

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ И ЕГО ОПАСНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ НА РЕКАХ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ¹

**С.А. Агафонова, А.Н. Василенко, А.А. Мироненко,
Н.Л. Фролова**

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия
e-mail: sv_andreevna@mail.ru*

В климатических условиях России безопасность населения и хозяйства нередко лимитирована опасными ледовыми явлениями. Со сроками и продолжительностью ледовых явлений связаны многие виды хозяйственной деятельности.

Во многих случаях ледовыми явлениями обусловлены опасные гидрологические процессы, в том числе наводнения. Часто речь идет не об исключительном действии ледовых явлений, а о неблагоприятном сочетании опасных проявлений водного, ледового режима, русловых процессов.

Исследуемая территория расположена в пределах Арктической зоны России. В данной работе были использованы данные наблюдений за период 1936–2013 гг. на 230 гидрологических постах (гп), расположенных на 146 реках (рис. 1), среди них 34 реки с площадью водосбора менее 1000 км² и 20 рек с площадью водосбора более 50 000 км². Среди характеристик ледового режима – даты появления льда, установления ледостава, окончания ледостава, вскрытия и очищения ото льда;

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 14-17-00155)

продолжительность осеннего и весеннего ледохода, периодов замерзания и очищения ото льда, ледостава, периода с ледовыми явлениями; характеристики уровенного режима (максимальные уровни в период весеннего ледохода, уровни при установлении ледостава и появлении льда); характеристики заторов (повторяемость, максимальные уровни воды и их заторные составляющие). Для оценки ледовой опасности использованы такие показатели как повторяемость выхода воды на пойму в период весеннего ледохода; повторяемость лет, когда максимальный годовой уровень воды сопровождается ледовыми явлениями; характеристики заторов льда (повторяемость, максимальные уровни воды и их заторные составляющие); продолжительность физической навигации, характеристики периодов замерзания и очищения ото льда.

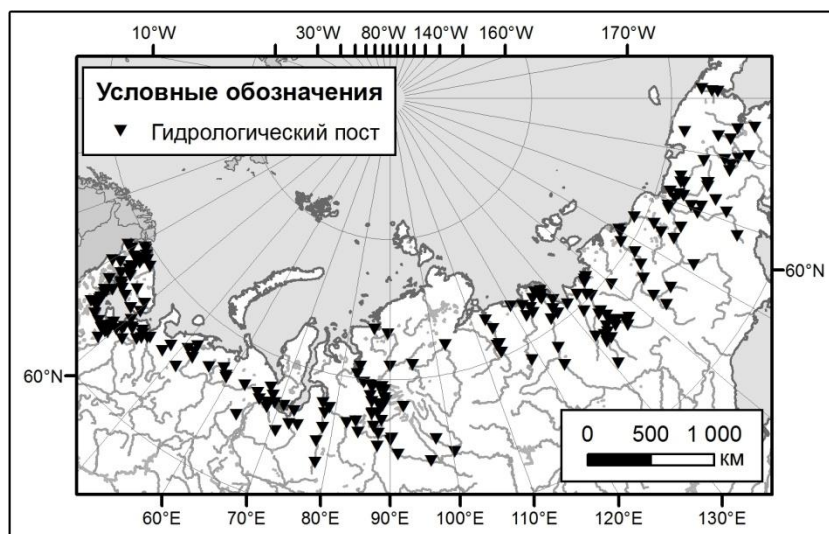


Рис. 1. Исследуемая территория

Для описания ледового режима рек исследуемой территории потребовалось восстановление коротких рядов

данных, которое проводилось методом гидрологической аналогии с использованием информации по створам, расположенным на реках со схожими физико-географическими условиями и характеристиками водосборов. Для оценки характеристик ледового режима за современный период был выбран 1981–2010 гг., для оценки современных изменений сравнивались два периода: 1961–1990 и 1991–2013 гг. [2].

К опасным ледовым явлениям на территории России относятся [5]: образование внутриводного льда и шуги, зажоры, раннее появление льда и установление ледостава при низких уровнях воды, наледи, промерзание, низкая толщина и прочность льда в период ледостава, густой ледоход при высоких уровнях воды, заторы, навалы льда, позднее вскрытие и очищение на низких уровнях.

Для Арктической зоны России наибольшие затруднения в связи с ледовыми явлениями на реках население и хозяйство испытывают при наводнениях (заторного или зазорного происхождения), при повреждении гидротехнических сооружений во время густого ледохода, а также при организации судоходства и ледовых переправ [1]. Исследование ледового режима необходимо для обеспечения безопасности населения и хозяйства в холодный период года. Имеющиеся статистические и картографические обобщения характеристик ледового режима для рек бывшего СССР относятся к 1970–1980 гг. [3, 4] и должны быть обновлены.

Лед на реках исследуемой территории появляется в среднем в октябре – первых числах ноября: для северо-востока в первых числах октября, для азиатской части – в середине октября, для рек бассейна Белого моря – в первых числах ноября. Замерзание на средних и больших реках

сопровождается шугоходом и ледоходом, на реках Карелии и Кольского полуострова – образованием зажоров.

Изменение характеристик ледового режима в период замерзания в последние годы выражается в смещении сроков появления льда и установления ледостава в сторону более поздних. Для низовьев бассейнов рр. Онега, Северная Двина и Печора – 5 – 10 сут, для рек Кольского полуострова, а также для азиатской части – 3 – 5 сут.

Для большинства рек исследуемой территории характерен устойчивый ледостав, исключения составляют порожистые участки и истоки из крупных озер. Ледостав также не наблюдается на участках сброса промышленных сточных вод, ниже плотин ГЭС.

Средняя продолжительность ледостава колеблется в широких пределах и составляет от 150 сут для рек южного побережья Белого моря до 230 сут для северо-востока территории.

Для средних и крупных рек толщина льда к концу зимнего периода в среднем достигает 50–70 см, для бассейна р. Печора – до 80–100 см. Для рек азиатской части из-за образования наслуда и наледей толщина льда к концу зимы чаще превышает 1 м.

Средние сроки окончания ледостава имеют четкое пространственное распределение по территории: в последней декаде апреля заканчивается период ледостава на рр. Онега, Северная Двина и на реках Карелии; в первой декаде мая – на большинстве рек Кольского полуострова; во второй декаде мая – на реках Большеземельской тундры. На реках бассейна р. Обь весенние процессы начинаются 15–20 мая, для остальной части – в конце мая. На малых и

карстовых, а также перемерзающих реках весеннего ледохода не наблюдается, лед тает на месте. Для средних и больших рек весенний ледоход наблюдается ежегодно.

Средние сроки очищения ото льда для рек южного побережья Белого моря наблюдаются в начале мая, для рек Кольского полуострова – в середине, а для рек бассейна р. Печора – в конце мая.

Изменение характеристик ледового режима в период вскрытия в последние годы выражается в смещении сроков окончания ледостава, вскрытия и очищения ото льда в сторону более ранних. Большинство рек исследуемой территории вскрываются по динамическому типу и смещение сроков весенних ледовых явлений часто обусловлено наблюдаемыми изменениями водного режима. На средних и больших реках исследуемой территории максимальные уровни воды ежегодно наблюдаются в период весеннего половодья и часто сопровождаются ледовыми явлениями, например весенним ледоходом и образованием заторов льда. На реках Карелии и южного побережья Белого моря максимальные годовые уровни воды сопровождаются ледовыми явлениями примерно в половине случаев, на реках Кольского полуострова и Северного края в 70–80% случаев, на реках азиатской части (бассейны рр. Енисей и Лена) – до 100%.

Благодаря суровой зиме и большому количеству льда в бассейнах рек в весенний период на отдельных участках образуются заторы льда. Для рек Кольского полуострова и Карелии подъем уровня воды при образовании заторов в большинстве случаев не превышает 1,0 м, для рек Северного края до 3 м и более. Наиболее мощные заторы образуются на р. Лена.

Реки являются важными транспортными артериями для Арктической зоны России. Традиционно большое количество населенных пунктов расположено именно вдоль рек и транспортная доступность в таких случаях часто зависит от организуемых паромных и ледовых переправ.

Продолжительность физической навигации в целом уменьшается при движении с запада на восток в пределах исследуемой территории: для северо-востока территории она составляет 120 сут, для рек Западной Сибири – 130—140 сут, для бассейна р. Печора – менее 150 сут, для низовьев рр. Северная Двина и Онега – 170–180 сут, для южного побережья Белого моря – 190 сут и более.

При организации судоходства и ледовых переправ наиболее проблемными являются два периода: 1) от появления льда осенью, когда навигация закрывается до установления ледостава и устойчивых морозов, когда возможно строительство ледовой переправы; 2) от начала весенних ледовых процессов и закрытия ледовых переправ до очищения ото льда и открытия навигации. Для оценки ледовой опасности стоит учитывать как среднюю продолжительность этих периодов, так и изменчивость этих значений. Среднеквадратическое отклонение для продолжительности замерзания составляет 10–15 сут, для периода очищения – 5–10 сут.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова С.А., Фролова Н.Л. Ледовый режим рек севера Европейской территории России // *Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики*. М.: Лига-Вент, 2015. С. 35–47.
2. ВМО – №100. Руководство по климатологической практике. 2014. 147 с.

3. Гинзбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза // Труды Гидрометцентра СССР. Вып. 118. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 116 с.
4. Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 246 с.
5. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России. М.: РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, 2015. 348 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ И ДЕЛЬТЕ Р.СЕЛЕНГА ЗИМОЙ 2014-2015 ГГ.

Д.Н. Айбулатов, А.Г. Косицкий

Московский Государственный Университет им. М.В.

Ломоносова

e-mail: gidroden@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Изучение ледовых явлений в нижнем течении и устьях рек является трудоемкой и важной задачей гидрологии. Для р. Селенга, которая находится под значительным влиянием озера Байкал и г. Улан-Удэ в зимний период, такие исследования практически не проводились.

В работе проведен анализ пространственного распространения толщины льда для основного русла рек Селенга и Уда и для 12 дельтовых рукавов в 16 створах и их зависимость от основных гидроморфометрических параметров.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты получены во время комплексной зимней экспедиции в январе-феврале 2015 г. Одним из важнейших видов исследований являлась ледовая съемка для определения мощности речного ледяного покрова. Измерения проводились на реках Селенга и Уда в черте города Улан-Удэ, в вершине дельты р. Селенги, а также же в основных протоках и рукавах дельты в разной степени удалённости от оз. Байкал.

Средняя мощность ледяного покрова варьировалась от 42 см до 118 см на р. Селенге и от 55 см до 89 см на р. Уда. Наибольшие значения мощности льда наблюдались на р. Селенга в черте города Улан-Удэ и составляли 150 см при ширине русла 268 м. На реках у г. Улан-Удэ формируется более мощный ледяной покров, чем в дельте р. Селенги. Эта разница составляет 11 см, что объясняется тем, что климат города резко континентальный с суровой зимой, тогда как Байкал оказывает обогревающее воздействие. В начале февраля из-за относительно теплой зимы ледостава на озере Байкал еще не было.

В черте города Улан-Удэ наблюдаются хорошие корреляционные зависимости мощности льда от основных морфометрических и гидравлических характеристик русла. Зависимость толщины льда от ширины русла линейная. Так, большей ширине потока соответствует меньшая мощность ледяного покрова. Наблюдается неплохая связь с глубиной реки: с увеличением глубины толщина льда увеличивается. Обратная зависимость наблюдается от скорости потока, то есть чем больше скорость, тем меньше мощность льда (рисунок 1). Толщина льда на Селенге выше г. Улан-Удэ значительно превышает мощность льда на створе, расположенном ниже города, в среднем на 43 см и максимум на 50 см. Глубина на створе выше города больше

и скорости течения значительно превышают скорости на створе, находящимся ниже по течению, что обуславливает формирование более мощного ледового слоя. Более тёплые воды, формирующиеся в г. Улан-Удэ препятствуют образованию большой толщины льда ниже по течению. Влияние Улан-Удэ обуславливает формирование наименьшей толщины льда на р. Уда в центральной части города (20 см).

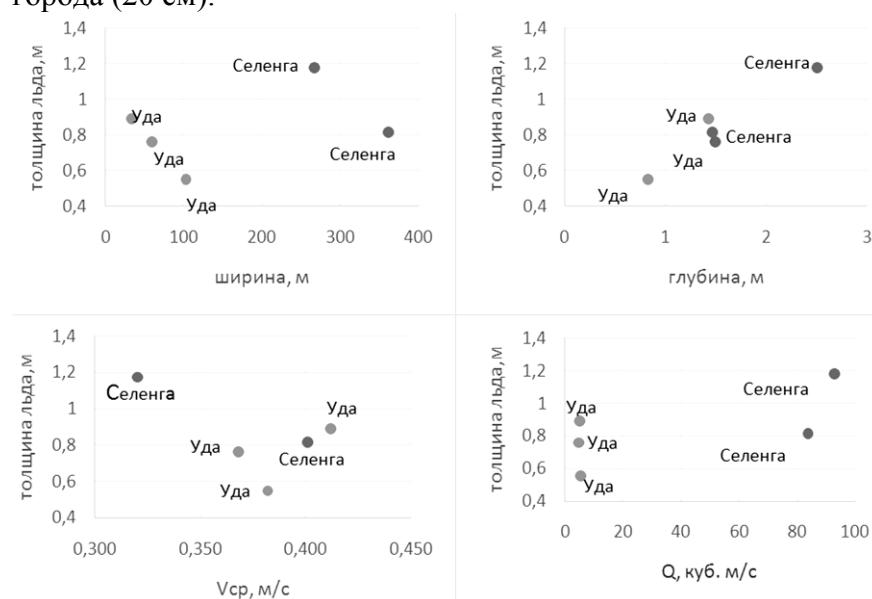


Рис. 1. Зависимости толщины ледяного покрова рр. Селенга и Уда у г. Улан-Удэ от ширины, глубины, скорости потока и расхода воды

В вершине дельты р. Селенги при низких меженных скоростях течения (менее 0.37 м/с) и значительной глубине (до 1.8 м) формируется наибольшая мощность ледяного покрова 0.68 м. Большие скорости течения (до 1 м/с) наблюдаются при глубине 2.5 м в 16 м от уреза левого

берега, что предполагает относительно небольшую толщину льда, а именно 38 см.

Различия в значениях мощности льда в дельте достигают 10 см и характеризуются степенью удалённости от оз. Байкал. В основном потоке р. Селенги мощность льда варьируется, но в целом уменьшается при подходе к оз. Байкал с 83 см до 70 см. В протоке Лобановская, несущей свои воды на восток, наблюдается уменьшение толщины покрова при впадении в оз. Байкал на 5 см. На юго-западе впадает протока Левобережная, где мощность ледяного покрова увеличивается на 15 см, что связано с локальными особенностями русла и микроклимата. Поэтому однозначных зависимостей толщины ледяного покрова от расположения створов, считая от вершины дельты, нет. Дельтовый район исследований не определяется однозначными соответствиями толщины льда с характеристиками русла. Связь с шириной и глубиной проток практически отсутствует. Скорость потока влияет также как у г. Улан-Удэ, однако здесь эта связь менее однозначна.

Однако, если рассмотреть влияние характеристик потока на основные протоки дельты в отдельности, то хорошая взаимосвязь наблюдается у мощности льда протоки Лобановской. На глубоких участках русла образуется большая толщина льда, чем на мелководных (зависимость практически линейная). Также прослеживается зависимость мощности ледового покрова на пр. Лобановская от скорости течения и расхода воды, квадраты коэффициента корреляции составляют 0.77 и 0.91 соответственно. Данные зависимости на других протоках довольно неоднозначны.

Одним из наиболее простых способов оценки нарастания льда на реках служит установленная Ф.В. Быдиным [1]

эмпирическая связи толщины льда с суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха:

$$h_{\text{л}} = 2\sqrt{\sum |\theta_{-}|} \quad (1)$$

По данным среднесуточных температур воздуха метеостанций гг. Кабанск и Улан-Удэ с 28.09.2014 по 06.03.2015 [2], установлено, что расчётная толщина льда вблизи Улан-Удэ и для дельты Селенги составляет 85 см и 72 см, что полностью соответствует действительности.

На толщину льда влияет снежный покров: чем его толщина больше, тем меньше толщина льда под снегом. Снежный покров не превышал первых десятков см, вследствие чего образовалась значительная толщина льда, которая наблюдалась за время экспедиции.

При динамическом типе формирования ледяного покрова, что свойственно Селенге, образуется торосистый ледяной покров. Торосы наблюдались на Селенге в черте г. Улан-Удэ и в вершине дельты, достигая высоты 0,7 м. В основном торосы наблюдались на стрежне самых крупных водотоков и были сформированы, вероятно, во время прохождения осеннего ледохода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быдин Ф.И. Зимний режим рек и методы его изучения. Исследования рек СССР. – Л.: Изд. ГГИ, 1933. – 237 с.
2. Официальный сайт ВНИИГМИ-МЦД www.meteo.ru.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ РАВНИННОЙ РЕКИ В УСЛОВИЯХ ЛЕДОСТАВА (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЙ ОКИ)

**А.М. Алабян, К.М. Беркович, А.К. Ильясов,
Л.А. Турыкин**

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

Колебания уровня воды в реке в зимний сезон зависят от режима стока и процесса ледообразования в русле. Общую характеристику уровенного режима можно получить по данным водомерных постов. При более детальных исследованиях необходимо выполнять нивелирование продольного профиля водной поверхности.

Связка уровней выполнялась со льда посредством бурения льда на участке 941-931 км судового хода и в районе г. Каширы. Ниже по течению Каширской ГРЭС, где отсутствует ледостав, измерения выполнялись на урезе воды. Для получения отметок водной поверхности использовались высокоточные спутниковые методы. Планово-высотное обоснование выполнялось относительно пунктов государственной геодезической сети и Речгипроречтранса. Полученные точности позволяют использовать спутниковые методы для нивелирных работ IV класса. Отметки водной поверхности измерены в точках, расположенных по линии наибольших глубин с расстоянием между ними 0,5-1 км. Одновременно при однодневной связке уровня водной поверхности измерялся расход воды.

По отметкам был получен рабочий профиль водной поверхности. Результаты измерений использовались для

расчета отметок при свободной поверхности при том же расходе воды на участке 941-931 км судового хода. При образовании ледяного покрова меняется характер движения потока, так как нижняя поверхность льда усиливает сопротивление движению воды, в результате чего пропускная способность живого сечения снижается. Сопротивление такого русла характеризуется обобщенным коэффициентом шероховатости. Зависимость для обобщенного зимнего коэффициента шероховатости (n_3) имеет следующий вид:

$$n_3 = n \left[1 + \left(\frac{n_{\text{л}}}{n} \right)^{1.5} \right]^{0.67},$$

где n - коэффициент шероховатости открытого русла, $n_{\text{л}}$ - коэффициент шероховатости нижней поверхности льда.

Коэффициент шероховатости (n) открытого русла Оки на участке однодневной связи при проектном уровне составляет 0,027, коэффициент n_3 в конце зимы - 0,030. Величина выступов шероховатости льда и дна, соответственно, равна 0,00012 и 0,046. В соответствии с этим, приращение глубины составляет 0,1 от глубины русла подо льдом. Поскольку на участке однодневной съемки поток находился в слабонапорном состоянии и вода в лунках стояла вровень с поверхностью льда, поправку за счет подъема воды в лунке следует в нашем случае принять равной средней по участку толщине льда, т.е. 0,42 м. Для перехода от измеренной максимальной глубины русла к средней принят коэффициент 0,65. Вычисленная по приведенным выше зависимостям поправка составляет в среднем 55 см и меняется от 51 до 61 см в зависимости от глубины русла.

По результатам было выявлено, что ледостав на верхней Оке деформирует продольный профиль водной поверхности. Но при сравнении расчетных показателей с

натурными измерениями выполненными в летний период при тех же расходах отметки высот разнятся.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ТОРОСИСТОГО ОБРАЗОВАНИЯ У СТЕНКИ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО СООРУЖЕНИЯ

О.М. Андреев*, Р.А. Виноградов*, А.С. Демешкин**

** ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия*

*** Северо-Западный филиал ФГБУ «НПО «Тайфун», Санкт-Петербург, Россия*

e-mail: vinra@yandex.ru

Развернувшаяся в последнее десятилетие активная добыча углеводородов в Арктике, в том числе и на шельфе, привела к строительству различных гидротехнических сооружений (ГТС) непосредственно в море. Примерами такого строительства являются Новопортовский (Обская губа) и Варандейский нефтеналивные терминалы, морская ледостойкая платформа (МЛСП) «Приразломная» (Печорское море). По климатическим условиям все эти объекты большую часть года находятся в окружении припайного или дрейфующего льда.

Дрейф ледяных полей приводит к торошению льда у ГТС и образованию навалов льда на откосные борта сооружения, так как ГТС при этом выступает, как препятствие. Причем, при определенных условиях массы образующегося у борта сооружения деформированного (битого, ломаного) льда могут достигнуть дна и навал, опирающийся на откосный борт, перейдет в стамуху, т.е. неподвижное торосистое

образование, сидящее на грунте [3]. Можно сказать, что произойдет «застамушивание» навала. Поскольку по внешним признакам (без обследования подводной части) невозможно достоверно определить, на что именно опирается возникшее торосистое образование (на стенку ГТС или грунт у стенки) будем считать термины «навал» и «стамуха» равнозначными, если иное не указано дополнительно.

Данный природный феномен наблюдается ежегодно у борта МЛСП «Приразломная». Причем отмечено, что подобное явление характерно для всех четырех сторон платформы, но наиболее часто наблюдается с западного и восточного бортов. Рассмотрим основные особенности навалообразования у ГТС, на примере платформы «Приразломная»:

- торшение льда происходит у крутонаклонной стенки (отклонение от вертикали около 30 град.);
- относительно малая глубина места постановки ГТС (порядка 17-20 м), позволяющая образоваться стамухе;
- высокая скорость навалообразования (от десятков минут до нескольких часов);
- навалообразование происходит при относительно небольших толщинах льда (от 30 см);
- толщина слоя снега на поверхности льда при этом может быть значительна (до нескольких десятков сантиметров).

Формирование внутренней структуры торосистого образования представляется развивающимся по следующим сценариям. Во-первых, сжатия дрейфующего льда у борта ГТС приводит к нагромождению обломков льда с созданием своеобразного упорядоченного «слоёного пирога» из льда и снега. В каждый момент времени, вновь образующиеся верхние слои навала давят своим весом на

нижние. При этом происходит опускание нижележащих слоев навала под уровенную поверхность, сопровождаемое сжатием снежных прослоек. Спрессованный снег между блоками льда играет роль изолирующей уплотняющей прослойки, которая препятствует проникновению морской воды внутрь образующейся структуры.

Сформированное таким образом торосистое образование, достигнув нижними слоями дна, приобретает свойства стамухи. Вес надводной части не только полностью компенсирует действие архимедовых сил от киля стамухи, но и продолжает давить на снежные прослойки внутренних слоев, дополнительно уплотняя их и мешая проникновению воды внутрь.

При совместном действии колебаний уровня (прилив, нагон и др.) и отрицательных температур внешний слой по периметру стамухи смерзается, образуя пояс льда. Надводная часть (парус) также может быть подвергнута смерзанию в результате смешанного обледенения. Таким образом, парус и часть стамухи в зоне переменной ватерлинии может покрыться за короткое время своеобразным «ледяным панцирем». Под ним остаются сжатые блоки льда с прослойками уплотненного снега, которые препятствуют смерзанию блоков под действием давления вышележащих слоев (режеляции). Внешний же «панцирь», препятствуя проникновению воды внутрь этой части стамухи, мешает образованию внутреннего консолидированного слоя стамухи по «классическому» сценарию под действием отрицательного теплового баланса. Такой внешний консолидированный слой больше похож на скорлупу ореха, чем на косточку внутри плода.

Второй механизм формирования внутренней структуры стамухи связан с зонами беспорядочного нагромождения

блоков льда, между которыми остаются пустоты свободные для проникновения воды извне. В отличие от торосов, у стамухи ватерлиния является переменной из-за колебаний уровня моря. Образующиеся начальные виды льда осаждаются и примерзают на поверхности ледяных блоков при изменении уровня. Таким образом происходит постепенное заполнение пустот в теле стамухи на всю высоту колебаний ватерлинии. В результате внутренняя консолидация льда в стамухе в слое порядка 1,5-2,0 м может произойти существенно быстрее, чем в торосе при классической схеме промерзания.

Третий механизм заключается в смерзании блоков льда (режеляции) под действием давления вышележащих слоев. Время и сила смерзания зависит от давления, температуры и среды нахождения блоков. Для характерных размеров стамух и условий их существования полная смерзаемость может наступать спустя уже 1-2 месяца [4].

Описанные выше механизмы формирования внутренней структуры торосистого образования у борта ГТС противоречат «классическому» подходу для тороса. Обычно, при анализе особое внимание уделяется консолидированному слою, образуемому внутри тороса на уровне ватерлинии и растущему под действием отрицательного теплового баланса. Оценить толщину консолидированного слоя в навале (стамухе), в такой постановке, можно с использованием термодинамической модели эволюции торосистого образования.

В качестве модели для исследований была использована одномерная термодинамическая модель эволюции торосистого образования [1, 2]. В этой модели делается предположение, что в парусе стамухи поровые воздушные пространства изолированы и не связаны с атмосферой. В

киле стамухи поры обязательно свободно связаны с нижележащими слоями воды. Блоки льда, составляющие киль стамухи, имеют температуру, равную температуре замерзания воды. Консолидированный слой формируется в результате замерзания морской воды, заполняющей поровые пространства между кусками льда внутри килля стамухи. Ватерлиния считается неподвижной относительно стамухи. В таблице 1 представлены результаты расчета толщины консолидированного слоя в стамухе, образованной 25 января у борта МЛСП «Приразломная», которая оценивалась по среднемесячным многолетним метеорологическим данным для коэффициентов заполнения подводной части 0,70/0,88.

Таблица 1.

Расчетная толщина консолидированного слоя в стамухе при разных условиях

Дата	Толщина консолидированного слоя (м) при разной высоте паруса для заполнения килля 0,70/0,88			
	1 м	2 м	4 м	8 м
1 февраля	0,14/0,21	0,10/0,14	0,05/0,09	0,03/0,05
15 февраля	0,33/0,46	0,23/0,32	0,12/0,19	0,07/0,12
28 февраля	0,49/0,67	0,34/0,47	0,17/0,27	0,10/0,17
15 марта	0,65/0,88	0,46/0,63	0,24/0,36	0,14/0,22
31 марта	0,80/1,09	0,57/0,78	0,31/0,46	0,17/0,28
15 апреля	0,92/1,23	0,67/0,90	0,37/0,54	0,20/0,33
30 апреля	1,01/1,37	0,74/1,00	0,43/0,62	0,23/0,38

Как видно из приведенной таблицы, консолидированный слой уже через месяц после образования торосистого образования может достигать достаточно значительных величин. А на третий месяц жизни образования, минимальная толщина консолидированного слоя может превосходить метровое значение.

Однако в реальности, по наблюдениям, проведенным в ходе экспедиционных работ у борта МЛСП в марте 2016 года, консолидированный слой у торосистого образования отсутствовал. Более того, не наблюдалась никаких признаков наличия воды во внутренней области торосистого образования находящихся ниже ватерлинии на глубинах до метра и более. Присутствие в таких местах чередующихся слоев льда и спрессованного снега было повсеместным.

Следствием такого механизма формирования внутренней структуры торосистого образования является его слабая устойчивость относительно природных или техногенных воздействий. Любое изменение баланса сил в районе ватерлинии, приведет к разрушению внешнего панциря, а отсутствие консолидированного слоя способствует распаду торосистого образования на части. Однако при большей продолжительности жизни стамухи начинают проявляться и другие механизмы формирования внутренней структуры. Это подтверждается характерным видом естественного разрушения стамухи (раскалывание на 2 или более частей) после достижения возраста 1-2 месяцев и более.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев, О.М. Моделирование промерзания и таяния торосов на шельфе острова Сахалин / О.М. Андреев, Б.В. Иванов // Метеорология и гидрология. – 2008. – N 10. – С. 62-69
2. Андреев, О.М. Термодинамическое моделирование эволюции торосистых образований в Арктическом бассейне / О.М. Андреев // – Снег и лед, – 2011, – №1, – С.69-74.
3. Гляциологический словарь. Под ред. В. М. Котлякова. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 527 с.
4. Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника. – Л.: Изд-во «Морской транспорт», 1963. – 348 с.

ПЕРЕСТРОЙКА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БЕРЕГОВОГО ПРОФИЛЯ ПРИ ПРОМЕРЗАНИИ ПЛЯЖЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФОРМИРОВАНИИ НАЛЕДИ В УСЛОВИЯХ ПРИЛИВНОГО МОРЯ

В.В. Афанасьев

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия
e-mail: vvasand@mail.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Установлено, что при переходе температур на среднесуточные минусовые отметки, активная морфолитодинамическая фаза развития береговой зоны не прекращается.

Изменение волногасящих свойств пляжа при промерзании пляжевых отложений, изменение профиля берегового склона при формировании наледей, моделирование подводного рельефа под припайными льдами приливо-отливными течениями определяет характер рельефообразования на берегах приливных субарктических морей.

ПЕРЕСТРОЙКА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БЕРЕГОВОГО ПРОФИЛЯ

Нами было отмечено, что в условиях однородного берегового уступа, при сравнимых параметрах пляжа (основной волногасящей структуры) и гидродинамического воздействия) наиболее интенсивный размыв происходит в ноябре - январе. В этот период на верхних уровнях берегового профиля, которые являются волногасящими для штормовых условий при максимальных приливах,

происходит промерзание пляжевых отложений на глубину до 40-50см и обусловленное этим ухудшение их волногасящих (главным образом дренажных и шероховатости) свойств.

Согласно наблюдениям, растепляющее воздействие моря в период интенсивного гидродинамического события не успевает восстановить волногасящие свойства пляжа и береговой уступ размывается т.к. высота отметок заплеска увеличивается на 30-45%.

Расчеты же показали, что для песчано-галечного пляжа высота наката составляет:

$$h_{run1\%} = k_r k_p k_{sp} k_{run} h_{1\%}, = 2,21 \text{ м} \quad (1)$$

Для гладкого же откоса (ледяного) тех же морфометрических параметров высота наката составляет $h_{run1\%} = 5,67 \text{ м}$

Выпадение и метелевое перераспределение снега по профилю пляжа существенно моделирует ситуацию. Наблюдения показали что теплофизические свойства снега играют существенную роль в сезонных изменениях морфолитодинамических свойств пляжевых отложений[1].

Снежный покров высотой более одного метра в ветровой тени берегового уступа низких морских голоценовых террас мало того, что исключает промерзание, как отложений тыловой закраины пляжа, так и собственно берегового уступа, но и оказывает на них растепляющее воздействие. Снежный покров высотой более 0.40 м при наблюдаемом режиме температур воздуха исключает дальнейшее промерзание пляжевых отложений.

Формирование устойчивых береговых наледей и припая происходит примерно через 1.5-2 месяца после начала промерзания отложений пляжа и весь период «открытого моря» морфолитодинамические процессы в системе пляж–береговой уступ весьма активны.

Непосредственные измерения в волноприбойной зоне для определения характера воздействия наледи на морфолитодинамику береговой зоны практически не возможны (рис 1). Модель же показала, что при формировании наледи происходит увеличение уклонов прилегающей части берегового склона (рис 2)

Для моделирования был использован квазиравновесный профиль, сложенный песком 0.3 мм.



Рис. 1. Наледь в приурезовой части в фазу прилива

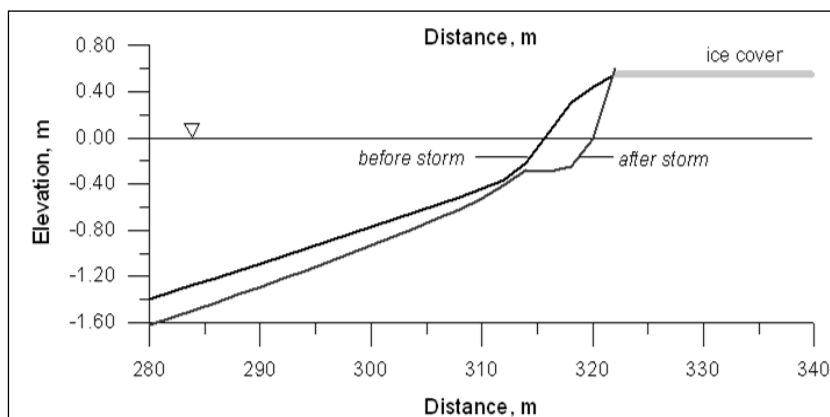


Рис. 2. Перестройка профиля пляжа при формировании наледи (модель)

Глубина на морской границе – 8 м, возвышение пляжа – 1.5 м, длина профиля – 400 м.

Предполагалось, что часть пляжа, расположенная за валом, покрыта льдом, и превратилась в неподвижную поверхность. После этого прошел шторм, подходящий по нормали к берегу. Средняя высота волн на глубокой воде – 1.8 м, средний период волн – 7 с, продолжительность – 12 ч. В результате сформировался профиль, показанный на рис.2.

Увеличение крутизны берегового профиля и соответственно глубин в приурезовой зоне приводит к увеличению высоты заплеска. Соответственно обломочный материал, забрасываемый в зону наледи характеризуется повышенной крупностью. Этот эффект был установлен при изучении разрезов наледи (рис 3) и при анализе участков пляжа с растаявшими наледями (рис 4).



Рис. 3. Переслаивание льда и песчано гравийных отложений пляжа в зоне наледи



Рис. 4. Строение «оттаявших» пляжевых отложений сформированных в период наледиобразования

Ранее нами были рассмотрены деформации подводного берегового склона приливо-отливными течениями под припайными льдами [2].

Учитывая вышеизложенное, мнение о прекращении активной морфолитодинамической фазы развития береговой зоны при переходе температур на среднесуточные минусовые отметки, положенное в основу соответствующего раздела “Методические рекомендации по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных процессов в системе государственного мониторинга геологической среды”, представляется нам ошибочным [3]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Afanasiev V.V., Zhiruev S.P., Okopnii V.I. The snow mantle influence on morphodynamic properties of the sand beaches of the sub-arctic seas // Тез. докл. междунар. симп. “Физика, химия и механика снега”, 12–17 июня 2011 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2011. С. 216–217.
2. Афанасьев В.В., Мыглан М.Ю., Типер А.И. Развитие бухтового берега в условиях 50-ти лет техногенного воздействия (Чукотское побережье) // Геогр. исслед. морских побережий. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1998. С. 35–43.
3. Шеко А.И., Постоев Г.П., Круподеров В.С. и др. Методические рекомендации по составлению долгосрочных прогнозов экзогенных геологических процессов в системе государственного мониторинга геологической среды. М.: ВСЕГИНГЕО, 1999. 79 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЗАТОРА ЛЬДА С ПОМОЩЬЮ БЕСПИЛОТНОГО ЛЕТАЛЬНОГО АППАРАТА НА УЧАСТКЕ Р. МСТА У Д. МАЛЫЙ ПОРОГ¹

А.А. Банщиков, Л.С. Банщикова *****

** Государственный Гидрологический институт, Россия,
Санкт-Петербург,*

*** НПО «Гидротехпроект», Россия, Валдай*

ВВЕДЕНИЕ

Своевременное принятие решения о выборе вариантов воздействия на процесс заторообразования в критических быстроразвивающихся ситуациях возможно только на основе четкой информации о состоянии ледового затора в реальном времени, которую можно получить, используя в том числе визуальные данные, полученные с помощью беспилотных летательных аппаратов (БЛА).

В работе рассматривается пример получения таких данных, характеристики ледового режима и параметров затора, сформировавшегося на река Мста у д. Малый Порог в феврале 2016 года.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЗАТОРА ЛЬДА С ПОМОЩЬЮ БЛА

Одной из основных задач при наблюдении за ледовыми явлениями на реках является предотвращение негативных

¹ Работа выполнена в рамках Проекта РФФИ № 15-45-06003, «Конкурс РФФИ - Новгородская область – (№15-41-07000) – р_г».

последствий опасных гидрологических явлений – заторов и зажоров, с целью минимизации ущерба.

Места формирования головы затора, не всегда доступны для проведения наземных измерительных работ, а космическая съемка и аэрофотосъемка, несмотря на возможность оценки всего заторного скопления, не всегда эффективны [5]. Масштаб полученных снимков не позволяет в полном объеме определить местные особенности заторов. Среди прочего, получение спутниковой и аэросъемочной информации достаточно трудоемко, затратно и занимает много времени, т.е. полученная в результате визуальная информация устаревает и не может быть оперативной. Поэтому применение снимков, полученных с помощью БЛА является наиболее целесообразным при ледовой разведке.

Для обработки данных съемки с квадрокоптера и получения максимально точных результатов важно, чтобы снимки в одном маршруте имели тройное перекрытие, а перекрытие между снимками соседних маршрутов при площадной съемке составляло не менее 20% [4].

Для разработки методики определения параметров заторов и зажоров льда был выбран участок на р. Мста у д. Малый Порог – с. Опеченский Посад. Русло реки на рассматриваемом участке умеренно извилистое, с большим числом порогов – (Рык, Вяз, Печник, Выпь (Большой), Лестница) [2], средний уклон на участке 1,6 ‰. Пойма перемежающаяся, преимущественно правобережная, до 50м шириной, на которой расположена зона рекреации и отдыха, левый берег крутой. Повторяемость заторно-зажорных явлений 65%.

Ледовый режим реки во многом определяется климатическими условиями. Поскольку зима 2015-2016 года в Новгородской области была теплой (средняя температура декабря – плюс $0,28^{\circ}\text{C}$, января – минус $12,1^{\circ}\text{C}$, февраля- минус $0,98^{\circ}\text{C}$, марта – минус $0,30$ [1], только в декабре-январе наблюдались существенные понижения температуры воздуха в отдельные дни, когда и произошло формирование ледяного покрова.

Уже в первой декаде февраля, вслед за резкими заморозками, наблюдались оттепели, а затем снова заморозки. На многих участках р. Мста, в том числе и на рассматриваемом, сложилась благоприятная обстановка для формирования заторов льда.

Также, в условиях пониженной водности, произошло обнажение значительной части порогов и отмелей (рисунок 1), что способствовало формированию шуги и задержке транспорта льда.

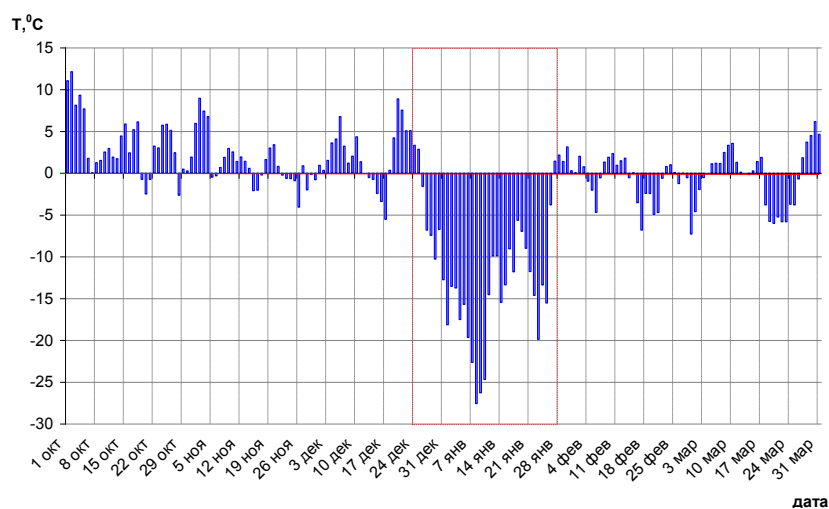


*Рис. 1. Температура воздуха м/с Боровичи,
01.10.2015-31.03.2016гг.*

Для получения характеристик заторного участка были выполнены следующие виды работ: проводилась ежедневная фотофиксация обстановки на заторном участке дистанционно управляемой по радио- или GSM-каналу камерой, для определения пространственно-временных параметров ледового режима (осенний ледоход, ледостав, образование промоин, закраин и т.д.). Подобный способ применим на удаленных участках при экспедиционных исследованиях, ввиду отсутствия наблюдательной сети как таковой, и позволяет оперативно, в случае образования зажора или затора прибыть на участок.

Затем, при наиболее благоприятных условиях за зимний период было выполнено 5 полетов БЛА.

Следует отметить, что предварительный (рекогносцировочный) полет весьма желательно выполнить в условиях свободного ото льда русла, в период летней или осенней межени, для определения характерных участков – порогов и кос, осерёдков и отмелей.

Следующий – полет выполняется при сплошном ледоставе, третий - в момент, когда на реках начинаются подвижки льда. При этом фиксируются участки с торосами, ширина закраин, местоположение крупных полыней и открытых участков. Фиксируется характер продвижения головы затора, скорость подъема уровня воды, притока ледового материала с участков выше по течению, ледовая обстановка ниже по течению. Полеты выполняются от одного до пяти раз в сутки, в зависимости от сложности ледовой обстановки.

На рисунке 3 представлен один из снимков полученный с помощью беспилотного летательного аппарата, когда выше

по течению за с. Малый Порог образовался затор льда – между порогами Рык и Вязь.

На участке выше и ниже по течению практически всю зиму наблюдался несплошной ледостав, на более чем на 50% от ширины русла. Так же с первой декады января – по третью декаду февраля зазоры льда наблюдались у с. Березовский Рядок. При потеплении, в конце первой декады февраля ледовый материал – шуга и смерзшиеся льдины спустившись ниже по течению, остановились в километре ниже с. Малый Порог.

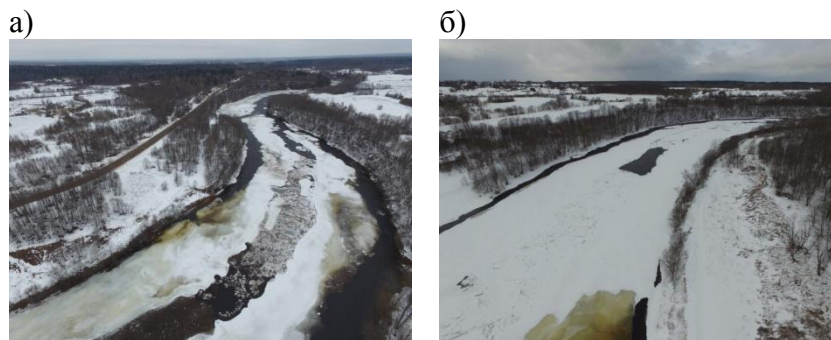


*Рис.2. Участок р. Мста у с. Малый Порог
а) 12.02.2016 б) 23.02.2016.*

Голова затора установилась на 312 километре от устья 12 февраля, после прорыва, которых ледовый материал переместился к с. Малый Порог. Это участок со спокойным течением – плес, выше и ниже по течению перекаты, где сплошной ледостав не наблюдался в течении всей зимы.

Полученные в последующие дни снимки, выявили незначительное передвижение головы заторы и нарастание его мощности. В первых числах марта затор разрушился под действием тепла и несущей скорости потока.

Распространение тела затора зафиксировано на протяжении 2,5 км.

На основе полученных снимков с помощью картографического материала составлена схема ледовой обстановки, аналогичная схемам, составляемым при авиационной ледовой разведке.

Таким образом, первичные результаты использования БЛА при изучении и мониторинге ледовой обстановки и заторов являются достаточно актуальными и надежными. С помощью серии снимков можно определить следующие характеристики: протяженность заторного (зажорного) скопления; положение головы затора (зажора); состав, параметры льдин и шуговых полей.

Также важным фактором является мобильность этого метода - оперативно можно определить не только параметры заторного участка, но и возможна оценка ледовой обстановки участка реки ниже по течению (для мер по борьбе с заторами), выше по течению (оценить приток ледового материала), динамику развития, плановые координаты элементов заторов (зажоров) и зоны затопления.

В применяемом БЛА встроена функция определения относительной высоты при помощи встроенного датчика давления, в полёте записывается пространственное положение аппарата. На основе этих возможностей разрабатывается метод определения заторных уровней воды, принцип которого надеюсь доложить вам в ближайшее время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архив погоды по Новгородской области <http://rp5.ru>.
2. Горная Мста: Пороги. <http://www.msta-r.ru/rifts>.
3. Каталог заторных и зажорных участков рек СССР. Том 1 — Л.: Гидрометеиздат, 1976. - С. 518.
4. Лагунов А.Ю., Поздеев В.А., Тягунин А.В., Федин Д.А. Особенности дистанционного определения толщины льда с использованием БПЛА // Научные труды Sword. Т. 6. № 3, С. 64-74.
5. Методические указания по борьбе с заторами и зажорами льда. ВСН - 028-70. - Л.: Энергия, 1970. - 156 с.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕКИ ЛОВАТЬ И ЕЕ ПРИТОКОВ¹

Л.С. Банщикова*, А.А. Банщиков**, М.В. Соболев **, С.В. Хвалев****

** Государственный Гидрологический институт, Россия, Санкт-Петербург,*

*** НПО «Гидротехпроект», Россия, Валдай*

ВВЕДЕНИЕ

Ледовый режим на реках России наблюдается большую часть года. Многолетние данные о совокупности закономерно повторяющихся процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований на реках позволяют наиболее рационально использовать водный объект, в том числе минимизовать риски при ведении хозяйственной деятельности.

¹ Работа выполнена в рамках Проекта РФФИ № 15-45-06003, «Конкурс РФФИ - Новгородская область – (№15-41-07000) – р_г».

В работе дана характеристика ледового режима рек бассейна реки Ловать за многолетний период. Выполнена оценка изменчивости различных фаз ледового режима, в том числе параметров зажоров и заторов.

ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕКИ ЛОВАТЬ И ЕЕ ПРИТОКОВ

К водным объектам бассейна озера Ильмень относят свыше пятидесяти различных, как по гидрографическим, так и по географическим параметрам, рек. Наиболее крупный приток, протекающий в направлении с юга на север - это река Ловать.

Данная река протекает по территории двух государств – Белоруссии (Витебская область) и России (Псковская и Новгородская области). В пределах Белоруссии протекает по Городокской возвышенности, проходя через несколько озёр: Завесно, Задратье, Межа, Сосно, Чернявское (Чернясто), Сесито, Цаство. Пойма реки луговая, местами заболочена. Ширина реки в верховье до 10—15 м. После впадения р. Насвы русло Ловати проходит по лесистой местности. В среднем течении реки много перекатов и порогов, основные сосредоточены в районе впадения р. Локни и ниже города Холм. В этом месте ширина реки достигает 50—60 метров, а после впадения р. Куньи — может превышать 100 м. На Приильменской низменности берега Ловати в основном пологие. В 22 км от устья она соединяется протокой с рекой Пола. Весной пойменные луга, расположенные в дельте этих рек, затопляются на глубину 2—3 м [3].

Указанные выше морфометрические параметры сказываются на ледовом режиме реки.

Так, в верховьях реки Ловать и ее притоков ледостав практически отсутствует, или наступает только в середине

января, тем самым увеличивается период образования шуги. В это время года на всем среднем течении, в районе порогов практически ежегодно наблюдаются зазоры льда.

Согласно исследованиям, на ледовый режим нижнего течения, особенно устьевой области, значительно влияет приозерный климат, который формируется под воздействием обширной площади озера Ильмень.

В последнее время местные факторы, как постоянные – гидравлические и морфометрические параметры русла рек, так и переменные – климатические параметры, антропогенное воздействие, за многолетний период во многом претерпели изменения, тем самым оказав непосредственное влияние на процессы формирования зимнего режима рек.

Для оценки численных характеристик ледового режима рек бассейна Ловати (реки Насва, Локня, Кунья, Ока, Большой Тудер, Заробская, Рось, Редья, Полисть, Тулебя, Псижа), использовались данные по 27 гидрологическим постам за и 5 опорным метеостанциям (Великие Луки, Холм, Старая Русса, Парфино, Витебск) за период с 1921 по 2013 год, архивные материалы наблюдений на реках Новгородской и Псковской областей, а также данные Гидрометслужбы Белоруссии.

Были изучены три периода: 1921-1962 гг. (осреднённые данные о ледовом режиме, приведенные в [5]), 1963 – 2013 гг. (период современных наблюдений), а также период с 1921 по 2013 гг. (весь период наблюдений).

Анализ метеорологических параметров показал, что изменение климата наиболее интенсивно выражается в уменьшении суммы отрицательных температур воздуха за

период отрицательных температур, и увеличении суммы положительных температур воздуха, а так же продолжительности периода оттепелей.

Так, за холодный период с октября по апрель по опорным метеостанциям за период с 1921 по 2013 год температура воздуха в среднем увеличилась на $5,0^{\circ}\text{C}$. При этом, в месячном разрезе наибольшие тренды наблюдаются в январе $9,2^{\circ}\text{C}$, наименьшие – октябрь и апрель – $1,0^{\circ}\text{C}$ и $1,2^{\circ}\text{C}$.

Эти изменения в температуре воздуха сказались на сроках наступления различных фаз ледового режима. Проанализировав характеристики ледового режима рек за указанный выше период, были получены следующие результаты:

- Первичные ледовые явления - сало, забереги наблюдаются на всех реках бассейна реки Ловать. Осенний ледоход в нижнем течении реки Ловать отсутствует, в верхнем и среднем течении (до г. Холм) практически ежегодно наблюдается шугоход продолжительностью до 30 дней. Причем за сравнительный период с 1921 по 1962 [1,2] и с 1963 по 2013 гг. этот период увеличился и в отдельные годы его продолжительность составляет до 45 суток (рисунок 1);
- Образование зажоров как на самой Ловати, так и на ее притоках происходит практически ежегодно, причем за многолетний период повторяемость этих явлений практически не изменилась, однако изменился характер и продолжительность зажоров;



Рис.1. Осенние ледовые явления на р. Ловать [6]

- Все чаще зажоры, сформированные в период осеннего шугохода в среднем течении реки Ловать, сохраняются до середины февраля – начала марта. К примеру, на участке реки от г. Великие Луки до г. Холм повторяемость таких явлений достигает 98%;
- В нижнем течении реки Ловать и на притоках зажоры не столь продолжительны и повторяемость их в среднем около 50%;
- Зажорные подъемы уровня воды не превышают опасных отметок.

Ледостав формируется в зависимости от геоморфологических особенностей реки, водности года [5]. Срок его появления незначительно изменился относительно периода до 1962 года - это последняя декада ноября – первая декада декабря. Особенностью Ловати, является то, что в последние годы увеличились участки рек, где ледостав не наблюдается в течение всего зимнего периода. К примеру, на участке р. Ловать от д. Узкое до г. Великие Луки, ледостав наблюдается крайне редко, причем в период с 1963 по 2013гг. года в менее чем трети лет от всего периода наблюдений. Более того, в последние годы этот участок увечился до г. Холм, где в 2007, 2008, 2010 годах ледостава не было совсем. В нижнем течении как самой р. Ловать, так и в нижнем течении крупных притоков все

чаще наблюдается несплошной ледостав в течение всего зимнего периода.

Распространение процесса вскрытия реки и первых весенних ледовых явлений (вода поверх льда, закраины, подвижки) изменяется от суток до двух недель и в среднем наблюдаются они в третьей декаде марта – первой апреля, что происходит раньше относительно того же периода (до 1962 года) на декаду.

В приустьевом участке (с. Взвяд) разрушение ледового покрова сопровождается образованием закраин (до 10-15 дней), а затем наступает ледоход. В верховьях р. Ловать и притоках характер наблюдаемых весенних ледовых явлений аналогичен описанному выше, с той лишь разницей, что весенний ледоход отсутствует, лед тает на месте.

В среднем течении реки Ловать весенние ледовые явления более разнообразны, как правило, появляется вода поверх льда, закраины, несколько дней наблюдаются подвижки, а затем наступает ледоход, сопровождаемый образованием заторов льда.

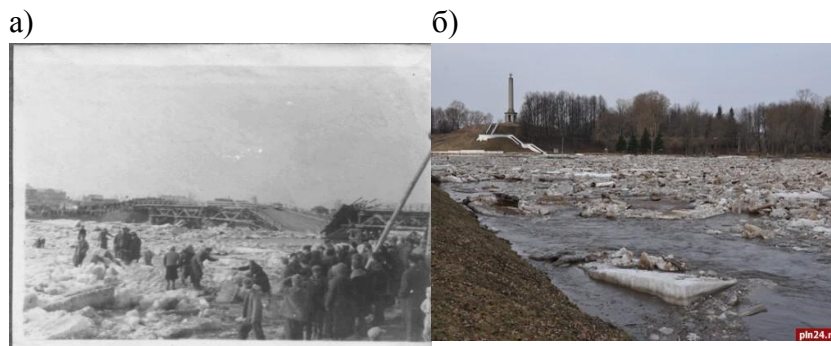


*Рис. 2. Затоп льда на р. Ловать у моста а) 1965 год [4],
б) ледоход на р. Ловать – г. Великие Луки, 2013год [6]*

За сравнительный период повторяемость заторов и их мощность уменьшилась. Образовывавшиеся заторы льда не вызывали опасных повышений уровня воды. Продолжительность заторов льда составляет от суток – в верхнем течении реки, до декады – в среднем и нижнем течении и притоках.

После прорыва затора ледоход наблюдается еще несколько дней и уже в первой декаде апреля ледовые явления обычно прекращаются; наиболее ранняя дата окончания ледохода - 11 марта, поздняя – 20 апреля. Более раннее наступление весны привело к тому, что русла рек полностью очищаются ото льда на неделю раньше, чем в предшествующем периоде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрологический ежегодник часть 1. выпуск 5, 1921-2013гг.
2. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши – Мн., 1889–2012.
3. Данилович И.С., Трофимова Л.Б. Ледовый режим рек и водоемов. Гидрологический мониторинг Республики Беларусь/И.С. Данилович. – Минск:Кнігазбор,2009. – 114 с
4. Лопырев А.П. Город моего детства: Воспоминания о Великих Луках. – Л.: Лениздат, 1985.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 2. Книга 1. Карелия, и Северо-Запада..-М.: Гидрометеиздат, 1972.- 528с.
6. Сайт <http://lyudmila-pimanowa.narod.ru>.

