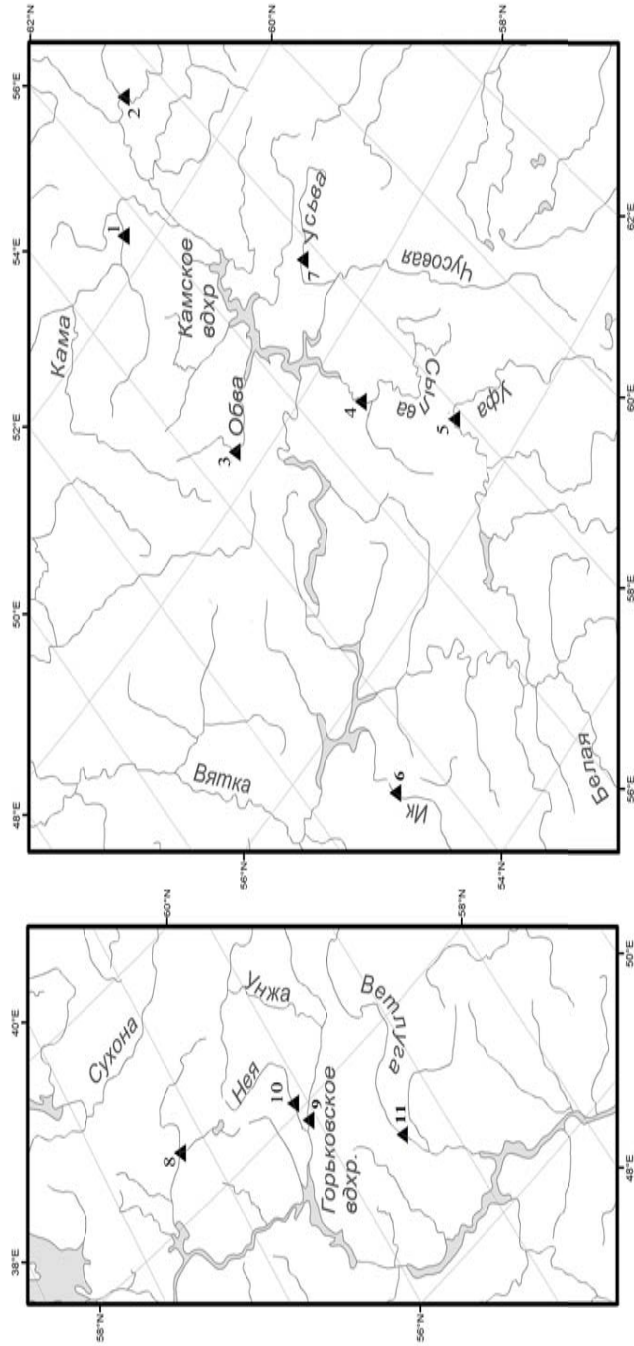


Рисунок 1 - Расположение пунктов гидрологических наблюдений. **Бассейн Камы:** 1 - Кама, Бондюг; 2 - Березовая, Булдырья; 3 - Обва, Карагай; 4 - Сылва, Подкаменное; 5 - Уфа, Красноуфимск; 6 - Ик, Нагайбаково; 7 - Усьва, Усьва. **Бассейн Волги:** 8 - Буй, Кострома; 9 - Унжа, Макарьев; 10 - Нея, Нея; 11 - Ветлуга, Ветлужский.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Среднемноголетние величины исследуемых характеристик представлены в таблицах 1а и 1б. Распределение сроков начала ледостава осенью и вскрытия льда весной закономерно изменяется в исследуемом регионе с юго-запада к северо-востоку, в соответствии с изменениями общего температурного фона. Ранние даты начала ледостава и поздние даты вскрытия характерны для восточной и северо-восточной части бассейна Камы. Относительно поздние даты начала ледостава и ранние даты вскрытия отмечены для гидрологических пунктов Волги и южной части бассейна Камы. В целом, начало ледостава происходит в первые три недели ноября, вскрытие льда - во второй половине апреля.

Наименьшая среднемноголетняя продолжительность ледостава отмечена на юге региона, в пункте Нагайбаково, р. Ик (рис. 2, пункт 6): дата начала ледостава 19.11, дата вскрытия 9.04. Наибольшая продолжительность ледостава характерна для самого северного пункта региона, Булдырья, р. Березовая: дата начала ледостава 2.11, дата вскрытия 28.04.

Таблица 1а. Среднегодовые условия на дату вскрытия (1940-2003 гг).

Водосбор	Река – пункт	Дата	Температура воздуха, t °С *	Средний расход воды, м ³ /сек **
Кама	Кама - Бондог	05.11	-0.5	260
	Березовая - Булдырья	02.11	-0.4	43.9
	Обва - Карагай	07.11	0.7	15.0
	Сылва - Подкаменное	10.11	0.4	113
	Уфа - Красноуфимск	18.11	-1.0	24.6
	Ик - Нагайбаково	19.11	-4.2	27.8
Волга	Усьва – Усьва	16.11	0.5	28.0
	Буй - Кострома	12.11	1.9	142
	Унжа - Макарьев	14.11	2.1	94.8
	Нея - Буслаево	13.11	2.1	25.8
	Ветлуга – Ветлужский	13.11	2.0	98.8

* - средняя температура воздуха с 1 апреля по дату начала ледостава

** - средний расход воды за март и апрель

Таблица 1б. Среднемесячные условия на дату вскрытия (1940-2003 гг).

Водосбор	Река – пункт	Дата	Температура воздуха, t °С *	Средний расход воды, м ³ /сек **
Кама	Кама - Бондюг	26.04	1.1	259
	Березовая - Булдырья	28.04	1.4	23.2
	Обва - Карагай	17.04	1.9	59.2
	Сылва - Подкаменное	15.04	1.5	244
	Уфа - Красноуфимск	17.04	1.4	162
	Им - Нагайбаково	09.04	-1.5	136
	Усьва – Усьва	20.04	2.4	19.8
Волга	Буй - Кострома	17.04	2.2	37.8
	Унжа - Макарьев	18.04	3.6	234
	Нея - Буславо	17.04	3.3	78.4
	Ветлуга – Ветлужский	17.04	3.1	220

* - средняя температура воздуха с 1 апреля по дату начала ледостава

** - средний расход воды за март и апрель

МНОГОЛЕТНИЕ ТЕНДЕНЦИИ В ИЗМЕНЕНИЯХ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Многолетняя изменчивость дат начала ледостава и вскрытия рассмотрена в сочетании с оценкой изменчивости приземной температуры воздуха и расходами воды. Приземная температура воздуха в этом случае оценивалась в виде средних значений за период с 1 октября осенью и с 1 апреля весной соответственно до даты начала ледостава и даты вскрытия. Расходы воды рассчитаны как среднее за октябрь-ноябрь осенью и март-апрель весной.

Как в осенний, так и в весенний периоды значимые тенденции многолетних изменений приземной температуры воздуха отсутствуют, равно как и тенденции многолетних изменений расходов воды, за исключением пунктов в бассейне Камы: Обва – Карагай, Сылва – Подкаменное, Уфа – Красноуфимск, Им – Нагайбаково, что, возможно, определяется здесь небольшим многолетним ростом относительно больших региональных осадков. Значимых тенденций в многолетнем ходе дат начала ледостава и дат вскрытия не наблюдается, ввиду, по-видимому, стабильности фоновых температур воздуха холодного периода.

Продолжительность ледостава также соответствует распределению приземных температур, увеличиваясь с юго-запада к северо-востоку (табл. 2). Соответственно, многолетние тенденции продолжительности ледостава значимы, хотя и малозаметны, для означенных выше пунктов бассейна Камы – значимые коэффициенты линейного тренда невелики и отрицательны: заметный здесь многолетний рост приземной температуры периода ледостава и многолетнее увеличение расходов воды приводит к сокращению периода ледостава.

Таблица 3. Статистические характеристики периода ледостава.

Водосбор	Река – пункт	Продолжительность		Средняя температура воздуха периода ледостава	
		Среднее, дни	Коэффициент линейного тренда, (дни / год) * 10	Среднее, t °С	Коэффициент линейного тренда, (t °С / год) * 10
Кама	Кама - Бондюг	173	-0.83	-9.3	0.26
	Березовая - Булдырья	178	-0.37	-8.9	0.03
	Обва - Карагай	162	-2.05	-9.1	0.28
	Сылва - Подкаменное	157	-0.74	-9.4	0.36
	Уфа - Красноуфимск	151	-3.99	-10.9	0.39
	Им - Нагайбаково	141	-2.37	-12.4	0.16
Волга	Усьва – Усьва	156	-1.10	-8.6	0.28
	Буй - Кострома	156	-1.28	-6.9	0.37
	Унжа - Макарьев	156	-1.48	-6.5	0.42
	Нея - Буслаево	157	-1.48	-6.7	0.43
	Ветлуга – Ветлужский	155	-1.55	-6.6	0.40

Курсивом обозначены незначимые коэффициенты линейных трендов (95% уровень)

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Зависимость изменчивости дат начала ледостава и вскрытия льда от изменений приземной температуры воздуха и расходов воды оценивалась путем анализа множественной регрессии. Для производства статистических расчетов даты начала ледостава осенью и вскрытия льда весной пересчитывались в количество дней соответственно с 1 октября и 1 апреля. Суточные значения приземной температуры воздуха также усреднялись на период с 1 октября и 1 апреля по дату начала ледостава и по дату вскрытия.

В целом, общие коэффициенты множественной регрессии значимы и осенью и весной, но их величины во время вскрытия больше превышают величины начала ледостава (табл. 4а, 4б) – вскрытие льда в большей степени зависит от приземной температуры воздуха и расходов воды, нежели начало ледостава. Исходя из значений бета коэффициентов уравнений регрессии, вклад в изменчивость ледовых явлений изменений приземной температуры воздуха повсеместно значимы, велики и превышает не везде значимый вклад изменений расходов воды. Разница в знаке бета коэффициентов осенью и весной указывает на вполне логичные прямые и обратные зависимости ледовых явлений от температуры воздуха и расходов воды. Таким образом, изменчивость ледовых явлений исследуемого региона зависит, прежде всего, от хода приземной температуры, причем, судя по значениям бета коэффициентов, в осенний период эта зависимость меньше, чем весной (табл. 4а, 4б).

Таблица 4а. Регрессионная зависимость температуры изменчивости даты начала ледостава от изменений приземной температуры воздуха* и расходов воды**

Водосбор	Река – пункт	Коэффициенты линейного уравнения регрессии		
		Основной	Бета температуры воздуха	Бета расхода воды
Кама	Кама - Бондюг	0.419	-0.411	0.059
	Березовая - Булдырья	0.471	-0.418	0.183
	Обва - Карагай	0.468	-0.390	0.109
	Сылва - Подкаменное	0.552	-0.536	0.083
	Уфа - Класноуфимск	0.654	-0.533	0.307
Волга	Им - Нагайбаково	0.414	-0.398	0.171
	Усьва – Усьва	0.434	-0.433	0.087
	Буй - Кострома	0.622	-0.606	-0.049
Волга	Унжа - Макарьев	0.597	-0.598	0.039
	Нея - Буслаево	0.616	-0.603	-0.132
	Ветлуга – Ветлужский	0.543	-0.527	0.100

* - средняя приземная температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) с 1 ноября по дату начала ледостава и с 1 апреля по дату начала вскрытия

** - средний расход воды ($\text{м}^3/\text{сек}$) за октябрь - ноябрь осенью и за март - апрель весной
Курсивом помечены коэффициенты, незначимые при 95% уровне

Таблица 46. Регрессионная зависимость изменчивости даты вскрытия льда от изменений приземной температуры воздуха* и расходов воды**

Водосбор	Река – пункт	Коэффициенты линейного уравнения регрессии		
		Основной	Бета температуры воздуха	Бета расхода воды
Кама	Кама - Бондюг	0.623	-0.569	0.197
	Березовая - Булдырья	0.716	-0.643	0.227
	Обва - Карагай	0.732	-0.746	0.340
	Сылва - Подкаменное	0.657	-0.658	0.064
	Уфа - Кпасноуфимск	0.686	-0.685	0.074
	Им - Нагайбаково	0.457	-0.461	0.039
Волга	Усьва – Усьва	0.338	-0.332	0.044
	Буй - Кострома	0.570	-0.566	0.020
	Унжа - Макарьев	0.631	-0.628	0.068
	Нея - Буслаево	0.685	-0.686	-0.014
	Ветлуга – Ветлужский	0.524	-0.452	-0.210

* - средняя приземная температура воздуха (°C) с 1 ноября по дату начала ледостава и с 1 апреля по дату начала вскрытия

** - средний расход воды (м³/сек) за октябрь - ноябрь осенью и за март - апрель весной
Курсивом помечены коэффициенты, незначимые при 95% уровне

ВЫВОДЫ

Для бассейнов средней Волги и Камы исследованы особенности изменений ледовых явлений. Пространственная изменчивость дат начала ледостава и вскрытия рек и, соответственно, продолжительность ледостава закономерно соответствуют пространственной изменчивости приземной температуры воздуха в направлении с юго-запада на северо-восток. Значимых многолетних тенденций в изменениях дат начала ледостава и вскрытия льда в регионе не отмечено, в связи, по-видимому, со стабильным здесь многолетним фоном температуры воздуха. Продолжительность ледостава имеет малозаметное, но значимое уменьшение лишь в южной части бассейна Камы в связи с многолетним здесь увеличением приземной температуры воздуха и расходов воды. В соответствии с результатами анализа множественной регрессии, зависимость ледовых явлений от приземной температуры воздуха и расходов воды повсеместно значима. При этом, вклад изменений приземной температуры воздуха в межгодовые изменения дат начала ледостава и вскрытия льда значительно превышает вклад изменчивости расходов воды. Полученные результаты в целом не противоречат выводам, приведенным в Оценочном докладе Росгидромета об изменениях климата (<http://climate2008.igce.ru/v2008/v1/v1-3.pdf>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аржакова С. К. Зимний сток рек криолитозоны России. / Санкт-Петербург. Из-во РГГМУ, 2011.
2. Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1987.

МЕТОДОЛОГИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРЕСНОВОДНОГО И МОРСКОГО ЛЬДА В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ СУРОВОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ

Д.В. Козлов

*Российский государственный аграрный университет – МСХА им. К.А. Тимирязева, Институт природообустройства им. А.Н. Костякова, Москва, Россия
e-mail: kozlovdv@mail.ru*

Вопросы совершенствования методологии изучения пресноводного и морского льда состояли в обобщении, анализе и систематизации знаний о ледовых системах водных объектов России, выявлении закономерностей процессов формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков, морского льда в шельфовой зоне, а также методах изучения ледовых систем и опасных ледовых явлений, развивающихся в процессе замерзания и вскрытия рек (зажоры и заторы льда), которые нередко обуславливают значительные наводнения.

Актуальность исследуемых вопросов связана с необходимостью обеспечения устойчивой и надежной эксплуатации водохозяйственного комплекса страны в зимний период, которая может быть достигнута, в том числе, на основе использования современной методологии изучения гидроледотермических, ледотехнических и гидравлических процессов и явлений в природных и природно-технических системах водных объектов суровой климатической зоны Российской Федерации.

Методологической основой выполненных исследований стал системный анализ (в том числе структурно-функциональный метод) и современные методы представления знаний, а также комплексный гидролого-географический анализ.

Современная методология изучения пресноводного и морского льда, его различных состояний в природных и природно-технических системах водных объектов суровой климатической зоны России, включает в себя: результаты анализа фактических и экспертных знаний о ледовых системах водных объектов России, процессах формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков, морского льда в шельфовой зоне Российской Федерации; рекомендации для разработки требований к составу, объему и уровню детализации исходных данных для изучения пресноводного и морского льда, его различных состояний для решения задач снижения риска опасных ледовых явлений; структурно-функциональную схему процессов формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков с оценкой возможности развития опасных ледовых явлений (зажоров и заторов льда).

В рамках исследований выполнен современный анализ процессов кристаллизации и переохлаждения воды; рассмотрены условия ледообразования в пресноводных водоемах и водотоках; приведены обобщения известных и новых знаний о структуре и текстуре пресноводного льда (в том числе, структурные модификации льда, строение пресноводного льда, текстура и его формы). Процессы формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков рассмотрены как совокупность ледовых явлений и процессов, происходящих на поверхности, в водной толще и на берегах пресноводных водоемов и водотоков, и характеризующихся формой, местоположением и продолжительностью существования. Обобщены фактические и экспертные знания о процессах формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков Российской Федерации, в том числе на реках севера, центра и юга Европейской территории России, Западно-Сибирской равнины и центральной Якутии, бассейнов Томи, Амура и

Колымы, а также на малых реках (на примере Волжского бассейна, малых рек Восточной Сибири и Забайкалья). Рассмотрены особенности формирования и развития пресноводного льда на зарегулированных участках рек, в том числе вопросы замерзания и вскрытия водохранилищ, формирования полыньи в нижних бьефах гидроэлектростанций и каналов. Рассмотрены особенности (характер и интенсивность) процессов формирования и развития льда в арктических устьях российских рек (Северной Двины, Мезени, Кулоя, бассейна Карского моря), которые определяются климатом региона, характером режима рек и прибрежной зоны океана, морфологическим и гидрологическим типом устьевой области.

Кроме того, выполнен анализ обширного фактического материала и экспертных знаний о ледовых системах морей, процессах формирования и развития морского льда в шельфовой зоне Российской Федерации, в том числе с учетом антропогенного воздействия на водные объекты и изменения климата. Отмечено, что данные регулярных наблюдений за ледяным покровом в Арктике в Российской Федерации и результаты ледового картирования концентрируются в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте Росгидромета. Рассмотрены классификации морского льда, солевой состав морской воды, процессы замерзания морской воды, структура морского льда, изменения солёности морского льда со временем. Выполнено обобщение показателей ледовых условий в шельфовых морях, анализ состояния окружающей среды и морских ледяных систем в шельфовой (арктической) зоне Российской Федерации, оценка сокращения морских льдов в Арктике в 2012 году и изменений ледовитости в арктических морях российского евразийского шельфа, а также экологическая оценка влияния изменения климата в высоких широтах Северного полушария на состояние ледовых и

биологических систем некоторых морей арктической шельфовой зоны России.

В рамках основных положений методологии изучения пресноводного и морского льда, его различных состояний в природных и природно-технических системах водных объектов выделены три основные группы общенаучных методов в исследованиях ледовых систем водных объектов: методы эмпирического исследования (наблюдения, эксперимент, сравнение, описание, измерение), методы теоретического познания (в т.ч. формализация), общелогические методы и приемы исследования (анализ, обобщение, моделирование, системный подход, вероятностно-статистический метод, структурно-функциональный метод, аналогия и др.). Показана первичность, особая важность и состав комплекса ледовых наблюдений в шельфовой зоне морей, на водных объектах суши (реках, водоемах), отмечена высокая роль, описаны требования и содержание технологий дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в исследованиях ледовых систем и опасных ледовых явлений, разработаны новая классификация опасных ледовых явлений и методика оценки опасных проявлений ледового режима водных объектов (которая реализована на примере рек севера ЕТ России), сформулированы методические подходы к разработке базы данных о ледовых явлениях на основе наземной и дистанционной информации, принципы совершенствования системы мониторинга ледовых явлений на водных объектах. Решение задачи определения зон затопления территорий вследствие опасных ледовых явлений представлено с помощью дистанционных методов.

Кроме того, выполнены обобщение, анализ и систематизация знаний о методах изучения процессов образования зажоров и заторов льда; усовершенствована методология изучения

процессов зажоро- и заторообразования, в том числе определена роль натурных исследований, лабораторного и математического моделирования этих опасных ледовых явлений, выполнено обобщение типизаций зажоров и заторов льда, сформулированы рекомендации по составу, объёму и уровню детализации исходных данных для изучения процессов зажоро- заторообразования и решения задач снижения риска их опасного развития.

Современный анализ источников научно-технической информации (более 30 наименований) в области гидрологии, гидроледотермики, ледоведения и ледотехники, ледовой гидравлики и зимней гидротехники позволил представить пресноводный лед водных объектов суши как динамическую структуру, включающую в себя восемнадцать взаимосвязанных форм (состояний), и отражающих практически полную картину функционального развития пресноводного льда. Использование структурно-функционального метода исследования позволило разработать открытую схему процесса формирования и развития пресноводного льда в водных объектах суши, обобщившую в себе не только попытки типизации практически всех возможных форм пресноводного льда, но и ставшую основой для детального целостного представления о ледовых явлениях в пресноводных водоемах. Ввиду большого разнообразия форм пресноводного льда, задача их прогноза становится трудно разрешимой. Построенная структурно-функциональная схема процессов формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков может применяться как логическая диаграмма для предсказания типа формирующегося льда или опасного ледового явления (затора или зажора льда) в зависимости от метеоусловий и скорости течения в водном объекте, что крайне важно для решения задач оценки риска опасных ледовых явлений.

Разработка организационных, теоретических, методологических и технологических основ прогнозирования и предотвращения опасных ледовых явлений, техногенных аварий и катастроф и возможных чрезвычайных ситуаций, вызванных этими явлениями и грозящих тяжелыми экономическими, социальными и экологическими последствиями побудила к созданию справочного электронного пособия, в котором были отражены как устоявшиеся представления о формировании опасных ледовых явлений, так и современные технологии сбора и обработки гидрометеорологической информации, используемые в практике методы расчета и прогноза. Неотъемлемой частью пособия стала открытая электронная база данных, включающая в себя научные статьи, монографии и научные издания, диссертационные работы, нормативные документы (СНиПы, ВСН, руководства, рекомендации, указания, номенклатуры и др.), справочники и справочные материалы (каталоги, словари, справочники, карты), учебники и учебные пособия по гидроледотермике, инженерному ледоведению и ледотехнике.

Сформулированные методологические положения в совокупности представляют научное обобщение, которое позволило создать цельное, внутренне непротиворечивое представление об особенностях формирования и развития пресноводного льда водоемов и водотоков, морского льда в шельфовой зоне Российской Федерации.

Работа выполнена сотрудниками ИВП РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, ГГИ и МГУ Природообустройства в рамках реализации плана НИОКР Федеральной целевой программы «Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012-2020 годах». Результаты выполненной работы находятся в русле аналогичных исследований ледовых систем водных объектов, проводимых во всех

странах с районами с суровыми климатическими условиями, прежде всего в США и Канаде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин В.А. Опасные гидрологические явления на реках. – СПб, изд-во РГГМУ, 2008, 228 с. – ISBN 978-5-86813-220-9.
2. Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. -247 с.
3. Козлов Д.В. Лед пресноводных водоемов и водотоков. – М.: МГУП, 2000. – 263 с. – ISBN 5-89231-043-4.

ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ РЕЛИКТОВЫХ ВОДОЕМОВ, ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ОТ БЕЛОГО МОРЯ⁴

Е.Д. Краснова*, **Н.А. Демиденко****, **А.Н. Пантюлин*****,
Н.Л. Фролова***, **Л.Е. Ефимова*****, **В.А. Широкова******

**МГУ имени М.В. Ломоносова, Беломорская биологическая станция им. Н.А.Перцова, биологический факультет, Москва, Россия*

*** Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва, Россия*

**** МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия*

***** Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва, Россия*

e-mail: e_d_krasnova@wsbs-msu.ru

⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-17-00155)

ВВЕДЕНИЕ

В последние несколько лет на Беломорской биостанции МГУ активно развиваются междисциплинарные исследования отделяющихся от моря водоемов. Интерес к этим водным объектам связан с их своеобразием. По экологической структуре они, с одной стороны, резко отличаются от других участков беломорской акватории, а с другой – представляют собой типичное для беломорского побережья явление. Небольшие размеры, четкость гидрологической структуры и ограниченный видовой состав биоты делают их удобным объектом для построения моделей, применимых к более крупным участкам акваторий, включая все Белое море, которое тоже представляет собой частично изолированный водоем, но более сложный для моделирования.

На Беломорской биостанции (ББС) МГУ отделяющиеся от моря водоемы стали объектом пристального внимания в конце 1990-х годов. Первым было исследовано озеро Кисло-Сладкое (полупресная лагуна) в 1,5 км от ББС МГУ [2], удивившее океанологов необычной трехслойной структурой водной толщи, устойчивой к ветровому перемешиванию. Несколькими годами позже в окрестностях биостанции было обнаружено еще одно подобное озеро – лагуна на Зеленом мысу. В общей сложности в этом районе сейчас известно о 15 водоемах на разных стадиях отделения от моря, включая четыре меромиктические водоема, три проточных лагуны и два залива с совсем еще неизменным приливным режимом. Кроме них еще четыре прибрежных водоема при натурном обследовании оказались пресными, совершенно утратившими связь с морем. В данной статье использованы материалы полевых исследований, выполненных на базе Беломорской биологической станции им. Н.А.Перцова в 2010-2014 гг. В январе 2014 г. озера были обследованы силами студентов географического и физического факультетов МГУ в ходе совместной научной студенческой

экспедиции, в июне 2014 г. – студентами-гидрологами во время производственной практики (рис. 1). Во время этих экспедиций были получены абсолютные высотные отметки большинства озер. Температура и соленость определялись с помощью YSI Pro30.

ОЗЕРА, НЕ УТРАТИВШИЕ СВЯЗЬ С МОРЕМ (БУДУЩИЕ «ВОДОЕМЫ-ИЗГОИ»)

Оз. Кисло-Сладкое (Полупресная лагуна) находится в 1,5 км к востоку от Беломорской биостанции МГУ. Координаты: 66° 32,87', N, 33° 08,14' E. Длина озера - 196 м; ширина - 147 м; площадь — 16200 м²; площадь водосборного бассейна 157000 м²; соотношение площади бассейна к площади озера — 9,7; средняя глубина — 1-1,5 м, максимальная — 4,5 м. Абсолютная отметка поверхности льда в начале февраля 2014 г. — 0,4 метра, водной поверхности — 0,01 метра. Регулярных приливных колебаний в озере нет.

Озеро образовалось в результате отделения морского залива, отгороженного от основной акватории островом с двумя каменистыми отмелями по сторонам. Одна из отмелей из-за подъема суши поднялась над поверхностью воды и превратилась в сухую перемычку, в настоящее время покрытую травянистой растительностью. Вторая перемычка представляет собой каменистый порог, через который большую часть времени течение направлено из озера в море, и лишь во время сизигийных приливов и высоких нагонов морская вода поступает в озеро. Пополнение озера пресной водой осуществляется преимущественно во время таяния снега, а дебит стока пресного ручья в летнее время не превышает 1,5 м³ сут⁻¹. Так, по сравнению с зимним периодом 2014 г. уровень воды в озере за счет притока пресной воды увеличился примерно на 30 см.

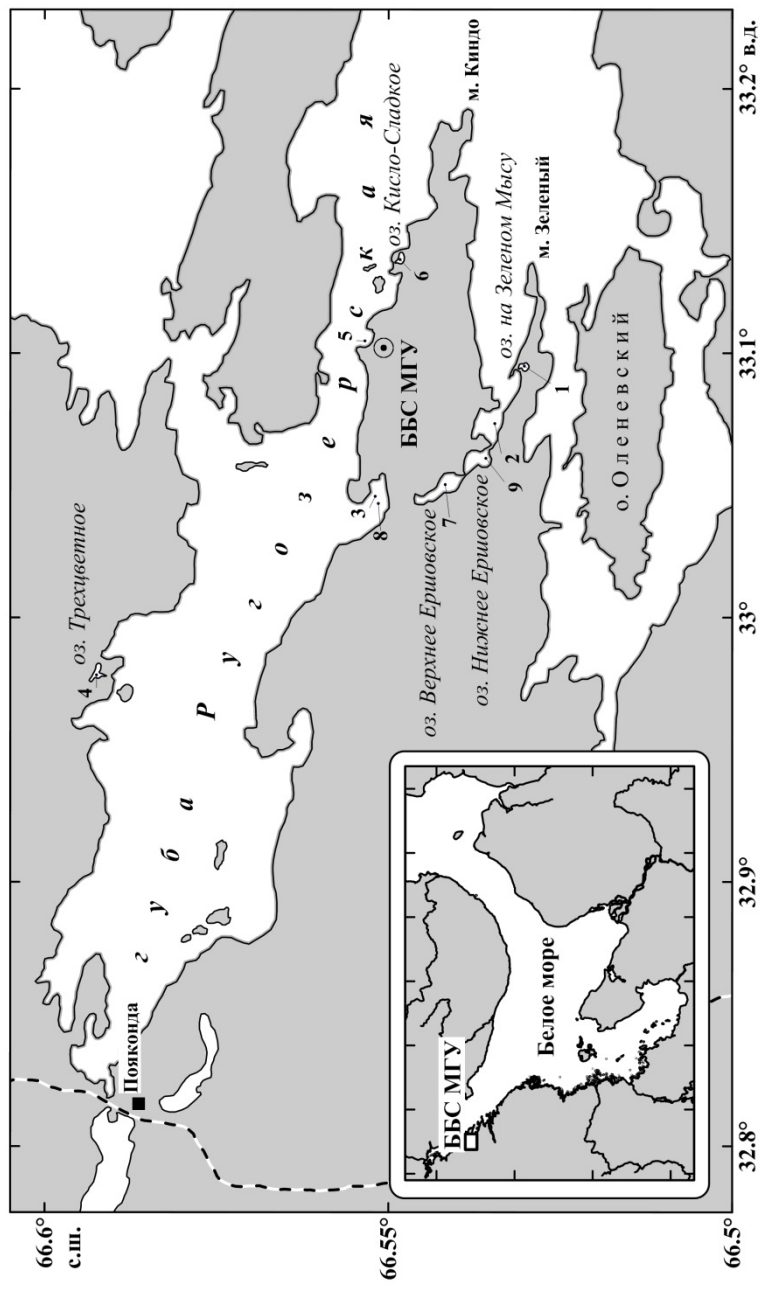


Рис. 1. Район исследований

Вертикальная структура этого водоема испытывает сезонные и межгодовые изменения (рис. 2). Верхний слой толщиной 0,5 м, соответствующий эпилимниону континентальных водоемов, опреснен; в момент обследования в июне 2014 г. его соленость составляла около 5‰, после относительно жаркого лета поверхностная соленость увеличилась до 11‰. Ветровое перемешивание, опреснение от небольшого вытекающего из болота ручья и от осадков сказываются только на верхнем метре глубины. Поверхностный слой играет определяющую роль в гидрологической структуре водоема: он изолирует нижележащий соленый слой воды от контакта с атмосферой. Поскольку вода в озере прозрачная, солнечные лучи хорошо прогревают дно и придонную воду, но разность в плотности слоев препятствует теплообмену с атмосферой, что создает эффект парника и в летнее время приводит к температурной инверсии. Поверхностный слой задерживает не только тепло, но и кислород, который образуется в ходе фотосинтеза в соленой водной массе.

В нижнем слое воды температура даже летом не превышает 11°C, хотя в вышележащих слоях озера и на поверхности моря она прогревается до 18-20°C и выше. Прогреву препятствует резкая плотностная стратификация, и, как следствие, отсутствие конвекции, а также развитие перехватывающих лучистую энергию микроорганизмов в области хемоклина. Соленость в нижней водной массе нередко оказывается более высокой по сравнению с вышележащей частью гипolimниона и с морем. Это может быть, с одной стороны, результатом поступления в придонные слои свежей морской воды зимой, когда соленость в море самая высокая, а с другой – следствием ледового высаливания и стекания ко дну рассола, высвобождающегося при замерзании морской воды, что имеет место в некоторых водоемах в высоких арктических

широтах и служит причиной повышения солености воды в беломорских водоемах.

Многолетние круглогодичные наблюдения на этом водоеме показали, что такая вертикальная структура, характерна только для летнего периода. Осенью, в случае высоких приливов и нагонных ветров и поступления большого количества морской воды, может происходить промывка водоема, в результате чего он становится по всей толще однородным. Это наблюдалось в зимы 2011/12 и 2013/14 гг. После такой промывки характерная вертикальная структура восстанавливается не сразу. Другой сценарий зимних событий развивается при слабой осенней промывке или если ее нет: при ледоставе водоем по всей толще сохраняет положительную температуру, сероводород распространяется до глубины 0,5-1 м, и в озере происходит замор. Это наблюдалось зимой 2012/13 года.

Лед на этом озере становится раньше по сравнению с морем и сходит позже. Ледовый покров служит для этого водоема не только одной из причин опреснения поверхности, но, возможно, и фактором сезонной изоляции, создавая дополнительную преграду приливам. Максимальной мощности ледовый покров достигает во второй половине зимы: в оз. Кисло-Сладком — 40- 50 см, в море — 60-70 см. Такая толщина достаточна, чтобы нарастить порог, полностью перекрыть путь морской воде и обеспечить сезонную изоляцию водоема. Однако вопрос о существовании периода полной зимней изоляции от моря пока открыт. В пользу сезонной изоляции в период максимального развития ледового покрова свидетельствуют целостность ледового покрова на озере – на нем нет трещин, которые говорили бы о колебаниях уровня, торосов и признаков разлива воды. Без изоляции вряд ли были бы возможны стагнация и замор, наблюдавшиеся зимой 2012/13

гг. Однако в некоторые зимы связь с морем, по всей вероятности, все же сохраняется. Возможно, с таким поступлением воды связаны загадочные фонтаны из соленой воды, зарегистрированные в начале февраля 2010 года, когда во льду озера возникло несколько промоин круглой формы, над которыми возвышались купола из воды, поступавшей под напором снизу, с такой же соленостью, как в озере и в море. За все годы наблюдений, такое явление было отмечено только один раз.

Лагуна на Зеленом мысу расположена у основания полуострова Зеленый мыс и связана с кутом губы Кислой. Координаты: 66° 31,80' N, 33° 05,55' E. Лагуна имеет округлую форму с шириной и длиной по 120 м, площадь — 12840 м²; средняя глубина – 2 м, максимальная— 6,5 м. Абсолютная отметка поверхности льда в начале февраля 2014 г. — -0,05 м, водной поверхности — -0,4 метра (ниже соответствующих отметок моря). Озеро образовалось на месте древнего пролива, который некогда отделял от материка остров, ставший впоследствии полуостровом Зеленый мыс. Лагуну от залива отделяет каменистый порог, через который во время каждого прилива морская вода поступает в озеро. Приливный цикл в озере асимметричный, продолжительность прилива меньше, чем отлива, то есть большую часть времени течение направлено из озера в море. Амплитуда приливных колебаний около 10 см.

Лагуна на Зеленом мысу – второй из отделяющихся водоемов, у которого была обнаружена трехслойная гидрологическая структура, аналогичная таковой в оз. Кисло-Сладком. В ней также есть три слоя, но, поскольку озеро глубже, слои шире и несколько отличаются значениями гидрологических параметров. Одно из отличий – более резкие градиенты. Придонная вода в лагуне более холодная, чем в нижнем слое оз. Кисло-Сладкого, и более соленая.

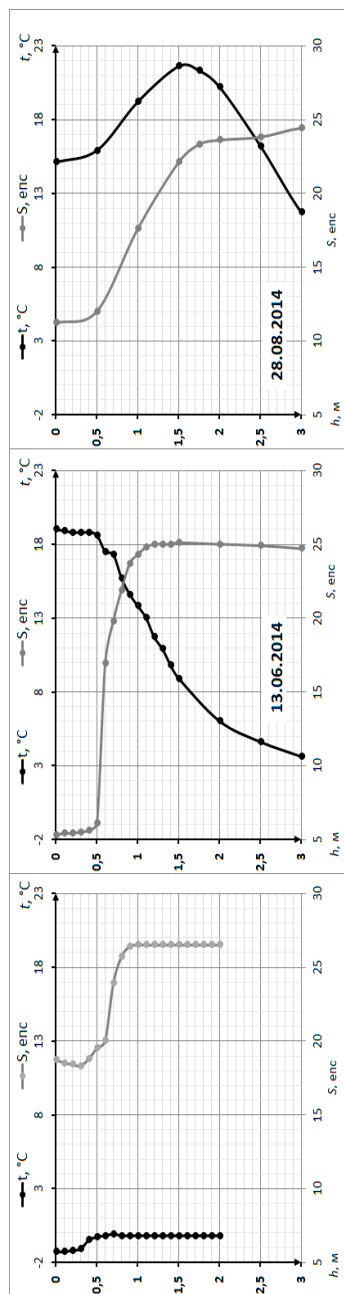


Рис. 2. Вертикальные профили температуры и солёности в разные сезоны 2014 г. в оз. Кисло-Сладком

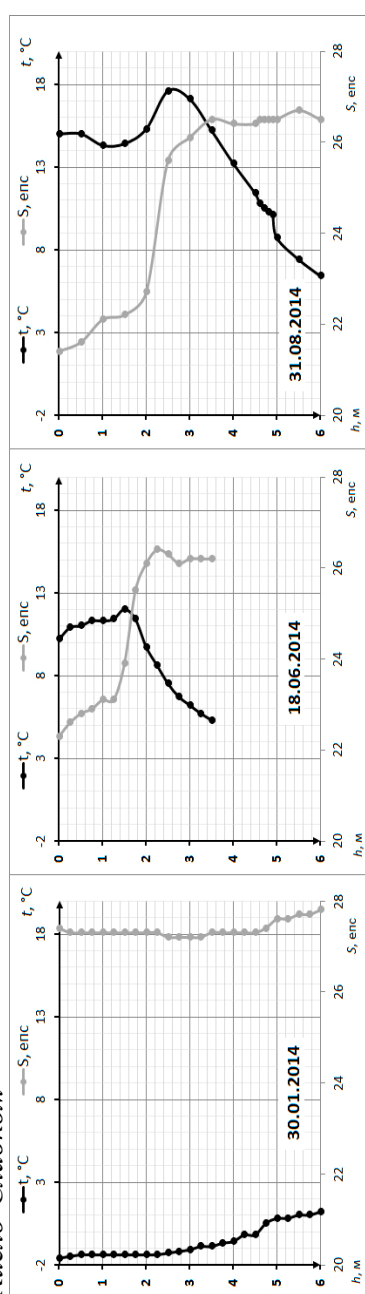


Рис. 3. Вертикальные профили температуры и солёности в разные сезоны 2014 г. в лагуне у Зеленого Мыса

Последнее обстоятельство отличает его не только от оз. Кисло-Сладкого, но и от большинства других беломорских отделяющихся водоемов. Кроме того, его соленость выше, чем на соседней морской акватории. Это обусловлено, во-первых, относительно небольшим водосборным бассейном, во-вторых — незначительностью пресноводного стока с берега, и, в-третьих, ледовым высаливанием при замерзании морской воды [1].

Так же, как и в оз. Кисло-Сладком, зимняя вертикальная стратификация в лагуне на Зеленом мысу зависит от высоты осенних сизигийных приливов, которая влияет на степень промывки водоема. После интенсивной промывки осенью 2012 г. верхние 5 м стали однородными. Однако в котловину свежая вода не попала, так как заполняющая ее вода более соленая. В результате в марте 2013 г. возле дна находилась вода с соленостью более 28‰ и положительной температурой. После схода льда в водоеме возникает поверхностный опресненный слой, но степень его опреснения гораздо меньше, чем в других водоемах: Несмотря на относительно небольшие, казалось бы, различия в плотности, поверхностный слой, так же как в оз. Кисло-Сладком, служит тепловым изолятором для нижележащего соленого слоя, в результате чего возникает парниковый эффект. Во второй половине лета он проявляется в повышении температуры на глубине 2-3,5 м. Придонный соленый слой в течение всего лета сохраняет постоянство: соленость в нем не меняется, а температура растет лишь незначительно: за все лето она поднимается всего на 4,5°C. Осенью 2012 г. промывки водоема не было, и всю следующую зиму водоем оставался трехслойным с опресненной поверхностной водной массой, атмосферным охлаждением до глубины 1-2,5 м и теплой придонной водой, которая оставалась прогретой до +3 - +4,6°C. После схода

льда вертикальная термохалинная структура водоема одинакова вне зависимости от осенних и зимних событий.