СМЕНА РЕЖИМОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В СОЛЕННЫХ ОЗЕРАХ ¹

В.М. Белолипецкий*, С.Н. Генова*, А.Г. Дегерменджи,
Д.Ю. Рогозин****

** Институт вычислительного моделирования Сибирского
отделения Российской академии наук, Красноярск, Россия*

***Институт биофизики Сибирского отделения Российской
академии наук, Красноярск, Россия*

e-mail: belolip@icm.krasn.ru

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивность перемешивания водной массы зависит от градиента плотности по вертикали. Плотностная стратификация зависит от вертикальных градиентов температуры и солености воды. В период отсутствия ледяного покрова вертикальное перемешивание стратифицированного озера осуществляется вертикальным турбулентным обменом и ветровыми течениями. В зимний период в соленых озерах при образовании льда в результате кристаллизации воды высвобождается соль. Формируется неустойчивая плотностная стратификация, приводящая к интенсивной вертикальной циркуляции и образованию слоя конвективного перемешивания.

Имеются данные многолетних измерений вертикальных распределений температуры и солености воды в озере Шира (Республика Хакасия, Россия). Термическая вертикальная структура характеризуется ярко выраженной сезонной перестройкой. В весенний и летний периоды из-за прогревания верхнего слоя воды плотностная

¹ Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ (проект № 16-05-00091).

стратификация увеличивается. Осенью происходит охлаждение водоема, перед ледоставом температура воды мало изменяется по глубине и плотностная стратификация, в основном, определяется градиентом солёности. В этот период устойчивость озера к перемешиванию становится минимальной.

УПРОЩЕННЫЕ МОДЕЛИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ ВОДЫ

Вертикальные распределения температуры и солёности воды в глубоководной зоне в различные сезоны можно определить по одномерной модели (модель 1-D), предложенной в работе [1]. Одномерная модель для периода отсутствия ледяного покрова основывается на решении одномерных в вертикальном направлении уравнений диффузии относительно температуры и солёности воды.

В средних широтах зимой на поверхности водоема образуется ледяной покров. В солёных озерах при образовании льда в результате кристаллизации воды высвобождается соль. Формируется неустойчивая плотностная стратификация, приводящая к интенсивной вертикальной циркуляции и образованию слоя конвективного перемешивания. В этом слое происходит выравнивание температуры и солёности. Предполагается, что конвективное перемешивание распространяется до такого горизонта, на котором плотность воды становится равной плотности подстилающего слоя воды [1]. Так как в зимний период температура воды мало изменяется по глубине, то плотность воды в основном зависит от солёности. Для оценки динамики вертикальной структуры стратифицированного водоема рассматривается следующая упрощенная постановка задачи. Стратифицированный водоем схематизируется трехслойной жидкостью. В верхнем слое воды, прилегающем к свободной поверхности,

из-за перемешивания плотность воды равна постоянному значению (эпилимнион), в пикноклине плотность изменяется линейно по глубине (металимнион), в придонном слое плотность меняется мало, $\rho \approx const$ (гиполимнион), d_1, d_2, d_3 - толщины соответствующих слоев, $d_1 + d_2 + d_3 = H$ - глубина водоема. Перед образованием льда считаем известным вертикальное распределение солёности в виде

$$S(z) = \begin{cases} S_0, & 0 \leq z \leq d_1, \\ S_0 + (S_{bt} - S_0) \frac{z - d_1}{d_2}, & d_1 \leq z \leq d_1 + d_2, \\ S_{bt}, & d_1 + d_2 \leq z \leq H. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь $S_0 = const$ - солёность воды верхнего слоя, $S_{bt} = const$ - солёность придонного слоя, H - глубина озера, d_1 - толщина верхнего слоя, d_2 - толщина среднего слоя. Пусть толщина ледяного покрова ξ_{ice} известна ($\xi_{ice} < d_1$). Толщина слоя конвективного перемешивания ($\xi_k - \xi_{ice}$) определяется из условия равенства концентрации соли в слое конвективного перемешивания S_k солёности воды на глубине ξ_k . Из условия баланса соли следует формула для оценки глубины слоя конвективного перемешивания под ледяным покровом:

$$\xi_k = \xi_{ice} + \sqrt{\xi_{ice}^2 + 2d_2\xi_{ice} \frac{S_0 - S_{ice}}{S_{bt} - S_0} + d_1(d_1 - 2\xi_{ice})}. \quad (2)$$

Итак, в зимний период толщина слоя конвективного перемешивания зависит от значений S_0, S_{bt}, d_1, d_2 осенью (перед ледоставом) и от ξ_{ice}, S_{ice} .

При $\xi_k > d_1 + d_2$ слой конвективного перемешивания распространится до дна. Из соотношения (2) определяется

толщина льда ξ_m , при превышении которой слой конвективного перемешивания распространится до дна:

$$\xi_m = \frac{(d_1 + 0.5 \cdot d_2)}{[1 + (S_0 - S_{ice}) / (S_{bt} - S_0)]}. \quad (3)$$

Для качественных оценок смены режимов перемешивания в соленых озерах в периоды отсутствия ледяного покрова используем двухслойную модель озера. При небольшом ветре формируются две циркуляционные зоны в вертикальной плоскости, верхние слои воды не перемешиваются с придонными. При достаточно сильном ветре $W > W_*$ образуется одна циркуляционная зона, придонные слои перемешиваются с поверхностными. На основе гипотезы, согласно которой реализуется перемешивание водной толщи до дна, если характерная скорость течения воды в верхнем слое превышает скорость распространения внутренних волн, получена формула для вычисления критической скорости ветра W_* [3]:

$$W_* = \frac{c}{1.932} \cdot 10^2, \quad c = \sqrt{\frac{g \cdot \Delta \rho}{\rho_0} \cdot \frac{\mathcal{E}_1 \cdot \mathcal{E}_3}{\mathcal{E}_1 + \mathcal{E}_3}}, \quad (4)$$

$\mathcal{E}_1 = d_1 + 0.5 \cdot d_2$, $\mathcal{E}_3 = d_3 + 0.5 \cdot d_2$, $\mathcal{E}_1$, $\mathcal{E}_3$ – толщины верхнего и нижнего слоя соответственно (для двухслойной схемы).

РАСЧЕТЫ, АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполнены расчеты критических скоростей ветра W_* осенью перед ледоставом по формуле (4) с использованием данных натурных измерений в озере Шира (таблица 1).

Таблица 1.

Критические значения скорости ветра

Дата	d_1 (м)	d_2 (м)	d_3 (м)	S_0 (г/л)	S_{bt} (г/л)	W_* (м/с)
27.10.2007	14.0 6	4.2 4	5.1	15.2 5	17.98	20.5
28.10.2008	11.0 6	8.3 4	4.6	15.7 1	17.5	17.5
20.10.2009	9.8	6.2 7	7.93	15.6	17.6	19.2
04.10.2010	8.81	3.4 4	8.39	15.3 6	17.66	19.1
08.10.2011	8.45	5.0	9.18	15.8	18.8	22.9
24.10.2012	12.8	1.8	9.6	16.6 5	18.88	20.2
23.10.2013	12.2 7	7.0 7	4.81	17.0	19.2	19.2

Для рассмотренных периодов критические скорости ветра превышают 17.5 м/с. Поэтому поверхностные слои не перемешивались с придонными и глубины конвективного слоя зимой ξ_k , определенные по формуле (2), согласуются с измеренными ξ_k^n (таблица 2). В таблице 2 приведены значения максимальной толщины льда ξ_m , (рассчитанные по формуле (3)), при превышении которой слой конвективного перемешивания распространяется до дна.

Таблица 2.

Глубины слоя конвективного перемешивания в озере Шира

Дата	ξ_{ice} (м)	ξ_m (м)	ξ_k (м)	ξ_k^n (м)
22.03.2008	0.9	2.87	15.28	15.76
12.03.2009	1.02	1.83	16.03	16.0
31.03.2010	1.3	1.59	16.43	17.6
19.03.2011	1.04	1.61	11.04	12.4
04.03.2012	0.5	2.03	9.73	11.6
15.03.2013	1.01	1.9	13.73	14.9
13.03.2014	0.88	1.98	15.4	18.0

Осенью 2014 года измерения в озере Шира не проводились. Поэтому для оценки величины критической скорости ветра используем расчеты вертикальных распределений температуры и солёности воды по 1-D модели. Предварительно применим этот способ для периодов с известными измерениями летом и осенью. В таблице 3 приведены результаты расчетов W_c по натурным данным и по рассчитанным для периодов 24.07.2008 - 28.10.2008 и 08.07.13 - 23.10.2013. Отличия около 1 м/с.

Рассмотрим летний и осенний периоды 2014 года 28.05.2014 – 25.10.2014. Критическая скорость ветра, определенная по формуле (4) с использованием результатов расчетов по 1-D модели, равна 14.1 м/с. По метеоданным сильный ветер 13 – 16 м/с наблюдался 12.10.2014, 22.10.2014 и 30.10.2014. Так как скорость ветра превышала критические значения, то произошло ветровое перемешивание поверхностного слоя с придонным, которое привело к уменьшению $\Delta S = S_0 - S_{bt}$.

Таблица 3.

Критические значения скорости ветра

Дата	d_1 (м)	d_2 (м)	d_3 (м)	S_0 (г/л)	S_{bt} (г/л)	W_* (м/с)
28.10.2008, натур.	11.0 6	8.34	4.6	15.71	17.5	17.5
24.07.2008- 08.10.2008 расчет	8.41	20.7 9	3.4 6	15.33	17.3	18.8
23.10.2013, натур.	12.2 7	7.07	4.8 1	17.0	19.2	19.2
08.07.13- 23.10.2013 расчет	10.0 9	9.89	3.4 6	16.53 8	18.9 1	20.0

Предположим, что ΔS уменьшилось на 0.4 г/л. Тогда ξ_k , рассчитанное по формуле (2) для $\xi_{ice} = 0.92$, будет равно 23.2 м (совпадает с измеренной 06.03.2015), толщина льда ξ_m , при превышении которой слой конвективного перемешивания распространится до дна, равна 0.926 м. По расчетам максимальная толщина льда в марте 2015 г. равна 0.945 м, поэтому слой конвективного перемешивания распространился до дна. В результате пропал слой сероводорода, что подтверждается измерениями в мае 2015 года.

Таким образом, зимой 2015 года произошла потеря меромиксии озера Шира, причиной которой явились сильный ветер осенью 2014 г. и толщина льда, превышающая критическое значение ξ_m .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоліпецкі В.М., Генова С.Н. Численное моделирование годовой динамики вертикальной структуры

соленого озера // Вычислительные технологии. 2008. Т.13, 4. С. 34-43.

2. Белолипецкий В.М., Белолипецкий П.В. О смене режимов ветровых течений в стратифицированных озерах // ПМТФ, 2016. Т. 57, № 1. С. 11-15.

СЕЙШИ И КОРОТКИЕ ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ В ОЗЕРЕ ПОДО ЛЬДОМ¹

**С.Р. Богданов, Г.Э. Здоровеннова, Р.Э. Здоровеннов,
Н.И. Пальшин, Т.В. Ефремова, С.Ю. Волков,
Г.Г. Гавриленко, А.Ю. Тержевик**

Институт водных проблем Севера Российской академии наук, Петрозаводск, Россия

e-mail: Sergey.R.Bogdanov@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Динамика водной толщи и термический режим мелководных покрытых льдом озер остается недостаточно изученной областью физической лимнологии. Несмотря на относительно низкую по сравнению с летним периодом энергетику и устойчивую стратификацию, соответствующие процессы весьма сложны и разнообразны. Это связано, в частности, с наличием большого количества внешних факторов и разнообразием физических механизмов их воздействия.

В качестве базового объекта для зимних исследований в лаборатории гидрофизики ИВПС КарНЦ РАН было

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 16-05-00436А и №14-05-91761 АФ-а.

выбрано озеро Вендюрское (Карелия). В 1994-1996 гг. для измерения температуры и скоростей были использованы специально разработанные приборы [4, 7]. В 2007-2013 гг. данные были получены с трех термокос, расположенных в центральной части озера (глубина 11.1 м) и на склонах (на глубинах около 6.9 и 7.1 м), и оснащенных температурными датчиками (RBR Ltd, точность $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$, разрешение $<0.00005^{\circ}\text{C}$), разнесенными на 2-5 см в придонной области и на 0.5-1.5 м в водной толще. Измерения проводились с октября по июнь с дискретностью 1 минута.

СЕЙШИ И ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

Основным результатом исследований 1994-1996 гг. явилось обнаружение колебаний горизонтальных компонент скорости и поверхности льда практически на всех горизонтах, где проводились измерения [3]. При этом спектральный анализ выявил устойчивые значения периодов доминирующих осцилляций – 27 и 7 минут. Эти значения оказались весьма близки к оценкам, произведенным по известной формуле Мериана $T = 2\sqrt{L^2/(gH)}$ при использовании характерных значений 7 км и 1,5 км для продольных и поперечных размеров озера L и 5.3 м для средней глубины H . Этот результат с учетом однородности колебаний по вертикали позволил идентифицировать их как баротропные (условно – одноузловые [1]) сейши.

Колебания с указанными периодами были обнаружены и в подавляющем большинстве экспериментальных выборок 2007-2013 гг. по температуре, причем в течение всего зимнего сезона, на всех горизонтах и станциях. При этом, как правило, осцилляции имели цуговый характер, а их амплитуда существенно варьировалась во времени и

пространстве. Подобная нерегулярность может быть свидетельством разрушения или взаимодействия волн, их неустойчивости, что, в свою очередь, может служить причиной возникновения мелкомасштабной перемежающейся турбулентности, ускоряющей теплообмен. Учитывая значимость этого вопроса, был проведен более детальный анализ пульсаций температуры, нацеленный на выявление причин и механизмов их возникновения. У этих пульсаций был обнаружен ряд особенностей, совершенно не характерных для колебаний, вызванных баротропными сейшами.

1. Амплитуда ΔT пульсаций температуры, как правило, существенно превышает те значения, которые наблюдались бы при баротропном сценарии. Действительно, в последнем случае горизонтальные V_x и вертикальные V_z компоненты скорости течений связаны соотношением $V_z \sim V_x H / L$, так что

при типичных значениях $V_x \sim 10^{-3}$ вертикальные смещения s водной толщи (и, соответственно, льда) в целом за период составляют лишь несколько миллиметров. Оценка же этого смещения по формуле $s \sim \Delta T / (\partial \bar{T} / \partial z)$ при типичных значениях $0.3 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{м}^{-1}$ среднего температурного градиента приводит к значениям до 10 см и более.

2. Амплитуды пульсаций, в отличие от баротропных колебаний, существенно различаются на разных горизонтах, причем даже в основной толще, где можно пренебречь влиянием верхнего и нижнего пограничных слоев.

3. Поля пульсаций температуры/вертикальной скорости имеют сложную вертикальную структуру. Был обнаружен существенный (как правило, близкий к π) сдвиг фаз между колебаниями на разных горизонтах. Иначе говоря, водная толща разделяется на слои, колеблющиеся в противофазе. На относительно мелководных станциях, как правило,

наблюдались 2- и 3-модовые вертикальные структуры; на глубоководной же станции количество слоев обычно увеличивалось до 3-5, при этом их толщина чаще всего уменьшается с глубиной.

ВОЛНОВЫЕ ЧИСЛА

Приведенные выше результаты определенно указывают на существование внутренних волн (ВВ). Специфические ВВ (бароклинные сейши) с длиной волны, определяемой горизонтальными размерами водоема, уже исследовались в ряде работ [5,6]. В подобной волне колебания во всех точках, находящихся по одну сторону от узла, должны быть синхронны. В нашем случае, однако, колебания температуры на трех базовых станциях, разнесенных по горизонтали лишь на несколько сотен метров, как правило, не были синфазными. В этой связи, учитывая крайне малую вероятность попадания узла в точку между этими станциями, можно предположить, что длина волны наблюдавшихся ВВ существенно меньше размеров водоема.

Для получения количественной оценки параметров ВВ, в том числе – компонент k и m волнового вектора, в феврале 2014 г. был спланирован и поставлен специальный эксперимент. Его особенность заключалась в использовании трех термокос, расположенных вдоль главной оси озера на расстоянии лишь 50 м друг от друга; при этом дискретность расположения датчиков по глубине составляла 0.5 м. В феврале 2016 г. эксперимент был повторен с уменьшенным до 4 м расстоянием между косами. Основным полученным в обоих случаях результатом заключался в обнаружении фазового сдвига между 27-минутными колебаниями ГЗИ на некоторых горизонтах всех трех станций. В ряде случаев сдвиг оставался постоянным в течение довольно длительного (до 8 часов) промежутка времени. В целом, однако, тренды ГЗИ на разных горизонтах имели

перемежающийся характер, так что строго рассчитать значения волновых чисел k и m и соответствующие погрешности пока не удалось. Однако можно с уверенностью констатировать, что длина волн не превышает нескольких десятков метров.

При рассмотрении механизма возникновения столь коротких волн, прежде всего, следует принять во внимание аналогию с порождением внутренних приливов в океане. А именно, можно предположить, что ВВ в озере возникают в результате взаимодействия баротропной сейши с неоднородностями дна. В рамках такого предположения вопрос о длине волны решается практически автоматически, с использованием известного дисперсионного соотношения [2]:

$$\omega = \frac{kHN}{\sqrt{(kH)^2 + \pi^2 n^2}}$$

Здесь n – номер вертикальной моды, N – частота Брента-Вайсяля, ω – частота ВВ.

Действительно, если для частоты ω принять значение, соответствующее баротропной сейше, то величину k можно непосредственно рассчитать по приведенной формуле. В результате при типичном значении $N \sim 10^{-2}$ для длины волны первой и второй вертикальных мод получаем оценки ~ 30 и 15 м, что согласуется с приведенными выше экспериментальными наблюдениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зырянов, В.Н. Сейши подо льдом / В.Н. Зырянов // Водные ресурсы. – 2011. – Т. 38. – № 3. – С. 259–271.
2. Музылев, С.В. Волны в океане под ледяным покровом: Основы теории и модельные задачи / С.В. Музылев // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. –

Москва: ГУ Гидрометцентр России, Триада ЛТ. – 2010. – С. 315-345.

3. Петров, М. П. Движения воды в мелководном озере, покрытом льдом / М. П. Петров, А. Ю. Терзевик, Р. Э. Здорovenнов, Г. Э. Здорovenнова // Водные Ресурсы. – 2007. – Т. 34. – № 2. – С. 131-140.

4. Glinsky, A. Current meters for measurement of low-speed velocities in ice-covered lakes / A. Glinsky// Limnol. Oceanogr. – 1998. – 43. – P. 1661-1668.

5. Kirillin, G. Basin-scale internal waves in the bottom boundary layer of ice-covered Lake Muggelsee, Germany / G. Kirillin, C. Engelhardt, S. Golosov, T. Hintze // Aquat. Ecol. – 2009. – V. 43. – № 3. – P. 641-651.

6. Kirillin, G. Physics of seasonally ice-covered lakes: a review / G.Kirillin, M. Leppäranta, A. Terzhevik, N. Granin, J. Bernhardt, C. Engelhardt, T. Efremova, N. Palshin, P. Sherstyankin, G. Zdorovenнова, R. Zdorovenнов // Aquat. Sci. – 2012. – 74. – № 4. – P. 659-682.

7. Malm, J. A field study of Thermo- and Hydrodynamics in three Small Karelian Lakes during winter 1994/1995 / J. Malm, A. Terzhevik, L. Bengtsson, P. Boyarinov, A. Glinsky, N. Palshin, M. Petrov. – Department of Water Resources Engineering. Institute of Technology. University of Lund, 1996. – №. 3197. – 220 p.

НАПРАВЛЕННОЕ ТЕХНОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ АКВАТОРИИ ПОРТА В УСЛОВИЯХ МЕЛКОВОДНЫХ РАЙОНОВ МОРЕЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

**Р.А. Виноградов, О.М. Андреев, Д.В. Драбенко,
К.Г. Смирнов**

*ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
e-mail: vinra@yandex.ru*

Судоходство в зимний период всегда связано с опасными ледовыми явлениями. Специфика этих опасностей зависит от ледовых условий и режима судоходства в конкретном районе. В условиях плавания по ледовому каналу в припае образуется большое количество «ледяной каши», т.е. тертого льда и его обломков. Это явление не представляет опасности при редком прохождении судов по каналу, но оно становится опасным при увеличении частоты судопроходов. При интенсивном судоходстве скорость накопления «ледяной каши» может стать достаточно большой. Это приведет к быстрому превышению критической толщины «ледяной каши», когда движение судов становится невозможным. На трассе подхода к порту данная проблема решается прокладкой нового ледового канала и переноса судового трафика на него. Наибольшие сложности возникают непосредственно в акватории порта. Здесь, с одной стороны, существует ограниченная площадь для маневров, с другой стороны, движение судов обычно происходит не по одной траектории (как в ледовом канале), а со значительным маневрированием, да еще и с привлечением вспомогательного портового флота. В таких условиях при интенсивном трафике происходит

интенсивное накопление «ледяной каши» зачастую без возможности обойти проблемные участки.

Проблема поддержания акватории портов и водных путей свободными ото льда возникла в конце 1950-ых – середине 1960-ых годов. В первую очередь решения искали для наиболее востребованных районов: внутренние водные пути, порты Балтийского моря и др. Для пресноводных акваторий проблему решали применением барботажных установок, обеспечивающих перенос тепла из нижних слоев бассейна к поверхности. Вторым решением была утилизация тепловых сбросов от близлежащих производств. В любом случае эффективность мероприятий определялась имеющимся теплозапасом на акватории. Данные методы давно успешно применяются в портах Финского и Ботнического заливов, на Сайменском канале, на Великих Озерах в США и Канаде.

С началом интенсивного освоения арктической зоны России указанный опыт было решено перенести на новые районы и объекты. Дополнительной проблемой при этом является суровость климатических условий. Так, например район порта Сабетта, по показателю суммы градусо-дней мороза в 3-4 и более раз превосходит любой из перечисленных выше регионов применения систем регулирования накопления льда (или как их еще называют СКЛ, т.е. системы контроля ледообразования). Порт Сабетта является достаточно типичным примером мелководного района морей криолитозоны. Кроме общей суровости климата водная толща в районе не обладает сколько-нибудь значимым запасом тепла по причине мелководности акватории (глубины до 15-20 м). В результате только сбросом дополнительного тепла в акваторию (выпуск теплых вод, например) невозможно решить проблему борьбы с увеличенным ледообразованием. На рис. 1

представлено вертикальное распределение температуры воды в районе причалов при выпуске на глубине 6-7 метров нагретой до 40 градусов воды.

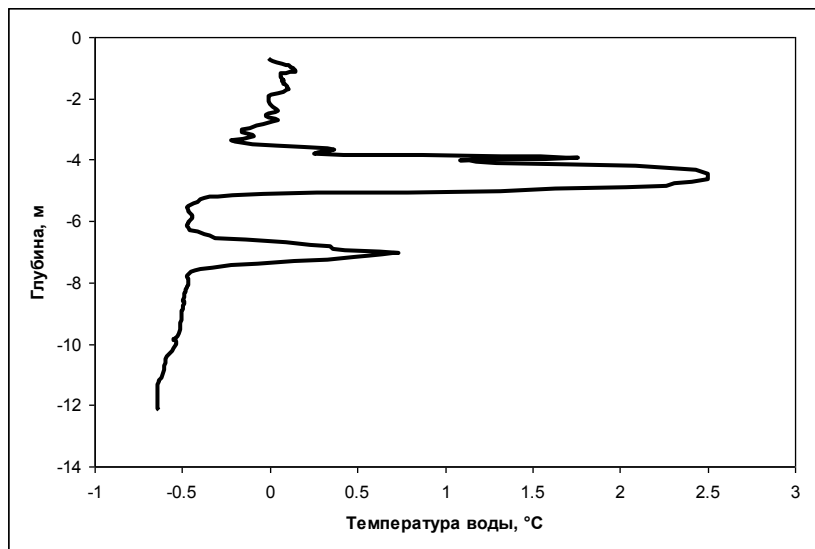


Рис.1. Пример вертикального распределения температуры воды при отоплении без барботажа

Появление прослойки более теплых вод обусловлено наличием в бассейне вертикальной неоднородности солености воды, т.к. порт Сабетта расположен на севере Обской губы в зоне смешения морских и пресных вод. Данная прослойка вызывает отопление воды в акватории порта, но не способствует в должной мере борьбе со льдом. Таким образом, для мелководных морей криолитозоны необходимо применение обоих составляющих СКЛ - отопление и перемешивание (барботажа).

Для повышения эффективности направленного воздействия на ледяной покров необходимо акваторию порта разделить на следующие функциональные зоны:

- пристеночная (первые метры от стенки причала);
 - зона швартовки (возле причала, сравнима с габаритами судна, т.е. длина на удвоенную ширину);
 - маневровая зона (между зоной швартовки и воротами порта, во всех направлениях сравнима с 1-2 длинами судна).
- Подходные пути к порту и ворота, где расположены ледовые каналы, были рассмотрены выше.

В пристеночной зоне идет накопление льда за счет обмерзания стенки причала, что может быть небезопасно при швартовке судна. Для этой зоны был разработан упрощенный алгоритм расчета объемов намерзающего льда, учитывающий метеоусловия и характер промерзания причала. Для средних зимних условий промерзание грунта достигало глубины 3-4 метров, а толщина намерзшего слоя льда у поверхности море более 2-х метров. Также были оценены необходимые затраты тепла на очищение причальной стенки ото льда и периодичность такого искусственного воздействия. Здесь могут быть применены незначительные тепловые мощности в комплексе с пневмообмывом (барботажем) причала. Последний существенно снижает сцепление льда со стенкой. Однако такие факторы изменения количества льда у причала, как образование дополнительного набивного льда между бортом судна и стенкой или, наоборот, уменьшение льда при откалывании от стенки не поддаются учету, хотя и могут существенно изменить баланс в любую сторону.

В зоне швартовки накоплению дополнительного льда препятствует сам факт длительного нахождения судна у причала и относительно малые промежутки состояния свободной акватории. Но это же может способствовать облипанию льдом корпуса судна. С технической точки зрения создание СКЛ здесь не должно представлять существенных отклонений от ранее известных экземпляров.

Мощность системы отопления, по сравнению с пристеночной зоной, может увеличиться, в зависимости от требуемых условий на акватории, до 5-ти раз. Для «стандартных» схем СКЛ дальность действия от стенки причала составляет несколько десятков метров и более.

Зона маневрирования является самой проблемной с точки зрения накопления «ледяной каши». Связано это с самой большой частотой взлома льда (прохода судов) и самой большой удаленностью зоны от берега и причальных сооружений. В результате «ледяная каша» накапливается быстро, а системы борьбы с ней расположить в этой зоне достаточно проблематично. Значительное (в разы) увеличение прибрежных СКЛ (по периметру порта), согласно расчетам, не дает заметных результатов по снижению объемов льда в зоне маневрирования.

Потенциальным решением данной проблемы, вероятно, сможет стать специализированно судно по уборке льда непосредственно с поверхности, которому будет доступна любая точка акватории. Концепт подобного ледоплавильного судна, например, был представлен ООО "Морстройтехнология"

[<http://www.morproekt.ru/publikatsii/888-morstrojtekhnologiya-predlagaet-ispolzovat-spetsializirovannye-suda-uborkelida.html>]. Дополнительным преимуществом данного подхода должно являться меньшие тепловые затраты, по сравнению со стандартными схемами СКЛ, т.к. тепло будет расходоваться непосредственно на плавление льда (практически в ограниченном замкнутом пространстве внутри судна), а не опосредовано через нагрев вод бассейна.

ЧИСЛЕННЫЕ МОДЕЛИ ДЛЯ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ СИБИРИ И КРАЙНЕГО СЕВЕРА

А.Ф. Воеводин*, Т.А. Виноградова,
В.С. Никифоровская***

** Федеральное государственное бюджетное учреждение
науки Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева
Сибирского отделения Российской академии наук,
Новосибирск*

*** Санкт-Петербургский Государственный университет,
Институт наук о земле, Санкт-Петербург
e-mail: voevodin@hydro.nsc.ru, vinograd1950@mail.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Для исследования гидрофизических процессов, формирующихся в водных объектах под влиянием воздействия на них различных природных и антропогенных факторов, используется разработанный в Институте гидродинамики СО РАН комплекс математических моделей размерностей 1D и 2D. При этом предполагается, что водный объект может представлять собой водохозяйственную систему, включающую в себя в общем случае сильно разнящиеся друг от друга по морфометрическим и гидравлическим характеристикам объекты (отдельные водотоки, водоемы, озера, их взаимосвязанные системы (например, озерно-речная система с притоками/водозаборами и др.)). Возможное многообразие набора таких составляющих в исследуемой водохозяйственной системе или ее фрагменте представляет основную трудность не только с выбором математических моделей, соответствующим образом описывающих исследуемые в работе физические процессы, но и с

проведением математического моделирования выше упомянутых процессов по одной какой-либо выбранной математической модели.

Используемый в работе комплекс программ представляет собой набор математических моделей, разных по постановкам (одномерные, двумерные продольно-вертикальные и т.д.) с разными возможностями учета воздействия на водный объект различных физических или каких-либо других внешних факторов. Гибкость использования комплекса программ обеспечивается предусмотренным набором соответствующих взаимосвязей (условий сопряжения) между отдельными частями исследуемого водного объекта.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛЕЙ

Основными факторами, определяющими формирование в водных объектах гидрофизических процессов, являются скорости течения воды, ее температура, метеоусловия, а также концентрация субстанций, поступающих в водные объекты сбросов вместе со сточными водами промышленных, бытовых предприятий и сельскохозяйственных комплексов. Примером может служить тепловое загрязнение водной среды прудов-охладителей АЭС. В устьевых областях северных рек — это возможное водно-солевое загрязнение водной среды в результате проникновения соленых морских вод в устьевые области северных рек при определенных в этих регионах метеоусловиях и др.

1. Одномерные (1D) модели гидрофизических процессов в водотоках и их системах [6, 7].

Для проведения численного моделирования в рамках одномерного представления происходящих физических процессов были использованы универсальные программы

DTERM и DSOLT. Эти программы являются составными частями разработанного в Институте гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН комплекса программ DSIGMA, предназначенного для решения научно-исследовательских и практических задач по гидрологическому обоснованию водохозяйственных проектов, оценки возможного отрицательного воздействия их на экологию окружающей среды, разработки эффективных природоохранных мероприятий [5].

В программе DTERM, предназначенной для исследования теплового загрязнения водных объектов, реализована математическая модель переноса тепла. В программе DSOLT реализована математическая модель переноса тепла и субстанции (соли) с (и без) возможности учета изменения плотности водной среды. Теоретической основой этих моделей являются осредненные по поперечному сечению уравнения гидродинамики (уравнения мелкой воды), т.е. одномерные уравнения Сен-Венана, записанные в двух вариантах: обобщенной (полной) и модифицированной (усеченной) формах. В каждой из них предусмотрена возможность учета воздействия на водный объект климатологических факторов (ветер, атмосферное давление). При этом уравнения в полной форме (т.е. модель динамических волн) используются для описания (с удовлетворительной для практики точностью) распространения неустановившихся движений воды в водотоках и их системах. В то время как с помощью системы уравнений Сен-Венана, представленной в усеченном виде (модификация модели динамических волн), удаётся более эффективно отразить и исследовать специфику распространения волновых процессов, происходящих в устьевых областях рек [1, 3]. Неизвестными функциями в математических моделях 1D в общем случае считаются изменения во времени и

пространстве расходов и уровней воды, средних по сечению скорости, температуры воды и концентрации субстанций, содержащихся в водном потоке.

2. Двумерная (продольно-вертикальная) модель (2D) температурно-стратифицированных течений в глубоких водоемах вытянутой формы.

Основой этой модели являются двумерные уравнения, полученные путем осреднения по ширине русла или водотока трехмерных уравнений гидродинамики и предположения о гидростатическом законе давления [2, 4]. Согласно этой модели неизвестными функциями являются: распределение расходов и уровней воды во времени и пространстве (уравнения неразрывности и движения записаны в переменных уровень – расход), поля вертикальных и горизонтальных скоростей, а также поля распределения (в пространстве и времени) температур и солености воды и зависящих от них полей плотности. Математическая модель разработана для исследования гидротермических процессов и процессов массопереноса в слабопроточных стратифицированных по плотности узких глубоких водоемах.

3. Комплексная двумерно-одномерная (одномерно-двумерная) математическая модель для исследования гидротермических процессов в водных объектах с учётом происходящих в них гидрофизических процессов

Эта математическая модель разработана на базе выше приведенных одномерной и двумерной (продольно-вертикальной) моделей и представляет собой их комбинацию в любой последовательности [4]. Комплексная модель используется для исследования гидрофизических процессов в водных объектах, в состав которых могут входить разные по геометрическим размерам (масштабам)

русла и водоемы с соответствующими им морфометрическими и гидравлическими характеристиками. С математической точки зрения решение рассматриваемых задач сводится к решению начально – краевых задач для систем эволюционных квазилинейных уравнений, определенных на комплексе (граф) [4; 6; 7].

Для решения такого класса задач используются неявные абсолютно устойчивые разностные схемы и специальные методы решения систем линейных уравнений большой размерности с разреженными матрицами [2; 6]. Приводятся примеры численных расчетов [2; 3; 7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и сравнение результатов численного моделирования гидрофизических процессов в речных и озерно-речных системах показал следующее

1. результаты математического моделирования гидрофизических режимов, формирующихся в водном объекте, существенно зависят [1; 3, 4; 7]:
 - а) от выбора построения топологической структуры водного объекта;
 - б) от морфометрических и гидравлических параметров, использованных при построении математической модели русел водотоков рассматриваемого водного объекта (фрагмента объекта);
 - в) от выбранной для проведения моделирования математической модели.
2. использование комбинированных моделей для исследования изучаемых физических процессов, происходящих в системах водотоков и водоемов со сложными (разномасштабными) морфометрическими параметрами более экономично с точки зрения затрат

ресурсов ЭВМ и наиболее эффективно по сравнению с использованием для этих же целей двумерных моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарев Э.А., Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С. Методы идентификации математических моделей гидравлики. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. – 188 с.
2. Васильев О.Ф., Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С. Численное моделирование температурно-стратифицированных течений в системах глубоких водоемов // Вычисл. технологии. 2005. Т. 10, № 5. С. 29-38.
3. Виноградова Т.А. Закономерности распространения волны половодья в Обско-Тазовской устьевой области. Автореферат дисс. на соиск. ученой степени канд. техн. наук. Изд. ГГИ. – Л., 1988 г.
4. Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С. Комплексная математическая модель для исследования волновых процессов в проточных системах открытых русел и водоемов// Метеорология и гидрология, 2012. – № 4. С. 64–74.
5. Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С., Данилова З.В. Комплекс программ DSIGMA для расчета неустановившихся течений воды в разветвленных системах открытых русел с учетом ее качества // Алгоритмы и программы, 1989, №2. Рег. номер № 50880000681.
6. Воеводин А.Ф., Шугрин С.М. Методы решения одномерных эволюционных систем. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993.
7. Никифоровская В.С. Численное моделирование тепломассопереноса в водных объектах // Метеорология и гидрология, 2014. – № 4. С. 79 – 88.
8. Никифоровская В.С., Овчарова А.С. Комплекс гидравлических моделей для решения проблем

рационального использования водных ресурсов /
Рекламный проспект. Внешторгиздат, 1989. Изд. № 6120
МВ.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ПЕРИОД ИНТЕНСИВНОГО ТАЯНИЯ¹

**Г.Г. Гавриленко, Г.Э. Здорвеннова,
Р.Э. Здорвеннов, Н.И. Пальшин, Т.В. Ефремова,
С.Р. Богданов, А.Ю. Тержевик**
*Институт водных проблем Севера Российской академии
наук, Петрозаводск, Россия*
e-mail: zdrovennova@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Снежно-ледяной покров препятствует проникновению солнечной радиации в водную толщу водоемов, оказывая, таким образом, заметное влияние на процесс фотосинтеза. Толщина и структура снежно-ледяного покрова, как и его оптические свойства, к которым в первую очередь стоит отнести альбедо поверхности, определяют величину потока солнечной радиации, проникающей под лед. Величина альбедо зависит от состояния поверхности снежно-ледяного покрова, высоты Солнца и погодных условий. Как показано в работах отечественных и зарубежных исследователей, альбедо значительно меняется в пространстве и времени [3, 4].

¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 16-05-00436А и 14-05-91761.

Изучению подледной освещенности и оптических свойств снега и льда посвящено большое количество работ [1, 5], однако до настоящего времени остаются слабо изученными вопросы параметризации радиационных процессов в толще снежно-ледового покрова мелководных озер.

Начиная с 1995 г. до настоящего времени силами сотрудников лаборатории гидрофизики Института водных проблем Севера КарНЦ РАН проводятся измерения потоков солнечной радиации и изучение оптических свойств снежно-ледяного покрова оз. Вендюрского, расположенного на юге Карелии [2, 6, 7]. Измерения прямой, отраженной и подледной радиации на озере проводятся с помощью пиранометров Star-shaped pyranometer фирмы Theodor Friderich & Co, Meteorologische Geräte und Systeme. Для измерения подледной радиации применяется прибор, сконструированный на базе универсального отечественного пиранометра М-80м.

Значение альбедо поверхности вычислялось как отношение потока отраженной солнечной радиации к падающей. Прозрачность льда определялась как отношение потока на нижней границе льда к потоку, прошедшему через его поверхность.

ДИНАМИКА ПОТОКОВ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ, АЛЬБЕДО И ПРОЗРАЧНОСТИ ЛЬДА ВЕСНОЙ

Весной с началом таяния изменяется состояние и структура снежно-ледяного покрова. Толщина снега быстро уменьшается, местами он исчезает с поверхности льда, однако временами выпадает свежий снег. При таянии снега происходит его преобразование в ледяную крупу. На льду в дневные часы появляется вода, которая ночью при отрицательной температуре воздуха замерзает. На поверхности озера местами зачастую наблюдаются темные

пятна (вода и мокрые снег и лед). Лед имеет обычно два хорошо выраженных слоя – нижний кристаллический и верхний «белый». Между этими слоями зачастую наблюдается прослойка влажного снега с водой [7]. Таяние льда более интенсивно происходит сверху, сначала стает снег, затем белый лед, прослойка влажного снега, и только затем толщина кристаллического льда начинает заметно уменьшаться. Средняя скорость таяния снежно-ледяного покрова в зависимости от погодных условий может достигать 0.5-2 см за сутки.

По мере таяния и изменения структуры и толщины снежно-ледяного покрова, заметно изменяются и его оптические свойства, в первую очередь, альбедо и прозрачность. В ходе наблюдений 1995-2016 гг. была выявлена существенная изменчивость альбедо поверхности озера в период ледостава во времени (межгодовая, сезонная, синоптическая и внутрисуточная) и по пространству. Пока лед покрыт сплошным слоем снега, значения поверхностного альбедо достигают 0.8-0.9. По мере таяния снега альбедо поверхности быстро уменьшается до 0.3-0.4. Выпадение свежего снега значительно увеличивает альбедо (до 0.9-0.95), но поскольку весной поток приходящей на поверхность озера солнечной радиации велик, выпавший снег быстро тает, и альбедо поверхности вновь уменьшается. В конце апреля величина альбедо поверхности озера обычно составляет 0.2-0.4. Тем не менее, в результате похолодания может произойти преобразование структуры белого снега, замерзание воды, находящейся на льду, и альбедо может увеличиться до 0.6-0.8.

Весной в течение дня альбедо поверхности озера испытывает значительные изменения: при ясной солнечной погоде максимум альбедо наблюдается утром, в течение дня альбедо снижается на 15-35% на фоне интенсивного таяния,

вечером опять возрастает. В зависимости от погодных условий (облачности, выпадения осадков) и состояния поверхности снежно-ледового покрова альbedo может повышаться или оставаться примерно на одном уровне, однако общая тенденция снижения средних значений альbedo поверхности снежно-ледяного покрова сохраняется до его полного разрушения.

Прозрачность (пропускание солнечной радиации) снежно-ледяного покрова зависит от его толщины и структуры. В начале весеннего таяния при общей толщине снежно-ледяного покрова около 0.6-0.8 м [6, 7] значения прозрачности не превышают 0.01, то есть не более 1% радиации, прошедшей через верхнюю границу снега доходит до нижней границы льда. По мере стаивания снега и белого льда и уменьшения толщины кристаллического льда до 0.3-0.4 м, значение прозрачности увеличивается до 0.2-0.6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев, О.М. О решении задачи усвоения коротковолновой радиации в толще снега / О.М. Андреев, Б.В. Иванов // Метеорология и гидрология. – 2001. – №12. – С. 65-69.
2. Петров, М. П. Поглощение солнечной радиации снежно-ледовым покровом озер / М. П. Петров, А. Ю. Тержевик, Н. И. Пальшин, Р. Э. Здоровеннов, Г. Э. Здоровеннова // Водные ресурсы. – 2005. – Т. 32. – № 5. – С. 546-554.
3. Чехин, Л.П. Световой режим водоемов / Л. П. Чехин. – Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1987. – 130 с.
4. Bolsenga, S.J. Preliminary observations on the daily variation of the albedo / S.J. Bolsenga // J. Glaciol. – 1977. – 18. – P. 517-521.

5. Perovich, D.K. The optical properties of sea ice / D.K. Perovich // Physics of ice-covered seas. M. Leppäranta (Ed.). Vol. 1. Helsinki University Printing House. – 1998. – P. 195-230.
6. Zdorovenov, R. Interannual variability of ice and snow cover of a small shallow lake / R. Zdorovenov, N. Palshin, G. Zdorovenova, T. Efremova, A. Terzhevik // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2013. – 61(1). – P. 26-32.
7. Zdorovenova, G. Optical properties of the ice cover on Vendyurskoe lake, Russian Karelia (1995–2012) / G. Zdorovenova, R. Zdorovenov, N. Palshin, A. Terzhevik // Annals of Glaciology. – 2013. – 54(62). – P. 121-124.

ВОДОЗАПАС СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ИНТЕНСИВНОСТЬ СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРАХ Р. СЕВЕРНАЯ ДВИНА В ХХІ СТОЛЕТИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ И ЗАТОРОВ

В.Н. Голубев*, В.А. Семенов, Д.М. Фролов***

** Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*** ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, Россия*

e-mail: golubev@geol.msu.ru

На основе разработанной авторами методики рассмотрена роль водозапаса снежного покрова и интенсивности его таяния в формировании весенних половодий и заторов на реке Северная Двина и ее притоках: реке Малая Северная Двина (Сухона) и реке Вычегда с 1991 г. по весну 2016 г.

Основными факторами, определяющими весеннее половодье согласно [3], являются: запас воды в снеге к

началу снеготаяния, интенсивность снеготаяния, условия стекания талых вод, связанные с характером почв, степенью их увлажнения и промерзания, а также интенсивность и сумма осадков в период снеготаяния, увеличивающие общий запас воды на водосборе и ускоряющие процесс таяния снега испарение.

Используются данные стандартных гидрометеорологических наблюдений на трех метеостанциях бассейна Северной Двины (Вологда, Архангельск и Сыктывкар). Определены значения водозаписа снежного покрова, сроков начала и завершения его залегания, а также продолжительности и интенсивности его таяния для зимних сезонов конца прошлого и начала нынешнего столетия. Рассмотрено согласование случаев экстремальных весенних половодий с повышенными значениями водозаписа и интенсивности таяния в зимние сезоны включая весну 2016 г.

Среднегодовой расход в верхнем течении Сухоны по посту Рабаньге $142 \text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует годовому слою стока 288 мм или среднегодовому модулю стока $9,2 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. В среднем течении у поста Камчуга расход равен $361 \text{ м}^3/\text{с}$, а в нижнем у поста Каликино он составляет $443 \text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует слою стока 276 мм и модулю $8,81 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Максимальные расходы воды наблюдаются в период весеннего половодья. Расходы воды в половодья являются одновременно и наибольшими за год. Продолжительность стояния расходов и уровней, близких к наивысшим, в истоке Сухоны составляют в некоторые годы 10-20 сут (1916, 1940 гг.), а в нижнем течении - не более 2-3 сут. (согласно данным [3]).

Согласно данным о неблагоприятных условиях погоды, нанёсших экономические потери ВНИИГМИ-МЦД, половодья на реке Северная Двина и ее притоках возникали за рассматриваемый период весной 1993, 1995, 1997, 1998, 2003, 2012, 2016 гг.

Таблица 1.

Соотношение случаев половодий с повышенными значениями водозапаса и интенсивности снеготаяния на водосборах рек бассейна Северной Двины

	Сухоны		Вычегда		Северная Двина	
	снего-запас	интенсив-ность таяния	снего-запас	интенсив-ность таяния	снего-запас	интенсив-ность таяния
1993						
1995					+	+
1997		+		+	+	+
1998	+					
2003			+			
2012	+	+				
2016		+	+			

Как следует из таблицы 1 во все годы зафиксированных половодий (кроме 1993 г.) имелось не менее одного фактора, способного послужить их причиной. Так, половодье 1995 года могло быть связано с повышенными значениями и снегозапаса и интенсивности таяния на водосборе Северной Двины (Архангельск), половодье 1997 года – не только с повышенными значениями снегозапаса на водосборе р. Северной Двины (Архангельск), но и с 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, половодье 2012 года с повышенными значениями и снегозапаса и интенсивности таяния на водосборе р. Сухоны (Вологда), а половодье 2016 года, соответственно, с

повышенными значениями интенсивности таяния на водосборе р. Сухоны (Вологда). Весной же 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 1991-2016, что, собственно, и могло послужить причиной половодья.

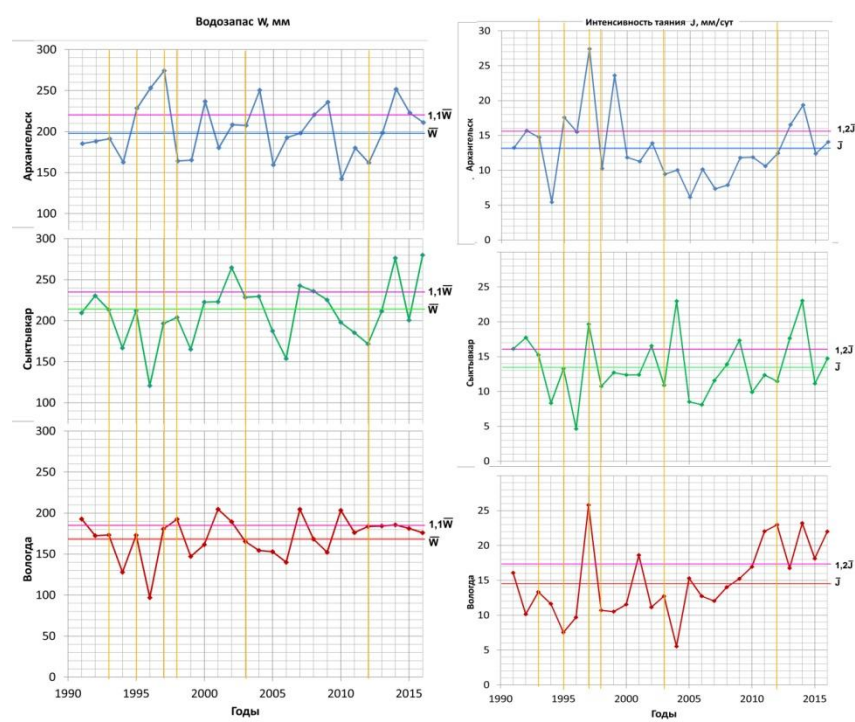


Рис.1. Изменение водозапаса снежного покрова и интенсивности его весеннего таяния (подобно аналогичным графикам, представленным в [2])

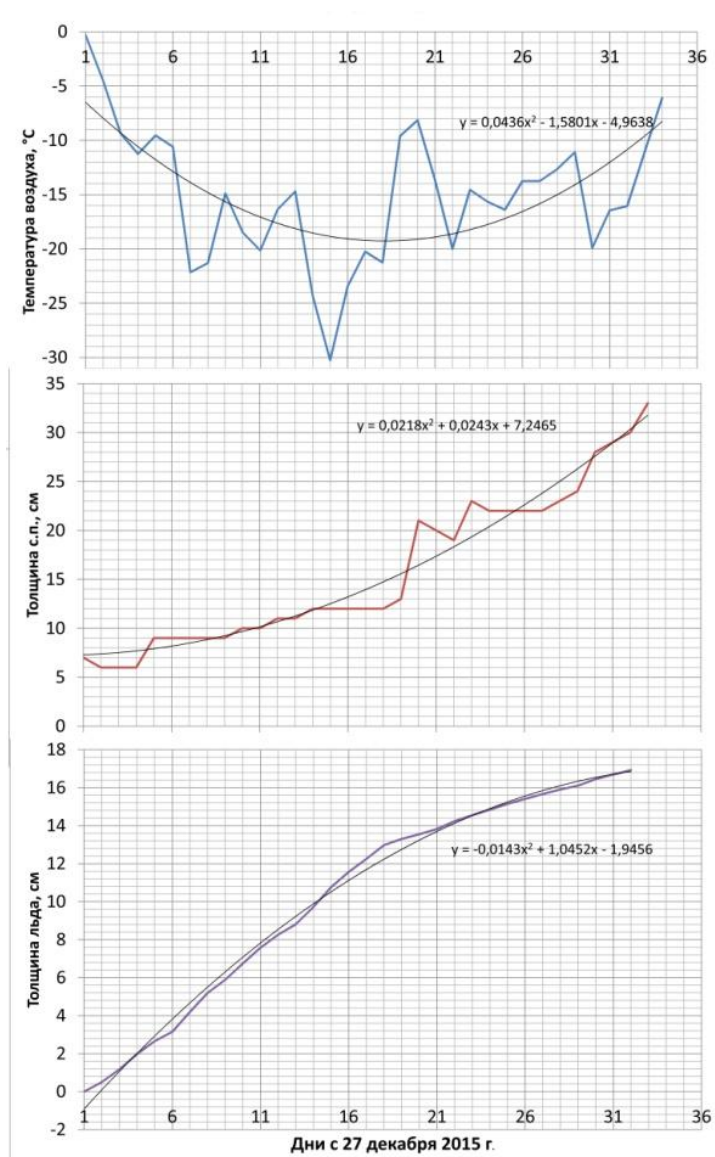


Рис.2. Изменение температуры воздуха, толщины снежного покрова и толщины льда на водосборе р. Сухона в январе 2016

Ледяной затор весной 2016 года на реке Сухона возник вследствие возникшего из-за экстремально холодного января и интенсивного нарастания ледяного покрова. Так, средняя температура зимнего сезона (ноябрь-март) в Вологде в 2015/16 году составила -5°C , что на два градуса выше среднего за 1991-2015 гг. Однако, за тридцать дней с 28 декабря по 28 января средняя температура составила -16°C , изменяясь от -6°C до -30°C . Средняя толщина снежного покрова по результатам моделирования (см. ниже) составила 16 см, изменяясь от 8 до 23 см. Именно в этот период времени произошло нарастание ледяного покрова до 17 см. толщиной, что и привело к формированию затора во время весеннего ледохода и дополнительному повышению уровня воды на Сухоне весной 2016 г (рисунок 2).

Расчет нарастания льда снизу на льде водоема, покрытого снегом в зимний период, на основе данных о ежедневно температуре воздуха и толщине снежного покрова показал, что происходил интенсивный рост толщи ледяного покрова в этот период времени. Зависимость скорости роста ледового покрова от градиента температуры в нем выражается, как $V=6,65(\text{grad } T)_{\text{л}}$ (см/сутки) [1]. Согласно данным справочника [4], тепловой поток выражается через градиент температуры как $F=\lambda(\text{grad } T)$, а теплопроводность и тепловой поток через комбинацию из двух сред (снег и лед) может быть выражена как:

$$F = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} = \Delta T / \left(\frac{\Delta x_{\text{с}}}{\lambda_{\text{с}}} + \frac{\Delta x_{\text{л}}}{\lambda_{\text{л}}} \right)$$

Соответственно, скорость нарастания льда можно оценить как:

$$V = 6,65 \text{grad} T_{\text{л}} = 6,65 \Delta T / \left[\lambda_{\text{л}} \left(\frac{\Delta x_{\text{с}}}{\lambda_{\text{с}}} + \frac{\Delta x_{\text{л}}}{\lambda_{\text{л}}} \right) \right] \text{ см/сутки.}$$

Вычисления были проведены с шагом в один день, полагая, что в начальный момент времени толщина льда составляла 0,5 см.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубев В.Н. Структурное ледоведение. Строение конжеляционных льдов. — М.: Изд-во МГУ, 2000. — 88 с.
2. Голубев В.Н., Семенов, В.А., Фролов, Д.М. Вариации водозапаса снежного покрова и интенсивности его таяния как фактор весеннего половодья на реках России // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. VIII Международная научно-практическая конференция (Москва, РУДН, 24-27 ноября 2014 г.). — Т. 1. — Москва, 2014. — с. 365–377
3. Кузнецов В.С., Мискевич, И.В., Зайцева, Г.Б. Гидрохимическая характеристика крупных рек бассейна Северной Двины - Л.: Гидрометеиздат, 1991, - 195 с.
4. Михеев М.А. Основы теплопередачи. Изд. 2-е / М.А. Михеев, И.М. Михеева. - М.: Энергия, 1977. – 344 с.

ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЗИМНЕМ ГИДРОЛОГИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ И ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ В ГИПЕРПРИЛИВНОМ УСТЬЕ РЕКИ ПЕНЖИНА¹

С.Л. Горин*, Ф.А. Романенко, М.В. Коваль*****

** Всероссийский научно-исследовательский институт
рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия*

*** Московский государственный университет имени
М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

**** Камчатский научно-исследовательский институт
рыбного хозяйства и океанографии, Петропавловск-
Камчатский, Россия*

e-mail: gorinser@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Формирование ледяного покрова в устьях рек с экстремально высокими приливами (более 8-10 м) – это сложный многофакторный процесс, детали которого во многом остаются неизвестными. В первую очередь, это связано с труднодоступностью и немногочисленностью гиперприливных устьев: в России они встречаются только в горле Белого моря, а также в западной и северо-восточной частях Охотского моря (в заливах около Шантарских островов и в Пенжинской губе, соответственно). К этому нужно добавить крайнюю трудоемкость проведения полевых работ на огромных пространствах этих объектов, часто в очень неблагоприятных погодных и навигационных условиях. Поэтому неудивительно, что до недавнего

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 14-05-00510 и 14-05-00549.