МЕРОМИКТИЧЕСКИЕ ВОДОЕМЫ

Данные водоемы находятся на существенно большей высоте по отношению к сизигийным приливам и практически утратили связь с морем.

Трехцветное озеро в Пеккелинской губе. Координаты: 66° 35,53' N, 32° 59,97' E. Размеры водоема: 340 м × 150 м, наибольшая глубина 7,5 м. Абсолютная отметка льда в феврале 2014 г. — 1,25 м, а поверхности воды — 0,85 м. Площадь водосбора — 643809 м², площадь самого озера — 32407 м², соотношение площади бассейна к площади озера 19,9. Приливных колебаний нет. Название «Трехцветное» этому озеру, прежде безымянному, дано за впечатляющие различия в окраске трех его слоев. Верхний пресный слой — желтоватый из-за гуминовых веществ, поступающих со стоком из болота, под ним располагается соленая вода, причем в области хемоклина на границе аэробной и анаэробной зон всегда присутствует ярко-зеленый слой воды, а ниже него залегает сероводородная соленая водная масса лимонно-желтого цвета, мутноватая из-за кристаллов серы. Из всех известных нам водоемов, отделяющихся от моря, оз. Трехцветное лучше всех отвечает понятию меромиктического. Вертикальная стратификация сохраняется постоянной в течение года (рис. 4) и была одинаковой на протяжении трех лет наблюдений.

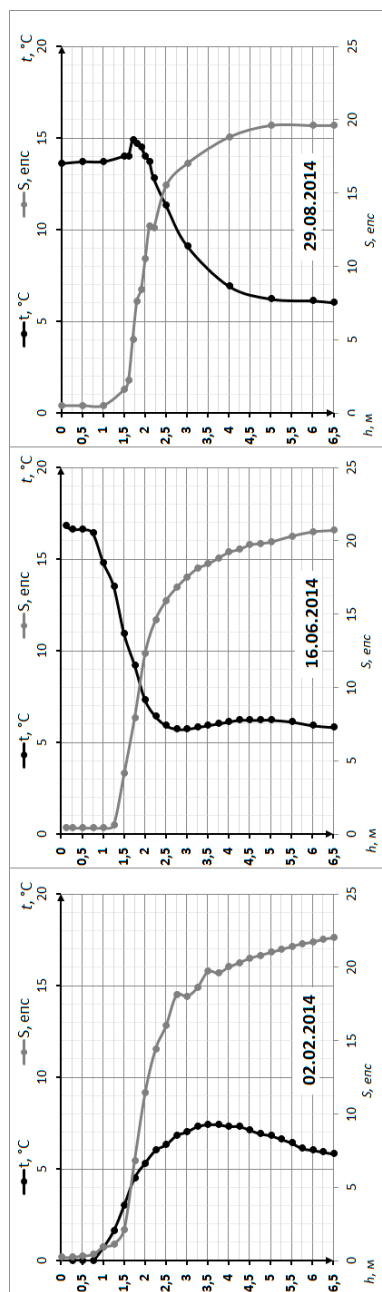


Рис. 4. Вертикальные профили температуры и солёности в разные сезоны 2014 г. в оз. Трехцветном

Пресный миксолимнион располагается до глубины 1 м, застойная соленая водная масса (монимолимнион) начинается с глубины 1,5 м, а между ними находится узкий пикноклин с резкими физико-химическими градиентами. Слой зеленой воды мощностью 15-20 см располагается непосредственно под хемоклином. В межень он приходится на зону 1,5 – 1,75 м, осенью, когда за счет осадков миксолимнион становится толще – на 1,8 – 1,9 м. Температура воды в придонных слоях в течение всего года постоянна и составляет 5,5-6,0°C. Поверхностный слой после схода льда постепенно прогревается до температуры 20-22°C. Начиная с конца лета, наблюдается слой относительно теплой по сравнению с поверхностью воды примерно на глубине 2-3 м.

В ноябре 2011 г. во все прибрежные водоемы, в том числе в оз. Трехцветное, высокий сизигийный прилив, совпавший с ветровым нагоном, забросил свежую морскую воду. Если в другие водоемы, не столь далеко продвинувшиеся по пути отделения от моря, соленая вода попадает с разной периодичностью, то для оз. Трехцветного это событие уникальное. В результате мощность миксолимниона уменьшилась с 1,5 м до 1 м, он стал солоноватым (5‰), на глубине от 1,5 до 3,5 м соленость возросла на 4-10 единиц. Ниже глубины 4 м термохалинный режим не изменился. Таким образом, меромиктическая структура оказалась достаточно устойчивой к возмущениям такого рода.

Нижнее Ершовское озеро. Координаты: 66° 32,28' N, 33° 3,48' E. Это нижнее из двух озер, образовавшихся на месте древнего пролива, соединенное протокой с пресным Верхним Ершовским озером, из которого получает пресную воду. Абсолютная отметка уровня льда в январе 2014 г. — 1,2 м, уровня воды – 0,8 м. Длина озера 550 м, ширина 250 м, максимальная глубина — 2,5 м. Площадь бассейна

составляет 1225349 м², площадь озера – 81025 м², отношение данных величин равняется 21,4. От моря это озеро отделено каменистым барьером, по которому из него вытекает пресный ручей. Регулярного поступления воды из моря нет. Большая часть водной толщи почти пресная (0,1-0,7‰). Мы обнаружили, что в донном рельефе озера есть два углубления 2,3 и 2,8 м, разделенных мелководным барьером с глубиной 0,5 м. В начале наших наблюдений в июле и августе 2011 г. соленая вода (7,5-8,9‰) присутствовала только в ближней к морю яме, начиная с глубины 1,5 м. В дальней яме в это время придонная вода имела соленость 0,2-0,7‰.

В конце 2011 г. после штормового нагона в его поверхностном слое соленость повысилась до 1,1‰, а соленая вода была найдена не только в ближнем углублении (15‰), но и в дальнем (11,8‰). В последующие два года поверхностный и придонный слои постепенно опресняются, но стартового состояния не достигли даже к началу 2014 г. Одновременное существование придонной солоноватой и поверхностной опресненной водных масс дает основания считать оз. Нижнее Ершовское меромиктическим.

ВЫВОД

Среди описанных водоемов есть все стадии развития изоляции водоемов морского происхождения от лагун с полной амплитудой приливных колебаний до стабильных меромиктических водоемов (оз. Трехцветное, оз. Нижнее Ершовское). Главная черта, объединяющая описанные водоемы — устойчивая вертикальная стратификация, в предельном варианте стремящаяся к меромиксису. Нам представляется, что стадия меромиктического водоема – закономерный этап гидрологической эволюции морского залива при его отделении от моря. Дальнейшее изучение уже известных водоемов и дополнение этого ряда новыми объектами позволит определить закономерности

гидрологический и экологической эволюции морских акваторий при их отделении от моря, и подойти к прогнозированию последствий искусственной изоляции морских акваторий от моря, например, при строительстве приливных электростанций, дорожных дамб и мостов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: 2011. С. 241-245.
2. Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М. Особенности экосистем отшнуровывающихся водоемов Кандалакшского залива Белого моря // Водные ресурсы. 2005. Т. 32. № 5. С. 517–532.

ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА РЕКАХ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА⁵

Е.О. Кузьмина

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: ka_small16@mail.ru

Ледовые явления на реках предгорий и северного склона Большого Кавказа носят непостоянный характер из-за неустойчивых зимних условий. Большое влияние на пространственную изменчивость ледовых явлений и их характер оказывает высота местности. В районе встречаются

⁵ Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00399)

реки как с наличием ледостава, так и с его отсутствием, а также ряд водотоков, на которых ледовые явления наблюдаются в отдельные экстремально холодные зимы.

Ледовые явления на водотоках начинаются с третьей декады ноября, и их формирование по пространству района происходит в течение всего декабря. Процесс появления ледовых явлений движется от высокогорных районов к предгорьям. Первыми ледяными образованиями являются сало и реже забереги. При отсутствии ледостава забереги остаются в течение всей зимы. Для рек бассейна Кубани существует закономерность более раннего начала ледовых явлений ($D_{нля}$) с ростом высоты местности (рис. 1).

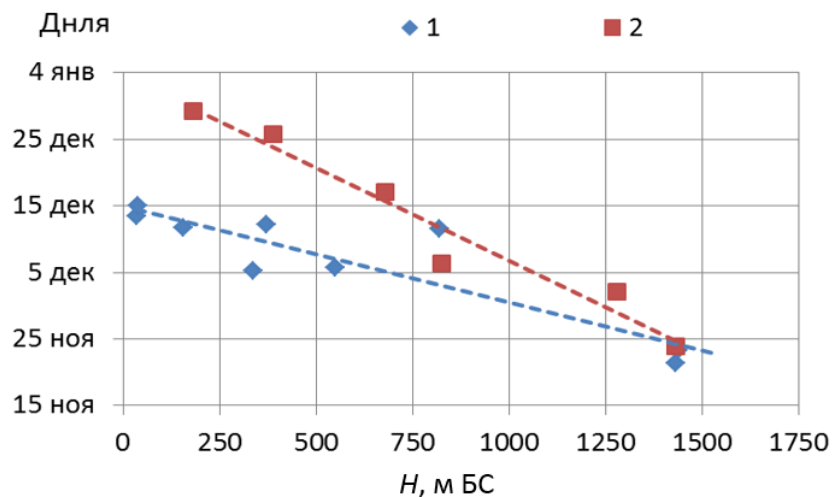


Рис.1. Влияние высоты местности (H) на даты начала ледовых явлений ($D_{нля}$, а) в кубанском (а,1), терском и самурском (а, 2) бассейнах

При увеличении высоты местности на 200 м ледовые явления начинаются на 3 суток раньше. Зависимость имеет линейный вид ($r = 0,90$):

$$D_{\text{для}} = -0,014H + 350 \quad (1)$$

Вначале ледовые явления начинаются в верховьях Кубани и ее притоков (Уллукам, Большой Зеленчук). Также раннее начало свойственно водотокам бассейна Самура и Горного Дагестана. На реках бассейна Терека (Сунжа, Малка) ледовые явления начинаются во второй половине декабря, причем для рек восточной части Большого Кавказа — Терека и Самура — свойственна еще более тесная зависимость от высоты местности ($r = 0,98$):

$$D_{\text{для}} = -0,028H + 370 \quad (2)$$

На одних и тех же высотах ледовые явления начинаются в разные сроки, что связано в бассейне Кубани с ориентацией водотоков в меридиональном направлении на север и соответственно более суровыми климатическими условиями. В бассейне Терека сток рек происходит в субширотном, а Самура — в юго-восточном направлении. Следовательно, климат на территории их бассейнов более мягкий. Поздние (в третьей декаде декабря) ледовые явления появляются на реках на северо-западе северного склона Большого Кавказа (Афипс, Псекупс, Адагум) в нижнем течении Кубани.

Осенний ледоход преимущественно в виде шуги отмечается на многих реках района. Дата его начала приходится на вторую половину декабря — начало января, причем можно выделить три характерных района: Кубани в среднем течении (20 — 25 декабря), реки бассейна Терека (30 декабря — 1 января), на северо-западе северного склона Большого Кавказа и левые притоки Кубани (1 — 7 января). Осенний ледоход на данных водотоках наблюдается в 50—70% лет, а его продолжительность для рек бассейна Кубани составляет

3—35 суток (максимум для горной части, минимум для рек на северо-западе северного склона Кавказа, а также среднего течения Кубани). Таким образом, продолжительность ледохода также является функцией высоты водосбора ($r = 0,77$), причем данная зависимость носит нелинейный характер (рис. 2):

$$T_{\text{лед}} = 5,94 \ln H - 8,9 \quad (3)$$

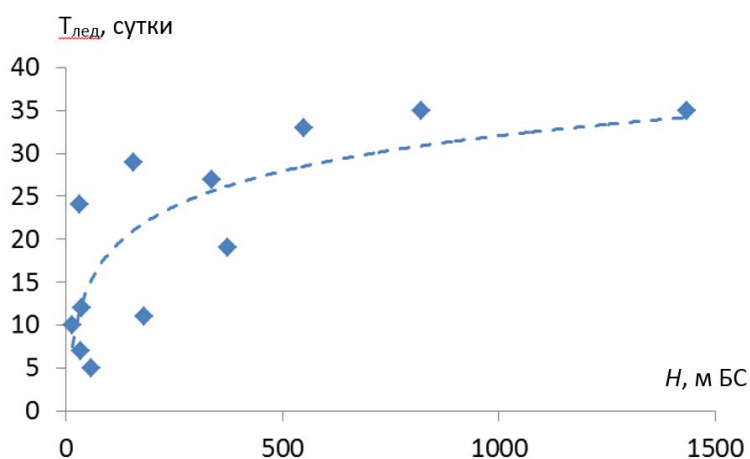


Рис. 2. Влияние высоты местности на продолжительность осеннего ледохода на реках бассейна Кубани

На горных реках ледоход может наблюдаться в течение всего зимнего периода ввиду отсутствия ледостава. На реках часто формируется внутриводный и донный лед, который при быстром нарастании на крупных камнях выходит на поверхность воды и образует пятры. Скопления донного льда на малых реках зачастую приводят к образованию ледяных плотин с перепадом 0,5—1,5 м [1].

В период 1966—1995 гг. ледостав наблюдался на многих реках Предкавказья. Обычно он формируется на р. Кубань

ниже г. Усть-Джигута, на реках на северо-западе северного склона Большого Кавказа. На Тереке ледостав образуется только ниже ст. Каргалинской, в дельте реки. На горных реках ледостав обычно не формируется, за исключением некоторых рек, на которых ледостав наблюдается в особенно холодные зимы. Это реки зоны депрессии между Скалистым и Боковым хребтами, а также реки внутреннего Дагестана. На р. Сунжа ледостав наблюдался с 1969—1975 гг. в 57 %, а на р. Баксан – с 1969—1977 в 55 % зим. В среднем дата его начала для этих водотоков была 14 и 15 января соответственно. С 1989 г. на р. Кубань — х. Дегтяревский ледостав наблюдался лишь в 20 % зим, а в районе Армавира – в 19 %. За весь период наблюдений с 1966—2007 гг. устойчивый ледостав в пределах среднего течения Кубани отмечался лишь в ст. Ладожская и отсутствовал только 12 % лет. Средняя дата начала ледостава на этом участке Кубани приходится на 10 января. В менее 50 % случаев ледостав фиксировался на р. Лаба — х. Догужиев (23 января). На р. Пшеха и р. Псекупс ледостав наблюдался в 10% лет с средней датой начала 15 и 24 января соответственно. Наиболее устойчивый ледостав среди рек на северо-западе северного склона Большого Кавказа характерен для р. Афиш — ст. Смоленская (наблюдался в 59 % лет в среднем с 5 января) и р. Адагум — г. Крымск (наблюдался в 40% лет в среднем с 30 декабря).

Продолжительность ледостава при таком неустойчивом его характере значительно меняется год от года (22—37 суток) и принимает максимальные значения для более крупных водотоков. Наибольшая продолжительность ледостава — 104 дня – зафиксирована в 1985 г на р. Кубань — ст. Ладожская.

Ледовый покров на реках сначала образуется на участках со спокойным течением воды при постепенном смыкании заберегов. Постепенно толщина льда увеличивается и

достигает у большинства рек наибольших значений в первой декаде февраля, но на многих реках она образуется в третьей декаде февраля и даже в первой декаде марта. Максимальная толщина льда не зависит от расположения реки в районе и может наблюдаться на любой из них (48 см на Лабе — х. Догужиев, 52 см в Кубани — ст. Ладожская, 53 на Кубани х. Дегтяревский, 100 см на Сунже — пгт Карабулак).

На р. Подкумок ледовые явления завершаются наиболее рано – 19 января. Окончание ледовых явлений в остальных водотоках происходит в период с середины февраля (рр. Псекупс, Пшеха, Адагум, Малка, Сунжа, нижнее течение Кубани). В третьей декаде февраля очищение от льда начинается на реках в предгорьях: в среднем течении Кубани, Терека. Наиболее поздно ледовые явления оканчиваются на горных водотоках (1 марта–21 марта): Большая Лаба, Самур, Баксан, Уллу-Кам, Большой Зеленчук.

Процессу очищения водотоков от льда для разных бассейнов района присущи определенные особенности, которые являются функцией абсолютной высоты местности. В области с значениями абсолютной высоты местности $H > 800$ м окончание ледовых явлений происходит примерно в одни сроки в разных частях северного склона Большого Кавказа. При меньших абсолютных высотах расхождение в датах очищения от льда становятся значительными. Только на р. Большая Лаба и р. Белая продолжается синхронное с реками бассейнов Терека и Самура окончание ледовых явлений. На самой Кубани окончание ледовых явлений расходится при аналогичных условиях местности в бассейнах Терека и Самура максимум на 13 суток (р. Сунжа — Карабулак и р. Кубань — х. Дегтяревский).

Временная изменчивость ледовых явлений на реках предгорий и северного склона Большого Кавказа

характеризуется осредненными величинами за 1966—1977, 1978—1987, 1988—1995, 1996—2008 гг., которые были выделены согласно изменению климатических условий (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика климатических условий в зимний период в бассейнах рр. Кубани и Терека

м/с	1966	1978	1988	1996	$\theta_{\text{ср}}$	$\theta_{\text{maxср}}$
	— 1977	— 1987	— 1995	— 2008		
Майкоп	0,1	1,2	0,1	1,5	0,7	-15,4
Теберда	-2,6	-1,6	-3,2	-0,8	-2,0	
Кропоткин	1,0	1,3	1,6	2,0	1,5	
Нальчик	-3,4	-1,8	-2,2	-0,7	-2,0	-13,4
Махачкала	1,0	2,0	0,8	1,8	1,4	
Кочубей	-2,0	-0,2	-0,8	0,6	-0,6	

Чередование теплых и холодных периодов на территории бассейнов данных рек привело к соответствующим изменениям в ледовом режиме, особенно в период 1996—2008 гг., когда средняя температура воздуха за зимний период была близка к 0 °С или превышала это значение. На некоторых реках бассейна Терека (Терек в среднем течении, Малка — в нижнем течении) отмечено практически полное прекращение появления ледяных образований (ранее на них ледовые явления наблюдались в 30—50 % лет). В последний период на ряде рек ледовые явления вовсе не наблюдались (р. Нальчик, р. Сулак в среднем течении). На других реках района ледовые явления наблюдались от 50 до 100 % зим. В основном это водотоки бассейна Кубани, высокогорных районов Кавказа и внутренних районов Дагестана, где температуры воздуха остаются достаточно низкими для ежегодного появления ледовых явлений (благодаря значительным абсолютным высотам водосборов), несмотря

на увеличение среднееголетнего значения температуры воздуха за зимний период.

В 1996—2008 гг. на реках произошло смещение дат начала ледовых явлений на более поздние сроки на 4–13 суток, что связано с увеличением среднемесячных температур воздуха в период льдообразования. На некоторых реках бассейна Кубани произошел обратный сдвиг в сторону более ранних сроков появления льда (Усучай — 20 суток, Уруп — сутки), что вероятнее всего связано с изменением микроклимата их речных долин, поскольку в бассейнах данных рек изменения температуры за многолетний период в целом совпадают с его колебаниями по всему региону. Окончание ледовых явлений сдвинулось на 1—16 суток на более ранние сроки, в горных районах эти изменения минимальны, в отличие от рек предгорий (Лаба — Догужиев). На р. Уллукам наблюдается обратная тенденция изменения дат окончания ледовых явлений в сторону поздних сроков (на 15 суток), поэтому для данного водотока характерно увеличение продолжительности периода с ледовыми явлениями (ППЛ) примерно на 30% (до 140 суток). Подобная ситуация свойственна и некоторым дагестанским рекам: окончание ледовых явлений на р. Гергебиль сместилось на 8 суток на более поздний срок, а ППЛ выросла на 5 суток (до 94). В целом для рек региона в 1996—2008 гг. ППЛ уменьшился на 5—27 суток, по сравнению с условиями холодного периода 1966—1977 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лурье П.М. Водные ресурсы и водный баланс Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 506 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДРЕЙФА АЙСБЕРГОВ КАК ЧАСТЬ ЛЕДОВОГО МЕНЕДЖМЕНТА

**М.Ю.Кулаков, Г.К.Зубакин, Н.Е.Дмитриев, А.К.Наумов,
А.В.Нестеров**

*ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
e-mail: mod@aari.ru*

Ледовый менеджмент («Ice management»), или управление ледовой обстановкой (УЛО) – система специальных мероприятий для предотвращения опасных ледовых явлений и воздействий технических средств на ледяные образования с целью снижения их неблагоприятных воздействий (ущерба) на морские производственные объекты. Осуществляется на базе системы мониторинга состояния ледяного покрова, включающего оценку настоящего и прогноз возможных изменений в будущем.

Для добывающих комплексов на Штокмановском газоконденсатном месторождении (ШГКМ) в Баренцевом море наиболее опасные ледяные образования (явления) – дрейфующие айсберги. По данным наблюдений за периоды 1928-1992 и 2002-2005 гг. на акватории, прилегающей к ШГКМ, было зафиксировано 220 айсбергов и кусков айсбергов [11]. Эти фиксации были отмечены в 1967, 1968, 1971, 1975, 1981, 1986, 1987, 1989, 1991 и 2003г.

Численное гидродинамическое моделирование может оказать существенную помощь при организации системы ледяного менеджмента в окрестностях ШГКМ. Во-первых, гидродинамические модели являются основой прогнозирования движения и трансформации айсбергов. Во-вторых, помочь ранжировать источники айсбергов по степени их опасности для района ШГКМ. Цель данной

работы – продемонстрировать возможности гидродинамического моделирования для разработки специализированного прогноза, который является составной частью ледового менеджмента.

В данном исследовании была использована модель *AARI-IOCM* [4]. *AARI-IOCM* представляет собой результат объединения трех моделей: трехмерной бароклинной модели циркуляции вод, модели дрейфа ледяного покрова и термодинамической модели морского льда. Модель адаптирована к акватории СЛО и прилегающей акватории Атлантического океана и имеет пространственное разрешение 13,8 км. Размер сеточной области 440 на 395 точек. По вертикали разрешение переменное, расчет производится на 33 горизонтах. Для описания донной топографии и конфигурации береговой черты использован архив GEBCO. В качестве граничных условий используются среднемесячные среднемноголетние значения расходов 17 основных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. Температура и соленость воды из World Ocean Atlas (*WOA05*) для летнего или зимнего периодов взяты в качестве начальных условий. В качестве внешнего форсинга используются данные об атмосферном давлении на уровне моря и температуре воздуха на высоте 2 м из архива *NCEP/NCAR* для диагностических расчетов или прогностические данные Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), представленные на сетке $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

В предыдущих работах было показано, что при использовании описанных выше форсингов *AARI-IOCM* достаточно хорошо воспроизводит ледовые условия и циркуляцию вод в Северном Ледовитом океане [4, 5, 6], а «Метод и технология расчета и краткосрочного прогноза уровня моря и течений в Северном Ледовитом океане и его

морях на основе трехмерной гидродинамической модели совместной циркуляции вод и льдов» в 2012 г. получили рекомендацию ЦМКП Росгидромета для использования в оперативной работе ААНИИ.

В 2013 г. для модели был разработан блок расчета и прогноза движения айсбергов. В нем скорость и перемещение айсберга определяется из баланса силы инерции, сил воздействия ветра и течения, силы воздействия дрейфующего льда, сила градиента давления, сила Кориолиса. Модель была откалибрована и верифицирована по данным наблюдений за айсбергами в 2009 г. в районе архипелага ЗФИ. Тестовые расчеты продемонстрировали, что модель может быть использована в качестве основы метода краткосрочного прогноза движения айсбергов в Баренцевом море. (рис. 1).

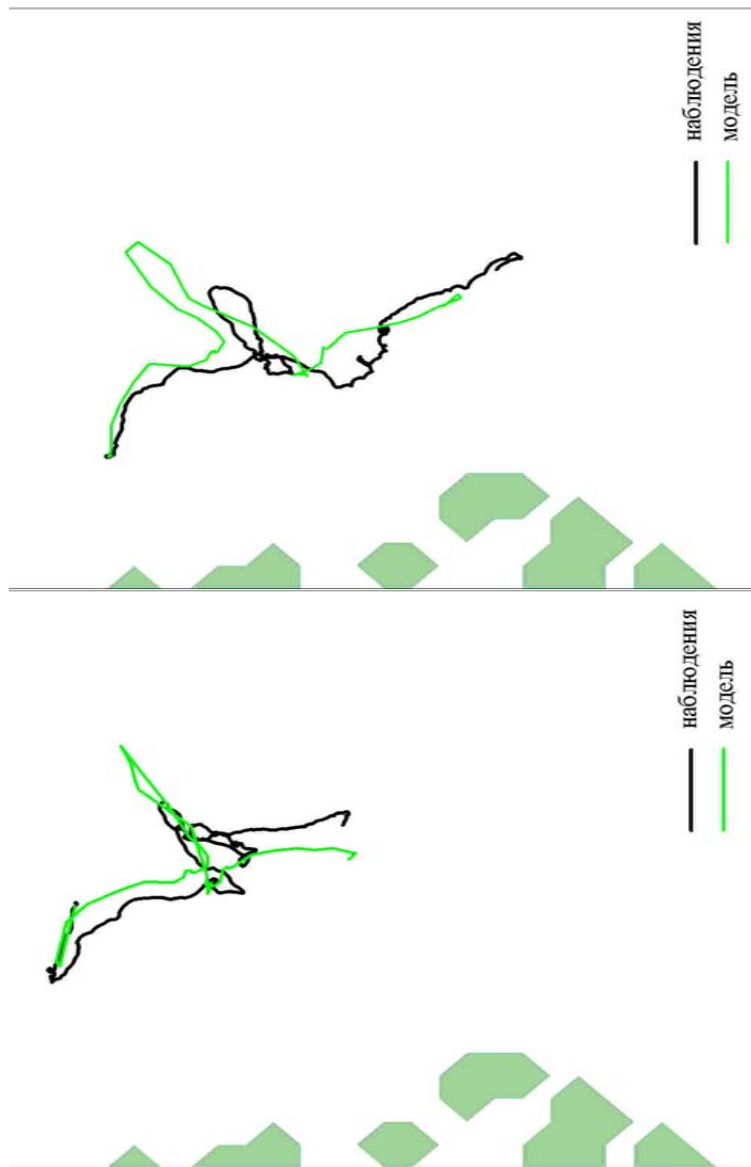


Рис.1. Наблюденные и рассчитанные траектории дрейфа айсберга 77361 (слева) и айсберга 77371 (справа) за весь период дрейфа (май – июль 2009 г.).

Важной составляющей ледового менеджмента является задача своевременного обнаружения айсбергов, потенциально опасных для добывающей платформы. Эта задача может быть успешно решена только в том случае, когда все источники айсбергов будут ранжированы по степени их угрозы.

Источниками айсбергов, распространяющихся на акватории Баренцева моря, являются арктические архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля (о. Северный) и некоторые арктические острова (о. Ушакова и о. Виктория). В качестве отдаленного источника айсбергов может выступать Северная Земля [3, 10].

В [8] приводятся результаты модельных расчетов дрейфа айсбергов от южного побережья архипелага Земля Франца-Иосифа. Авторы рассчитали траектории 3000 айсбергов стартовавших в июле, августе и сентябре за период от 1987 по 1996 гг. Согласно их результатам, ни один айсберг не достиг района ШГКМ. Большинство айсбергов дрейфовало на запад к архипелагу Шпицберген, некоторое количество айсбергов уходило в Центральный Арктический бассейн и только несколько дрейфовало на восток к северной оконечности Новой Земли.

Наблюдения за айсбергами выполненные в рамках экспедиции «ШТОКМАН-ЗИМА-2003», когда непосредственно через площадь ШГКМ продрейфовало 104 айсберга и их обломков (рис.2), свидетельствовали об обратном. По некоторым косвенным признакам айсберги, обнаруженные в районе ШГКМ, происходили от ледников архипелага Земля Франца-Иосифа.

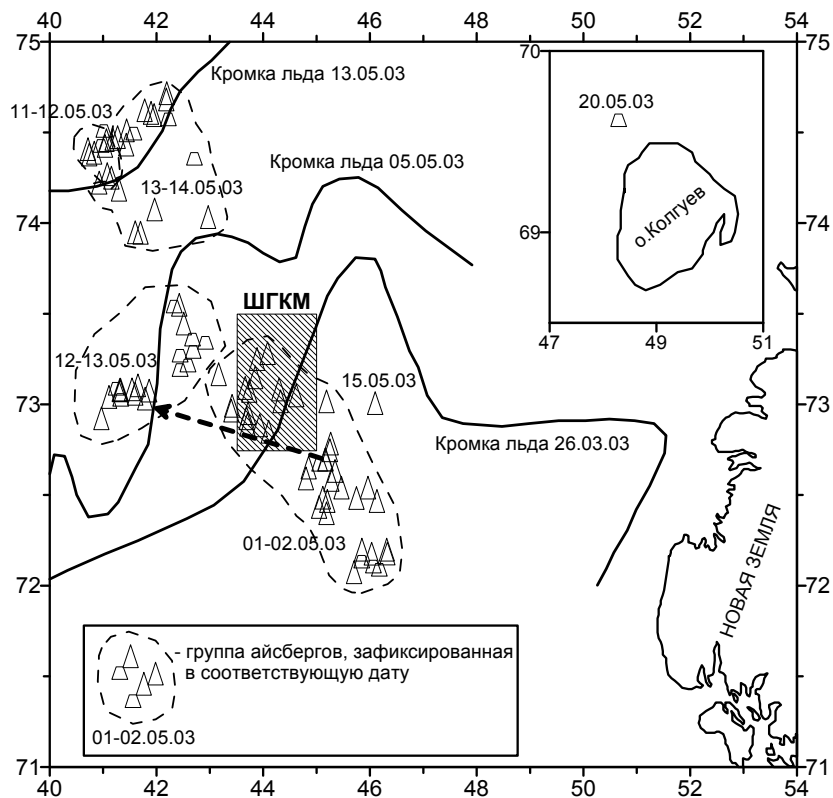


Рис.2. Айсберги в районе ШГКМ, зафиксированных в мае 2003 г. (пунктирная стрелка – дрейф столообразного айсберга 01-12.05.03, на врезке – обломок айсберга в районе о. Колгуев) [7].

В работе [1] была предпринята попытка использовать моделирование для подтверждения гипотезы о том, что айсберги, обнаруженные в 2003 г. в районе ШГКМ, поступили туда от архипелага Земля Франца-Иосифа. Для этого была выполнена серия расчетов на гидродинамической модели [10] с подключенным к ней блоком перемещения айсбергов как автономных объектов без обратной связи [2].

Начальной точкой выброса айсбергов являлась область в окрестностях Земли Вильчека (остров в архипелаге Земли Франца-Иосифа), ледник которого предположительно является продуцентом крупных айсберговых образований, представляющих наибольшую угрозу для технических сооружений в открытой части Баренцева моря. Координаты данной точки: $\phi = 79,72184^\circ$ с.ш., $\lambda = 53,36120^\circ$ в.д. Исходя из предпосылки о времени выброса, датированной окончанием летнего периода, за точку начального отсчета выбрано 1 сентября 2002 г. Общая продолжительность расчетов – 8 месяцев (01.09.2002–30.05.2003 гг.). При проведении модельных расчетов в качестве формы айсбергов была выбрана призма с эллиптическим основанием. Модельный эксперимент проводился для 10 айсбергов с массой от 9,6 до 8150,5 тыс. т.

Модельные расчеты показали, что дрейф крупных айсбергов (с массой более 100 тыс. т), образовавшихся из ледников архипелага Земля Франца-Иосифа в сентябре 2002 г., происходил преимущественно в юго-западном и южном направлениях и существовали все предпосылки к проникновению данных объектов в район ШГКМ, где они и были зафиксированы в мае 2003 г. в ходе выполнения экспедиционных работ ААНИИ.

В 2014 г. с помощью модели *AARI-IOCM* была решена обратная задача. Для этого время было пущено вспять, а рассчитанные по модели приращения координат айсбергов не прибавлялись, а вычитались из предшествующих координат.

Расчеты на период май 2003 г. – май 2002 г. проводились для 12 айсбергов, морфометрические размеры которых были определены в рамках экспедиции «ШТОКМАН-ЗИМА-2003».

Таблица 1. Сводная таблица айсбергов, исследованных в 2003 г. в районе ШГКМ и использованных для расчетов

Номер	Дата	Ширина		Долгота		Длина		Ширина		Высота		Масса		Осадка	
		N	E	E	E	м	м	м	м	м	м	тыс.т	м	м	м
1	14.05	74,590	41,627	40	36	6	51	50							
2	13.05	73,067	41,132	51	44	4	52	30							
3	13.05	73,028	40,552	52	28	5	59	40							
4	14.05	74,590	41,610	68	43	5	108	50							
5	14.05	74,588	41,637	107	105	4	229	40							
6	14.05	74,560	41,200	140	86	5	394	80							
7	14.05	74,690	42,112	135	90	4	410	40							
8	14.05	74,660	42,100	129	97	4	427	60							
9	14.05	74,630	41,955	190	136	5	667	40							
10	14.05	74,638	41,903	205	180	9	1846	100							
11	13.05	73,058	41,325	424	190	7	3246	60							
12	14.05	74,438	41,530	330	160	9	3670	90							

Для удобства анализа и наглядности результаты расчетов обратного дрейфа айсбергов сгруппированы по четырем градациям массы: менее 60 тыс.т (а), от 100 до 400 тыс.т (б), от 400 до 700 тыс.т. (в) и свыше 1 млн.т. (г).

На рис. 3 представлены рассчитанные траектории обратного дрейфа айсбергов в 2003 – 2002 гг. от района ШГКМ. Траектории представлены последовательностью точек, фиксирующих положение айсберга через каждые шесть часов.

Результаты продемонстрировали, что все айсберги, обнаруженные и измеренные в рамках экспедиции «ШТОКМАН-ЗИМА-2003» пришли в район ШГКМ от архипелага Земля Франца-Иосифа. В первую очередь, следует отметить, что, несмотря на широкое многообразие морфометрических особенностей и масс айсбергов, большая часть их траекторий (9 из 12) закончилась у юго-восточного побережья архипелага, подтвердив тем самым предположение авторов [1] о том, что наиболее вероятном источником айсбергов, могущих достигнуть район ШГКМ, является ледник на Земле Вильчека.

Время дрейфа айсбергов от побережья архипелага Земля Франца-Иосифа до района ШГКМ по результатам расчетов составило: для самого малого айсберга №1 – 5 месяцев, для остальных айсбергов – от 7 до 10 месяцев. Таким образом, наиболее благоприятным для достижения айсбергами района ШГКМ является период июль – октябрь. Не противоречит это и наблюдавшейся в 2002 г. ледовой обстановке вокруг архипелага Земля Франца-Иосифа. В начале июля все южное побережье уже было свободно не только от дрейфующих льдов, но и от припая.

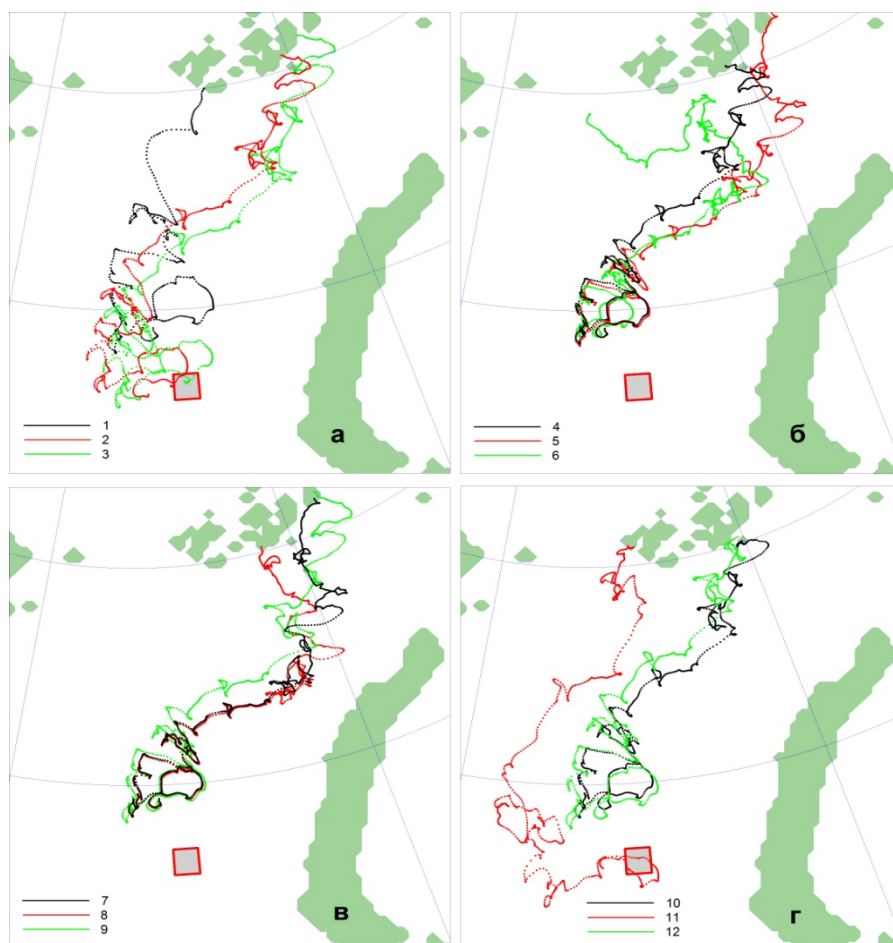


Рис. 3. Рассчитанные траектории обратного дрейфа айсбергов в 2003 – 2002 гг. от района ШГКМ для категорий: менее 60 тыс.т (а), от 100 до 400 тыс.т (б), от 400 до 700 тыс.т. (в) и свыше 1 млн.т. (г).
 Примечание: цифры – номера айсбергов в табл. 1, прямоугольник – ШГКМ.

Таким образом, выполненные модельные эксперименты показали, что ледники архипелага Земля Франца-Иосифа являются наиболее вероятным источником айсбергов, опасных для добывающей платформы на ШГКМ. Время достижения айсбергами района ШГКМ составляет от 7 до 10 месяцев, но возможно и более быстрое продвижение. Все это необходимо учитывать при разработке системы мониторинга айсбергов на акватории Баренцева моря.

Проведенные исследования продемонстрировали, что модель *AARI-IOCM* после некоторой доработки может быть с успехом использована в ледовом менеджменте ШГКМ. Для улучшения качества прогнозирования движения айсбергов планируется уменьшить пространственное разрешение модели на акватории Баренцева моря. Этого можно достичь, используя процедуру телескопирования, при которой на всей акватории Северного Ледовитого океана используется большой шаг (в нашем случае 13,8 км), а на акватории Баренцева моря в несколько раз меньше. Эта процедура уже реализована для акватории Карского моря, на которой шаг модели в 3 раза меньше. Кроме того, рекомендуется включить в модельный комплекс региональную атмосферную модель, например, WRF для улучшения качества ветрового форсинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин И.В., А.Ф.Глазовский, Ю.П.Гудошников, А.И.Данилов, Н.Е.Дмитриев, Г.К.Зубакин, Н.В.Кубышкин, А.К.Наумов, А.В.Нестеров, А.А.Скутин, Е.А.Скутина, С.И.Шобакин. Айсберги и ледники Баренцева моря: Исследования последних лет. Часть 2. Дрейф айсбергов по натурным данным и результатам моделирования и вероятностные оценки рисков столкновения айсберга с гидротехническим сооружением // *Проблемы Арктики и Антарктики*, 2008, №1(78), С. 81–89.

2. Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. (1995) Трехмерная гидродинамическая модель дрейфа айсбергов в Баренцевом море. Тр.конф. РАО 1995, с 165-166
3. *Корякин В.С.* Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 160 с.
4. *Кулаков М.Ю., А.П.Макштас, С.В.Шутилин.* AARI–ЮСМ – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2 (92). С. 6–18.
5. *Кулаков М.Ю., А.П.Макштас, С.В.Шутилин.* Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям форсингов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 66–74.
6. *Кулаков М.Ю., А.П.Макштас.* Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века. 2013. № 2 (96). С. 67–75.
7. *Наумов А.К., Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Бузин И.В., Скутин А.А.* Льды и айсберги в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения. // Тр. Межд. Конф. «Освоение шельфа Арктических морей России (РАО-03) – СПб, 16-19 сентября, 2003. – с.337-342.
8. *Johannesse K, Loset S. and Strass P.* Simulation of Iceberg Drift. Proceedings of the 15th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC '99, Espoo, Finland. 1999.
9. *Polyakov I.V., Kulakov I.Yu., Kolesov S.A., Dmitriev N.Ev., Pritchard R.S., Driver D., Naumov A.K.* Coupled Sea Ice-Ocean Model of the Arctic Ocean // Journal of Offshore Mechanics and Arctic Engineers. 1998. Vol. 120. P. 77–84.
10. *Sandfor K.S.* Tabular Icebergs Between Spitsbergen and Franz-Josef Land // Geographical Journal. 1955. Vol. 121. P. 164–170.
11. *Zubakin G.K., Yu.P. Gudoshnikov, A.K.Naumov, A.F. Glazovsky, N.V.Kubyshkin, I.V.Buzin, V.V.Borodulin and E.A.Skutina* (2007) Results of investigations of icebergs, glaciers

and their frontal zones in the northeastern part of the Barents Sea
// Proc. of 19 Int. Conf. on Port and Eng, under Arctic conditions
(РОАС-2007), Dalian, June 27-30, 2007 pp 548-564p

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ РИСКА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗИМНИХ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ

С.Л. Кулешов, Д.В. Козлов

*Российский государственный аграрный университет –
МСХА им. К.А. Тимирязева, Институт
природообустройства им. А.Н. Костякова, Москва, Россия
e-mail: kozlovdv@mail.ru*

Зажорные и заторные ледовые явления характерны для рек Сибири, Дальнего Востока и рек севера европейской части России, текущих, как правило, на север. Возникновение заторных и зажорных явлений в зимний период относится к стихийным рискам, основное последствие которых – возникновение наводнений с масштабным затоплением территорий, возможные повреждения гидротехнических и транспортных сооружений, а также гражданских зданий и инфраструктурных объектов. Так, например, длина зоны влияния ледовых заторов на р. Лене может достигать 50 – 100 км, а подъемы уровней воды – более 10 м. К числу сопутствующих последствий зимних наводнений следует отнести активизацию экзогенных процессов, в том числе интенсивных эрозионных процессов, обрушений берегов, деформаций русел и пойм, поступления загрязняющих веществ и наносов, формирования застойных зон в мелководьях речных долин.

Для оценки риска возникновения зимних наводнений предлагается вводить факторы (назовем их гидроморфоклиматическими), которые способны усилить

или ослабить риск возникновения катастрофы (опасных последствий возникновения заторов льда). Целесообразно условное деление этих факторов минимум на три группы: гидрологические, морфометрические и климатические. Гидроморфоклиматические факторы оказывают влияние на интенсивность ледотермических процессов в руслах рек, к ним могут быть отнесены погодные и климатические условия, расход воды, геоморфологическое и морфометрическое строение долины реки и т.д. Оценка влияния этих факторов на риск возникновения зимних наводнений требует детального изучения.

Риск возникновения зимнего наводнения в классической (вероятностной) постановке выражает возможную опасность, вероятность возникновения зимнего наводнения при наличии заторных или зажорных явлений. Аналитически этот риск может быть определен через частоту реализации наводнений по отношению к их возможному числу:

$$R = \frac{N(t)}{Q(t)}$$

где R – риск; N – число зимних наводнений за период времени t ; Q – число заторных (зажорных) явлений за этот же период времени.

Очевидно, что расчет возможного риска R следует производить для конкретного русла (участка водотока), на котором возможно (или наблюдалось) возникновение заторных или зажорных явлений, сопровождаемых наводнениями.

Указанная постановка является наиболее общей и явно не учитывает гидроморфоклиматические факторы, которые, в общем случае, могут быть как случайными, так и детерминированными величинами.

Климатические (погодные) условия, температура воздуха и воды в водотоке, расход реки, количество взвешенного (шугового) или ломаного льда, размеры (длина) и место возникновения затора или зажора относятся к случайным факторам. Морфометрические характеристики русла являются факторами детерминированными. Для определения указанных величин необходимы статистические данные по возникшим заторным (зажорным) явлениям, зимним наводнениям и гидрологическим условиям их прохождения, а также морфометрические характеристики русла.

Каждый из указанных факторов оказывает в различной степени влияние на параметры (или мощность) затора или зажора, но не всегда приводит к возникновению наводнения. Очевидно, что только некая их «критическая комбинация» приводит к чрезвычайной ситуации. С этим связана основная цель исследований – определение пределов влияния изменений гидроморфоклиматических факторов на риск возникновения зимних наводнений.

Для решения поставленных задач предлагается использование одного из качественных методов анализа риска – причинно-следственного анализа. Этот метод предполагает выявление причин конкретного наводнения и позволяет сделать прогноз новых наводнений.

При использовании этого метода необходимо построение диаграммы причинно-следственных связей вида «Дерево происшествий» в виде семантической модели условий возникновения наводнения как не ориентированного, конечного и связанного графа, не имеющего циклов. Головное событие такого графа – зимнее наводнение, которое соединяется с помощью конкретных логических условий с промежуточными и исходными предпосылками

(факторами), обусловившими в совокупности его появление. Соединение в узлах-регуляторах происходит с помощью логического сложения и умножения, используемого в булевой алгебре. Возникновение конкретного наводнения описывается моделью как прохождение сигнала от исходных значений гидроморфологических факторов, инициирующих причинную цепь, к головному событию, являющемуся его стоком.

Ориентированный граф «Дерево происшествий» позволяет не только выделить логические связи и комбинации факторов, приводящих к возникновению зимнего наводнения, но и определить его вероятность при указании вероятностей возникновения каждого из факторов. Указанные вероятности могут быть вычислены по статистическим данным или определены экспертным путем. Качественный анализ дерева заключается в определении «критических» сочетаний. Критическое сочетание факторов в предлагаемой трактовке – аналог аварийного сочетания в теории техногенных рисков. Под критическим сочетанием понимается определенный набор интервальных значений гидроморфоклиматических факторов и/или их сочетаний, при появлении которого зимнее наводнение неизбежно. Для упрощения анализа из всего многообразия значений гидроморфоклиматических факторов необходимо выбрать пороговые значения. С этим связано второе вводимое понятие – пороговое критическое сочетание факторов. Это такое сочетание значений факторов, в котором при позитивном изменении гидроморфоклиматического фактора (для некоторых факторов это снижение, для некоторых – повышение значения) оставшиеся факторы вместе больше не являются критическим сочетанием.

Для определения риска возникновения зимнего наводнения на практике большое значение имеют оценки состояния

водотока, выполняемые на основании данных инструментальных и визуальных натурных наблюдений, которые трудно (если не невозможно) представить в вероятностной форме. Контролируемые показатели – измеренные на определенном участке русла с помощью технических средств или вычисленные на основе измерений количественных характеристик, а также качественные характеристики водотока. Из их числа необходимо выбрать диагностические показатели, наиболее значимые для оценки риска возникновения наводнения.

Для диагностических показателей необходимо определить критериальные значения, используя описанную выше методику оценки риска. По аналогии с методикой определения критериев безопасности гидротехнических сооружений предлагается использование двух критериев состояния водотока:

K1 – первый (предупреждающий) уровень значений диагностических показателей, при достижении которого возникают заторные или зажорные явления, но пропускная способность русла частично сохраняется, а уровни воды поднимаются не выше критических отметок затопления;

K2 – второй (предельный) уровень значений диагностических показателей, при превышении которых риск возникновения наводнения с высокой вероятностью масштабных затоплений крайне высок.

Значения критериев состояния водотока определяются на основании полученных оценок риска. В соответствии с этим предлагается определить несколько состояний водотока:

Нормальная пропускная способность русла – состояние, при котором значения диагностических показателей не превышают своих критериальных значений *K1*;

Степенная пропускная способность русла – состояние, при котором значение одного или нескольких диагностических

показателей стало больше (меньше) своего первого (предупреждающего) уровня критериальных значений (значений $K1$). При наступлении этого состояния заторы или зажоры образуются, но русло еще сохраняет достаточную пропускную способность, позволяющую избежать таких уровней воды, при которых возникают масштабные затопления территорий вследствие наводнения.

Потеря пропускной способности русла – состояние, при котором значение основных диагностических показателей стало больше (меньше) второго (предельно допустимого) уровня критериальных значений (значений $K2$). В этом случае высока вероятность зимнего наводнения с высокой вероятностью масштабного затопления прилегающих территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов П. Г. Системный анализ и моделирование опасных процессов в техносфере. – М.: Издательский центр «Академия». 2003.
2. Ветошкин А.Г. Надежность технических систем и техногенный риск.– Пенза: Изд-во ПГУАиС, 2003.
3. Дебольский В.К., Козлов Д.В. Разработка карт опасности наводнений в связи с заторами и зажорами на реках России. Всероссийский конгресс работников водного хозяйства. Тезисы докладов. М.: 9-10 декабря 2003, с.197.
4. Ляпичев Ю.В. Гидрологическая и техническая безопасность гидросооружений: Учеб. пособие. – М.: РУДН, 2008. – 222 с.

ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ РЕК БАССЕЙНА ВОРОТАН (НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ), КАК РЕЗУЛЬТАТ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

В.Г. Маргарян

*Ереванский государственный университет, г. Ереван,
Армения*

e-mail: vmargaryan@ysu.am

В процессе экономической деятельности человек имеет определенное воздействие на воднотермический режим водных объектов. Причем, роль их с каждым годом становится более значительной и если их не учесть, то при расчетах гидрологических характеристик могут возникнуть серьезные ошибки. В связи с резким ростом потребности пресной воды, с интенсивным изменением природных ландшафтов, серьезной проблемой стали оценка изменений воднотермического режима водных объектов и контроль состояния ресурсов. Изменения термического режима рек влияют на микроклимат прибрежных частей, на речную флору и фауну.

Оценка изменений температуры воды рек, обусловленная экономической деятельностью человека, имеет очень большое значение для охраны санитарного состояния рек, определения их термического загрязнения. Это дает возможность более надежно определить процессы самоочистки воды, разработать и составить методики прогнозирования термического и ледникового режимов. Одновременно, изучение термического режима имеет важное значение для вычисления испарения с водной поверхности, прогнозирования температурных условий, регулирования экологических условий водных объектов, водоснабжения, для проектирования, строительства и эксплуатации

водохранилищ, водных электростанций, водных каналов, регулирования термического режима рек в вегетационный период, для повышения продуктивности скота, для диагностики разных болезней людей, изучения химических и биологических процессов воды, оценки агрессивного воздействия воды на бетонные конструкции и особенно на стены водотехнических конструкций, для рыбоводства и решения других научных и практических задач.

Воротан - одна из крупных рек республики, своей длиной уступает только Ахуряну. С точки зрения комплексного использования стока и его значения - это вторая в республике река, после Раздан. Она выделяется большими гидроэнергетическими ресурсами. На реке построен Воротанский гидроэнергетический каскад с соответствующими гидротехническими сооружениями (водохранилища, тоннели, каналы). В каскад входят Спандарянский, Шамбский и Татевский ГЭС-ы, Спандарянское, Ангехакотское, Толорское и Шамбское водохранилища. Часть вод Воротана из Спандарянского водохранилища по водному тоннелю впадает в Кечутское водохранилище, отсюда, смешиваясь с водами Арпы, по тоннелю Арпа - Севан достигает озера Севан.

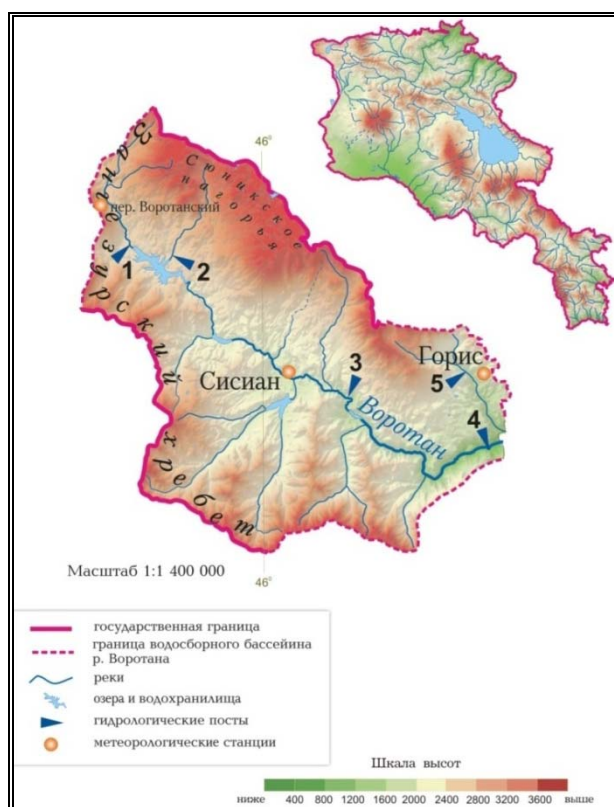


Рис.1. Водосборный бассейн реки Воротана (сос. Р. Саргсян): 1- р. Воротан - п. Горайк, 2- р. Цхук - п. Цхук, 3- р. Воротан - п. Воротан, 4- р. Воротан - п. пос. Татев ГЭС, 5- р. Горисгет - п. Горис

Исходя из выше сказанного, в работе поставлена цель изучить, выявить и оценить антропогенные изменения температуры воды рек бассейна Воротан. С этой целью собраны, обработаны и обобщены имеющиеся мониторинговые многолетние информационные материалы о температуре воды рек, температуре воздуха и расходе воды изучаемой территории (они хранятся в Гидрометслужбе

МЧС), изучены имеющиеся литературные источники, составлены соответствующие таблицы и графики.

Изучению термического режима рек РА уделялось недостаточно внимания [1-4].

На изучаемой территории (рис. 1) гидрологические наблюдения проведены соответственно, начиная с 1926 г.. Начало систематических наблюдений за температурой воды рек изучаемой территории относится к тридцатым годам 20-ого столетия. В бассейне в общей сложности наблюдения над температурой воды проводились на 18 водомерных постах, в настоящее время - на 5 водомерных постах.

Для характеристики термического режима рек использованы данные по 9 рекам в 14 пунктах сравнительно с однородным периодом наблюдений (табл. 1). В таблице приведены выводные данные о средних месячных и наибольших за год температурах воды за период с 1950г. до 2010г. по пунктам с рядом наблюдений, как правило, не менее 10 лет. Таблица составлена по материалам ежедневных наблюдений у берега стандартным водным термометром в металлической оправе. Исходными материалами для составления таблицы служат сведения о средних декадных температурах воды, опубликованные в гидрологических ежегодниках, ОГХ и ЕДС, и сведения о срочных температурах. Данные приводятся с точностью до десятых долей градуса (0,1 °С). Так как в ЕДС ежедневные данные о температуре воды отсутствуют, то ежедневный ход нами не наблюдался. Наибольшие значения температуры выбраны из срочных измерений.

По данным наблюдений на разных пунктах и реках установлено, что температура воды из года в год колеблется в небольших пределах, поэтому за многолетие она

Таблица 1. Фактические средние месячные и максимальные значения температуры воды (°С) рек бассейна Воротана

Река - пункт	Средние месячные температуры воды												Наибольшая температура воды и ее даты	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	°С	даты
р. Воротан - п. Горайк	0,0	0,1	0,7	2,9	6,5	10,3	12,4	12,4	8,94	4,1	1,3	0,3	22,5	14.08.2000
р. Воротан - п. Цхук	0,1	0,2	0,7	2,8	5,9	9,2	13,1	13,6	10,9	5,7	2,2	0,5	24,2	27.07.1975
р. Воротан - п. Ангахакот	0,4	0,5	1,4	3,8	6,7	10,1	14,1	14,3	11,6	6,9	3,2	1,2	23,1	03.08.1952
р. Воротан - п. Воротан	2,4	2,9	5,0	7,5	10,1	13,2	15,6	15,3	12,9	9,5	6,0	3,4	26,2	15.07.1986
р. Воротан-п. пос. Татев ГЭС	3,8	4,0	5,7	8,7	11,8	15,2	18,2	18,2	16,0	11,9	7,7	5,2	31,6	22.07.1975
р. Цхук - п. Цхук	0,1	0,2	0,8	3,0	5,8	9,3	13,0	13,3	10,4	5,7	2,3	0,5	25,2	07.08.1966

Р. Мухурторян - п. Сарнакунк	0,1	0,1	0,5	3,2	6,5	9,2	12,1	11,1	8,8	3,9	1,0	0,2	29,4	10.07.1950
Р. Араглідзур - п. Шагат	0,2	0,3	2,4	5,0	8,8	13,1	16,4	16,0	13,3	8,6	4,5	1,4	23,2	21.07.1962
Р. Сисиан - п. Аревис	2,3	2,1	2,5	3,5	5,2	7,9	11,4	13,1	10,8	6,8	3,7	2,8	23,1	03.08.1968
Р. Сисиан - п. Ашотаван	0,9	1,0	1,9	4,9	7,5	11,0	15,2	15,7	11,8	7,0	3,2	1,5	24,2	15.07.1989
Р. Вагуди - п. Вагуди	7,0	7,1	7,5	8,4	8,8	9,5	10,2	10,0	9,4	8,7	8,0	7,6	14,4	12.07.1987
Р. Лорадзор - п. Лицен	0,6	1,1	3,1	7,5	10,5	12,8	15,6	15,8	12,3	8,3	4,0	1,4	27,5	23.08.1963
Р. Татев - п. Татев	0,5	1,1	2,8	6,3	10,3	13,0	15,0	14,7	12,2	8,3	4,7	1,6	25,0	12.08.1966
Р. Горисгет - п. Горис	2,1	2,2	3,9	6,9	9,5	13,2	14,7	14,4	11,3	7,6	4,4	2,6	25,2	31.07.1991

изменяется незначительно. Это позволило при обобщении материалов наблюдений использовать надежные данные за период 1950-2010гг., не рассматривая данные за годы с разновременными и отрывочными наблюдениями.

До 1950г. наблюдения температуры воды проводились в 8 час, а с 1950г. - в два срока (в 8 и 20 час) [4]. Предлагаются новые сроки наблюдений за температурой вод горных рек – в 8 и 18 часов.

Бассейн р. Воротан (рис. 1) расположен в юго-восточной части Республики Армения. Река Воротан является левым притоком р. Аракс и берет начало на высоте 3000 м с Карабахского и Зангезурского хребтов (из небольшого озера Золос) и после слияния с рекой Акера впадает в р. Аракс. Длина реки – 178 км, площадь водосбора 5650 км² (на территории РА – 111 км и 2030 км² соответственно), площадь водосбора до створа пос. ГЭС Татева – 2000 км², средняя высота до того же створа – 2280 м.

Воротан имеет развитую речную сеть. В бассейне реки есть более тысячи притоков, из которых 37 имеют длину более 10 км. Основными левосторонними притоками являются Далигет, Шаки, Нораван, Агуди, Горисгет, а правосторонними - Аглиджур, Сисиан, Айригет, Лорадзор, Татев.

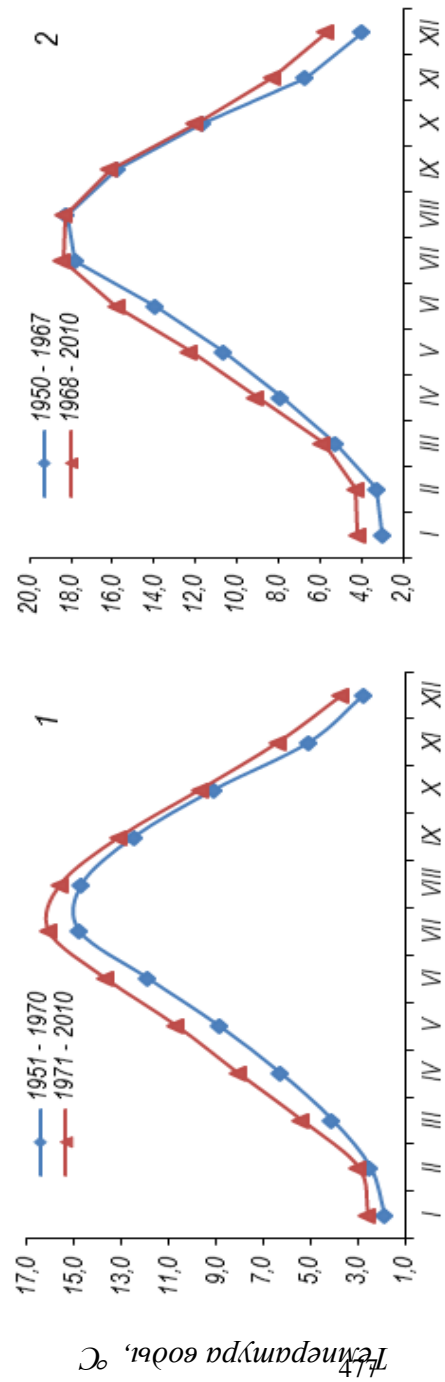
Питание Воротана смешанное: талыми, дождевыми и подземными водами. Большой долей подземных вод (73 %) выделяется Горисгет. Водный режим Воротана характеризуется преимуществом весенне-летнего половодий стока (60-70 %). Половодье длится с апреля по июнь, достигает максимума в мае. Среднегодовой расход реки на заключительном водомерном посту (р. Воротан - п. пос.

Татев ГЭС) составляет 21,8 м³/с, годовой объем стока - 687 млн. м³, модуль стока - 10,9 л/с км², коэффициент стока - 0,46. На Воротане устойчивый ледяной покров не образуется. Довольно активны разные ледовые явления, которые в средних и верхних течениях длятся 51-104, а в нижних течениях - от 1 до 3 дней. Ледовые явления наблюдаются в конце ноября - начале декабря и заканчиваются в марте. Воды рек бассейна используются в оросительных и энергетических целях.

Температура воды рек изучаемой территории отличается хорошо выраженным годовым ходом (рис. 2). Минимальные значения температуры воды рек бассейна наблюдаются в январе-феврале, максимальные значения - в июне - августе. Вдоль реки, от истока к устью, наблюдается рост температуры воды. Температура воды рек бассейна характеризуется большими колебаниями. Амплитуда годового колебания составляет 10-15 °С (табл. 1).

Как правило, на водный режим рек воздействует множество факторов: рельеф, гидрогеологическая структура (главным образом, выходы подземных вод), климат, водность, источники питания, почвенно-растительный покров, а также человек. В работе обсуждается только антропогенный фактор.

Антропогенное влияние на водотермический режим водных объектов выражается их количественным и качественным изменением. Количественная и качественная оценка хозяйственной деятельности осложняется тем, что в каждом бассейне или конкретном участке одновременно действуют разные антропогенные факторы, которые имеют определенное воздействие на водотермический режим.



М е с я ц ы

Рис. 2. Годовой ход температуры воды реки Воротан на водохранилищах Воротан и пос. Татарск ГЭС

Температурные антропогенные изменения рек обусловлены водохранилищами и другими гидротехническими сооружениями, орошением, промышленным и коммунально-бытовым водоснабжением и канализацией, приходом термически загрязненных сточных вод в реки и водосбор. Зачастую эти факторы влияют совместно, что делает невозможным отдельно оценить их влияние. В этом случае дается оценка суммарного влияния этих факторов, что и положено в основу этой работы.

Водоохранилища, которые создаются с целью регулирования и использования речного стока, изменяют воднотермический режим рек. При этом, он обусловлен размерами водохранилищ, глубиной, проточностью, типом регулирования (месячный, сезонный, многолетний) и т.д. Водоохранилища, построенные на реках республики, в том числе, изучаемой территории, в основном наполняются холодными водами весенних половодий. Летом в водохранилищах образуется вертикальная стратификация температуры воды, и в глубоких слоях вокруг дамб накапливаются воды с более низкой температурой. Таким образом, из водохранилищ зимой спускается сравнительно теплая, а летом - холодная вода, чем вода реки до регулирования. Однако, надо отметить, что большая часть воды, выходящая из водохранилищ, проходит по напорным и безнапорным тоннелям и в реку не впадает. Так, от Спандарянского водохранилища до Шамбской ГЭС большая часть воды в реку не поступает, после этого достигает Шамбского водохранилища, а оттуда - Татевской ГЭС. Поэтому водохранилища должны иметь всего лишь смягчающее влияние на термический режим рек бассейна. С другой стороны, это способствует снижению водности рек: значительно уменьшается количество воды, проходящее по естественным руслам рек, что и приводит летом к повышению температуры, а зимой - к понижению.

На термический режим воды рек существенное воздействие имеет также изменчивость водности, обусловленная водами, которые отбираются из рек с целью орошения и водоснабжения. Причем, в разные сезоны это выражается по-разному. Так, в теплое время года уменьшение воды в реке приводит к росту температуры воды, а в холодный период - к понижению. Изменение температуры воды зависит от количества воды, взятого из рек. Очевидно, что влияние орошения на термический режим особенно велико на реки, имеющие малую и среднюю площадь бассейна.

Каналами (Сисианский, Спандарянский, Горисский), построенными в бассейне Воротана, орошаются сельскохозяйственные угодья Сисианского и Горисского регионов. Однако, к сожалению, по причине отсутствия водомерных постов выше и ниже каналов невозможно определить изменение температуры воды рек, обусловленное орошением. Оросительные системы приводят к уменьшению водности рек, и, следовательно, к повышению температуры воды на участках ниже них. Отметим, что в Армении больше всего воды из рек расходуется для целей орошения.

В настоящее время серьезной проблемой является термическая загрязненность воды рек. Термическими загрязнителями являются электростанции (тепловые, атомные), сточные воды промышленных предприятий и коммунально-бытовые воды, которые сбрасывают в бассейн воду с более высокой температурой, чем вода реки. В бассейне Воротана термических загрязнителей мало: нет теплоэлектростанций и атомных станций. На термический режим воды рек слегка влияют сравнительно теплые коммунально-бытовые сточные воды. Надо отметить, что в этом случае также отсутствуют водомерные данные. Следовательно, об изменении температуры воды можно

судить логически, основываясь на опыте мировых научных исследований и полученные результаты.

Таким образом, учитывая выше указанное, для выявления и объяснения термических изменений воды рек изучаемой территории, обусловленных влиянием антропогенных факторов, период наблюдений (1950-2010гг.) условно разделен на два периода (табл. 2). Первый период характеризуется естественным термическим режимом реки или антропогенным слабым влиянием, а второй период - более сильным антропогенным влиянием.

Так как использованные в работе фактические данные отражают комплексное воздействие естественных и антропогенных факторов, обуславливающих термический режим, то с целью выяснения антропогенных изменений температуры воды рек учтены также действующие на них естественные изменчивые факторы (температура воздуха, водность рек).

Начиная с активной деятельности человека, термический режим рек бассейна Воротан существенно изменился (табл. 2). Из таблицы следует, что, обуславливаясь антропогенным воздействием, наблюдается рост средних значений температуры воды реки Воротан как в месячном, так и в годовом разрезе. Причем годовой рост меньше в верхних (0,5-0,6 °С) и больше в средних и нижних течениях (1,0 °С). Высокие значения роста температуры воды наблюдаются в апреле - июне и октябре - ноябре, на реке Цхук - пост Цхук – сентябре. Таким образом, термический режим рек изучаемой территории существенно меняется особенно в нижнем и среднем течениях, где воды интенсивным образом используются в энергетических, оросительных целях, а также для водоснабжения.

Таблица 2 Фактические средние месячные и максимальные значения температуры воды (°С)

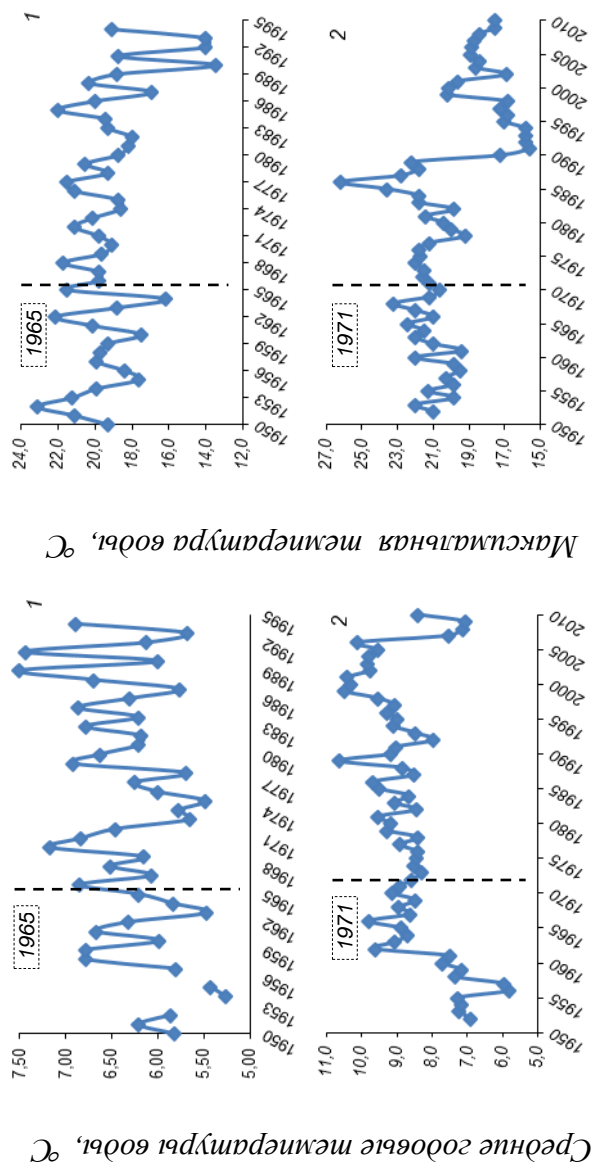
Река - пункт	Средние месячные температуры воды												Наибольшая температура воды и ее даты	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	°С	даты
р.Воротан - п.Ангехаком	0,4	0,4	1,1	3,5	6,5	9,8	13,4	13,6	11,1	6,3	2,6	0,9	23,1	03.08.1952
	0,4	0,6	1,6	4,0	6,7	10,3	14,4	14,6	11,9	7,2	3,5	1,3	22,0	21.08.1985
	0,0	0,1	0,5	0,4	0,2	0,5	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,4	-1,1	
р. Воротан-п. Воротан 2010	1,9	2,5	4,1	6,3	8,9	11,9	14,8	14,7	12,5	9,1	5,1	2,8	23,2	19.07.1968
	2,6	3,0	5,4	8,1	10,7	13,7	16,1	15,6	13,1	9,7	6,4	3,7	26,2	15.07.1986
	0,8	0,6	1,3	1,8	1,8	1,8	1,3	0,9	0,6	0,6	1,4	0,9	3,0	
р. Воротан-п. пос.Татев ГЭС	3,0	3,3	5,3	7,9	10,7	13,9	17,8	18,2	15,8	11,7	6,7	4,0	21,9	07.08.1956
	4,2	4,3	5,9	9,1	12,3	15,8	18,4	18,3	16,1	12,0	8,3	5,7	31,6	22.07.1975
	1,1	1,1	0,6	1,2	1,5	1,9	0,6	0,0	0,3	0,3	1,6	1,7	9,7	
р. Цхук - п. Цхук	0,1	0,2	0,8	3,1	6,1	9,5	13,4	13,8	11,1	5,9	2,4	0,5	25,2	07.08.1966
	0,0	0,1	0,8	2,8	5,3	8,9	12,5	12,6	9,4	5,3	2,1	0,5	19,2	02.08.1990
	0,1	0,1	0,1	0,3	0,8	0,6	0,9	1,2	1,6	0,6	0,3	0,1	-6,0	

(первая строка-до использования каскада, вторая строка - после использования каскада)

Отметим, что антропогенные изменения воды рек изучаемой территории особенно заметны после 1989г., то есть после эксплуатации Спандарянского водохранилища. На водомерных постах Воротан и пос. Татев ГЭС с 2006г. наблюдается резкое падение температуры воды (рис. 3). Это обусловлено резким понижением водности на отмеченных речных створах вследствие антропогенного воздействия.

В работе изучены также изменения воды рек речного бассейна Воротана по годам, как в месячном, так и в годовом разрезе. Выяснилось, что, обуславливаясь антропогенными факторами, почти на всех водомерных постах речного бассейна по годам наблюдается тенденция роста среднегодовых значений температуры воды (за исключением река Сисиан - пост Ашотаван). Рост максимальных значений температуры воды наблюдается на водомерных постах рек: р. Воротан - п. Горайк, р. Цхук - п. Цхук, р. Сисиан - п. Ашотаван, р. Горисгет - п. Горис. Отметим, что на некоторых водомерных постах реки Воротан (Ангехакот, Воротан, пос. Татев ГЭС) в холодный период года наблюдается рост месячных значений температуры воды, а в теплый период - понижение.

Водомерный пост Ашотаван реки Сисиан действует после постройки Толорского водохранилища и находится выше него. Здесь наблюдается тенденция понижения средних месячных (кроме сентября и октября) и годовых значений и рост годовых максимальных значений. Изучив фактические данные температуры воздуха метеостанции Сисиан и расхода воды реки на данном створе, выяснилось, что на водомерном посту Ашотаван изменения температуры воды большей частью обусловлены природными факторами.



Г о д ы

Рис. 3а. Изменения средних годовых и максимальных значений температуры воды реки Воротан по годам 1) р. Воротан - п. Ангехакот, 2) р. Воротан - п. Воротан,

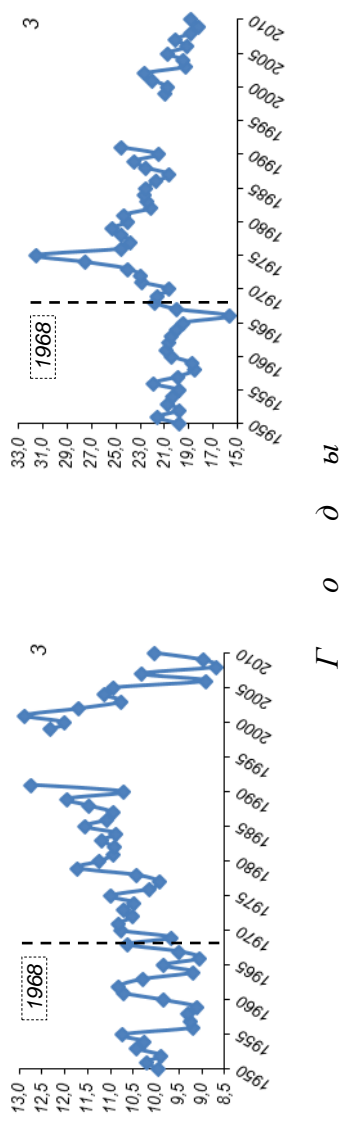
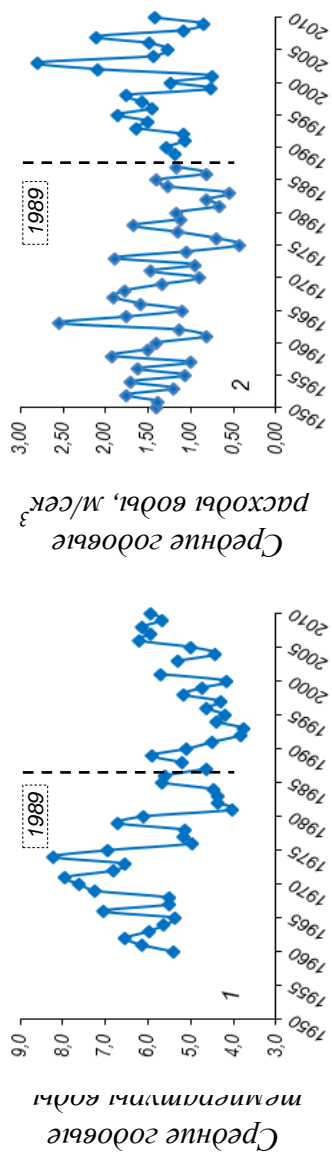


Рис. 36. Изменения средних годовых и максимальных значений температуры воды реки Воротан по годам 3) р. Воротан - п. пос. Татев ГЭС

Следовательно, изменение температуры воды рек изучаемой территории обусловлено воздействием как антропогенных, так и природных факторов. Свидетельством этому является также анализ результатов фактических данных, приведенных ниже. Так, на водомерных постах Горайк реки Воротан и Цхук реки Цхук наблюдается рост температуры воды. Причем, первый пост действует с 1988г., а второй - действовал до 1987г. Казалось, в первом случае антропогенное воздействие должно быть более сильным. Однако, выяснилось, что в обоих случаях наблюдаются понижение водности, а на метеостанциях Горайк и Воротанский перевал - повышение температуры воздуха.

На водомерном посту Цхук реки Цхук картина такова. Здесь до эксплуатации водохранилища наблюдается тенденция понижения годовых значений температуры воды, а после эксплуатации - тенденция роста. Закономерность подобного изменения характерна также водности реки Цхук на створе Цхук (рис. 4). Распределение температуры воды по месяцам следующее: после эксплуатации водохранилища наблюдается рост месячных значений температуры воды, а до этого - с апреля по ноябрь - рост, а с декабря по март - понижение. Для выявления причины нами изучены также изменения месячных значений температуры воздуха и расхода воды. Выяснилось, что в холодный период года велико смягчающее воздействие водохранилища.



Г о д ы

Рис. 4. Изменения средних годовых значений температуры (1) и расхода (2) воды реки Цхук на водомерном посту Цхук

ВЫВОД

Таким образом, термический режим рек бассейна Воротан обусловлен с одной стороны природными, с другой - комплексным воздействием антропогенных факторов. Влияние последнего особо заметно после построения Воротанского гидроэнергетического каскада.

При антропогенном воздействии заметно повышение средних многолетних месячных и годовых значений температуры воды рек.

В бассейне реки по годам преимущественно наблюдается рост средних годовых значений температуры воды рек и понижение их максимальных значений. На некоторых водомерных постах в холодный период года наблюдается рост месячных значений температуры воды, а в теплый период - понижение.

Основными антропогенными факторами, действующими на термический режим рек бассейна, являются водохранилища, ГЭС и оросительные системы, связанные с изменением водности. Велика также роль водохранилищ в создании микроклимата.

Предлагаем:

- более подробное, комплексное и совместное изучение разными ведомствами водной сферы,
- изучение по отдельным водомерным постам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варданян Т.Г., Маргарян В.Г. Микроклиматообразующее значение Ахурянского водохранилища. В кн.: Современные проблемы водохранилищ и их водосборов. Труды Международной

научно-практической конференции (в трех томах). Том I, Управление водными ресурсами. Гидро- и геодинамические процессы. - Пермь, 2013. - с. 136-142. - ISBN 978-5-7944-2091-3.

2. Григорян А.Т. Термический режим реки Воротан и ее антропогенные изменения. - Е.: Ученые записки ЕГУ, естественные науки, 1987. № 2, - с. 160-169.

3. Григорян А.Т. Ледово-термический режим рек Республики Армения (Географические факторы формирования). - Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. - Е., 1999. - 22 с.

4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 9, бассейн р. Аракса, вып. 2, /Под ред. А.П. Муранова. М. Гидрометеиздат, 1973, 472 с.

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ БЕРЕГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ОТ УГЛА УКЛОНА В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ

О.Я. Масликова**, *В.К. Дебольский, *И.И. Грицук***, *Д.Н. Ионов****

**Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

***Российский университет дружбы народов, Москва, Россия*
e-mail: oksana68@mail.ru

Формирование склонового стока происходит в трех стадиях [1].