времени в России ледяной покров был изучен лишь в одном гиперприливном устье – в эстуарии реки Мезень [4].

Самые высокие приливы в нашей стране – до 13-14 м [2] – наблюдаются в вершине Пенжинской губы Охотского моря, в устьевой области реки Пенжина. Именно здесь в марте-апреле 2016 г. состоялась зимняя экспедиция, завершившая трёхлетний период исследований этого объекта [1]. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 14-05-00510 и 14-05-00549.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Река Пенжина представляет собой крупнейшую речную систему во всем Камчатском крае и третью по величине (после Амура и Анадыря) на Тихоокеанском побережье России. Площадь ее водосбора 73500 км², величина среднегогодового расхода воды в вершине устьевой области 682 м³/с [2]. Климат в бассейне реки резко континентальный с очень холодной, продолжительной и малоснежной зимой. Для реки характерна очень низкая и устойчивая зимняя межень, которая обычно длится со второй половины октября до середины мая. В это время минимальные суточные расходы в среднем снижаются до 20 м³/с [2]. Ледовые явления на реке продолжаются с середины октября до последних чисел мая (~7.5 мес.).

Наблюдения, выполненные в 2014–2015 гг. [1, 2, 3], показали следующее. В русле реки Пенжина в 4-6-ти км от её устьевого створа находится порог, который ограничивает проникновение приливов вверх по реке. Кроме этого, на нижнем участке реки (от 20-го до 52-го км) есть ещё 4 мощных порека. Приливные осушки в русле реки развиты примерно до 40-го км от ее устья. Култучная часть Пенжинской губы представляет собой мелководную акваторию, на большей части которой глубины в низкие

малые воды не превышают 4–6 м (в полные воды глубины становятся больше на величину прилива). Площадь осушек в култушной части губы невелика: их основная часть находится около устья реки Таловка, а также в пределах узкой полосы вдоль обрывистых берегов губы (рис. 1).

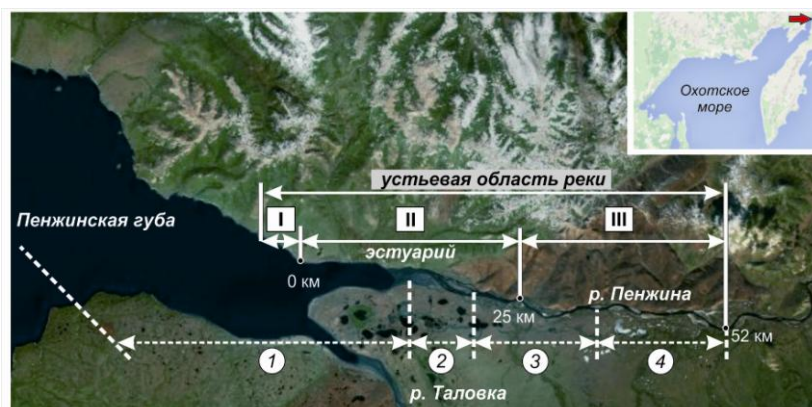


Рис. 1. Районирование устьевой области реки Пенжины на исходе зимы (март-апрель) 2016 г.: I, II, III — гидрологические районы; 1, 2, 3, 4 — ледовые зоны (пояснения см. в тексте)

В период наших исследований верхняя (речная) граница устьевой области реки (УОР), соответствующая пределу распространения приливных колебаний уровня воды, находилась в 45-52 км от устья реки Пенжины (рис. 1). Нижняя (морская) граница УОР, определяемая по предельному положению поверхностной изогалины 30‰, находилась в култушной части Пенжинской губы, примерно в 5 км от устьевого створа реки.

По совокупности гидрологических характеристик в устьевой области реки Пенжины в марте-апреле 2016 г. выделялось 3 района. Первый из них (устьевое взморье) находился в култушной части Пенжинской губы (рис. 1).

Для него были характерны очень большие приливные колебания уровня воды (до 8 м), сильные реверсивные течения (с максимумами более 1 м/с), а также высокая солёность (от 25 до 35‰) и низкая температура воды (менее 1.5°C). Второй район (эстуарий) находился в нижней - воронкообразной - части русла реки Пенжина (рис. 1). Его отличительными чертами были: большие приливные колебания уровня воды (до 8 м на нижней и до 3.5 м на верхней границе района, соответственно), реверсивные течения (до 0.8-1.2 м/с), а также значительные приливные колебания солёности (от 0 до 35‰), температуры (от -0.1 до -1.8°C) и мутности (от 20 до 100-150 NTU) воды. Третий район (устьевой участок реки) находился в русле реки (рис. 1). Здесь наблюдались затухающие приливные колебания уровня (от 3.5 м на нижней границе до 0 м на верхней) и слабые стоковые течения (в среднем менее 0.1 м/с). Температура воды в этом районе составляла ~0°C; вода всегда была пресной.

ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

По строению ледяного покрова в устьевой области реки Пенжина в марте-апреле 2016 г. выделялось 4 зоны:

1. Зона неустойчивого ледостава. *Локализация:* култучная часть Пенжинской губы, а также примыкающий к ней участок речного русла ниже порога (длина до 40-50 км, рис. 1). *Характер ледостава:* неустойчивый. *Преобладающие формы льда:* плавучий лед с отдельно стоящими стамухами на большей части акватории; припай вдоль берегов; навалы льда (торосы) на приливных осушках. *Условия формирования льда:* мористее зоны неустойчивого ледостава вся акватория Пенжинской губы покрыта сплошным ледяным покровом, кромка которого служит источником плавучего льда для этой зоны; внутри самой зоны постоянно происходит формирование шуги и

первичных форм льда (нилас, снежура, склянка, молодик). *Основные черты динамики льда:* в отлив различные формы плавучего льда (ледяные поля, мелко- и крупнобитый лёд, а также шуга и начальные формы льда) выносятся к морской границе зоны, поэтому большая часть ее акватории открывается; в прилив лед переносится к устью реки и забивает всю акваторию зоны. *Главные гидрологические факторы:* очень большие колебания уровня, наличие реверсивных течений с высокими скоростями, очень низкая температура воды.

2. Зона сплошных торосов. *Локализация:* участок речного русла от 5-го до ~19-го км от устьевого створа (длина ~14 км, рис. 1). *Характер ледостава:* устойчивый. *Преобладающие формы льда:* хаотические нагромождения льдин разного происхождения и размеров, с отдельно стоящими ледяными холмами; в некоторых местах торосы прерываются относительно небольшими (от нескольких десятков до первых сотен метров) участками ровного льда. Весь ледяной покров разбит трещинами (в большинстве случаев сомкнутыми). Для толщи льда характерно очень неравномерное и весьма значительное загрязнение донным материалом и включёнными в лёд взвешенными и влекомыми наносами. Вдоль берегов (как «коренных», так и у островов) тянется несколько (до 4-5) субпараллельных ледяных валов, состоящих из вздыбленных, нередко вертикальных льдин. Между валами находятся активные приливные трещины («вдольбереговые трещины»). *Условия формирования льда.* Ледяной покров в этой зоне образуется в ноябре-декабре, когда ветры и приливы сминают и ломают молодой лёд речного, морского и местного происхождения, набрасывая друг на друга его куски. При этом льдины смерзаются между собой. На отливах лед ложится на дно и в него вмораживается большое количество донного грунта. Этот процесс многократно повторяется

(при каждом новом приливе и шторме) до тех пор, пока ледяной покров не станет достаточно прочным. Система вдольбереговых ледяных валов и трещин формируется в первой половине ледового периода – с ноября-декабря по январь-февраль. При этом каждый элемент системы (вал и сопровождающие его трещины) соответствует определенному уровню приливов (тропических и равноденственных, сизигийных и квадратурных). *Основные черты динамики льда.* В этой зоне после установления сплошного ледостава (с ноября-декабря по май) преобладают вертикальные движения ледяного покрова, связанные с чередованием фаз приливов. При этом ежедневно наблюдаются выходы воды на поверхность льда через вдольбереговые трещины. В наибольшей степени это явление заметно в дни до и во время высоких сизигийных приливов. В большинстве случаев, выходы воды на лед в этой зоне ограничиваются узкой полосой вдоль берегов. Иногда они распространяются на более обширные участки (в основном в тех местах, где есть ровный лед). Также следует отметить, что во время приливов в эту зону с морскими водами заносится большое количество шуги, которая полностью забивает все полости в ледяном покрове. *Главные гидрологические факторы:* большие колебания уровня, наличие реверсивных течений с высокими скоростями и ветровое волнение в начале ледостава.

3. Зона ровного льда на фарватерах и торосов на мелководьях. *Локализация:* участок речного русла от ~19-го до ~35-го км от устьевого створа (длина ~16 км, рис. 1). *Характер ледостава:* устойчивый. *Преобладающие формы льда:* полоса ровного льда в речном русле вдоль линии наибольших глубин (шириной от нескольких десятков до нескольких сотен метров); хаотические навалы льда на приливных осушках и мелководьях. В толще льда много включений грунта различного происхождения. Так же, как и

в предыдущем случае, ледяной покров в этой зоне окаймляется системой вдольбереговых ледяных валов и активных приливных трещин. Количество валов, а также их высота закономерно уменьшаются по направлению от моря к реке. *Условия формирования льда.* Ледяной покров в этой зоне образуется немного раньше, чем ниже по течению (скорее всего, в ноябре). Здесь в это время приливные осушки и мелководья забиваются местным и речным льдом, который в начале ледостава систематически ломается под действием приливов (существенное влияние на динамику льда могут оказывать ветер и реверсивные течения). После этого, благодаря единовременному замерзанию обширных пространств водной поверхности, образуется лед на фарватерах (судя по всему, из пресной воды). Формирование системы вдольбереговых ледяных валов и трещин происходит так же, как и в предыдущей зоне. *Основные черты динамики льда:* вертикальные движения ледяного покрова, связанные с чередованием фаз приливов; периодические выходы воды на лед через вдольбереговые приливные трещины (с последующим замерзанием). В отличие от предыдущего случая, наледи в этой зоне охватывают более обширные участки русла. В некоторых случаях наледи перекрывают более половины ширины речного русла, при этом их длина может достигать 1-3 (а возможно и более) км, а глубина превышать 0,5-1,0 м. *Главные гидрологические факторы:* значительные колебания уровня, наличие реверсивных течений и ветровое волнение в начале ледостава.

4. Зона преимущественно ровного льда. *Локализация:* участок речного русла от ~35-го до ~52-го км от устьевого створа (длина ~17 км, рис. 1). *Характер ледостава:* устойчивый. *Преобладающие формы льда:* относительно ровный лед в русле; небольшие торосы на приливных осушках и низкой пойме. Вдоль берегов ледяной покров

разбит приливными трещинами. *Условия формирования льда.* В этой зоне лед образуется в конце октября – начале ноября. Он состоит из пресной речной воды с относительно редкими включениями гальки и песка, которые сдуваются ветром с побочней. В целом, лед образовался при замерзании поверхности открытой воды, но при этом на некоторых участках много смерзшихся мелкобитых речных льдин. *Основные черты динамики льда:* незначительные вертикальные движения ледяного покрова, связанные с чередованием фаз приливов. Возможно, что в начале ледостава на поверхность льда во время приливов выходит вода. Во второй половине зимы приливы приводят только к растрескиванию льда. *Главные гидрологические факторы:* слабые приливные и заметные стоковые колебания уровня, ветровое волнение в начале ледостава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горин С.Л., Коваль М.В. О комплексных исследованиях в устьевой области рек Пенжина и Таловка в 2015 г. // Труды ВНИРО. - Т. 158. - 2015. С. 186-189.
2. Горин С.Л., Коваль М.В., Сазонов А.А., Терский П.Н. Современный гидрологический режим нижнего течения реки Пенжины и первые сведения о гидрологических процессах в ее эстуарии (по результатам экспедиции 2014 г.) // Исслед. водн. биол. ресурсов Камчатки и сев.-зап. части Тихого океана. - Вып. 37. - 2015. С.33–52.
3. Романенко Ф.А. Рельеф и рыхлые отложения нижнего течения реки Пенжины и прилегающей части Пенжинской губы // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и Северо-Западной части Тихого океана. - Вып. 37. - 2015. С. 7–20.
4. Романенко Ф. А. , Репкина Т. Ю. , Ефимова Л. Е. , Булочникова А. С. Динамика ледового покрова на приливных берегах Белого моря// Вестник Московского университета. Серия география. - № 4. - 2012. С. 61–66.

ВЛИЯНИЕ СТРАТИФИКАЦИИ НА ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В ВОДНОЙ ТОЛЩЕ ВОДОХРАНИЛИЩ МОСКВОРЕЦКОГО ВОДОИСТОЧНИКА¹

М.Г. Гречушникова*, Д.В. Ломова**, Д.Д. Бадюков*,
А.С. Саввичев*****

** Географический ф-т МГУ имени М.В.Ломоносова,
Москва, Россия*

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

**** Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского
ФИЦ Биотехнологии РАН, Москва, Россия
e-mail: allavis@mail.ru*

Определение содержания метана в водохранилищах и его эмиссии в атмосферу актуально не только с точки зрения изучения процессов глобального изменения климата, но и мониторинга качества воды. Основные направления работ: измерение и расчет эмиссии [4], индикация экологического состояния [2, 3].

В работе представлены результаты наблюдений за изменениями содержания метана в водной толще Можайского и Озернинского водохранилищ в летний сезон 2015 г. Отбор проб на Можайском водохранилище производился 9.06, 1.07 и 6.08 на станциях, расположенных как над затопленным руслом (рис. 1), так и над соседней затопленной поймой, которые отличаются характером грунта и скоростью потребления кислорода [1].

¹ Полевые работы выполнены при поддержке РНФ (проект № 14-17-00155).



Рис. 1. Схема Можайского водохранилища с номерами станций гидролого-гидрохимических съемок

Отбор проб 09.06 производился в верховьях (ст. I), в центральном (ст. III и ст. IV) и приплотинном (ст. V) районах. Предшествующие синоптические условия способствовали формированию устойчивой стратификации со слоем температурного скачка (рис. 2), выраженным даже в приустьевых заливах притоков рр. Москвы и Лусьянки. В верхнем районе в русловой ложбине к концу первой декады июня уже сформировались анаэробные условия, но в пределах затопленной поймы условия аэрации были удовлетворительными. Содержание метана в толще воды не превышало 8 мкл/л, при этом наблюдалось закономерное увеличение его содержания в слоях с дефицитом O_2 . Увеличение содержания метана ниже слоя температурного скачка (СТС) особенно выражено на станциях с условиями близкими к анаэробным. По сравнению с поверхностным слоем увеличение содержания в придонных слоях составляет от 2,3 до 4,3 раз.

В промежутках между съемками периодический отбор проб производили на станции IV на рейдовой вертикали Красновидовского плеса. В течение июня содержание метана в придонном слое увеличилось с 8 до 284 мкл/л, что связано с устойчивой прямой стратификацией и отсутствием активного обмена с эпилимнионом.

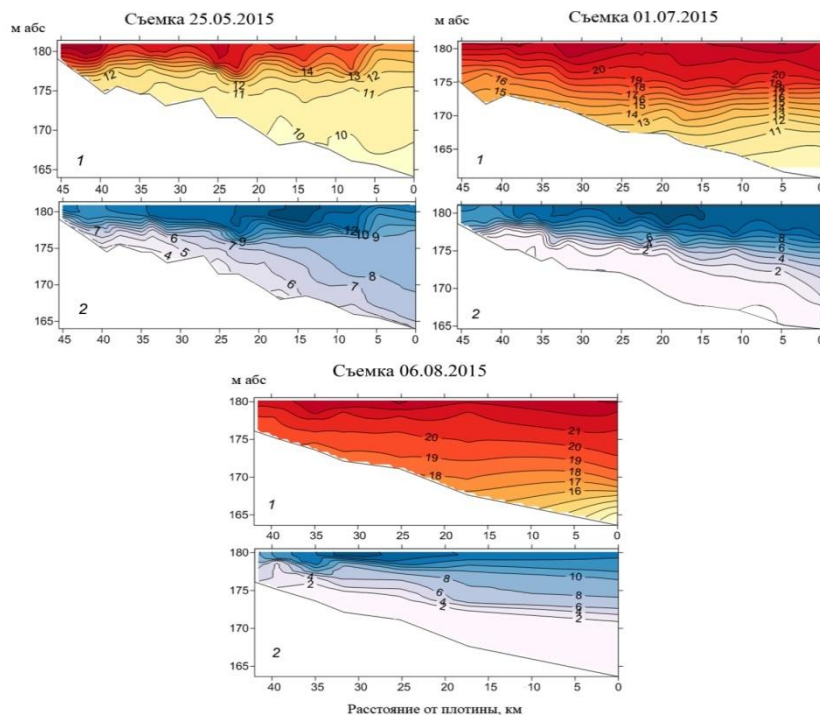


Рис. 2. Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) и растворенного кислорода (мг/л) по данным гидролого-гидрохимических съемок

Во время съемки 1 июля благодаря предшествующим погодным условиям (антициклонический период с максимальной устойчивостью водной толщи при $T_n - T_0$ более 10°C) зона с анаэробными условиями распространилась в гипolimниионе до горизонтов 5 м в верховьях и 6 м у плотины, что обусловило рост содержания метана в придонном слое до 505-613 мкл/л в верховьях и до 664-948 мкл/л в центральном и приплотинном районах. Содержание метана в поверхностном слое на 2 порядка меньше: от 3-4 мкл/л в центральном и приплотинном районах до 11 мкл/л в

верховьях над поймой, что связано как с более интенсивным обменом с придонными слоями в мелководном верхнем районе, так и с меньшим содержанием кислорода. Для надпойменных станций различия содержания метана у поверхности и у дна выражены только там, где глубина станции превышает глубину залегания СТС.

Во время съемки 06.08 в поверхностном слое пересыщение кислородом достигло 224% (19,2 мг/л) в центральном районе и 185% (15,5 мг/л) у плотины из-за активного фотосинтеза при благоприятных погодных условиях. Содержание метана у дна в центральном и приплотинном районах (ст. III и V) достигло к этой дате 1452 и 2330 мкл/л соответственно, а в поверхностном слое 8,5 и 4,6 мкл/л соответственно. На станциях в приустьевых заливах содержание метана у поверхности и у дна из-за разрушения стратификации одинаково.

К концу августа на ст. IV содержание метана в придонном горизонте при продолжающихся анаэробных условиях достигло 2516 мкл/л, а у поверхности – 6,8 мкл/л. В первой декаде сентября погодные условия привели к разрушению устойчивой прямой стратификации. При усилении обмена между слоями воды содержание метана в поверхностном и придонном слое 05.09 имело один порядок: 5,4 мкл/л у дна и 2,7 мкл/л у поверхности.

На Озернинском водохранилище (рис. 3) съемка была произведена только 28.07.2015. На момент проведения съёмки в водохранилище наблюдалась устойчивая температурная стратификация с термоклином на глубине около 5 м. Концентрация кислорода в поверхностном слое колебалась в пределах 10,5-13 мг/л, у дна не превышала 0,94 мг/л, оксиклин располагался на глубине 5-7 м. Наибольшее

содержание метана характерно для наиболее глубоководных станций 2-4.

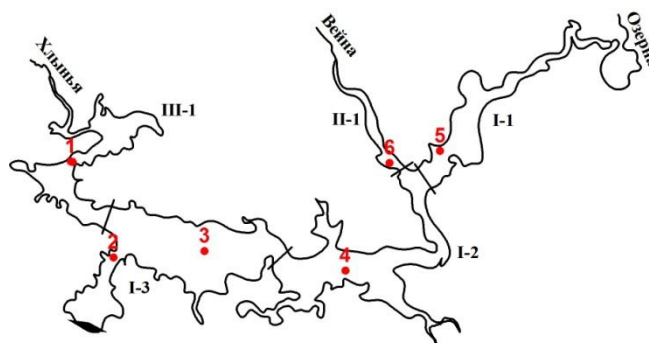


Рис. 3. Схема Озернинского водохранилища с номерами станций отбора проб

На ст. 1 и 5, имеющих глубину 9 и 7 м соответственно, содержание метана в придонном слое относительно невысоко, что может быть обусловлено особенностями грунта — оливковым и желто-коричневым песчаным илом, отличным от черных илов русловой ложбины, характерных для станций 2-4. По величине содержание метана занимает промежуточное положение по сравнению с результатами съемок Можайского водохранилища 1.07 и 6.08.

Продолжительное отсутствие кислорода в нижних слоях относительно глубоководных малопроточных водохранилищ способствует увеличению содержания метана, устойчивая стратификация и пересыщение кислородом поверхностного слоя не способствуют эмиссии метана в атмосферу. Однако при разрушении устойчивой стратификации и проникновении перемешивания до дна возможны залповые выбросы метана. При асимметричном профиле водохранилища этот процесс может быть растянут по времени в зависимости от синоптических условий,

поскольку разрушение стратификации в районах с различной глубиной происходит в разное время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бреховских, В.Ф. Об оценке потребления кислорода разными типами грунтов долинных водохранилищ в летний период/ В.Ф. Бреховских, Г.Н. Вишневская, Е.Р. Кременецкая, Д.В.Ломова // Метеорология и гидрология. – №10. – 2006. с.82-91.
2. Дзюбан, А.Н. Экологические аспекты исследований содержания метана в природных водах / А.Н. Дзюбан // Вода: химия и экология. – 2012. – № 11. – с. 10-15.
3. Фёдоров, Ю.А. Метан как показатель экологического состояния пресноводных водоемов (на примере озер Валдай и Ужин) / Ю.А. Фёдоров, Н.С. Тамбиева, Д.Н. Гарькуша // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 6. – с. 88–96.
4. Tremblay, A. Greenhouse Gas Emissions: Fluxes and Processes, Hydroelectric Reservoirs and Natural Environments / A. Tremblay, L. Varfalvy, C. Roehm and M. Garneau (eds.). // Environmental Science Series. – New York: Springer. – 2005. – 732 p.

ВЛИЯНИЕ КАЛИНИНСКОЙ АЭС НА ТЕРМИЧЕСКИЙ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМЫ И СОСТОЯНИЕ СООБЩЕСТВ ФИТОПЛАНКТОНА ВОДОЕМОВ- ОХЛАДИТЕЛЕЙ

И.Л. Григорьева, А.Б. Комиссаров, Е.А. Чекмарева
*Иваньковская НИС Института водных проблем
Российской академии наук, Конаково, Россия
e-mail: Irina_Grigorieva@list.ru*

Влияние атомных электростанций на окружающую среду носит сложный и комплексный характер, для оценки которого необходимо проведение мониторинговых наблюдений всех природных сред: атмосферного воздуха, почв, поверхностных и подземных вод, биоты.

В задачи авторов входила исследование влияния Калининской АЭС, которая расположена на севере Тверской области, в Удомельском районе, на термический, гидрохимический и гидробиологический (фитопланктон) режимы водоемов-охладителей. В состав атомной станции входят четыре действующие энергоблока ВВЭР-1000 мощностью 1000 МВт каждый, введенные в эксплуатацию в 1984, 1986, 2004 и 2012 гг. В качестве охладителей в производственном цикле Калининской АЭС используются озера Удомля и Песьво, отнесенные к водоемам высшей рыбохозяйственной категории и являющимися рекреационными объектами и приемниками сточных вод от г. Удомля. Озера соединены между собой протокой. Протока в озеро Песьво имеет слабое течение в направлении от Песьво к Удомле. К южному берегу озера Удомля выходит Калининская АЭС.

В работе использованы материалы полевых исследований озер Песьво и Удомля, выполненные в 2014 г. Макрокомпонентный состав вод был определен методами объемного титрования и потенциометрии в гидрохимической лаборатории Ивановской научно-исследовательской станции Института водных проблем РАН.

В таблице 1 представлены максимально наблюдаемые значения температуры воды озер-охладителей и значения температуры воды в естественных условиях. Наиболее значительное превышение естественного фона отмечено в

зимний период. В весенне-летний период температура воды в озерах была на 4.3-11.1 градусов выше фоновых значений.

Таблица 1.

Максимальные значения температуры воды, отмеченные в озерах Песьво и Удомля в январе-июне 2014 г.

Месяц	О. Молдино, естествен. условия	Вход в оз. Песьво	Выход Из оз. Песьво	Вход в оз. Удомля	Выход из оз. Удомля
январь	ледостав	22.6	16.2	18.2	14.6
февраль	ледостав	19.7	12.2	15.0	11.7
март	ледостав	22.2	15.8	17.2	15.7
апрель	13.1	24.2	20.8	20.2	20.4
май	24.4	34.8	32.4	30.0	28.8
июнь	24.3	33.4	31.0	29.4	28.6

Гидрохимические исследования показали, что по классификации О.А. Алекина [1] воды озер Удомля и Песьво относятся к гидрокарбонатному классу кальциевой группы. Минерализация вод в среднем составляла 230 – 235 мг/дм³. Величина рН, одного из важнейших показателей качества вод, от которой зависит развитие и жизнедеятельность водных растений, устойчивость различных форм миграции элементов, агрессивное действие воды на металлы и бетон и т.д., не выходила за пределы допустимых значений (6.5–8.5) для водоемов рыбохозяйственного назначения.

Значения мутности и взвешенных веществ были, в основном, невысокими. Кислородный режим в озерах благоприятный, зафиксированные значения растворенного кислорода были во всех точках наблюдений выше минимального допустимого значения в период открытой воды (6 мг/дм³). Превышение значений ПДК_{рыб-хоз} такими

показателями как цветность и перманганатная окисляемость является свидетельством поступления в озера органических веществ, в основном, природного происхождения [2].

Концентрации биогенных элементов, в основном, были невысокими и не превышали $\text{ПДК}_{\text{рыб-хоз}}$, за исключением аммонийного азота. Концентрации аммонийного азота, незначительно превышающие $\text{ПДК}_{\text{рыб-хоз}}$ и на уровне этого критерия были зафиксированы в оз. Песьво и в протоке между озерами. В оз. Удомля наблюдались более низкие концентрации, по сравнению с оз. Песьво. Такое повышение содержания аммония в воде озёр может быть связано со сбросом коммунально-бытовых сточных вод МУП ЖКХ г. Удомля в южной части оз. Песьво.

Видовое разнообразие фитопланктона в озёрах-охладителях в отдельные месяцы 2014 г. было различным. Ядро альгофлоры формировали исключительно диатомовые и зелёные водоросли, на долю которых в разные месяцы приходилось от 74 % до 83 % от общего числа обнаруженных видов водорослей (табл. 2). При этом, в первой половине года (зимой и весной) доминировали диатомовые водоросли, тогда как во второй (летом и осенью) – зелёные. В оз.Наволоок, расположенном севернее озёр-охладителей и не испытывающим на себе влияние подогретых вод, видовое разнообразие фитопланктона в сентябре 2014 г. не сильно отличалось от такового в оз.Песьво и Удомля. Основу альгофлоры в оз.Наволоок формировали, как и в озерах-охладителях, диатомовые и зелёные водоросли, на долю которых приходилось 73 % от общего числа обнаруженных видов водорослей.

Таблица 2.

Видовое разнообразие фитопланктона озёр-охладителей и оз. Наволок в отдельные месяцы 2014 г.

Названия отделов	Оз. Песьво и Удомля				Оз. Наволок
	Февраль	Апрель	Июнь	Сентябрь	
Диатомовые	29	37	16	16	16
Зелёные	22	27	36	38	24
Синезелёные	6	2	4	8	8
Криптофитовые	4	6	2	1	2
Эвгленовые	3	5	2	7	1
Динофитовые	2	1	1	1	1
Золотистые	1	5	1	1	1
Жёлтозелёные	1	1	1	1	н/о
Стрептофитовые	н/о	н/о	н/о	н/о	2
Всего	68	84	63	73	55

Стоит отметить отсутствие в альгофлоре озёр-охладителей представителей десмидиевых водорослей (отдел Стрептофитовые), а в оз.Наволоок – жёлтозелёных. По ранее проведённым исследованиям [3], до 2008 г. в озёрах-охладителях десмидиевые водоросли встречались довольно часто, но отсутствовали криптофитовые водоросли, которые были обнаружены нами в 2014 гг. Исчезновение десмидиевых водорослей связано с увеличением минерализации озёр. Это подтверждается обнаружением в 2014 г. синезелёной водоросли *Planktolyngbya limnetica*, которая, по сравнению с десмидиевыми, предпочитает воды с более высокой минерализацией. Появление криптоноад может быть связано с увеличивающейся антропогенной нагрузкой на экосистемы озёр, так как представители этого отдела устойчивы к загрязнению и могут питаться бактериями.

Исследования водоемов-охладителей Калининской АЭС в 2014 г. показали существенное влияние сбросов подогретых вод на термический режим озер Песьво и Удомля и на состояние сообществ фитопланктона. Следует также отметить некоторое увеличение минерализации воды в озерах-охладителях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 413 с.
2. География Удомельского района//под общей ред. к.г.-м.н. Б.К.Виноградова. Тверь: РИУ Тверского университета, 1999. 356 с.
3. Серяков С.А., Марков М.В. Альгоиндикация состояния водоемов-охладителей (на примере некоторых озер Удомельского района Тверской области)// Вестник Тверского государственного университета. 2009. №31 (География и геоэкология). С. 43-59.

РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА РЕКАХ КРИОЛИТОЗОНЫ¹

И.И. Грицук*, Е.И. Дебольская*, В.К. Дебольский***

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

*** ФГАОУВО РУДН, Москва, Россия*

e-mail: grizli2881@mail.ru

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 16-08-00595, 15-05-00342)

Систематические исследования вечной мерзлоты начались еще в первой половине 19-го века. Изучение особенностей водных потоков в условиях криолитозоны началось лишь в 70-х годах 20-го столетия благодаря открытию здесь в 60-х годах месторождений нефти и газа. Необходимость учитывать эти особенности при прокладке трубопроводов на морских побережьях и в поймах рек Арктики предопределила развитие исследований воздействия морского волнения и речных потоков на трансформации берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами. Сыграли свою роль в развитии этих исследований и проекты переброски или использования стока северных рек в многонаселенных областях, разрабатываемые не только в Советском Союзе, но и в США и Канаде. Тем не менее анализ изученной отечественной и зарубежной литературы показывает, что работы, посвященные береговым деформациям арктических морей, наиболее интенсивно начали развиваться лишь в последнее десятилетие, а исследований трансформаций речных русел до сих пор крайне мало. Одним из первых литературных обзоров этих исследований была работа Kevin M. Scott [10], опубликованная в 1979 году, в которой автор подчеркивает важную роль советских исследователей криолитозоны и в частности процессов термоабразии береговых речных склонов. Многие термины, используемые в этой области знания, с тех пор представляют собой кальку русских названий. Например, термин "ниши вытаивания", введенный Р.В. Абрамовым еще в 1957 году, широко используется зарубежными авторами и известен теперь как thermo-erosional niching. О непреходящей актуальности исследований криолитозоны свидетельствует проведение международных конгрессов (Permafrost Conference). К сожалению, после появления на первом конгрессе работы Walker H.J., L. Arnborg [11] в 1963 году аналогичных исследований было мало. Стоит отметить среди них работу

М. Kanevskiy et al. [9]. Результаты исследований по деградации морских арктических берегов, успешно проводимых в последнее время с применением высокотехнологичных методов, могут быть в какой-то степени использованы и для оценок речных деформаций. Примером может служить работа А.И. Кизякова и др. [4]. Большой вклад в исследования руслообразующих процессов в криолитозоне вносят работы В.М. Михайлова из Института мерзлотоведения СО РАН.

Климатические колебания по данным многочисленных наблюдений на современном этапе выражаются в заметном повышении температур воздуха в арктических районах. Влиянию потепления посвящено в последние десятилетия огромное количество исследований, отраженных в научных статьях, трудах конференций, аналитических обзорах. Интерес к этим исследованиям обусловлен возрастающей практической значимостью арктической зоны, богатой месторождениями полезных ископаемых и прежде всего углеводородов, и не в последнюю очередь экологическими проблемами. Одна из проблем, связанных с деградацией вечной мерзлоты, это ландшафтные изменения, в том числе береговые деформации. Особенно подвержены этим изменениям участки дельт. Однако интерес исследователей главным образом ограничивается морским побережьем и дельтами, трудно найти работы по изучению речных береговых деформаций. Их результаты отражены прежде всего в работах российских и французских ученых [6-8], которые подтвердили, что с середины прошлого века изменился ряд ключевых параметров. Температура воды в реке Лена, например, в паводковый период повысилась на 2 °С по сравнению с показателями за 1950 г., что привело к изменению процессов, влияющих на развитие термальной и механической эрозии берегов. Увеличение темпов термоэрозии с начала 80-х гг. полностью соотносится с

ростом температуры водного потока вследствие потепления. На некоторых участках скорость отступления берегов достигает 20-40 м в год, а вымываемые породы уносятся по течению и создают трудности судоходству.

В последние годы большой интерес был проявлен к проблеме выноса реками органических соединений, поскольку речной сток является одним из основных источников поступления растворенных и взвешенных веществ в моря Северного Ледовитого океана. В отечественной и зарубежной литературе широко обсуждается влияние водных объектов на процессы глобального переноса углерода между различными природными средами и отмечаемое в последнее время увеличение количества органики в Северном Ледовитом океане, причиной которого может быть таяние вечной мерзлоты в Сибири и рост выноса органических веществ реками. Кроме того общей проблемой для арктического региона является загрязнение окружающей среды стойкими органическими соединениями и другими веществами, которые годами накапливались на этих территориях, и в частности на берегах рек, так как традиционно именно здесь располагаются населенные пункты и объекты промышленного назначения. К тому же в труднодоступных районах Сибири и крайнего севера речное судоходство нередко служит единственным способом доставки грузов и перемещения людей, кроме авиации, имеющей все-таки значительные ограничения. При потеплении климата и деградации мерзлоты возрастает опасность разрушения берегов и поступления токсичных веществ из мест захоронения промышленных, бытовых, химических и радиоактивных отходов в речные воды и дальнейшего их распространения. Тем не менее до сих пор не была отслежена очевидная связь разрушения берегов под действием термоэрозии с транспортом взвешенного и растворенного

вещества, освобождаемого при разрушении. Хотя на эту проблему было указано, например, в аналитическом обзоре о состоянии внешней среды Программы ООН [3], где отмечалось, что таяние вечной мерзлоты, размыв зафиксированной в мерзлоте органики и биогенов и вынос их реками как в растворенном, так и взвешенном состоянии в повышенных объемах в океан повлияют на биологию океана и приведут к росту первичной продукции в океане.

Развитие информационных и вычислительных технологий способствует построению математических моделей, с помощью которых возможно не только прогнозирование русловых процессов в условиях криолитозоны, но и углубленное исследование многочисленных взаимосвязей, которые необходимо учитывать при их исследовании. Верификация таких моделей требует данных натурных или лабораторных экспериментов. Удалось найти лишь одну работу, основанную на проведении лабораторных экспериментов и посвященную физическому моделированию размывов мерзлых грунтов. Это работа Разговорова Е. Л., Войнович А. П. из ВНИИГа им. Б.Е. Веденеева [5], где предложены методы физического моделирования размывов мерзлых грунтов в нижних бьефах ГЭС на мерзлой модели в холодильной камере и на гидравлической модели с использованием моделирующих мерзлый грунт мелогрунтовых композитных материалов. Приведен комплекс масштабных коэффициентов, а также критериев теплового и гидравлического моделирования. Дан пример практического использования предлагаемых методов моделирования при прогнозировании размывов в нижнем бьефе Колымской ГЭС. В целом проведенный эксперимент по мнению авторов указал на необходимость моделирования процессов размывов мерзлых грунтов с помощью композитных материалов, имитирующих мерзлый грунт.

За последнее десятилетие в Институте водных проблем РАН были проведены комплексные исследования русловых процессов в условиях криолитозоны [1-2]. На основе лабораторных экспериментов в гидравлическом лотке с размываемым дном с использованием частично замороженного грунта и пластин льда, внедренных в береговой откос, изучены воздействия гидравлических нагрузок на деформации русел, сложенных многолетнемерзлыми породами. Была разработана двухмерная математическая модель деформаций русел, сложенных многолетнемерзлыми породами, под воздействием волн попуска и наводнений, вызванных ледовыми затруднениями. Модель позволила выявить определяющие параметры задачи, способные привести к наиболее неблагоприятным последствиям при зимних наводнениях в условиях вечной мерзлоты. Численные эксперименты позволили получить оценки влияния вечной мерзлоты на деформации дна и берегов, площадей и объемов размывов под действием волн различного происхождения и сделать вывод о том, что потепление климата, приводящее к изменению характеристик мерзлых грунтов, приведет к значительным переформированиям русел с изменением размеров и положения зон размывов и аккумуляции наносов. Анализ результатов моделирования позволил заключить, что нагревание водного потока, приводящее к таянию ледяных пластов, включенных в береговой откос, оказывает интегро-дифференциальный разнонаправленный эффект на русловые деформации, вызванные волновым воздействием. Этот эффект заключается в усилении процессов размыва и аккумуляции на отдельном участке при уменьшении суммарного объема переносимых наносов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дебольская Е.И. Математическая модель русловых деформаций рек криолитозоны // Водные ресурсы. 2014. Т. 41. № 5. С. 496–506
2. Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Грицук И.И., Масликова О.Я., Ионов Д.Н. Моделирование деформаций русел, сложенных мерзлыми породами, при повышении температуры окружающей среды // Лёд и Снег. 2013. № 1(121). С. 104-111.
3. Источники поступления загрязняющих веществ в АЗРФ и пути их миграции в морскую среду http://npa-arctic.iwlearn.org/Documents/da_full/section_4.2.pdf
4. Кизяков А. И., Зимин М. В., Лейбман М. О., Правикова Н. В. Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения // Криосфера Земли. 2013. Т. 17, № 4. С. 36–47.
5. Разговорова Е.Л., Войнович А.П. Физическое моделирование размывов мерзлых грунтов в нижних бьефах ГЭС. // Известия ВНИИГ им. Б.Е.Веденеева. 2000. Т. 236. С. 170-183.
6. Coastard F., Gautier E., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang D. Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in Central Siberia // Geophysical Research letters. Vol.34, L14501, doi:10.1029/2007GL030212, 2007
7. Dupeyrat L., Costard F., Randriamazaoro R., Gailhardis E., Gautier E. and Fedorov A. Effects of Ice Content on the Thermal Erosion of Permafrost: Implications for Coastal and Fluvial Erosion Permafrost and Periglac. // Process., 22: 179–187 (2011) Published online 9 May 2011 in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/ppp.722),
8. Gautier E., Brunstein D., Costard F., Lodina R. Fluvial dynamics in a deep permafrost zone – the case of the middle Lena river (Central Siberia) // Permafrost, Phillips, Springman

& Arenson (eds) © 2003 Swets & Zeitlinger, Lisse, ISBN 90 5809 582 7

9. Kanevskiy, M. , Shur, Y. , Jorgenson, T. , Stephani, E. and Strauss, J. Extreme rates of riverbank erosion of the high bluff formed by the ice-rich syngenetic permafrost (yedoma), Itkillik River, Northern Alaska // Process. American Geophysical Union (AGU) Fall Meeting, San Francisco, USA. 2013.

10. Scott Kevin M.. Arctic Stream Processes an Annotated Bibliography // U. S. Government Printing Office Washington, D. C., 1979, 82 p.

11. Walker, H. J., and Arnborg, L. Permafrost and ice-wedge effect on riverbank erosion // Permafrost Internat. Conf., Lafayette, Ind., 1963, Proc.: Natl. Acad.pp. 164-171

ОЦЕНКА ТЕЧЕНИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ КРУПНОГО ОЗЕРА С ПОМОЩЬЮ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ИНФРАКРАСНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ¹

В.В. Гузиватый, М.А. Наumenко

Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

e-mail: guzivaty@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Динамика вод Ладожского озера во многом определяет пространственное распределение химических элементов, гидробионтов, трансформацию и перенос вод, механизмы самоочищения. Однако измерения течений и оценка общей

¹ Выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ «Евразийские озёра в экстремальных климатических условиях» №16-55-76025.

циркуляции в крупных озерах, связано со значительными затратами. Измерения течений, проведенные в Институте озероведения РАН [1], [2] не дают исчерпывающего ответа о системе движений в Ладожском озере. Развитие спутникового дистанционного зондирования водных объектов позволяет получить новые знания о термической структуре, течениях и циркуляции вод в крупном озере.

Оценка течений со спутников в настоящее время осуществляются несколькими методами, одним из них является метод максимальной кросс-корреляции (Maximum Cross-Correlation-MCC), разработанный Emery W.J. [6].

РЕАЛИЗАЦИЯ МЕТОДА МАКСИМАЛЬНОЙ КРОСС-КОРРЕЛЯЦИИ

Метод MCC представляет собой процедуру, которая вычисляет смещение небольших областей одного изображения относительно другого. Этот метод основан на расчете полей адвективных течений на поверхности воды, исходя из смещения термической полей, видимой в паре спутниковых ИК изображений одного и того же участка поверхности воды, произведенных через некоторые промежутки времени. Он используется в настоящее время для открытого океана [3], прибрежных районов [5], внутренних морей [7], озера Тахо [6].

Существует ряд факторов, влияющих на результативность метода MCC. Метод не всегда верно воспроизводит тот компонент скорости, который направлен вдоль изотермы, изображенной на спутниковом снимке [7]. Так, в экспериментах [5] скорости оказывались были на 30-60 % по отношению к скорости, измеренной непосредственно с помощью дрейфтеров. При проведении исследований в фронтальной зоне необходимо учитывать не положение самого фронта, а потоки, действующие параллельно с температурным фронтом.

Лимитирующим фактором в применении метода МСС является облачность, закрывающая водный объект. Следующую проблему которую предстояло решить при расчетах течений методом МСС являлся выбор временных интервалов между спутниковыми изображениями применительно к Ладожскому озеру. Проведенные исследования позволяют заключить, что для условий летнего нагревания наилучшие результаты для расчетов течений можно получить используя снимки полученные в ночное время.

Для проведения экспериментов была выбрана серия сентябрьских снимков, что позволило применять расчеты как к дневным, так и к ночным изображениям. Из серии выбраны снимки представленные на рис. 1. Разница между ними составляет 464 минуты, структура изотерм имеет достаточно выраженное подобие, особенно в центральной части озера.

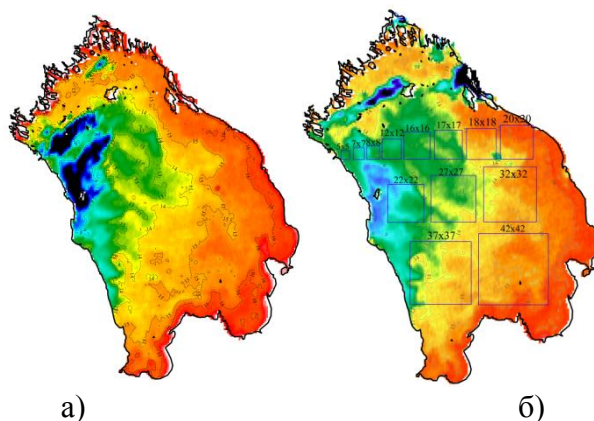


Рис. 1. Исходные спутниковые изображения с различными размерами корреляционных окон. а) 09/09/2009 15 ч. 16 мин. Мск Aqua, б) 09/09/2009 23 ч. 00 мин. Мск Terra.

Рассчитанное поле скорости МСС содержит векторы в каждой точке сетки, однако большинство из них имеют коэффициент корреляции ниже определенного значения. Векторы у которых коэффициент корреляции меньше 0.8 отбрасываются, исключаются и скорости течений больше 30 см/сек.

Выбранные снимки с различными размерами корреляционных окон относительно размеров Ладожского озера рис. 1б, исследовались на предмет подбора оптимального окна поиска и шага его сдвига. Расчеты производились для корреляционных окон начиная с размеров от 5x5 пикселей (5.5 км X 5.5 км) до 42x42 пикселя (46.2 км X 46.2 км), затем окно сдвигалось с шагом от 1 (1.1 км) до 3 (3.3 км) пикселей.

Расчеты показали, количества векторов увеличивается для всех размеров шага и он достигает максимума в районе, где значения корреляционного окна имеет величины от 18x18 до 22x22 пикселей. Размер корреляционного окна 20x20 пикселей следует считать оптимальным.

СРАВНЕНИЕ СКОРОСТЕЙ И НАПРАВЛЕНИЙ ТЕЧЕНИЙ

Эксперимент по сравнению экспертных и рассчитанных скоростей заключался в измерении скорости трансформации между одними и теми же изотермами двух снимков с последующим расчетом скорости этих трансформаций методом кросс-корреляции. Если рассматривать изотермы более детально, можно заметить их практически параллельное смещение относительно друг друга. На изотерме 13°C были выбраны характерные точки, между которыми проведены линии и присвоен порядковый номер. Затем в окрестностях выбранных линий произведены расчеты течений методом МСС, нанесены

точки и через начальную и конечную точку проведены векторы. Далее вычислена невязка между проведенными линиями и рассчитанными векторами течений.

Результаты расчетов показали, что примерно 60% направлений между экспертными и рассчитанными значениями векторов имеют отклонения всего ± 5 градусов. Около 6% составляют максимальные отклонения - достигающие ± 20 градусов.

Рассчитанные скорости методом максимальной кросс-корреляции, имеют тенденцию к завышению по сравнению с реальными в среднем на 6 см/сек.

Изучая течения над крупными озерами необходимо учитывать ветровую ситуацию. Предыстория воздействия ветра на поверхность Ладожского озера получена с метеостанции г. Сортавала.

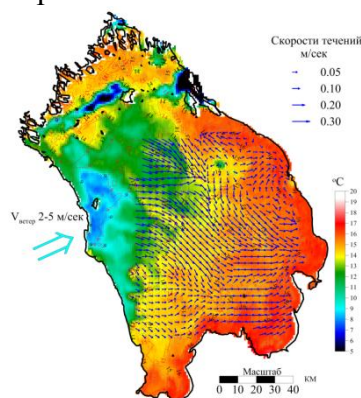


Рис. 2. Поле течений в поверхностном слое Ладожского озера рассчитанное методом МСС при воздействии юго-западного ветра

Эволюция апвеллинга у западного берега и термических полей поверхностного слоя озера под действием ветра послужила развитию поверхностных течений, как это

представлено на рис.2. Происходит перенос поверхностных вод во всей центральной части на юго-запад, т.е. примерно под углом 45° . Очевидно, что формирование поверхностного слоя озера и его трансформация происходит за очень непродолжительное время.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты позволяют констатировать, что применяя метод МСС мы в праве ожидать реалистичных результатов адекватно отражающих динамику поверхностного слоя воды. Схема потока вблизи фронтального раздела (термобара) требует дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев Г. П., Егорова Н.Б., Оганесян Л.А., Руховец Л.А. Трехмерная нестационарная модель Ладожского озера. Труды ГГИ (321), 1988, с. 32-40.
2. Малинина Т. И., Филатова И.В., Филатов Н.Н. Изменчивость водного баланса и моделирование течений Ладожского озера. Материалы школы-семинара "Взаимодействие между водой и седиментами в озерах и водоемах". Л., Наука, 1984, с. 191-197.
3. Bowen M., Emery W. J., Wilkin J. L., Tildesley P., Barton I. J., Knewton R., Extracting multi-year surface currents from sequential thermal imagery using the Maximum Cross Correlation technique. J. Atm. Oceanic Tech, v. 19, 2002. pp. 1665–1676.
4. Emery W.J., Thomas A.C., Collins M.J., Crawford W.R. Mackas D.L. An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images. J. Geophys. Res. 91, C11, 1986, pp. 12865–12878.
5. Kelly K.A., Strub P. T. Comparison of velocity estimates from advanced very high resolution radiometer in the coastal

transition zone. J. Geophys. Res., v. 97, c. 6, 1992, pp. 9653-9668.

6. Steissberg T.E., Simon J.H., Geoffrey S.S.. Measuring surface currents in lakes with high spatial resolution thermal infrared imagery. Geophysical research letters, v. 32, L11402, 2005, 4 p.

7. Zavialov P.O., Grigorieva J.V., Moeller Jr.O., Kostianoy A.G., Gregoire M., Continuity preserving modified maximum cross-correlation technique, J. Geophys. Res., v. 107, c. 10, 2002, pp. 3160-3178

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ФАКТОР ИНТЕНСИВНОСТИ ПРОДУКЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Ю.С. Даценко, В.В. Пуклаков

*Московский государственный университет имени
М.В.Ломоносова, Москва, Россия
e-mail: yuri0548@mail.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Температура воды, также как и солнечная радиация относится к факторам прямого (неустранимого) действия на процессы фотосинтеза. Многие лимнологи рассматривают температуру как основной управляющий фактор процессов в экосистеме. Теоретически, прямое влияние температуры воды на развитие водорослей обусловлено наличием диапазона оптимальных тепловых условий для отдельных групп и видов фитопланктона, поэтому сезонная сукцессия видов фитопланктона различается по причине несовпадения их температурных оптимумов. Важно, что интенсивность первичной продукции в большей степени определяется температурой, чем скоростью деления клеток [1].

Формальное описание влияния температуры на продукционно-деструкционные процессы осуществляется в рамках известных законов толерантности Шелфорда и роста интенсивности биохимических процессов Крога [2]. По результатам экспериментов с различными таксонами фитопланктона получены многочисленные зависимости, представляющие динамику температурного процесса в пределах интервала толерантности каждого конкретного вида. Температурные зависимости фотосинтеза, дыхания и скорости роста организмов описываются одновершинной кривой (обычно в виде близком к трапеции) [3].

При анализе внутрисезонной изменчивости продуктивности фитопланктона обнаруживается связь продукционно-деструкционных процессов планктона с синоптическими колебаниями гидрометеорологических условий, определяющих температурный режим водоема в вегетационный период

Исследование термического фактора продукционных процессов невозможно без четкого представления о сложных взаимосвязях между биотическими и абиотическими элементами экосистемы. Происходящие изменения в экосистеме могут быть математически формализованы, поэтому единственной перспективной методологией описания поведения водных экосистем в настоящее время представляется математическое моделирование [3, 4].

Цель настоящей работы - модельными расчетами оценить влияние экстремально жарких периодов на продукционные характеристики экосистем московских водохранилищ – Можайского и Истринского в течение вегетационного периода. Для расчетов использовалась квазидвумерная боксовая модель ГМВ-МГУ, неоднократно

верифицированная по данным наблюдений в водохранилищах различного типа [5].

МОДЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АНОМАЛИЙ ПОГОДЫ НА РАЗВИТИЕ ФИТОПЛАНКТОНА

За основу сценарных расчетов для Москворецких водохранилищ были взяты погодные условия 2012 года, который относится к годам со средними температурными условиями вегетационного сезона, средним годовым стоком воды с водосбора (обеспеченность 34%) и средним объемом половодья (обеспеченность 62%). Величина предвесенней сработки уровня водохранилища в этом году составила 3.5 м, что на 1 м меньше среднееголетнего значения.

Для моделирования влияния аномально жаркого периода были использованы данные реальных условий 2010 года, который по всем критериям относится к самым жарким годам за последние полвека (обеспеченность количества жарких дней с максимальной температурой более 25 °С в этом году составила всего 1.3%). По этому сценарию было выполнено два расчета: сценарий 1 – расчет 2012 года по данным реальных натурных наблюдений; сценарий 2 – расчет для условий 2012 года с включением в него жаркого периода с 3 июля по 18 августа по данным наблюдений в аномально жарком 2010 году. В реальном 2012 году средняя температура воздуха за этот же период составила всего 19.4. Особенности развития фитопланктона в годы с аномалиями погоды и гидрологического режима проявляются при сопоставлении распределения фитопланктона (синезеленых водорослей) в течение вегетационного периода с подобным (в одинаковых пунктах и одни и те же даты) распределением в обычный средневодный год – 2012.

Из трех моделируемых групп фитопланктона для анализа использовались только синезеленые водоросли, т.к. именно

эта группа доминирует в водоеме во второй половине лета. Доминирование жаркой антициклональной погоды в летний период сопровождается существенным снижением притока воды к водохранилищу и, соответственно, снижением уровня водоема. В рассматриваемом сценарии уровень в течение рассматриваемой погодной аномалии снизился в Можайском водохранилище примерно на 0,5 метра.

Продолжительность «цветения» фитопланктона (период, в течение которого биомасса фитопланктона превышает 1 мг/л) при наступлении жаркого периода сократился во всех участках водохранилища, однако наибольшее снижение произошло в средней части водоема. Средние значения биомассы синезеленых водорослей в течение моделируемого жаркого периода в водохранилище увеличиваются примерно на 30% в нижнем и среднем участках водохранилища, в то время как в верхней части водохранилища средняя биомасса остается практически неизменной по сравнению с обычным по температурным условиям годом. Максимальные значения биомасс синезеленых также увеличиваются (в среднем по водоему примерно на 30%). Появление резких пиков цветения в жаркие периоды, значительно превышающих пики в обычный год обусловлено концентрированием синезеленых водорослей в тонком приповерхностном слое в периоды штилей, обычных для такой погоды.