На первой стадии поступающая на поверхность сухой почвы влага увеличивает влажность верхнего слоя почвы до наименьшей влагоемкости (НВ). На этой стадии образуются «прямые потери» - часть осадков испаряется, не проникая в почву и не образуя стока (поверхностное задержание,

смачивание растительного покрова). Величина потерь зависит от дефицита влажности воздуха, состояния растительного покрова и поверхности почвы.

На второй стадии впитываемая влага продолжает повышать влагоемкость почвы до полного влагонасыщения, при котором происходит нисходящее движение гравитационной воды – инфильтрация. Объем инфильтрации зависит от многих факторов, главные из которых – количество осадков, наибольшая влагоемкость и влагозапасы почвы. Будем считать инфильтрацию прямо пропорциональной осадкам (это в том случае, если осадки не превышают инфильтрацию) за вычетом прямых потерь с учетом коэффициента снижения инфильтрации K в зависимости от предшествующего увлажнения почвы. Коэффициент K определяется по формуле:

$$K = 1 - \left[1 - \left(\frac{W_P - W_{II}}{W_P - W_G} \right)^P \right]^2,$$

где W_P – предельная полевая влагоемкость; W_{II} – влагозапасы почвы; W_G – гигроскопическая влагоемкость; P – показатель степени, учитывающий ландшафт (это нам пока не надо, пригодится потом).

На третьей стадии, когда влажность почвы достигает полной влагоемкости, а на поверхность продолжает поступать влага, дальнейшее ее распространение зависит от интенсивности поступления. Если она не превышает интенсивности впитывания, то поверхностный сток не образуется, а поступающая влага расходуется только на инфильтрацию в более глубокие слои почвогрунтов. При превышении скорости впитывания возникает поверхностный сток,

который определяется разностью выпадающих осадков и инфильтрации в грунтовые воды.

Таким образом, объем осадков (выпавшего дождя или талых потоков) разделяется на объемы инфильтрации и стока.

$$\frac{W_{oc}}{t} - \frac{W_{инф}}{t} - \frac{W_{ст}}{t} = 0$$

ТРАНСПОРТ НАНОСОВ

Формула транспорта наносов по [2] с учетом льдистости:

$$S = 2,4 \cdot 10^{-9} \frac{U^3}{ghw(i^2 + 10^{-6})}, \quad (1)$$

где i – льдистость за счёт ледяных включений, доли. ед.

Формула Дарси-Вейсбаха:

$$h_w = \lambda \cdot \frac{L}{h} \cdot \frac{U^2}{2g}, \quad \text{или} \quad (2)$$

$$\frac{\Delta h}{L} = i = \lambda \cdot \frac{1}{h} \cdot \frac{U^2}{2g}, \quad (2a)$$

где λ - коэффициент сопротивления, или потери энергии на трение по длине – определяется экспериментально, i – гидравлический уклон берегового склона, равен тангенсу угла наклона берега α .

$$h = q_c / U \quad (3)$$

q_c – удельный расход склонового потока.

Скорость из (2a) и (3):

$$U = \sqrt[3]{\frac{2gq_{ck} \operatorname{tg} \alpha}{\lambda}} \quad (4)$$

Формула (1) переписывается с учетом (3) и (4):

$$S = \frac{6 \cdot 10^{-9}}{w(i^2 + 10^{-6})} \frac{\sqrt[3]{gq_{CK}}}{\lambda^{4/3}} \operatorname{tg} \alpha^{4/3} \quad (5)$$

Зависимость размыва твердого вещества от угла уклона (при прочих равных параметрах) будет, таким образом, иметь вид (Рис. 1):

$$S = \frac{6 \cdot 10^{-9}}{w(i^2 + 10^{-6})} \frac{\sqrt[3]{gq_{CK}}}{\lambda^{4/3}}$$

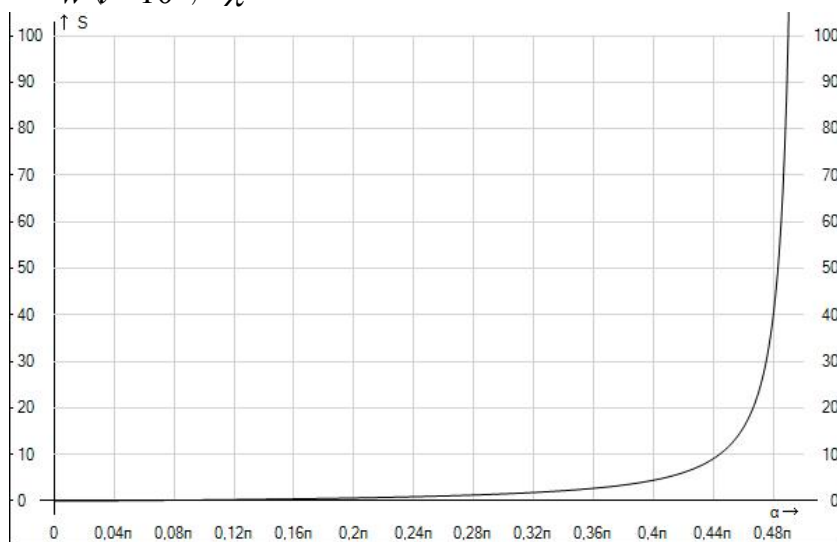


Рис.1. Зависимость размыва твердого вещества от угла уклона

ЛАБОРАТОРНАЯ ПРОВЕРКА

Применялся замороженный грунт двух видов: сухой заморозки и предварительно смоченный водой. Это делалось с целью проследить разницу при оттаивании и размыве двух видов грунта различных свойств. В процессе эксперимента

проводились замеры во времени оттаивания двух видов грунта и глубина размыва.

Основные допущения:

- изменение льдистости в лабораторных условиях происходит с интенсивностью таяния льда при комнатной температуре. При адаптации модели к реальным условиям следует учитывать реальную скорость оттаивания ледяных включений, которая зависит от метеоусловий;
- рассматривается оттаивания грунта до состояния нулевой льдистости; в реальных условиях полностью оттаивает лишь небольшой приповерхностный и прилегающий непосредственно к потоку слой грунта;
- в лабораторных экспериментах использовался практически идеальный материал склона – люберецкий песок диаметром 0,2 мм. В реальности криолитозона состоит из смешанных и неоднородных пород, слагающих русла рек.

Из экспериментов построим графики протаивания грунта различной заморозки и графики размыва для каждого эксперимента в зависимости от времени (с начала эксперимента) для разных углов залегания склона. Полученные графики однозначно интерполируются логарифмической зависимостью (рис. 2).

Из графиков видно, что начало эрозии (размыва) происходит спустя некоторое время после начала протаивания.

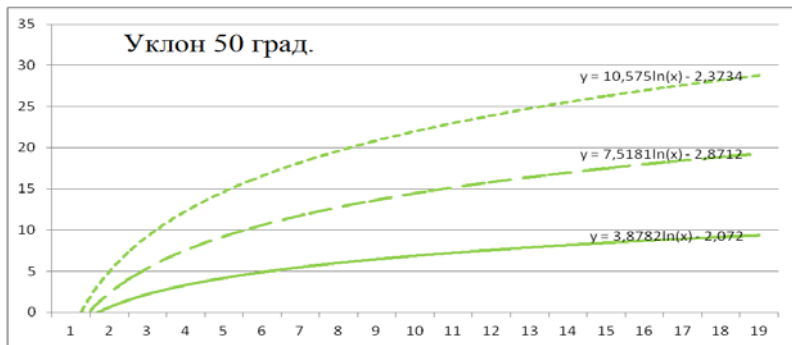
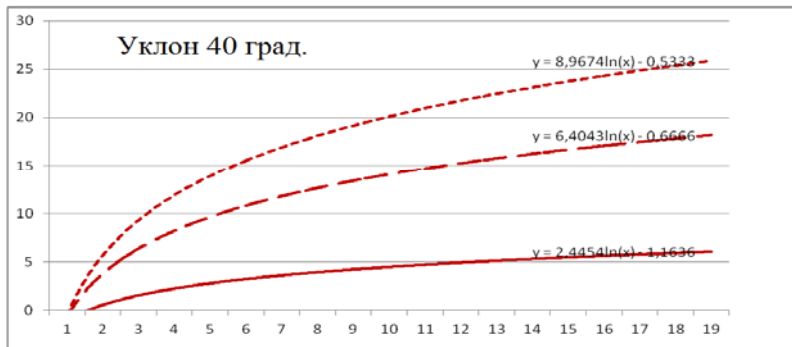
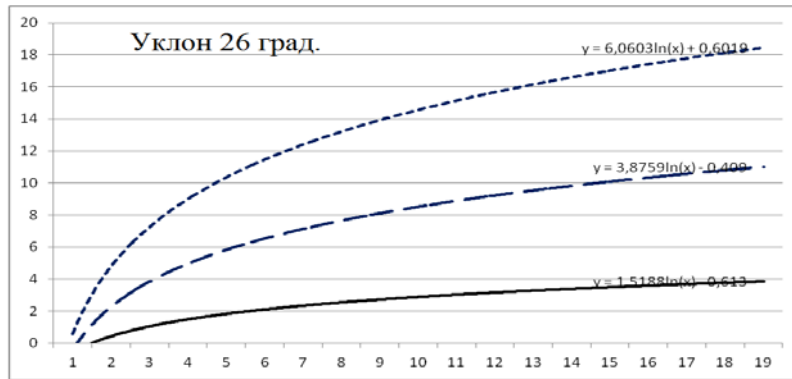


Рис. 2. Движение фронта протаивания (логарифмическая аппроксимация) –точечная линия – для смоченного грунта, пунктирная – для естественного влажного; сплошная линия – движение фронта эрозии

Таким образом, скорость эрозии значительно отстает от скорости протаивания минимум в два раза. Протаивание замороженного естественного грунта и замороженного смоченного (например, такой грунт образуется ниже уреза воды в самом потоке, замерзая вместе с ним) отличаются примерно в полтора раза.

Надо заметить, что в случае с углом 50 градусов логарифмическая зависимость эрозии наблюдалась до определенного момента (спустя 2 часа 30 минут). Далее наблюдался отрыв большого куска грунта до непротаянного слоя. Это как раз тот случай, когда образуются, кроме солифлюкции, поверхностные оползни.

Из экспериментов построим графики зависимости эрозии для разных углов уклона (рис. 3.)

Если сопоставить значения эрозии для различных углов уклона в одинаковые моменты времени, то можно увидеть, что зависимость этих значений будет описываться функцией $tg\alpha^{4/3}$ с определенным коэффициентом. Значение этого коэффициента рассчитывается по уравнению (1). Таким образом, экспериментально подтверждена зависимость, полученная ранее в теоретическом виде.

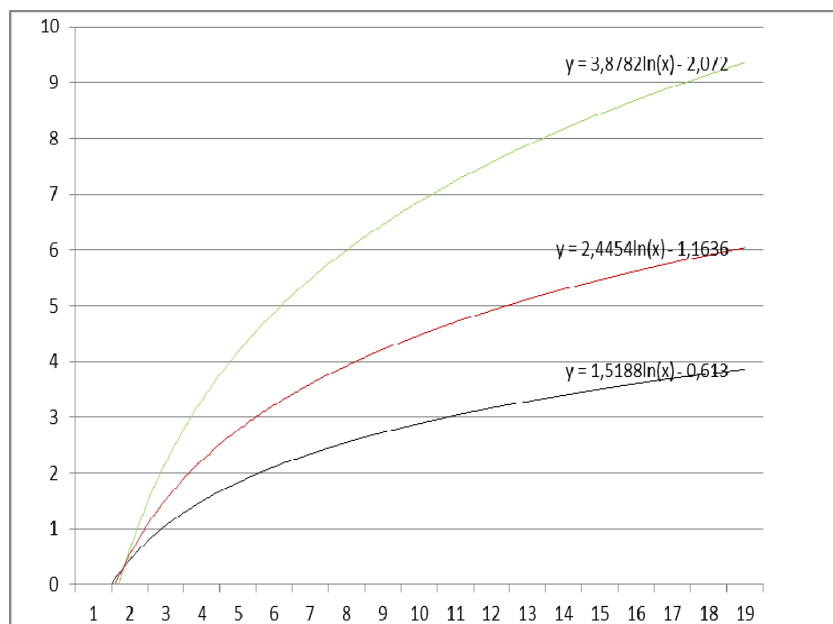


Рис. 3. Графики зависимости скорости эрозии от времени для угла 27 градусов – синяя линия; для 40 градусов – красная линия; для 50 градусов – зеленая линия.

ВЫВОДЫ

- Наибольшим деформациям подвергается верхний сезонноталый слой грунта вследствие непосредственного воздействия потока и температур окружающей среды.
- Скорость эрозии значительно отстает от скорости протаивания минимум в два раза. Протаивание замороженного естественного грунта и замороженного смоченного (например, такой грунт образуется ниже уреза воды в самом потоке, замерзая вместе с ним) отличаются примерно в полтора раза.
- Величина размыва верхних слоев оттаивающих пород непосредственно связана с углом залегания откоса вследствие добавления к основному воздействию потока таких явлений, как солифлюкция и оползни. При увеличении

угла откоса талый увлажненный грунт легко сползает по слою ещё мерзлого грунта. Этому способствует наличие прослоев и линз льда, совпадающих с направлением откоса (Далматов).

➤ Слои грунта, лежащие ниже, будут испытывать те же деформации с некоторым запаздыванием (в зависимости от скорости протаивания). Таким образом, в результате многолетних размывов будет происходить непрерывное оттаивание пород и смыв вновь образующегося деятельного слоя со скоростью, соответствующей механическим свойствам подстилающих грунтов. Деформации будут происходить до тех пор, пока не обнажатся скальные породы и/или размываемый слой не приобретет угол откоса, являющийся естественным для данного типа грунтов.

➤ Построены скорости эрозии от угла откоса (при прочих равных параметрах). Экспериментально показано, что зависимость размыва твердого вещества от угла уклона (при прочих равных) будет иметь степенной (4/3) вид. Таким образом, экспериментально подтверждена зависимость, полученная ранее в теоретическом виде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сафронова Т. И., Кузнецов Е. В., Дегтярев Г. В. Математическая модель выноса наносов поверхностным стоком с сельхозугодий, Справочник "Биофизики России", Математика. Компьютер. Образование, 2002, вып.9
2. Грищук И. И., Дебольский В.К., Масликова О. Я., Пономарев Н.К. Влияние осадков в виде дождя на деформации берегового склона русел рек в условиях многолетнемерзлых пород, Лед и снег, 2012

СТРОЕНИЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА РЕКИ АМУР НА УЧАСТКАХ РАЗВЕТВЛЕННОГО РУСЛА

А.Н. Махинов, В.И. Ким, С.А. Шмигирилов

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН,

Хабаровск, Россия

e-mail: iver@iver.as.khb.ru

ВВЕДЕНИЕ

Изучение особенностей строения и формирования ледового покрова на реках имеет большое значение для выявления закономерностей их гидрологического режима, влияния глобальных изменений климата на толщину льда и сроки установления ледового покрова, распространение полыней и особенности других ледовых явлений. Такие знания будут способствовать совершенствованию прогнозов ледовых заторов, часто происходящих на многих реках России, а также обеспечению безопасной хозяйственной деятельности на их берегах.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА

Как показали ранее проведенные исследования [1,2], строение ледового покрова р. Амур характеризуется существенной пространственной неоднородностью. Четко выделяется поперечная зональность, обусловленная, прежде всего, строением русла и различными скоростями течения по ширине речного потока.

Река Амур обладает специфическими условиями формирования и разрушения ледового покрова. Среди них следует отметить продолжительный зимний период с низкими среднемесячными температурами. Несмотря на расположение большей части бассейна Амура в средних широтах, соответствующих бассейнам рек Рейн в Европе и Колумбия в Северной Америке, его климатические

показатели весьма суровы. Поэтому средняя дата начала ледостава у г. Хабаровск приходится на 22 ноября, а ледохода – на 23 апреля. Средняя максимальная толщина льда в нижнем течении реки составляет 1,0-1,2 м.

Следующий фактор связан с формированием ледостава при относительно высоких уровнях воды после летне-осеннего паводка. При больших скоростях течения в русле происходит интенсивное торошение льда. При падении уровней воды к концу зимы вдоль отмелей берегов формируются обширные поля, в пределах которых лед залегаet непосредственно на рыхлых отложениях речного дна.

Весной разрушение ледового покрова и ледоход в русле Амура проходят при низких уровнях воды, поэтому экзарационное воздействие движущегося льда на берега в пределах широкопойменных участков реки невелико.

На излучинах развивающихся рукавов, характеризующихся большими глубинами, на участках приближения динамической оси потока близко к берегу, образуются незамерзающие в течение всей зимы полыньи.

Зажоры способствуют образованию наледного льда. В зависимости от наличия снежного покрова наледный лед обладает различной структурой. Он имеет ярко выраженное кристаллическое строение при изливе речных вод на поверхность чистого льда и более аморфное при пропитывании снега, залегающего на поверхности речного льда.

Особенностью ледяного покрова Амура является наличие в толще льда значительного количества терригенного материала различного гранулометрического состава – от ила до глыб размером 1,5-2,0 м в поперечнике. Такой диапазон

размеров включений объясняется несколькими источниками их поступления. Среди них основными являются эоловый перенос, камнепады с крутых склонов на ледовую поверхность в горах и обвалов суглинистых блоков при подледном размыве пойменных берегов реки [3]. Наличие прослоек рассеянного суглинистого материала отмечается также в кернах льда, что, вероятно, связано с возрастанием мутности воды при попусках из водохранилищ, сопровождающихся увеличением скоростей течения. Еще одним источником поступления частиц разного размера в толщу льда является захват грунта на мелководьях во время осеннего ледохода.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования структуры ледовой поверхности и стратиграфии льда проводились в нижнем течении реки Амур в окрестностях г. Хабаровск на участке разветвленного русла с рукавами разных размеров. Работы осуществлялись в главном русле реки и в пределах второстепенных рукавов, находящихся в различном динамическом состоянии – в условиях развивающихся и отмирающих протоков.

Наблюдения непосредственно на реке проводились в феврале-марте 2008-2014 гг. при максимальной толщине льда. В русле по поперечному профилю с использованием ледового механического бура бурились скважины через каждые 50 м при ширине русла до 400 м и через 100 м при более широком русле. Из каждой скважины вынимался керн диаметром 15 см, и после осмотра производилось его послойное описание. Определялись цвет, прозрачность льда, наличие и характер включений. Затем керн послойно распиливался, и образцы доставлялись в лабораторию.

Каждый образец льда растапливался в стеклянной емкости и после фильтрования измерялся объем полученной воды. Фильтр высушивался до постоянного веса, после чего взвешивался для определения массы включенных в лед веществ.

СТРУКТУРА ЛЕДОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СТРОЕНИЕ ЛЕДОВОЙ ТОЛЩИ

В поперечном сечении главного русла Амура шириной 1,5-2,5 км выделяется пять основных зон, характеризующихся различной толщиной и стратиграфией ледовой толщи (рис. 1). Центральная зона имеет ширину от 80 до 150 м и располагается на стрежне водного потока. Лед сильно торосистый. Отдельные торосы, состоящие из крупных обломков толщиной 10-30 см, имеют высоту до 1,5 м. Общая толщина льда достигает 2,0-2,2 м. Весь керн представлен смерзшимися обломками льда с разнонаправленной косою слоистостью (рис. 2). Лед прозрачно-матовый с включениями пузырьков воздуха и рассеянными скоплениями терригенного материала.

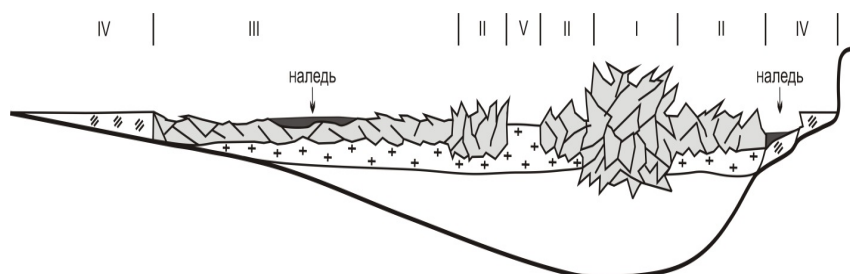


Рис. 1. Схема зональности ледового покрова в поперечном сечении главного русла р. Амур

Нижняя поверхность льда неровная, с выступами отдельных обломков льдин в водную толщу, образующими местами

выемки, заполненные шугой. Слой шуги в одной из скважин достигал 2,0 м.

Лед в стрежневой части русла формируется на заключительной стадии осеннего ледохода. В сужениях водной поверхности движущийся лед испытывает боковое давление и вследствие этого образует протяженные продольные гряды. Ширина их достигает 10 м, а длина – до 100 м.

Вторая зона протягивается обычно с обеих сторон вдоль первой зоны и выделяется меньшей торосистостью поверхности. Многие обломки льдин залегают субпараллельно поверхности, образуя нередко скопления в виде изометричных бугров высотой 0,5-0,8 м и размером до 3х6 м. Средняя толщина льда составляет 1,2-1,4 м.

Лед состоит из плотно смерзшихся мелких обломков, что придает всей толще в целом матово-молочный оттенок. Включения распределены неравномерно, нередко в виде косой слоистости. В нижней части керна обычно находится слой стекловидного очень прозрачного льда толщиной от 10 до 25 см. Его намерзание происходит после осеннего ледохода.

Следующая зона имеет наибольшую ширину и располагается на средних и малых глубинах в русле реки. Лед в ее пределах слабо торосистый. Отдельно расположенные единичные торосы достигают высоты 0,5 м и состоят из тонких (до 10 см) обломков льда. Однако большинство обломков залегают субпараллельно поверхности льда. Местами они образуют небольшие изометричные скопления высотой до 1 м.

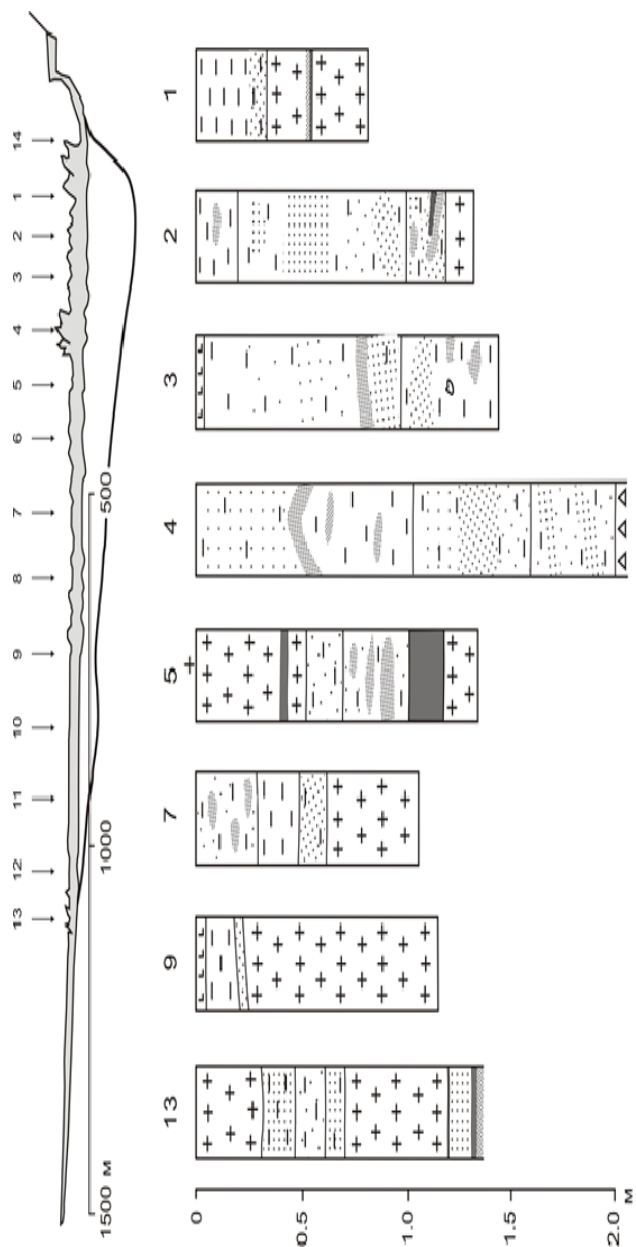


Рис. 2. Стратиграфические колонки льда в основном русле р. Амур 1-прозрачно-матовый лёд, 2-стекловидный лёд, 3-лёд с редкими рассеянными включениями, 4-слои и линзы загрязнённого льда, 5-грязный лёд, 6-молочно-матовый наледный лёд, 7-включения гравия и мелкой гальки, 8-шуга.

Лед имеет толщину 1,1-1,3 м и сложное строение. Верхнюю часть керна обычно составляют мелкобитые обломки льда, сцементированные смерзшейся шугой. Нижняя часть толщи представлена прозрачным стекловидным льдом, нарастающим за счет промерзания снизу. Мощность его увеличивается от 0,2 до 1,0 м при соответствующем уменьшении толщины слоя мелкобитого льда. В целом, доля стекловидного льда составляет 50-80 % от всей толщи.

Вдоль каждого берега протягивается полоса льда, лежащего на донном грунте. Ее ширина достигает у отмелых берегов нескольких сотен метров. У обрывистых берегов с вертикальным уступом лед залегает в виде узких разновысотных ступеней, образовавшихся при оседании его по продольным трещинам. Поверхность льда обычно ровная, поскольку начальная стадия формирования ледового покрова начинается с образования заберега. Соответственно, и толщина льда неодинакова – от нескольких сантиметров у кромки ледовой поверхности до 1,3-1,4 м. В строении толщи основную роль играет стекловидный прозрачный лед.

Особое строение имеет лед, формирующийся на участках бывших полыней или разводьев, образовавшихся во время осеннего ледохода. В этом случае весь керн представлен стекловидным льдом. Для него характерно незначительное включение терригенного материала.

Развивающиеся протоки характеризуются большой глубиной и отношением В/Нср., равным 1:50 – 1:100. Скорости течения в них на 20-30 % больше, чем в отмирающих рукавах такой же ширины. Ледовая поверхность их почти по всей ширине формируется во время осеннего ледохода. Поэтому все русло от берега до берега представляет собой торосистое поле с более высокими торосами в стречневой части, далеко не всегда хорошо выраженными в виде гряд.

По наблюдениям в протоке Пемзенской, увеличивающей свои размеры в результате расширения и углубления русла, выделяются три подзоны торосистого льда – плоско-торосистый, грядово-торосистый и бугристо-торосистый.

Строение ледовой толщи в протоке Пемзенской неодинаково в пределах различных подзон (рис. 3). Керны плоско-торосистого льда в верхней части представлены смятыми обломками мелко битого льда с косыми темными полосами терригенных включений. Нижняя часть профиля керна состоит из стекловидного льда, толщина которого обратно пропорциональна величине верхней толщи.

Грядово-торосистый лед почти на всю толщину керна состоит из обломков льда, сформировавшегося при осеннем ледоходе в пристрежневой части водного потока. Лишь в его нижней части имеется небольшой (0,1-0,2 м) слой стекловидного льда. Строение ледовой толщи бугристо-торосистого льда занимает промежуточное положение. Лишь в пределах небольших полыней, замерзающих в первой половине зимы, лед имеет однородную стекловидную структуру по всему керну.

В верхней части керна иногда имеется слой наледного льда толщиной до 5-6 см. Обычно он полупрозрачный с матовым белым оттенком. При формировании наледного льда под снежным покровом лед приобретает молочно-белый цвет нередко с многочисленными мелкими пузырьками воздуха.

Отмирающие рукава Амура характеризуются наиболее простым строением ледовой поверхности. В окрестностях Хабаровска к таким отмирающим рукавам относятся протоки Бешеная, Амурская и другие. На большей части лед в русле имеет гладкую ровную поверхность. Он разбит многочисленными тонкими трещинами, иногда

протяженностью в сотни метров и шириной до 2 см. Широкие трещины заполнены льдом, образовавшимся из выдавленной воды. На таких участках весь керн представлен стекловидным льдом.

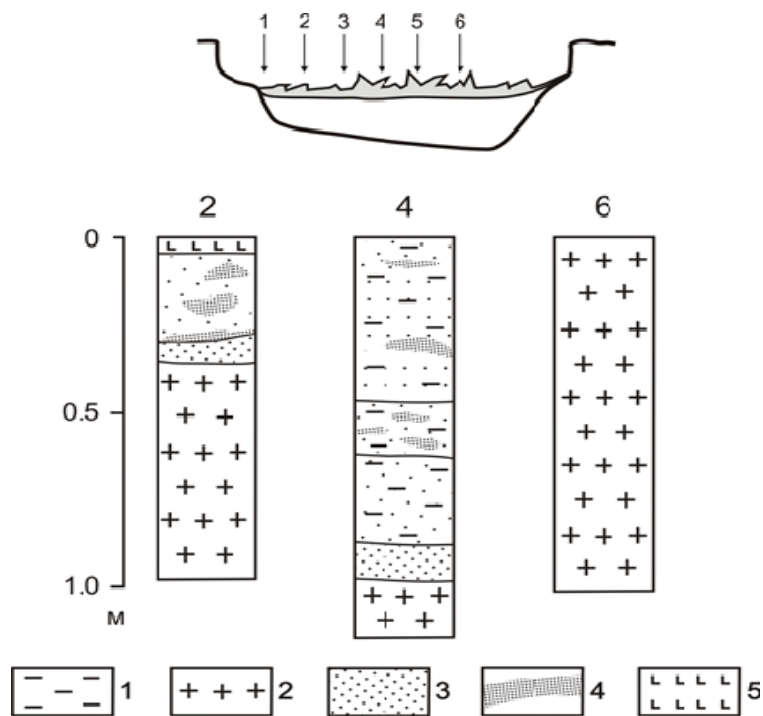


Рис. 3. Стратиграфические колонки льда в развивающемся рукаве р. Амур (протока Пемзенская)

Примечание :условные обозначения см. на рис. 2

В стрежневой части потока, преимущественно при ее прохождении вблизи одного из берегов, протягивается неширокая полоса плоско-торосистого льда. Местами в ее пределах прослеживаются поля с небольшими ледяными буграми высотой не более 0,5 м. На участках с торосами верхняя часть толщи мощностью 20-30 см состоит из смерзшихся обломков льда, образовавшихся во время

осеннего ледохода. В нижней части керна лед толщиной до 1,0 м имеет стекловидный характер. Иногда, чаще всего вдоль одного из берегов, образуется наледный лед небольшой толщины.

Ранее отмечалось, что в главном русле реки Амур во льду содержится значительное количество включений терригенного и органического материала [3,4]. Его содержание по отдельным слоям изменяется от 0,78 г/см³ до 14,48 г/см³ в нижнем горизонте и от 0,42 г/см³ до 3,20 г/см³ в среднем в кернах (таблица). Максимальное содержание включений характерно для наиболее торосистых участков. При этом слои с повышенным количеством включений находятся в средней и нижней частях керна. При поступлении на лед эолового материала максимальное содержание терригенного материала отмечается в верхнем слое льда.

Таблица 1. Содержание взвешенного материала во льду реки Амур

№	№ керна	Расстояние от уреза левого берега, м	Толщина льда, м	Среднее содержание в кернах, г/см ³	Макс. содержание в слое, г/см ³
Протока Пемзенская					
1	1	5	0,85	0,20	0,84
2	2	155	1,20	9,67	39,37
3	3	255	1,02	0,003	0,007
Основное русло реки Амур – 3 км Среднего Амура					
4	1	960	0,82	0,54	2,26
5	2	900	1,31	2,73	14,48
6	3	830	1,45	0,45	0,78
7	4	760	2,00	0,77	2,60
8	5	690	1,33	1,07	5,11
9	13	20	1,07	0,42	3,20

В протоке Пемзенская количество замороженного материала во льду по ширине русла изменяется сильнее. На участках распространения стекловидного льда содержание включений в отдельных слоях не превышает $0,007 \text{ г/см}^3$, в то время как в пределах распространения торосистых полей достигает $39,37 \text{ г/см}^3$ (таблица). Соответственно, среднее содержание включений в керне изменяется от $0,003 \text{ г/см}^3$ до $9,67 \text{ г/см}^3$.

ВЫВОДЫ

Таким образом, ледовая поверхность на крупных реках с разветвленным руслом характеризуется неоднородностью не только в поперечном профиле, но имеет свои особенности строения в рукавах с различной направленностью динамики русловых процессов. Максимальная толщина льда и разнообразие в строении ледовой поверхности и ледовой толщи наблюдаются в главном русле реки. На сильно торосистых участках толщина льда превышает среднюю толщину в 1,6-1,8 раза.

Включения терригенного и органического материала во льду распределены неравномерно как в пространстве, так и по керну. Наиболее грязный лед наблюдается в зоне интенсивного торошения и на участках эолового поступления материала на лед с берегов и обширных кос.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Махинов А.Н. Ким В.И. Ледовый покров реки Амур и его влияние на русловые процессы //Водные ресурсы, 2013. Том 40, № 4. С. 359-366.
2. Махинов А.Н., Ким В.И., Шмигирилов С.А. Особенности ледяного покрова реки Амур на различных морфологических участках русла //Ледовые и термические процессы на водных объектах России. 1У Всерос. конф. г.

Рыбинск Ярославской обл. 24-29 июня 2013 г. М.: ИВП РАН, 2013. С. 113-117.

3. Махинов А.Н., Лю Шугуан. Формирование рельефа русел и берегов рек. Хабаровск: ДВО РАН, 2013. 174 с.

4. Kim V.I., Makhinov A.N. Ice erosion of the Amur river banks //21-st IAHR International Symposium on Ice. Dalian, China, June 11 to 15, 2012. (Dalian University of Technology Press). P. 150-159.

МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И ИХ СВЯЗЬ С АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

М.А. Наumenко, С.Г. Каретников, В.В. Гузиватый

Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

e-mail: naumenko@limno.org.ru

ВВЕДЕНИЕ

Ледовые процессы в морях и крупных озёрах определяются особенностями атмосферной циркуляции, суровостью зимы, географическим положением и морфометрическими характеристиками водоёма. Вариации дат начала и окончания ледовых процессов, продолжительности ледостава и т.п. изменения отражают климатические изменения и соответствуют различным видам нестационарности температурного режима и прихода тепла к поверхности озера, как в межгодовом аспекте, так и внутри года [1,5,6]. Озёра являются хорошими индикаторами климатических изменений [4,7]. Ладожское озеро, крупнейшее в Европе, обладает значительной тепловой инерцией, и степень развития ледовых процессов будет определяться теплосодержанием озера к началу замерзания и интенсивностью обмена теплом между поверхностью воды и

атмосферой в период ледостава. Циркуляция атмосферы над озером определяется главным образом влиянием Атлантического океана и вторжением арктических воздушных масс. Формы атмосферной циркуляции влияют на сроки и продолжительность основных фаз ледового режима Ладожского озера и их многолетние колебания [2,3]. Полное покрытие озера льдом препятствует проникновению света, обмену газами и резко ограничивает динамическое взаимодействие атмосферы и поверхностного слоя воды. Условия судоходства, метеорологические условия и условия нереста рыбы, экологические особенности водоёма в зимний период зависят от ледового состояния озера. Поэтому анализ изменений ледового режима Ладоги в связи с изменениями крупномасштабных форм циркуляции атмосферы представляется важным для понимания региональных изменений климата и практических целей.

Данная работа преследовала следующие цели:

- на основе выделенных категорий ледовых условий Ладожского озера определить соответствующие им средние и экстремальные значения ледовых и метеорологических характеристик, а также индексов атмосферной циркуляции Северного полушария за период с 1943 по 2013 г.г.;
- исследовать ряды ледовых характеристик и атмосферных индексов на однородность, для оценки возможных изменений в течение периода времени с 1950 г. по 2013 г.г. и определения тенденции этих изменений;
- на основе имеющихся характеристик разработать многопараметрические модели для оценки влияния атмосферной циркуляции на ледовый режим Ладожского озера;
- выявить индексы атмосферной циркуляции, оказывающие наиболее значимое влияние на различные категории ледового режима Ладожского озера.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Основные характеристики ледового режима озера были получены с использованием космических изображений со спутников серии NOAA и MODIS в видимом диапазоне и Nimbus-7 в радиодиапазоне с 1970 года по настоящее время, а также авиационных ледовых разведок Ладожского озера за период с 1943 года по 1992 г.г.

В базе ледовой данных Ладожского озера с 1943 года по 2013 собрано около 1500 изображений ледовой обстановки в озере с географической привязкой и определением степени покрытости льдом акватории с учетом его сплоченности (рис. 1.).

В среднем за каждый зимний период имеется от 9 до 51 оцифрованных изображений ледовой обстановки на Ладожском озере.

В качестве характеристик ледового режима были использованы:

- даты первого и последнего обнаружения дистанционными методами льда, на основе которых определялась общая продолжительность ледовых явлений;
- даты наступления полного ледостава и начала его разрушения, а также продолжительность полного ледостава. В случае отсутствия полного замерзания озера отмечался процент покрытия озера льдом во время его максимального распространения;
- предложенный нами в [5], относительный индекс ледовитости (RICI), представляющий собой нормированную на медианное значение площадь под кривой сезонного изменения степени покрытости озера льдом с момента его первого до момента его последнего обнаружения дистанционными методами, позволяющий характеризовать ледовый режим зимы одним числом.

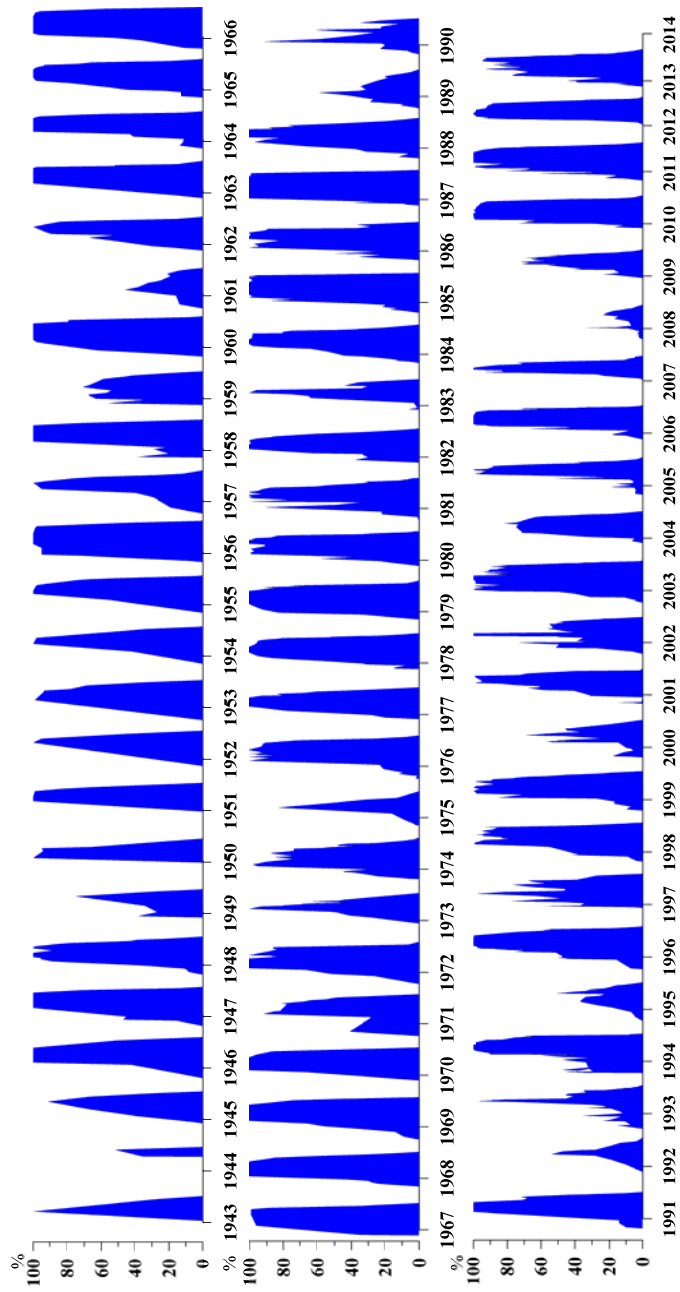


Рис. 1. Межгодовые изменения ледовитости Ладожского озера за период с 1943 по 2014г.