Цветение фитопланктона в жаркий период во всех участках водохранилища развивается примерно одинаково, и максимальные значения биомассы водорослей наблюдаются в конце августа, когда температура воды уже начинает снижаться. В среднем и приплотинном участке повышение температуры воды на ход развития водорослей почти незаметно. (Рис. 1)

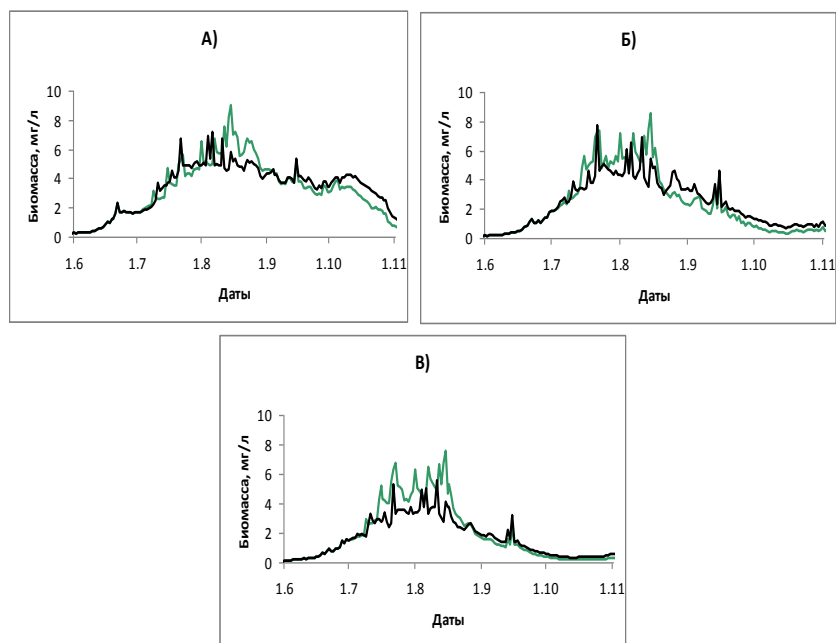


Рис. 1. Изменения биомасс фитопланктона в верхнем (А), среднем (Б) и прилотинном (В) участках Можайского водохранилища в 2012 году (черная линия) и по сценарию жаркого года (зеленая линия)

В целом результаты расчетов по сценарию показывают, что при наступлении жарких периодов общее количество новообразованного в результате фотосинтеза органического вещества в водохранилище увеличивается. Это обусловлено существованием диапазона тепловой оптимальности в развитии клеток водорослей, в аномально жаркие годы отдельные виды синезеленых водорослей могут интенсивно развиваться и достигать повышенных значений биомассы. Это увеличение, однако, не столь значительно, как нередко предполагается.

Развитие фитопланктона в Истринском водохранилище характеризуется примерно теми же закономерностями, что и в Можайском водохранилище и различия связаны только с абсолютными значениями максимальных биомасс водорослей, которые в Истринском водохранилище заметно выше. Это соответствует полученному ранее по результатам анализа многолетних наблюдений выводу о более высокой продуктивности этого водохранилища.

Таким образом, по сравнению с обычным (среднеклиматическим) годом аномально жаркая погода в вегетационный период приводит к увеличению первичной продуктивности московских водохранилищ, при котором средняя биомасса фитопланктона в поверхностном слое приплотинного участка водохранилищ возрастает примерно на 30%.

В аномально жаркие периоды биомасса фитопланктона в водохранилищах оказывается тем больше, чем ниже уровень водохранилища в период вегетации. Низкий уровень водохранилища при усилении стратификации способствует более интенсивному накоплению биогенных веществ в гипolimнионе водохранилища, что является вероятной причиной учащающихся вспышек в развитии фитопланктона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козицкая В.Н. Влияние экологических факторов (освещение, температура) на рост водорослей / В.Н. Козицкая // Гидробиологический журнал - №6 - 1989. С.55–70.
2. Меншуткин В.В. Искусство моделирования. /В.В.Меншуткин - Петрозаводск-Санкт-Петербург. 2010. 417с.

3. Страшкраба М., Гнаука А. Пресноводные экосистемы. Математическое моделирование / М.Страшкраба, А.Гнаука - М.: Мир, 1989. - 374с.
4. Айзатуллин Т.А., Шамардина И.П. Математическое моделирование экосистем континентальных водотоков и водоемов / Т.А.Айзатуллин, И.П.Шамардина // Итоги науки и техники. Сер. Общая экология. Биоценология. Гидробиология. Моделирование водных экосистем. М., ВИНТИ. - Т.5 - 1980. - с.154-228.
5. Гидроэкологический режим водохранилищ Подмосковья.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В РЕКАХ КРИОЛИТОЗОНЫ¹

Е.И. Дебольская

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

e-mail: e_debolskaya@yahoo.com

В отличие от предыдущего исследования, проведенного с помощью лабораторного и математического моделирования [1] и посвященного изучению распространения примеси в русле с ледяными пластинами, замороженными в береговой откос, в данной работе рассматривается случай полностью замерзшего берега, в который помещен источник загрязнения.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 15-05-00342)

Математическая модель состоит из следующих модулей: теплого – для моделирования таяния грунта берегового склона, гидродинамического - для расчетов течения, деформационного – для моделирования переноса наносов водным потоком и расчета деформаций и модуля для расчетов переноса примеси. В гидродинамическом блоке модели использовались двумерные уравнения движения жидкости и уравнение неразрывности, в деформационном модуле рассчитываются изменения отметок дна из уравнения русловых деформаций (закона сохранения массы переносимых наносов). Для замыкания использовалась наиболее простая зависимость Энгелунда, не предусматривающая деление наносов на взвешенные и донные. В тепловом модуле для расчета температур грунта используется однородное уравнение теплопроводности. В начальный момент времени во всем грунте задается отрицательная температура, в водном потоке положительная. Предполагается, что до начала таяния грунта деформации русла не происходят, и расчет расхода наносов и отметок дна начинается при достижении температурой грунта на границе с водой нулевого значения. В результате береговых деформаций поперечный размер водного потока и положение границы контакта воды с грунтом изменяется. Блок переноса примеси состоит уравнения переноса примеси. Максимальная концентрация источника принималась равной 100 условным единицам, его положение в пространстве и время действия можно варьировать. Численная модель основана на методе конечных разностей. Была принята прямоугольная расчетная сетка с постоянным числом узлов, но переменным шагом по координатам y и z , так как в процессе счета за счет деформаций изменяется ширина русла и отметка дна. Для валидации модели использовались результаты лабораторного моделирования, проведенного в

лотке гидравлической лаборатории Российского университета дружбы народов и описанного в настоящем сборнике. В соответствии с лабораторным экспериментом в математической модели рассчитывался поток трапецеидального поперечного сечения. Для задания входных параметров задачи в математической модели в соответствии с данными лабораторного эксперимента были получены расчетные соотношения для определения расхода воды, или условного уклона дна лотка, или глубины потока в зависимости от требований численного эксперимента. При постановке начальных условий продольная скорость потока задавалась в каждой точке по логарифмическому закону. Был рассчитан условный уклон потока (так как наклон дна лотка не мог быть изменен), при этом использовались данные эксперимента с известными параметрами потока (расходом, шириной по урезу и по дну и максимальной глубиной потока).

На рис. 1 представлены рассчитанные по модели распределения осредненной по глубине концентрации примеси на участке ниже по течению от источника с условной концентрацией 100 ед. в горизонтальной проекции (вид сверху) в различные моменты времени и соответствующее фото, сделанное в лабораторном лотке. Существенную роль в процессе распространения примеси очевидно играют возникающие за счет деформаций поперечные скорости водного потока, которые отсутствуют в случае стационарного недеформированного потока. На рис. 2 приведено поле поперечных скоростей в вышеописанном потоке в момент времени $t=720$ с, построенное по данным численного эксперимента в горизонтальной плоскости. Нумерация точек по оси y увеличивается от вертикального берега к наклонному.

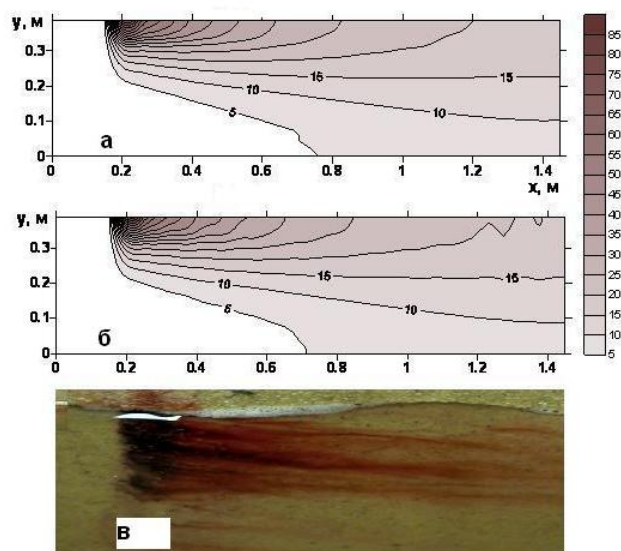


Рис. 1. Распределения осредненной по глубине концентрации примеси через 120 с – (а) и 820 с – (в) и фото потока с примесью в лабораторном лотке через 720 с после начала ее распространения

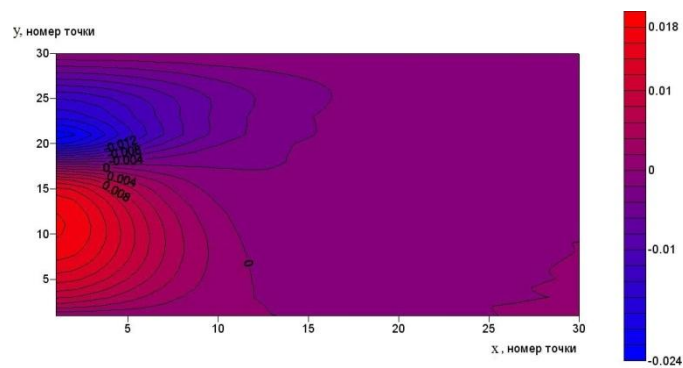


Рис. 2. Распределение поперечных скоростей в горизонтальной плоскости через 720 с после начала таяния грунта по данным численного эксперимента

Видно, что на наклонном берегу возникают поперечные скорости, противоположно направленные тем, которые формируются на вертикальном, что должно приводить к искажению картины распределения примеси по сравнению с недеформируемым потоком.

РОЛЬ ФОРМЫ ПОПЕРЕЧНОГО СЕЧЕНИЯ РУСЛА

Распространение примеси от источника с постоянным расходом в стационарном потоке после некоторого времени установления с момента начала выпуска должно стать стационарным. Однако изменение рельефа русла приводит к неравномерности водного потока, что вызывает в свою очередь изменение во времени объемов примеси, находящейся на исследуемом участке. При этом существенную роль, как и следовало ожидать, играет форма поперечного сечения русла. Для выявления этой роли были рассчитаны распределения концентраций примеси в разные моменты времени в потоках с разными углами заложения берегового склона ($\alpha=16.7, 21.8, 31, 50.2^\circ$) при равных ширинах по урезу, расходах водного потока и уклонах. Для них же были рассчитаны распределения примеси в отсутствии береговых деформаций, как в случае, если бы грунт не подвергался тепловому воздействию. Результаты приведены в виде графиков на рис.3 для двух случаев поперечного сечения с углами 16.7° (а) и 50.2° (б).

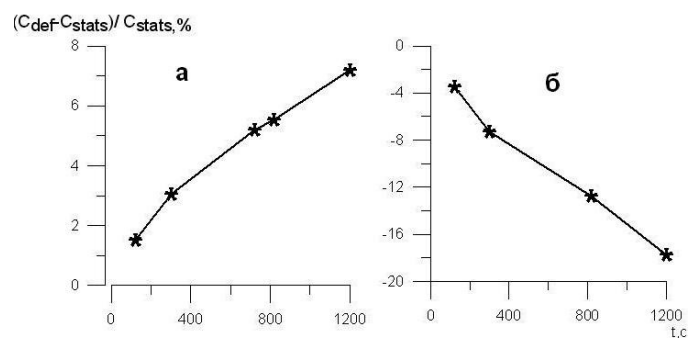


Рис. 3. Изменения во времени разницы между средними по всему объему рассматриваемого участка концентрациями примеси в деформируемом C_{def} и недеформируемом русле C_{stats} , нормированной на C_{stats} для поперечных сечений с углами 16.7° – (а) и 50.2° – (б)

Очевидно, что в случае русла с поперечным сечением, в наибольшей степени отличающимся от прямоугольного ($\alpha=16.7^\circ$), деформации, вызванные таянием и дальнейшим размывом, приводят к увеличению концентраций примеси, при этом их средние значения увеличиваются и по сравнению со средним значением в недеформируемом русле, т.е. можно сказать, что концентрации накапливаются с течением времени. В то время, как в русле с поперечным сечением, близком к прямоугольному ($\alpha=50.2^\circ$), концентрации примеси уменьшаются со временем и по сравнению с концентрацией в недеформируемом русле. Видимо можно говорить о том, что перенос примеси в деформируемых руслах с первоначальной формой сечения, близкой к прямоугольной, происходит более интенсивно, чем в отсутствии деформаций. Для объяснения этой гипотезы рассмотрим результаты моделирования деформаций при равных расходах и уклонах потока, но различных поперечных сечениях (варьируется ширина потока по дну, ширина по урезу остается постоянной). В

результате меняется глубина потока, площадь поперечного сечения и скоростные характеристики.

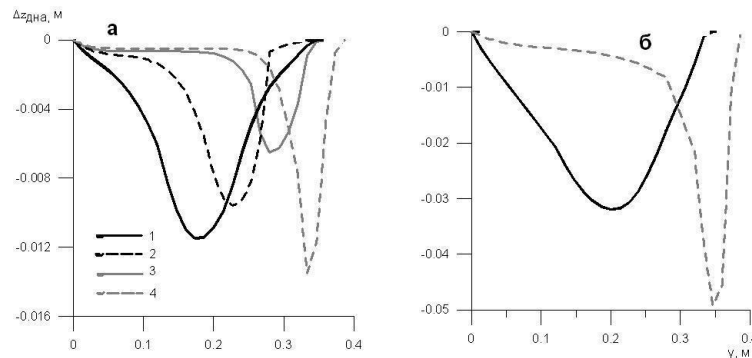


Рис. 4. Изменение отметок дна через 120 – (а) и 820 – (б) с после начала таяния в потоках с поперечными сечениями, характеризуемыми углами 16.7° – (1), 21.8° – (2), 31° – (3) и 50.2° – (4)

Результаты расчетов деформаций русел с различными поперечными сечениями через 120 с после начала таяния представлены на рис. 4 а. Анализ приведенных графиков позволяет сделать вывод о том, что при увеличении угла берегового откоса возникает ситуация, когда размыв в основном затрагивает береговой откос. В то время, как при уменьшении угла в большей степени деформируется дно.

Еще более наглядно это видно на рис. 4 б, где приведены деформации, рассчитанные для самого малого и самого большого углов, через 820 с после начала таяния. Кроме качественного отличия характера деформаций значительные различия существуют и в оценках средних значений и объемов деформаций для приведенных случаев. Так для угла берегового откоса $\alpha=16.7^\circ$ объем деформаций через 820 с составляет $5.4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3$, для угла $\alpha=50.2^\circ$ эта величина всего $3.7 \cdot 10^{-4} \text{ м}^3$. Средние концентрации для этих

двух случаев равны 12.4% и 8.5% от концентрации источника. По-видимому поток, подверженный большим деформациям, имеет тенденцию к увеличению поперечного сечения, а значит уменьшению скорости и накоплению примеси. Поток с сечением, характеризуемым большим углом берегового откоса, меньше подвержен деформациям. Видимо, изменение формы сечения приводит к перестройке поля скорости, способствующей более интенсивному переносу примеси потоком. На рис. 5 приведены распределения поперечных скоростей, возникших в результате деформаций русел с углом берегового склона $\alpha=16.7^\circ$ (а) и $\alpha=50.2^\circ$ (б) через 820 с после начала таяния грунта в поперечной плоскости потока. Видно, что при малом угле откоса (рис.5 а) формируется поле поперечных скоростей, противоположно направленных у вертикального и в наклонного берегов, обеспечивая зарождение вихревых структур, способствующих задержанию примеси в потоке и увеличению ее концентрации. При большом угле (рис. 5 б) формируется поле поперечных скоростей, свойственное одновихревому течению, что может способствовать более интенсивному переносу примеси, уменьшая ее концентрацию. Таким образом, один из важных выводов заключается в том, что форма поперечного сечения русла играет значительную роль в переносе и накоплении примеси.

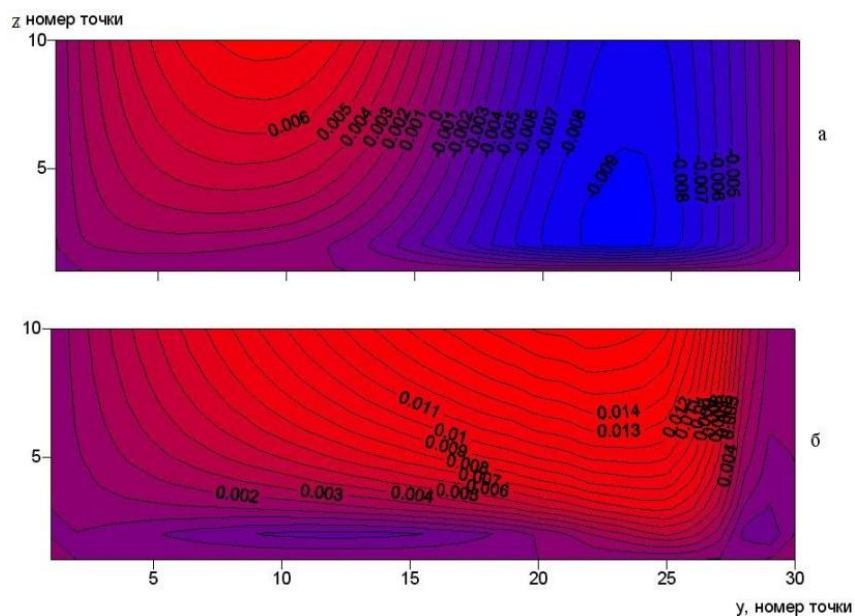


Рис. 5. Распределение поперечных скоростей в поперечной плоскости в потоках с разными углами берегового откоса через 820 с после начала таяния грунта

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

12. Дебольская Е.И., Остякова А.В. Моделирование переноса загрязнений потоками в деформируемых руслах в условиях криолитозоны // Лёд и Снег. 2013. № 4(124). С. 107-113.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОТОКА НА ТЕМПЫ БЕРЕГОВОЙ ЭРОЗИИ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ¹

В.К. Дебольский*, И.И. Грицук*, О.Я. Масликова*,
Д.Н. Ионов***

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

*** ФГАОУВО РУДН, Москва, Россия
e-mail: oksana68@mail.ru*

Интенсивность разрушения берегов северных водоемов связана с тем, что размыв подводного берегового склона, сложенного мерзлыми льдистыми породами, осуществляется под действием не только механической, но и тепловой энергии движущейся воды. При этом интенсивность размыва мерзлых пород зависит от температуры [1] и льдистости пород [2].

Ранее [3] была получена формула для транспортирующей способности водного потока с учетом изменения льдистости:

$$S = 2,4 \cdot 10^{-9} \cdot \frac{U^3}{g \cdot h \cdot w \cdot (i^2 + 10^{-6})}, \quad (1)$$

где S - транспортирующая способность потока, U – средняя скорость потока, h – глубина потока, w – гидравлическая крупность незамерзшего материала, i – льдистость за счет ледяных включений в долях единицы (д.е.).

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 15-05-00342, 16-08-00595)

Формула Дарси-Вейсбаха:

$$h_w = \lambda \cdot \frac{L}{h} \cdot \frac{U^2}{2g}, \quad (2)$$

или

$$\frac{\Delta h}{L} = i = \lambda \cdot \frac{1}{h} \cdot \frac{U^2}{2g}, \quad (2a)$$

где λ - коэффициент сопротивления, или потери энергии на трение по длине – определяется экспериментально, i – гидравлический уклон берегового склона, равен тангенсу угла наклона берега α .

$$h = q_c / U$$

(3)

q_c – удельный расход склонового потока

Скорость из (2a) и (3):

$$U = \sqrt[3]{\frac{2 \cdot g \cdot q_{ск} \cdot \operatorname{tg} \alpha}{\lambda}} \quad (4)$$

ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В гидравлической лаборатории РУДН была проведена серия экспериментов А) с полистиролом и Б) с различным углом уклона для определения влияния потока на темпы эрозии.

А) Полистирол обладает меньшей плотностью и большей плавучестью, чем песок. Следовательно, для него можно подобрать такие скорости, которые будут размывающими для полистирола, но неразмывающими для песка. Таким образом, нам удалось смоделировать двухслойную породу, слои которой имеют различные физические свойства (аналогично природным условиям: сезонноталый подвижный слой и слой ММП).

Предварительно полистирол смочили водой так, чтобы вода заполняла все пространство между частицами (насыщенный влагой грунт) и заморозили. Затем замороженные формы вложили в склон, имеющий естественный для песка угол откоса.

Полистирол был погружен в поток на 5,5 см, на поверхности оставалось 2 см. Можно было наблюдать различную скорость таяния замороженных кусков полистирола в потоке и на воздухе. Через 20 минут погруженная часть полностью оттаяла и размылась, тогда как верхняя часть оставалась скованной льдом еще 20 мин., и только под воздействием проседания и погружения в поток подвергалась размыву (рис. 1).



Рис. 1. Влияние потока на подводный размыв оттаявшего материала

На участках берегового откоса, лежащих выше уреза воды, влияние потока не распространяется, и в отсутствии каких-либо внешних условий (дождь, снеготаяние, любых других факторов, вызывающих склоновые потоки) протаивание грунта не вызывает подвижки материала, а только частное проседание.

Таким образом, была проверена формула (1) - влияние скорости потока на продольный транспорт наносов (видны размывы в подводной части и навесы над водой, где скорость течения равна нулю).

Б) Эксперименты с различным углом откоса проводились для смоченного замороженного грунта (аналог подводного склона в условиях криолитозоны) и для естественного замороженного (аналог надводного склона в тех же условиях). Проводились замеры изменения профиля относительно начала эксперимента по времени для трех случаев: 26 (естественный угол залегания откоса), 40 и 50 градусов.

Движение фронта протаивания (логарифмическая аппроксимация) – пунктирная линия – для смоченного грунта, точечная – для естественного влажного; сплошная линия – движение фронта эрозии для уклона с углом 26 градусов (рис. 2):

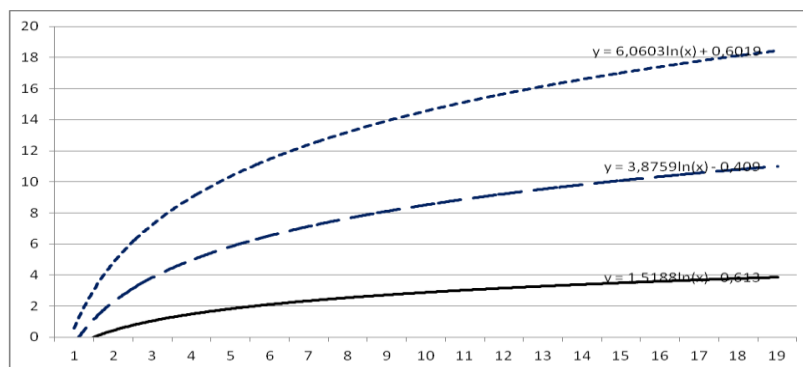


Рис. 2. Движение фронтов протаивания и эрозии (логарифмическая аппроксимация)

Хотя скорость протаивания смоченного и замороженного грунтов отличается, размыву подвергается только участок,

находящийся в воде. Верхняя, надводная часть склона, как и в случае А), подвергалась проседанию. 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 сверху. Это как раз тот случай, когда образуются, кроме солифлюкции, поверхностные оползни.

Графики зависимости скорости эрозии при разных углах уклона представлены на рис. 3.

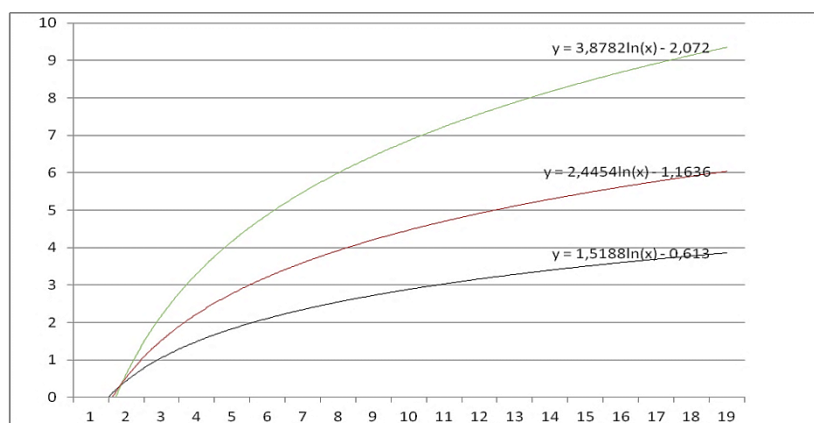


Рис. 3. Графики зависимости скорости эрозии от времени для угла 27 градусов – синяя линия; для 40 градусов – красная линия; для 50 градусов – зеленая линия

Если сопоставить значения эрозии для различных углов уклона в одинаковые моменты времени, то можно увидеть, что зависимость этих значений будет описываться функцией $\operatorname{tg} \alpha^{4/3}$ с определенным коэффициентом. Значение этого коэффициента рассчитываются по уравнению (4). Таким образом, экспериментально подтверждена зависимость, полученная ранее в теоретическом виде.

ВЫВОДЫ

- Скорость эрозии значительно отстает от скорости протаивания минимум в два раза. Протаивание замороженного естественного грунта и замороженного смоченного отличаются примерно в полтора раза.
- Величина размыва 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.
- Слои грунта, лежащие глубже, 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.
- Экспериментально показано, что зависимость размыва твердого вещества от угла уклона (при прочих равных) будет иметь степенной ($1/3$) вид. Таким образом, экспериментально подтверждена зависимость, полученная ранее в теоретическом виде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Грицук И.И., Масликова О.Я., Ионов Д.Н. Моделирование деформаций русел, сложенных мерзлыми породами, при повышении температуры окружающей среды Лед и снег, – 2013. – № 1(121), – с.104-110.

2. Котляков А.В., Грицук И.И., Масликова О.Я., Пономарёв Н.К. Экспериментальное исследование влияния льдистости грунтов, слагающих русло рек, на динамику берегового склона // Лёд и Снег, – 2011. – № 2 (114), – с. 92–98.

3. Грицук И.И., Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Масликова О.Я., Пономарёв Н.К. Влияние осадков в виде дождя на деформации берегового склона русел рек в условиях многолетнемерзлых пород, Лед и снег, – 2012. – №3(119), – с. 73-78.

ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМЫ ЭСТУАРИЕВ МЕЗЕНИ И КУЛОЯ

Н.А. Демиденко

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

На характер сезонного хода температуры воды в Мезенском заливе влияет интенсивный водообмен с устьевым взморьем рек Мезени и Кулоя. Он формируется в результате интенсивного перемешивания морских и речных вод под действием приливов и штормов. Среднегодовая температура поверхностного слоя воды увеличивается от восточной границы Мезенского залива – м.Конушинской Корги до вершины Мезенского залива (район д.Семжа) от 3,3 до 4,0°C.

Для Мезенского залива выделяют следующие сезоны термического режима: весну (май–июнь), лето (июль–август), осень (сентябрь–ноябрь) и зиму (декабрь–апрель). Средние величины температуры поверхностного слоя воды весной изменяются от северо-западной границы Мезенского

залива до вершины залива с 1,0° до 2,0°C. Максимальные температуры воды весной в том же направлении могут возрастать с 7 до 10°C.

Летом средние температуры поверхностного слоя залива от о.Моржовец до эстуария Мезени возрастают с 9,5° до 13°C. Максимальные значения температуры в этом же направлении могут возрастать с 11° до 17°C. Осенью средние температуры воды на поверхности вдоль Мезенского залива в сторону эстуария Мезени уменьшаются с 2° до 1°C. Максимальные температуры осенью, составляют в заливе 4°–5°C. В зимние месяцы температура поверхностного слоя воды отрицательная, колеблется от – 2,2°C на севере Мезенского залива до 0,0°C на юге в вершине залива и эстуарии Мезени.

В зимние месяцы (январь–март) температура воды в эстуарии Мезени у д.Семжи равна температуре замерзания воды соответствующей солености (–1,0 –1,1 °C). В апреле месяце начинается постепенное повышение температуры воды, средняя температура воды достигает –0,5°C. Переход через 0°C к положительной величине температуры воды происходит в среднем в первой декаде мая, когда возрастает тепловой сток реки. После очищения акватории залива ото льда происходит быстрый рост температуры. В последней декаде мая средняя температура воды составляет 4,4°C. В июне на устьевом взморье Мезени и в районе д.Семжа средняя температура воды повышается до 10,5°C. Наибольшей величины температура воды достигает здесь в июле. Средняя месячная температура воды равна в этот период 15,0°C, средняя за последнюю декаду июля – 15,8°C. Абсолютный максимум температуры воды у ГМС Семжи составил 26,7°C (7 июля 1954 г.).

В августе начинается постепенное охлаждение водной

массы залива (средняя температура воды – 13,8°C). Процесс осеннего охлаждения водной массы продолжается в сентябре (средняя температура 8,7°C) и октябре (средняя температура 2,2°C). Переход температуры воды через 0°C к отрицательным значениям наблюдается в первой декаде ноября. К концу ноября температура воды снижается обычно до значений –0,9°C и остается на этом пределе до января. Абсолютный минимум температуры воды у ГМС Семжи составил –1,8°C (5 марта 1964 г.).

Пониженная соленость морской воды в Мезенском заливе является причиной интенсивного ледообразования, однако вследствие высоких приливов, сильных течений и частых штормов припай образуется только на узкой полосе вдоль берега, а на остальной акватории залива происходит сжатие льдов, торошение и постоянное его движение, причиной чего в зимний период наблюдается битый лед и торосы, достигающие на плавучем льду 3–4 м высоты.

Средняя дата устойчивого ледообразования в эстуарии Мезени приходится на 2 ноября. Толщина ненарушенного льда в вершине устьевой области р. Мезени достигает 1 м, а в ее устье – до 1,5 м. В эстуарии Мезени сильное влияние приливов приводит к формированию мощного берегового припая. В районе м.Толстик – м.Симонов формируется мощная «приливная плотина», состоящая из больших глыб льда – стамух, находящихся на осушках, и торосистого льда. Стамухи могут достигать 4,0–6,0 м в высоту и более десятка метров в ширину и длину. «Ледяная плотина» демпфирует приливную волну, создавая условия подпора водному потоку на устьевом участке реки Мезени.

В декабре происходит интенсивное образование льда и появление серо-белых торосистых льдов в виде крупнобитых обломков. Сплоченность льда

преимущественно 8–9 баллов. Под влиянием ветра и течений на взморье наблюдается дрейф плавучего льда вдоль кромки припая или по всей акватории взморья Мезени при разрушении припая. Средняя скорость дрейфа льда составляет обычно 10–15 км за приливный цикл.

Очищение эстуария Мезени ото льда весной происходит в среднем с 7 по 21 мая. Первая дата относится к очищению от местного льда, вторая – к полному очищению от морского льда, иногда нагоняемого ветром из Мезенского залива. Средняя продолжительность ледового периода в районе Семжи составляет 200 дней, минимальная – 153 дня, наибольшая – 247 дней (таблица 1).

Таблица 1.

Средние многолетние даты и продолжительность осенне-зимних ледовых явлений

Дата	Появления ледовых образований	Начало ледостава	Продолжительность всех ледовых явлений, дни
р. Мезень– д. Семжа			
Ранняя	12.X	18.X	200
Средняя	25.X	2.XI	
Поздняя	15.XI	5.XII	

В ходе формирования мощного ледяного припая в эстуарии Мезени и Мезенском заливе, в результате первичного растрескивания, бокового намерзания в трещинах, различия в вертикальной составляющей приливных сил, периодичности динамических нагрузок и т.д., происходит торшение льдин с последующим смерзанием. Льдообразование происходит по конжеляционному механизму на подошве ледяного покрова. Задержанный торосами в ходе метелевого переноса снег, пропитанный водой, смерзается и образует, так называемый, снежный лёд. При существенных динамических нагрузках может

образовываться режеляционный лёд, образованный в ходе динамометаморфизма. Полоса этого льда, окаймляющая кромку припая, колеблется от 50 м до 300 м.

В зависимости от ветров южных румбов (ЮЗ, Ю, ЮВ) и приливо-отливных течений происходит распределение льда по акватории эстуария Мезени и Мезенского залива. При юго-западных направлениях ветра увеличивается сплоченность льда у восточного берега залива (Конушинского), а у западного (Абрамовского) – уменьшается. При юго-восточных ветрах происходит обратное распределение льда.

Ледяные поля в Мезенском заливе представлены льдинами следующих форм: овальные – 71–72%, удлинённые – 11–20%, округлые – 9–17%. От февраля к маю количество округлых форм льдин увеличивается, а удлинённых уменьшается. Конфигурация льдин характеризуется отношением ширины (В) к длине льдины (L). Для округлых льдин отношение близко к 1. Максимальная льдина, зафиксированная в Мезенском заливе по данным визуальных наблюдений, достигала по площади 5,17 км². Максимальная площадь льдины, зафиксированной в 19 февраля 2004 г. по данным спутникового зондирования поверхности Мезенского залива составила 60 км². Ледовые условия были тяжелые, сплоченность льда достигала 9 баллов.

Стамухи достаточно заметно отличаются от периодически оседающего льда, как размерами, так и формой. Преобладающий размер стамух в Мезенском заливе: длина – 6–10 м, ширина – 6–8 м, высота – 4,5–5,0 м. Значительная высота стамух обусловлена, в первую очередь смерзанием на их поверхности обломков наслоенного и битого льда. Мощность намерзшего сверху на поверхности стамухи слоя

«ледового конгломерата» составляет до 1/3 общей высоты льдины. В плане стамухи обычно округлой или слабо вытянутой формы. Высота кия составляет 2,5–2,8 м, т.е. около половины высоты стамухи. Масса наблюдавшихся стамух оценочно колеблется от 120 т до 250 т, в зависимости от их размеров.

Вскрытие прочного, торосистого покрова у г.Мезени в весенний период происходит под динамическим воздействием волны половодья, поэтому вскрытие носит бурный характер, сопровождается мощными заторами льда и подъемами уровня воды до 6,5–7,0 м над уровнем полной воды.

Весенние заторы льда ниже г.Мезени в эстуарии Мезени образуются ежегодно вследствие формирования в осенне-зимний период мощного, прочного и торосистого покрова. На участке ниже г.Мезени имеется три заторных очага: у м.Белый Нос, в районе о.Максимова Кошка и на перекате Мишина Кошка. Ниже створа м.Симонов – д.Окулово весенних заторов льда не бывает. Наиболее опасны для г.Мезени заторы в районе м.Белый Нос, при которых возможно подтопление города и размыв берегов потоком воды, идущим по пойме реки в обход затора. Весенние заторы льда в устье р.Мезени причиняют ущерб хозяйству г.Мезени и Мезенского района.

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ ОТКЛИК МАЛЫХ ВОДОТОКОВ НА СОВРЕМЕННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В.А. Дмитриева, Е.Г. Нефедова

*Воронежский государственный университет, Воронеж,
Россия*

e-mail: verba47@list.ru

ВВЕДЕНИЕ

Текущие глобальные изменения климата имеют региональные особенности и оказывают влияние на формирование гидрологических и химических условий водных объектов. Наиболее ярко последствия колебаний климата сказываются на вододефицитных территориях.

Рассматриваемая в качестве примера Воронежская область находится в зоне недостаточного увлажнения. Здесь за последние полвека речная сеть сократилась на 510 км, в основном за счет малых водотоков, и вклад климатических колебаний в этот процесс значителен. Снижение водности рек весной и деградация речной сети, в свою очередь, влияют на гидрохимический режим водных объектов.

Своевременное выявление вклада естественных и антропогенных факторов в формирование качества природных вод позволяет более грамотно использовать водные ресурсы и подобрать оптимальный комплекс компенсирующих мероприятий в случае необходимости. В связи с этим анализ гидрохимических особенностей малых водотоков, подверженных интенсивному антропогенному воздействию на фоне текущих климатических изменений, является весьма актуальным.

СОВРЕМЕННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТЕНДЕНЦИИ В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Температура воды, водоносность водотоков и другие параметры, влияющие на процессы самоочищения водных объектов, в значительной степени зависят от таких факторов как температура воздуха и количество осадков. Поэтому изменения этих гидрометеорологических параметров, вызванные климатическими колебаниями, могут приводить к устойчивой трансформации экологического состояния водных объектов.

В настоящее время для Воронежской городской агломерации, как и для области в целом, характерна тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха. Так, за 2001–2012 гг. по данным наблюдений на метеостанции (м/с) г. Воронеж среднегодовая температура повысилась относительно 1971–2000 гг. на 1,3 °С и составила 7,6 °С. Наибольшую роль в этом процессе играет увеличение продолжительности безморозного периода и повышение температуры воздуха холодного полугодия [1].

Рост зимних температур обуславливает повышение частоты оттепелей. Поступление талых вод в водоток отдельными порциями во время оттепели, сглаживающими половодье, может изменять характер поступления химических элементов с поверхностным стоком в течение года.

При повышении температуры воды активизируются микробиологические процессы самоочищения водных объектов. В то же время с ростом температуры в водном объекте снижается способность кислорода к растворению в воде, а, следовательно, самоочищение за счет химического окисления поллютантов уменьшается. При возникновении дефицита растворенного кислорода угнетаются как процессы окисления, так и жизнедеятельность водных

организмов, что приводит к возникновению ситуаций, критических для водных экосистем. С этой точки зрения сохраняющаяся тенденция роста температуры воздуха может оказаться негативной для качества природных вод.

Помимо роста температуры воздуха на рассматриваемой территории также отмечается увеличение годовой суммы атмосферных осадков. В период 1991–2012 гг. среднегодовое количество осадков на м/с Воронеж составило 580 мм, тогда как за весь период наблюдений – 555 мм. В теплое полугодие осадков выпадает больше, однако в настоящее время доля осадков весны и лета сокращается, а зимы увеличивается, также как возрастает и доля жидких осадков в годовом количестве [1].

Эти тенденции наряду с участвовавшими оттепелями способствуют увеличению водности рек в зимний период и снижению доли весеннего половодья. Хотя летние осадки и не играют стокообразующей роли из-за расходования на испарение, но, тем не менее, уменьшение их количества может негативно сказаться на водности водотоков и привести к снижению разбавляющей способности водных объектов, что наряду с ухудшением кислородного режима критично для экосистем.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

С целью выявления влияния естественных и антропогенных факторов на качество воды малых водотоков был проведен отбор и анализ проб. В качестве объекта исследования были выбраны два малых водотока Воронежской городской агломерации: рр. Песчанка и Тавровка. Основным источником поступления загрязняющих веществ в обоих случаях является поверхностный смыв поллютантов с водосбора. Однако характер нагрузки на водосборы рек

различен: р. Песчанка протекает в промышленной зоне города, а р. Тавровка – в сельскохозяйственной местности.

Пробы воды в реках отбирались с 28.04.2015 по 12.05.2016 гг.; впоследствии была добавлена еще одна точка в Масловском затоне Воронежского водохранилища (17.09.2015 – 12.05.2016 гг.), куда впадает р. Тавровка. Такая продолжительность наблюдений – один год с полным циклом фаз водного режима – позволяет выделить внутригодовую динамику химического состава малых водотоков. В то же время имеющийся ряд наблюдений слишком мал для выявления устойчивых межгодовых тенденций в экологическом состоянии водных объектов, и полученные результаты являются предварительными.

Пробы воды отбирались в истоках и устьевой части водотоков; общее количество проб – 60. Параллельно с отбором проб измерялась температура воды. Химический анализ проводился в аккредитованной эколого-аналитической лаборатории факультета географии, геоэкологии и туризма Воронежского государственного университета. В качестве анализируемых компонентов были выбраны растворенный кислород, перманганатная окисляемость, катион аммония, фосфаты и железо общее [3, 4].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Анализ полученных данных позволил выявить, что более высокие температуры воды характерны для р. Песчанка, чем для р. Тавровка. При этом во всех точках наблюдений температура воды максимальна в июле (рис. 1).

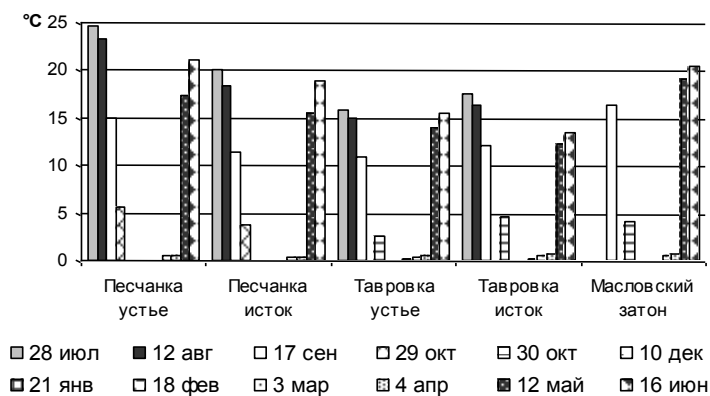


Рис.1. Температура воды в точках наблюдений

Существует положительная связь между температурой воды и перманганатной окисляемостью и отрицательная между температурой и содержанием растворенного кислорода. Поэтому меньшее содержание кислорода в р. Песчанка, чем в р. Тавровка, может быть вызвано, в том числе, более высокими температурами воды [2]. Существенное загрязнение Песчанки может усиливать дефицит кислорода (рис. 2, 3).

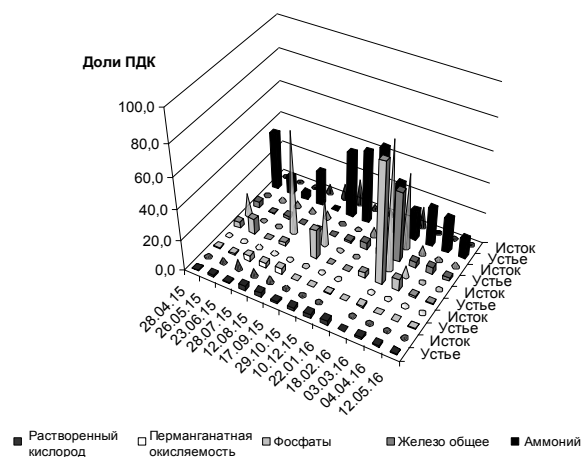


Рис.2. Концентрация веществ в р. Песчанка

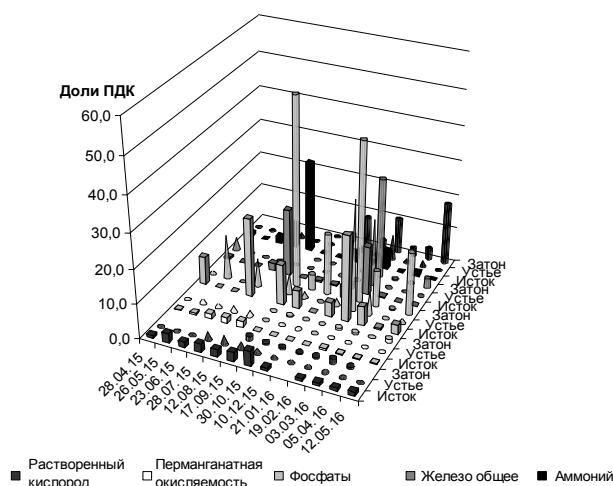


Рис.3. Концентрация веществ в р. Тавровка и Масловском затоне

Достоверной связи между температурой воды и содержанием биогенных элементов не выявлено. В большей степени концентрации биогенных веществ зависят от поступления с водосбора в течение года (особенно в период половодья). Однако концентрации всех веществ летом повышаются, вероятно, вследствие снижения разбавляющей способности водных объектов и дефицита кислорода (см. рис. 2, 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При существующем уровне нагрузки на рассмотренные водотоки их самоочищающей способности недостаточно для обеспечения высокого качества воды. Более равномерное распределение атмосферных осадков в течение года может усиливать разбавляющую способность в меженный период. Однако повышение температуры воды при существующем уровне загрязнения негативно влияет на самоочищение, так как возникает летний дефицит кислорода. Это позволяет предположить, что дальнейшее повышение температуры воздуха может негативно

сказаться на сохранении качества воды и потребует новых компенсирующих мероприятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриева В.А. Водные ресурсы Воронежской области в условиях меняющегося климата и хозяйственной деятельности / В.А. Дмитриева. Воронежский государственный университет. – Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2015. – 192 с.
2. Дмитриева В.А., Нефедова Е.Г. Кислородный режим малых водотоков в условиях различной антропогенной нагрузки // Бюллетень науки и практики. Электрон. журн. – 2016. – № 4 (5). – С. 56–61. Режим доступа: <http://www.bulletennauki.com/#!/dmitrieva/pdpbf>
3. Прожорина Т.И. Практикум по курсу «Гидрохимия». Ч. 2: Учебно-методическое пособие. – Воронеж: ИПЦ ВГУ, 2007. – 27 с.
4. Эколого-аналитические методы исследований окружающей среды / Т.И. Прожорина и [др.]. – Воронеж: Изд-во «Истоки», 2010. – 304 с.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ДЕЛЬТЕ, НАХОДЯЩЕЙСЯ В ЗОНЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД¹

Е.Н. Долгополова

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

e-mail: dolgopolova@gmail.com

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ, №№ 16-05-00288, 15-05-00342, и ОНЗ РАН, Программа № III. 8.

Устья большинства рек, впадающих в Арктические моря, находятся в зоне распространения многолетнемерзлых пород (ММП) (рис. 1) [14]. Устья рек от Печоры до Анадыря на побережье Ледовитого океана России находятся в областях сплошного развития ММП высокой льдистости [3]. Устья крупных рек Северной Америки: Маккензи (Канада), Колвилл и Юкон (США, Аляска) также расположены в криолитозоне [2, 6, 7, 16].

Анализ гидрологических процессов в арктических устьях рек России и сравнение их с процессами в устьях Маккензи и Колвилл [2, 4, 6, 10, 15], показал, что им свойственны общие черты. В частности, переформирование рукавов дельт рек в зоне ММП приурочено к весеннему вскрытию рек и ледоходу, причем вскрытие рек, текущих с юга на север, начинается с верховьев и сопровождается заторами льда, при прорыве которых резко увеличивается сток наносов в устьях. В данной работе рассматриваются основные черты гидрологического режима дельты р. Юкон, самой длинной на Аляске и четвертой по длине в США (длина 3700 км [5]). Река впадает в Берингово море, образуя многорукавную дельту (рис. 2). Информации о режиме дельты Юкона в российских источниках нет, общие данные о р. Юкон приводятся в единственной работе [5].

Реки Юкон и Кускокуим образуют в устье огромную общую дельту (136000 км^2), вторую по размеру в США после Миссисипи и седьмую в мире, причем дельтовая долина Юкона ниже Пайлот-Стэйшн (Pilot Station) покрыта грунтами, содержащими мерзлые слои толщиной 15–180 м [8]. Средний расход воды р. Юкон $Q=6000\text{--}7000 \text{ м}^3/\text{с}$, средний сток наносов $W_S \sim 70\text{--}90 \cdot 10^6 \text{ т/год}$. Сток наносов обеих рек превышает 90% всех наносов, поступающих в Берингово море [11]. Годовой объем стока воды W у Пайлот-Стэйшн по данным [16] 205 км^3 , причем с декабря

по апрель проходит ~13% стока, что характерно для рек криолитозоны в зимнюю межень [3, 4, 15]. Среднеголетняя величина концентрации взвешенных наносов ~475 мг/л [16]. Большая часть W_s поступает в рукава дельты Юкона во время весеннего половодья и летне-осенних паводков [11], как и в устьях сибирских рек, в которые по оценке [4] поступает в этот период более 70% W_s .

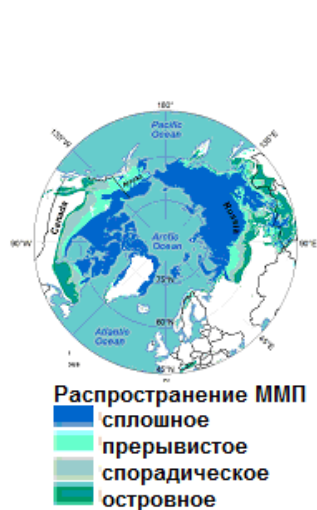


Рис. 1.
Распространение ММП
в Сев. полушарии [14]

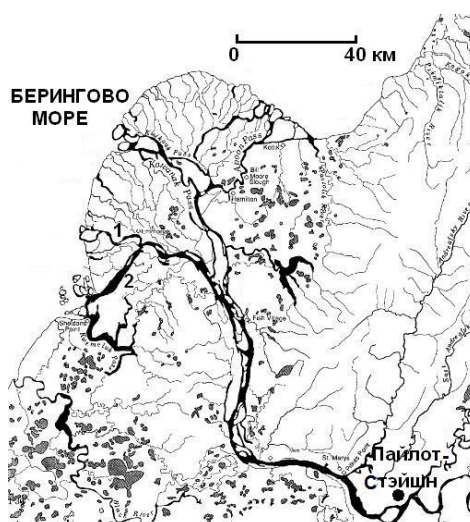


Рис. 2. Схема дельты р. Юкон,
рукава: Квигук (1) и Квиклуак(2)

Из-за малого уклона дельтовой равнины р. Юкон – 0.001, глубина воды над затопленным морским краем дельты в 30 км от берега не превышает 3 м. На этом участке устьевом взморья происходит образование мерзлых грунтов в результате воздействия холодных морских вод на промытые опресненными водами наносы. Вновь образовавшиеся мерзлые грунты слабо поддаются размыву, могут

сохраняться в замерзшем состоянии несколько лет, превращаясь в ММП, что приводит к постепенному уменьшению глубины устьевое взморья [4].

Замерзание водотоков дельты Юкона происходит постепенно без зажоров. В октябре при температуре воздуха $T < 0^{\circ}\text{C}$ вдоль берегов образуется первый лед, вслед за ним формируется донный лед на приливных осушках и намывных мелях, поверхность мелких каналов покрывается льдинами [16]. В ноябре припай распространяется в море и достигает максимальной ширины, изменяющейся в диапазоне от 15 до 60 км (граница мелководной подводной дельты).

При образовании льда на поверхности потока площадь его поперечного сечения уменьшается, растет придонная скорость, и движение наносов может происходить даже при небольших Q [1, 12, 13]. Весной увеличение шероховатости нижней поверхности льда вызывает рост придонной скорости и напряжения трения на дне потока до критического значения, определяющего условие начала движения частиц наносов.

Таяние снега и льда на р. Юкон начинается с верховьев в начале мая. Весеннее вскрытие реки сопровождается резким ростом расхода воды и наносов, ледяными заторами, затоплением больших площадей в долине реки и эрозией речных берегов. Термообразия берегов – основной источник увеличения концентрации взвешенных наносов в потоке в этот период, так как в реках зоны ММП донный грунт не успевает оттаять в начале половодья [4]. После оттаивания донных грунтов начинается движение донных наносов в виде гряд, обычно на спаде половодья и в высокую межень.

С ростом уровня воды на р. Юкон в рукавах дельты образуются потоки, текущие поверх льда и затопляющие донные льды на осушках. Мощные потоки, несущие огромные льдины могут изменять направление течения реки путем выпахивания берегов и донных форм. Во время ледохода обычно преобладают южные ветры, которые способствуют разрушению берегового припая и выносу льдин в море. Устойчивый лед может некоторое время сохраняться на мелководном устьевом взморье к северо-западу от дельты. К июню припай полностью разрушается. В начале половодья большая часть наносов переносится в слое воды, текущем поверх льда, и по подледным каналам, простирающимся на ~30 км в море; минует устьевое взморье и достигает фронта дельты так же, как в дельте Колвилла [11, 6]. В июне после разрушения припая на подводной дельте образуется козырек из речных наносов. Некоторая часть наносов отлагается в основных рукавах дельты, продолжающихся под водой на устьевом взморье.

Наводнения в результате заторов на реках в зоне ММП представляют большую опасность. Мерзлые грунты препятствуют инфильтрации, что увеличивает уровень воды во время половодья и летних паводков в реках. Большие скопления органических материалов, быстро впитывающих воду и образующихся в зоне ММП, частично замедляют рост уровня воды Юкона. В случае увлажненного слоя органики паводок развивается катастрофически быстро [8].

В низовьях Юкона в 1970 – 2010 г.г. зарегистрировано 210 случаев образования заторов [9]. Зона затора постепенно распространяется вдоль реки к морю: средняя дата появления затора на г/п Пайлот-Стэйшн – 19 мая, в ~170 км ниже, в рукавах Квигук и Квиклуак (рис. 2) – 23 и 24 мая соответственно. Во время весеннего вскрытия реки скопления больших льдин в сужениях русла образуют

ледяные плотины, вызывающие разлив воды выше плотин. Также наводнение происходит, когда такая плотина освобождает путь нагону, и вода затопляет низины в долине реки [8].

ВЫВОДЫ

Анализ данных о внутригодовом распределении стока воды в дельте Юкона, расположенной в криолитозоне, показал, что во время зимней межени проходит всего 13% всего стока реки.

Ледовый режим дельты Юкона характеризуется регулярным образованием заторов, развивающихся в течение мая.

При вскрытии реки мощные потоки воды с наносами, текущие поверх льда рукавов дельты, выносят большие объемы наносов, участвующих в образовании мерзлых грунтов и ММП, и способствующих обмелению устьевого взморья.

Повышенное торфообразование и накопление рыхлой органики в дельтах зоны ММП замедляют рост уровня воды при резких паводках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгополова Е.Н. Гидравлическое трение в течении подо льдом // Водн. ресурсы. 1997. Т. 24. № 6. С. 698 – 702.
2. Долгополова Е. Н., Исупова М. В. Влияние многолетнемерзлых грунтов на гидролого-морфологические процессы в устьях рек Лена и Маккензи // Инженерная экология. 2014. Т. 118, № 4, С. 10-26
3. Долгополова Е.Н., Котляков А.В. Многолетнемерзлые породы в устьевых областях арктических рек России // Лед и Снег. 2011. Т.113. №1. С. 81–92.
4. Коротаев В.Н., Бабич Д.Б. Специфика процессов дельтообразования в криолитозоне // Тр. III Всерос. конф.