В качестве климатических характеристик, выбранных для анализа межгодовой изменчивости ледового режима, были использованы:

- максимальные суммы среднесуточных температур воздуха за морозный период по метеостанции Сортавала;
- даты устойчивого перехода среднесуточных температур воздуха через 0°C при охлаждении осенью и нагревании озера весной;

Характеристики атмосферной циркуляции с 1950 по 2013 годы были следующие:

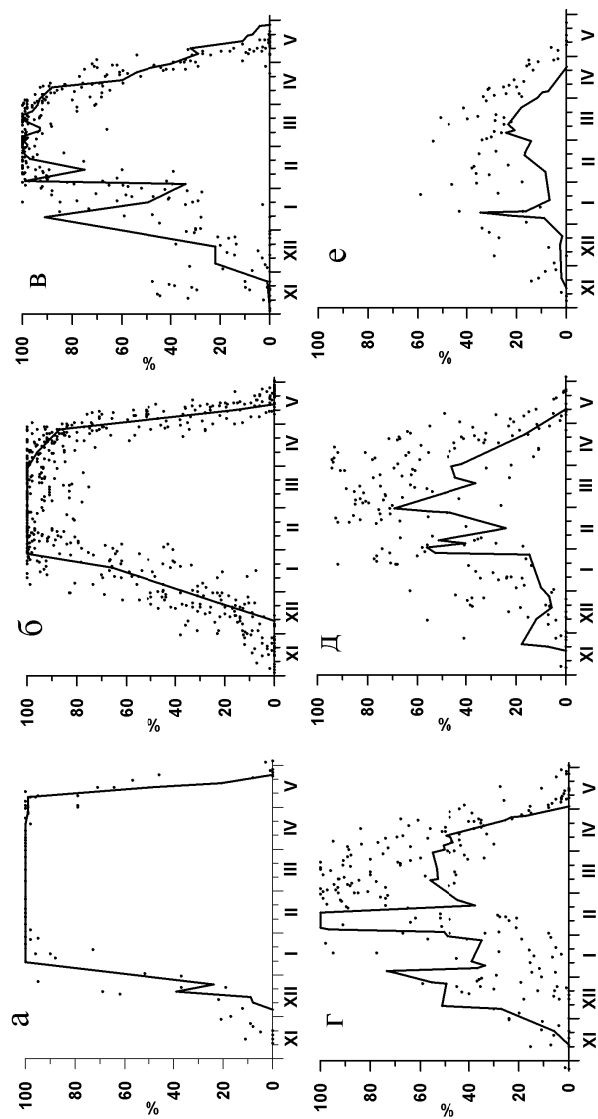
- среднемесячные индексы NAO [www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/norm.nao.monthly.b5001.current.ascii], которые характеризуют условия зонального переноса воздушных масс в Северном полушарии. Перенос с Запада на Восток усиливается при увеличении индекса NAO и ослабевает при уменьшении;
- среднемесячные индексы АО [www.cpc.ncep.noaa.gov];
- среднемесячные индексы Восточной Атлантики/Западной России (EA/WR);
- среднемесячные значения полярной/евроазиатской дальней корреляционной связи (*POL*). Положительные значения индекса связаны с отрицательной аномалией в полярном регионе и положительной аномалией Северного Китая и Монголии. Увеличение этого индекса ассоциируется с усилением приполярного вихря, повышая температуры воздуха в Восточной Сибири и понижая температуры Китая;
- среднемесячные значения скандинавского индекса (SCAND) [ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh], положительная фаза которого свидетельствует о блокирующем эффекте антициклона над Скандинавией и Западной Россией.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В статье [6] приведена оценка ледовитости (средние, дисперсии, интервалы) Ладожского озера, демонстрирующая значительные вариации в сезонном и межгодовом аспекте. Для детального анализа зимние сезоны были разбиты на шесть категорий в зависимости от продолжительности полного ледостава на акватории озера: 1) более трёх месяцев (экстремально холодный зимний период), 2) от 2 до 3 месяцев (холодный период), 3) от 1 до двух месяцев (средний зимний период) и 4) менее одного месяца (мягкий зимний период). Две другие категории характеризуют зимние периоды с неполным ледоставом: 5) от 70 % и более акватории и 6) менее 70 % акватории. На рисунке 2 приведены типичные для каждой категории зимы временные изменения ледовитости Ладожского озера.

Каждой категории соответствует своя скорость увеличения нарастающей суммы отрицательных температур воздуха по метеорологической станции Сортавала, расположенной на севере Ладожского озера (рисунок 3). В зимы с продолжительным полным ледоставом нарастание суммы отрицательных температур воздуха происходит монотонно и гораздо быстрее, чем в зимы с непродолжительным полным ледоставом (2001 – 02 г.) или в зимы без полного ледостава. Кроме того, следует отметить ступенчатость в нарастании суммы отрицательных температур воздуха, связанную с продолжительными оттепелями. На рисунке 3 отмечена величина равная 600 градусо-дней, при достижении которой наблюдается полное покрытие озера льдом [1,6].

Разделение ледовых обстановок на категории позволило найти и проанализировать соответствие между категориями ледовитости Ладожского озера (интенсивностью ледообразовательных процессов) и климатическими индексами и другими параметрами.



а – экстремально холодная 1986 - 87 г., б – холодная 1989-70 г., в – средняя 1980- 81 г., г – мягкая 2001 – 02 г., д – теплая 1999-2000 г. и е – экстремально теплая 2007- 08 г.

Рис. 2. Типичные изменение площади льда (%) для каждой категории зимы (сплошные линии). Точки представляют реальные значения покpытости акватории льдом

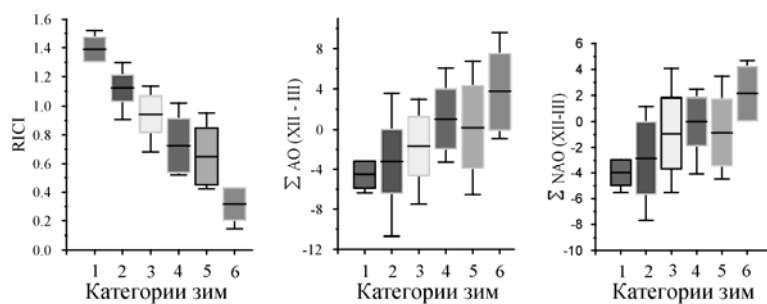
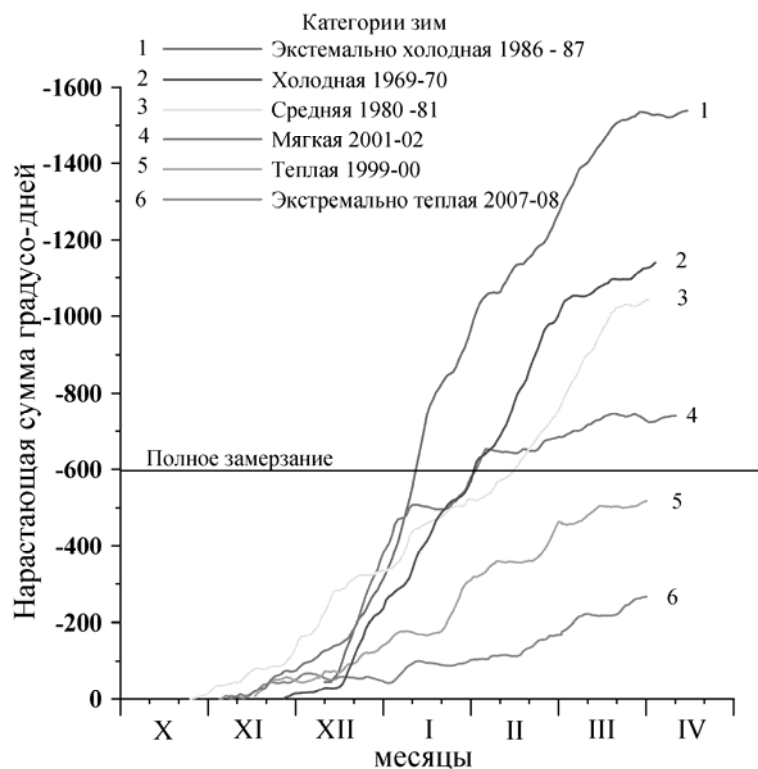


Рис. 3. Нарастающая сумма отрицательных температур воздуха для зим различных категорий и соответствующие им индексы атмосферной циркуляции

В качестве эффективного метода построения статистической модели связи ледовитости Ладожского озера с индексами циркуляции был выбран пошаговый алгоритм множественной линейной регрессии. Метод пошагового включения переменных особенно эффективен при большом числе исходных предикторов. На начальном этапе было подготовлено 70 переменных для построения модели между интегральным показателем ледовитости Ладожского озера RICI и этими переменными. После построения корреляционной матрицы были отобраны предикторы, имеющие значимые коэффициенты корреляции. Затем методом включения переменных были найдены оптимальные уравнения регрессии. Все коэффициенты регрессии значимы по критерию Фишера.

Общее усиление (или ослабление) интенсивности циркуляции атмосферы в планетарном масштабе проявляется в региональных особенностях изменения климата и естественной климатической изменчивости, в частности на ледовом режиме Ладожского озера.

Данное исследование подготовлено с поддержкой гранта РФФИ "Озера Байкал и Ладога - комплексные совместные исследования" № 13-05-91051-НЦНИ а"

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каретников С.Г., Науменко М.А. Ледовый режим. - В кн. Ладога /под редакцией В.А.Румянцева, С.А.Кондратьева./- СПб.: Нестор-История. 2013.- С.152-163.
2. Assel R., Cronk K., Norton D. Recent trends in Laurentian Great Lakes ice Cover. - *Climatic Change*. 2003, 57: 185-204.

3. Blenckner T, Jarvinen M, Weyhenmeyer GA. Atmospheric circulation and its impact on ice phenology in Scandinavia. - *Boreal Environment Research*. 2004,**9**: 371-380.
4. George DG. The impact of the North Atlantic Oscillation on the development of ice on Lake Wendermere. - *Climatic Change*. 2007, **81**: 455-468.
5. Karetnikov S., Naumenko M. Recent trends in Lake Ladoga ice cover. – *Hydrobiologia*. 2008, vol. 599, pp.41-48. DOI:10.1007/s10750-007-9211-1
6. Karetnikov S., Naumenko M. Lake Ladoga ice phenology: mean condition and extremes during last 65 years. - *Hydrological processes*, 2011, 25, 2859-2867. DOI:10.1002/hyp.8048
7. Livingstone DM. Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. *Climatic Change*. 1997, **37**: 407-439.

УСКОРЕННЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ДЛИТЕЛЬНОЙ ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

А.В. Остякова*, М.В. Королев,***, Г.Е. Скрылев*****

* *Институт водных проблем РАН, Москва, Россия*

** *ИГЦ, Москва, Россия*

*** *Московский государственный строительный университет, Москва, Россия*

e-mail: alex-ost2006@yandex.ru, m-korolev2009@yandex.ru

В России около 63% территории страны занимают вечномёрзлые грунты (10,7 млн. км²). В районах распространения вечномёрзлых грунтов находятся уникальные запасы природных богатств. Широкому освоению этих районов препятствовал суровый климат и отсутствие транспортных коммуникаций. Стратегической

экономической и геополитической задачей России текущего столетия является освоение этих территорий и добыча и переработка полезных ископаемых. В последние десятилетия многие ученые-климатологи фиксируют признаки, свидетельствующие о потеплении климата в Северном полушарии и деградации вечной мерзлоты. В частности, Центр мониторинга и прогнозирования МЧС отмечает, что за счет потепления климата в Северном полушарии за последние 28 лет количество льда на Северном полюсе сократилось на 40 %. В Западной Сибири вечная мерзлота оттаивает со скоростью 4 сантиметра в год. В ближайшее время граница вечномерзлых пород сдвинется на север на 80-100 километров [1]. По оценкам, через 7-8 лет полностью откроется для круглогодичной навигации Северный морской путь, что даст возможность проложить новый, стратегически важный торговый путь между Европой, Юго-Восточной Азией и Америкой, а также системно приступить к освоению северного региона страны.

Как известно, мерзлые грунты обладают рядом специфических свойств и особенностей, важнейшими из которых являются их реологические свойства, проявляющиеся в виде значительных деформаций ползучести и снижении прочности во времени. Эти механические свойства мерзлых грунтов существенно зависят от их физического состояния, в частности, от температуры.

При деградации мерзлоты, повышении температуры массива, его оттаивании прочностные свойства мерзлых пород будут неизбежно ухудшаться. Все это приведет ко многим негативным последствиям [4]:

- активизации оползневых процессов;
- интенсивной переработке берегов рек, водохранилищ;

- трансформации русел рек, увеличению расходов и стоков;
- нарушением нормального режима эксплуатации объектов транспортной инфраструктуры (дорог, аэродромов и т.д.), объектов жилого и производственного назначения, построенных по принципу сохранения вечномерзлых грунтов;
- увеличениям количества техногенных аварий на линиях электропередач, нефти и газопроводов и т.д.;
- изменению экологической обстановки.

Как считают эксперты, при увеличении среднегодовой температуры на 1-2 градуса Цельсия несущая способность свайных фундаментов, вмороженных в грунт, уменьшится на 50 % . По данным МЧС, в Западной Сибири ежегодно фиксируется 35000 отказов нефте- и газопроводов и их количество возрастает. В Тюмени в результате таких аварий ежегодно разливается в грунт 10000 тонн нефти. В городах Якутск, Мирный, Норильск, Дудинка, Тикси, Игарка и многих других зафиксировано увеличение количества аварийных зданий и сооружений из-за термической просадки оттаивающих вечномерзлых грунтов [1].

Для проведения расчетов устойчивости бортов водохранилищ, откосов строительных котлованов, несущей способности оснований сооружений, составлению рекомендаций по эксплуатации аварийных объектов необходимо располагать надежными и достоверными данными о длительной прочности мерзлых грунтов при их различном физическом состоянии.

На сегодняшний день закономерности механического поведения мерзлых грунтов достаточно изучены (Н.А. Цытович, Е.М. Сергеев, Ю.К. Зарецкий, С.С. Вялов и др.)

В то же время следует признать, что механические свойства мерзлых грунтов при изменении температуры и, в особенности, в период оттаивания, изучены недостаточно.

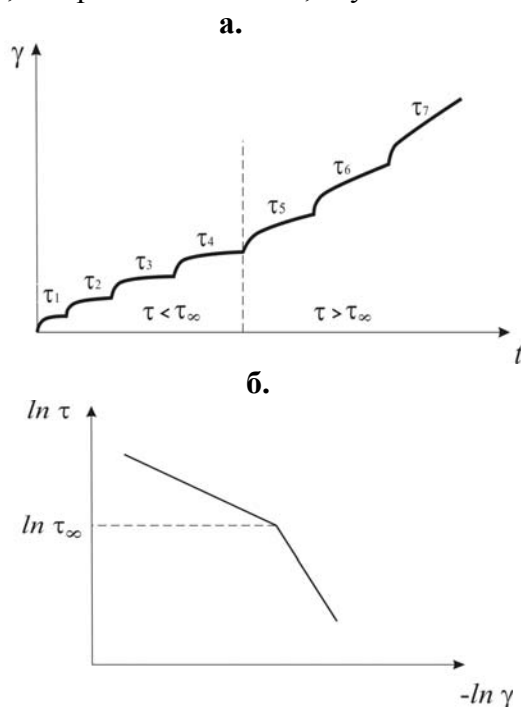


Рис. 1 - Результаты испытаний при ступенчато возрастающей нагрузке: а) кривые развития деформации ползучести, б) зависимость между напряжением ($\ln \tau$) и деформацией ($\ln \gamma$).

Существующие методы определения параметров длительной прочности мерзлых грунтов основаны на том, что к испытываемому объему грунта (образцу, штампу, целику) при фиксированном нормальном напряжении σ ступенчато прикладывают сдвигающие касательные напряжения τ . При этом каждая ступень нагрузки τ_i выдерживается длительное

время, в процессе которого фиксируют развивающиеся деформации ползучести. На начальных ступенях нагружения деформации ползучести носят затухающий характер. После превышения предела длительной прочности деформации ползучести носят прогрессирующий характер, см. рис. 1, а.

Длительное предельное сопротивление сдвигу $\tau_{пред}^{\infty}$ устанавливается путем перестроения результатов испытаний при ступенчато возрастающей нагрузке ($\gamma = f(t)$) в полулогарифмические координаты (рис. 1, б) [2].

Существенным недостатком такого подхода к определению параметров длительной прочности являются:

- значительная длительность опыта (порядка 1 месяца и более), вследствие того, что деформации ползучести при постоянной касательной нагрузке развиваются крайне медленно, что обуславливает большую длительность испытаний;
- необходимость проведения для определения параметров длительной прочности ($\varphi^{\infty}, c^{\infty}$) минимум двух испытаний при различных нормальных напряжениях (σ). Для учета естественной неоднородности мерзлых грунтов нормативная литература требует проведения минимум 6 испытаний;
- данный метод предусматривает проведение испытаний грунтов при фиксированном его физическом состоянии, при одной температуре. Для определения параметров длительной прочности при различных температурах требуется целая серия длительных испытаний.

Например, при геомеханических испытаниях мерзлых масштабно неоднородных грунтов, слагающих борта откосов строительного котлована Вилюйской ГЭС-3 для обоснования

их устойчивости изыскатели столкнулись со следующей проблемой. Откосы котлованов были сложены из шести грунтов различных геологических элементов, каждый из которых имел три выделяемые зоны трещиноватости и три температурные зоны. При проведении испытаний стандартными методиками требовалось бы провести следующее количество испытаний:

$$N = a \cdot b \cdot c \cdot d, \quad (1)$$

где N – требуемое общее количество испытаний; $a=6$ – количество геологических элементов; $b=3$ – количество выделенных зон трещиноватости; $c=3$ – количество выделенных температурных зон; $d=6$ – количество испытаний, необходимых для статистической обработки. То есть общее число испытаний должно было составить 324.

Поскольку породы являлись масштабнo неоднородными и обладали существенными реологическими свойствами, для определения необходимых параметров длительной прочности по стандартным методикам потребовалось бы огромное число длительных крупномасштабных испытаний, что невозможно было осуществить на практике.

Таким образом, учитывая выше изложенное, представляется актуальной разработка принципиально новых ускоренных методов и методик, позволяющих сократить количество и время испытаний и определять в ходе одного опыта параметры длительной прочности при различных физических состояниях грунта.

В основу разрабатываемого метода положен ускоренный метод испытаний на длительную прочность с помощью динамометрического прибора, предложенный С.С. Вяловым [2]. Сущность этого метода заключается в том, что к образцу, испытываемому на одноосное сжатие, через жесткий динамометр прикладывают произвольное начальное

напряжение σ_0 и регистрируют снижение его во времени (релаксацию) и развитие во времени образца. По полученным кривым можно определить вид уравнения ползучести и значения входящих в него параметров. Принимая уравнение ползучести в форме

$$\varphi(\gamma) = \tau\psi(t) \quad (2)$$

и полагая $\varphi(\varepsilon) = A_0\varepsilon^m$, функция ползучести $\psi(t)$ определяется как

$$\psi(t) = A_0 \frac{[\varepsilon(t)]^m}{\sigma(t)}, \quad (3)$$

где $\varepsilon(t)$ - деформация образца; $\sigma(t)$ - изменяющееся напряжение динамометра, определяемое по рис. 2, б.

Если начальное напряжение задать близким к условно мгновенной прочности, то конечное значение напряжения в результате релаксации будет близко к пределу длительной прочности, поскольку стабилизация деформации можно рассматривать как достижение равновесия между действующей внешней нагрузкой и внутренними силами сопротивления грунта. Ниже на рис. 2 представлена схема динамометрического испытания и методика ее проведения.

Предлагаемая методика для определения параметров длительной прочности мерзлых грунтов на сдвиг в режиме ползучести-релаксации реализуется следующим образом:

- к образцу (штампу, целику) прикладывается вертикальная сжимающая нагрузка (максимальные сжимающие напряжения в требуемом диапазоне $\sigma_1 = const$);
- далее через упругий элемент (гидродомкрат или жесткий динамометр с винтом) ступенчато прикладывается горизонтальная сдвигающая нагрузка, вызывающая в образце касательные сдвигающие напряжения τ_0 . Вследствие горизонтальных перемещений образца из-за разжатия

динамометра на каждой ступени происходит релаксация сдвигающих напряжений $\tau = f(t)$;

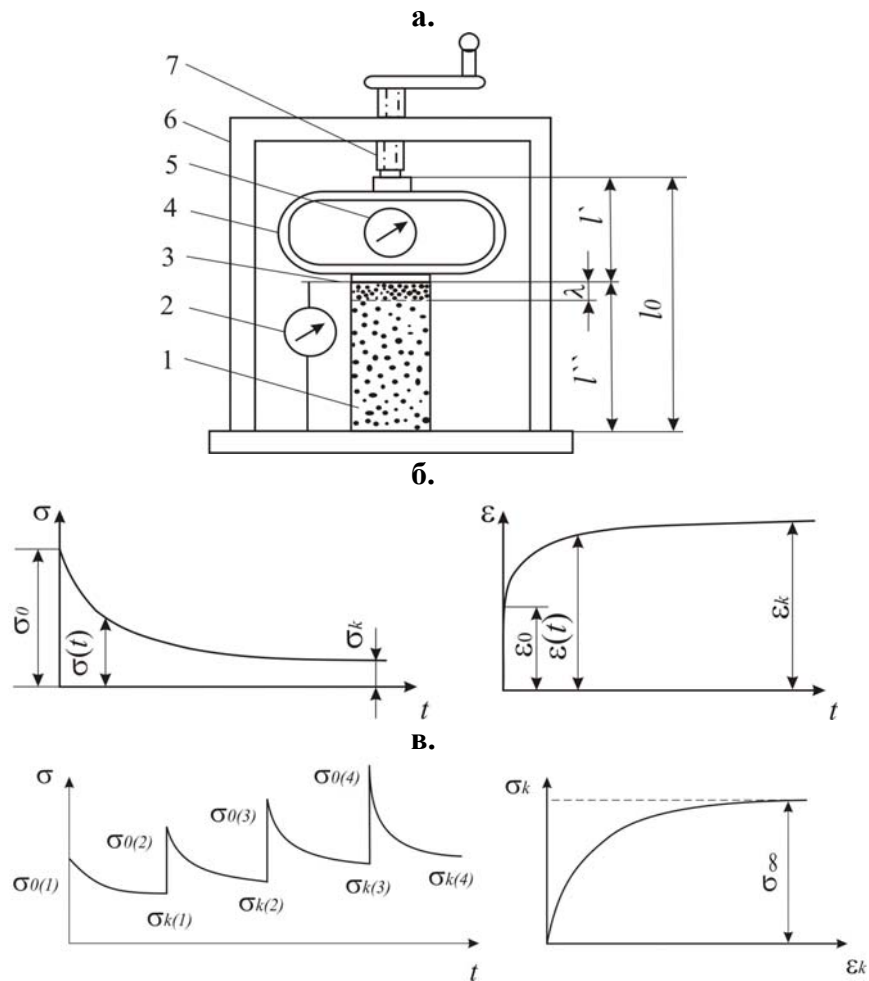


Рис.2. а) схема динамометрического прибора, 1 – образец, 2 – датчик перемещений, 3 – штамп, 4 – жесткий динамометр, 5 – датчик перемещений динамометра, б – рама, 7 – винтовое нагрузочное устройство, б) результаты испытаний при разовом нагружении, в) результаты при ступенчатом нагружении

- образец выдерживают до затухания релаксации сдвигающих напряжений, что можно считать достижением предела длительной прочности ($\tau_{\infty}^{пред_1}$) при заданном уровне нормальных напряжений $\sigma_1 = const$;
- далее ступенчато уменьшают величину сжимающих напряжений до величины $\sigma_2 < \sigma_1$. Из-за уменьшения внешних сил сопротивления сдвигу (σ) образец выходит из состояния равновесия, что приводит к релаксации сдвигающих напряжений до величины предельного сопротивления сдвигу $\tau_{\infty}^{пред_2}$ при новом уровне сжимающих напряжений σ_2 ;
- аналогичным образом ступенчато уменьшают вертикальные сжимающие напряжения σ и фиксируют при каждом уровне сжимающих напряжений стабилизированные значения предельных касательных напряжений τ . Схема испытаний и программа нагружения представлена на рис. 3.

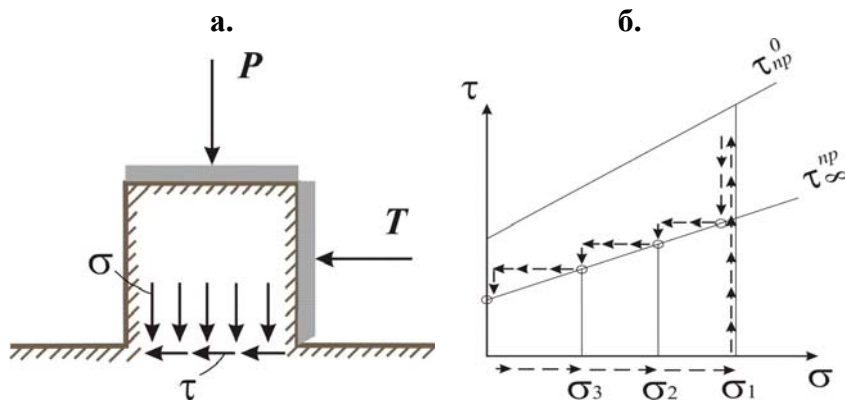


Рис. 3. а) схема испытаний по определению параметров длительной прочности на сдвиг, б) программа нагружения и результаты испытания

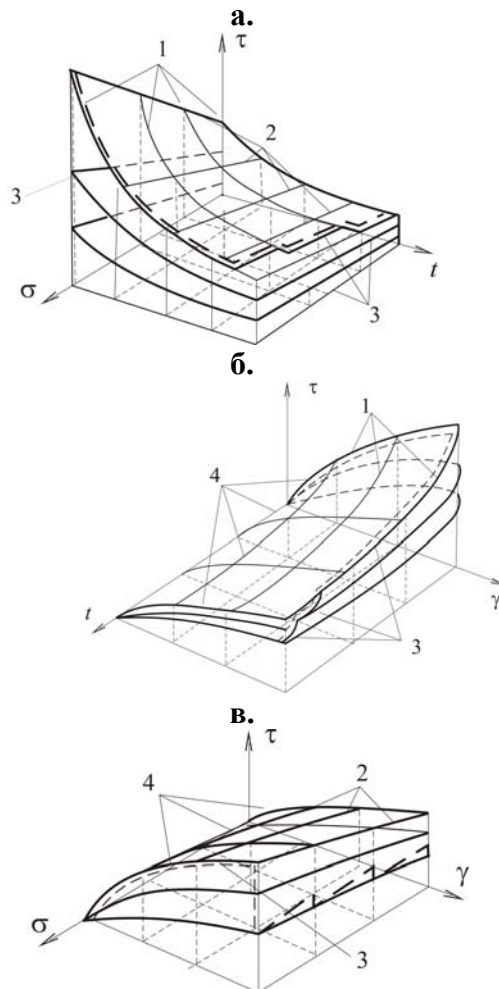


Рис. 4. а) кривые (поверхности при $\gamma = const$) длительной прочности (2), релаксации касательных напряжений (1), б) кривые (поверхности при $\sigma = const$) ползучести (4) и релаксации касательных напряжений (1), в) кривые (поверхности при $t = const$) прочности (2) и кривые ползучести (4), 3 – траектория нагружения по предлагаемой методике

Общий вид кривых ползучести, релаксации касательных напряжений и длительной прочности мерзлых грунтов, получаемых в ходе предлагаемых испытаний, приведены на рис. 4 в виде трехмерных проекций четырехмерной функции $\tau_{пред} = f(\gamma, \sigma, t)$.

Данная методика была опробирована в полевых и лабораторных условиях. Результаты испытаний по предлагаемой методике сравнивались с результатами, полученными по стандартным методикам, и показали хорошую сходимость [3]. Предлагаемая методика может быть реализована не только при сдвиговых испытаниях, а также при испытаниях в приборах трехосного сжатия, и приборах с тремя независимыми регулируемымися главными напряжениями. Методика позволяет в ходе одного опыта не только определить параметры длительной прочности мерзлых пород при фиксированной температуре, но и определить их значение при различных температурах. Программа нагружения для получения параметров длительной прочности грунтов при различных отрицательных температурах, а также в режиме оттаивания грунтов приведена на рис. 5.

Основная идея этих испытаний заключается в том, что по выше описанной методике в некотором диапазоне вертикально сжимающих напряжений $\sigma_1 - \sigma_2$ испытания проводят при максимальном значении отрицательной температуры θ_1 . Получив отрезок кривой длительной прочности при данной температуре, изменяют значения отрицательных температур до величины θ_2 и при данной температуре также определяют отрезок кривой длительной

прочности. Последнее испытание возможно провести при значении температуры $\theta_3 = 0$.

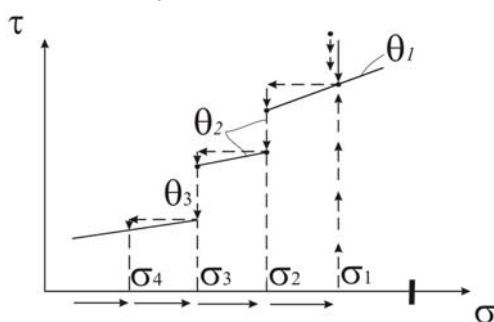


Рис. 5. Кривые длительной прочности и программа испытаний мерзлых грунтов при различных температурах

ВЫВОДЫ

Вышеописанные ускоренные методики позволяют на порядки сократить время, стоимость и трудоемкость испытаний. Методики доступны к реализации в полевых и лабораторных условиях при различных видах испытаний (сдвиговых, трехосных и др.) и позволяют с достаточной для практических целей точностью определять параметры длительной прочности и ползучести мерзлых и ползучих грунтов, что открывает широкие возможности к их массовому использованию при решении различных задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций на территории Российской Федерации / МЧС России. Российская академия наук. Под общей редакцией С.К.Шойгу. 2005.
2. С.С. Вялов. Реологические основы механики грунтов. – М.: Высшая школа, 1978. – 447 с.
3. С.Б. Ухов, М.В. Королев, Ю.В. Брызгалин. Определение параметров длительной прочности грунтов при испытаниях их в режиме ползучести-релаксации // науч. тр.

«Проблемы механики грунтов и инженерного мерзлотоведения». М.: Стройиздат, 1990. – С. 237-248.

4. А.В. Остякова. Факторы и направления исследований динамики берегов водохранилищ. / Тр. IV Междунар. науч.-практ. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов» (28 мая - 30 мая 2013 г., Пермь): в 3 т. Т.1: Управление водными ресурсами. Гидро- и геодинамические процессы / науч.ред. А.Б. Китаев, О.В. Ларченко; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. - Пермь, 2013. - С. 276-282. ISBN 978-5-7944-2091-3 (т. 1).

КОЛЕБАНИЯ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В МАЛОМ ОЗЕРЕ ПОДО ЛЬДОМ

**Н.И. Пальшин, С.Р. Богданов, Т.В. Ефремова,
Р.Э. Здоровеннов, Г.Э. Здоровеннова, А.Ю. Тержевик**
*Институт водных проблем Севера Российской академии
наук, Петрозаводск, Россия*
e-mail: npalshin@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Количество натуральных данных по исследованию сейшевых течений в озерах подо льдом крайне ограничено. Главным образом, это обусловлено тем, что их скорости в озерах ниже чувствительности многих промышленных образцов современных приборов и в открытых частях озер обычно не превышают 1 см сек^{-1} , но могут резко возрастать в узких проливах [3, 5]. Также малы амплитуды колебаний ледяного покрова, которые составляют в небольших озерах от десятых долей до нескольких мм.

В зимние сезоны 1994-1995 и 1995-1996 гг. на оз. Вендюрском было выполнено 17 серий измерений скоростей

и направлений течений продолжительностью от нескольких часов до семи суток. Материалы этих исследований опубликованы в работах [1, 4, 5, 6, 9]. Для каждой серии измерений рассчитаны функции спектральной плотности. Почти во всех измерениях для продольной компоненты скорости течения доминировали колебания с периодами 26-28 мин, которые близко соответствуют теоретическому периоду первой моды продольной баротропной сейши озера. В центральной части озера амплитуды колебаний скоростей течений с таким периодом достигали нескольких мм с⁻¹ (максимум – 18 мм с⁻¹). Для поперечной компоненты течения возрастала роль колебаний с периодом около шести минут, близким к периоду первой моды поперечной сейши.

Для сравнения амплитуд и периодов флуктуаций скоростей течений на разных глубинах в марте 1996 г. были выполнены синхронные регистрации течений двумя приборами (АСМ и DWCM) на двух станциях, расположенных у южного берега и в центральной части озера [4]. Результаты этих измерений свидетельствуют о вертикальной однородности амплитуд и периодов сейшеподобных течений во всей водной толще озера, включая наибольшие глубины до 10.5 м. Коэффициенты парных корреляций между измеренными данными на различных горизонтах изменялись от 0.75 до 0.96. Регрессионные коэффициенты были около единицы, что говорит о близких амплитудах колебаний. Сдвига по фазе между рядами измерений на разных глубинах не наблюдалось.

Амплитуды вертикальных колебаний ледяного покрова в озере изменялись от десятых долей до двух-трех мм [1, 7, 8, 9]. Из синхронных регистраций течений и колебаний поверхности ледяного покрова были получены значимые максимумы спектральных плотностей с периодами близкими первым модам продольной и поперечной сейш. Выделенные

периоды вертикальных колебаний льда в точности совпали с периодами колебаний скоростей течений. Из анализа взаимной корреляции между флуктуациями ледяного покрова и колебаниями компонент скоростей течений установлен фазовый сдвиг равный $1/4$ периода, что соответствует классической теории сейш. Коэффициенты взаимной корреляции составляли около 0.7-0.8.

С целью исследования основных механизмов происхождения высокочастотных колебаний в озере подо льдом и генерации баротропных сейш были выполнены серии синхронных многосуточных измерений течений, колебаний поверхности ледяного покрова, горизонтальных градиентов атмосферного давления, скоростей и направлений ветра. В [4, 9] приводятся доказательства, что высокочастотные колебания скоростей течений и поверхности льда обусловлены флуктуациями скоростей ветра. Во флуктуациях горизонтальных градиентов атмосферного давления наблюдались колебания с доминирующими периодами близкими к баротропной сейше, из чего можно ожидать резонансного усиления колебаний поверхности ледяного покрова и скоростей течений подо льдом [8, 9]. В процессе наблюдений 23-26 марта 1996 г. было зарегистрировано три ярко выраженных периода увеличения амплитуд колебаний ледового покрова, которые во времени были связаны с усилением ветра. В период интенсификации колебательных движений ледового покрова возрастала доля высокочастотных компонент скоростей течений. При этом кинетическая энергия течений в озере подо льдом возросла более чем на порядок [4]. Совместный анализ данных по скорости ветра, вертикальным смещениям ледового покрова и течениям показал, что существует несколько полос частот со значениями функции когерентности, достигающими уровня 0.9. В [4] высказывается мнение, что синоптические усиления ветра являются наиболее вероятной причиной, генерирующей

осциллирующие движения воды в озере, покрытом льдом. Однако измерения скорости ветра в одной точке и градиента атмосферного давления вдоль продольной оси озера недостаточно для выявления основных причин генерации баротропных сейш.

В перечисленных выше публикациях не всем полученным на оз. Вендюрском материалам уделено достаточного внимания. Целью данной работы является – исследование сейшеподобных движений и колебаний температуры воды по результатам их синхронных измерений в озере.

МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Инструментальные измерения течений на оз. Вендюрском проводились во время полевых работ в зимние сезоны 1994-1995 и 1995-1996 гг. на различных глубинах станций 4-го и 6-го разрезов (рис. 1). Продолжительности непрерывных регистраций течений составляли от 30 минут до нескольких суток с дискретностью от 5-10 до 30 секунд.

Вендюрское озеро расположено на юге Карелии и относится к бассейну р. Суны. Котловина озера вытянута с запада на восток на семь км, ее ширина – около двух км, максимальная глубина – 13.4 м, средняя – 5.3 м. Период с ледовым покровом на озере длится около шести месяцев. Зимой в нем устанавливается обратная термическая стратификация. В глубоководной части озера температура воды у дна достигает 4-5°C. Объем притока впадающих в озеро рек небольшой и не оказывает существенного влияния на динамику озерных вод. Период его условного водообмена около 2.5 лет.

Для регистраций течений использовались приборы с высоким разрешением: акустический измеритель течений АСМ (НПО «Экран», г. Самара) и волосковый измеритель

течений DWCM, разработанный в ИВПС КарНЦ РАН [6]. Скорости течений раскладывались на продольную V_e (восток-запад) и поперечную V_n (север-юг) составляющие. Положительные значения для компонент течений соответствовали направлениям на север и восток. Описание, калибровка и технические характеристики приборов приведены в [6, 7, 9]. При измерении скоростей течений с разрешением около 0.1 мм с^{-1} невольно возникает вопрос о достоверности таких данных. Для оценки достоверности данных были выполнены серии синхронных регистраций скоростей течений на одном горизонте разными приборами АСМ и DWCM. Подробно эти эксперименты описаны в [6, 7].

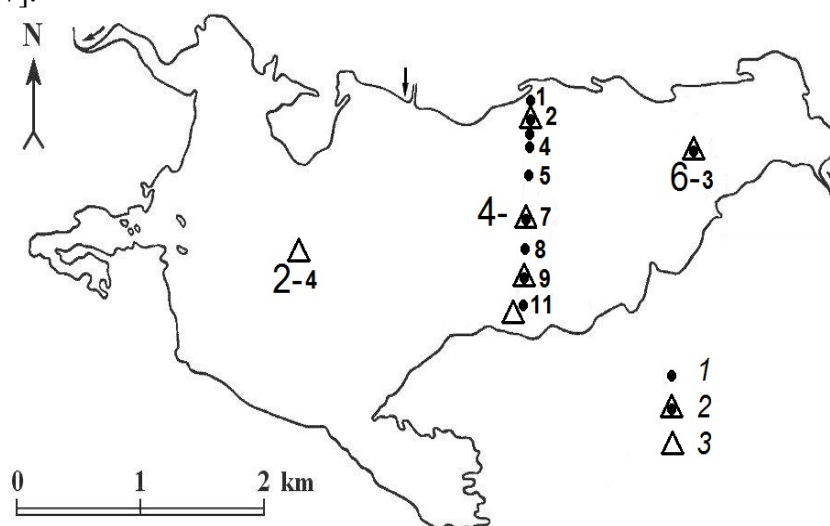


Рис. 1. Схема станций наблюдений за течениями на оз. Вендюрском: 1 – измерения на разных глубинах усредненных течений за 30 мин.; 2 – длительные измерения течений (горизонт 2 м), колебаний ледяного покрова, атмосферного давления и скорости ветра; 3 – длительные измерения атмосферного давления. Первая цифра – номер разреза, вторая – номер станции

РЕЗУЛЬТАТЫ

Синхронные регистрации скоростей течений прибором DWCM и температуры воды проводились 12-13 февраля 1995 г. в восточной части озера (ст. 6-3) и 13-14 февраля 1995 г. в 250 м от северного берега (ст. 4-2). В обоих случаях были выполнены измерения скоростей течений и температуры воды на горизонте 2 м с дискретностью 30 сек. Полученные данные свидетельствовали о присутствии флуктуаций с разными периодами. Для того, чтобы проследить за сдвигом фазы между сейшеподобными колебаниями скоростей течений и температуры воды, были применены процедуры усреднения скользящими средними. С целью минимизирования внесения искусственной погрешности во временные ряды данных полосы усреднения подбирались в соответствии с выделенными периодами колебаний в результате спектрального анализа. Трехминутное осреднение позволило выделить и удалить из измеренных данных высокочастотные флуктуации и приборные шумы, а шестиминутное – колебания близкие к поперечной сейше. Удалив из сглаженных данных плавные тренды, обусловленные усредненным переносом воды за 56 минут, были получены отклонения от средних значений скоростей течений и температуры воды с доминирующими периодами от 6 до 27 минут.

В восточной части озера 12-13 февраля от 19 вечера до 7 часов утра во флуктуациях течений и температуры воды доминировали колебания с близкими периодами около 27 мин (рис. 2 а). Амплитуды колебаний модулей скоростей течений изменялись от 3 до 9 мм с⁻¹, а температуры воды составляли 0.01-0.02°С. После 7 часов утра резко возросли высокочастотные флуктуации скоростей течений (периоды около 5-6 мин) с амплитудами до 1-1.5 см с⁻¹. Одновременно

в колебаниях температуры воды с периодом около 27 мин наблюдалось уменьшение амплитуд (рис. 2 б).

В начале срока наблюдений на протяжении двух часов колебания течений и температуры воды с периодами около 27 мин лучше всего коррелировали при сдвиге фазы на четверть периода. Для всего срока наблюдений продолжительностью около 18 часов между колебаниями температуры воды и скоростями продольной и поперечной компонент течений установлено наилучшее приближение при сдвиге фазы на 0.37 периода (10 мин) с коэффициентами кросс-корреляции около 0.76. Для промежутка времени от 19 до 7 часов утра, когда в озере доминировали колебания течений с периодом первой моды продольной баротропной сейши, коэффициенты корреляции составили 0.82. Хотя периоды сейшевых колебаний течений и температуры воды были близкими, в отдельные промежутки времени между ними происходил сдвиг фаз, не равный 0.37 периода. Обычно это происходило из-за искажения и сдвига периода колебаний скоростей течений в результате наложения на продольную баротропную сейшу более высокочастотных флуктуаций. На графиках связи между колебаниями температуры воды и скоростями течений кривые зависимостей за отдельные промежутки времени смещались выше или ниже, т.е. появлялись петли, увеличивающие общий разброс данных. С целью визуального сравнения между колебаниями, на рис. 2 в временной ряд данных температуры воды был сдвинут по фазе на 0.37 периода по отношению к колебаниям скоростей течений.

На прогрессивно-векторной диаграмме (рис. 3) также можно выделить два отрезка времени, различающихся по интенсивности течений. С 19 вечера до 7 часов утра траектория течений имела пилообразную форму, а доля высокочастотных флуктуаций в колебаниях течений была

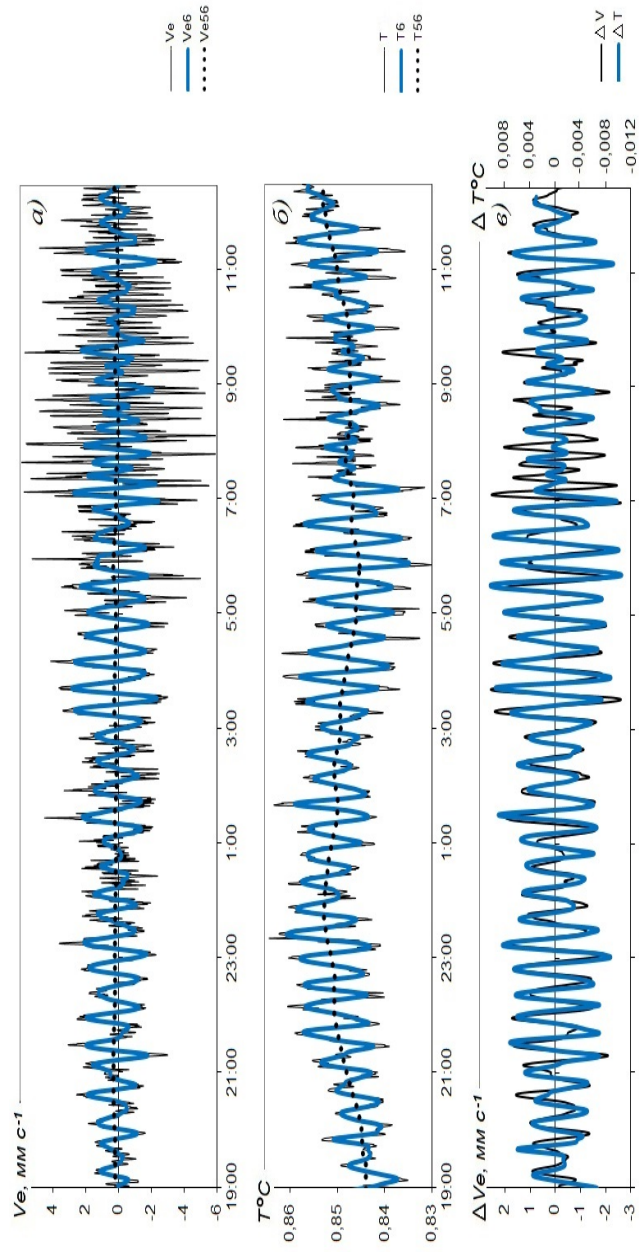


Рис. 2. Синхронные измерения 12-13 февраля 1995 г. на ст. 6-3 продольной компоненты течения (V_e), температуры воды (T), их сглаживание фильтрами скользящих средних за 6 мин (V_{e6} , T_6) и 56 мин (V_{e56} , T_{56}) и отклонения скоростей течений (ΔV_e) и температуры (ΔT) воды за 6 мин от средних значений за 56 мин (колебания температуры воды сдвинуты во времени на 0.37 периода)

небольшой. При усилении высокочастотных флуктуаций после 7 часов утра траектория течений стала носить мало упорядоченный характер: возросла дисперсия, появились петли. Направление среднего переноса воды отклонилось к северу на 10 градусов, а его скорость увеличилась на 14%. Это, вероятно, произошло из-за изменений в поле атмосферного давления и ветра над озером.

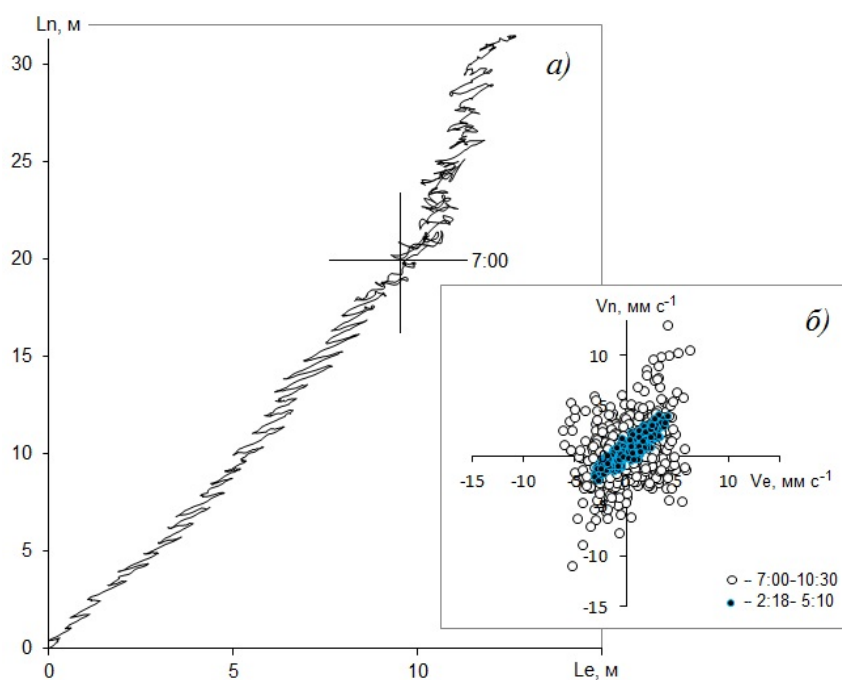


Рис. 3. Прогрессивно-векторная диаграмма (а) и диаграмма рассеивания скоростей течений (б) по данным, полученным 12-13 февраля 1995 г. на ст. 6-3. Положительные значения осей L_e и L_n , а также V_e и V_n направлены на восток и север соответственно.

У северного берега (ст. 4-2, горизонт 2 м) на протяжении 16 часов синхронных измерений температуры воды и течений

13-14 февраля 1995 г. выделялись колебания течений с периодом 27.1 мин при наличии высокочастотных флуктуаций с периодом около трех минут. Амплитуды сейшевых колебаний и высокочастотных флуктуаций течений были близкими. Для температуры воды были получены такие же значимые периоды колебаний. Средний за весь период измерений сдвиг фазы между низкочастотными колебаниями (27.1 мин) течений и температуры воды составлял, как и в предыдущем случае, 0.37 периода (10 мин). Связи между колебаниями температуры воды и обоими компонентами скоростей течений были значимыми, но в присутствии большой доли высокочастотных флуктуаций коэффициенты корреляции составили всего около 0.4.

Горизонтальные градиенты температуры воды в основной толще озера в период ледостава обычно не превышают 0.01°C на 100 м. Исключение представляет придонный слой воды толщиной 0.2-0.5 м. Горизонтальные смещения воды за половину периода первой моды баротропной сейши по измерениям 12-13 февраля 1995 г. на ст. 6-3 составляли от 1 до 1.7 м (рис. 3). Они способны приводить к колебаниям температуры на $0.0001-0.0002^{\circ}\text{C}$. Разумно предположить, что зарегистрированные флуктуации температуры, достигающие $0.01-0.02^{\circ}\text{C}$, обусловлены вертикальными движениями воды. Если амплитуды флуктуаций температуры воды разделить на вертикальный градиент температуры ($0.4^{\circ}\text{C м}^{-1}$), то можно оценить амплитуду вертикальных колебаний воды, или вертикальную компоненту скорости течения, разделив дискретные изменения температуры воды на вертикальный градиент и шаг по времени. Полученные таким образом амплитуды вертикальных колебаний воды достигают 2.5-5 см, что в 10-30 раз больше типичных амплитуд колебаний поверхности льда.

Амплитуды колебаний поверхности льда и скоростей сейшевых течений хорошо согласуются между собой. Сдвиг по фазе между ними составляет четверть периода, что соответствует классической теории сейш. Масштабные оценки максимальных скоростей сейшевых течений из соотношения между потенциальной и кинетической энергией в баротропной стоячей волне совпадали с измеренными значениями [4]. Сравнительно высокие амплитуды вертикальных колебаний частиц воды по сравнению с вертикальными колебаниями поверхности льда и сдвиг по фазе с колебаниями скоростей течений, не равный четверти периода, позволяет говорить о разной природе колебаний. Из этого можно предположить, что вертикальные движения воды обусловлены внутренними волнами в стратифицированной жидкости. Длины внутренних волн существенно меньше, чем у баротропных сейш, и должны определяться не из геометрических размеров озера, а, например, из упругих характеристик льда [3].

Настоящая работа была поддержана Российской Академией Наук, Федеральным Агентством Научных Организаций и Российским Фондом Фундаментальных Исследований (гранты 13-05-00338 and 14-05-91761).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бояринов П.М., Митрохов А.В., Пальшин Н.И., Петров М.П., Тержевик А.Ю., Филатов Н.Н. Динамика вод в малом озере в период ледостава // Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Петрозаводск, 2003. С. 24-32.
2. Музылев С.В. Волны в океане под ледяным покровом: основы теории и модельные задачи. // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. – М: ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 315-345.

3. Пальшин Н.И. Термические и гидродинамические процессы в озерах в период ледостава. – Петрозаводск: Институт водных проблем Севера Кар.НЦ РАН, 1999. – 85 с.
4. Петров М.П., Терзевик А.Ю., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э. Движения воды в мелководном озере, покрытом льдом // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, №2. С. 131-140.
5. Bengtsson L., Malm J., Terzhevik A., Petrov M., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N. Field investigation of Winter thermo- and hydrodynamics in a small Karelian lake // *Limnol. Oceanogr.* 1996. Vol. 41. P. 1502-1513.
6. Glinsky A. Current meters for measurement of low-speed velocities in ice covered lakes // *Limnol. Oceanogr.* 1998. Vol. 43. P. 1661-1668.
7. Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., and Petrov M. A Field Study of Thermo- and Hydrodynamics in Three Small Karelian Lakes during Winter 1994/1995. Report 3197. Department of Water Resources Engineering. Lund Institute of Technology, Lund University, Sweden. 1996. 220 p.
8. Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., and Petrov M. Temperature and Hydrodynamics in Lake Venturesome during Winter 1995/1996. Report 3213. Department of Water Resources Engineering. Lund Institute of Technology, Lund University, Sweden. 1997. 210 p.
9. Malm J., Bengtsson L., Terzhevik A., Boyarinov P., Glinsky A., Palshin N., and Petrov M., Field study on currents in a shallow ice-covered lake // *Limnol. Oceanogr.* 1998. Vol. 43(7). P. 1669-1679.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТОДИК ПРОГНОЗА ЗАЖОРНЫХ И ЗАТОРНЫХ УРОВНЕЙ НА РЕКАХ

К. Л. Савельев*, **Д.В. Козлов****

**ОАО «Институт “Гидропроект”» им. С. Я. Жука*

***ФГБОУ ВПО РГАУ - МСХА им. К. А. Тимирязева*

e-mail: SavelevKL@mail.ru, KozlovDV@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость составления прогноза заторных или зажорных уровней на реках и в зонах выклинивания кривой подпора водохранилища заключается в предупреждении опасности затопления территории, которое сопровождается нанесением ущерба экономике региона, а также жизни и здоровью людей. Наиболее точный прогноз заторных (зажорных) уровней заданной заблаговременности предоставит возможность выполнения своевременных мероприятий по уменьшению вероятности возникновения рассматриваемых опасных ледовых явлений (заторов и зажоров), а развитие методик прогноза этих уровней позволит увеличить точность прогноза.

ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ЗАТОРО- ИЛИ ЗАЖОРООБРАЗОВАНИИ

Формирование зажора или затора представляет собой ряд сложных взаимосвязанных физических процессов, скорость развития и масштабы которых зависят от сочетания морфометрических характеристик русла и гидрометеорологических условий в пределах рассматриваемой местности в определенном временном интервале. Несмотря на всю сложность рассматриваемых опасных природных явлений в работе предпринята попытка их формализации, результат которой представлен на рисунке 1, а расшифровка сокращенных наименований физических процессов – в таблице 1.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЗАЖОРНЫХ (ЗАТОРНЫХ) УРОВНЕЙ

Среди всего многообразия методик прогноза заторных (зажорных) уровней можно выделить два основных подхода: 1) методики, основанные на построении регрессионных зависимостей уровней воды от ряда гидрометеорологических факторов; 2) методики, основанные на балансовых уравнениях законов сохранения импульса, энергии, массы и т.д. Следует также упомянуть методики определения наивысших заторных (зажорных) уровней заданной обеспеченности превышения, которые базируются либо на построении вероятностных кривых распределения уровней воды, либо с использованием эмпирических зависимостей, либо с применением системы уравнений законов сохранения (массы, импульса, энергии и т.д.) и экстремальных гидрометеорологических исходных данных.

Методика определения зажорных (заторных) уровней, основанная на построении регрессионных зависимостей уровней от гидрометеорологических параметров

Данный вид методики получил свое развитие в тесном взаимодействии теории и практики инженерной гидрологии и математической статистики. Теоретически число регрессионных зависимостей для определения наивысших зажорных и заторных уровней должно быть равно числу постоянных зажоров и заторов, которые когда-либо наблюдались на водном объекте. Именно поэтому не существует одной универсальной регрессионной зависимости для определения мощности всех зажоров и заторов. Несмотря на это, существует ряд общепринятых факторов, которые влияют на мощность заторов и используются при выводе регрессионных зависимостей [4]:

- 1) объем льда в русле реки в начале вскрытия (или толщина льда, сумма отрицательных температур воздуха и т.п.);
- 2) интенсивность паводка (или интенсивность подъема уровня в период ледохода);
- 3) отрицательная температура в период ледостава;
- 4) интенсивность потепления, характеризующаяся суммой положительных температур воздуха от момента устойчивого перехода их через 0°C до даты ледохода, отнесенной к длительности этого периода;
- 5) разница между временем вскрытия основной реки и ее крупных притоков.

С другой стороны Р. А. Нежиховским, В. Н. Карновичем, В. А. Бузиным и др. [1, 7, 9] при прогнозе максимальных зажорных уровней предлагается строить регрессионные зависимости от следующих факторов:

- 1) расхода у перемещающейся вверх по течению кромки ледяного покрова, который меньше зажорного расхода воды на величину ежесуточного расхода воды на формирование подпорной призмы зазора;
- 2) длительности шугохода;
- 3) средней за период замерзания температуры воздуха, характеризующей интенсивность теплообмена воды с атмосферой,

а при прогнозе максимальных заторных уровней [2]:

- 1) максимального уровня в начале ледостава, характеризующего мощность скопления шуги в русле, у верхней границы которого весной формируется затор;
- 2) расхода воды у перемещающейся вниз по течению реки кромки ледяного покрова, который является характеристикой сил, развиваемых водным потоком в зоне торошения льда;

3) глубины предпаводочной сработки водохранилища (для зон выклинивания кривых подпора уровней воды водохранилищ).

Методика, основанная на применении эмпирических зависимостей для определения максимальных зажорных или заторных уровней

Данный вид методики основан на эмпирическом гидролого-гидравлическом подходе с использованием приемов математической статистики. Наиболее простой способ определения максимального зажорного или заторного уровня заданной обеспеченности заключается в формировании выборки из ряда максимальных уровней зимнего периода и начала весны, в ранжировании полученного ряда максимальных уровней от минимального до наибольшего значения и определении обеспеченности превышения по формуле (1):

$$P = \frac{m}{n + 1} \cdot 100\% \quad (1)$$

где P - обеспеченность зажорного или заторного уровня; m - порядковый номер значения зажорного или заторного уровня в ряду; n - общее количество значений в ряду.

Второй способ определения зажорных или заторных уровней заданной обеспеченности заключается в применении закона распределения вероятности, с заданием таких параметров, как коэффициент асимметрии и вариации.

Третий способ определения заторного или зажорного уровня заданной обеспеченности заключается в применении эмпирических зависимостей, полученных например, Р. В. Донченко [6], Р. А. Нежиховским и В. А. Бузиным [2], М. А. Жуковой.

Так, Р. В. Донченко предполагает, что максимальный заторный или зажорный уровень является функцией глубины в заторе (зажоре). В свою очередь данная глубина прямо пропорциональна глубине при отсутствии ледовых явлений на поверхности воды, при этом коэффициент пропорциональности определяется четырьмя способами: 1) по эмпирической формуле; 2) методом опорных кривых; 3) гидравлическим способом; 3) по упрощенному уравнению Сен-Венана.

Р. А. Нежиховский и В. А. Бузин [11] усовершенствовали данный подход и предложили определять заторный (зажорный) уровень по формуле (2), вошедшей в СП 33-101-2003:

$$H_{з,р\%} = (\mu I_{Q_{з,р\%}}^{0,3} - 1) h_{Q_{з,р\%}} + H_{Q_{з,р\%}} \quad (2)$$

где μ - коэффициент зажорности или заторности речного участка; $I_{Q_{з,р\%}}$, $h_{Q_{з,р\%}}$ и $H_{Q_{з,р\%}}$ - уклон водной поверхности, ‰; средняя глубина реки, м; уровень воды в расчетном створе, м, при расходе $Q_{з,р\%}$ и свободном от льда русле; $Q_{з,р\%}$ - расход воды в период зажоро- или заторообразования вероятности превышения $P_{\%}$.

Методики определения зажорных или заторных уровней, основанные на решении системы уравнений, описывающих законы сохранения массы, импульса, энергии и т.д.

Данный вид методик основывается на широком спектре современных инструментов инженерной гидрологии, математической статистики, гидравлики, теоретической гидродинамики, динамики реологических жидкостей, теории

турбулентности, теории тепломассообмена, механики деформируемого твердого тела, механики сплошных сред, физической химии и численных методов механики сплошных сред.

Для описания гидродинамических физических процессов требуется запись уравнений закона сохранения импульса и массы подвижных объёмов воды на рассматриваемом участке реки, с учетом следующих свойств:

1. реологии жидкости (вязко-пластичности) в период замерзания водного объекта;
2. шероховатости нижней поверхности ледяного покрова, поверхностного льда и дна русла;
3. турбулентности течения;
4. пористости льда затора или зажора, которая необходима для определения расхода фильтрации воды через тело зажора или затора.

При составлении прогноза зажорных или заторных уровней в настоящее время используют следующие гидродинамические модели: одномерные вдоль динамической оси потока (система уравнений Сен-Венана или в приближении мелкой воды) [3]; двумерные плановые (система уравнений Рейнольдса с применением диффузионной теории для задания рейнольдсовых напряжений) [5]. Использование трёхмерных гидродинамических моделей затруднительно по разным причинам для протяженных участков реки, а для описания картины потока вблизи или в самом теле затора (зажора) их использование оправдано. Свойство вязко-пластичности водно-ледовой массы при замерзании водного объекта объясняется наличием в потоке взвешенного льда, который оказывает дополнительное тормозящее воздействие на течение и учитывается путем добавления в уравнения сохранения импульса дополнительного коэффициента трения, пропорционального концентрации взвешенного в

потоке льда и напряжению адгезии между различными видами льда в потоке [10]. Для учёта трения водных масс о дно русла, или о нижнюю поверхность льда используется коэффициент трения в форме Шези. В свою очередь коэффициент Шези наиболее часто определяется по формуле Маннинга, в которую входит приведенный коэффициент шероховатости. Описание турбулентности в речных потоках сводится к заданию неизвестных рейнольдсовых напряжений. Для русловых потоков наибольшее распространение получила диффузионная теория задания искомых напряжений, использование которой сводится к определению коэффициента турбулентной вязкости. В речных потоках коэффициент турбулентной вязкости варьируется в зависимости от направления (вдоль динамической оси потока, в вертикальном и поперечном направлениях). Свое максимальное значение он имеет в вертикальном направлении, а минимальное - в направлении динамической оси (подход Фидмана-Дебольского [13], основанный на том, что коэффициент турбулентной кинематической вязкости пропорционален динамической скорости потока, глубине и некоторой эмпирической переменной, которая является различной в зависимости от направления потока). В настоящее время получили свое развитие программные продукты (Ansys и пр.) и программные библиотеки (getm.eu), которые позволяют выполнить трехмерные расчёты с применением различных моделей турбулентности. Путем сопоставления результатов расчёта с различными моделями турбулентности можно выбрать наиболее подходящую модель в условиях конкретной решаемой задачи. Особую важность имеет процесс фильтрации через тело затора или зазора при полном перекрытии русла реки ледяным материалом. В этом случае требуется понять, какое количество воды инфильтрируется через зазор или затор, а какой расход воды перельётся через “ледяную дамбу”. Процесс фильтрации

через тело затора или зазора требует дальнейшего изучения для различных условий заторо- или загорообразования.

Основной сложностью формализации процесса *УРОЗ_РТВ* является задание коэффициента турбулентной теплопроводности, который определяется с использованием турбулентного числа Прандтля или различных моделей турбулентности. При описании процесса *УРОЗ_ПВ* возникает сложность с определением температуры переохлаждения при различных скоростях потока и разном отборе тепла с водной поверхности. Процесс *ЛП_РТТЛ* хорошо описывается одномерным в вертикальном направлении уравнением теплопроводности. Для математического описания процесса *УРО_ФПЗбр* используется только технический подход, который описан в [10], поэтому вопрос задания первичных заберегов остаётся открытым. Процессы *УРОЗ_РВЗбрФЛПрм* и *УРОЗ_ФВзвЛ* математически описываются при совместном использовании плановой и продольно-вертикальной модели с учётом фазовых переходов различных видов льда [10]. Сложность моделирования процессов *УРОЗ_РВЗбрФЛПрм* и *УРОЗ_ФВзвЛ* заключается в задании некоторых параметров, а именно гидравлической крупности взвешенного в потоке льда, напряжения адгезии и т.д. Процесс *УРОЗ_ФПерхЛ* моделируется с применением уравнений сохранения импульса и изменения радиус-вектора отдельной льдины. Основной трудностью моделирования процесса *УРОЗ_ФПерхЛ* является задание размеров и количества льдин. Математически процесс *УРОЗ_ФСнлЛП* описывается балансовыми соотношениями подходящего к кромке сплошного ледяного покрова и шуги, количества подныриваемого под кромку льда и остающихся на поверхности воды ледовых образований. Для расчёта изменения толщины льда (*УРЗ_УТСнлЛП*) для водохранилищ используется условие Стефана. Для рек

требуется учитывать размывающее воздействие потока на нижнюю поверхность льда, что является не до конца изученным и описанным на практике. Процесс *УРОЗ_УТСплЛППрм* описан недостаточно и требует дальнейшего изучения и математической формализации. При описании процесса *УРЗ_РзрСплЛП* ледяной покров моделируется жесткой пластиной при этом учитывается уменьшение прочности льда за счёт поглощения льдом тепла. Изменение размеров льдин во времени (*УРОЗ_ИзмРЛдн*) в имеющихся работах не учитывалось, а предполагалось, что размеры льдин являются постоянными во времени. Торошение и навалы льда на берега (*Брг_НвлнЛдн*) достаточно хорошо изучены для морского льда с использованием дискретных и мезомасштабных, крупномасштабных моделей. При описании процесса *Зтр_ПднрОстЛдн* требуется усовершенствовать условие подныривания льда под кромку затора, предложенное Pariset E., с учётом размеров льдин. Затор может образоваться как в результате заклинивания льдин между берегами, так и при транспорте льда с толщиной больше предельной (*УРОЗ_ДвЗклЛдн*). Для описания процесса заклинивания льда используется плановая модель, основной сложностью которой является задание сил взаимодействия между льдинами и между льдинами и берегами. Разрушение затора (*Зтр_Разрушение*) происходит в случае, когда удерживающие силы оказываются меньше сил разрушения затора. Предельное условие равенства данных сил предложено В. П. Берденниковым.

Осадки	Период осыпания воля и впервах ледовых явлений	Период осеннего ледохода и появления ледяных перемычек	Период формирования ледяного ледяного покрова	Период ледостава	Период разрушения ледяного покрова	Период формирования ледяного покрова	Период разрушения ледяного покрова	Период стачивания ледяного покрова	Период разрушения ледяного покрова
Температура воздуха (Т _в)	T _в > 0°C								
УФО_ДВМ									
УФЗ_ДВМ									
Збр_ДВМ									
УРОЗ_ДЛ									
Зжр_Зтр_ДВМ									
УРОЗ_РТВ									
ЛП_РТЛ									
УРОЗ_ПВ									
УРО_ФПЗбр									
УРОЗ_РВЗбрФЛПрм									
УРОЗ_ФВЗкЛ									
УРОЗ_ФПврхЛ									
УРОЗ_ФСплЛП									
УФЗ_УТСплЛП									
УРОЗ_УТСплЛППрм									
УРЗ_Р'рСплЛП									
УРОЗ_ИзмРЛл									
Брг_НиллЛл									
Зтр_ШврОстЛл									
УРОЗ_ДвЗклЛл									
Зтр_Разрушение									

Рис. 1. Физические процессы, характеризующие заморо- или заторообразование

ВЫВОДЫ

В настоящее время достаточно полно развиты методики прогноза зажорных и заторных уровней, основанные на построении регрессионных зависимостей от различных гидрометеорологических характеристик. Основным достоинством рассматриваемых методик прогноза зажорных или заторных уровней является простота их использования, а недостатком - то, что с изменением климатических условий (которое наблюдается в последние 15-20 лет) эти зависимости необходимо актуализировать для каждого постоянного створа зажоро- или заторообразования, используя современные исходные данные.

Большой универсальностью обладают методики определения заторных (зажорных) уровней, основанные на эмпирических зависимостях этих уровней от гидрометеорологических характеристик, которые принципиально можно применять для различных створов рек. Основным достоинством данного вида методик является простота их использования, а недостатком – небольшая точность расчёта в результате трудности задания эмпирических параметров, характерных для каждого створа реки.

В последние десятилетия благодаря развитию вычислительной техники, получили своё развитие модели расчёта характеристик процессов зажоро- и заторообразования, основанные на решении системы интегро-дифференциальных уравнений законов сохранения массы, импульса, энергии и т.д. Рассматриваемые модели позволяют описать физическую суть процессов, протекающих в период зажоро- или заторообразования на реках, что является несомненным их преимуществом перед другими методиками. Недостатком рассматриваемых моделей является трудность их применения в виду выполнения большого количества операций вычисления, а

также существование ряда проблем в математической формализации рассматриваемых физических процессов.

Таблица 1. Расшифровка сокращенных наименований физических процессов

Группа физических процессов	Сокращенное наименование физического процесса	Полное наименование физического процесса
Гидродинамические физические процессы	УРО_ДВМ	Движение водных масс в открытом русле участка реки
	УРЗ_ДВМ	Движение водных масс в покрытом льдом русле участка реки
	Збр_ДВМ	Движение водных масс под берегами
	УРОЗ_ТДЛ	Тормозящее (ускоряющее) воздействие взвешенного в потоке льда или поверхностного льда на водный поток
	ЗжрЗтр_ДВМ	Движение водных масс в зажоре или в заторе
Термодинамические физические процессы	УРОЗ_РТВ	Распределение температуры воды по акватории водного объекта
	ЛП_РТТЛ	Распределение температуры воды по толщине снежно-ледяного покрова
	УРОЗ_ПВ	Переохлаждение воды ниже 0 ⁰ С
Физические процессы	УРО_ФПЗбр	Формирование первичных берегов

Группа физических процессов	Сокращенное наименование физического процесса	Полное наименование физического процесса
ледообразования	УРОЗ_РВЗбрФЛ Прм	Рост вторичных заберегов и формирование ледяной перемишки
	УРОЗ_ФВзвЛ	Формирование и перенос в потоке взвешенного льда
	УРОЗ_ФПврхЛ	Образование и перенос поверхностного льда
	УРОЗ_ФСплЛП	Формирование сплошного ледяного покрова
	УРЗ_УТСплЛП	Рост толщины сплошного ледяного покрова
	УРОЗ_УТСплЛ ППрм	Увеличение толщины сплошного ледяного покрова и ледяной перемишки за счёт силы адгезии между ледяными поверхностями (взвешенного в потоке и подныриваемого поверхностного)
Физические процессы механики твердых тел	УРЗ_РзрСплЛП	Разрушение сплошного ледяного покрова под действием теплого воздуха и механическим воздействием потока (волны половодья)
	УРОЗ_ИзмРЛдн	Изменение размеров ледяных полей (льдин) в результате соударения с другими полями или берегами, гидротехническими сооружениями и т.д.

Группа физических процессов	Сокращенное наименование физического процесса	Полное наименование физического процесса
	Брг_НвлнЛдн	Навалы ледяных полей (льдин) на берега или на верхнюю кромку затора (торошение)
	Зтр_ПднрОстЛдн	Подныривание льдины под кромку затора и остановка ледяного поля в нижней части затора
	УРОЗ_ДвЗклЛдн	Движение ледяных полей (льдин) по поверхности водного объекта или их заклинивание между берегами в суженных частях речного участка
	Зтр_Разрушение	Разрушение затора

Целью ближайших научных исследований должна стать реализация комплекса математических моделей различной размерности для составления прогноза зажорных или заторных уровней на реальных водных объектах. Что потребует специальных гидрологических изысканий, по данным которых будет проведена верификация параметров математических моделей, а также адаптация существующих программных продуктов (таких как САЕ-системы, ГИС-технологии и т.д.) к расчётам ледотермических характеристик. Результатами могут стать: 1) инструмент прогноза зажорных или заторных уровней, позволяющий уменьшить вероятность возникновения рисков нанесения ущерба жизни и здоровью людей, экономике региона в результате затопления территории; 2) возможность определения предельно-максимального зажорного или

заторного уровня воды, который можно использовать при проектировании объектов экономики на заторо- или зажороопасных участках рек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин, В. А. и др. Прогнозы максимальных заторных уровней воды рек Амура и Уссури. / В. А. Бузин, С. А. Шаночкин. // Труды ГГИ – 1985. – вып. 309. – с. 44-52.
2. Бузин, В. А. Заторы льда и заторные наводнения на реках. / В. А. Бузин. // СПб: Гидрометеиздат, 2004. – 204 с.
3. Воеводин, А. Ф. и др. Комплексная математическая модель для исследования волновых процессов в проточных системах открытых русел и водоёмов / А. Ф. Воеводин, В. С. Никифоровская // Метеорология и гидрология. - 2012. - № 4. - с. 64-74.
4. ВСН-028-70. Методические указания по борьбе с заторами и зажорами льда. // Л.: ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, 1970 г. – 151 с.
5. Дебольская, Е. И., Дебольский, В. К. Двумерная модель русловых деформаций в условиях формирования ледовых заторов / Е. И. Дебольская и др. // Гидротехническое строительство. - 2009. - № 5. - с. 41-45.
6. Донченко, Р. В. Ледовый режим рек СССР. / Р. В. Донченко. // Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 248 с.
7. Карнович, В. Н. и др. Прогноз максимальных уровней при зажорах льда на р. Неве. / В. Н. Карнович, Ж. Н. Суриков, Н. В. Севастьянов. // Метеорология и гидрология. – 1984. - № 12 – с. 111-113.
8. Козлов, Д. В. Развитие теории и методов гидравлических, ледотехнических и гидротермических расчётов водоёмов и водотоков с ледяным покровом: диссертация на соискание степени д. т. н.: 05.23.16, 05.23.07 / Козлов Дмитрий Вячеславович М., 2002. – 361 с.
9. Нежиховский, Г. В. и др. Прогнозы заторов льда на крупных реках Сибири и Дальнего Востока. / Г. В.

Нежиховский, Г. В. Ардашева, В. А. Бузин, Н. П. Саковская.
// Труды ГГИ – 1978. – вып. 248. - с. 98-124.

10. Савельев, К. Л. Прогноз роста заберегов на водохранилищах руслового типа, каналах и реках: дис. ... канд. техн. наук: 05.23.16 / Савельев Константин Леонидович. – М., 2013. – 221 с.

11. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. Утвердил Госстрой России. Приказ № 218 от 26.12.2003.

12. Трегуб, Г. А. Расчёт термического и ледового режима в бьефах гидроузлов как основа термического сопряжения бьефов / Г. А. Трегуб // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. С-П: 1997. - т. 230. - с. 46-62.

13. Фидман, Б. А. Турбулентность водных потоков / Б. А. Фидман - Л.: Гидрометеиздат, 1991. - 240 с.

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ В РУСЛАХ МАЛЫХ ВОДОТОКОВ САТИНСКОГО УНП МГУ (КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.М. Тарбеева

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: amtarbeeva@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Процессы, связанные с образованием и разрушением наледей, являются одной из причин специфичности морфологии русел, гидрологического режима и ландшафтного строения пойм [1, 2]. Между тем, условия образования наледей на границе зоны их существования – в зоне неглубокого сезонного промерзания грунтов – практически не исследованы.

В южной части лесной зоны Русской равнины, в условиях относительно мягких зим и существенной многолетней изменчивости температуры и осадков наледей образуются не ежегодно. Но, в целом, небольшие объемы грунтового питания малых водотоков приводят к возможности перемерзания русел и образования наледей в особенно холодные зимы, что может приводить к формированию специфических расширений русла и рукавов, связанных с обтеканием наледей.

В 2005-2014 гг. сотрудниками НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева на территории Сатинского УНП МГУ в Калужской области проводились наблюдения за образованием наледей в руслах малых водотоков, условиями их образования и влиянием на русла. Сопоставление полевых данных с материалами сетевых метеорологических наблюдений позволили охарактеризовать метеорологические условия образования наледей на малых водотоках исследуемой территории.

МЕТОДИКА

Наблюдения за образованием наледей проводились на ручьях Явицы (2 порядок) и Чолоховском (3 порядок), площади водосборов ручьев составляют 7,6 и 10,8 км² соответственно. Наблюдения включали периодические маршрутные обследования русел с фотографированием в зимне-весенний период, а с 2011 по 2014 гг. на одном из водотоков – руч. Явицы – проводились инструментальные наблюдения за темпами прироста льда, динамикой температур воздуха и донного грунта.

Для определения метеорологических условий, при которых возможно образование наледей на малых водотоках были проанализированы данные о температурах воздуха и количестве осадков по метеостанции Малооярославец,

расположенной в 25 км к югу от исследованных объектов, за период с 2005 по 2014 гг., взятые из общедоступного интернет-источника Rp5.ru. Эти данные были сопоставлены с данными полевых наблюдений за формированием наледей.

Возможность образования наледей определяется соотношением температур воздуха, которые приводят к замерзанию дна и берегов водотоков, и объемов грунтового питания, косвенным показателем которого могут служить суммы осадков за предшествующий зиме период [1]. Помимо этих факторов, важна также продолжительность периода похолодания, мощность снежного покрова и другие факторы.

В качестве метеорологических показателей, характеризующих возможность образования наледей, были выбраны среднемесячная температура воздуха самого холодного зимнего месяца и сумма осадков за три месяца, предшествующих зиме. Под первым месяцем зимы в последнем случае понимался первый месяц с отрицательной среднемесячной температурой воздуха. Выбор показателей достаточно условен и пригоден лишь для грубой оценки возможности наледообразования.

Более детальное исследование условий и механизмов образования наледей проводилось в 2011-2014 гг. на основе полевых наблюдений на выбранных участках, которые включали определения скоростей прироста льда по опорным створам, почасовую регистрацию температуры воды, воздуха и донных отложений и пр.

АНАЛИЗ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ЗА ПЕРИОД 2005-2014 ГГ.

Период наблюдений с 2005 по 2014 гг. охватывает 9 зим, в течение которых особенно мощные наледи отмечались в

зимы 2005/2006, 2009/2010 и 2011/2012 гг. (рис. 1). В эти годы наледи имели широкое распространение, а их максимальная мощность могла достигать 1 м. Как видно, эти годы характеризуются в целом малым или средним количеством осадков (100-200 мм) в осенний период и низкими среднемесячными зимними температурами (от -12°C).

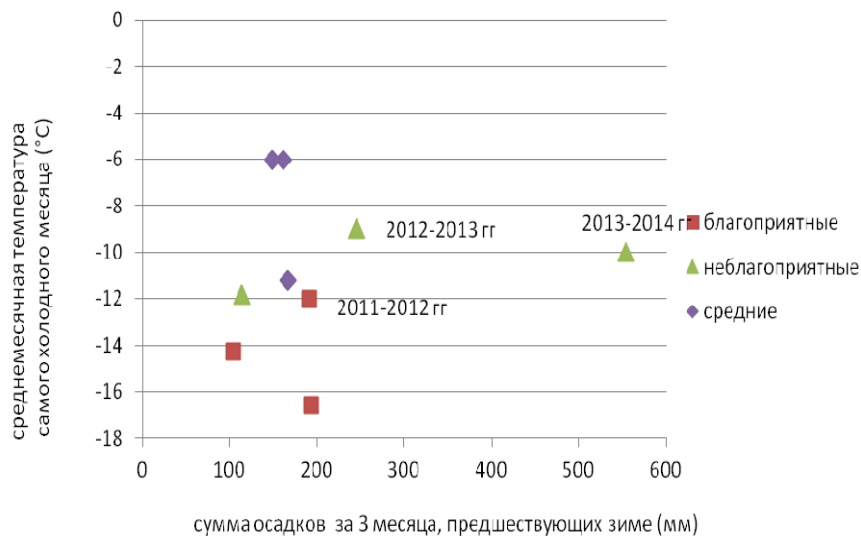


Рис. 1. Расположение различных по мощности образовавшихся наледей зим относительно минимальной среднемесячной температуры воздуха и суммы осадков за предшествующий зиме период

Вообще не происходило образование наледей или они существовали совсем недолго в зимы 2006/2007 и 2013/2014 гг. Зимой 2006/2007 гг. отрицательная температура установилась лишь с января, а среднесуточные температуры в феврале хоть и достигали -21°C, но похолодания были очень непродолжительными. Максимальная продолжительность периода со среднесуточной

температурой ниже минус 10°С составила всего 8 дней. Зиме 2013/2014 гг. предшествовали аномально влажная осень. Средние по наледообразованию годы расположены, в целом, хаотично.

ДЕТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЯ В 2011-2014 ГГ.

Детальные наблюдения в период 2011-2014 гг. показали, что образование наледи на ключевом участке отмечалось в каждый из трех исследованных зимних периодов, однако лишь в зиму 2011-2012 гг. наледи имели широкое распространение в долине ручья и достигали значительной мощности (более 1 м на некоторых участках). При этом абсолютные значения минимальных среднесуточных температур воздуха в различные годы наблюдений почти не различались, находясь в пределах ошибки измерения (табл. 1). Однако существенно различалась продолжительность периода похолодания и количество осадков в осенний период. Температура донного грунта также существенно различалась в разные годы: зимой 2011-2012 гг., когда наблюдалось широкое распространение и значительная мощность наледей, температура грунта была существенно ниже, чем в годы с незначительным наледообразованием.

Различия в значениях температур грунта в разные годы вероятнее всего объясняются различными запасами тепла, т.е. объемом грунтовых вод, которые связаны с характером осеннего увлажнения (количеством жидких осадков в период, предшествующий похолоданию), а также с различной продолжительностью периода похолодания.

Таблица 1. Характеристика метеорологических условий и параметров наледи на ключевом участке за исследованный период

Показатель	Период наблюдений		
	2011-2012 гг.	2012-2013 гг.	2013-2014 гг.
Минимальная среднесуточная температура воздуха, °С	-25,7	-26,2	-26,1
Максимальная продолжительность периода с температурами воздуха ниже минус 10°С, дни	24	11	17
Количество осадков за три месяца, предшествующих зиме, мм	191,6	245	554,3
Минимальная среднесуточная температура грунта на ключевом створе измерений, °С	-6,9	-1,6	-0,9
Максимальная мощность льда за весь зимний период на ключевом створе измерений, см	43	19	19

Похолодание зимой 2011-2012 гг. произошло во второй половине зимы (13 января по 23 февраля), когда запасы грунтовых вод были уже невелики. Период низких температур (ниже минус 10°С) продолжался 24 дня, что привело к образованию мощных (до 1 м) наледей.

Зимой 2012-2013 гг. похолодание было даже более существенным, хотя и менее продолжительным, но происходило оно в первой половине зимы (в декабре), когда запасы грунтовых вод были еще обильными, и наледи не получили широкого распространения и существовали недолго.

Ход температур воздуха зимой 2013-2014 гг. был аналогичен зиме 2011-2012 гг., однако сильному похолоданию предшествовали затяжные дожди, которые способствовали увеличению запасов грунтовых вод, поэтому образование наледей было также несущественным.

ВЫВОДЫ

Таким образом, образование мощных наледей в руслах малых водотоков центра Русской равнины наиболее вероятно в годы с длительным похолоданием во второй половине зимы и небольшим количеством осадков в период, предшествующий похолоданию. Надо отметить, что образование наледей во второй половине зимы является характерной особенностью зоны сезонного промерзания. В зоне многолетней мерзлоты образование наледей происходит, как правило, в первой половине зимы, пока не иссякли или не перемерзли запасы грунтовых вод [1].

Между тем, мощность образующихся наледей не является единственным показателем степени их влияния на русло. Для того, чтобы наледи оказали влияние на русло, необходимо, чтобы они сохранялись до начала половодья, а в условиях мягкой зимы это происходит не всегда. Благоприятным условием для влияния наледообразования на морфологию русла является резкое весеннее потепление после длительного похолодания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Р. Наледи. Новосибирск.: Наука. 1987. 256 с.
2. Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В. Наледи на малых водотоках бассейна р. Протвы (Калужская область) и их влияние на русловые процессы // География и природные ресурсы. 2011. №4. С. 75-78.

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ПЕРИОД ПРОХОЖДЕНИЯ ПОЛОВОДЬЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗАТОРОВ ЛЬДА В ПРЕДЕЛАХ ОСВОЕННЫХ УЧАСТКОВ РЕК⁶

**Н.Л. Фролова, С.А. Агафонова, В.Л. Бабурин,
А.С. Завадский, И.Н. Крыленко, П.Н. Терский**

МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: frolova_nl@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Использование тех или иных ресурсов водных объектов для удовлетворения социальных и экономических потребностей неизбежно сопровождается увеличением риска воздействия гидрологических процессов на безопасность населения, социальных и промышленных объектов, находящихся на берегах рек и водоемов. Особенности анализа опасных гидрологических явлений и соответственно оценка природного риска зависят от пространственного масштаба исследований. Он определяет состав исходной информации,

⁶ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-17-00155)

методы ее обработки, выбор соответствующих показателей и особенности отображения явления на карте. В работе рассмотрен подход для решения данной задачи для отдельных участков рек на примере одного из самых сложных участков Северной Двины – от слияния Сухоны и Юга до впадения р. Вычегды, – который является одним из наиболее проблемных в европейской части России. Борьба с наводнениями, вызванными заторами льда, в пределах этого участка ведется уже не одно десятилетие.

СОСТАВЛЯЮЩИЕ РИСКА ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Риск опасного гидрологического явления (ОГЯ) зависит от возможности возникновения опасного явления природы; природного (географические особенности региона) и социального фона развития (этнические, исторические и политические особенности региона); уязвимости населения, определяемой уровнем экономического развития; субъективного восприятия населением угрозы возникновения опасных явлений. Гидрологические процессы становятся опасными, если природные и антропогенные изменения водных объектов, их состояния и режима приводят к риску экономических, экологических и социальных ущербов, поэтому природную опасность и уязвимость следует рассматривать как равноценные и независимые элементы оценки риска. Итак, риск – мера количественного измерения опасности с включением величины ущерба от воздействия опасных факторов, вероятности возникновения опасных факторов и неопределенности в величинах ущерба. Определение критических значений характеристик опасных гидрологических явлений, разработка методик расчета и прогноза опасных явлений требуют детального изучения водного, ледового и руслового режима конкретного водного объекта и его взаимодействия с хозяйственными и

гидротехническими сооружениями. В общем виде структура создаваемой методики оценки риска зависит от природных условий, состава опасных явлений, характерных особенностей рассматриваемого участка реки, наличия хозяйственных и гидротехнических сооружений. Поэтому для ее реализации предлагается последовательное решение следующих задач: сбор сведений о природных условиях на основании фондовых материалов (историческая справка, физико-географические, гидрометеорологические, геодезические, кадастровые сведения и др., сведения об антропогенном воздействии); анализ изменения характеристик ледового и термического режимов водных объектов в различные их периоды и фазы в современных метеорологических условиях; анализ руслового режима; обобщение характеристик ледового режима водных объектов, влияющих на гидроэкологическую безопасность населения и экономику различных регионов России, основанное на современных гидрометеорологических данных (даты наступления ледовых явлений и их изменчивость, динамика уровней воды при наступлении опасных ледовых явлений и др.); разработка методики расчета и прогноза опасных ледовых явлений с учетом возможных климатических изменений; сценарное моделирование проявлений опасных гидрологических процессов; оценка вероятного ущерба от негативного воздействия вод, который включает анализ эффективности противозаторных и противозажорных мероприятий, оценку экономического ущерба, причиняемого народному хозяйству ледовыми затруднениями на реках, разработку рекомендаций по проведению защитных мероприятий с оценкой параметров требуемых сооружений и работ [4].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАССМАТРИВАЕМОГО УЧАСТКА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

Исследуемый участок рек Северная Двина, Сухона и Юг располагается на северо-востоке Европейской территории России. Долина Северной Двины от узла слияния рек Сухоны и Юга до устья р. Вычегды имеет длину 65 км (по руслу – 72 км), протягиваясь практически в меридиональном направлении с юга на север от г. Великого Устюга до г. Котласа. Исследуемый пойменно-русловый комплекс Северной Двины от г. Великий Устюг до г. Котлас расположен в пределах Вологодской и Архангельской областей. Водный режим р. Сухоны и Малой Северной Двины характеризуется преимущественно снеговым питанием, высоким весенним половодьем и низкой зимней меженью. Во время половодья на Сухоне, Юге и Северной Двине практически всегда возникают мощные заторы льда (рис. 1). Опасным считается повышение уровня воды на 6 м над меженным урезом. Вероятность такого половодья в г. Великом Устюге составляет 33,4%, у Красавино – 27,3%, у Котласа – 29,6%; т.е. 1 раз в 3–4 года. Более высокие половодья, с отметками 7–10 м над меженным урезом, достаточно частое явление на участке Великий Устюг – Бобровниково, что определяется морфологией долины. С 1877 по 2013 г. в узле слияния Сухоны и Юга произошло 9 наводнений, превысивших отметку 8 м (1903, 1906, 1929, 1936, 1942, 1946, 1979, 1991, 2013 гг.) и два половодья (1953 и 1998 г.), превысивших 9 м. Они сопровождались значительными разрушениями, иногда – жертвами. Ниже Бобровникова вероятность 7-метрового повышения уровней снижается в пять раз – с 15,9% до 2,5–3,1%, а 8-метровые половодья уже являются уникальным явлением. Половодье высотой 6 м в районе Котласа фиксируется 1 раз в 4–5 лет (вероятность 29%).

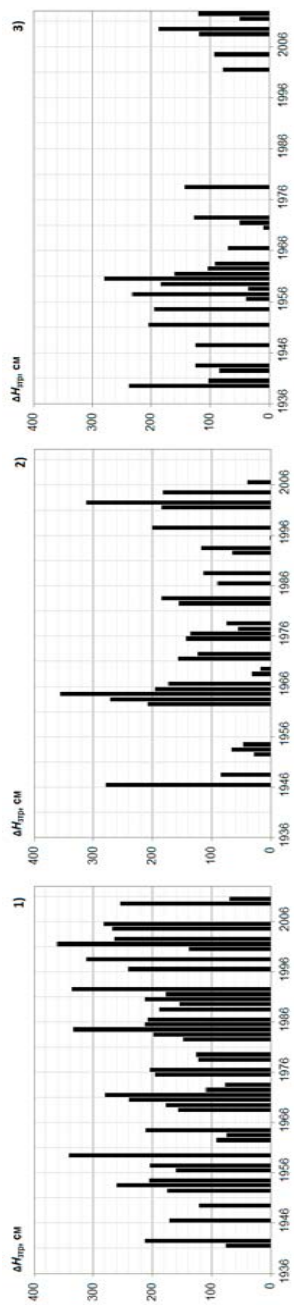


Рис. 1 - Изменение величины заторной составляющей уровня воды в районе г. Великого Устюга (1), Малой Северной Двины в районе д. Медведки (2) и г.Котласа (3)

Экстремально высокие половодья обычно совпадают с ледоходом, что многократно увеличивает опасность. Ледоход разрушает песчаные берега поймы и террас, уничтожает расположенные на них поселки и сооружения, выпахивает ложбины на пойме, которые иногда разрабатываются потоком и трансформируются в рукава и протоки. Значительную опасность представляют участки размыва берегов, например, на приустьевом участке вогнутого правого берега Сухоны от п. Коромыслово до д. Коромысловская Запань. Скорость отступления бровки берега здесь составляет около 1 м/год, вследствие чего только за последние годы были разрушены некоторые постройки обоих населенных пунктов.

АНАЛИЗ ВОДНОГО И ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК

Проведенный анализ фондовых материалов за последние 70 лет позволил установить основные статистически значимые тренды гидролого-климатических характеристик, в той или иной мере влияющих на характер прохождения весеннего половодья и формирование заторов льда. В условиях климатических изменений особенности ледового режима Северной Двины носят сложный характер [1]. Особенно заметно в последние годы изменение сроков установления ледостава. Иногда ледостав устанавливается на месяц и более позже средних многолетних сроков, при этом сроки появления льда меняются мало. Это связано с низкими расходами воды в период появления льда и неустойчивым температурным режимом в ноябре (возвращением положительных температур), обуславливающим формирование снегодождевых паводков. В сложившихся условиях все чаще наблюдаются длительные периоды замерзания, сопровождающиеся образованием зажоров и заканчивающиеся установлением ледостава при высоких уровнях воды. В настоящее время можно говорить о

значительно возросшей значимости зажорных явлений в предледоставный период на формирование ледовых заторов в период вскрытия рек и, соответственно, на максимальные уровни воды при прохождении половодья. Существует опасная и важная тенденция изменения ледового режима в период ледостава, которая не выражается количественно. Это вскрытие рек в зимний период. Последнее зимнее вскрытие в декабре 2006 – январе 2007 гг. сопровождалось образованием заторов и резкими подъемами уровня воды. Были подтоплены дороги, в г. Котлас началось разрушение укрепления мостового перехода. Возможно, что повторяемость катастрофических зимних вскрытий в условиях современного климата увеличится. Если оценивать эффективность превентивных работ на качественном уровне, то анализ многолетних колебаний максимальных заторных уровней за последние десятилетия не позволяет говорить о положительном эффекте. Можно говорить о снижении интенсивности заторных явлений на отдельных перекатах в районе г. Великий Устюг (Шабурный, Голодаевские, Аристовские). Однако, если рассматривать морфологически сложные участки, где кроме общего снижения пропускной способности русла важную роль в формировании заторов играет его морфология (узел слияния Сухоны и Юга, Нижний Бобровниковский-Даниловский перекат, система перекатов в районе Приводинской излучины (Кобыльниковские, Ярокурский, Вотлажемские, Новинский перекаты), то практика проведения превентивных мероприятий не позволяет говорить об их достаточной эффективности. Ледовые заторы на них формируются практически ежегодно и только в случае благоприятных климатических условий (малая толщина и слабая прочность ледового покрова, невысокая волна половодья и затяжной характер снеготаяния, одновременноехождение ледохода на Сухоне и Юге) половодье на Северной Двине проходит без значительных ущербов. Следует отметить, что

проведение превентивных мероприятий и провоцирование преждевременного ледохода в условиях недостаточного ослабления структуры ледяного покрова в начальный период снеготаяния нередко приводит к ухудшению ситуации на расположенных ниже участках. Аналогичная ситуация наблюдается при прорыве уже сформировавшихся заторов, в результате чего ледовые поля смещаются вниз по течению, где забивают русло на еще не вскрывшихся участках, приводя нередко к катастрофическим подъемам уровней воды. Такая ситуация сложилась весной 2013 г.: спровоцированный взрывными работами прорыв затора в районе д. Демьяново привел к формированию гораздо более мощного затора в районе Пускинской излучины, где лед не был подготовлен к вскрытию. Максимальные уровни воды в районе г. Красавино превысили исторический максимум 1914 г., что привело к катастрофическому затоплению города.

СЦЕНАРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ОГЯ

Моделирование формирования максимальных уровней воды и затопления территории в период половодья и формирования заторов льда выполнялось на основе программного комплекса «Flood», разработанного В.В. Беликовым и А.Н. Милитеевым [2]. Используемая методика ранее применялась для решения аналогичных задач, связанных с затоплением территории в период весеннего половодья при неблагоприятном воздействии ледовых заторов на крупных равнинных реках (Лена, Северная Двина, Томь и др.). Дискретизация двумерных уравнений произведена на треугольно-четырёхугольной сетке, адаптированной к русловой сети. Исходными данными являлись: результаты экспедиционных изысканий, промеры глубин; уклоны водной поверхности; измеренные расходы воды и скорости течения, морфометрические створы через долины рек, положение и высотные отметки дорожных

насыпей, наличие водопропускных отверстий, растровые (отсканированные) топографические карты масштаба 1:100000, 1:25000, 1:50000, планы г. Велкий Устюг масштаба 1:10000; данные режимных наблюдений по гидрологическим постам Сухона – Каликино, Сухона – Великий Устюг, Юг – Гаврино, Юг – Кичменгский городок, Северная Двина – Медведки, Северная Двина – Котлас за многолетний период; разновременные космические снимки за период половодья и межени. Для построения гидродинамической модели был рассмотрен весь исследуемый участок русла и долины Северной Двины от г. Великий Устюг до г. Котлас с устьевыми участками рек Сухона и Юг, суммарной протяженностью около 90 км. При построении компьютерной модели долины реки производилось формирование цифровой модели рельефа на основе имеющейся картографической информации, результатов нивелировки морфостворов и промеров глубин. Для калибровки модели на первом этапе привлекаются сведения об отметках и уклонах водной поверхности, измеренных скоростях течения, распределении расходов воды по рукавам. Варьированием коэффициента шероховатости достигается соответствие измеренных и рассчитанных уклонов водной поверхности, уровней воды в контрольных точках и скоростей течения. Основными материалами для калибровки и верификации модели послужили материалы экспедиционных изысканий, а также гидрологические ряды наблюдений за период с 1966 по 2012 гг. по постам р. Сухона – д. Каликино, р. Юг – д. Гаврино (закрытого в настоящее время) – для задания расходов рек Сухоны и Юга на верхней границе расчетной области, р. Мал. Сев. Двина – Котлас – для задания уровней воды на нижней границе расчетной области и р. Сухона – г. В.Устюг, р. Малая Северная Двина – Медведки – как контрольные створы. Для калибровки были проведены расчеты для различных сценариев, связанных с прохождением максимальных расходов воды и

формированием заторов: 1) спад половодья 2013 г, данные полевых изысканий 13–14.05.2013 г. (расход воды р. Сухоны – 1380 м³/с, р. Юг – 1450 м³/с); 2) прохождение максимальных расходов воды в период наводнения 1998 г. (расход воды р. Сухоны – 4210 м³/с, р. Юг – 2780 м³/с) на основе космического снимка за эту дату; 3) период формирования затора 4–5.05.1998 г., приведшего к катастрофическому наводнению у г. Великий Устюг (расходы воды 04.05.1998 г. р. Сухоны – 3100 м³/с, р. Юг – 840 м³/с, расходы воды 05.05.1998 г. р. Сухоны – 3900 м³/с, р. Юг – 1000 м³/с). Разность рассчитанных и измеренных уровней по в/п В. Устюг, в/п Котлас, в/п Медведки не превысила 30 см. Поскольку при измерении расходов, особенно при выходе воды на пойму допускаются погрешности в 5–10%, то погрешность в расчете уровней при больших расходах воды в диапазоне ±0,15 м следует принять удовлетворительной. На период формирования затора в модели учитываются следующие дополнительные факторы: место образования затора и его продолжительность задаются как исходные данные; коэффициент шероховатости льда на участке затора (суммарный коэффициент шероховатости получается сложением этого коэффициента и коэффициента шероховатости открытого потока); уменьшение средней глубины потока за счет заполнения русла льдом. Таким образом, проведенные расчеты показали, что используемая модель движения воды адекватно отражает реальную картину затопления и может применяться для оценки возможного затопления исследуемой территории при различных гидрологических ситуациях. Для оценки зон затопления было проведено моделирование ситуаций (сценариев), при которых наблюдаются уровни воды 1% и 5% обеспеченности стокового и заторного генезиса и с учетом возможного строительства защитных сооружений. В результате моделирования для каждого из сценариев (для современных условий и с учетом возможного сооружения

берегозащитных дамб у г. Великий Устюг и г. Красавино) были получены отметки водной поверхности, глубины и скорости течения в каждой точке плана расчетной области. Результаты проведенных модельных расчетов легли в основу рекомендаций и предложений по гидротехнической защите противопаводковыми дамбами населенных пунктов, оценки их возможной эффективности и соотношения величин возможного предотвращенного ущерба и капиталовложений в строительство. Промоделированы сценарии изменения гидравлических характеристик водного потока (уровней воды, скоростного поля потока) при сооружении защитных дамб в районе Великого Устюга и Красавино. В результате подготовлена серия карт зон затопления с детальной информацией о распределении глубин и скоростей течения в пределах пойменно-руслового комплекса на всем исследуемом 90 км участке.

ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОГО УЩЕРБА ОТ НЕГАТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОД, СВЯЗАННОГО С ОПАСНЫМИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Отдельным направлением исследований стал социально-экономический блок, направленный на оценку современного состояния хозяйственной освоенности приречных районов Северной Двины и оценку ущербов от негативного воздействия вод. По результатам натурных наблюдений и информации органов исполнительной власти составлен перечень объектов экономики и ЖКХ, подверженных негативному воздействию вод, проведены расчеты вероятностного ущерба от природных явлений и стоимости защитных сооружений, дана оценка экономической эффективности рекомендуемых противопаводковых мероприятий. Оценка вероятного ущерба включает анализ эффективности противозаторных и противозажорных мероприятий, оценку экономического ущерба, причиняемого народному хозяйству ледовыми затруднениями на реках,

разработку рекомендаций по проведению защитных мероприятий с оценкой параметров требуемых сооружений и работ. В общем случае экономический ущерб носит прямой и косвенный характер. Прямой ущерб связывают с непосредственным физическим контактом вод с хозяйственными объектами, величину такого ущерба определяют затратами на восстановление хозяйства или текущей рыночной стоимости разрушенных (или нарушенных) хозяйственных объектов. Косвенный ущерб имеет влияние практически на все остальные отрасли экономики, представляя собой потери из-за нарушения хозяйственных связей, спада производства, торговых и банковских операций и т.п. В силу невысокой плотности населения и основных производственных объектов на исследуемой территории в ходе работы были использованы формулы расчетов согласно методике оценки вероятностного ущерба от вредного воздействия вод и оценки эффективности осуществления превентивных водохозяйственных мероприятий, разработанной ФГУП «ВИЭМС» [3] и адаптированной к имеющейся статистической информации и экономико-географическим особенностям хозяйственной освоенности территории.

Оценка затрат на ликвидацию последствий возможных наводнений в долине реки Малая Северная Двина проводилась на основе сравнения полученных в результате модельных расчетов данных о затопляемых площадях и их конфигурации с накопленными в ходе полевых исследований в мае-июне 2013 г. базами данных по социально-экономическим объектам Великоустюжского и Котласского районов (табл. 1). Полученные статистические и фондовые данные верифицировались с помощью полевых исследований, в результате которых была собрана информация по гг. Великий Устюг и Котлас, а также по сельским поселениям и поселкам рассматриваемого региона.

Пространственная привязка осуществлена по материалам схем территориальной планировки и космическим снимкам. Проведенные расчеты позволяют оценить общий потенциальный ущерб в зоне возможного затопления при 5% обеспеченности в 2,6 млрд руб.⁷ (в том числе по г. Великий Устюг – 1,5 млрд. руб.), в т.ч.: 1,8 млрд руб стоимость восстановления жилья и компенсации населению; 471,9 млн руб – затраты на восстановление объектов производственной сферы; 315 млн руб – затраты на восстановление объектов социальной инфраструктуры. На данном этапе расчетов не учтены ущербы для сельскохозяйственных земель (пашни) общей площадью 530 га и экологические последствия наводнения. Кроме того, г.Великий Устюг имеет уникальный историко-архитектурный ансамбль, значительная часть которого расположена в зоне затопления и чья реальная стоимость многократно выше формально-статистических оценок, основанных на удельных значениях затрат на ликвидацию ущерба для объектов социальной инфраструктуры. Применительно к оценке эффективности строительства защитных сооружений, проводилось сопоставление годового ущерба для разного уровня обеспеченности *P* со стоимостью противопаводковой дамбы (табл. 1).

⁷ Расчет ущерба проведен с учетом цен на конец 2012 г.

Таблица 1. Оценка эффективности строительства противопаводковых дамб

Район	Годовой ущерб, млн. руб.		Стоимость защитных сооружений (млн. руб.)	Эффективность мероприятий	
	$P = 1\%$	$P = 5\%$		$P = 1\%$	$P = 5\%$
Великоустюгский район*	6 831,1	2 630,9	1590,0 (5 м)	4,3	1,6
	6 831,1	2 630,9	1908,0 (6 м)	3,6	1,4
	6 831,1	2 630,9	2097,2 (6,5 м)	3,3	1,2
Великий Устюг**	5 742,1	1 536,0	1 111,8 (5 м)	5,2	1,4
	5 742,1	1 536,0	1 382,0 (6 м)	4,2	1,14
	5 742,1	1 536,0	1 516,8 (6,5 м)	3,8	1,04
Красавино	1 507,1	0,0	316,1 (3 м)	4,8	Не определено

* расчет для дамбы протяженностью 15,9 км (вариант 1);

** расчет для дамбы протяженностью 11,4 км (вариант 2)

Таким образом, проведенные расчеты эффективности строительства гидротехнических сооружений для Великоустюгского района показывают, что даже при весеннем половодье заторного генезиса 5% обеспеченности, сооружение противопаводковой дамбы целесообразно, но коэффициент эффективности крайне низок. При затоплении территорий уровнями 1% обеспеченности весеннего половодья заторного генезиса значения эффективности превышают 3,5 для разных вариантов дамбы. Это может быть оценено как высокоэффективное гидротехническое мероприятие по защите города и прилегающих сельских населенных пунктов от негативного воздействия вод. Расчеты эффективности для г. Красавино показывают, что строительство противопаводковой дамбы эффективно лишь для экстремального варианта, соответствующего уровню весеннего половодья заторного генезиса 1% обеспеченности.

Рассмотренные выше методы предотвращения негативного воздействия вод основываются на капитальном гидротехническом вмешательстве в естественные процессы водного и руслового режима. Они сопряжены со значительными экологическими рисками и требуют полноценных проектных проработок. Не столь эффективными, но более экономичными и «мягкими» для приречных экосистем являются мероприятия, направленные на снижение заторной составляющей во время прохождения волны весеннего половодья. Генетический анализ формирования максимальных уровней на участке Северной Двины от г. Великого Устюга до г. Котласа указывает на важную роль морфологии русла, определяющей места образования ледовых заторов. Параметры предлагаемых дноуглубительных прорезей носят рекомендательный характер и требуют более детального проектного обоснования. Однако в целом такие габариты позволят достичь необходимых результатов без изменения гидролого-морфологических процессов в русле. Увеличение объемов расчистки русла чревато значительными перестройками в гидравлике водного потока, существенными посадками меженного уровня, началу трансформации сформировавшихся за столетия плес-перекатных систем и формированием новых перекатных участков, которые могут создать новые очаги формирования заторов.

Опыт борьбы с негативными последствиями прохождения весеннего половодья на реках России показывает, что комплексный анализ предлежодных условий, корректный средне- и краткосрочный прогноз гидрометеорологической обстановки, грамотное проведение превентивных мероприятий позволяют управлять гидрологическими и русловыми процессами и в значительной мере минимизировать социально-экономический ущерб на

приречных территориях. Конечно, экстремальные гидрологические явления, возникающие при редких, а иногда уникальных сочетаниях природных факторов, всегда возможны, особенно в условиях низкой антропогенной зарегулированности водного режима в бассейнах рек. Это подтверждает печальный опыт 2013 г. в бассейне Северной Двины (на примере максимального за весь период наблюдений затопления г. Красавино). Вероятность таких гидрологических сценариев следует учитывать всегда, особенно в условиях глобальных климатических изменений. Однако на практике приходится ежегодно решать вопросы обеспечения безопасности на приречных территориях в менее экстремальных условиях. И здесь следует обратить внимание на необходимость внедрения более рациональных организационных и управленческих методов предотвращения негативного воздействия вод.

ВЫВОД

Тщательный анализ современных тенденций изменения гидрологического и руслового режима, использование ГИС-технологий и методов математического моделирования затопления пойменно-русловых комплексов позволил актуализировать предложения по предотвращению затопления населенных пунктов и провести их критическую оценку, разработать рекомендации по целому ряду направлений, грамотное сочетание которых позволяет подготовить единую программу по снижению негативного воздействия вод на население и хозяйство.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С. 1–9.
2. Беликов В.В. Совершенствование методов и технологий прикладного численного моделирования в

гидравлике открытых потоков: дис. ... д-ра техн. наук. Москва, 2005. 373 с.

3. Методика оценки вероятностного ущерба от вредного воздействия вод и оценки эффективности осуществления превентивных водохозяйственных мероприятий / А. Н. Шпагина, С. Ю. Питерская, А. В. Федорова // ФГУП «ВИЭМС». – М., 2005.

4. Фролова Н.Л., Агафонова С.А., Завадский А.С., Крыленко И.Н. Оценка опасности гидрологических явлений на региональном и локальном уровнях // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление». 2014. № 3. С. 58–74.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЬДА БАССЕЙНА И ЗАЛИВОВ БЕЛОГО МОРЯ

И.А. Чернов

*Институт прикладных математических исследований
Карельского научного центра Российской академии наук,
Петрозаводск, Россия
e-mail: chernov@krc.karelia.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению Белого моря обусловлен рядом уникальных особенностей этого водоема, его важностью для Российской Федерации — оно целиком входит в территориальные воды России, большим объемом накопленных данных наблюдений, множеством проблем и вопросов экономического, экологического, океанологического характера [1]. Средняя глубина Белого моря не превышает 70 м при максимальной 340 м. Малые глубины повышают роль рельефа дна, который существенно влияет на гидродинамику. В море доминируют приливные движения, связанные с полусуточной приливной волной,

приходящей из Баренцева моря. Летом море полностью освобождается ото льда.

В докладе обсуждается моделирование ледяного покрова моря. Лед описан оригинальной моделью проф. Н.~Г.~Яковлева как двумерная сплошная среда с распределением массы по грациям толщины. Ледяной покров описывается как ансамбль взаимодействующих льдин — как двумерная сплошная среда. Учитывается, в частности, снежный покров на льду и торошение. Сильные приливные движения, в особенности в Воронке, осложняют адекватное описание состояния льда из-за сильного торошения. С другой стороны, отсутствие многолетних льдов упрощает описание.

Гидродинамические и термодинамические процессы в Белом море описаны моделью Н.Г. Яковлева, приспособленной к условиям Белого моря.

Динамика ледяного покрова в модели соответствует, в целом, реальной картине. Ледообразование начинается в декабре, при этом лед распространяется от вершин заливов в сторону центральной части моря. В марте во всем море, кроме западных областей, преобладают тонкие белые льды (30-70 см), которые смещаются под действием господствующих ветров в восточные и центральные районы моря. У Карельского и Поморского берегов образуются участки открытой воды. Зона торосистости охватывает часть Онежского и Двинский залив, Горло, Воронку, Мезенский залив, отчасти Бассейн. Очищение моря ото льда идет в мае, последние льды наблюдаются в Воронке (это связано с их выносом в этот район и торошением), окончательное исчезновение льда происходит в начале июня. Эти процессы хорошо согласуются с данными наблюдений.

Численные эксперименты позволяют оценить влияние изменения тех или иных факторов на состояние морского льда. В частности, показано, что картина распределения толщины льда незначительно меняется при существенных (до 5 градусов) вариациях температуры воздуха в приводном слое на протяжении десятков лет.

Описание состояния и динамики льда в модели пока не лишено недостатков; в частности, торошение несколько завышено, в связи с чем толщина ледяного покрова превышает реальную.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗЕР АРКТИКИ

А.А. Шадрина*, **И.В. Федорова*****, **С.Д. Голосов*****, **А.А. Евдокимов***, **Dr. Julia Voike******

**Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт наук о Земле, кафедра гидрология суши, Санкт – Петербург*

*** Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург*

**** Институт озераведения РАН, Санкт- Петербург*

***** Институт им. Альфреда Вегенера, Центр полярных и морских исследований им.Гельмгольца, Германия, Потсдам
e-mail: Chilly.che@gmail.com*

Озера Арктики, в связи с географическим положением, имеют различия в истории образования и термическом режиме в отличие от других континентальных водоемов суши. Полярные области, вследствие избыточного увлажнения, характеризуется заболоченными территориями, что формирует озерно-болотный комплекс на их водосборе. Озера данного региона имеют малый свободный ото льда период: вскрытие происходит в июне (реже в мае), а образование льда уже в октябре. К общим характеристикам

термического режима арктических озера можно отнести незначительную амплитуду температуры воды, которая составляет порядка 15-18 °С; невысокую температуру в течении летнего периода, т.к. озера за короткий период без ледостава не успевают прогреться; в связи с суровым климатом толщина льда достигает 2 м и более.

Для более детальной характеристики термического режима арктических озера, были рассмотрены водоемы о.Самойловский в дельте р.Лены. В дельте насчитывается около полутора тысяч островов и около шестидесяти тысяч озера различных форм и размеров. Остров Самойловский находится в южной части дельты реки Лена, на острове расположено 11 озер, самое крупное из которых – «4» (рис.1) [1]. Рассмотрим анализ термического режима озера на примере озера острова Самойловского в дельте реки Лена.

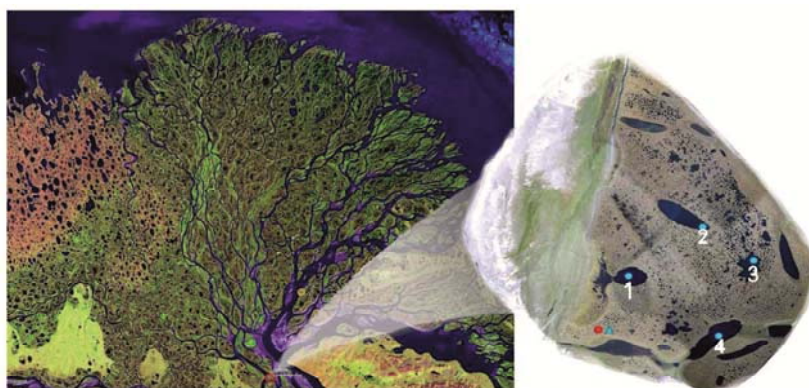


Рис. 1. Дельта реки Лена, остров Самойловский

В созданной информационной базе имеются данные температуры воды в поверхностном и придонных слоях озера на о. Самойловском, дельты р. Лены, которые получены с помощью температурного датчика, установленного в 2009 году и измеряющего параметры круглогодично. Работы

выполнялись в рамках экспедиции «Лена». Датчики температуры были размещены в поверхностном слое воды, а затем на промежутках 2 м [3]. На рисунке 2 представлен график придонной и поверхностной температуры воды озера «4» за период с июня 2009 по июль 2012. Максимальная придонная температура +13,37 °С была отмечена в 8 августа 2010 г., минимальная +0,56 °С - в 5 октября 2009. Внутригодовая амплитуда в придонном слое составляет 12,8 °С. Максимальное значение температуры (+16,7 °С) на глубине 10 м наблюдалось 15.07.2010, минимальное (+0,07 °С) – 29.05.2012, внутригодовая амплитуда на глубине 6 м за рассмотренный период равна 16,6 °С.

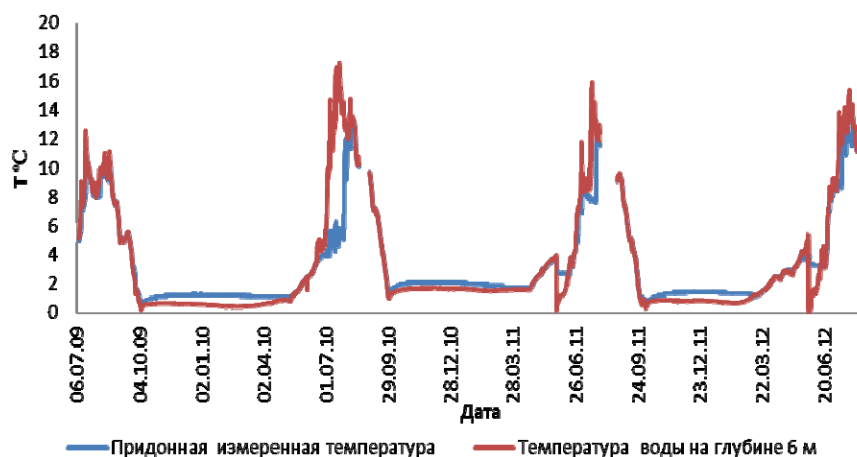


Рис. 2. Придонная и поверхностная температура воды озера «4» за 2009 – 2012 гг.

Ход температур озера «2» на рисунке 3 из-за размеров и глубины озера отличается от хода температуры, представленном на рисунке 2. Самая теплая температура озера 17,97°С отмечена в июле 2010 г. (6.07.2010), наиболее холодная – в январе (14.01.2012), равная -23,2 °С. Так как величина толщины льда на озерах достигает в районах

Арктики значительной толщины, на о.Самойловский она может быть более 2 м, установленные на поверхности озера температурные датчики могут вмерзают в лед, в итоге получаем отрицательные значения поверхностной температуры, что видно на рисунке 3. У придонной температуры таких скачков не наблюдается: максимум был отмечен в июле 2010 г. (20.07.10) и составил +17,42°C, минимум - -0,25 °C (28.09.11). Наличие в придонном слое озера температуры близкой к нулю говорит об отсутствии подозерного талика.

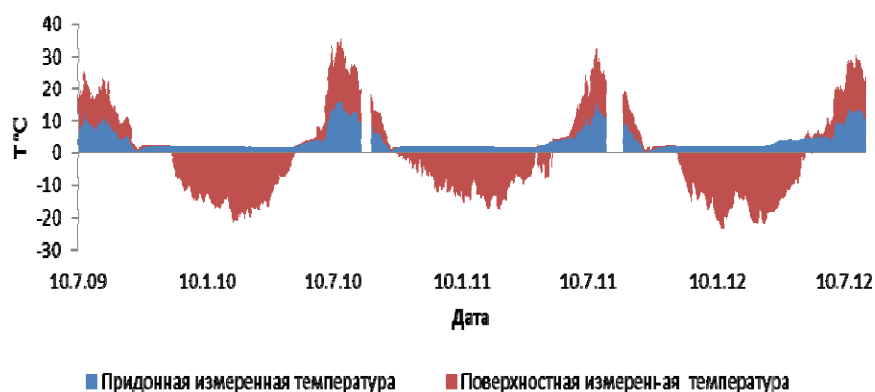


Рис. 3 - Придонная и поверхностная температура воды озера «2» за 2009 – 2012 гг.

Для прогноза температурного режима озер может быть использовано математическое моделирование. Одной из основных особенностей мелководных водоемов (средняя глубина 20-30 м и горизонтальные размеры от нескольких сотен метров до нескольких километров) является существенная горизонтальная однородность поля температуры в них и преобладание процессов вертикального переноса тепла над адвективным. При моделировании термического режима такого рода водоемов зачастую достаточно использовать простые одномерные модели,

основанные на интегрировании уравнения вертикальной диффузии тепла и различных способах представления вертикального распределения температуры. Такие модели, как правило, основаны на ясных физических предпосылках, не требуют задания коэффициентов вертикального турбулентного обмена, просты в реализации и удобны для проведения численных экспериментов. Примером модели такого типа является модель Flake, разработанная совместными усилиями сотрудников Института озераедения РАН, Института водных проблем Севера РАН, Института водной экологии и внутреннего рыбоводства Германии (IGB) и Службы погоды Германии (DWD). Модель FLake является универсальной математической моделью гидротермодинамики озера, в которой реализованы последние мировые достижения в области физической лимнологии [2]. Работа с моделью может осуществляться, в частности, с сайта модели www.lakemodel.net.

В данной работе представлена апробация модели Flake на озерах о.Самойловский. Был проведен расчет температурного режима и процессов перемешивания в озере «4». В качестве входной информации были использованы данные метеорологических наблюдений на метеорологической станции «Хабарова / Столб» за период с 2005 по 2014 год, источник данных www.gr5.ru. Данные представляют собой ряды метеорологических параметров: температура поверхности воздуха, влажность воздуха, скорость ветра, атмосферное давление, облачность, солнечная радиация. Временной шаг между сроками наблюдений составляет 3 часа. Дополнительными данными являлись: высота озера над поверхностью моря и широта озера (взяты из географической карты местности), характеристика ландшафта местности, прозрачность по диску Секки, рельеф дна (на основе ранее выполненных батиметрических съемок). С помощью модели Flake

рассчитываются: придонные и поверхностные температуры воды, длительность ледостава, мощность и толщина льда, время образования и вскрытия льда, концентрация поверхностного и придонного растворенного кислорода (РК), толщина бескислородной зоны (при ее наличии).