- «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Онега: Изд-во ИВП РАН, 2011. С. 384–389.
5. Магрицкий Д.В. Юкон // Реки и озера мира. Энциклопедия. М.: Изд-во «Энциклопедия». 2012. С. 790 – 793.
 6. Михайлова М.В. Особенности гидрологических процессов в арктическом устье реки (на примере р. Колвилл, Аляска, США) // Водн. ресурсы. 2009. Т. 36. № 1. С. 29 – 45.
 7. Beltaos S., Carter T., Prowse T. Morphology and genesis of deep scour holes in the Mackenzie Delta // Can. J. Civ. Eng. 2011. V.38. P. 638–649
 8. Brabets T. P., Wang B., Meade R. H. Environmental and Hydrologic Overview of the Yukon River Basin // U.S. Geol. Survey, Alaska 2000, CO 80225-0286C, 106 p.
 9. Daly S. F., Vuyovich C. Overview of Ice Jams in Three Major US Rivers // Pros. 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Quebec City, June 19 - 22, 2007. P. 1 – 14.
 10. Dolgoplova E.N. Climate changes impact on river mouths in permafrost zone in Russia // Proc. of 20-th IAHR Inter. Symposium on Ice. June 14-17, 2010, Lahti, Finland, V. I. P. 1–12.
 11. Dupré W.R. Yukon delta coastal processes study. Final Report 208. Houston, Texas 77004. 1980. 51 p.
 12. Ettema R, Daly S.F. Sediment Transport Under Ice // Cold Regions Research and Engineering Laboratory. ERDC/CRREL TR-04-20, Nov. 2004. U.S. Army Engin. Res. Develop. Center.
 13. Hirshfield F., Sui J. Sediment Transport under Ice Conditions. Sediment Transport. Edited by Dr. Ginsberg S. S. 2011. 334 p.
 14. Holmes R. M., et al. Permafrost and Global Climate Change // Woods Hole Research Center 149 Woods Hole Road, Falmouth, MA 02540 508-540-9900 whrc.org June 2015.
 15. Magritsky D. et al. Changes in hydrological regime and morphology of river deltas in the Russian Arctic // Proc. HP1,

IAHS-IAPSO-IASPEL Assembly, 2013. Gothenburg, Sweden. IAHS Press 358, P. 67 – 79.

16. Thorsteinson L. K., et al. The Yukon delta. A synthesis of information. NTOAA/National Ocean Service, Ocean Assessments Division, Alaska Office, Anchorage, Alaska. 1989. 93 p.

ПРЕДПОСЫЛКИ СОХРАНЕНИЯ СКОПЛЕНИЙ ГИДРАТОВ ГАЗА В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

*Геологический институт Российской академии наук,
Москва, Россия*

e-mail: drouchits@ginras.ru

Доказанных скоплений гидратов газа (ГГ) в акватории морей российской Арктики до настоящего времени не обнаружено. Однако существование известных аккумуляций клатратной формы метана на суше на севере Западной Сибири и в море Бофорта дает возможность предполагать наличие этих образований в местах совпадения сплошного распространения многолетнемерзлых пород и месторождений углеводородов. Сохранение же реликтовых газогидратов, по-видимому, можно ожидать в различных ситуациях развития природных обстановок в течение четвертичного периода. Проявления ГГ могут образовываться, распространяться и исчезать как в реликтовой, так и в современной криолитозоне.

Континентальные газогидраты, о которых идет речь в данной работе, обязаны своим происхождением

формированию криолитозоны. Следы характерных признаков развития многолетнемерзлых пород (ММП) связываются с поздним плиоценом. Вместе с криолитозоной формировалась и зона стабильности (ЗСГ) клатратного состояния природного газа.

Образование и сохранение клатратной формы природного газа происходит под влиянием климатических и геолого-тектонических факторов. Широкое распространение ГГ начинается при прогрессирующем похолодании, параллельно с разрастанием криолитозоны. Сохранение скоплений ГГ протекает в условиях благоприятных для многолетнемерзлых пород. Более того, в современных природных обстановках, можно наблюдать присутствие, так называемых реликтовых скоплений ГГ, в зоне метастабильности, где они существуют, но не могут образовываться. В полярных областях ЗСГ, обусловленная как геологическими, так и термобарическими параметрами, располагается на глубинах 130-2000 м [11]. В зоне распространения ММП обнаружены залежи ГГ в продуктивной толще Западно-Мессояхского и Восточно-Мессояхского месторождений и реликтовые ГГ в пределах Бованенковского, Ямбургского и Заполярного месторождений (на глубинах 10-150 м) [9]. Реликтовые скопления приурочены к четвертичным отложениям и имеют биохимическую природу и не связаны с миграцией природного газа из продуктивной толщи. На Южно-Русской площади предполагаются пропластки клатратов в продуктивной толще. На Русском месторождении произошло сокращение криолитозоны и полное исчезновение зоны стабильности гидратов газа вследствие поднятия по крупному региональному разлому на 250 м [5].

Эти факты указывают на то, что помимо климатических и геологических (наличие газа, воды, коллектора, покрышки)

факторов, эволюция гидратосодержащих толщ находится под значительным воздействием тектонических процессов. Их можно разделить на тектонические, неотектонические и современные. Тектонические процессы в общих чертах формируют условия для образования ГГ, неотектонические определяют локальные особенности миграции и аккумуляции этих образований и современные в большей степени отвечают за их сохранение.

Группа мессояхских залежей расположен в пределах унаследовано развивающейся положительной структуры, испытывавшей подъем с триаса по палеоген. В период позднего мела – раннего палеогена характеризовалась развитием блоковых движений с образованием горст-грабеновой системы [4]. В данный момент времени сохранились залежи ГГ в продуктивной толще. Кайнозойские ММП служат крышкой на данной площади.

На сохранение скоплений реликтовых клатратов природного газа значительное влияние оказывают современные тектонические движения. В среднем и в позднем неоплейстоцене территория Бованенковского месторождения испытывала устойчивое опускание. А в районе Антипаютинского месторождения зафиксирована скорость поднятия до +6,3 мм/год [2]. Это помимо того, что это месторождение находится в рифтовой зоне, что может способствовать разрушению зоны метастабильности ГГ. Воронка, образовавшаяся в этом районе, может быть следствием притока газа из продуктивной толщи.

Исследования, проведенные в Восточной Арктике, с последующим моделированием процессов эволюции ГГ, позволили установить, что ЗСГ не формируется в областях

развития крупных речных долин и озер, и рифтов, а также сквозных таликов[7].

Что касается акваторий морей российской Арктики, здесь определяются следующие тенденции. ЗСГ может консервироваться за счет новообразованной прибрежной и собственно шельфовой криолитозоны [8]. Это должно способствовать сохранению и залежей, и скоплений, а возможно и формированию проявлений ГГ. Для Западной Арктики характерно существование двух типов ГГ: фильтрогенного и криогенного. Первый тип формируется в Баренцевом и Карском морях, при наличии путей миграции природного газа, там, где, благодаря развитию блоковых неотектонических движений, создалась система депрессий, которая находилась в субаквальной обстановке в течение всего четвертичного периода. При унаследованном характере структурного развития ГГ фильтрогенного (вне зоны ММП) типа должны сохраняться в масштабе геологического времени.

Особое место в системе газогидратоносности занимает Печорское море, где развиты ММП и довольно мощная толща верхнекайнозойских отложений. Четвертичное время характеризуется умеренным опусканием с сопровождением горизонтальных движений [3]. Здесь зафиксированы газонасыщенные толщи и места эмиссии природного газа. Предполагается, что это явление обусловлено диссоциацией залежей или скоплений ГГ [6] вследствие деградации ММП. Но это можно объяснить и разгрузкой природного газа как из продуктивных толщ, так из аллювиально-морской толщи. На шельфе Карского моря, при его доказанной нефтегазоносности, в настоящее время зафиксирована эмиссия биохимического газа на Приямальском шельфе (Portnovetal., 2014), что может являться следствием разрушения зоны метастабильности ГГ.

Учитывая вышеприведенные данные и сравнивая их с материалами атласа «Геология и полезные ископаемые шельфов России» [1] можно установить возможное распространение залежей и скоплений ГГ. Наиболее вероятным представляется наличие реликтовых ГГ на шельфе Новосибирского архипелага и внутреннем шельфе Восточно-Сибирского моря. Наличие залежей можно предполагать в береговой зоне междуречья рек Анабар и Оленек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России» / Гл. ред. Алексеев М.Н.— М.: Научный Мир. Москва 2004. —96 лист.
2. Баранская А.В. Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Дис. на соиск. уч. степ. к.г.н. Санкт-Петербург. 2015. — 250 с.
3. Журавлев В.А., Кораго Е.А., Костин Д.А. и др. Гос. геол. карта РФ. М-б 1:1 000000. Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R- 39, 40 — о. Колгуев — пролив Карские Ворота. Объяс. зап. СПб. — Изд-во карт. ф-ки ВСЕГЕИ. 2014. — 405 с.
4. Кулишкин Н.М., Харахинов В.В., Шленкин С.И. и др. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности мессояхской гряды на севере Западной Сибири // Нефтегазовая геология. № 1 (19). —2012. С. 39-48.
5. Леонов С.А. Перспективы гидратоносности надсеноманских отложений севера Западной Сибири. Автореферат дис. на соиск. уч. степ. к. г-м. н. Москва. 2010. 25 с.
6. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А. Г. Свободный газ и многолетнемерзлота в осадках верхней части разреза

мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. —Апатиты — 2001. С. 40-51.

7. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др., Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития — М.: Из-во Моск. Ун-та, — 2009. С. 292-319.

8. Шполянская Н.А. Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. М.- Ижевск: Ин-т компьютер. исслед. 2015. 344 с.

9. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов// Российский хим. ж.Т. XLVII. № 3. — 2003. С. 80-90.

10. Collett T.S., Kruuskraa V.A. Hydrates contain vast store of world gas resources // Oil and Gas Journal. 1999. May 11. V. 96, № 19. P. 90-96.

11. Portnov A., Mienert J., Serov P. Modeling the evolution of climate sensitive Arctic subsea permafrost in regions extensive gas expulsion at the West Jamal shelf // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. — 2014. — V. 119. — P. 2082–2094.

ОЦЕНКА ДИНАМИКИ СХОДА СНЕЖНОГО ПОКРОВА С РЕЧНОГО ВОДОСБОРА: РАСЧЕТЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ДЗЗ

В.А. Жук*, К.С. Мельник**

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

*** Институт географии Российской академии наук,
Москва, Россия*

e-mail: vajouk@mail.ru

Преобладающая часть стока рек России формируется в результате таяния снежного покрова. От величины накопления твердых осадков, физических свойств снега, факторов подстилающей поверхности и погодных условий зависит интенсивность поступления воды на водосбор в период снеготаяния. Поэтому исследование процессов накопления и таяния снежного покрова имеет важное значение при разработке методов расчетов и прогнозов гидрографов весеннего стока.

Для расчета гидрографа талого стока необходимо последовательно выполнить вычисления снеготаяния, поступления воды на поверхность водосбора и трансформации поступившей воды на склонах и в руслах водотоков. Такие работы выполняются, в основном, на основе математических моделей формирования речного стока, с учетом и без учета пространственной изменчивости основных стокоформирующих процессов. Именно, расчеты снеготаяния с учетом возможного возврата холодов и выпадения осадков, являются наиболее сложным блоком подобных моделей. При этом, в оперативном режиме, должна учитываться доля покрытости бассейна снежным покровом. При значительных площадях речных водосборов

решение этого вопроса вызывает определенные трудности. Сопряжено с немалыми трудностями и определение истинной величины снегозапасов в бассейне. Ведь снег залегает на местности крайне неравномерно. Причина не только в том, что в разных местах выпадает неодинаковое количество твердых осадков, сколько в том, что ветер переносит выпавший снег с места на место и «точечные» измерения количества воды в снеге на метеостанциях становятся не репрезентативными. Решение проблемы пространственной изменчивости снежного покрова связывается сегодня с использованием результатов дистанционных методов измерений.

Теоретические и экспериментальные исследования динамики снежного покрова в значительной мере обобщены в большом числе работ отечественных гидрологов [1-5]. Динамика снегозапасов обычно описывается на основе уравнения их баланса, но в разных вариантах. В средней полосе ЕТР снеготаяние обычно наблюдается в течение одной-трех недель. В случае похолодания оно растягивается до полутора месяцев.

Общей теоретической основой расчета таяния служит уравнение теплового баланса снежного покрова (Кузьмин, 1961)

$$G = \sum_{t_1}^{t_2} G_T + \sum_{t_1}^{t_2} G_B + \sum_{t_1}^{t_2} G_P + \sum_{t_1}^{t_2} G_{II} . \quad (1)$$

Здесь G - количество тепла, расходуемое на таяние снега; G_T - турбулентный теплообмен между снежным покровом и воздухом; G_B - теплообмен в результате испарения или конденсации влаги на снежном покрове; G_P - радиационный баланс; G_{II} - теплообмен между снежным покровом и

почвой. Все величины в уравнении (1) выражены в кал/см² за время t_1 и t_2 .

Для расчета интенсивности снеготаяния по методу Кузьмина [2] необходимо иметь обширный комплекс наблюдений за: суммарной радиацией, альбедо, эффективным излучением поверхности снега, температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра, градиентами температуры почвы и снега, твердыми и жидкими осадками, общей и нижней облачностью. В связи с отсутствием подобных данных для водосборов крупных рек предложено несколько альтернативных упрощенных подходов к расчету снеготаяния.

Это прежде всего расчет интенсивности таяния снега с использованием температурного коэффициента стаивания [4] и более детальный метод - формулы Е.Г. Попова [5].

Первая зависимость имеет вид $h_T = k \sum \Theta_+$, где h_T – слой таяния, Θ_+ - среднесуточная температура, а k – коэффициент стаивания, изменяющийся в достаточно больших пределах - от 1,5 мм/1°С×сут для густых хвойных лесов до 5 мм/1°С×сут для полевых участков водосбора и урбанизированных территорий. Если эта формула приводит к большим ошибкам, и при этом имеются срочные сведения о температуре воздуха и скорости ветра, тогда переходят к формулам Е.Г. Попова[5].

Интенсивность таяния вычисляется отдельно для дня и ночи (по 12 часов):

$$h_T = 6,2[(1 - r)(\Theta_{\text{макс}} - \Theta_{\text{с.с}}) - 0,23(\Theta_{\text{с.с}} - \Theta_{\text{мин}}) + 0,1w_{\text{дн}}(\Theta_{\text{дн}} - 0,5)],$$

где h_T – слой дневного таяния; $\Theta_{\text{дн}}$ и $w_{\text{дн}}$ – средняя температура и скорость ветра за дневные часы; r – альбедо снежного покрова. Для расчета количества снега, растаявшего за ночную часть суток, служит эта же формула, но без члена $(1 - r)(\Theta_{\text{макс}} - \Theta_{\text{с.с}})$, а величины $\Theta_{\text{дн}}$ и $w_{\text{дн}}$ заменяются на $\Theta_{\text{ночн}}$ и $w_{\text{ночн}}$.

Отражающая способность снежного покрова (альбедо) на станциях не измеряется и его следует задавать априори, с учетом динамики снеготаяния. Опытным путем установлено, что при дружном бесперебойном таянии снега альбедо можно принимать равным 0,70—0,60 в первые 1—2 дня, 0,50 — для периода схода основной массы снега и 0,30 в дни стаивания пятен снега.

С течением времени, поступление талой воды на водосбор по мере схода снега сокращается. В каждый момент расчета слоя таяния необходимо знать часть площади, на которой снег уже сошел (f_c). Эта задача обычно решается ежедневно, по суммарному значению слоя стаявшего снега от начала снеготаяния, с использованием эмпирических кривых распределения вероятностей запаса воды в снежном покрове построенных по данным наблюдений. В моделях формирования стока чаще всего этого используются теоретические кривые.

На сегодняшний день наиболее перспективными для оценки динамики снежного покрова, и в целом для решения задач прогнозирования стока с территории больших водосборов, может быть использование результатов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Некоторый практический опыт подобных методов исследования уже имеется.

В нашей работе оценивались возможности применения данных дистанционного зондирования Земли для оценки

схода снежного покрова с речного водосбора в период снеготаяния как альтернатива расчетам интенсивности снеготаяния по формулам Комарова и Попова. Объектом исследования выбран бассейн реки Москвы с площадью водосбора - 17 600 км². В работе использовались данные о снежном покрове 18-ти метеорологических станций, расположенных на водосборе и прилегающих территориях; сведения SCA, полученные при помощи аппарата MODIS (сайты подразделений NASA <https://earthexplorer.usgs.gov>; <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>; <http://glovis.usgs.gov/>). Периодичность: ежедневная. Разрешение снимков: 500 м. Данные доступны с 2000 года.

Полученные космические снимки бассейна реки Москвы в красном 4-ом (длина волны: 0.565-0.545 мкм) и коротковолновом инфракрасном 6-ом (1.652 – 1.628 мкм) каналах легли в основу расчета нормализованного относительного индекса NDSI (Normalized difference snow index). Он является интегральной характеристикой изменения площади снежного покрова. Расчет NDSI выполнен на основе разработанной методики V.V. Salomonsona, I. Appel [6] по следующей формуле:

$$NDSI = \frac{(Band4 - Band6)}{(Band4 + Band6)}$$

где Band 4, Band 6 – космические снимки рассматриваемой территории в 4-ом и 6-ом каналах соответственно. Расчет выполнялся в программном комплексе ArcGIS с помощью функции Raster calculator.

В результате были получены серии карт, характеризующих процессы снеготаяния на территории бассейна реки Москвы за рассматриваемые годы (рис.1).

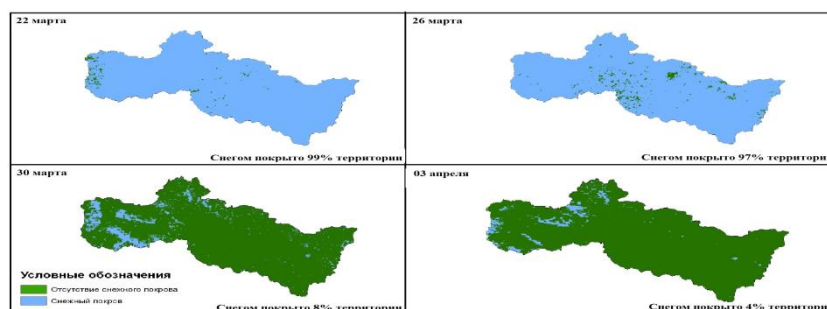


Рис. 1. Изменение площади снежного покрова на территории бассейна реки Москвы в период снеготаяния за 2012 год

Динамика схода снега прослеживается на снимках четко. В этот год оно было относительно плавным. Так по данным наблюдений метеостанций максимальные запасы воды в снежном покрове в 2012 году сформировались к пятому апреля и менялись в диапазоне от 98 – 156 мм. С 6-го апреля началось активное снеготаяние, а за последующие 8 дней сошло более 40% снежной массы. 22 апреля бассейн реки Москвы практически полностью освободился от снега. В результате выполненного исследования можно заключить:

- расчет интенсивности снеготаяния по температурному коэффициенту таяния можно использовать только при непрерывном таянии снега, без возврата холодов, без выпадения осадков;
- ночная составляющая таяния снежного покрова, по формуле Попова, практически равна нулю в период массового таяния снега и не играет заметной роли;
- метод определения площади снежного покрова по космическим снимкам MODIS приводит к более точным

результатам при мониторинге процессов снеготаяния на территории крупных речных бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гельфан А.Н. Динамико - стохастическое моделирование формирования талого стока. - М.: Наука, 2007. - 294 с.
2. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. -346 с.
3. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. Физико-математические модели. – М.: Наука, 1983. - 216 с.
4. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. М., 1959.-296 с.
5. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. Гидрометеиздат, М.: 1963.– 256 с.
6. Salomonson V., Appel I.: Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index // Remote Sensing of Environment. 2004. № 89. pp. 351-360.

ДИНАМИКА ПОКРЫТОГО ЛЬДОМ ОЗЕРА¹

**Г.Э. Здорвеннова, Р.Э. Здорвеннов, Н.И. Пальшин,
Г.Г. Гавриленко, Т.В. Ефремова, С.Р. Богданов,
А.Ю. Тержевик**

*Институт водных проблем Севера Российской академии
наук, Петрозаводск, Россия
e-mail: zdorovennova@gmail.com*

¹Исследование выполнено при финансовой поддержке
РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00436А

ВВЕДЕНИЕ

В период ледостава ветровое перемешивание отсутствует, и механизмы теплообмена и теплопереноса определяются процессами другой природы. Движения, возникающие в водной толще озер зимой, весьма сложны и разнообразны и включают плотностные циркуляции [10, 13], геострофические течения, вихри, сейши [5, 6, 8], внутренние волны [11, 14]. Однако, в связи с тем, что скорости подледных течений имеют порядок 10^{-3} м/с, для их измерений требуются высокоразрешающие приборы.

В начале 1990-х годов в течение двух зимних сезонов на озере Вендюрском (юг Карелии) были проведены не имеющие аналогов в мировой лимнологической практике исследования течений в подледный период. Использовались специально разработанные в Институте водных проблем Севера приборы, позволяющие регистрировать малые значения скоростей – волосковый и акустический измерители течений [9]. Анализ данных позволил получить представление о широком спектре движений в озере, покрытом льдом [6, 7, 12]. К сожалению, использовавшиеся измерители вышли из строя, что не позволило продолжить исследования течений в малом озере в зимний период. Непрерывные измерения температуры воды с большой дискретностью по пространству и времени в течение в 2007-2013 гг. с использованием высокочувствительных автономных приборов позволили проанализировать подледную динамику озера Вендюрского [1-4]. Однако, анализ косвенных показателей (температуры, давления) позволял решать ряд вопросов подледной гидродинамики лишь на уровне предположений. С появлением в 2015 г. у исследовательской группы двух высокочувствительных измерителей течений Aquadopp Profiler HR (Nortec) (частота 2 МГц, точность 5 мм/с) появилась возможность проводить прямые измерения течений в озере, покрытом льдом.

Измерения течений были проведены в период 9-13 апреля 2016 г. со льда в центральной части озера Вендюрского (юг Карелии) в рамках комплексных гидрофизических исследований. Измерительный комплекс (рис.) включал: радиационную станцию (потoki падающей, отраженной и подледной солнечной радиации, дискретность одна минута), метеостанцию (температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, атмосферное давление, дискретность пять минут), цепочку ФАР-датчиков и термокосу (дискретность измерений одна минута), и два измерителя течений Aquadopp Profiler HR, установленных в подледном и придонном слоях. Кроме того, проводились измерения температуры водной толщи от поверхности до дна каждые два часа зондом CTD-90M. Измерители течений были установлены следующим образом: верхний прибор был закреплен в лунке так, что первый горизонт измерений располагался в воде ниже границы льда на 5 см, последний – на 2 м ниже границы льда. Нижний прибор был закреплен на тросе в 2 м над дном (рис. 1).

Каждый из приборов производил измерения трех компонент скорости на 38 горизонтах (в слое 1.95 м с шагом по вертикали 3 см). Измерения течений проводились с дискретностью по времени одна минута.

Поскольку измерения проводились в период развития весенней подледной конвекции, верхний измеритель течений находился в верхней части конвективно-перемешанного слоя, нижний – в стратифицированном слое.

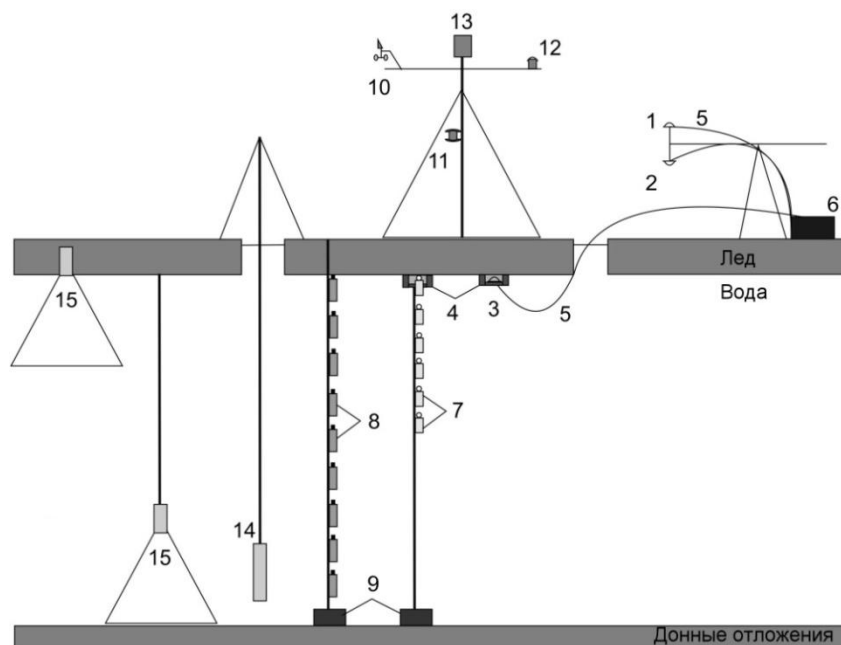


Рис.1. Измерительный комплекс, установленный в центральной части озера Вендюрского 9-13 апреля 2016 г. на льду: 1-3 – пиранометры, 4 – плавающие платформы, 5 – кабель, 6 – логгер, 7 – цепочка ФАР-датчиков, 8 – термокоса, 9 – якорь, 10 – анемоментр, 11 – датчик температуры воздуха, 12 – ФАР-датчик, 13 – осадкомер, 14 – зонд CTD-90M, 15 – измеритель течений Aquadopp Profiler HR (Nortec)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гавриленко, Г.Г. Термический и кислородный режимы мелководного озера на этапе летнего нагрева / Г.Г. Гавриленко, Г.Э. Здоровеннова, Р.Э. Здоровеннов, Н.И. Пальшин, А.Ю. Тержевик // «Геополитика и экогеодинамика регионов». – 2014. – 10(1). – С. 414-421.
2. Гавриленко, Г.Г. Теплопоток на границе вода-донные отложения в небольшом озере / Г.Г. Гавриленко, Г.Э.

- Здоровеннова, Р.Э. Здоровеннов, Н.И. Пальшин, А.В. Митрохов, А.Ю. Тержевик // Труды КарНЦ. Лимнология. – 2015. – №9. – с. 3-9.
3. Здоровеннов, Р.Э. Изменчивость термического и кислородного режимов мелководного озера зимой / Р.Э. Здоровеннов, Г.Э. Здоровеннова, Н.И. Пальшин, А.Ю. Тержевик. / Тр. КарНЦ РАН. – 2011. – 4. – С. 57-63.
 4. Здоровеннова, Г.Э. Тепловой режим мелководного озера зимой / Г.Э. Здоровеннова, Р.Э. Здоровеннов, Н.И. Пальшин, Т.В. Ефремова, Г.Г. Гавриленко, С.Р. Богданов, А.Ю. Тержевик // Труды КарНЦ. Лимнология. – 2016. – №5. – с. 3-12.
 5. Зырянов, В.Н. Сейши подо льдом / В.Н. Зырянов// Водные ресурсы. – 2011. – Т. 38. – № 3. – с. 259-271.
 6. Петров, М.П. Движения воды в мелководном озере, покрытом льдом / М.П. Петров, А.Ю. Тержевик, Р.Э. Здоровеннов, Г.Э. Здоровеннова // Водные ресурсы. – 2007. – Т. 34. – №2. – с. 131-140.
 7. Bengtsson, L. Field investigation of winter thermo- and hydrodynamics in a small Karelian lake / L. Bengtsson, J. Malm, A. Terzhevik, M. Petrov, P. Bojarinov, A. Glinsky, N. Palshin // Limnol. Oceanogr. – 1996. – V. 41. – № 7. – P. 1502-1513.
 8. Forrest, A.L. A cyclonic gyre in an ice-covered lake / A.L. Forrest, B.E. Laval, R. Pieters, D.S.S. Lim // Limnol. Oceanogr. – 2013. – V. 58. – № 1. – P. 363-375.
 9. Glinsky, A. Current Meters for Measurement of Low-Speed Velocities in Ice Covered Lakes / A. Glinsky // Limnol. Oceanogr. – 1998. – V. 43. – № 7. – P. 1661-1668.
 10. Huttula, T. Modelling circulation in an ice-covered lake / T. Huttula, M. Pulkkanen, B. Arkhipov, M. Leppäranta, V. Solbakov, K. Shirasawa, K. Salonen // Est. J. Earth Sci. – 2010. – V. 59. – P. 298-309.
 11. Kirillin, G. Basin-scale internal waves in the bottom boundary layer of ice-covered Lake Muggelsee, Germany / G.

Kirillin, C. Engelhardt, S. Golosov, T. Hintze // Aquat. Ecol. – 2009. – V. 43. – № 3. – P. 641-651.

12. Malm, J. A field study on currents in a shallow ice-covered lake / J. Malm, A. Terzhevik, L. Bengtsson, P. Boyarinov, A. Glinsky, N. Palshin, M. Petrov // Limnol. Oceanogr. – 1998. – V. 43. – № 7. – P. 1669-1679.

13. Mironov, D. Radiatively-driven convection in ice-covered lakes: observations, scaling and a mixed-layer model / D. Mironov, A. Terzhevik, G. Kirillin, T. Jonas, J. Malm, D. Farmer // J. Geophys. Res. – 2002. – 107(C4). – P. 7-1-7-16.

14. Rizk, W. Basin-scale circulation and heat fluxes in ice-covered lakes / W. Rizk, G. Kirillin, M. Leppäranta // Limnol. Oceanogr. – 2014. – V. 59. – № 2. – P. 445-464.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛЕДОТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТЕЛЕЦКОМ ОЗЕРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

А.Т. Зиновьев, К.Б. Кошелев

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

ВВЕДЕНИЕ

Для описания годового ледотермического режима Телецкого озера используются трехмерная (3D) модель гидротермических процессов в глубоких стратифицированных водоемах и двухмерная (2DH) модель динамики ледяного покрова. С привлечением большого количества достоверных натурных данных построена компьютерная модель годовой картины переноса тепла и

динамики льда Телецком озере. Приводятся и обсуждаются с привлечением независимого массива данных наблюдений результаты расчетов для дальнейшего совершенствования описания процессов тепло- и массопереноса в глубоких стратифицированных водоемах.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

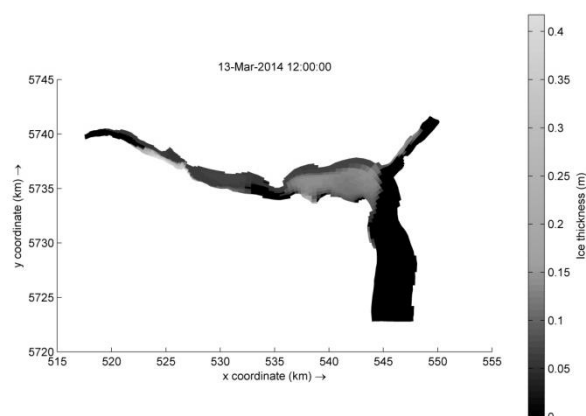
Для уточненного описания гидродинамики глубоких стратифицированных водоемов используется 3D-модель течений [1], где уравнение состояния аппроксимируется формулой [2], по которой плотность воды является функцией температуры, минерализации и давления. Динамика ледяного покрова частично замерзающего водоема рассматривается в рамках плановой модели роста-таяния льда [3]. Компьютерная модель ледотермических процессов в Телецком озере построена с использованием гидрометеорологических данных для 2013-2014гг.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнительный анализ результатов расчетов по компьютерной модели показал, что расчетные данные по температуре в летний период хорошо согласуются с данными наблюдений [1]. Моделирование динамики ледяного покрова горного Телецкого озера имеет ряд специфических особенностей. Акватория озера в большинстве зим покрыта льдом лишь частично. Большие пространственные масштабы окруженного горами озера (длина около 80 км) приводят к значительной пространственной неоднородности метеообстановки по акватории озера. При численном моделировании динамики ледяного покрова установлено, что результаты расчетов весьма чувствительны пространственно-временному распределению температуры воздуха над поверхностью воды/льда, а также скорости ветра. Тем не менее, расчетные

данные по пространственному распределению границы льда на поверхности Телецкого озера на конкретную дату (рис.1) хорошо согласуются с данными ДЗЗ.

а)



б)



Рис. 1. Рассчитанное распределение толщины ледяного покрова на Телецком озере на 13.03.2014 (а); распределение положения ледяного покрова на Телецком озере по космоснимку на 13.03.2014 (б)

Однако, были выявлены качественные и количественные расхождения по картине вертикальной термической стратификации в предледоставный период. Для анализа ситуации выполнено дополнительное сравнение расчетных

и натурных данных для составляющей градиента давления, связанной с горизонтальными градиентами плотности (бароклиный градиент давления).

Поскольку натурные данные имеются только для температуры и минерализации воды, плотность воды вычислялась с помощью эмпирических формул. Для этой цели использовались три формулы: Юнеско, Чена-Миллеро и TEOS-10. В расчетах установлено, что величина горизонтального градиента плотности слабо зависит от вида используемой формулы для рассмотренных температур и минерализации воды. На рис.2 представлены профили бароклиного градиента давления в наиболее глубокой части Телецкого озера. Видно, что натурные и расчетные данные для летнего периода очень близки. Некоторая разница между ними имеется только вблизи поверхности воды, когда этот параметр мал по сравнению с градиентом давления за счет наклона поверхности воды. Однако, в период осеннего охлаждения построенный по данным наблюдений профиль бароклиного градиента давления заметно отличается от расчетного профиля. В численных экспериментах такой профиль воспроизвести не удалось. Возможное объяснение этому факту заключается в неточности граничного условия для температуры на разделе дно-вода. В настоящее время в модели используется условие адиабатичности на дне водоема. В летний период рассчитанная и наблюдаемая температуры воды на больших глубинах ниже термоклина практически совпадают с температурой максимальной плотности, что согласуется с имеющимися представлениями для глубоких водоемов. Возможно, что наблюдаемые в озере в течение года небольшие флуктуации теплового потока на границе вода-дно именно в осенне-зимний период вызывают достаточные отклонения температуры воды вблизи дна от температуры максимальной плотности. Это может приводить к

неустойчивости плотностной стратификации в придонных слоях воды и интенсификации процессов вертикального турбулентного теплопереноса.

Таким образом, дальнейшие исследования по совершенствованию гидротермической модели должны быть направлены на уточнение граничного условия для температуры на границе раздела вода-дно в течение расчетного периода.

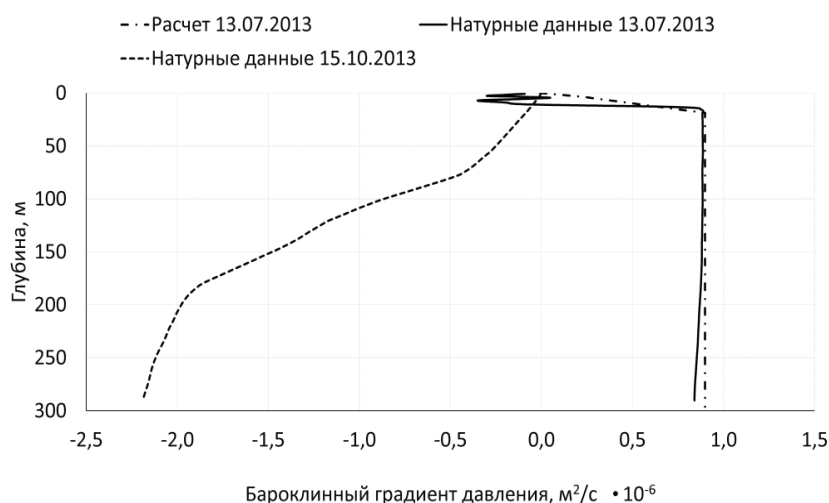


Рис. 2. Распределение по глубине бароклинного градиента давления в наиболее глубоком месте Телецкого озера в летний и осенний периоды

ВЫВОДЫ

Выполненные исследования показали, что для уточнения и детализации пространственно-временного описания уникального водного объекта Телецкое озеро можно использовать построенную компьютерную модель. Модель позволяет с удовлетворительной точностью воспроизводить внутригодовые изменения температуры воды и динамику

ледяного покрова. Сопоставление расчетных и натурных данных выявило наличие гидрологических ситуаций, разрешение которых требует усовершенствования гидротермической 3D модели, которая заключается в уточнении граничного условия для температуры на дне озера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б. Трехмерная модель ледогидротермических процессов в Телецком озере. В сборнике: Современные проблемы водохранилищ и их водосборов Труды Международной научно-практической конференции. Министерство образования и науки РФ, Пермский государственный национальный исследовательский университет и др.. 2015. С. 26-30.
2. 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 978-0-646-55621-5.
3. 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).

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИМЕСИ В РУСЛАХ, СЛОЖЕННЫХ МЕРЗЛЫМИ ПОРОДАМИ¹

Д.Н. Ионов, Е.И. Дебольская, Е.Н. Долгополова

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

e-mail: dimarionik@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена исследованию переноса загрязнений в реках, протекающих в условиях криолитозоны, с учетом возможных деформаций русел, вызванных таянием слагающих их многолетнемерзлых пород. В отличие от распространения примеси в русле с ледяными пластинами, вмороженными в береговой откос, исследованного авторами ранее [1], в данной работе рассматривается случай полностью замерзшего берега, в который помещен источник загрязнения. Для достижения поставленной цели грунт, из которого складывался размываемый участок наклонного берега, был предварительно заморожен при температуре -18°C .

Известно, что благодаря тепловому воздействию воды в зоне вечной мерзлоты в руслах многих рек формируются пойменные или подрусовые талики, и в таких случаях водный поток не взаимодействует с мерзлым грунтом [3]. Однако из работ одного из виднейших российских исследователей таликов В.М. Михайлова [2] следует, что далеко не все реки на всем своем протяжении имеют талики.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 16-08-00595, 15-05-00342)

Рассматриваемая в данной работе модель описывает сценарий, когда река или участок реки не имеет пойменного талика, либо незамерзший склоновый грунт уже размыт прошедшей волной половодья или паводка, и установившийся после этого поток взаимодействует непосредственно с мерзлым грунтом. Ранее [1] было показано, что наличие в береговом склоне больших тающих включений в виде пластин льда значительно влияет на распространение загрязнений в потоке и образовавшихся в процессе деформаций берега полостях. Однако берега рек, сложенные мерзлым грунтом без ледяных включений, также подвержены деформациям при его таянии. Очевидно, что эти процессы должны различаться и действующими силами, и результатом их воздействия. Цель данной работы – исследовать, как влияют на распространение примеси береговые деформации, вызванные воздействием водного потока, при условии изменения свойств всего грунта за счет его таяния.

Экспериментальные исследования по изучению деформаций береговых склонов были проведены в лотке циркуляционного действия Armfield модели S2 гидравлической лаборатории кафедры «Гидравлики» Российского университета дружбы народов, фотография которого приведена на рис.1а. Из схемы установки, представленной на рис. 1б, видно, что она является автоматизированной и нуждается только в электропитании. Установка состоит из стекловолоконистых емкостей, трубопроводов, клапанов и насосов из пластика; основные элементы установки устойчивы к коррозии. Насос, счетчик и клапан с электрическим приводом установлены на фундаментной плите под рабочей секцией лотка. Вода подается из бака под контрольной консолью в бак, расположенный в начале лотка. Затем жидкость проходит

через перфорированные перегородки, чтобы равномерно распределить и успокоить поток прежде, чем он попадет в рабочий лоток.

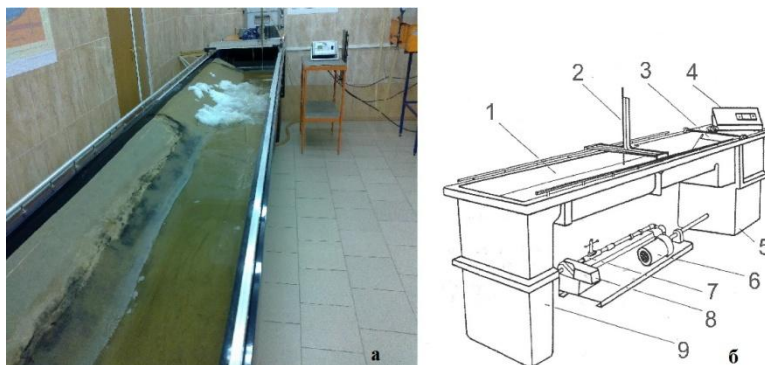


Рис. 1. Экспериментальная установка Armfield S2 – а; схема лабораторной установки – б: рабочий лоток (1), шпигульмасштаб (2), водослив (3), блок управления (4), бак отстойник (5), циркуляционный насос (6), расходомер (7), задвижка (8), бак успокоитель (9)

Глубина потока в рабочей части лотка контролируется регулировкой его высоты в конце рабочего участка. Объемный расход воды рабочей части измеряется с помощью расходомера. Также показания расхода выведены на дисплей пульта управления. Производительность насоса можно менять с помощью регулирующей задвижки (8). Насос имеет устойчивую падающую характеристику, обеспечивающую постоянство расхода при данной степени открытия регулировочной задвижки. В начале эксперимента центробежный насос включался при закрытой задвижке. Медленным открытием задвижки вода в системе приводится в движение. Центробежный насос (6) через нагнетательный трубопровод подает воду в начало гидравлического лотка (9), после чего, проходя через успокоительно-струевыпрямляющую кассету, состоящую

из тонкостенной сетки из нержавеющей стали, она попадает в основную часть лотка, и таким образом в системе осуществляется круговорот (циркуляция) воды. Глубина воды в лотке контролировалась как с помощью шпитценмасштаба (2), так и с помощью линейки. Эксперименты проводились путем закладки замороженных блоков (песок + грунт) в модель берегового склона с разными углами наклона. Для всех серий экспериментов использовался карьерный люберецкий песок, крупностью 0,2 мм, имеющий сертификат соответствия и качества. Перед началом проведения экспериментов нужно было выбрать на протяжении длины гидравлического лотка рабочий участок, на котором в дальнейшем проводить измерения. Для выбора рабочего участка лотка и оценки степени его приближения к потоку бесконечной протяженности, произведена серия измерений вертикальных эпюр скорости чистого водного потока по длине лотка при жестком дне. Измерения показали, что после успокоительно-струевыпрямляющей кассеты следует участок неравномерного движения, где происходит перераспределение скорости. Он заканчивается на расстоянии 2,0 м от входа в лоток. Примерно на расстоянии 2,0 – 3,5 м устанавливается равномерное движение. Это определено путем сравнения скоростных эпюр. Далее на режим движения влияет всасывающий трубопровод. На выбранном участке и была установлена модель берегового склона. Длина лотка – 4 м, ширина – 0,6, глубина – 0,2 м. Из-за ограниченной ширины лотка и исходя из симметричности задачи моделировались деформации одного берега. Были проведены эксперименты с установившимися потоками воды с разными расходами. Источник примеси в виде смеси песка и марганцовокислого калия вмораживался в береговой склон на уровне ниже уреза воды. Размер источника варьировался в разных экспериментах для имитации точеного и протяженного

выпуска. После включения насоса, достижения запланированного расхода и установления режима потока замороженный грунт берегового откоса начинал оттаивать и размываться. Ширина водного потока по урезу увеличивалась, и когда граница контакта грунта с водой достигала положения источника, начиналось распространение примеси в потоке. Измерялось время начала распространения и время достижения примеси правой границы потока. Проводилась фото и киносъемка, после обработки которой были получены оценки скорости распространения примеси в продольном и поперечном направлении. Оценить время достижения примесью границы лотка можно, зная среднюю скорость потока и расстояние от источника до границы лотка. Такие оценки дают интервал от 10 до 20 с. На рис. 2 приведена фотография потока в лотке (вид сверху) через 14 с после того, как источник оттаял и в поток начала поступать примесь. В этот момент примесь достигла границы лотка. Наиболее наглядные результаты в лабораторном эксперименте были получены при ширине потока по урезу 39.5 см, по дну 20 см и глубине потока 25 см, что соответствовало углу берегового склона $\alpha = 36^\circ$ и расходу 4.9 л. Средняя скорость потока была 12 см/с. Следует отметить, что после достижения примесью правой границы или места впадения потока в приемный резервуар картина ее распространения мало меняется (по крайней мере визуально эти изменения определить трудно), т.е. режим распространения примеси остается почти стационарным.



Рис. 2. Кадр из кинозаписи, сделанный через 14 с после начала распространения примеси

Результаты лабораторного моделирования были использованы при построении и валидации математической модели, описанной в настоящем сборнике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дебольская Е.И., Остякова А.В. Моделирование переноса загрязнений потоками в деформируемых руслах в условиях криолитозоны // Лёд и Снег. 2013. № 4(124). С. 107-113.
2. Михайлов В.М. Пойменные талики Северо-Востока России. Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. 2005
3. Smith M.W. Factors affecting the distribution of permafrost Mackenzie Delta. A thesis for the degree of Dc.of Ph. University of British Columbia. 1973

НАВОДНЕНИЯ ВСЛЕДСТВИЕ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ: ПРИРОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ УЩЕРБОВ

**М.Н. Истомина, В.Ю. Пасечкина,
С.Г. Добровольский**

*Институт водных проблем Российской академии наук,
Москва, Россия
e-mail: sgdo@bk.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Наводнения вследствие ледовых явлений на реках (заторов, зажоров, наледей) не являются самыми многочисленными на территории России (занимают по частоте возникновения третье место после наводнений половодного и паводкового типа), однако, наряду с последними из перечисленных, представляют наибольшую опасность в отношении социально-экономических ущербов, приходящихся на каждое наводнение. Для того, чтобы сформулировать концепцию стратегии борьбы с последствиями наводнений в масштабе страны, необходимо иметь представление об общей картине наводнений каждого из основных генетических типов – в том числе наводнений вследствие ледовых явлений. В ранней работе [1] были впервые приведены результаты анализа параметров наводнений рассматриваемого типа в масштабах РФ и в глобальном. В настоящем исследовании для расчетов привлечен намного (на порядок) больший объем информации, более детально анализируются закономерности параметров и их взаимосвязей.

ИСХОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Изучаемый массив данных о наводнениях вследствие ледовых явлений в России (62 наводнения) является частью созданной в ИВП РАН базы данных по наводнениям мира всех генетических типов (около 3000 наводнений), происшедших в 1998 – 2010 годах. Привлекались источники информации: базы данных МЧС [2], архив Дартмутской обсерватории наводнений [3], научные издания, информация СМИ. Для каждого наводнения, в максимальном варианте, фиксировались: координаты центров наводнений; площади затоплений; общая площадь региона наводнения; дата начала наводнения; длительность; население региона, охваченного наводнением; количество затопленных зданий; финансовый ущерб; число эвакуированных, общее число пострадавших от наводнения; число погибших.

«ПРИРОДНЫЕ» ПАРАМЕТРЫ НАВОДНЕНИЙ ВСЛЕДСТВИЕ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Наводнения вследствие ледовых явлений на реках составляют лишь около 3% от общего числа наводнений в мире, однако ущербы от наводнений рассматриваемого типа в России весьма существенны: так, за 1998 – 2010 гг. общее число пострадавших от них составило более 200 000 человек, а число затопленных и поврежденных зданий превысило 30 тысяч. На рис. 1 приведена карта наводнений «ледового» типа на территории РФ за указанный период времени.

На рисунке серым цветом обозначены ареалы наиболее часто встречающихся наводнений: 1 – «северо-западный» ареал европейской территории РФ, 2 – ареал верхних частей бассейнов Оби, Енисея и Лены, 3 – среднее и нижнее течение Енисея, 4 – средняя часть бассейна Лены. Вне

отмеченных ареалов наблюдались лишь единичные наводнения рассматриваемого типа.

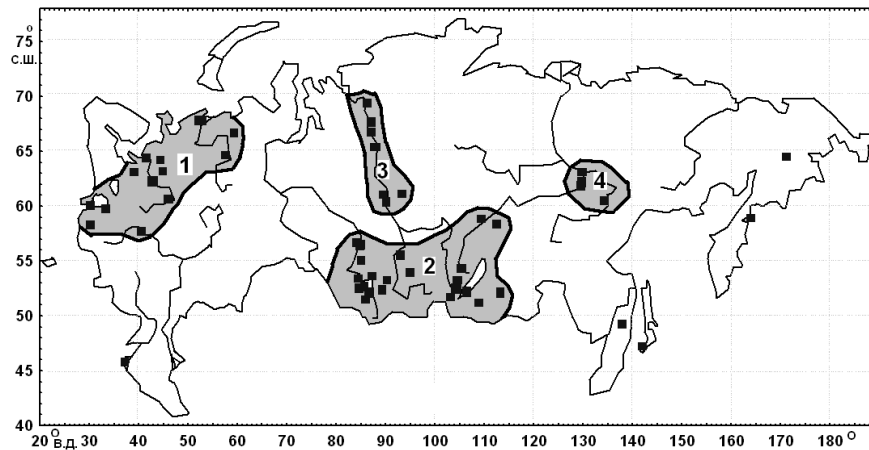


Рис. 1. Географическое распределение центров регионов наводнений вследствие ледовых явлений на реках РФ за 1998 – 2010 гг.

На рис. 2 показана гистограмма сезонного распределения числа наводнений. Очевидно, что подавляющая часть наводнений приходится на апрель и май (64%), почти втрое меньший пик частоты наводнений наблюдается в зимние месяцы (23%).

Представляет интерес плотность вероятности длительностей наводнений (рис. 3). В первом приближении она аппроксимируется логнормальным распределением (сплошная кривая на графике).

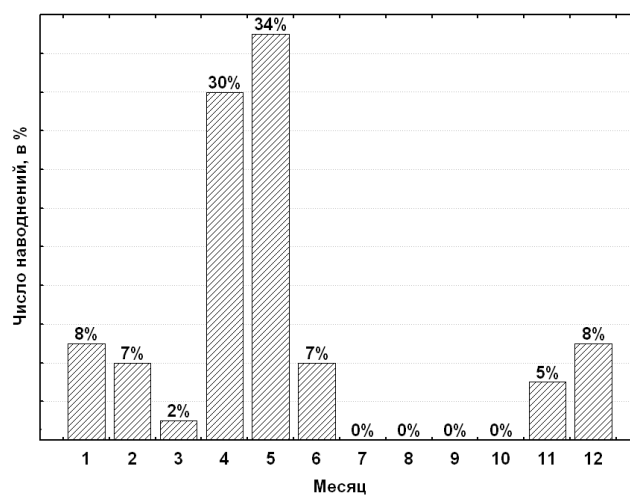


Рис. 2. Гистограмма сезонного хода частот наводнений вследствие ледовых явлений

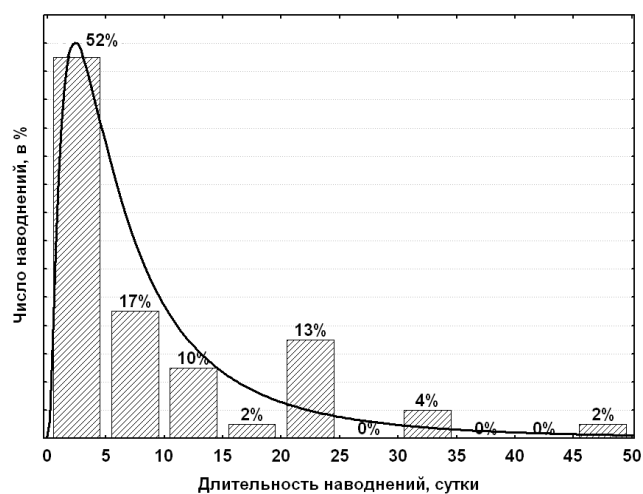


Рис. 3. Плотность вероятности длительности наводнений ледового типа. Оценка по всем событиям 1998 – 2010 гг.

СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ УЩЕРБЫ

Наконец, в таблице 1 приведены статистические оценки не только основных «природных» характеристик, но и параметров социально-экономических ущербов от рассматриваемых наводнений. Обращает на себя внимание та же закономерность, которая характерна и для наводнений других типов: почти непрерывный рост коэффициента асимметрии при переходе от рассмотрения природных параметров наводнений к параметрам, являющимся предпосылками возможных ущербов (население региона наводнений) и собственно материальным (затопленные здания) и гуманитарным (эвакуации, общее число пострадавших).

Таблица 1.

Параметры наводнений на территории РФ в 1998 – 2010 гг. вследствие ледовых явлений (заторы, зажоры, наледи)

Параметр	n	Среднее	Медиана	Максимум	Стандарт	Cs
Длительность, сут.	62	10,6	7,0	35	9,1	1,05
Площадь региона наводнения, кв. км	61	73550	13470	617000	120131	2,56
Население региона наводнения, чел.	61	131321	39000	1739611	264638	4,31
Затопленные здания	49	754	70	16775	2542	5,63
Число эвакуированных	42	2154	64	51595	8312	5,51
Число пострадавших	49	4672	275	96121	15519	5,02

Примечание: n – число событий, для которых имеется соответствующая информация

Приведем также характерную зависимость числа эвакуированных от количества затопленных зданий (рис. 4). Представляется, что она может быть использована для экспресс-оценки гуманитарных ущербов – с использованием быстро оцениваемого параметра – числа затопленных зданий.

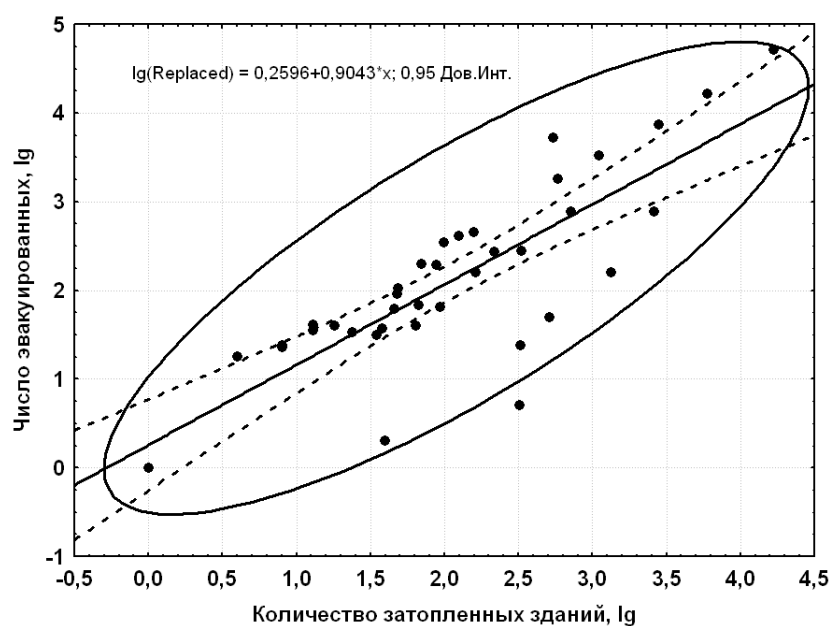


Рис. 4. Зависимость числа эвакуированных от количества затопленных зданий

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добровольский С.Г., Истомина М.Н. Наводнения мира. М.: Геос, 2006. 256 с.
2. МЧС РФ, 1998 – 2015. Оперативные сводки о чрезвычайных ситуациях. <http://mchs.gov.ru>
3. Dartmouth Flood Observatory, 1985 – 2009. Сайт в Интернете: <http://www.dartmouth.edu/~floods/>

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В УСТЬЯХ РЕК, СВЯЗАННЫЕ С ЛЕДЯНЫМИ ЗАТОРАМИ¹

М.В. Исупова, М.В. Михайлова

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

e-mail: misupova@yandex.ru, mv.mikhailova@gmail.com

В настоящее время в мире отмечается увеличение частоты и интенсивности экстремальных гидрологических явлений, приводящих к негативным последствиям. В устьях рек наиболее распространенными опасными гидрологическими явлениями считаются наводнения, связанные с экстремально высоким половодьем или паводком на реках, с сильными нагонами, а также с воздействием ледяных заторов (это наиболее характерно для арктических устьев).

В устьях рек с устойчивым ледоставом существенную роль в возникновении экстремальных гидрологических явлений играют заторы (весной и осенью) и зажоры (осенью). Они препятствуют транзиту воды в руслах рек или рукавов дельт и в сочетании с большими расходами воды во время половодья (или паводка) или сильными нагонами могут привести к повышению уровня воды. Рост уровня воды часто вызывает наводнения в устьях рек, сопровождающиеся негативными последствиями, а также приводящие к значительным русловым деформациям рукавов дельт. Упомянутые последствия заторов

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН, Программа № III.8.

характерны для рек Лены, Индигирки, Яны, Северной Двины, Маккензи и др.

Факторы, приводящие к формированию ледяных заторов (морфологические, гидравлические, гидрографические, гидрометеорологические и антропогенные), могут быть как действующие каждый год, так и обладающие межгодовой изменчивостью [3, 5]. Так, например, образованию заторов в устьях рек способствуют наличие большого ледосборного участка реки выше дельты, резкое уменьшение вниз по течению уклонов водной поверхности, одновременность вскрытия различных участков реки и рукавов дельты, особенности морфологических и морфометрических характеристик реки и рукавов (наличие разветвлений, перекатов, островов и излучин, небольшие глубина и ширина русла), засоренность русла, мелководные устьевые бары, скопления речных и морских ледяных образований на устьевом взморье. При заторах льда происходит выход вод на пойму. Во время прорыва затора наблюдаются максимальные скорости течения, растет транспортирующая и эрозионная способность водотоков, что приводит к русловым деформациям в водотоках дельты.

В дельте Лены вблизи ее вершины (о. Тит-Ары) нередко образующиеся ледяные заторы вызывают значительный подъем уровня воды, распространяющийся вверх по течению на большие расстояния (от нескольких сотен метров до сотен и более километров) и длящийся от нескольких часов до нескольких суток (до 10 сут) [4]. Образование затора льда в период половодья при больших расходах воды приводит к сильному подпорному росту уровня воды в Лене. Так, в многоводном 1967 г. (средний годовой расход воды на г/п Кюсюр, в 200 км выше вершины дельты, $18000 \text{ м}^3/\text{с}$) минимальный зимний уровень воды был превышен на 26.33 м [6].

Заторы льда в низовье Северной Двины, вызывавшие повышение уровня воды на 6.5 м, приводили к наводнениям в Архангельске (в XX в. наиболее крупное наводнение было в 1953 г.).

Вскрытие рукавов дельты Маккензи, начинающееся одновременно с половодьем на реках Пил и Маккензи, приводит к образованию значительных заторов льда выше Пойнт-Сепарейшн, которые вызывают существенные подъемы уровня воды и могут усиливать механическое вскрытие рукавов дельты [4].

Заторные наводнения наблюдаются не только в устьях арктических рек. Так, например, в дельте Кубани зимние и весенние наводнения чаще всего (приблизительно в 50–60% всех наводнений) могут быть вызваны образованием мощных и устойчивых ледяных заторов в водотоках дельты на фоне больших расходов воды (во время половодья или паводка), приводящих к вскрытию рукавов в дельте и ледоходу [3, 5].

Заторы льда в дельте Кубани, обычно формирующиеся с середины ноября по конец марта (чаще всего – в январе и первой и второй декаде февраля) (рис. 1), в период низкого стока воды реки, не приводят к экстремальным повышениям уровня воды в дельте и наводнениям [5].

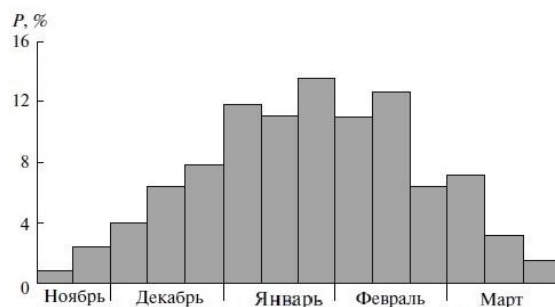


Рис. 1. Повторяемость (%) заторов льда в дельте Кубани со второй декады ноября по третью декаду марта за 1912–2002 гг. по [5]

Угроза наводнения возникает при резком увеличении расхода воды реки, как случилось в дельте Кубани в конце декабря 2001 г. – начале января 2002 г., когда чередование морозов и оттепелей той зимой, обильные дождевые осадки и таяние снега привели к критическому наполнению водохранилищ и активному сбросу вод из них в начале января 2002 г. Одновременное прохождение больших расходов воды реки (свыше $1000 \text{ м}^3/\text{с}$) и образование относительно мощных заторов льда спровоцировали сильный подъем уровня воды в руслах рукавов дельты. Такой подъем был отмечен в устье рукава Петрушин, у станицы Варениковской, в районе хутора Ханькова, в истоке рукава Протока. В результате в дельте Кубани произошло сильнейшее наводнение [3, 5]. Во время этого наводнения, по данным [5], были затоплены часть г. Темрюк (уровень воды здесь достиг исторического максимума в 264 см над «0» поста и превысил на 74 см критический уровень, при котором начинается затопление некоторых районов города) (рис. 2). Были также затоплены поселки и хутора в Анапском, Темрюкском, Крымском, Славянском и Калининском районах, ~74 тыс. га земель, в том числе сельхозугодий.



*Рис. 2. Затопленный населенный пункт в Темрюкском районе во время наводнения зимой 2001–2002 гг.
[<http://www.1tv.ru/img/20020111195413.GIF>]*

Сходные экстремальные гидрологические явления случаются в дельте Дуная [2]. Здесь во время ледохода на участках рукавов дельты, где морфологические условия благоприятствуют образованию заторов (разветвления рукавов, крутые повороты и сужения русла, мелководные перекаты и устьевые бары) могут формироваться ледяные заторы толщиной до 6–7 м, приводящие к значительному повышению уровня воды в водотоках дельты. Так, экстремальное повышение уровня воды в Килийской дельте Дуная зимой 1969 г. было вызвано образованием в январе мощного затора льда в румынской части дельты [2]. В феврале с началом ледохода был полностью заблокирован льдами Тульчинский рукав, что привело к существенному подъему уровня воды выше затора. Ледоход стал проходить по смежному Килийскому рукаву. В это же время штормовые восточные ветры вызвали перемещение льдов на устьевом взморье Дуная в сторону берега, льды

перекрыли устье Кикийского рукава. В результате образования мощных заторов в этом рукаве произошло значительное повышение уровня воды в дельте – до 241 см над «0» поста Вилково (абсолютный максимум). Были полностью затоплены г. Вилково (рис. 3), острова Кикийской дельты, о. Ермаков и частично с. Лиски.

Схожие условия сложились в Кикийской дельте Дуная в феврале 1985 г., но в этом случае наводнения не случилось, хотя уровень воды у г. Вилково (179 см) и превысил критический.



*Рис. 3. Наводнение в г. Вилково в феврале 1969 г.
Фото из архива авторов*

Существующие сценарные оценки будущих изменений климата и характеристик гидрологического режима показывают, что при изменении климата увеличится зимний сток рек и возрастет вероятность образования ледяных заторов и зажоров [1]. В начале XXI в. отмечается увеличение повторяемости и масштабов наводнений, в том числе вызванных заторами льда. Это требует повышения внимания к исследованию опасных гидрологических событий, разработке методов их расчета и прогноза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин В.А., Копалиани З.Д. Наводнения на реках России при современных тенденциях в изменении климата // Ученые записки РГГУ. 2007. № 5. С. 43–54.
2. Гидрология дельты Дуная / Под ред. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2004. 448 с.
3. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / Под ред. В.Н. Михайлова, Д.В. Магрицкого, А.А. Иванова. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.
4. Долгополова Е.Н., Исупова М.В. Влияние многолетнемерзлых грунтов на гидролого-морфологические процессы в устьях рек Лена и Маккензи // Инженерная экология. 2014. Т. 118. № 4. С. 10–26.
5. Магрицкий Д.В., Иванов А.А. Наводнения в дельте р. Кубани // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 4. С. 387–406.
6. Руднев А.С. Особенности заторообразования на р. Лене в многоводные годы (на примере 1967 г.) // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 290. С. 71–82.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ФАКТОР В ПРОЦЕССАХ НАКОПЛЕНИЯ МИКРОПЛАСТИКА ДОННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Т.Н. Казмирук*, **В.Д. Казмирук***, **Л.И. Бинделл****,
З.В. Казмирук***

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

*** Department of Biological Sciences, Simon Fraser
University, Vancouver, British Columbia, Canada*

**** Centre for Earth Observation Science, University of
Manitoba, Winnipeg, Manitoba, Canada
e-mail: tamnicgor@yandex.ru*

Среди многочисленных современных видов антропогенного воздействия на окружающую среду, накопление пластикового «мусора» в водных экосистемах является наиболее очевидной, однако наименее изученной проблемой. Первый вид современного пластика бакелит (“bakelite”) появился в 1907 году. Массовое мировое производство пластмасс началось в 1940-х годах с около 5 миллионов тонн в год и увеличилось до более чем 299 миллионов тонн в 2014 году. В то время, как производство пластмассы принесло значительные социальные выгоды, людьми был создан новый стойкий и опасный вид загрязнения окружающей среды. Ежегодно, в результате человеческой деятельности, в Мировой океан поступает от 4,8 до 12,7 миллионов тонн пластика. Больше всего пластика сбрасывают Китай (23.7%), Индонезия (17.8%), Филиппины (10.3 %) и Вьетнам (7.8%) [9]. В прибрежной зоне этих стран, а также в районе Индии и образовались основные очаги устойчивого пластикового загрязнения. Кроме того, в северных частях Тихого и Атлантического океанов под влиянием общей циркуляции океана сформировались два огромных пятна пластиковых отходов, распространяющиеся на сотни километров. Не секрет, что поля из пластикового «мусора» возникают и на внутренних водоемах, особенно при нагонных ветрах. Такие поля мы наблюдали на Иваньковском водохранилище и в Каспийском море. Хорошо известны пластиковые поля на реках Дунай, Лос-Анджелес и Рейн [10]. Пластиковые загрязнение водной среды является глобальной и быстро растущей экологической проблемой, так как встречается во всех водных экосистемах мира, оказывая неблагоприятное воздействие на биоту, биоразнообразие, а также на здоровье человека [2, 3, 5, 6, 12]. Даже в первичном виде этот мусор сам по себе является опасным для окружающей среды, а, разрушаясь, его опасность возрастает во много раз.

Одним из основных аспектов пластикового загрязнения водных экосистем является возникновение всех видов микропластика, как первичного, так и вторичного, в форме сфер, фрагментов, волокон или гранул [2]. Следует отметить, что первичный микропластик производится на микроскопическом уровне для дальнейшего промышленного использования (например, микросферы в скрабах для лица, гранулы для производства больших пластмассовых изделий). При этом, под влиянием физических, химических и биологических процессов пластиковые фрагменты больших размеров деградируют до размеров микроскопических или даже наноскопических ($<0,1$ мкм) частиц, называемых, вторичным микропластиком (нанопластиком) [1].

С 2004 г. микропластик признан загрязнителем окружающей среды. Хотя за последние 10 лет число исследований по этой проблеме возросло в мире на порядок, здесь все еще больше вопросов, чем ответов. Есть сомнения даже в том, правильно ли поставлены вопросы.

Сложности исследований поведения микро и нано частиц пластика в окружающей среде начинаются уже при определении химического состава и свойств самих частиц. Зачастую полный состав пластмассовых изделий известен только их производителям. В чистом виде синтетические полимеры практически не применяются, а в состав конечных продуктов входит множество добавок, таких как пигменты, инициаторы, катализаторы, растворители, антимикробные реагенты, пластификаторы и т.д.. Как будут себя вести полимеры, мономеры и добавки, из которых состоят частицы, попадающие в различную внешнюю среду или в биологические системы, предсказать очень сложно. Более того, значение имеет и размер частиц. Наночастицы могут оказывать совсем другое воздействие на водные

организмы чем более крупные куски пластика, поскольку эти частицы имеют малый размер, высокую кривизну и большую удельную площадь поверхности, а также высокую поверхностную реакционную способность, что делает их весьма динамичными в окружающей среде. Кроме того, находясь в окружающей среде или биологических системах, наночастицы могут претерпевать физические, химические и биологические превращения, а также взаимодействовать на макромолекулярном уровне. В общем случае взаимодействие микропластика с окружающей средой, его биологическая судьба, мобильность и биологическая доступность будут зависеть от размера, формы, заряда, физико-химических и других свойств частиц.

Многочисленные лабораторные и натурные исследования продемонстрировали, что микропластик, попадая в водную экосистему, тем или иным образом перераспределяется между ее составляющими: водная среда, донные отложения, живые организмы [2, 5-8, 10-12]. Так, концентрации микропластика могут варьировать от низких фоновых значений, как 3 частицы в м^3 воды [6] и 8 частиц в кг донных отложениях [11] до очень высоких значений, как 102 тыс. частиц в м^3 воды [6] и 621 тыс. частиц в кг донных отложений [7]. Более того, результаты исследований, проведенных в Северном Ледовитом океане, показали концентрации микропластика (нанопластика) в пределах от 38 до 234 шт./ м^3 в кернах арктического льда [8]. По нашим данным в донных отложениях приливной зоны тихоокеанского побережья количество частиц микропластика может достигать до 400 тыс. шт./ м^2 , из которых основная доля (около 90 %) приходится на пеллеты (окатанные частицы, микрогранулы). Остальные 10 % составляют микроволокна и мелкие фрагменты пластмассовых изделий.

По данным исследований за последние десять лет, частицы микропластика проникают и воздействуют на живые организмы на всех уровнях, от молекулярного до популяционного, с отрицательным последствием для выживания и здоровья. Более того, присутствие микропластика и нанопластика в планктоне, водных беспозвоночных и позвоночных животных, в том числе рыбы и морских млекопитающих повышает вероятность опасности того, что они могут быть переданы по пищевой цепи от низших трофических уровней к потенциально потребляемым людьми [3, 12].

Плаваемость частиц микропластика делает возможным его рассеивание на большие расстояния, и наконец, осаждение и сохранение в донных отложениях на протяжении многих веков. Плотность пластиков примерно в 2 раза ниже плотности минеральных частиц, поэтому физические характеристики грунтов, содержащих значительное количество микропластика, отличаются от физических характеристик естественных грунтов. Значительное влияние на осаждение, накопление и удержание микропластика донными отложениями оказывают множество факторов происходящих в водных экосистемах (волны, течения, перемешивание водных масс, взвешивание донных осадков, соленость, температура, ультрафиолетовое излучение, биodeградация и др.), Температурный фактор является одним из определяющих в процессах биodeградация микропластика до наноскопических размеров (биологический распад, биоразложение в результате деятельности микроорганизмов), что способствует его накоплению в донных отложениях и удержанию в поровом пространстве [1, 4]. Результаты лабораторных исследований биodeградации различных видов микропластиков, проведенных в California Integrated Waste Management Board (USA), а также предварительные результаты лабораторных

и натурных исследований, проводимых в Simon Fraser University (Canada) показывает, что при исследуемых температурах в пределах от -2°C до $+35^{\circ}\text{C}$ самая высокая интенсивность биodeградации микропластика отмечается при температуре от $+15^{\circ}\text{C}$ до $+25^{\circ}\text{C}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bakir, A., Rowland, S.J. and Thompson, R.C. Enhanced desorption of persistent organic pollutants from microplastics under simulated physiological conditions // *Environmental Pollution*. - 2014, V.185.-P.16–23.
2. Barnes, D.K.A., Galgani, F., Thompson, R.C. and Barlaz, M. Accumulation and fragmentation of plastic debris in global environments//*Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. - 2009, V.364.-P. 1985–1998.
3. Browne, M.A., Niven, S.J., Galloway, T.S., Rowland, S.J. and Thompson, R.C. Microplastic moves pollutants and additives to worms, reducing functions linked to health and biodiversity// *Current Biology*. - 2013, V.23.-P. 2388–2392.
4. CIWMB. Performance Evaluation of Environmentally Degradable Plastic Packaging and Disposable Food Service Ware/Final Report. - California: Integrated Waste Management Board, 2013.-70p.
5. Cluzard, M., Kazmiruk, T., Kazmiruk, V. and Bendell, L.I. Intertidal concentrations of microplastics and their influence on ammonium cycling as related to the shellfish industry//*Archives of Environmental Contamination and Toxicology*.-2015, V. 69, No.3, P.310-319.
6. Cole, M., Lindeque, P., Halsband, C. and Galloway, T.S. Microplastics as contaminants in the marine environment: A review//*Marine Pollution Bulletin*.-2011, V.62.-P.2588-2597.
7. Liebezeit, G. and Dubaish, F. Microplastics in beaches of the East Frisian Islands Spiekeroog and Kachelotplate// *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*.-2012, V.89.-P.213-217.

8. Obbard, R.W., Sadri, S., Wong, Y.Q., Khitun, A.A., Baker, I. and Thompson, R.C. Global warming releases microplastic legacy frozen in Arctic Sea ice//Earth's Future.-2014, V.2.-P.1-6.
9. PlasticsEurope. Plastics the Facts 2012. An Analysis of European Plastics Production, Demand and Waste Data for 2014. Plastics Europe (Association of Plastic Manufacturers).-Brussels, 2015.-34 p.
10. Thompson, R.C., Olsen, Y., Mitchell, R.P., Davis, A., Rowland, S.J., John, A.W.G., McGonigle, D. and Russel, A.E., 2004. Lost at sea: where is all the plastic? Science. 304, 838.
11. Van Cauwenberghe, L., Devriese, L., Galgani, F., Robbins, J. and Janssen, C.R. Microplastics in sediments: A review of techniques, occurrence and effects//Marine Environmental Research.-2015, V.111.-P.5-17.
12. Wright, S. L., Thompson, R. C. and Galloway, T. S. The physical impacts of microplastics on marine organisms: A review// Environmental Pollution.-2013, V.178.-P.483–492.

О МЕТОДОЛОГИЧЕСКОМ ПОДХОДЕ К ИССЛЕДОВАНИЮ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА РЕК В ГОДЫ ВЫСОКОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ

В.Г. Калинин, К.И. Суманеева

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

Изучение годового стока рек и его внутригодового распределения является важной задачей современной гидрологии. При расчете внутригодового распределения стока рек применяют методы, предложенные в [4]. Однако

для установления причинно-следственных связей в развитии гидрологических процессов и явлений, выяснения причин и условий их возникновения, применяется генетический анализ [1]. Примером такого анализа является географо-гидрологический метод, основанный на комплексном подходе к исследованию вод суши, изучению физической природы гидрологических процессов, их проявлению в конкретных географических условиях и выявлению на этой основе причинно-следственных связей, существующих в рассматриваемом регионе [2]. Этот метод, как отмечает А.М. Владимирова [1], наиболее полезен при изучении сложных природных многокомпонентных систем, а применительно к гидрологическим расчетам – при изучении условий формирования речных вод в многоводные и маловодные фазы стока и разработке методов его расчета при недостаточности или отсутствии данных гидрологических наблюдений.

Для исследования внутригодового распределения стока (ВГРС) рек за характерные по водности годы нами разработан методологический подход (на примере лет высокой обеспеченности), включающий в себя: выбор многоводных лет, типизацию гидрографов, расчет месячного стока и районирование исследуемой территории по ВГРС, оценку влияния естественной зарегулированности стока на ВГРС, исследование воздействия основных факторов на формирование стока весеннего половодья в многоводные годы. Рассмотрим эти моменты подробнее.

Выбор многоводных лет.

Исходными данными послужили значения среднегодовых расходов воды по 49 гидрологическим постам. По каждому из них ряды со значениями среднегодовых расходов воды ранжировались в порядке убывания. Ранжированные ряды делились на 3 группы характерной водности согласно СП

33-101-2003...[4]: многоводные ($P < 33,3\%$), средние по водности ($33,3\% \leq P \leq 66,7\%$) и маловодные годы ($P > 66,7\%$). В многоводной группе выбиралось несколько лет с высоким среднегодовым расходом так, чтобы данные имелись для большинства гидрологических постов. Например, выбранные 1965, 1978, 1979, 1984 гг. для 15 гидрологических постов явились годами с самым максимальным среднегодовым расходом воды ($P \leq 5\%$) и для 34 постов – с высоким среднегодовым расходом воды ($10\% \leq P < 33,3\%$).

Типизация гидрографов. Исследование ВГРС рек за выявленные многоводные годы выполнялось по гидрографам, построенным на основе ежедневных расходов воды для каждого гидрологического поста. Для анализа условий формирования высокого среднегодового расхода воды нами предложена следующая типизация гидрографов:

- 1-й тип – высокое продолжительное весеннее половодье и паводки в теплую часть года;
- 2-й тип – высокое весеннее половодье и незначительные или отсутствующие летне-осенние паводки;
- 3-й тип – невысокое весеннее половодье и значительные летне-осенние паводки.

Критерием отнесения к тому или иному типу являлось:

- а) оценка ВГРС по внешнему виду гидрографа (выявление фаз водного режима);
- б) количественный критерий – доля весеннего (IV-VI) стока в годовом и величина уменьшения среднегодового расхода воды при «срезке» дождевых паводков (если уменьшение составляло 15% и более, то считалось, что дождевые паводки оказывают существенное влияние на величину среднегодового расхода воды и гидрограф относится к другому типу).

Расчет месячного стока и районирование исследуемой территории по ВГРС. Для выявления особенностей ВГРС рек за выделенные характерные по водности годы по каждому гидрологическому посту рассчитывались значения доли месячного стока в % от годового с последующим их графическим отображением. Полученные гидрографы объединялись в группы согласно районированию, полученному по многолетним данным [3].

Следует отметить, что нами было обнаружено несоответствие сроков наступления фаз водного режима (начало, максимум и окончание весеннего половодья, летне-осенних дождевых паводков), а также значений долей месячного стока на разных реках в пределах одного района. Поэтому было предложено объединить гидрографы в группы, что послужило критерием районирования территории водосбора Воткинского водохранилища. В результате чего были скорректированы границы существующих районов и выделены новые, однородные по ВГРС.

Также анализировалось соответствие выделенных на территории водосбора районов с полученными ранее типами гидрографов рек. Отмечено, что 1-й тип гидрографа характерен для северной и горной частей, 2-й тип – для юго-западной и юго-восточной, 3-й тип – для центральной части территории водосбора Воткинского водохранилища.

Оценка влияния естественной зарегулированности стока на ВГРС. За все многоводные годы и для каждого гидрологического поста рассчитывался коэффициент естественной зарегулированности стока и значения доли стока (% от годового стока) за весенний период (IV-VI). В результате выявлено, что с увеличением площади водосбора наблюдается увеличение естественной зарегулированности

стока и, как следствие, уменьшение значения доли стока в весенний период за все исследуемые годы.

Исследование воздействия основных факторов на формирование стока весеннего половодья в многоводные годы. Для этого использовался корреляционный и регрессионный анализ. Независимыми переменными являлись: величина максимального запаса воды в снеге S_{max} (мм слоя воды) перед началом снеготаяния, сумма положительных температур $\sum t^+$ ($^{\circ}\text{C}$) до начала интенсивного подъема уровня воды, сумма осадков за период весеннего половодья $\sum x$ (мм), величина осеннего увлажнения U (мм). В качестве зависимой переменной использована величина слоя стока Y (мм) за период весеннего половодья.

Поскольку влияние каждого фактора в отдельности на величину стока весеннего половодья прямо пропорционально, то для оценки их совокупного воздействия предложен параметр K , который представляет собой произведение этих показателей. Размерность коэффициента K – $^{\circ}\text{C} \cdot \text{мм}^3$, т.е. сумма положительных температур воздуха от даты перехода через 0°C до даты начала интенсивного подъема уровня воды умноженная на суммарный объем воды, образовавшийся от таяния снежного покрова, осадков, выпавших за период весеннего половодья и достаточного осеннего увлажнения почвы, уменьшающего инфильтрацию талой воды и обуславливающего преобладание поверхностного стока весной.

Предложенный методологический подход дает возможность более детально исследовать условия и закономерности формирования внутригодового распределения речного стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты / А.М. Владимиров. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 365 с.
2. Глушков В.Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. Географо-гидрологический метод / В.Г. Глушков. М: Изд-во АН СССР, 1961. С. 70–75.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 11. Средний Урал и Приуралье. Вып. 1. Кама. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 420с.
4. Свод правил: СП 33-101-2003. Система нормативных документов в строительстве. Свод правил по проектированию и строительству. Определение основных расчетных гидрологических характеристик [Текст]: нормативно-технический материал. – Москва: [б.и.], 2004. 84 с.

ОЦЕНКА ДАТЫ НАСТУПЛЕНИЯ ОСЕННЕЙ ИЗОТЕРМИИ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ¹

С.Г. Каретников

Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия

Крупнейшее в Европе Ладожское озеро имеет очень сложный ледовый режим разнообразный от зимы к зиме. Для крупных димиктических озёр большое значение имеет период существования на их поверхности ледовых явлений. Разнообразие ледового режима крупного озера обусловлено

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований 16–55–76025 ЭРА_a

в основном разнообразием тепловых потоков через поверхность воды в зимний период, а также распределением глубин и определяется региональной характеристикой суровости зимы. Частичный ледовый покров уменьшает, а полный практически прекращает обмен теплом и количеством движения между атмосферой и водной толщей озера. Первые дистанционные наблюдения за льдом с самолета начались в 1943 году для наведения «Дороги Жизни». До 1990 года ледовые авиаразведки осуществлялись Гидрометслужбой примерно 2 раза в месяц и публиковались картосхемы распределения льда по поверхности озера. Начиная с 1971 года в добавление к авиаразведкам стали появляться снимки из космоса [1, 2, 3]. В настоящее время основным материалом для изучения степени покрытости озера льдом остаются снимки со спутников NOAA, MODIS и SENTINEL. Для каждой самолетной картосхемы или трансформированного в географическую проекцию спутникового снимка подсчитывался процент покрытости озера льдом с учетом его сплоченности. На основе дистанционной информации за последние 75 лет в Институте озероведения РАН собрана наиболее полная ледовая база данных о степени покрытости озера льдом начиная с 1943 года и рассчитаны статистические характеристики дат наступления и продолжительности основных фаз ледового режима Ладожского озера, представленные в таблицах 1 и 2.

Таблица 1.

Статистические характеристики дат основных ледовых фаз
Ладожского озера

	Начало льда	Начало полного ледостава	Конец полного ледостава	Последний лед
Средняя дата	27 ноя.	3 фев.	1 апр.	13 мая
Ранняя дата	24.10.93	24.12.56	22.01.16	31.03.14
Поздняя дата	09.01.14	10.03.52	10.05.85	30.05.56
Медиана	27 ноя.	3 фев.	4 апр.	13 мая
Ст.Откл.	18.7	16.5	22.9	11.4
Ст.Ошибка	1.97	2.2	3	1.17
Диапазон	77	76	108	60
Кол-во зим	73	48	48	74

Из таблицы 1 (графа диапазона значений) видно, что характеристики ледового режима могут варьироваться в широких пределах – от более чем месяца до почти четырех месяцев. Из таблицы 2 видно также, что не каждую зиму озеро покрывается льдом полностью. Вместе с тем есть годы, когда продолжительность полного ледостава может достигать почти четырех месяцев.

Для характеристики каждого года одной величиной нами предлагается относительный индекс ледовитости (RICI), представляющий собой площадь под линией, соединяющей значения процентного покрытия льдом озера (S_i), нормированный на площадь, ограниченную медианными значениями ($S_{\text{медиан.}}$), рассчитанными по всему ряду величин покрытия озера льдом

$$RICI = \frac{\sum_{\tau_{\text{нач.}}}^{\tau_{\text{кон.}}} S_i}{\sum_{\tau_{\text{ср.мн.нач.}}}^{\tau_{\text{ср.мн.кон}}} S_{\text{медиан.}}}, \quad (1)$$

где τ – средние многолетние и за каждый год даты первого появления ледовых условий и их исчезновения. Индекс ледовитости позволяет сравнивать годы между собой.

Таблица 2.

Статистические характеристики продолжительности основных ледовых фаз Ладожского озера

	Продолжительность полного ледостава	Общая продолжительность льда
Средняя продолжительность	57	167
Мин. продолжительность	0	81
Зимы	1945, 1949, 1959, 1961, 1971, 1975, 1989, 1990, 1992, 1995, 2000, 2004, 2008, 2009, 2013, 2014, 2015	2014
Макс. продолжительность	133	204
Зима	1956	1981
Медиана	48	204
Ст. Откл.	36.4	26
Ст. Ошибка	4.4	3
Диапазон	133	123
Кол-во зим	73	73

Ледоставу предшествует длительный период охлаждения воды в условиях свободной конвекции. Характерной особенностью этого теплового режима является зависимость скорости охлаждения от толщины слоя охлаждающейся (подверженной свободной конвекции) воды. Анализ средних многолетних данных о температурах воды в осенний период [5] показал, что их пространственная и временная дисперсии по сравнению с весенним и летним периодами весьма малы. Пространственные неоднородности температуры поверхности воды во время остывания озера сглаживаются, что хорошо прослеживается при обработке тепловых спутниковых данных это означает, что осеннее понижение температуры воды мало варьирует от года к году и не зависит от текущей погоды, а подчинено климатическому фактору. Кроме этого, в [6] показано, что во время охлаждения воды озера наступает такой момент, представленный на рисунке 1, когда температуры выравниваются по крайней мере до глубины 50 м. это происходит при температуре 6°C. Дата наступления момента формирования полной гомотермии по глубине и по пространству может служить характеристикой накопленного за лето тепла в толще воды озера.

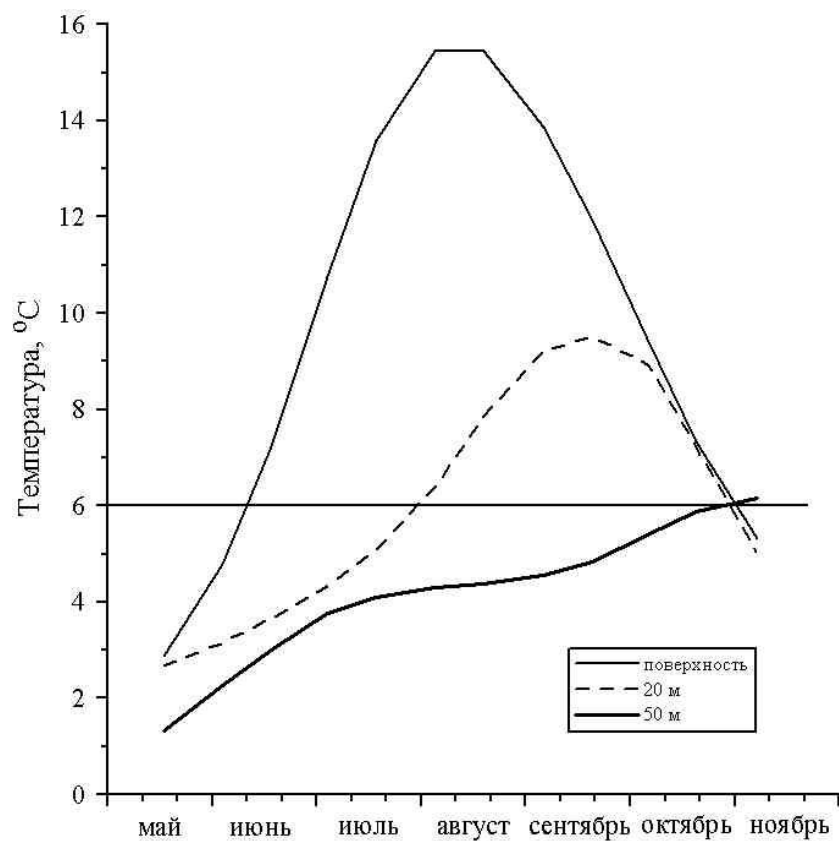


Рис. 1. Сезонное изменение температур воды на разных горизонтах по среднемноголетним данным

Определить дату наступления полной гомотермии при температуре 6°C можно по спутниковой ИК-информации. Для этого предлагается принимать и обрабатывать спутниковую информацию с начала охлаждения воды озера с поверхности и линейно интерполировать на дату, когда средняя температура поверхности озера достигнет 6°C.

По данным начиная с 1956 года эта дата варьировала от 16 октября до 25 ноября. Более ранняя дата перехода средней температуры поверхности воды через 6°C свидетельствует о меньшем теплозапасе, более поздняя – о большем теплозапасе, накопленном водой озера за предыдущее лето. Роль теплозапасов озера в ледовитости озера можно оценить с коэффициентом детерминации 0.7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Медрес П.Л. Ледовый режим Ладожского озера по материалам авиаразведок//Труды ГГИ, Гидрометеиздат, Л.1957, вып.66. с. 92-140.
2. Усачев В.Ф., Прокачева В.Г., Бородулин В.В. Оценка динамики озерных льдов, снежного покрова и речных разливов дистанционными средствами/ –Л.: Гидрометеиздат, 1985.-103 с.
3. Лебедев В.В., Медрес П.Л. Ледовый режим Ладожского озера по материалам авиаразведок// Сборник работ ГМО., Л., 1966, вып.3. с. 135-182.
4. Naumenko M., Karetnikov S., Guzivaty V. Spatial distribution of daily mean surface temperatures in Lake Ladoga from May to November//. In: Peltonen A., Gronlund & Viljanen (eds). Proc. the Third Int. Lake Ladoga Symp. 1999, University of Joensuu. Publ. of Karelian Institute. No.129.2000. p.442-447.
5. Науменко М.А., Каретников С.Г., Гузиватый В.В. Термический режим Ладожского озера/ В кн. Ладога, под ред. В.А. Румянцева и С.А. Кондратьева, Нестор-История, СПб, 2013, С.137-151

МЕРОПРИЯТИЯ ПО РЕГУЛИРОВАНИЮ ЗАТОРООБРАЗОВАНИЯ В УЗЛЕ СЛИЯНИЯ РЕК У ГОРОДА ВЕЛИКИЙ УСТЮГ ДЛЯ СНИЖЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ ПРИ ЗАТОРНЫХ НАВОДНЕНИЯХ

**В.М. Католиков, А.Б. Клавен, З.Д. Копалиани,
Н.И. Католикова**

*Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия
e-mail: channel-shi@mail.ru*

Город Великий Устюг, расположенный в узле слияния рек Сухона, Юг и Малая Северная Двина, периодически затопливается в прибрежной его части в результате наводнений, обусловленных заторами льда. В последние годы интенсивность заторообразовательных процессов на Сухоне возросла, и последнее крупное заторное наводнение произошло в 2016 году. В 2000–2003 и 2012–2013 годах Московским государственным университетом на основе исследований условий заторообразования были предложены организационные и инженерные мероприятия по снижению ущерба от наводнений у Великого Устюга. Для достоверной оценки эффективности этих мероприятий в Государственном гидрологическом институте была построена пространственная гидравлическая модель узла слияния рек Юг, Сухона и М.Северная Двина, выполненные исследования на которой позволили разработать и апробировать эффективные методы защиты города от затопления и методы регулирования русловых процессов в узле слияния указанных рек.

Анализ факторов заторообразования в данном узле слияния приводит к выводу о том, факторами, определяющими

мощность заторов и масштаб заторного наводнения на данном участке являются:

- количество и физико-механические свойства (прочность) льда;
- водность рек к моменту вскрытия с учетом последовательности вскрытия Сухоны и Юга;
- морфологическое строение русла и поймы и динамика речного русла.

Именно эти факторы и стали объектами анализа и экспериментальных исследований с целью разработки методов регулирования мощности заторов и масштабов заторных наводнений.

Морфологическое строение долины, пойм и русел рек Сухона, Юг и М. Северная Двина очень детально описаны в научной литературе [2,6,7]. Общий вид речных русел в узле слияния представлен на рисунке 1.



Рис.1. Общий вид исследуемого участка слияния рек

Установлено, что русловые переформирования на всех исследуемых реках вблизи узла слияния происходят преимущественно в результате перемещения внутрирусловых форм: гряд, побочней и осередков. Во врезанном орографическом русле Сухоны этот процесс развивается в условиях относительного дефицита наносов, в широкопойменных руслах рек Юг и М. Северная Двина этот процесс сопровождается формированием отдельных излучин, наиболее развитых на Юге, способствует образованию многочисленных перекатов в русле М. Северной Двины (на 71 км длины М. Северной Двины насчитывается до 30 перекатов) и формирует устьевой бар Юга в истоке М. Северной Двины, который хорошо просматривается на космоснимке (рисунок 1) и является главным источником донных наносов М. Северной Двины. Перекаты на Малой Северной Двине отличаются от перекатов на Сухоне. На Сухоне перекаты представляют собою малоподвижные мергелисто-каменистые образования (за исключением подвижного переката в 4-5 км от устья), в то время как Двинские перекаты - это подвижные песчаные образования.

Все морфологически типовые места формирования заторов, обусловленные морфологическими особенностями русел, встречаются на исследуемом участке: есть и узкая долина, и плановые изгибы русла, и изменения его поперечного сечения, и переломы профиля водной поверхности.

В научной литературе часто указывают на непосредственную роль неровностей дна и перекатов, являющихся очагами формирования головы затора, что и определяет соответствующие методы регулирования речного русла в виде срезки перекатов в качестве эффективной меры по борьбе с заторами. Однако известно, что перекаты оказывают существенное влияние на

гидравлику потока в меженных условиях, когда они создают перепады профиля свободной поверхности воды – необходимое условие для формирования заторов. В периоды же половодий и паводков продольный профиль свободной поверхности воды выравнивается, и роль перекатов существенно снижается.

Заторы на М. Северной Двине формируются на ветви подъема половодья при довольно высоких уровнях, когда гидравлическая роль перекатов снижена, и они не могут создавать гидравлические условия для формирования заторов (рисунок 2).

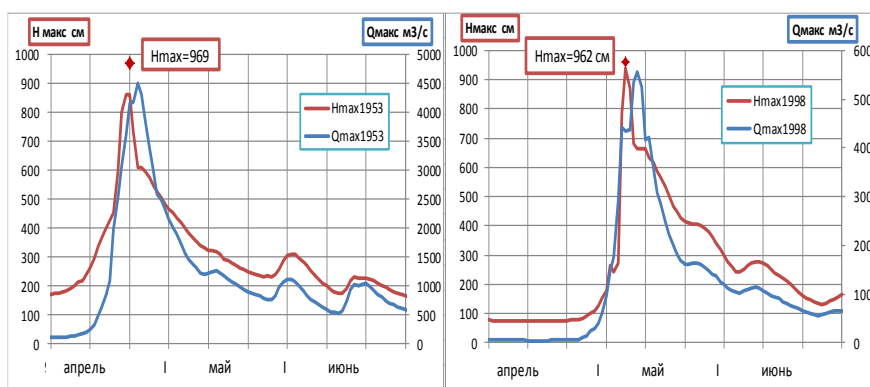


Рис. 2. Гидрографы и ход уровня высоких половодий

Важную роль в формировании гидравлических условий прохождения заторных наводнений играют микроформы речного русла. Активность грядовой формы движения донных наносов в период половодий была подтверждена при проведении полевых работ в узле слияния рек в половодье 2014 г., в ходе которых в русле реки Юг были зафиксированы гряды длиной 2.5-12 м и высотой 0.1-0.6 м.

Известно, что гряды вносят наибольший вклад в общее гидравлическое сопротивление движению потока и что

максимальных своих размеров они достигают в периоды паводков [5]. Таким образом, к моменту формирования заторов донные гряды достигают размеров, близких к максимальным, и начинают оказывать совместно с заторными ледовыми массами сопротивление движению потока, близкое к максимальному.

Такое наложение приводит к существенному подъему уровней воды во время наводнения. Регулирование грядового движения наносов с целью уменьшения их параметров во время половодья возможно только лишь путем уменьшения стока донных наносов, что обусловит дефицитный характер гряд с последующим снижением гидравлических сопротивлений и снижением уровней воды во время заторного наводнения.

Анализ условий формирования заторов льда в узле слияния показал, что Юг часто вскрывается раньше Сухоны на 1-2 сут. (42% случаев) или одновременно с ней (24 %). В тоже время в М. Северную Двину из Юга поступает в 3 раза меньше льда, чем из Сухоны. Самый большой объем льда, участвовавший в весеннем ледоходе (1953 г.), составил 255 млн. м³ на Сухоне и 70 млн. м³ на Юге, то есть ~30 % льда, поступившего в М. Северную Двину (таблица 1).

Таблица 1.

Характеристики весеннего ледохода на реках

Характеристика		Диапазон изменений	
		Река Сухона	Река Юг
Расход воды, м ³ /с:	в начале ледохода	504-2520	474-1560
	в конце среднего ледохода	612-4180	620-2020
Продолж-сть густого и среднего ледоходов, сут.		1-9	1-12
Толщина льдин, м		0,45-1,10	0,39-0,81
Сток льда, млн.м ³		1–255	9-70
Разница в сроках вскрытия Сухоны и Юга, сут.		8-(-11)	

Протяженность участков скоплений льда по данным наблюдений в нижнем течении Сухоны достигает 30 км при толщине скоплений 7 м, на Юге толщина достигает 4 м. Только 28 % льда, приходящего с Сухоны и Юга, участвует в заторообразовании на М. Северной Двине, основная же часть тает при ледоходе и остается в протоках реки и на берегах в виде навалов льда. Значительные заторы на М. Северной Двине, вызывающие наводнения в Великом Устюге, имеют объем льда не более 28,5 млн.м³.

Хронологический анализ изменения разности в сроках начала ледохода на Сухоне и Юге и наводнений в Великом Устюге показывает, что мощные весенние ледоходы, сопровождаемые заторами льда на Северной Двине, определялись синхронным вскрытием Сухоны и Юга (1969, 1979, 1998 гг.) или более ранним вскрытием Юга (1953, 1991 гг.).

Заторы, влияющие на максимальные уровни воды у Великого Устья, обычно формируются ниже слияния Сухоны и Юга. Реже такие заторы образуются на самой Сухоне выше впадения р. Юга. Это происходит в годы, когда Юг вскрывается одновременно или раньше Сухоны. Протяженность больших заторов на Сухоне и Юге составляет несколько километров. Продолжительность их существования колеблется от нескольких часов до 3-5 дней.

Максимальные уровни воды у Великого Устья зависят от расположения заторов ниже слияния Сухоны и Юга. Заторы образуются на перекатах у д. Бобровниково: Нижнего Бобровниковского, Среднего Аристовского, Верхнего Аристовского и Верхнего Голодаевского, а также островов Репной и Шабурный. Их местоположение непостоянно, изменяется от года к году. Длина заторного скопления льда изменяется от 2 до 10 км и может достигать 20 км. Таким образом, заторы формируются лишь частью льда, участвующего в ледоходе на Сухоне и Юге (около 15%). Чем дальше от Великого Устья находится головная часть затора и больше его мощность, тем больше вклад заторной составляющей в изменение максимальных уровней в устье Сухоны.

К настоящему времени многочисленные исследования условий формирования наводнений в Великом Устье позволили выработать целую систему превентивных мер по борьбе с заторами льда и разработать предложения по инженерной защите города от затопления путем строительства противопаводковых дамб.

Многолетний опыт ГГИ по моделированию ледовых заторов и их последствий [3,4] свидетельствует о том, что именно физическое гидравлическое моделирование является наиболее надежным методом изучения механизма

формирования заторных наводнений и оценки эффективности методов их регулирования и защиты территории. Поэтому методология, разработанная в Русловой гидравлической лаборатории ГГИ, была использована в настоящей работе на большой физической гидравлической модели узла слияния рек у Великого Устюга.

С учетом характерных мест образования заторов гидравлическая модель узла слияния рек охватывала около 15 км Сухоны, 7 км Юга и 19 км М. Северной Двины, включая прибрежные затапливаемые территории. Рельеф речных русел на модели воспроизводился по русловой съемке, выполненной сотрудниками Лаборатории эрозии почв и русловых процессов Географического факультета МГУ весной и летом 2013 года, а рельеф поймы – по топографической карте масштаба 1:25000, предварительно согласованной с русловой съемкой. Модель (рисунок 3) была выполнена в жестком варианте с масштабами плановым 1:800 и вертикальным 1:200.



Рис. 3. Гидравлическая модель узла слияния рек (вид против течения)

В качестве имитатора льда на модели использован изготовленный по спецзаказу листовой полиэтилен низкой плотности и высокого давления. Толщина листа, с учетом принятой толщины натурального льда 0,7 м, составила 3,5 мм, а плотность была задана равной $0,95 \text{ г/см}^3$. С учетом натуральных размеров участвующих в ледоходе льдин 160x160, 80x80, 40x40, 16x16 и 8x8 м из полиэтилена нарезались пластинки квадратной формы, соответственно, 20x20, 10x10, 5x5, 2x2, 1x1 см.

Структура ледохода формировалась путем укладки приготовленных пластинок на воду при уровне воды, соответствующем началу образования ледостава. В качестве примера на рисунке 4 представлено уложенное для начала одного из экспериментов ледовое поле (снимок слева) и заключительная фаза формирования Аристовского затора и затопления территории (снимок справа).



Рис. 4. Начало (слева) и конец (справа) эксперимента по формированию Аристовского затора

Объем модельной ледовой массы был принят и подавался во всех экспериментах в соответствии с натурными

объемами заторных ледовых масс, а именно: 28296540 м³ на Сухоне, 14148260 м³ на Юге и суммарно 42444800 м³.

Условия ледохода и механизм формирования заторов исследовались в естественных условиях и при разных инженерных мероприятиях для расходов воды 5%, 1% и 0,1% обеспеченности (таблица 2).

В результате проведения полевых, теоретических и экспериментальных исследований разработана комплексная схема сооружений и мероприятий по защите Великого Устья от наводнений:

- малая защитная дамба с отметкой верха 59.60 м БС по всему периметру;

- система косых свайных шпор на Сухоне на расстоянии 12-18 км от устья (три рубежа с расстоянием между сваями 40 м и 120 м на фарватере), или иные способы задержки льда – льдозадерживающие запани, расчистка ледового покрова от снега и др.;

- одноразовая или периодическая срезка (ликвидация) конуса выноса донных наносов Юга, расположенного у правого берега М. Северной Двины в ее истоке;

- создание одного или нескольких малых карьеров в русле Юга (длиной ≤ 1.0 км, глубиной около 5 м и общим объемом ≤ 180 тыс.м³), сохраняющих способность к самовосстановлению русла реки в течение 9-10 лет при среднемноголетнем стоке донных наносов.

Таблица 2.

**Результаты экспериментов по разным вариантам защиты
Великого Устья от заторных наводнений**

№ п/п	Условия эксперимента	Расход воды, м³/с		Обеспеченно сть	Уровень на в/п Великий Устюг, Н м БС	
		Сухона	Юг		max	min
1	Пропуск паводка, естественные условия, открытое русло	5385	3984	5%	55,28	–
		6408	4742	1%	55,86	–
2	Ледоход при естественном состоянии русла	5385	3984	5%	59,58	58,64
		6408	4742	1%	60,60	59,58
3	Ледоход при сооружении МЗД*	5385	3984	5%	58,36	58,00
		6408	4742	1%	60,44	59,60
4	Ледоход при сооружении БЗД*	5385	3984	5%	59,96	59,84
		6408	4742	1%	60,80	60,70
5	Ледоход при наличии МЗД и 7 прорезей	5385	3984	5%	59,96	59,60
		6408	4742	1%	60,80	60,50
6	Ледоход при наличии МЗД и срезке части берега и осередков	5385	3984	5%	59,22	58,18
		6408	4742	1%	60,38	59,60
7	Ледоход при наличии МЗД и задержке льда на Сухоне (в 18км выше моста)	5385	3984	5%	58,58	57,76
		6408	4742	1%	59,60	58,98
		7783	5759	0,1%	60,38	56,42
8	Ледоход при наличии МЗД и уменьшении максимальных размеров льдин в 2 раза	5385	3984	5%	59,76	59,12
		6408	4742	1%	60,80	60,60

*МЗД и БЗД – соответственно, малая и большая защитные дамбы

Кроме указанных сооружений и мероприятий следует обеспечить надежную защиту противопаводковой дамбы и берегоукрепления на левом вогнутом берегу Сухоны на приустьевом участке. Для этого, кроме создания самого берегоукрепления в указанном месте, следует осуществить

и в последующем регулярно повторять подрезку пляжа у правого выпуклого берега Сухоны с сохранением морфологии переката между участком подрезки и мостом через реку.

В связи с тем, что малые карьеры в русле реки обладают еще и льдозадерживающими свойствами, создание системы таких карьеров в Сухоне может дополнить предложенные мероприятия по задержке ледовых полей в ее русле.

Все рекомендуемые мероприятия могут реализовываться либо одновременно, либо в любой последовательности, но при условии, что мероприятия по задержке ледовых полей в русле Сухоны предшествуют или реализуются одновременно со строительством противопаводковой дамбы.

Предложенный комплекс опирается на принципиально новую стратегию защиты от заторных наводнений. Эта стратегия ориентирована не на повышение льдопропускной способности речного русла на участке возможного формирования затора, поскольку такая стратегия **борьбы с заторами** усугубляет формирование заторов ниже по течению. Новая стратегия **регулирования мощности заторов и заторных уровней воды** направлена на уменьшение объема ледовых масс, участвующих в заторах, путем задержки ледовых полей на выше расположенных участках (даже путем создания искусственных заторов) и на уменьшение гидравлических сопротивлений во время стояния заторов путем регулирования параметров форм транспорта донных наносов.

Новая стратегия рекомендуется и при разработке превентивных противозаторных мероприятий на других реках Северо-Запада ЕТС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин В.А. Зажоры и заторы льда на реках России – ГГИ, СПб, 2015, - 240 с.
2. Бузин В.А. Факторы образования и прогноз заторов льда на реках севера европейской территории России. – Метеорология и гидрология, 2010, № 4, с. 63-74.
3. Бузин В.А, Копалиани З.Д., Клавен А.Б., Никитин В.Н., Теплов В.И.. Лабораторные исследования процесса формирования заторов льда и эффективности противозаторных мероприятий на реке Лена у города Ленск//: Труды VI ВГС. Секция 2, М., Метеоагентство Росгидромета, 2006, с.154-159.
4. Клавен А.Б., Копалиани З.Д. Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса//: СПб, Нестор-История, 2011 – 504 с.
5. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Сنيщенко Б.Ф. – Основы гидроморфологической теории руслового процесса//: Л., Гидрометеиздат, 1982. – 272 с.
6. Отчет по НИР «Исследование водного режима и русловых процессов реки Северная Двина на участке от города Великий Устюг до города Котлас и разработка научно обоснованных рекомендаций по предотвращению вредного воздействия вод»//: НИЛ эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева МГУ, Москва, 2012.
7. Русловые процессы и водные пути на реках бассейна Северной Двины. – М., ООО «Журнал “РТ”», 2012. – 492 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЗАМЁРЗШИХ ПРЕСНОВОДНЫХ ВОДОЁМОВ (НА ПРИМЕРЕ ОЗЕРА СУУРИ, ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛ.)¹

М.П. Кашкевич*, С.В. Попов, Д.Д. Миннебаев*,
Т.М. Салихов*, Ю.И. Черненко*, В.Л. Трушевский***

** Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия*

*** Полярная морская геологоразведочная экспедиция,
Санкт-Петербург, Россия*

e-mail: sporov67@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Георадарное профилирование давно и весьма успешно применяется для решения как фундаментальных научных, так и прикладных задач, связанных с изучением верхней части геологического разреза не только при исследовании гидросети, грунтов, ледников, а также льдов морских и пресноводных акваторий [1, 2, 3]. Широкую популярность этот геофизический метод приобрёл, прежде всего, благодаря своей мобильности, эффективности и относительно простой (в зависимости от поставленных задач) методике обработки данных, по сравнению, с прочими волновыми методами. Описываемые работы выполнялись в марте 2015 г. на замёрзшей акватории озера Суури (Ленинградская область). Они носили опытно-методический характер и были связаны с организацией аналогичных исследований в Антарктиде.

¹ Публикация подготовлена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00579-а.

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ РАБОТ

Георадарное профилирование сопровождалось промерами глубин, выполненными ручным лотом по сети 50×50 м. В общей сложности, было произведено 154 промера глубин (рис. 1) с погрешностью 0,25 м.