Для верификации модели были использованы данные экспедиции «Лена», представленные температурой поверхностного и придонного слоя озер за период с 2009 по 2013 год, с интервалами между сроками наблюдения 1 час, измеренные с помощью температурного датчика. Сравнение экспедиционных и рассчитанных данных выполнялось для ежедневных значений придонной и поверхностной температуры воды. Рассчитанные и измеренные значения хорошо совпадают в летние периоды, что видно на рисунке 4, где представлены сравнения для озера «4», имеющего максимальную глубину 16 м.

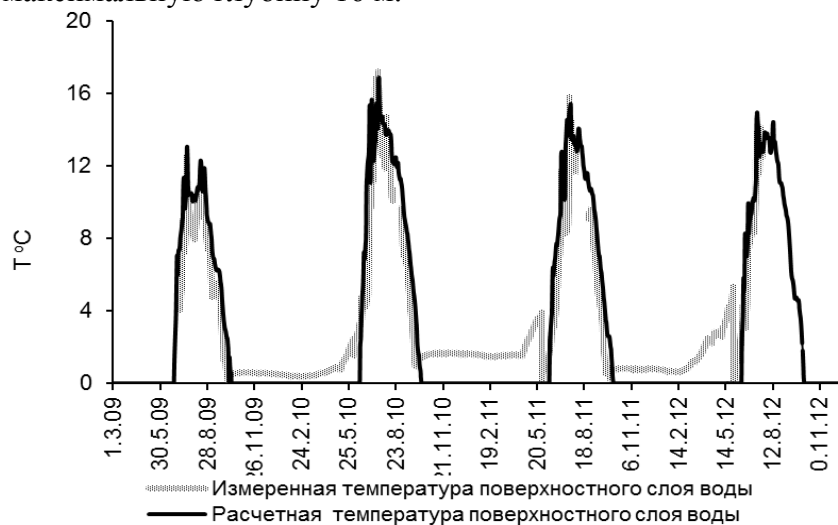


Рис. 4. Многолетняя динамика температуры поверхностной воды в озере «4» по измеренным и рассчитанным данным

Как видно из рисунка 5, где представлен вариант рассчитанных по модели и измеренных данных, рассчитанная температура поверхности воды в озере не поднимается больше +15°C, что схоже с показаниями датчиков измеренной температуры, отличия составляют порядка 2°C. Можно говорить также о наличии слабовыраженного тренда температуры (коэффициент тренда, рассчитанный методом наименьших квадратов, равен 0,126, что говорит о его незначительности) за период 2005-2013 гг.

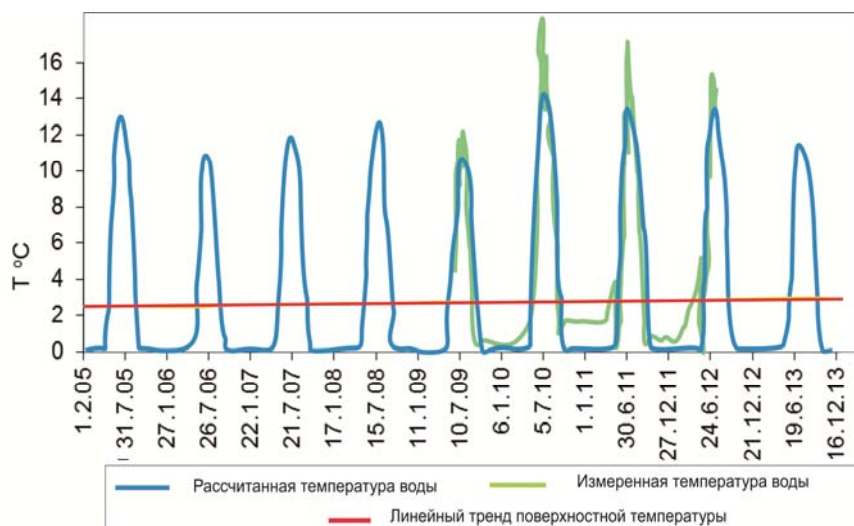


Рис. 5. Рассчитанная и измеренная температура воды в поверхностном слое озера «4» за период 01.02.2005-01.02.2014гг.

При помощи модели на основе блока расчета концентрации растворенного кислорода (РК) в поверхностном и придонном слоях были получены новые сведения о возможном наличии бескислородной зоны в озере «4» в зимний период 2006-2007 и 2010-2011 гг. Согласно расчетам, в 2006 году бескислородная зона могла иметь мощность 0,4 м, в 2011 –

1,05 м, это видно на рисунке 6. Однако, к сожалению, измеренные данные по содержанию РК за период 2006-2011 гг. отсутствуют. Но результаты расчетов легли в основу техзаданий в период проведения полевых исследований весной 2014 г. Во время экспедиции на о.Самойловский в апреле - мае 2014 года измерения содержания РК в придонном слое озера «4» показали, что значения РК не опускались ниже 70 %. Однако в дальнейшем подобные измерения будут выполнены в течение всего зимнего периода для возможности более детальной проработки блока модели Flake и получения достоверных данных по кислородному режиму данного озера, являющегося потенциальным водозаборным объектом для нужд научно-исследовательской станции.

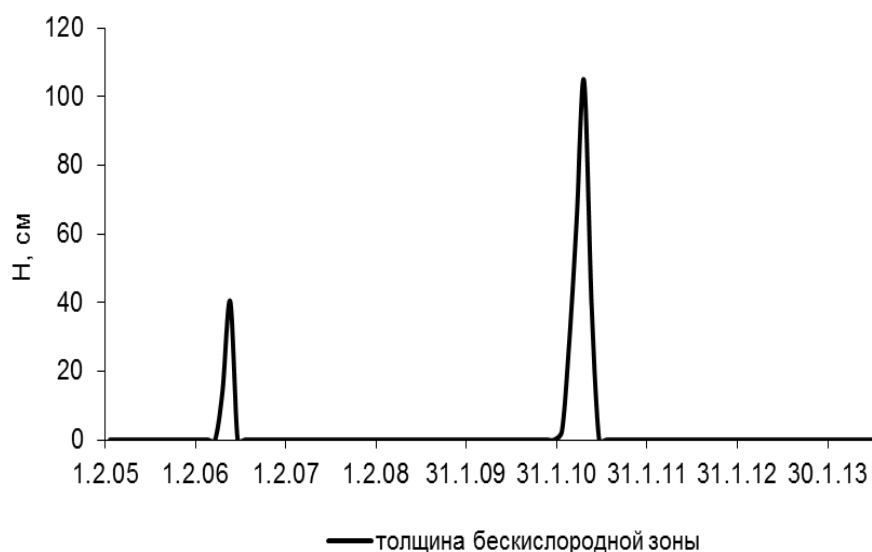


Рис. 6. График толщины бескислородной зоны по рассчитанным данным

Таким образом, можно отметить, что модель Flake может использоваться для прогнозирования термического режима озер о.Самойловский в летний период, но для зимнего периода требуются дополнительные измерения и проработка. Дальнейшие задачи будут включать моделирование термических процессов для других озер дельты р.Лены, а также п-ва Ямал, где проводились полевые измерения летом 2014 г.

Работы выполняются в рамках проекта РФФИ № 14-05-00787.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Четверова А.А., Федорова И. В., Потапова Т.М., д-р Бойке Ю. Гидрологические и геохимические особенности современного состояния озер о. Самойловского в дельте реки Лена, Проблемы Арктики и Антарктики, Санкт-Петербург, 2013, №1 (95), с. 97-110.
2. Кондратьев С. А., Голосов С. Д., Зверев И. С., Рябченко В. А., Дворников А. Ю. Моделирование абиотических процессов в системе водосбор – водоем. Институт озероведения РАН, Санкт- Петербург, 2010, 102 с.
3. Diplomarbeit vorgelegt von Britta Kattenstroth. Long term climate, water balance and energy partitioning characteristics of a tundra site in the Lena River Delta, Siberia. Potsdam, Universitaet Potsdam, Institut fuer Geoökologie, 2009, 81 p.

КАК ОТЛИЧИТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ АПВЕЛЛИНГА И КАСКАДИНГА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

**Е.Е. Есюкова, И.П. Чубаренко, Ж.И. Стонт,
А.О. Синюхин**

Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

*Атлантическое отделение (АО ИО РАН), Калининград,
Россия*

e-mail: elena_esiukova@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Цель данного исследования - найти на MODIS снимках температуры поверхности моря (ТПМ) Юго-Восточной Балтики те характерные черты картины дифференциального прибрежного выхолаживания (т.е. – падения температуры воды по направлению к берегу), которые позволяют отличить проявления ситуации, благоприятной для формирования каскадинга охлаждённых на мелководьях плотных вод вдоль береговых подводных склонов от проявлений прибрежного апвеллинга, хотя на первый взгляд они похожи друг на друга. Исследование проведено на основе данных спектрорадиометров MODIS (Aqua, Terra) 2000-2014 гг. Проанализированы метеорологические условия, которые предшествовали и сопровождали события апвеллинга и каскадинга, а также на основании анализа около 135 ТПМ-изображений прибрежного апвеллинга в мае-ноябре 2000-2014 гг. и каскадинга в осенний период были выявлены особенности горизонтальных ТПМ-профилей над прибрежными подводными склонами (ППС) в Юго-Восточной Балтике, предложены критерии сравнения проявлений этих процессов. Оказалось, что форма ТПМ-профилей демонстрирует наличие апвеллинга вполне

определенно, что позволяет эффективно отличать апвеллинг от каскадинга на ТПМ-изображении.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для анализа использованы данные спектрорадиометров MODIS на ИСЗ Aqua, Terra, полученных с мая по ноябрь 2000-2014 гг., исследованы характеристики профилей температуры поверхности моря (ТПМ) вдоль побережья юго-восточной части Балтийского моря (рис. 1). На основании ранее опубликованных результатов исследований [4, 5, 6, 7, 8 и др.] на начальном этапе за основу работы были взяты хорошо уже известные эпизоды апвеллинга в Юго-Восточной Балтике. При анализе ТПМ-профилей не стояла задача выявить всевозможные характеристики апвеллингов, задача заключалась в выявлении особенностей профилей ТПМ для различных створов, проведенных от берега в глубокую зону моря над прибрежными подводными склонами. Ранее авторами была проведена работа по исследованию характеристики профилей ТПМ в периоды интенсивного выхолаживания (в октябре-ноябре 2002, 2004, 2005 и 2009 гг.) над ППС юго-восточной части Балтийского моря (рис. 1) [1, 2, и др.].

А. Район исследований

Район исследований охватывает прибрежную зону от Пավилосты (Латвия) до Лебы (Польша), включая российский сектор в юго-восточной части Балтийского моря – побережье Калининградской области у Самбийского полуострова, Куршской и Вислинской кос (рис. 1). В регионе повсеместно вдоль берегов имеются пологие прибрежные подводные склоны с глубинами до 20–25 м, преимущественно выровненные и осложненные подводными валами и грядами, которые постепенно переходят в субгоризонтальные подводные плато, расположенные на глубинах 30–60 м. На карте района исследований в Юго-Восточной Балтике

показаны створы над склонами: 18 створов, вдоль которых выбирались ТПМ-профили для анализа эпизодов апвеллинга (*сплошные линии*), и 16 створов вдоль побережья Калининградской области – при каскадинге (*пунктирные линии*) (рис. 1).

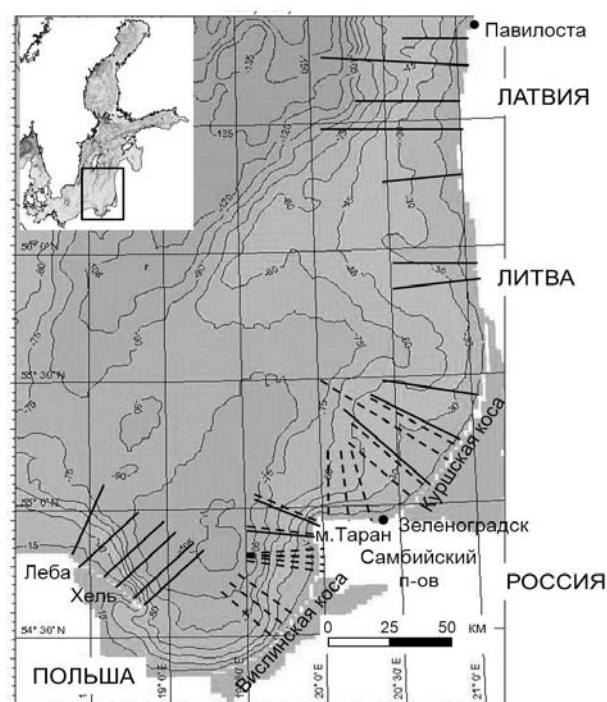


Рис. 1. Карта района исследований в Юго-Восточной Балтике с указанием рассматриваемых створов над подводными прибрежными склонами

В. Спутниковые данные

Для анализа использовались данные спектрорадиометра MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) со спутников Aqua, Terra с разрешением 1 км, полученные над ЮВ частью Балтийского моря (рис. 1). Оригинальные

спутниковые данные MODIS уровня обработки L1A были получены из архива LAADS (Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System). Дальнейшая обработка производилась в программном обеспечении Seadas 6.2 и включала в себя атмосферную коррекцию по алгоритму MUMM [9] и расчет карт распределений ТПМ [3]. Горизонтальные профили ТПМ строились с использованием программных продуктов VISAT 4.9, VISAT 4.11 и MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кратко остановимся на основных элементах профилей ТПМ при каскадинге, особенности которого мы обсуждали ранее (см. [1, 2 и др.]). Профили ТПМ над ППС образуются в результате совместного действия теплообмена с атмосферой и горизонтального транспорта тепла из моря в прибрежную зону. Ранее авторами был проведён анализ данных ТПМ-снимков в октябре-ноябре 2002, 2004, 2005 и 2009 гг. над ППС юго-восточной части Балтийского моря, соответствующих датам, приходящимся на конец временного интервала резкого снижения температуры воздуха и, соответственно, резкого выхолаживания воды над ППС (см. [1, 2 и др.]). Серии анализируемых профилей температуры поверхности воды вдоль створов, указанных на рис. 1 (*пунктирные линии*) при каскадинге, в их реальном выражении – как зависимость температуры воды в градусах Цельсия от расстояния от берега в километрах – представлены на рис. 2. Как и ожидалось, все они демонстрируют отчётливое падение температуры воды по мере приближения к берегу и схожесть форм профилей в разные годы и над разными склонами. Для характеристики индивидуальных профилей на каждом горизонтальном профиле ТПМ выделялись характерные элементы (рис. 3): выбиралась область «глубокого моря», где дифференциальный прогрев уже отсутствует и температура воды колеблется вокруг некоторого более-менее постоянного

значения; вычислялась средняя температура поверхности воды в этой области T_{cp} (по не менее чем 20 точкам); тем самым определялось положение точки 2, в которой начинается систематическое понижение температуры воды; вычислялась её координата в километрах от берега. Типичная форма профилей, демонстрирующая условия, характерные для формирования *каскадинга* до расстояний 10-20 км от берега, позволяет установить положение зоны выхода термоклина на подводный склон, что (при известной батиметрии) даёт информацию о текущей толщине верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Форма профиля ТПМ довольно консервативна, мало чувствительна к уклонам дна, особенностям батиметрии, интенсивности выхолаживания и даже ветровым условиям, указывая на устойчивость общей картины теплообмена между шельфом и открытым морем. Падение температуры воды к берегу составляет 2–3 °С и практически не зависит от толщины ВКС и крутизны склона [1, 2 и др.].

Результаты последних исследований больше касаются проявлений апвеллинга по особенностям профилей ТПМ и сравнения с проявлением каскадинга. На основании ранее опубликованных результатов [4, 5, 6, 7, 8 и др.] на начальном этапе исследований за основу работы были взяты хорошо уже известные даты эпизодов апвеллинга в Юго-Восточной Балтике. Далее на основе данных спектрорадиометров MODIS (Aqua, Terra) 2000-2014 гг. собранный материал более чем по 135 эпизодам наблюдения апвеллинга разного характера и интенсивности в ЮВБ позволил выделить на горизонтальных профилях ТПМ над ППС (от берега в глубокое море) характерные признаки прибрежного апвеллинга.

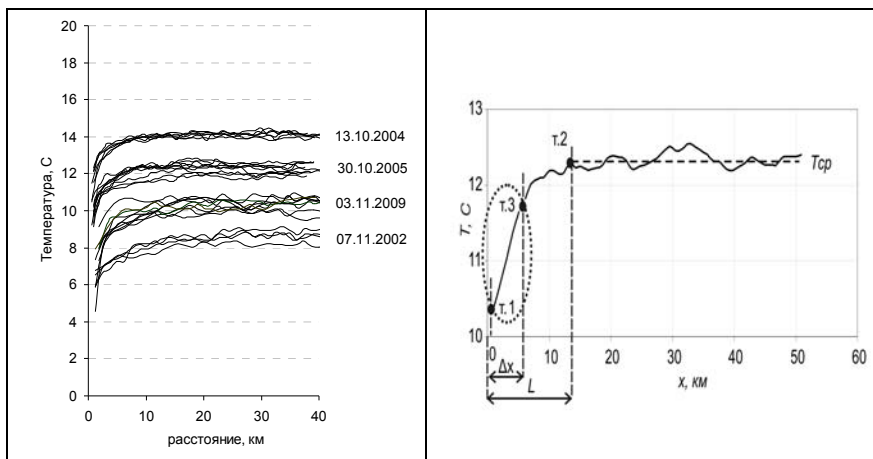


Рис. 2. Семейства профилей ТПМ для эпизодов проявления каскадинга (даты указаны в поле рисунка) при осеннем выхолаживании в прибрежной зоне ЮВБ (по данным MODIS Aqua)

Рис. 3. Общий вид и характерные элементы профилей ТПМ при осеннем выхолаживании над береговым подводным склоном: а) L – длина склона; $t. 1$ – начало склона, $t. 2$ – конец склона; $T_{ср}$ – средняя ТПМ в глубокой части; $t. 1$ – $t. 3$ – участок линейного роста ТПМ [2]

На рисунке 4 в качестве примера показаны проявления апвеллинга в период с мая по ноябрь 2000-2014 гг. в районе косы Хель (ТПМ вдоль одного из створов). Мы отметили, что при апвеллинге форма профилей ТПМ разнообразна, но в течение всего периода (май-ноябрь) вид профилей имеет определённые черты. Хорошо прослеживается (рис. 4), что с мая по ноябрь профили ТПМ сдвинуты вдоль вертикальной оси температур (самые максимальные температуры – в июле - августе), но характерные черты апвеллинга всегда присутствуют.

Несмотря на наличие мезомасштабных особенностей и мелких флуктуаций в поле ТПМ, в глубокой части профилей легко определяется «полочка», характеризующая среднюю температуру в открытом море. На профиле ТПМ вдоль створа по мере приближения к берегу наблюдаются: (i) резкое изменение температуры (в пределах 1-14 °С) между зоной апвеллинга и соседними глубокими водами, с большим температурным градиентом (0.3-3.3 °С/км), (ii) резкие скачки, фронтальные зоны, перемежаемые изотермическими пятнами, следами струй, (iii) отделение ядра апвеллинга от береговой черты полосой тёплых вод, и развитие апвеллинга сопровождается изменениями положения ядра, (iv) характерные изломы и перегибы, обусловленные в первую очередь рельефом дна.

Признаком апвеллинга на профилях ТПМ является его локальность, изменчивость формы профиля ТПМ для соседних створов.

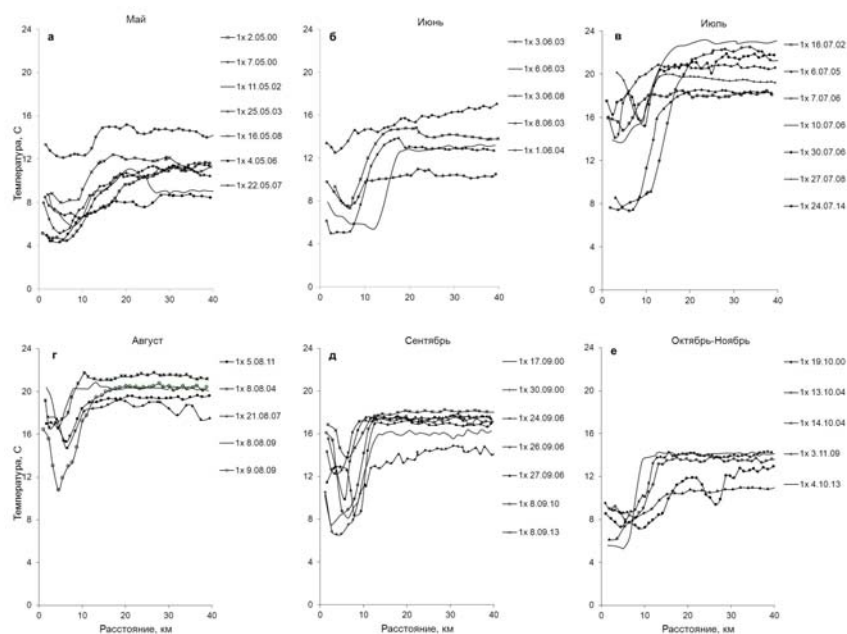


Рис. 4. Семейства профилей ТПМ над одним из склонов у косы Хель: а) май, б) июнь, в) июль, г) август, д) сентябрь, е) октябрь-ноябрь (2000-2014 гг.) (по данным MODIS (Aqua, Terra))

В ходе проведенного анализа всех спутниковых снимков за 2000-2014 гг. с признаками апвеллинга и анализа синоптической метеообстановки, предшествующей и сопровождающей это событие, было выяснено, что в 87 % случаев апвеллинг возникал при господстве антициклонов и других форм антициклонической циркуляции, 13 % случаев приходится на циклонические формы циркуляции. Отмечено, что в некоторых ситуациях мощного или долговременного апвеллинга (например, в июле-августе 2006 г., в сентябре 2006 г., июне 2007 г., мае и июне 2008 г., июне 2010 г., июне 2012 г. и др.) происходила последовательная смена форм

циркуляции при сохранении направления ветрового воздействия различной интенсивности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведённого сравнительного анализа профилей ТПМ можно сделать следующие выводы.

- Типичная форма профилей, демонстрирующая условия, благоприятные для формирования каскадинга до расстояний 10-20 км от берега, позволяет установить положение зоны выхода термоклина на подводный склон. Форма профиля ТПМ довольно консервативна, мало чувствительна к уклонам дна, особенностям батиметрии, интенсивности выхолаживания и даже ветровым условиям, указывая на устойчивость общей картины теплообмена между шельфом и открытым морем. Падение температуры воды к берегу составляет 2–3 °С и практически не зависит от толщины ВКС и крутизны склона;
- Все профили ТПМ при каскадинге демонстрируют отчётливое падение температуры воды по мере приближения к берегу, причём отмечена схожесть форм профилей в разные годы и над разными склонами. Практически на любом из профилей можно выделить ряд характерных участков: участки с практически линейным падением температуры воды по мере приближения к берегу;
- Основным условием для возникновения условий для развития каскадинга является ситуация интенсивного и длительного похолодания;
- При апвеллинге форма профилей ТПМ разнообразна. На профиле ТПМ вдоль створа по мере приближения к берегу наблюдаются: (i) резкое изменение температуры (в пределах 1-14 °С) между зоной апвеллинга и соседними глубокими водами, с большим температурным градиентом (0.3-3.3 °С/км), (ii) резкие скачки, фронтальные зоны, перемежаемые изотермическими пятнами, следами струй, (iii) отделение ядра апвеллинга от береговой черты полосой тёплых вод, и

развитие апвеллинга сопровождается изменениями положения ядра, (iv) характерные изломы и перегибы, обусловленные в первую очередь рельефом дна.

- Признаком апвеллинга является изменчивость формы профиля ТПМ для соседних створов; при этом прибрежное выхолаживание (каскадинг) характеризуется вполне консервативными самоподобными профилями ТПМ;

- Одним из основных условий возникновения апвеллинга является ветровой режим, а основным условием для возникновения каскадинга является интенсивное похолодание;

- в 87 % случаев апвеллинг возникал при господстве антициклонов и других форм антициклонической циркуляции, 13 % случаев приходится на циклонические формы циркуляции;

- Существуют чёткие особенности проявления каскадинга и апвеллинга на горизонтальных профилях ТПМ, на основании которых можно идентифицировать наблюдаемое явление.

Всё это позволяет расширять круг гидрофизических задач, где можно с успехом использовать легкодоступную на сегодняшний день спутниковую информацию.

БЛАГОДАРНОСТИ

Анализ проводился при поддержке гранта РФФИ № 13-05-01041а. Права интеллектуальной собственности на оригинальные данные MODIS принадлежат Американскому аэрокосмическому агентству NASA.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Есюкова Е.Е., Чубаренко И. П., Гурова Е. С. Дифференциальное выхолаживание над прибрежными подводными склонами Юго-Восточной Балтики в осенний период по данным дистанционного зондирования // Исследование Земли из Космоса. – 2014. – № 5 - С. 50-67.

2. Есюкова Е.Е., Чубаренко И.П. Применение данных дистанционного зондирования при исследовании осеннего дифференциального прибрежного выхолаживания в Юго-Восточной Балтике // Материалы XIII Междун. научно-технической конф. «Современные методы и средства океанологических исследований» (МСОИ-2013), 14-16 мая 2013 г., Москва, 2013. – Т. 1. – С. 89–93.
3. Brown O.B., Minnett P.J. MODIS infrared sea surface temperature algorithm theoretical basis document, Ver 2.0. 1999. (http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod25.pdf).
4. Gurova E., Lehmann A., Ivanov A. Upwelling dynamics in the Baltic Sea studied by a combined SAR/ infrared satellite data and circulation model analysis // *Oceanologia*. – 2013. – № 55(3). – pp. 687–707.
5. Kozlov I.E., Kudryavtsev V.N., Johannessen J.A., Chapron B., Dailidienė I., Myasoedov A.G. ASAR imaging for coastal upwelling in the Baltic Sea // *Advances in Space Research*. – 2012. – V. 50. – Iss.8. – pp. 1125–1137.
6. Kowalewski M., Ostrowski M. Coastal up- and downwelling in the southern Baltic // *Oceanologia*. – 2005. – 47 (4). – pp. 435–475.
7. Krężel A., Ostrowski M., Szymelfenig M. Sea surface temperature distribution during upwelling along the Polish Baltic coast // *Oceanologia*. – 2005. – 47 (4). – pp. 415–432.
8. Lehmann A., Myrberg K. Upwelling in the Baltic Sea – a review // *J. Marine Syst.* – 2008. – 74 (Suppl. 1). – pp. 3–12.
9. Ruddick K.G., Ovidio F., Rijkeboer M. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters // *Appl. Opt.* – 2000. – V. 39. – № 6. – pp. 897–912.

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1	
«Динамика рек, озер и водохранилищ»	3
<i>Андросов И.М., Завадский А.С.</i> ОЦЕНКА НЕГАТИВНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОД РЕКИ ЛЕНЫ НА НАСЕЛЕННЫЕ ПУНКТЫ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)	5
<i>Белолипецкий В.М., Белолипецкий П.В.</i> О КРИТЕРИИ СМЕНЫ РЕЖИМОВ ВЕТРОВЫХ ТЕЧЕНИЙ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОЗЕРАХ	16
<i>Брянская Ю.В., Медзвеля М.Л.</i> РАСЧЕТ ВОЗДЕЙСТВИЯ ТЕЧЕНИЯ И ВОЛН НА БЕРЕГОВОЙ ОТКОС	25
<i>Васильев О.Ф., Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Дьяченко А.В., Коломейцев А.А.</i> ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И НАТУРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОГО ДОЖДЕВОГО ПАВОДКА 2014 Г. В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ	37
<i>Виноградов Р.А., Андреев О.М., Клячкин С.В., Май Р.И.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ И ТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА АКВАТОРИИ ПОРТА САБЕТТА (КАРСКОЕ МОРЕ, ОБСКАЯ ГУБА) В ЗИМНИЙ ПЕРИОД	45
<i>Григорьева И.Л.</i> ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ВЕРХНЕВОЛЖСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	49
<i>Дебольская Е.И., Иванов А.В.</i> ОЦЕНКА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ ДНО НЕГЛУБОКИХ ВОДОЕМОВ	54
<i>Диваков И.В.</i> КЕРЧЕНСКАЯ ПЕРЕПРАВА. ПРОБЛЕМА И НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ	64
<i>Дмитриева В.А.</i> ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОДОТОКОВ ВЕРХНЕГО И СРЕДНЕГО ДОНА В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ХОЗЯЙСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ	77

<i>Жворонков А.В., Самолюбов Б.И., Королева И.С.</i> РАС- ПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ВЗВЕСИ И РАСТВО- РЕННЫХ СОЛЕЙ В СИСТЕМАХ СТРАТИФИЦИРО- ВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ	88
<i>Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б.</i> ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКС- ПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГИДРОФИЗИ- ЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТЕЛЕЦКОМ ОЗЕРЕ	99
<i>Иванова И.Н., Самолюбов Б.И.</i> РАЗВИТИЕ АПВЕЛЛИН- ГА, ЗАТОПЛЕННОЙ СТРУИ РЕЧНЫХ ВОД И ВНУТ- РЕННИХ ВОЛН В ВОЛХОВСКОЙ ГУБЕ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА	109
<i>Кидяева В.М., Сапожникова А.А., Горелиц О.В.</i> ВОД- НЫЕ РЕСУРСЫ И ВОДОХОЗЯЙСТВЕННАЯ ДЕЯТЕЛЬ- НОСТЬ В БАССЕЙНЕ Р. ПАТСО-ЙОКИ	119
<i>Козлова М.В., Землянов И.В.</i> СВЯЗЬ ДИНАМИКИ ГИД- РОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА И СОСТОЯНИЯ РАСТИ- ТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВОЛГО-АХТУБИНСКОЙ ПОЙ- МЫ ПО ДДЗЗ	128
<i>Королева И.С., Самолюбов Б.И.</i> ОБЛАКА МУТНОСТИ В СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОЗЕРАХ И ВОДОХРАНИ- ЛИЩАХ	140
<i>Коронкевич Н.И., Мельник К.С.</i> ИЗМЕНЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ РЕКИ МОСКВЫ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЛАНДШАФТНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ	149
<i>Коронкевич Н.И., Барабанова Е.А., Георгиади А.Г, Дол- гов С.В., Кашутина Е.А., Мельник К.С.</i> ВКЛАД КЛИ- МАТИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА ВОЛГИ И ДОНА	152
<i>Лебедева С.В., Головина Е.Д.</i> КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕ- ЛИРОВАНИЕ ТЕЧЕНИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ВОЛГО- АХТУБИНСКОЙ ПОЙМЫ	165

<i>Мотовилов Ю.Г., Дод Е.В., Калугин А.С.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОИНФОРМАЦИОННОЙ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПРОТИВОПАВОДКОГО ЭФЕКТА ДЕЙСТВУЮЩИХ И ПЛАНИРУЕМЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО АМУРА	176
<i>Навроцкая С.Е., Чубаренко Б.В.</i> ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО ГОДОВОГО УРОВНЯ МОРЯ У ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЛТИКИ В 30-ЛЕТНИХ ИНТЕРВАЛАХ XX ВЕКА	187
<i>Немировская И.А., Трубкин И.П.</i> ДИНАМИКА НЕФТЯНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ В ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ	197
<i>Первощикова О.А., Калинин В.Г.</i> МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНОГО ПЛЕСА КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА ДНА	208
<i>Рец Е.П., Лошакова Н.А., Киреева М.Б.</i> ИССЛЕДОВАНИЕ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ СООТНОШЕНИЯ СОСТАВЛЯЮЩИХ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВОЙ РЕКИ (НА ПРИМЕРЕ Р. ДЖАНКУАТ)	216
<i>Самолубов Б.И.</i> СТРУИ С ВОЛНОВОЙ МОДУЛЯЦИЕЙ ТРАЕКТОРИЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МАССОПЕРЕНОС В СИСТЕМАХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ТЕЧЕНИЙ	228
<i>Соколов А.Н., Дикий Д.И.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ МАТЕРИАЛА ДНОУГЛУБИТЕЛЬНЫХ РАБОТ ПОСЛЕ СБРОСА В МОРСКУЮ ПРИБРЕЖНУЮ ЗОНУ В РАЙОНЕ Г. БАЛТИЙСКА	238
<i>Сухих Н.А., Зубакин Г.К., Иванов Н.Е., Нестеров А.В.</i> СТРУКТУРА ТЕЧЕНИЙ И ДРЕЙФА ЛЬДА В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ	248
<i>Трубкин И.П., Шипилова Л.М.</i> ПРИБРЕЖНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ, ПОТОКИ НАНОСОВ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ ДНА В ЗАЛИВЕ ТЕРПЕНИЯ САХАЛИНА	260

Щевьев Ю.Л., Легостаев Н.Е. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РУСЛОВОГО ПОТОКА 268

СЕКЦИЯ 2

«Ледовый и термический режим рек, озер и водохранилищ» 279

Агафонова С.А. СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК БАССЕЙНА ДОНА 281

Агафонова С.А., Козлов Д.В., Фролова Н.Л. ВЕСЕННЕЕ ВСКРЫТИЕ РЕК ЕТР В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ 288

Алексеевский Н.И., Мокшанов А.М. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 297

Андреев О.М., Кубышкин Н.В., Виноградов Р.А., Нестеров А.В. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ В УСТЬЕВЫХ УЧАСТКАХ ОБИ И ЕНИСЕЯ 309

Бакановичус Н.С., Григорьев И.Е., Прокофьев В.А., Черненко В.Н., Чигаров А.Е., Шаталина И.Н. ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БАССЕЙНОВ ЗАГОРСКИХ ГАЭС 1 И 2 ПРИ ИХ СОВМЕСТНОЙ РАБОТЕ 318

Банщикова Л.С., Банщиков А.А. ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК БАССЕЙНА РЕКИ МСТА 320

Блохина Н.С. ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ТЕЧЕНИЙ И ВЕСЕННЕГО ТЕРМОБАРА В ВОДОЕМАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИНЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВЕТРА 336

Буканова Т.В., Булычева Е.В., Гуцин О.А., Стонт Ж.И. СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ И ПРОЦЕССОВ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В ЛАГУНАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ 352

- Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С., Гранкина Т.Б.** ИССЛЕДОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И РОСТА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ВОДНОМ ОБЪЕКТЕ 363
- Голубев В.Н., Семенов В.А., Фролов Д.М.** ВАРИАЦИИ ВОДОЗАПАСА СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИНТЕНСИВНОСТИ ЕГО ТАЯНИЯ КАК ФАКТОР ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ НА РЕКАХ РОССИИ 365
- Ефремова Т.В., Пальшин Н.И.** ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МАЛЫХ ОЗЕР КАРЕЛИИ (РАСЧЕТЫ НА ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ FLAKE) 378
- Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Пальшин Н.И., Гавриленко Г.Г., Тержевик А.Ю.** ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕЛКОВОДНОГО ОЗЕРА ПОСЛЕ РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА 390
- Иванов Б.В., Священников П.Н., E. Forland, K. Isaksen** ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ В ФЬОРДАХ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН ПО ДАННЫМ ВИЗУАЛЬНЫХ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА РОССИЙСКИХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ «БАРЕНЦБУРГ» И «ПИРАМИДА» 401
- Ионов Д.Н., Грищук И.И.** ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ БЕРЕГОВ, СЛОЖЕННЫХ МНОГОЛЕТНЕ-МЕРЗЛЫМИ ГРУНТАМИ, НА ЛАБОРАТОРНОЙ МОДЕЛИ 403
- Китаев Л.М.** ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ БАССЕЙНА СРЕДНЕЙ ВОЛГИ 411
- Козлов Д.В.** МЕТОДОЛОГИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРЕСНОВОДНОГО И МОРСКОГО ЛЬДА В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ СУРОВОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ 424
- Краснова Е.Д., Демиденко Н.А., Пантюлин А.Н., Фролова Н.Л., Ефимова Л.Е., Широкова В.А.** ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ РЕЛИКТОВЫХ ВОДОЕМОВ, ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ОТ БЕЛОГО МОРЯ 430

Кузьмина Е.О. ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА РЕКАХ СЕВЕРНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА	443
Кулаков М.Ю., Зубакин Г.К., Дмитриев Н.Е., Наумов А.К., Нестеров А.В. МОДЕЛИРОВАНИЕ ДРЕЙФА АЙСБЕРГОВ КАК ЧАСТЬ ЛЕДОВОГО МЕНЕДЖМЕНТА	451
Кулешов С.Л., Козлов Д.В. К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ РИСКА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗИМНИХ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ	463
Маргарян В.Г. ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ РЕК БАССЕЙНА ВОРОТАН (НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ), КАК РЕЗУЛЬТАТ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ	469
Масликова О.Я., Дебольский В.К., Грицук И.И., Ионов Д.Н. ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ БЕРЕГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ОТ УГЛА УКЛОНА В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ	488
Махинов А.Н., Ким В.И., Шмигирилов С.А. СТРОЕНИЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА РЕКИ АМУР НА УЧАСТКАХ РАЗВЕТВЛЕННОГО РУСЛА	497
Науменко М.А., Каретников С.Г., Гузиватый В.В. МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА И ИХ СВЯЗЬ С АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ	508
Остякова А.В., Королев М.В., Скрылев Г.Е. УСКОРЕННЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ДЛИТЕЛЬНОЙ ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ	517
Пальшин Н.И., Богданов С.Р., Ефремова Т.В., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э., Тержевик А.Ю. КОЛЕБАНИЯ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В МАЛОМ ОЗЕРЕ ПОДО ЛЬДОМ	529
Савельев К.Л., Козлов Д.В. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТОДИК ПРОГНОЗА ЗАЖОРНЫХ И ЗАТОРНЫХ УРОВНЕЙ НА РЕКАХ	541

<i>Тарбеева А.М.</i> ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ В РУСЛАХ МАЛЫХ ВОДОТОКОВ САТИНСКОГО УНП МГУ (КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)	556
<i>Фролова Н.Л., Агафонова С.А., Бабурин В.Л., Завадский А.С., Крыленко И.Н., Терский П.Н.</i> ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В ПЕРИОД ПРОХОЖДЕНИЯ ПОЛОВОДЬЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗАТОРОВ ЛЬДА В ПРЕДЕЛАХ ОСВОЕННЫХ УЧАСТКОВ РЕК	563
<i>Чернов И.А.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЬДА БАССЕЙНА И ЗАЛИВОВ БЕЛОГО МОРЯ	579
<i>Шадрина А.А., Федорова И.В., Голосов С.Д., Евдокимов А.А., Dr. Julia Voike</i> ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗЕР АРКТИКИ	581
<i>Е.Е. Есюкова, И.П. Чубаренко, Ж.И. Стонт, А.О. Синюхин</i> КАК ОТЛИЧИТЬ ПРОЯВЛЕНИЯ АПВЕЛЛИНГА И КАСКАДИНГА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ	590

Научное издание

**ДИНАМИКА И ТЕРМИКА РЕК,
ВОДОХРАНИЛИЩ
И ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ**

ТОМ 1

Издание подготовлено в авторской редакции

Технический редактор *Н.А. Ясько*

Подписано в печать 13.11.2014 г. Формат 60×84/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 34,88. Тираж 200 экз. Заказ 1579.

Российский университет дружбы народов
115419, ГСП-1, г. Москва, ул. Орджоникидзе, д. 3

Типография РУДН
115419, ГСП-1, г. Москва, ул. Орджоникидзе, д. 3, тел. 952-04-41