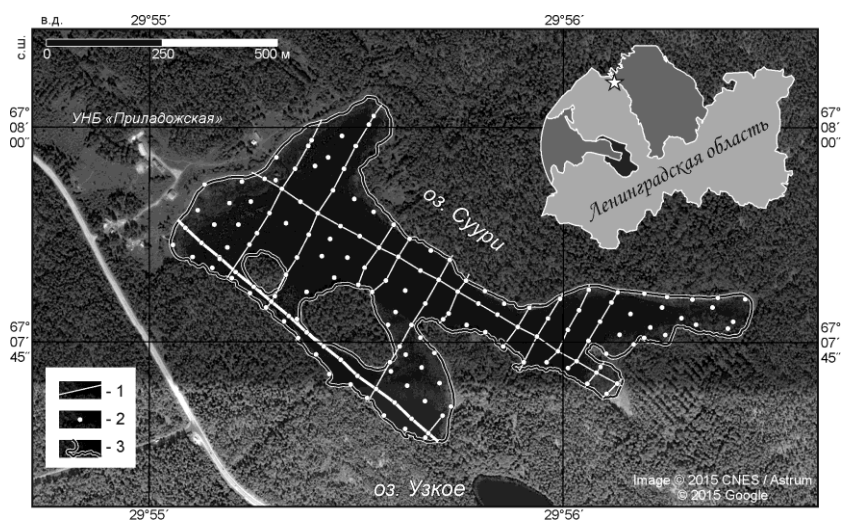


*Рис. 1. Схема расположения геофизических работ
1- георадарные маршруты; 2- пункты промеров глубин; 3- береговая линия озера Суури. Утолщённой линией показан маршрут, приведённый на рис. 3. В качестве географической основы использованы спутниковые снимки Google Earth Pro (фотография выполнена 26 июля 2013 г.); обзорная высота 529 м от поверхности эллипсоида WGS84*

Георадарное профилирование выполнялось приборами «ОКО-2» (ООО «Логис») на частотах 100 МГц и 150 МГц с использованием антенн АБДЛ «Тритон» и АБ-150 соответственно. Сеть маршрутов заложена через пункты промеров глубин для независимого контроля полученных данных (рис. 1). Их общая протяжённость составила 4200 м. Профилирование осуществлялось пешим порядком.

Плановое положение пунктов лоцирования и электромагнитных зондирований определялось по спутниковой навигационной системе. Георадарные данные демонстрируют уверенные отражения от дна озера на всех маршрутах. Кроме того, на большей части из них прослеживаются отражения, сформированные от нижележащих слоёв консолидированного осадочного чехла.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Георадарное профилирование выполнялись со льда, снежный покров на котором отсутствовал. Согласно ручным промерам, его мощность практически неизменна и составляет около 35 см. Анализ данных показал, что столь малая величина высокоскоростного слоя ($\epsilon=3,17$ [5]) не оказала видимого влияния на формирование временных разрезов.

Влияние слоя льда на формирование георадарного разреза выразилось в наличии трещин. В качестве примера, на рис. 2а приведена её фотография и примерное положение георадарного маршрута. На секции б того же рисунка показан временной георадарный разрез. На нём наблюдается характерное отражение 1, связанное с трещиной и дифрагированные волны 2, сформированные от неё. Ниже по разрезу наблюдаются искажения отражений от нижележащих геологических границ 3, вызванные наличием пустоты (т.е. высокоскоростного слоя) в трещине.

На рис. 3 приведён фрагмент типичного георадарного разреза, выполненного в южной части озера Суури (рис. 1), и его геолого-геофизическая интерпретация. На нём отчётливо выделяются отражения 1, связанные с поверхностью дна, которая сформирована осадочным материалом. Рельефность 1 и наличие дифрагированных волн связано с отдельными естественными или

искусственными рефлекторами (камни, мусор). Выше располагаются слабоконтрастные отражения 2, связанные, по-видимому, с рыхлыми илистыми отложениями. Согласно расчётам диэлектрической проницаемости рыхлых отложений, выполненных по годографам дифрагированных волн, она составляет около 50 единиц, что вполне соответствует разумным значениям.

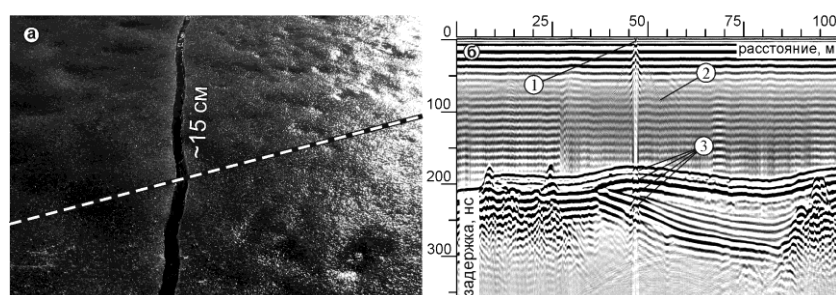


Рис. 2. Фотография трещины во льду (а) и фрагмент временного георадарного разреза по одному из маршрутов 1- положение трещины; 2- дифрагированные волны, сформированные ею; 3- искажения отражений от геологических границ, вызванные трещиной.

Согласно априорным геологическим представлениям и визуальным наблюдениям авторов, грунты в районе работ преобладают суглинистые, супесчаные и песчаные [4]. Таким образом, для определённости, для нижележащих слоёв было принято значение 25, соответствующее влажной песчаной почве [5].

В рамках настоящей работы составлены карты глубин озера Суури и мощности рыхлых илистых отложений. Согласно спутниковым данным (рис. 1), площадь акватории озера составляет 276,91 тыс. кв. м. Его средняя глубина составляет около 2,6 м, при этом максимальные значения достигают 5,9 м. В нём, на момент выполнения

геофизических работ, было сосредоточено 717,5 тыс. м³ пресной воды. Общий объём льда составил 96,92 тыс. м³ (88,2 тыс. м³ пресной воды, при плотности льда 9,1 г/см³). Таким образом, суммарный объём пресной воды в озере составляет около 805,7 тыс. м³. Средняя мощность илистых отложений составляет около 15 см; их объём оценивается в 37,37 тыс. м³. Максимальная мощность измеренных отложений составила около 4-х метров.

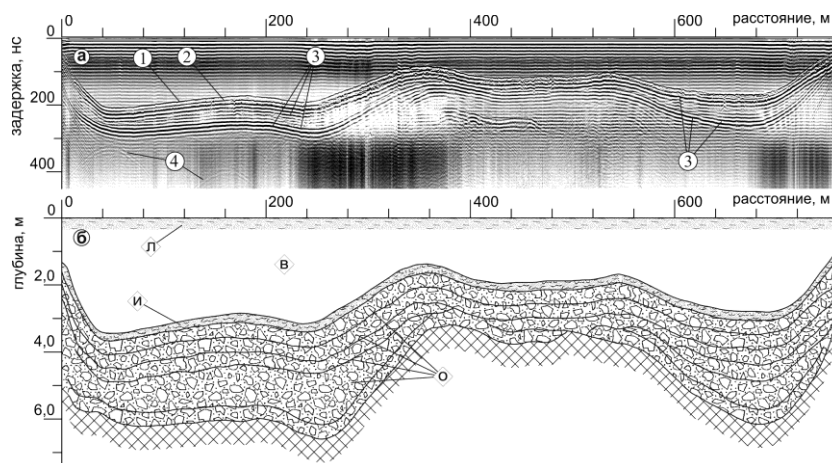


Рис. 3. Временной георадарный разрез по маршруту С-01а (а) и его интерпретация (б)

1- отражения, связанные с рыхлыми илистыми отложениями; 2- отражение от дна озера; 3- отражения, от слоёв консолидированных отложений; 4- дифрагированные волны от поверхностных рефлекторов (стволами деревьев, каменными глыбами и проч.). л- слой льда; в- пресная вода; и- слой рыхлых илистых отложений; о- слои консолидированного осадочного чехла, представленные, предположительно, супесчаными и песчаными грунтами. Положение маршрута показано на рис. 1; направление маршрута с востока на запад.

Работы показали перспективность применения георадиолокационного профилирования для изучения строения придонных отложений пресноводных водоёмов, акватория которых покрыта льдом, что делает данный метод крайне востребованным при лимнологических исследованиях в полярных регионах нашей планеты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят студентку направления Геология СПбГУ *Т.Э. Багдасарян*, студентов направления Гидрометеорология СПбГУ, а также сотрудников кафедры Гидрологии суши *Т.В. Паршину* и *С.Н. Бурцева* за всестороннюю помощь и поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию / М.Л. Владов, А.В. Старовойтов. – М. Изд-во МГУ, 2004. –153 с.
2. Попов С.В., Поляков С.П. Результаты гляцио-георадарных опытно-методических работ на морском льду в районе антарктической полевой базы Молодежная в сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.) / С.В. Попов С.В., Поляков С.П. // Пробл. Арктики и Антарктики. –№ 4. – Т. 106. – 2015. с. 54-62.
3. Попов С.В., Эберляйн Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды / С.В. Попов, Л. Эберляйн // Лед и снег. –№4(128). –2014. с. 95-106.
4. Севастьянов Д.В., Субетто Д.А., Сикацкая Е.Д., Степочкина О.Е. Особенности эволюции озерно-речной сети в бассейне Ладожского озера в голоцене / Д.В. Севастьянов и др. // Вестник СПбГУ. Сер.7, –вып.1 (№7). – 2001. с. 88-100.

5. Финкельштейн М.И., Карпухин В.И., Кутев В.А., Метелкин В.Н. Подповерхностная радиолокация. / М.И. Финкельштейн. –М.: «Радио и связь», 1994, –216 с.

ИЗМЕНЕНИЕ СРОКОВ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ Р. АМУР ЗА ПОСЛЕДНИЕ 25 ЛЕТ (1990 – 2015 ГГ.)

В.И. Ким, А.Н. Махинов

*Институт водных и экологических проблем
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Хабаровск, Россия
e-mail: kim@ivep.as.khb.ru*

Река Амур имеет сложный гидрологический режим, обусловленный большой площадью водосбора, его формой и наличием крупных притоков в различных частях бассейна, различным рельефом и специфическими климатическими условиями [1]. Особый интерес представляет ледовый режим реки, поскольку практически половину года она находится под ледяным покровом. Для Амура также характерна изменчивость ледового режима, обусловленная неодинаковой суровостью зимы в разные годы и глобальными изменениями климата [2].

Для практических целей важное значение имеют данные о многолетней динамике сроков начала и окончания ледовых явлений. Одной из основных задач является оценка изменения этих сроков на различных участках среднего и нижнего течений Амура в результате потепления климата.

Сроки наступления ледовых явлений на различных участках реки зависят от множества факторов: характера русла,

скорости течения, влияния притоков, географического положения и других [3, 4]. В верхнем течении Амура средние даты ледостава приходятся на 7 ноября, в низовьях реки ледостав устанавливается к 14 ноября, а самые поздние даты начала ледостава наступают в среднем течении реки – 20 ноября. Это обусловлено тем, что этот участок реки расположен южнее и под тепляющим влиянием крупного притока реки Сунгари, бассейн которой находится в самой южной части водосбора Амура [2, 4, 5]. Осенний ледоход продолжается в течение нескольких дней. Вскрытие реки начинается во второй половине апреля и продолжается до середины мая.

В конце XX века в масштабах всей планеты зафиксировано существенное изменение глобального климата, которое выражается в повышении приземной температуры воздуха. По данным метеорологических наблюдений среднегодовая глобальная температура выросла на 0,74 °C [6]. Значительные климатические изменения в последние десятилетия происходят также в бассейне Амура [7, 8]. Они в целом синхронны глобальным изменениям. Для региона установлено существенное потепление климата за последние 120 лет, продолжающееся до настоящего времени (рис. 1).

За это время аномально теплые периоды наблюдались в конце 19 века, в 20-е, 50- и 60-е годы. В начале 80-х годов началось самое значительное потепление, которое продолжается до настоящего времени. Среднегодовая температура воздуха возросла за весь период инструментальных наблюдений на 1, 5° C, а за 20 лет (1981-2000 гг.) на 0,56° C по сравнению с нормой, рассчитанной за весь период наблюдений. В последнее десятилетие отмечается самое рекордное увеличение температуры воздуха на 0,65° C.

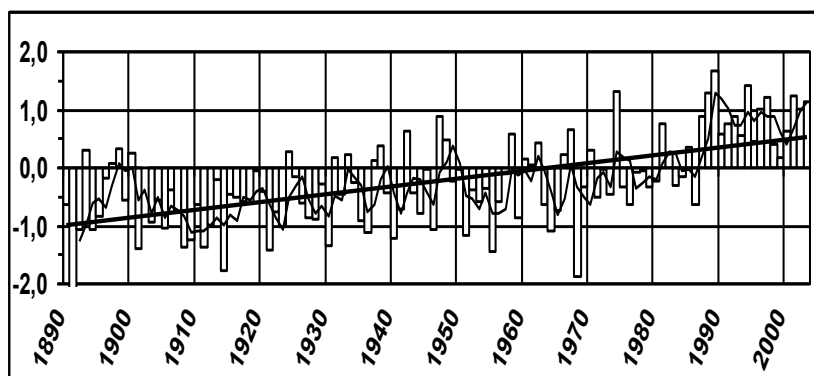


Рис. 1. Многолетний ход аномалий средней годовой температуры воздуха в бассейне Амура за период 1891-2004 гг. (отклонение от средней температуры периода 1961-1990 гг., °C). Прямая линия - линейный тренд [9]

Наиболее отчетливо изменение сроков ледовых явлений в бассейне р. Амур прослеживается с 1991 г. Анализ данных о ледовом режиме Амура до 1991 г. и после него свидетельствует о том, что начало ледовых явлений и начало ледостава сдвинулись на более поздние сроки от 2 до 4 суток. Начало весенних подвижек льда и начало весеннего ледохода сместились на двое - трое суток раньше. Дата окончания весеннего ледохода также наступает ранее (таблица 1). Сократилась также продолжительность ледостава на трое - четверо суток.

Таблица 1.

Средние многолетние характеристики ледового режима р.
Амур (по данным «Дальневосточное УГМС»)

Годы	Начало ледовых явлений, дата	Начало ледостава, дата	Подвижка льда, дата	Начало весеннего ледохода, дата	Конец весеннего ледохода, дата	Продолжительность ледостава, сутки
Покровка, 2820 км от устья						
1931–2013	20.10	10.11	29.04	30.04	07.05	172
1931 – 1990	19.10	09.11	29.04	01.05	07.05	173
1991 – 2013	20.10	12.11	27.04	28.04	06.05	169
Благовещенск, 1941 км от устья						
1931 - 2013	25.10	16.11	24.04	28.04	07.05	164
1931 - 1990	24.10	15.11	24.04	29.04	08.05	165
1991 - 2013	27.10	19.11	23.04	27.04	05.05	162
Хабаровск, 966 км от устья						
1930 - 2013	06.11	23.11	21.04	22.04	28.04	150
1930 - 1990	05.11	23.11	21.04	23.04	29.04	151
1991 - 2013	08.11	24.11	18.04	21.04	27.04	148
Николаевск-на-Амуре, 48 км от устья						
1927 - 2013	03.11	14.11	13.05	14.05	16.05	181
1927 - 1990	01.11	13.11	14.05	15.05	16.05	182
1991 - 2013	07.11	15.11	12.05	12.05	14.05	179

Одной из основных причин изменения ледового режима рек являются глобальные климатические изменения, выражающиеся в повышении приземной температуры воздуха. Изменение сроков ледовых явлений обусловлено повышением средней температуры воздуха и, как следствие, более высокой температурой воды. Они привели к более поздним датам начала ледовых явлений в осенний период и более раннему вскрытию реки весной. Влияние глобальных климатических изменений на сроки ледовых явлений в большей степени сказывается на континентальной части водосбора Амура по сравнению с низовьем реки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ким В.И. Условия формирования паводков в бассейне р. Амур // Исследования водных и экологических проблем Приамурья. Хабаровск, 1999. С. 66-69.
2. Махинов А.Н. Ким В.И. Ледяной покров реки Амур и его влияние на русловые процессы // Водные ресурсы, 2013. Том 40, № 4. С. 359-366.
3. 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.
4. Махинов А.Н., Ким В.И., Шмигирилов С.А. Строение ледового покрова реки Амур на участках разветвленного русла // Труды VIII Международной конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (Москва, РУДН, 24-27 ноября 2014 г.) Москва, РУДН, 2014. Т. 1. С. 497-508.
5. Kim V.I., Makhinov A.M., Shmigirilov S.A. Amur River Ice Regime // 2nd International Conference on the Status and Future of the World's Large Rivers (21-25 July in Manaus, Amazon, Brasil) Manaus, Brasil, 2014. 0051. Abstracts.

6. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т.1. Изменения климата. 2008. М.: Росгидромет. 227 с.
7. Новороцкий П.В. Современные климатические изменения в бассейне Амура и на побережье Японского моря // Изв. РГО. 2011. Т.143. Вып.1. С. 41-48.
8. Петров Е. С., Новороцкий П. В., Леншин В. Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. Владивосток – Хабаровск: Дальнаука, 2000. 174 с.
9. Новороцкий П.В. Климатические изменения в бассейне Амура за последние 115 лет // Метеорология и гидрология, 2007, № 2. С. 43-53.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ЛЕДЯНОЙ КРОМКИ В НИЖНЕМ БЬЕФЕ МАЙНСКОЙ ГЭС

Е.М. Кленов, Д.В. Козлов

*ФГБОУ ВО РГАУ МСХА им. К.А.Тимирязева, Москва,
Россия*

e-mail: klenov.em@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Ледовые явления наблюдаются на многих реках как в России, так и в мире. Определение положения ледяной кромки и возможности ее перемещения может благоприятно сказаться на выработке электроэнергии на ГЭС и условиях зимней эксплуатации нижнего бьефа гидроузла.

Работа посвящена методике определения и оценки изменения положения ледяной кромки в нижнем бьефе гидроузла с возможностью регулирования сбросного

расхода и с учетом изменчивости метеорологической обстановки.

В качестве моделируемого гидроузла был использован нижний бьеф Майнской ГЭС (0-130 км), расположенной на р. Енисей в республике Хакасия в условиях зимы 2014 года. Исходными данными для расчета приняты метеорологические данные, морфометрические условия реки ниже гидроузла (форма и характеристики дна), температура воды и величины сбросного расхода на гидроузле.

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ. МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Модель нижнего бьефа Майнской ГЭС (0-130 км) представлена из 16 последовательных участков от приплотинного участка (0км) до г. Абакан (130 км). Для каждого из участков определены характеристики:

- $H(Q,n)$ – уровень воды в поперечном сечении в зависимости от расхода воды и шероховатости дна русла,
- $W(Q,n)$ – объем, заключенный между двумя поперечниками, в зависимости от расхода воды и шероховатости,
- $V(Q,n)$ – средняя скорость течения воды в поперечнике в зависимости от расхода воды и шероховатости,
- $\Omega(Q,n)$ – площадь живого сечения потока в зависимости от расхода воды и шероховатости,
- $B(Q,n)$ – ширина потока в поперечнике в зависимости от расхода воды и шероховатости.

Коэффициент шероховатости в значительной степени влияет на гидравлические характеристики водотока, а не учет его изменения может привести к ошибке в определении координат положения кромки льда. Расчет

изменения коэффициента шероховатости производится в соответствии с методикой, изложенной в [1].

ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ. ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

В изучаемом регионе находятся 15 метеостанций (таблица 1), которые передают данные в единую информационную систему Гидрометцентра. Для расчета необходимы данные по температуре и влажности воздуха, атмосферному давлению, скорости ветра и облачности в баллах.

Таблица 1.

Информация с метеостанций

Название	Номер	Широта	Долгота	Уровень
Таштып	29956	52.8	89.9	455
Уйбат	29864	53.7	90.4	525
Оленья Речка	29974	52.9	93.0	1404
Ермаковское	29869	53.3	92.4	298
Каратузское	29874	53.6	92.9	314.4
Казыр	29876	53.7	94.2	445
Лебяжье	29768	54.2	91.6	249
Идринское	29766	54.4	92.1	282
Хут	36090	52.6	94.6	1043
Щетинково	29771	54.6	93.4	1014.6
Анастасиново	29674	55.1	93.4	498
Светлолобово	29664	55.1	90.8	329
Ненастная	29752	54.8	88.8	1183
Ужур	29653	55.2	89.5	380
Центральный рудник	29654	55.1	87.4	495

Для получения метеорологических параметров для расчетной точки использовался метод «обратных взвешенных расстояний (IDW)» для ближайших пяти метеостанций [2] (таблица 1).

$$F = \frac{\sum(\frac{1}{z_i} * f_i)}{\sum \frac{1}{z_i}}. \quad (1)$$

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ РАСЧЕТА

Гидравлический расчет в нижнем бьефе гидроузла выполнялся на основании уравнения водного баланса:

$$Q_{np.i,j} + Q_{бок.i,j} + \frac{\Delta W_{i,j}}{\Delta t_{i,j}} - Q_{сбр.i,j} = 0, \quad (2)$$

где $Q_{np.i,j}$ – приток воды к входному створу (для нулевого створа – сброс с Майнской ГЭС); $Q_{бок.i,j}$ – боковой приток воды на расчетном участке; $\Delta W_{i,j}$ – изменение руслового объема на расчетном участке; $Q_{сбр.i,j}$ – сбросы с j-го расчетного участка; Δt – расчетный интервал времени.

Изменение объема воды на участке определяется по формуле:

$$\Delta W_{i,j} = (W_{i,j}(z_{cp.i,j}^H) - W_{i,j}(z_{cp.i,j}^K)), \quad (3)$$

где $z_{cp.i,j}^H$ и $z_{cp.i,j}^K$ – начальная и конечная отметка среднего уровня воды в i-ый расчетный временной интервал, соответственно.

Ледотермический расчет производился на основании методики, изложенной в [3] и [4] за исключением определения эффективной температуры. Для расчета $T_{эф}$

использовалась формула Роберта Стедмана (Robert Steadman):

$$T_{эф} = T_a + 0.348 * E - 0.70 * ws - 4.25, \quad (4)$$

$$E = \frac{rh}{100} * 6.105 * e^{\frac{17.27 * T_a}{237.7 + T_a}}, \quad (5)$$

где T_a – температура воздуха, E – давление водяного пара, ws – скорость ветра на высоте флюгера, e – давление насыщенных паров, rh – относительная влажность воздуха.

По итогам расчета получены данные о положении кромки льда в нижнем бьефе Майнской ГЭС (таблица 2).

Таблица 2.

Результаты расчета положения кромки льда

Дата	Сброс Майнской ГЭС	Положение ледяной кромки		Ошибка	
		Факт, км	Расчет, км	Км	%
25 янв 14	1627	13	13	0	0
26 янв 14	1600	12.5	11.8	0.66	5.27
27 янв 14	1756	10.5	11	-0.45	-4.3
28 янв 14	1687	9.5	9.1	0.36	3.77
29 янв 14	1629	9.5	8.7	0.78	8.24
30 янв 14	1489	9.5	9.4	0.07	0.7
31 янв 14	1575	9	9.6	-0.62	-6.86
1 фев 14	1487	9	8.6	0.43	4.8
2 фев 14	1497	7	7.7	-0.69	-9.84
3 фев 14	1617	4	4.2	-0.21	-5.36
4 фев 14	1499	1.5	1.2	0.33	22.11
5 фев 14	1468	1	0.3	0.66	65.93
6 фев 14	1383	2.5	2.3	0.2	7.96
7 фев 14	1361	3	2.7	0.25	8.48
8 фев 14	1361	3	3.8	-0.84	-27.88

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов Д.В., Бузин В.А., Фролова Н.Л. и др. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России: Монография. Под общей ред. Д.В. Козлова. М.: Изд-во РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, 2015, 348 с.
2. Метеорология и климатология. С.П. Хромов. М.А. Петросянц. М.:МГУ, 2001.
3. Трегуб Г.А. Диссертация на соискание ученой степени кандидата наук. Метод расчета ледотермического режима нижних бьефов высоконапорных ГЭС. Л.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 230 с.
4. Ледовые проблемы строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений. И.Н. Шаталина, Г.А. Трегуб. СПб.: Изд-во ОАО ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 2013, 452 с.
5. Козлов Д.В. Лед пресноводных водоемов и водотоков. М.: Изд-во МГУП, 2000, 263 с.

ЭКОЛОГО-ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ НА ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Д.В. Козлов

*ФГБОУ ВО РГАУ МСХА им. К.А.Тимирязева, Москва,
Россия*

e-mail: kozlovdv@mail.ru

Подавляющее большинство объектов водного хозяйства России расположено на территориях, характеризующихся отрицательными температурами зимнего периода. Низкие температуры усложняют условия эксплуатации гидротехнических сооружений, повышают требования к

надежности и прочности конструкций и механизмов. Зимний режим большинства водных объектов (рек, озер, водохранилищ, каналов) нашей страны характеризуется наличием ледовых явлений, которые изменяют гидравлический режим потока и тем самым нарушают функциональную связь между уровнями и расходами воды, существующую в летний период.

Характерной особенностью зимнего периода является ярко выраженная зависимость уровней воды в водном объекте от ледового режима, который определяется не только температурными условиями, но и рядом специфических для каждого объекта факторов. Причем резкий рост уровней воды в зимний период может происходить без существенного повышения расхода воды, из-за возникновения в живом сечении водотока преград из льда в различных его формах. Подобный характер изменения уровней воды может становиться причиной развития чрезвычайных ситуаций, связанных с резким и значительным подъемом уровня воды в водном объекте (как правило, на реках и в нижних бьефах гидроузлов), что вызывает затопление или подтопление значительных территорий. В большинстве случаев эти территории заселены или интенсивно используются человеком в хозяйственной деятельности. Для их защиты возводятся гидротехнические сооружения, расчет которых должен вестись не только для уровней весенних паводков, но и на уровне возможного паводка, вызванного ледовым стеснением русла реки. Уровень обеспеченности такого паводка желательно принимать по ряду лет наблюдений, что для обжитой территории обычно не представляет особых сложностей. Однако опыт показывает, что только инженерными мероприятиями нельзя обеспечить полной защиты от наводнений. Связано это не только с экономическими и инженерными проблемами, но и с

психологическими аспектами восприятия населением защитных сооружений. После возведения защитных гидротехнических сооружений часто возникает иллюзия невозможности затопления территории в дальнейшем. Территория начинает активно осваиваться, строятся дорогостоящие объекты, а иногда (как в случае с Ленском в Саха Якутии) и жилые дома. В случае же возникновения паводка редкой повторяемости (например, вызванного мощным затором льда), когда защитные сооружения оказываются бессильны, последствия бывают катастрофическими. Поэтому во многих государствах мира реализуются специальные программы по рациональному использованию затопляемых пойм рек. Считается, что осуществляемые в государственном масштабе мероприятия должны быть направлены на такую организацию хозяйства в паводковой зоне, чтобы ущерб от стихийного бедствия был минимален. Сложность состоит в том, что пойменные земли наиболее плодородны.

Под управлением хозяйством поймы подразумевается ограничение или запрещение тех видов деятельности, которые способствуют усилению угрозы наводнений (предприятия, осуществляющие массированные сбросы горячей воды) и внедрение агротехнических мероприятий, уменьшающих максимальный сток, например, зяби, задерживающей в почве до девяноста процентов влаги.

В случае, если строительство защитных сооружений связано с неприемлемыми затратами, возможен вывод территорий из хозяйственного использования и превращение ее в парк, ландшафтно-парковую зону, заказник и т.п. При любом использовании необходимо проводить противоэрозионные мероприятия, исключить вырубку деревьев в пойме.

Регулирование земельных вопросов зоны затопления возлагается на органы местной власти, хотя для крупных рек с возможными катастрофическими последствиями наводнения возможно федеральное подчинение. Для эффективного управления принятием тех или иных законов о регулировании землепользования может использоваться программа страхования от наводнений, основной критерий которой состоит в следующем: в случае принятия рационального с точки зрения противопаводковой защиты вида использования территории при прохождении наводнения страхователю выплачивается гораздо большая сумма, чем в случае игнорирования соответствующих законодательных норм. Подобная программа по страхованию от наводнений была введена в США еще в 1968 году (NFIP) и имеет центральное финансирование. Решение о выплатах также принимается на федеральном уровне.

Основные факторы, влияющие на ледовый режим водного объекта, можно разбить на две группы:

- относительно постоянные для данного объекта (например, реки) (климат, характер питания, расходы, направление и скорость течения, шероховатость и профиль русла, постоянная деятельность человека и др.);
- меняющиеся из года в год, специфические для конкретного года (нехарактерные изменения температур и их продолжительность, ветер, нетипичные антропогенные воздействия).

Для крупных рек изменение условий выше по течению часто провоцирует возникновение нетипичных явлений ниже по потоку. Для рек текущих, в основном, в меридиональном направлении существенна роль неравномерности климатических условий по длине реки. Причем, если река течет с севера на юг, то ледовые массы,

двигаясь с севера, встречают ослабленные теплом ледяные поля, которые не создают значительных препятствий ледоходу и не провоцируют заторных явлений (подобные процессы происходили на незарегулированной Волге). В случаях, когда река течет на север, разрушение устойчивого ледяного покрова начинается в верхнем течении водотока и распространяется в мало ослабленные солнечной радиацией нижележащие створы, что провоцирует торошение льда, выталкивает ледяные поля друг на друга и вызывает заторы и (или) зажоры. На Северной Двине подобный механизм возникновения ледовых паводков способен вызвать чрезвычайную ситуацию, связанную с повышением уровня воды в реке.

Для большинства рек основным источником питания в зимний период служат грунтовые воды, что обеспечивает, при постоянно низких температурах, стабильность расходов и уровней. Существенные изменения в данную ситуацию могут внести зимние оттепели, при этом значительную роль играет осенняя подготовка почвы. Если осенью снег упал на промерзшую почву, то зимний паводок будет иметь ярко выраженный пик, что характерно для ряда рек Европейской части России. А если почва была непромерзшей - часть воды в период оттепели впитается в грунт, и паводок будет иметь более сглаженную форму. При сильных и продолжительных оттепелях, вызывающих значительное повышение уровня воды, может происходить вскрытие ослабленного инсоляцией льда реки на отдельных участках и образование заторов или зажоров в местах сужения и изгиба русла или около опор мостов, что приводит к снижению пропускной способности русла и может вызвать значительный подъем уровня реки. На шугоносных реках зажоры образуются в итоге осеннего ледостава и сохраняются на протяжении зимы, но в подобных случаях

повышенные уровни наблюдаются относительно часто (иногда ежегодно) и достаточно предсказуемы.

В нижних бьефах гидроузлов вскрытие льда в зимний период может происходить под воздействием волн попусков гидроэлектростанций, причем одинаково нежелательно как быстрое повышение, так и резкое понижение уровня. В первом случае вероятен выход воды на ледяное поле с последующим ее замерзанием, что увеличивает толщину ледового покрова и провоцирует заторообразование весной. Второй вариант чреват разрушением ледяного ковра водотока из-за его отрыва от потока и возникновением заторов ниже по течению либо затягиванием отдельных льдин под лед и их примерзанием к нижней кромке ледяного поля, что способствует формированию зажоров и возникновению зимних паводков. Особенно опасны резкие перепады расходов ГЭС на узких реках в условиях сурового климата, когда прочный лед взламывается вследствие резкого скачка уровня воды в реке.

Возведение гидротехнических сооружений резко снижает угрозу паводков ниже гидроузла, что, применительно к зимним режимам, связано в первую очередь, с аккумуляцией ледовых масс в водохранилище и с отсутствием, как правило, резких колебаний уровней в нижнем бьефе. При формировании на реке каскада гидроузлов вероятность возникновения паводка, вызванного ледовыми явлениями, снижается до минимума (Волжский каскад).

Вместе с тем водохранилища сами способны провоцировать нежелательные зимние процессы в нижних бьефах крупных гидроузлов: образование полыньи, шугообразование и туманообразование. Уменьшить длину полыньи в нижнем

бьефе может применение селективных водозаборов, способных забирать воду из приповерхностных слоев водохранилища.

Наибольшую опасность для населенных пунктов и хозяйственной деятельности человека представляет случай, когда уровень воды вызванного ледовыми явлениями паводка превышает уровень весеннего половодья. Подобные явления часто локализуются на определенных участках рек и повторяются из года в год. Они могут быть вызваны как деятельностью человека, так и естественными факторами (зажоры из донного льда и заторы на перекатах незарегулированных участков реки).

Ледовые затруднения на реках возникают также в следствие:

- строительства крупных перегораживающих инженерных сооружений, например, мостов, опоры которых провоцируют накопление ледяных полей, шуги, донного льда, что вызывает мощные длительные ледовые заторы или зажоры;
- сильного ветвления русла реки (множество протоков и рукавов самой разнообразной длины и пропускной способности создают благоприятные условия для торошения ледяных полей и образования наледного льда).
- низкой зарегулированности основной реки и ее притоков (например, р. Амур с гидроузлами на притоках: р. Зея и р. Буря).

Современный подход к решению проблемы половодий, вызванных заторно–зажорными явлениями, сводится не только к созданию регулирующего гидроузла, но и к другим возможным мероприятиям, снижающим угрозу возникновения чрезвычайных ситуаций, а именно:

- разработке защитных и берегоукрепительных мероприятий, рассчитанных на уровни возможных паводков, вызванных ледовыми процессами. Обеспеченность паводка, на который рассчитана отметка защитного сооружения, определяется по результатам технико-экономического обоснования в зависимости от ценности защищаемых объектов. При прохождении паводка выше расчетного уровня и затоплении (подтоплении) территорий и объектов пострадавшей стороне выплачивается страховое возмещение, зависящее от соблюдения правил использования земель поймы.
- разработке методов предупреждения возникновения чрезвычайных ситуаций в зимний период. Исследования в данной области затруднены недостаточностью исходной гидрометеорологической и морфометрической информации в условиях изменения климата, некоторыми техническими сложностями моделирования разнородной многофазной водо-ледяной среды. Наибольший эффект, по-видимому, способна дать схема, сочетающая первоначальные исследования и компьютерное моделирование с дальнейшей проверкой полученных результатов на натуре или в лаборатории. Результатами подобных работ могут быть рекомендации по созданию защитных дамб, необходимость перераспределения стока, коррекция правил работы водохранилищ и водохозяйственных комплексов. При этом более предпочтительной выглядит методика, позволяющая предупредить возникновение чрезвычайной ситуации, нежели технология борьбы с ней (ежегодные и не всегда успешные подрывные работы на ледовых заторах р. Северная Двина).
- принятию четких и внятных законов, регулирующих исследования, разработки и осуществление мер, направленных на максимально возможное снижение последствий чрезвычайных ситуаций на водных объектах в зимний период, независимо от их генезиса и масштабов.

Создание экономических условий, при которых нарушение принятых норм экологической безопасности в зимний период было бы неэффективно.

Хозяйственная деятельность человека на современном этапе развития способна кардинальным образом изменять процессы, происходящие в водотоках и водоемах, поэтому при проведении любого строительства необходимо здраво оценивать возможные последствия, как положительные, так и негативные. В случаях, когда результатом деятельности может стать увеличение риска возникновения чрезвычайной ситуации в зимний период, необходимо особенно пристальное и детальное ее рассмотрение, что связано с крайне тяжелыми последствиями ее возможного развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов Д.В. Основы гидрофизики. – М.: МГУП, 2004, 238 с.
2. Козлов Д.В., Бузин В.А., Фролова Н.Л. и др. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России. – М.: Изд-во РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, 2015, 348 с.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМОВ РЕК

И.А. Корпушенков

*Московский государственный университет имени М. В.
Ломоносова, Москва, Россия
e-mail: korpushenkov.ivan@gmail.com*

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в климатическом моделировании всё чаще используется понятие "Земная система", которое расширяет понятие «климатическая система» за счёт введения в модели дополнительных геосфер (например, литосферы, гелиосферы и т.д.).

Закономерно возникает задача формализации и создания математических моделей для «новых» геосфер. Относительно новым явлением в этой связи становится создание математических моделей взаимодействия атмосферы с различными водными объектами суши (озёра, реки). И если модели взаимодействия систем «атмосфера-озеро» и «атмосфера-водохранилище» уже распространены, то модели взаимодействия «атмосфера-река» ещё редки и являются пока не разработанной областью.

Влияние рек на климатическую систему очевидно, особенно это проявляется на региональном уровне. Поэтому важно учитывать данный факт для разработки более точных климатических моделей.

Реки являются существенным поставщиком парниковых газов таких как, например, метан (CH_4) и углекислый газ (CO_2), особенно в дельтовых областях. Кроме того, велико термическое влияние рек на атмосферу и испарение.

В данном исследовании ставится задача разработки математической модели термического и гидрологического режима рек. Основой для этого является модель RIVERCLIM, разработанная в НИВЦ МГУ. Данная модель дополняется уравнением для расчета температуры воды, а в перспективе - и для органических и неорганических соединений углерода, включая CH_4 и CO_2 .

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

В данном исследовании объектом моделирования является река. Все характеристики потока воды в реке меняются вдоль русла. Система уравнений Сен-Венана, записанная в следующем виде, используется в настоящей модели:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Sv}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial Sv}{\partial x} + \frac{\partial Sv^2}{\partial x} = -Sg \frac{\partial(h + h_r)}{\partial x} - \frac{Sgv^2}{C^2(R)R} + S \frac{\partial}{\partial x} \left(v_r \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

$$h_r = f_{sh}^{-1}(S)$$

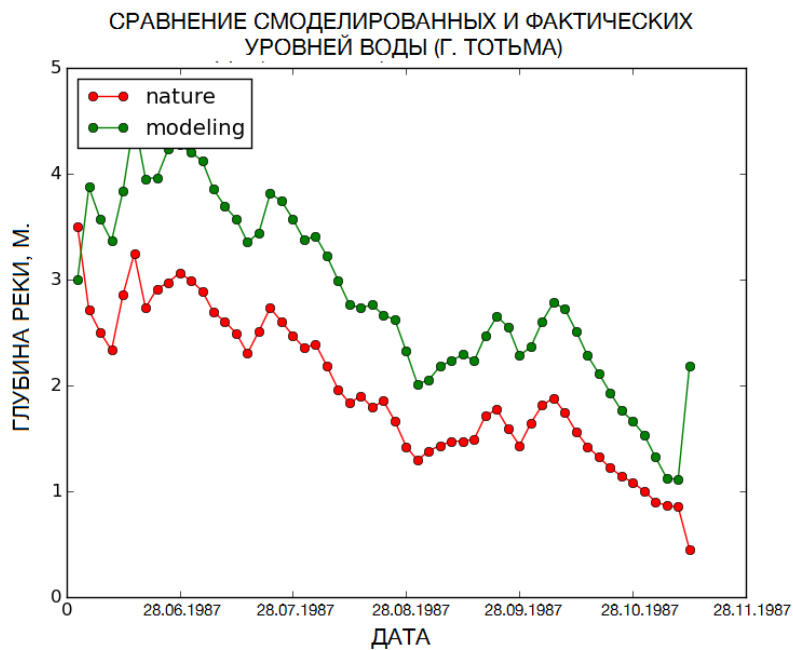


Рис. 1. Сравнение реальных и смоделированных расходов воды на посту д. Каликино

Результаты гидродинамического моделирования показывают явное несоответствие реальных данных и моделируемых в начале расчётного периода. Хорошее совпадение модель показывает к концу второго расчётного месяца. Скорее всего, те области, в которых данные сильно разнятся — это паводочные периоды. Кроме того, нельзя исключать того факта, что модель не считает притоки, которые во время паводков на хотя бы одном из них могут быть явным фактором, вызывающим пики расходов воды.

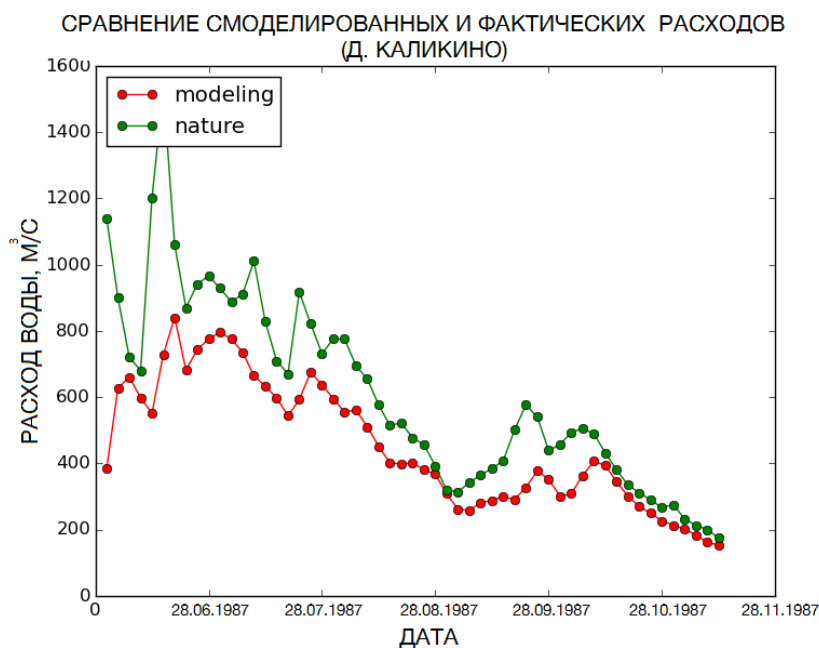


Рис. 2. Сравнение реальных и смоделированных расходов воды на посту д. Каликино

Интересно то, что ход расходов совпадает в обоих случаях, что является аргументом в пользу той гипотезы, что на

величину ошибки в данном случае повлияло отсутствие в модели приточности, а также неполные данные о коэффициентах шероховатости. В начале расчета влияние также оказывают ошибочные начальные условия в модели, которые со временем забываются.

ТЕРМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

В данном исследовании, при математическом моделировании температуры воды в реке используется уравнение, которое с помощью некоторых допущений и преобразований выводится из уравнения, описывающего перенос тепла в потоке (уравнение Эйлера-Кирхгофа). Оно имеет вид:

$$C\rho \left[\frac{\partial(\bar{T}S)}{\partial t} + \frac{\partial(\bar{T}\bar{v}S)}{\partial x} \right] = \frac{\partial[(\lambda_x + C\rho\lambda^*)S\frac{\partial T}{\partial x}]}{\partial x} + L(H_a + \bar{Q}) + \chi(H_b + \bar{Q})$$

Данное уравнение является одномерным и нелинейным. Отдельная задача — его решение, поскольку необходимо разработать разностную схему, чтобы его аппроксимировать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Toffolon M. et al. A hybrid model for river water temperature as a function of air temperature and discharge // ENVIRONMENTAL RESEARCH LETTERS. 2015, №10, p.1-10
2. Michelle T.H. van Vliet et al. Global river discharge and water temperature under climate change // Global Environmental Change. 2013, №23, p.450-464

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ДЕЙТЕРИЯ В ВОДАХ ОЗЕРА ТРЕХЦВЕТНОГО В МАРТЕ 2016 ГОДА МЕТОДОМ ЯМР СПЕКТРОСКОПИИ¹

А.В. Косенков^{*}, М.В. Мардашова^{**}, И.В. Изъюров^{***},
Ф.А. Балабин^{*}, М.В. Гуляев^{****}, В.И. Лобышев^{*}, Е.Д.
Краснова^{***}

^{*} МГУ им. М.В. Ломоносова, Физический факультет,
Москва, Россия

^{**} Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова,
Москва, Россия

^{***} Институт водных проблем Российской академии наук,
Москва, Россия

^{****} Лаборатория Магнитной Томографии и
Спектроскопии ФФМ МГУ, Москва

^{*****} МГУ им. М.В. Ломоносова, Биологический
факультет, Москва, Россия

e-mail: av.kosenkov@physics.msu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Трехцветное озеро, расположенное на северном берегу Ругозерской губы Кандалакшского залива Белого моря (координаты 66°35,53' 32°59,97'), является меромиктическим водоемом со специфическим гидрологическим режимом. Протяженность озера с востока на запад составляет 340 м, с севера на юг – 150 м, максимальная глубина 8 м, что значительно превышает глубины аналогичных окрестных озер. Водоем сообщается с морем через один порог. В норме происходит постоянный сток пресных поверхностных вод из

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-00548-а)

озера, возможен обратный ток, требующий совпадения многих факторов, таких как сизигийных прилив, ветровой нагон морской воды и т. д. В результате поднятия берега, происходящего в беломорском регионе, озеро, бывшее проливом между материком и островом, постепенно отделилось от моря (Краснова и др., 2013; 2014). На данный момент структура водной массы озера содержит три стабильных слоя, кардинально отличающиеся по таким характеристикам как соленость, содержание газов и органических веществ и т. д., которые не перемешиваются между собой. Верхний метровый слой, соответствующий миксолимниону (слою, которым ограничивается вертикальное перемешивание) образован пресной болотной водой, окрашенной в бурый цвет гуминовыми веществами, ниже начинается зона резкого соленостного градиента (пикноклин), упирающаяся в тонкий (15 см) слой обитания зеленых серобактерий (Krasnova et al., 2015). Далее, до самого дна, простирается соленый, насыщенный сероводородом, мониолимнион (слой, не подверженный перемешиванию) окрашенный в лимонно-желтый цвет за счет полисульфидов. Исследования изотопно-кислородного состава воды показали, что в мониолимнионе вода обогащена тяжелым изотопом кислорода ^{18}O (Лисицын и др., 2013). По некоторым данным в зимнее время в этом водоеме возможны аномальные концентрации дейтерия (Васильчук и др., в печати). Цель нашего исследования – проверить существование дейтериевой аномалии зимой 2016 г.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В марте 2016 г. работы на озере проводились в рамках комплексного исследования отделяющихся водоемов в окрестностях ББС МГУ. Над самой глубокой точкой озера воды с помощью погружного насоса были отобраны пробы с разных горизонтов (0 м; 1,5 м; 1,6 м; 1,7 м; 1,8 м; 1,9 м; 2 м; 3 м; 4 м; 5 м; 6 м; 6,5 м и 7 м). Образцы были доставлены в Москву и

проанализированы в ЛМТС ФФМ МГУ на томографе BioSpec 70/30 USR. Данный анализ заключался в определении концентрации ядер дейтерия в образцах отобранных в озере на разных глубинах (от поверхности до глубины 7 метров). Все образцы помещались в пробирки объемом 24 мл. Из теории ядерного магнитного резонанса (ЯМР) известно, что концентрация вещества (или количество ядер) прямо пропорциональна площади под пиком линии спектра. Поэтому площадь под пиком эталонного образца нормировалась на его известную концентрацию 142 ppm, а остальные значения площадей вычислялись с учетом этой нормировки (Рис. 1). Для определения концентрации ядер дейтерия снимался спектр ЯМР с каждого образца. При анализе использовалась поверхностная приемно-передающая катушка, настраиваемая на Ларморовскую частоту ядер дейтерия 46,17 МГц в постоянном магнитном поле 7 Т. В анализе использовался эталонный образец с относительной концентрацией дейтерия 142 ppm.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты измерения концентрации дейтерия методом магнитного ядерного резонанса приведены на рис. 1 и рис. 2 и в табл. 1.

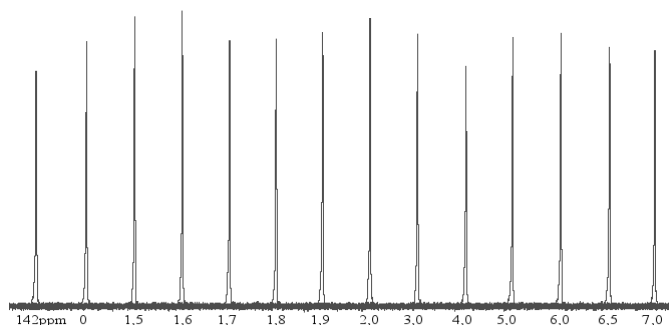


Рис. 1. 2D-ЯМР спектры образцов воды озера Трехцветного в зависимости от глубины

Примечание: Левый пик соответствует сигналу эталонного образца.

Таблица 1.

Относительная концентрация дейтерия воды на разных
глубинах

Глубина, м	Относительная концентрация дейтерия, ppt	$\delta^2\text{H}$, ‰ SMOW
0,0	152±3	-26±18
1,5	146±4	-62±22
1,6	151±3	-32±18
1,7	152±3	-20±18
1,8	149±4	-44±22
1,9	151±3	-26±18
2,0	145±4	-69±22
3,0	144±4	-75±22
4,0	145±4	-69±22
5,0	144±4	-75±22
6,0	142±4	-87±22
6,5	140±4	-99±22
7,0	135±5	-129±33

Примечание: ± среднее квадратичное отклонение.

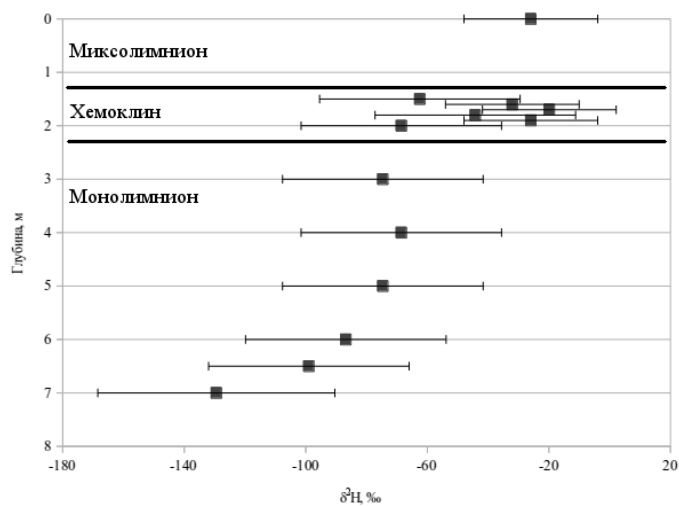


Рис. 2. Распределение вариаций $\delta^2\text{H}$ по глубине оз. Трехцветного в марте 2016 г.

Анализ показал, что относительная концентрация ядер дейтерия в водах озера резко изменяется в области хемоклина. Такое изменение не соответствует ранее полученным данным по изотопному составу озера. Используемая методика нацелена на быстрое и незатратное выявление значительных флуктуаций изотопного состава воды.

В табл. 2. для сравнения приведена относительная концентрация дейтерия в других водоемах.

Таблица 2.

Относительная концентрация дейтерия в водах рек морей и озер

Место взятия пробы воды	Относительная концентрация дейтерия, ppt	$\delta^2\text{H}$, ‰ SMOW
Озеро Байкал	137	-119
Река Волга	139	-106
Река Урал, д. Ивановка	139	-106
Река Тепла, Карловы Вары	141	-93
Водопровод г. Москва	142	-87
Река Десна, г. Чернигов	143	-80
Река Днепр, г. Киев	145	-68
Баренцево море	149	-42
Черное море, г. Сочи	150	-35
Каспийское море, р-н Актау	151	-29
Международный стандарт SMOW	155,5	0

ВЫВОД

Таким образом, зимой 2016 г. аномальные концентрации дейтерия не выявлены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук Ю. К., Лисицын А. П., Шевченко В. П., Буданцева Н. А., Кокрятская Н. М., Краснова Е.Д., Пантюлин А. Н., Саввичев А. С., Филиппов А. С., Чижова Ю. Н., в печати. Изотопная индикация стадий меромиксии в отделяющихся водоемах на беломорском побережье // *Океанология*, в печати.
2. Краснова Е.Д., Демиденко Н.А., Пантюлин А.Н., Фролова Н. Л., Ефимова Л. Е., Широкова В.А. Термический и ледовый режим реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // В сб.: «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». VIII Международная научно-практическая конференция (Москва, РУДН, 24-27 ноября 2014 г.). – Т. 1. – 2014. – С. 430–443.
3. Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Белевич Т.А., Воронов Д.А., Демиденко Н.А., Житина Л.С., Ильяш Л.В., Кокрятская Н.М., Лунина О.Н., Мардашова М.В., Прудковский А.А., Саввичев А.С., Филиппов А.С., Шевченко В.П. Комплексные исследования отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря в марте 2012 г. // *Океанология*. – 2013. – Т. 53, № 5. – С. 714–717.
4. Лисицын А. П., Васильчук Ю. К., Шевченко В. П., Буданцева Н. А., Краснова Е. Д., Пантюлин А. Н., Филиппов А. С., Чижова Ю. Н. Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // Доклады Академии наук. 2013. – Т. 449, № 4. – С. 467–473.
5. Krasnova E.D., Kharcheva A.V., Milyutina I.A., Voronov D.A., Patsaeva S.V. Study of microbial communities in redox zone of meromictic lakes isolated from the white sea using spectral and molecular methods // *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*. – V. 95(8). – 2015. – Pp. 1579–1590.

К ВОПРОСУ О МЕТОДАХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗАТОРНЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ

С.Л. Кулешов, Д.В. Козлов

РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, Москва, Россия

Заторные наводнения, возникающие на реках в Российской Федерации, практически ежегодно приносят значительный социальный, экономический и экологический ущерб. По предварительным прогнозам последнее из наводнений на реке Сухоне в апреле 2016 года в г. Великий Устюг не должно было вызвать катастрофических последствий. Замеры толщины льда, выполненные перед прохождением весенней волны паводка, не превышали допустимых значений, а превентивные меры, способствующие предотвращению возможного ледового затора, были явно недостаточными. В результате пострадали более 12 тысяч человек, в городе был объявлен режим чрезвычайной ситуации [7]. В настоящее время помимо эмпирических зависимостей, полученных для расчета максимальных подъемов уровня воды при заторе и факторов, влияющих на заторообразование, разработаны методы экспертной географической оценки риска заторных наводнений. Используется индекс потенциального риска заторных наводнений, определяемый превышением уровня воды при заторе бровки берега с заданной вероятностью [2, с. 91]. Разработка обобщенных вероятностных методов прогноза риска возникновения чрезвычайных ситуаций, вызываемых заторными наводнениями, является актуальной задачей.

Понятие «риск наводнений» в большинстве гидрологических работ в последнее время идентифицируется с понятием «опасность» - опасность возникновения возможного ущерба или неблагоприятных последствий. Затонные наводнения относятся к случайным явлениям, что предполагает возможность их прогнозирования в зависимости от сочетания природно-климатических, морфометрических и других факторов [4, с. 64]. Авторами предлагается использовать при прогнозировании риска затонного наводнения подход, реализуемый в задачах расчета техногенного риска.

Трактовка по проведению анализа риска требует уточнения формулировки ряда понятий, связанных с рисками возникновения затонных наводнений. Под чрезвычайной ситуацией, возникающей в результате затонного наводнения, будем понимать обстановку на определенной территории, которая имеет или может иметь в качестве последствий экономический, социальный и экологический ущерб. Критерии безопасности, определяемые при оценке риска – это некоторые предельные значения количественных и качественных показателей, характеризующих сочетание факторов, способное вызвать затонное явление. В настоящее время конкретных числовых оценок допустимого риска для затонных наводнений не существует, они специфичны для каждой территории (участка реки) и могут быть определены только экспертно. Опасность возникновения затонного наводнения – это угроза или возможность причинения вреда здоровью, жизни людей, имуществу и окружающей природной среде вследствие затопления территорий.

Под риском возникновения затонного наводнения понимается мера опасности, характеризующая возможность возникновения наводнения и тяжесть его последствий.

Необходимыми условиями возникновения риска в этом случае будут: возникновение самого затора и выход воды на пойму (наводнение) с затоплением некоторой территории. Поскольку оценивается совокупность социального, экономического и экологического ущербов, территория может и не содержать социально-экономической инфраструктуры.

Анализ риска возникновения наводнения включает в себя процесс идентификации опасностей возникновения затора и оценки (качественной и/или количественной) вероятности затора и последствий заторного наводнения. Вероятность, при соответствующем математическом обосновании, может быть заменена частотой. Идентификация опасностей возникновения затора представляет собой процесс выявления самих факторов, способствующих его образованию, и их сочетаний.

Оценка риска заторного наводнения должна состоять из определения частоты (вероятности) и степени тяжести социально-экономических и экологических последствий реализации опасностей наводнения с последующим сравнением полученных результатов с допустимым уровнем риска возникновения заторного наводнения.

Существующая методология анализа риска аварий сложных технических систем, применяемая в промышленности, атомной энергетике и гидротехническом строительстве, основывается на базах данных об интенсивности отказов стандартных элементов и технологических блоков [3, с. 21]. Рассмотрение вопроса в плоскости заторных наводнений, при сохранении общих подходов к изучению риска, должно базироваться не на отказах элементов, а на вероятных

сочетаниях случайных гидрологических и природно-климатических событий на участке реки с определенной морфометрией. Указанные события могут быть описаны случайными величинами, лежащими в определенном диапазоне значений, характерном для данной территории. Это значительно усложняет формализацию процедуры анализа и требует детальной проработки методики расчета. Этапы анализа риска должны включать идентификацию опасностей, анализ частоты как среднегодовой вероятности реализации опасностей, а так же анализ последствий образования затора. Практически осуществим анализ риска возникновения затора для определенного створа, так как морфометрические показатели в этом случае постоянны, и число вероятностных характеристик, требующих последующего уточнения, подлежит определению с той или иной степенью точности.

На этапе идентификации опасностей возникновения заторов необходимо выявление всех возможных явлений, способных привести к их образованию. В ряде работ по ледотермике рек приведены перечни факторов, влияющих на образование заторов, с указанием их наиболее неблагоприятных сочетаний. Образованию затора способствуют гидрологические и метеорологические события, к которым относятся условия замерзания, ледостава и вскрытия реки [1, стр. 87]. Необходимо разработать возможный перечень основных сценариев возникновения затора для конкретного створа и ранжировать их по уровню риска (рисунок 1). Целью последующего ранжирования является выявление наиболее опасных сочетаний событий с учетом специфики условий конкретного водотока.

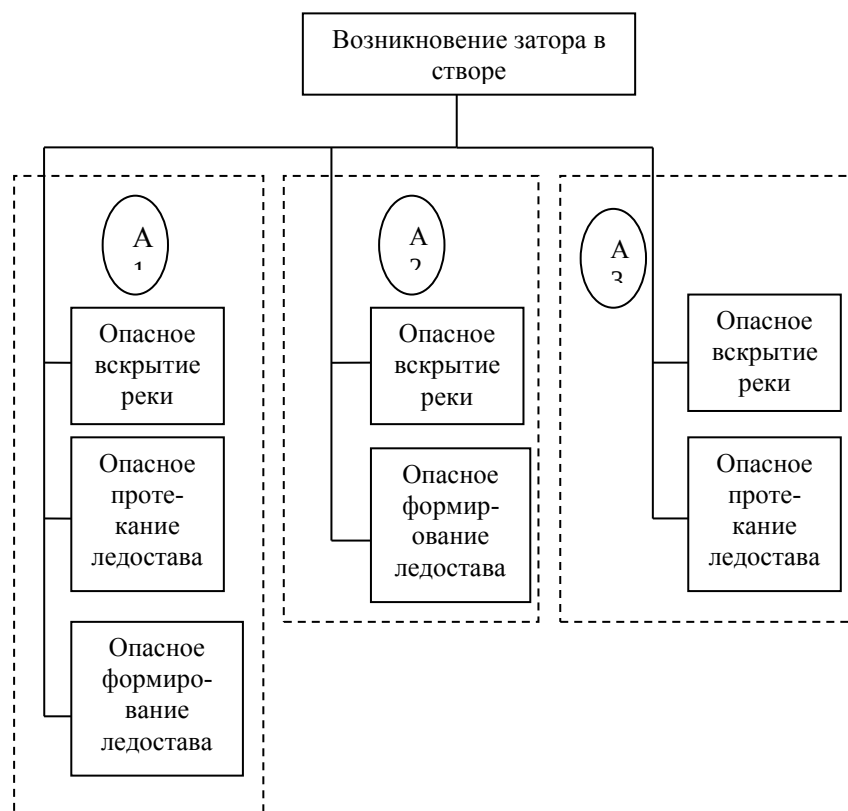


Рис. 1. Возможные сценарии возникновения затора в створе реки

На этапе анализа частоты (вероятности возникновения) затора должны быть получены оценки среднегодовых вероятностей по всем основным сценариям заторообразования, что потребует информации о реализации затора по каждому сценарию. Это наиболее сложный этап исследований. Здесь возможно применение трех подходов: статистического, применимого для рек, по которым имеется достаточно данных о прохождении заторных наводнений; графоаналитического, использующего логические модели анализа «дерево

отказов» и «дерево событий»; экспертного, примененного при недостаточности данных наблюдений. Оценка среднегодовой вероятности возникновения затора для определенного створа может быть полуколичественной, то есть включать качественные и количественные показатели. При необходимости возможно сведение всех сценариев возникновения затора в единое целое с вычислением обобщенной среднегодовой вероятности для определенного створа, вычисляемой с учетом вероятности возникновения каждого из сценариев.

Этап оценки последствий может базироваться на величине прогнозного максимального заторного уровня по каждому из сценариев, так как при заданных морфометрических характеристиках русла и поймы несложно определить границы возможных зон затопления. Между подъемом уровня воды выше затора (более 5 метров для катастрофического, от 3 до 5 метров для сильного и от 1 до 3 метров для слабого затора) и тяжестью последствий может не оказаться прямой связи из-за специфики расположения объектов в зоне затопления.

Получаемая в результате анализа оценка риска заторного наводнения должна быть сопоставлена с допустимым значением. Вводится следующая градация уровней риска: высокий, существенный, средний, низкий. Значение количественной оценки необходимо сравнить с критерием допустимого риска, для качественной оценки риска вывод о его допустимости должен быть получен на основании анализа экспертных мнений. Если риск заторного наводнения признан недопустимым, требуется принятие соответствующих мер по предотвращению затора или «ослаблению» затора (при котором значение риска будет снижено до допустимого уровня), т.е. активных мер по управлению риском, либо пассивных мер, включающих

инженерную защиту территорий и соответствующую организацию готовности работы служб МЧС [5].

Для анализа риска заторных наводнений в определенном створе речного русла предлагается использование двух методов: дедуктивного метода «Дерево происшествий (отказов)» (FTA), в котором логически сгруппированы факторы и их комбинации, способствующие возникновению и развитию затора, и индуктивного метода «Дерево событий» (ETA), определяющего возможные последствия заторного явления.

Следует отметить, что в исследованиях риска технических систем принято употребление термина «Дерево отказов», которому в теории техногенного риска соответствует термин «Дерево происшествий». Дерево происшествий используется на этапе анализа вероятности возникновения затора, дерево событий – на этапе оценки последствий заторного наводнения.

Подход, схожий с методом ETA, был предложен для прогноза заторных наводнений на реке Енисей. В расчетах использованы массивы значений пяти показателей, полученных на гидропосту Ворогово: максимальный уровень воды при ледоставе, сумма положительных температур от даты вскрытия, двухсуточная тенденция расхода воды по контрольному гидропосту (расположенному выше по течению), средние снегозапасы по станциям в бассейнах реки и ближайших притоков, максимальная толщина льда [6].

Идентификацию опасностей предлагается проводить с помощью построения «дерева происшествий» для створа с определенной морфометрией, в котором часто наблюдалось образование заторов. Дерево должно быть построено для

каждого сценария возникновения затора. Особенность построения дерева происшествий заключается в логической увязке только внешних исходных событий, связанных с природными явлениями, возникновение каждого из которых отдельно, или в различных сочетаниях может способствовать появлению нежелательного события – образованию затора. Это событие является головным и располагается в вершине графа.

Сценарии возникновения затора включают сочетания таких событий, как опасное формирование ледостава, протекание ледостава и опасное вскрытие реки (рисунок 1). В ряде работ указаны факторы, способствующие образованию заторов на каждом временном этапе [8], например, высокий предледоставный уровень воды, продолжительный шугоход, сильная зашугованность русла, наличие зажоров, чередование потеплений и похолоданий.

Опасное протекание ледостава определяется факторами, характерными для периода его окончания: высокая прочность льда, большая толщина льда (в створе и на ледосборном участке), сумма отрицательных температур воздуха, наличие потеплений, сумма осадков за холодный период.

Опасное вскрытие реки определяется факторами: интенсивный рост расходов и уровней реки, высокая скорость воды при вскрытии, сумма осадков в период вскрытия, интенсивное поступление льда с вышележащих участков реки или ее притоков, наличие похолоданий.

Не все перечисленные факторы, влияющие на образование затора, являются независимыми. Так, например, сильная зашугованность русла может быть результатом продолжительного шугохода, высокая прочность льда

«определяется» суммой отрицательных температур и т.д. Тем не менее, изначальный отбор факторов определялся случайными событиями, происходящими с момента возникновения до момента разрушения ледяного покрова. Эти события характеризуются дискретными или непрерывными случайными величинами, дают оценку вероятности возникновения которых возможно по частоте наблюдаемого события за определенный период наблюдений (среднегодовые частоты). Некоторые из случайных величин будут непрерывными (толщина льда, сумма отрицательных температур воздуха и т.д.), другие дискретными или бинарными (наличие зажора «1», отсутствие зажора «0»). Для речного русла с учетом местных условий в створе возможного (частого) заторообразования на этапе идентификации опасностей из всего множества событий должны быть отобраны только независимые события.

Для сценария А2 возможный пример «дерева происшествий», включающего независимые события, приведен на рисунке 2. Согласно этому сценарию затор образуется в результате сочетания двух событий: опасного формирования ледостава с последующим опасным вскрытием речного русла ото льда. В свою очередь опасное протекание ледостава возможно при большой толщине льда, его высокой прочности или возникновении обоих этих событий. Опасное вскрытие реки возможно при любом сочетании событий: интенсивный рост уровней, расходов, поступление льда с вышележащих участков.

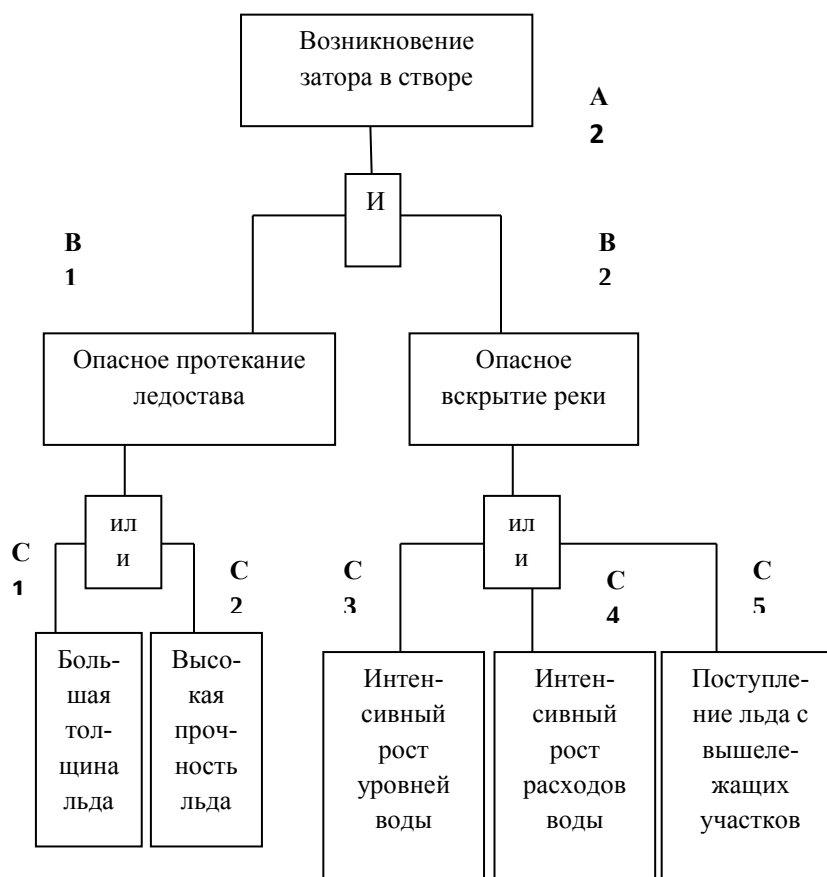


Рис. 2. Дерево происшествий для образования затора в створе по сценарию А2

Уровни графа пронумерованы латинскими буквами. В пределах одного уровня буквенное обозначение не изменяется. Каждое из событий графа дерева происшествий имеет два индекса: буквенное обозначение уровня и числовое обозначение порядка следования в уровне. На основании среднегодовых частот оцениваются вероятности

возникновения каждого из событий, входящих в граф сценария A2, по формулам:

$$P_{A2} = P_{B1} \cdot P_{B2}$$

$$P_{B1} = 1 - (1 - P_{C1}) \cdot (1 - P_{C2})$$

$$P_{B2} = 1 - (1 - P_{C3}) \cdot (1 - P_{C4}) \cdot (1 - P_{C5})$$

где: P_{A2} – вероятность возникновения затора в створе по сценарию A2; P_{B1} – вероятность опасного протекания ледостава; P_{B2} – вероятность опасного вскрытия реки; P_{C1} – вероятность большой толщины льда и P_{C2} – вероятность высокой прочности льда в конце ледостава; P_{C3} – вероятность интенсивного роста уровней воды в створе; P_{C4} – вероятность интенсивного роста расходов воды; P_{C5} – вероятность поступления льда с вышележащих участков.

Преимущества предлагаемого построения и анализа «дерева происшествий (отказов)» заключаются в возможности определения вероятности (частоты) не только головного события – возникновения затора, но и выяснения частот событий на каждом из его уровней. Это количественные, следовательно, более информативные оценки. Прогноз может быть выполнен на любом из этапов – с момента формирования ледостава до разрушения ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова С.А. Ледовый режим рек севера европейской территории России и его влияние на гидроэкологическую безопасность территории. [Текст]: дис. ...канд. геогр. наук: 25.00.27 / Агафонова С.А. – М., 2009. – 205 с.
2. Банщикова Л.С. Наводнения на реках, вызванные заторами льда, методики их мониторинга и оценки риска.

[Текст] : дис. ...канд. техн. наук: 25.00.27 // Банщикова Л.С. – С.-Пб., 2009. – 138 с.

3. Белов П.Г. Моделирование опасных процессов в техносфере. М.: Изд-во Академии гражданской защиты МЧС РФ, 1999. – 124 с.

4. Лисер К.Я. Весенние заторы льда на реках Сибири. Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 105 с.

5. Методические указания по предотвращению образования ледовых заторов на реках Российской Федерации и борьбе с ними. Шахмараманьян М.А., Векслер А.Б., Козлов Д.В. и др. - М.: ФЦ ВНИИ ГОЧС, 2004. – 234 с.

6. Милькова И.А., Бурцев А.А. Оценка опасности наводнений на основе логических решающих функций // Образовательные ресурсы и технологии. № 1, 2014. С. 360 – 369.

7. Чернова М. Компенсация ущерба // Премьер. Вологодская областная газета. –2016, от 17 май, № 19 (967).

8. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России: Монография. Козлов Д.В., Бузин В.А., Фролова Н.Л. и др. М.: Изд-во РГАУ-МСХА имени К.А. Тимирязева, 2015. – 348 с.

ГИГАНТСКИЕ ЛЕДОВЫЕ КОЛЬЦА НА ОЗЕРАХ БАЙКАЛ И ХУБСУГУЛ: ПЕРЕЧЕНЬ, СТРУКТУРА ВОДЫ В РАЙОНАХ КОЛЕЦ И ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

А.В. Кураев***, Е.А. Захарова***, F. Rémy*,
А.Г. Костяной*****, М.Н. Шимараев*****,
N.M.J. Hall*, А.Я. Сукнёв*******

** LEGOS, Universite de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS
Toulouse, France*

*** Государственный Океанографический Институт,
Санкт-Петербургское отделение, Санкт-Петербург,
Россия*

**** Томский Государственный Университет, Геолого-
географический факультет, кафедра гидрологии, Томск,
Россия*

***** Институт Океанологии им. П.П.Ширинова РАН,
Москва, Россия*

****** Московский Университет им. С.Ю.Витте, Москва,
Россия*

****** Лимнологический Институт СО РАН, Иркутск,
Россия*

****** Большая Байкальская Тропа Бурятия (ББТ
Бурятия), Улан-Удэ, Россия
e-mail: kouraev@legos.obs-mip.fr*

Наблюдения гигантских ледовых колец на озере Байкал (Россия) вызвали в последнее время научный и общественный интерес. Эти кольца с тёмным (более тонким) льдом с типичным диаметром 5-7 км и шириной кольца 0.9-1.3 км (рис. 1) окружают белый лёд. Круглая форма этих колец и неясное происхождение этого природного явления представляют собой загадку и

проблему для научных исследований. Тем не менее, до сих пор нет чёткого понимания причины их происхождения. Мы представляем перечень ледовых колец, обнаруженных на основе спутниковых снимков и фотографий для периода 1974-2014 гг. Было обнаружено 45 колец на озере Байкал (по сравнению с 13 ранее известными), а также, впервые, четыре кольца на соседнем озере Хубсугул (Монголия) [1]. Результаты наших гидрологических исследований подо льдом в районе колец на озере Байкал в 2012-2014 годах и на озере Хубсугул в 2015 году показывают наличие (до и во время проявления ледовых колец) относительно тёплых вихрей в виде двояко-выпуклых линз, расположенных точно под кольцами [1]. Мы полагаем, что эти вихри являются причиной формирования ледовых колец в этих озерах. Мы проводим переоценку существующих гипотез формирования ледовых колец [2-6] и обсуждаем возможные механизмы образования вихрей.

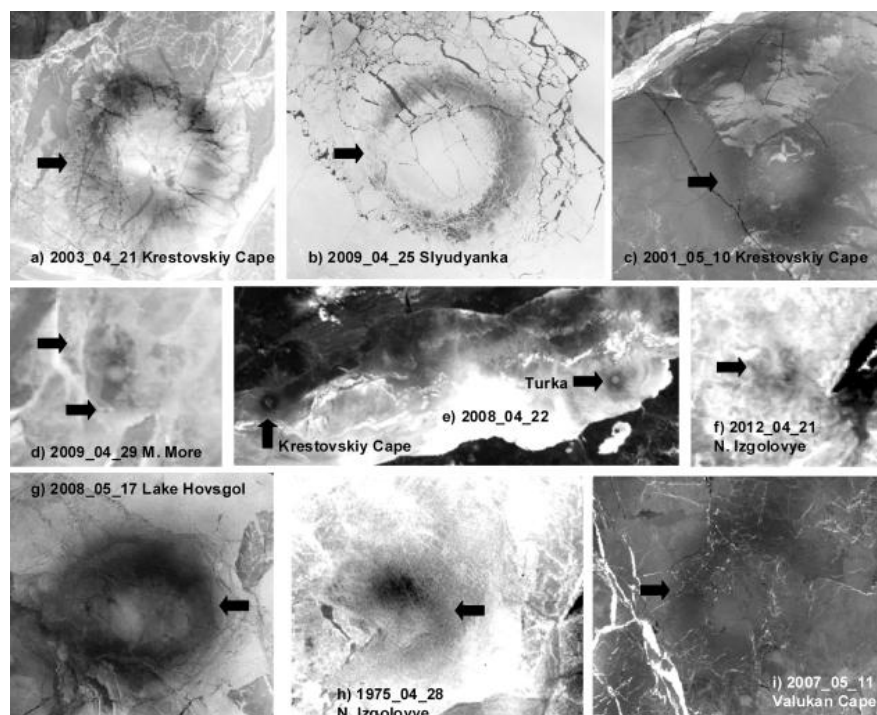


Рис. 1. Примеры ледовых колец для озёр Байкал и Хубсугул. Данные Landsat 1-7 (a, c, g-i), MODIS/Terra (d-f) и МКС (b). Все изображения, за исключением (e) ориентированы на север

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kouraev A.V., Zakharova E.A., Rémy F., Kostianoy A.G., Shimaraev M.N., Hall N.M.J., Suknev A.Ya., Giant ice rings on Lakes Baikal and Hovsgol: inventory, associated water structure and potential formation mechanism / Limnology and Oceanography №61, 2016, p. 1001-1014, doi: 10.1002/lno.10268
2. Гранин Н.Г. 2009. Окольцованный Байкал. /Наука из первых рук, №3: с. 22–23
3. Balkhanov, V. K., Y. B. Bashkuev, and V. B. Khaptanov. 2010. Formation of circular rings on the snow covered ice field

of Lake Baikal. / Tech. Phys. №55, p. 1266–1269. doi: 10.1134/S1063784210090057

4. Kouraev, A. V., M. N. Shimaraev, F. Remy, A. Y. Ivanov, and B. N. Golubov. 2010. An interesting natural phenomenon—giant rings on Lake Baikal ice. / European Geophysical Union (EGU) 2010 Proceedings, Vienna.

5. Kouraev, A. V., M. N. Shimaraev, F. Remy, A. Y. Ivanov, and B. N. Golubov. 2010. / Giant rings on ice of the Lake Baikal: A look from space and from beneath. / H. Lacoste Francis [ed.], ESA living planet symposium, Bergen 2010. SP-686 ESA Living Planet Symposium, digital media. ISBN: 978-92-9221-250-6.

6. Granin, N. G., V. V. Kozlov, E. A. Tsvetova, and R. Y. Gnatovsky. 2015. Field studies and some results of numerical modeling of a ring structure on Baikal ice. /Doklady Earth Sci. №461: p. 316–320. doi:10.1134/S1028334X15030204

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ КРУПНОБУГРИСТОГО ТОРФЯНИКА КРАЙНЕСЕВЕРНОЙ ТАЙГИ

Л.Э. Лапина*, М.Н. Мигловец**

** Отдел математики Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*

*** Институт биологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар,
e-mail: lapina@dm.komisc.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Температура почвы и амплитуда ее суточного хода являются важными показателями, воздействующими на процессы, протекающие в почве. Температура является результирующей характеристикой интенсивности

процессов, таких как перераспределение приходящей солнечной радиации, транспирации и конденсации влаги и потока тепла в почву. Наибольшие колебания температуры и влажности наблюдаются именно в поверхностном-корнеобитаемом слое. Изучение теплового режима почв возможно при организации специальных наблюдений с использованием автоматических измерителей. В настоящей работе представлены результаты инструментальных исследований температурного режима крупнобугристого торфяника, расположенного на южной границе криолитозоны по данным автоматических измерений, а также результаты определения коэффициента эффективной теплопроводности почвы по затуханию естественных температурных волн в почве.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ

Исследования температурного режима почвы проводились в Интинском районе Республики Коми с 5 июня 2014 года по 9 ноября 2015 года. В качестве объекта был выбран комплекс крупнобугристого торфяника в урочище Кулицанюр ($65^{\circ}54'10''$ с.ш., $60^{\circ}26'40''$ в.д.) на водоразделе рек Черная и Большая Инта. Для него характерны два типа ландшафта: 1) грядово-мочажинный 2) мерзлотные торфяные бугры (высота 3-4 м) Бугры характеризуются сухоторфяными мерзлотными почвами. Биологическое описание данного объекта представлено в работе [2]. Для определения значений температуры почвы использовались температурные датчики S-TMB-M006 (Onset Computer corporation, USA) с погрешностью измерений 0.2 град. Цельсия. Данные регистрировались портативной микростанцией HOBO Micro Station Data Logger H21-002 (Onset Computer corporation, USA). Датчики установлены на сухоторфяном бугре под таллом лишайников (0-5 см) и в торфяную массу (от 10 см и ниже). Для анализа были взяты измерения с 6 июня 2014г по 18 мая 2015г. Измерения

записывались каждый час и проводились на глубинах 2,20 и 30 см. На глубине 30 см данные были записаны лишь до 1 мая 2015 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Размах мгновенных значений температур на глубине 2 см колебался от -10,2 до 38 градусов, на глубине 20 см от -6 до +3 градуса, на глубине 30 см от -3,5 до +0,6 градуса (рис.1).

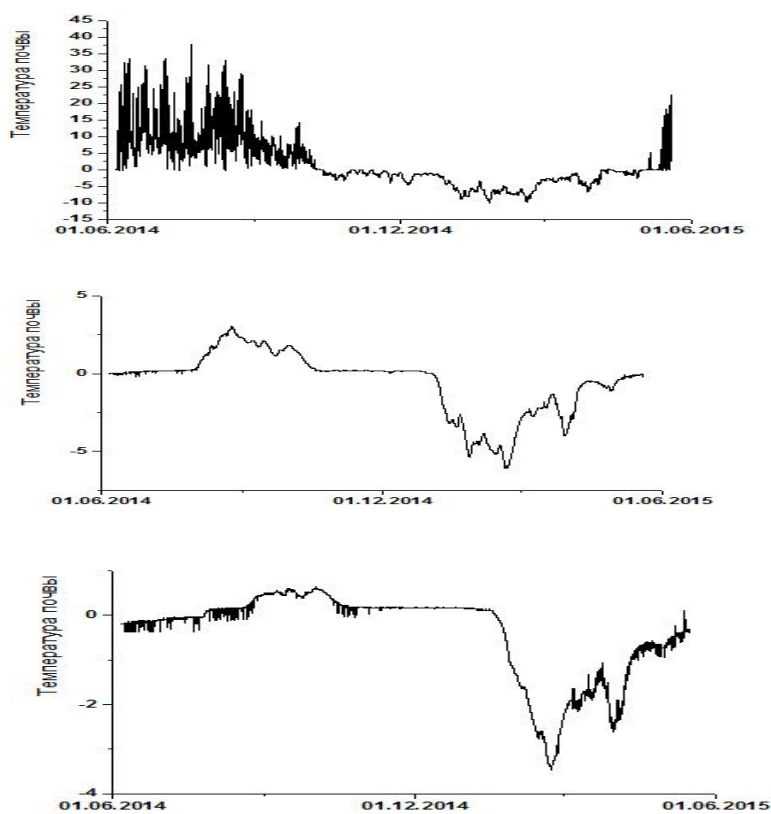


Рис.1. Временной ход температуры почвы на глубинах 2 см, 20 см и 30 см соответственно

Размах среднесуточных температур на глубине 2 см составлял от -9,3 до 18,4 градуса, на глубине 20 см в тех же пределах, что и мгновенные. Характер поведения суточного хода температуры на глубине 2 см в отдельные месяцы показан на рис.2. Максимальные и минимальные значения в суточном ходе на глубине 2 см и время их наблюдения представлены в табл.1.

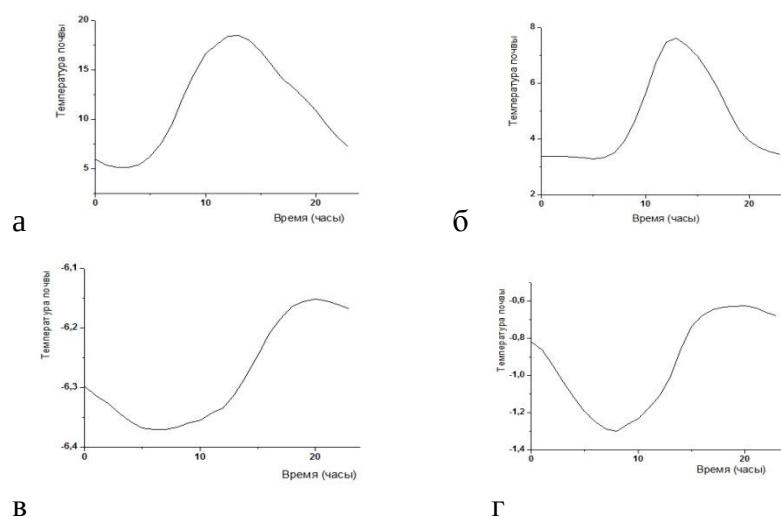


Рис.2. Суточный ход температуры почвы на глубине 2 см (осредненный по данным за месяц) в июне 2014г(а), сентябрь 2014(б), февраль 2015(в) и апрель 2015г(г)

Представленные на рис.2 амплитуды суточного хода являются результатом статистического осреднения значений за все дни месяца одного года.

Таблица 1.

Максимальные и минимальные значения в суточном ходе температуры в разные месяцы на глубине 2см и время их наступления

Месяц	Минимум		Максимум	
		Время		Время
Июнь2014г	5,1	3 часа утра	18,5	13
Июль2014	4,9	3	16	13
Август2014	6,05	4 часа	20	13 часов
Сентябрь 2014г	3,3	От 21 часа до 8 часов утра	7,6	13 часов
Октябрь2014г	-0,6	7 часов утра	+0,1	14 часов
Ноябрь2014	-1,16	С5 до 10 утра	-1,11	18-20 часов
Февраль2015	-6,37	7 утра	-6,15	20 часов
Март 2015	-3,37	10 утра	-3,07	20 часов
Апрель2015	-1,3	8 утра	-0.62	С 17 по 20 часов
Май 2015	0,22	3 утра	6,26	13 часов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ

Изменение амплитуды колебаний температуры с известным периодом позволяет определить коэффициент эффективной теплопроводности, который в скрытом виде учитывает передачу тепла не только молекулярной теплопроводностью, но и всеми другими видами теплообмена. Коэффициент теплопроводности является производной теплофизической характеристикой. Его значение зависит от температуры среды, градиента температуры и в значительной мере от процессов переноса влаги и фазовых переходов внутри среды.

Аналитическое решение одномерного уравнения теплопроводности при периодическом ходе температуры на

поверхности почвы и постоянных свойствах среды показывает[3], что температура почвы на разных глубинах испытывает периодические колебания того же периода, как и температура поверхности почвы. Однако при проникновении на глубину амплитуда и фаза колебаний изменяются. Амплитуда колебаний температуры (A) убывает с глубиной по экспоненциальному закону $A=A_0\exp(-\beta z)$, где коэффициент β и коэффициент температуропроводности (k_t) связаны соотношением $k_t=\pi/\beta^2/T$, где T период колебаний. При выводе указанной формулы были использованы предположения о постоянстве коэффициента температуропроводности в пространстве и во времени (порядка периода колебаний), а также о строго гармонической синусоидальной форме колебаний температуры на поверхности. Это достаточно грубые предположения. В табл.2 приведены регрессионные соотношения, связывающие амплитуду суточного хода температуры почвы с глубиной.

Таблица 2.

Коэффициент эффективной температуропроводности
верхних 20 см

Месяц	Регрессионное уравнение	K_y , см ² /час
Июнь2014г	$A=12.77\exp(-0,332z)$	1,19
Июль2014	$A=11.15\exp(-0,374z)$	0,94
Август2014	$A=11.92\exp(-0,328z)$	1,22
Сентябрь 2014г	$A=3.73\exp(-0,304z)$	1,41в
Октябрь2014г	$A=0.4\exp(-0,182z)$	3,97
Ноябрь2014	$A=0.035\exp(-0,155z)$	5,41
Декабрь 2014	$A=0,055\exp(-0,233z)$	2,42
Март 2015	$A=0,18\exp(-0,154z)$	5,51
Апрель2015	$A=0.46\exp(-0,141z)$	6,60
Май 2015	$A=5\exp(-0.301z)$	1,45

В январе и феврале 2015г амплитуды суточных колебаний на глубине 20см оказались выше, чем на глубине 2 см, что

не позволяет применить экспоненциальный закон затухания колебаний. Для более детального изучения нужны дополнительные измерения на больших глубинах, чем в данной работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюкарев, Е.А. Амплитуда суточного хода температуры торфяной почвы / Е.А. Дюкарев // Вестник Томского государственного университета. Биология. – №365. – 2012. с. 201-205.
2. Мигловец, М.Н., Лукашева, М.В. Удельные потоки метана на крупнобугристом торфянике крайнесеверной тайги /М.Н. Мигловец, М.В.Лукашева// Актуальные проблемы биологии и экологии. Сыктывкар. -2015. С.138-141.
3. Курс метеорологии (Физика атмосферы). Под ред. П.Н.Тверского Л.ЖГИМИЗ, 1951, 888с.

ФАКТОРЫ И ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕПЛОВОГО СТОКА АРКТИЧЕСКИХ РЕК РОССИИ¹

Д.В. Магрицкий

*Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия
e-mail: magdima@yandex.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Тепловой сток арктических рек России – важный фактор гидроэкологического состояния не только этих рек, но и

¹ Исследование выполнено за счет гранта РФФИ №14-37-00038

обогреваемых ими речных долин, морских устьев и шельфовых арктических морей. В естественных условиях роль этого фактора зависит от размера, географического положения, термических и гидрологических условий в речном бассейне, от величины и режима водного стока. Ввод в строй во второй половине XX в. и начале XXI в. крупных водохранилищ изменил соотношение естественных и антропогенных факторов в формировании как водного и термического режима некоторых арктических рек, так и величины и режима их теплового стока. Масштабное антропогенное воздействие совпало с существенными климатическими изменениями в регионе. Представленные результаты позволяют оценить характер этих изменений и размер влияния каждого из факторов, уточняют и дополняют ранее имевшиеся оценки характеристик теплового состояния изученных рек, а также содержат итоги расчета аналогичных характеристик для неохваченных сетью наблюдений рек и районов материковой части российской Арктики.

ОЦЕНКА ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕПЛОТЫ В МОРЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Тепловой сток рек W_T , впадающих в моря Российской Арктики, довольно велик, несмотря на относительно низкие значения температуры воды и короткий теплый период. Больше всего теплоты в год выносят в дельты (и соответственно в моря) наиболее водоносные реки региона – Северная Двина, Печора, Обь, Енисей, Лена и Колыма (табл. 1). Значительный вынос осуществляют также реки Пур, Таз, Хатанга, Оленек, Яна и Индигирка. В дельтах рек возможно изменение величины W_T вследствие распределения стока воды по дельтовым водотокам, отличий в скорости нагревания и охлаждения в рукавах разного размера, из-за потерь на обогрев ММП и таяние речного льда, и др. Общий же сток теплоты в арктические

моря России оценен приблизительно в 78600×10^{12} кДж/год [2]. На долю рек водосборов морей Карского и Лаптевых приходится 48 и 28% этой величины соответственно.

Основная часть теплового стока крупных рек Белого моря формируется весной (апрель–май – 24–28%) и летом (июнь–август – 58–65%), а у остальных арктических рек – в летние месяцы: 82% у р.Печоры, 85–92% у больших рек водосбора Карского моря, 89–96% у больших рек водосбора моря Лаптевых, 88–92% у больших рек водосбора Восточно-Сибирского моря, 96% у р.Амгуэмы.

КЛИМАТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ВЕЛИЧИНЫ ТЕПЛОВОГО СТОКА АРКТИЧЕСКИХ РЕК

Многолетняя изменчивость теплового стока рек обусловлена климатическими причинами, за исключением рр. Оби, Енисея и Колымы. Влияние теплоэнергетики, промышленных и коммунальных предприятий на W_T и t отчетливо проявляется для небольших рек, в пределах крупных городов и в зимнее время и прослеживается на несколько десятков километров от источника «теплового загрязнения». Для больших рек такое влияние локальное.

У незарегулированных водохранилищами рек в основном наблюдается многолетнее увеличение температуры воды и теплового стока (табл. 2), особенно со второй половины 1980-х гг. У Онеги он составил 5,9% (для периода после 1975 г.), у Северной Двины – 10,9%, Мезени – 0,9%, Печоры – 10,2%, Оленька – 12,5%, Лены – 4,5%, Яны – 13,3%. Рост отмечен как в период половодья, так и основной рост – в летне-осенний меженно-паводочный сезон.

Таблица 1.

Годовой тепловой сток больших рек российской части
водосбора Северного Ледовитого океана

Река	Период	Тепловой сток W_T , кДж, $\text{п} \times 10^{12}$	
		в замыкающем створе	в вершине дельты (устьевом створе)
Онега	1943–2013	463	475
Северная Двина	1939–2013	2820	2850/2810*
Мезень	1936–2013	520	690
Печора	1936–2013	2710	3810**
Обь	1936–2012	13800	14000
Надым	1955–1991	361	480/450*
Пур	1939–1991	781	900
Таз	1962–1995	1160	1490/1550*
Енисей	1936–1960	15850	16600/15850*
	1977–2011	14270	–
Хатанга	1961–1991	2090	2510/2440*
Анабар	1954–2012	344	445/415*
Оленек	1964–2012	960	1000
Лена	1935–2012	15590	15690/15590*
Яна	1938–2012	1265	1275
Индигирка	1939–1995	2150	2230/2200*
Алазея	1968–71, 1978–93	55,6	110
Колыма	1977–2003, 2007	3890	4620/4570*

Примечание. *слева от черты – по зависимости $W_T=f(Q)$ для средних рек региона, справа – на основе продольных градиентов теплового коэффициента $K_T = W_T/W_Q$; **с учетом данных по посту Оксина.

Таблица 2.

Относительные изменения сезонных и годовых величин
теплового стока рек. В скобках указаны месяцы

Река – пост	Сравниваемые периоды	Весенне- летнее половодье	Летне- осенний сезон	Год
Онега–Порог	1943–75/1976– 2013	2,9% (4–6)	9,6% (7–11)	5,9%
Сев. Двина – Усть-Пинега	1939–75/1976– 2013	9,8% (4–6)	12,3% (7–11)	10,9%
Мезень – Малонис-кая	1936–75/1976– 2013	6,2% (4–6)	-5,6% (7–11)	0,9%
Печора–Усть- Цильма	1936–75/1976– 2013	9,4% (5–7)	12,3% (8–10)	10,2%
Обь – Салехард	1936–75/1976– 2012	0,4% (5–8)	-13,2%(9– 10)	-1,2%
Енисей– Игарка	1936–75/1976– 2011	-2,5% (5–7)	-9,0% (8–10)	-4,9%
Оленек– Сухана	1936–75/1976– 2012	8,1% (5–7)	28,6% (8–10)	12,5%
Лена – Кюсюр	1935–75/1976– 2012	5,6% (5–7)	2,7% (8–10)	4,5%
Яна – Юбилейная	1938–75/1976– 2012	11,7% (5–8)	38,1% (9–10)	13,3%
Колыма – Среднеколым ск	1935–75/1976– 2012	-10,2% (5–7)	8,8% (8–10)	-6,3%

Следствием гидроэнергетического освоения Оби (и ее притоков), Енисея (и его притоков), Вилюя, Колымы и их притоков, в свою очередь, стало:

- снижение водности периода с положительной температурой воды [1];
- понижение ниже плотин ГЭС температуры воды в одни месяцы и увеличение в другие (рис. 2);
- восстановление естественного температурного фона

зарегулированных рек на значительном расстоянии от плотин ГЭС. Например, естественный температурный фон Енисея летом почти восстанавливается на расстоянии до 700–750 км ниже Красноярского водохранилища, а зимой – до 400 км;

- в целом, уменьшение теплового стока: у Оби – на 1,2%, Енисея – на 4,9%, у Колымы – на 6,3%.

Ряд аспектов воздействия водохранилищ на тепловые характеристики постепенно нивелируется вследствие усиления роли климатических факторов. Так, уже с конца XX в. и в начале XXI в. на устьевых участках Енисея и Колымы выявлено увеличение теплового стока, а в устье Оби, наоборот, снижение. На р.Виллюй таким фактором стал ввод в строй с 2004 г. контррегулирующей Виллюйской ГЭС-3 (рис. 1), создавшей небольшое, но вытянутое русловое водохранилище.

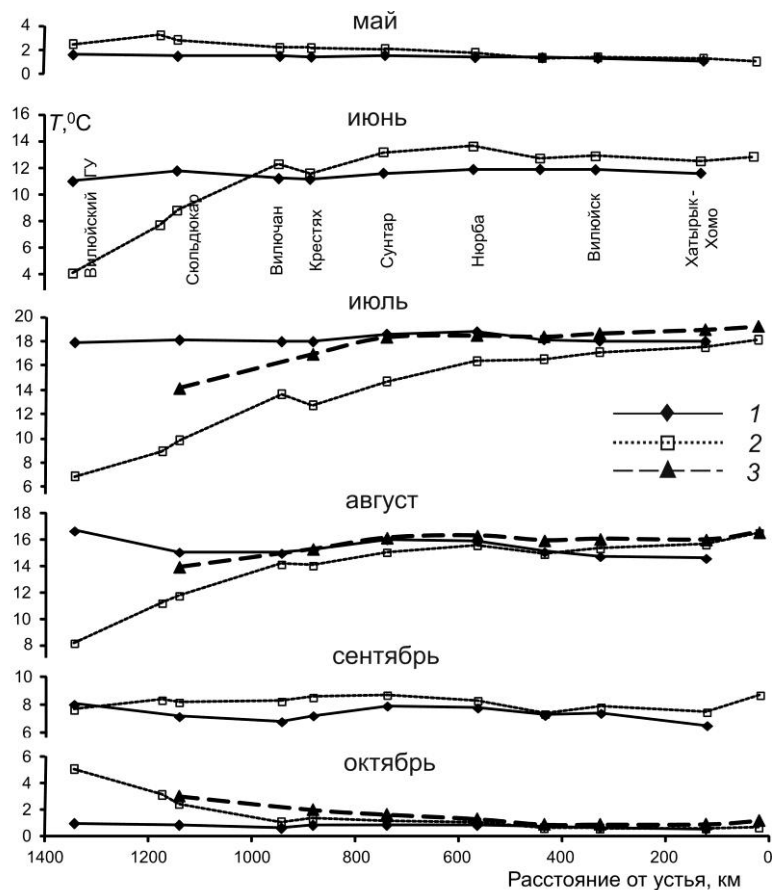


Рис. 1. Особенности продольного изменения среднемесячных температур воды в р. Вилуй в 1947–1957 (1), 1973–1980, 1988–1992 (2) и 2004–2009 гг. (3) [3]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Магрицкий Д.В. Антропогенные воздействия на сток рек, впадающих в моря Российской Арктики // Водные ресурсы. 2008. Том 35. №1. С.3–16.
2. Магрицкий Д.В. Тепловой сток рек в моря Российской Арктики и его изменения // Вестник Московского ун-та. Сер.5. География. 2009. №5. С.69–77.

3. Магрицкий Д.В. Факторы и закономерности многолетних изменений стока воды, взвешенных наносов и теплоты Нижней Лены и Виллюя // Вестник Московского университета. Сер.5. География. 2015. №6. С.85–95.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ И ДИНАМИКА ИХ ИЗМЕНЕНИЯ РЕК БАССЕЙНА ДЕБЕТ (НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ)

В.Г. Маргарян

ЕГУ, Географический и геологический факультет, Кафедра физической географии и гидрометеорологии, Ереван, Армения

e-mail: vmargaryan@ysu.am

ПРЕДИСЛОВИЕ

При практическом использовании рек очень важно изучить ледовый режим. Когда температура воды реки опускается ниже 0 °С, наблюдаются явления образования льда: река переходит на зимний период. Зимний период реки отличается специфическим режимом, связанным с переходом части водной массы из жидкой фазы в твердую. Сведения о видах ледовых явлений, их продолжительности, интенсивности их образования и разрушения важны при практическом использовании рек.

Поэтому, учитывая выше указанное, в работе поставлена цель изучить ледовые явления рек бассейна Дебет, выявить, проанализировать и оценить закономерности пространственного распределения и динамики изменения. С этой целью в работе поставлены и решены следующие задачи: собрать, обработать и проанализировать результаты

фактических наблюдений изучаемой территории, проанализировать и оценить особенности пространственно-временного распределения ледовых явлений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОД

К качеству исходного материала в работе использованы фактические данные наблюдений за ледовым режимом, проведенные на водомерных постах рек бассейна Дебет (в пределах территории Песпублики Армения). Проанализированы и обработаны соответствующие научные источники [1, 3, 5-6]. Выборка данных, необходимых для составления таблицы, производится за гидрологический год, т. е. с осени предыдущего года до весны данного года из ежегодников и ЕД.

Изучение ледового режима рек было начато в 1936г. С 1950г. наблюдениями были охвачены все реки, на которых имеют место ледяные образования [5]. Наблюдения за ледовым режимом бассейна реки на большинстве постов были начаты одновременно с измерениями уровней воды. Наиболее продолжительные периоды наблюдений имеются по водопостам на реках Памбака.

Таблица 1.

Ледовые явления для рек с устойчивым ледоставом
(р. Гаргар – п. Куртан)

Характеристика	Дата					Продолжительность, дни			
	Начала осенних ледовых явлений	Начала осеннего ледохода	Начала ледостава	Начала весеннего ледохода	Окончания ледовых явлений	Осеннего ледохода (шугохода)	Весеннего ледохода (шугохода)	Ледостава	Всех ледовых явлений
Средняя	09.12 (98%)	Н6 (94%)	Н6 (59%)	Н6 (59%)	13.03 (98 %)	-	-	63 (55) (41 %)	95 (79) (89%)
Ранняя (наиб.) Год (% случаев)	07.11 1973	-	-	17.01 2013	11.02 1987	-	-	102 (95) 1976	148 (99) 2004
Поздняя (наим.) Год (% случаев)	21.01 1994	-	-	18.03 2012	14.03 1973,74	-	-	0 59 %	0 11 %

Для характеристики ледового режима рек были использованы материалы наблюдений гидрологических постов с 1938 г., опубликованные главным образом в Гидрологических ежегодниках, поскольку в более ранних изданиях (“Сведения об уровне воды”, “Материалы по режиму рек СССР”) ледовые явления полностью не учитывались.

В зависимости от географического и высотного положения водосборов рек и типа питания реки Закавказья по характеру ледового режима можно разделить на три группы: 1- реки с устойчивым ледоставом; 2- реки с неустойчивым ледоставом; 3- реки без ледовых явлений [1-2, 6]. И поэтому, согласно “Методическим указаниям по ведению Государственного водного кадастра” [4] ледовые явления можно представить в виде таблиц 2 видов (А и Б). Форму А (полную) - для рек с устойчивым ледоставом и форму Б (сокращенную) - для рек с неустойчивым ледоставом. На изучаемой территории в форму А включен только водомерный пост Куртан реки Гаргар (табл. 1), все остальные водомерные посты включен в форму Б (табл. 2).

Таблица 2.

Ледовые явления для рек с неустойчивым ледоставом
(р. Марцигет - п. Туманян)

Характеристика	Дата		Продолжительность, дни	
	Начала ледовых явлений	Окончания ледовых явлений	ледовых явлений	ледостава
Средняя	11.12	03.03	68 (89 %)	35 (69 %)
Ранняя (наиб.)	10.11	25.12	110	88
Год (% случаев)	1956	1965	1953-1954	1953-1954
Поздняя (наим.)	17.01	30.03	0	0
Год (% случаев)	1997	1957	(11 %)	(31 %)

Отметим, что ледовый режим рек Армении, в том числе изучаемой территории, мало изучен. Вплоть до настоящего времени работа С.Я. Вартазарова “Ледовый режим рек Армении”, опубликованная в 1946г., является единственной, впервые была сделана попытка охарактеризовать зимний режим рек изучаемого района.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характер ледовых явлений обусловлен в первую очередь особенностями теплового баланса рек. В горных странах, в том числе Армении, местные факторы образования ледовых явлений пока что слабо изучены.

Ледовый режим рек бассейна Дебета, как многие другие элементы гидрологического режима рек на изучаемой территории, в значительной степени зависит от высотного положения водосборов. Ледяные образования (забереги, шуга, сало, затем ледостав) появляются вначале на реках, водосборы которых расположены в наиболее высоких высотных зонах. В высокогорных районах появление льда на реках нередко отмечается в октябре. В средневысотных зонах лед почти повсеместно наблюдается в ноябре, а на водосборах, расположенных наиболее низко в высотном отношении, - в декабре (рис. 1).

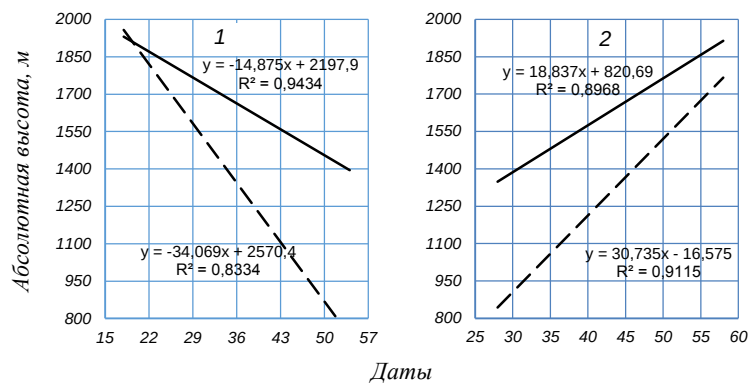
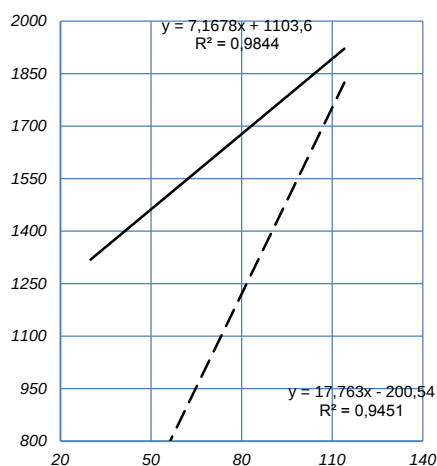


*Рис. 1. Зависимость периодов начала (1) и конца (2) ледовых явлений от абсолютной высоты водомерных постов рек бассейна Дебет для (1) периоды подсчитаны с ноября, для (2) - с февраля
— бассейн Памбака; — — бассейн Дзорагета и Дебета*

В результате исследований выяснилось, что в среднем в речном бассейне ледовые явления обычно начинаются со второй декады ноября до третьей декады декабря и заканчиваются с третьей декады февраля по третью декаду марта (рис. 1). Ледовые явления раньше всего начинаются с первой декады ноября по первую декаду декабря, а самый поздний период — со второй декады декабря по первую декаду февраля, и заканчиваются соответственно с третьей декады января по третью декаду марта и с третьей декады марта по вторую декаду апреля. Число дней с ледовыми явлениями в реках бассейна Дебет колеблется в среднем от 0 до 115 (рис. 2), максимальное число дней с ледовыми явлениями — в пределах от 55-140 дней. Число дней с ледоставом на реках региона колеблется от 0 до 100 (р. Дзорагет — п. Катнарат, 1976). Количество суток с шугой из года в год меняется в больших пределах - среднее число

дней с шугой в речном бассейне колеблется от 10 (р. Дебет – п. Ахтала) до 55 (р. Памбак – п. Ширакамут), максимальное число дней с шугей – от 20 (р. Ташир – п. Михайловка) до 84 (р. Памбак – п. Ширакамут).



— бассейн Памбака; - - бассейн Дзорагета и Дебета

Рис. 2. Зависимость продолжительности ледовых явлений (дни) от абсолютной высоты водомерных постов рек бассейна Дебет

Таким образом, речной бассейн выделяется слабым развитием ледовых явлений. Это связано с тем, что температура воды почти всех рек бассейна в зимние месяцы положительна: по ледоставу выделяются следующие реки-посты: р. Гаргар- п. Куртан, р. Чичхан – п. Дзорашен, р. Дзорагет – п. Катнарар, р. Марц – п. Туманян. Отметим, что на низменных водомерных посатах Дебета и Дзорагета кроме забереги повместно распространенного ледостава не наблюдается. Продолжительностью ледостава выделяется створ Куртан реки Гаргар, где средняя продолжительность ледостава составляет 63 дня. Ледовые явления редко

наблюдаются на нижнем створе реки Дебет (за многолетний период наблюдалось 1-2 года). То есть, бассейн Дебета можно считать речным бассейном с неустойчивым промерзанием, который выделяется особенностями ледового режима.

В результате исследований выяснилось, что в условиях глобального изменения климата в речном бассейне наблюдается сдвиг начала ледовых явлений на более поздние сроки (то есть запоздание) и сдвиг сроков окончания на более ранние (то есть сокращение), уменьшение продолжительности ледостав и ледовых явлений (особенно, начиная с 1995г.). В работе динамика изменения ледовых явлений представлена на примере водомерного поста Туманян реки Марц.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЯ

В результате исследований пришли к следующим выводам и предложениям:

- ✓ большая часть рек бассейна Дебет относится к числу рек с неустойчивым ледоставом и незамерзающим рекам;
- ✓ продолжительностью ледостава выделяется створ Куртан реки Гаргар;
- ✓ в речном бассейне наблюдается сдвиг сроков начала ледовых явлений на более поздние сроки и сроков их окончаний на более ранние периоды, сокращение периода ледостав и ледовых явлений;
- ✓ необходимо создать количественную и качественную надежную базу данных характеристик ледовых явлений на национальном, региональном и глобальном уровнях, которая будет доступна для научных и практических исследований, а также широким слоям общества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водные ресурсы Закавказья. /Под ред. Г.Г. Сванидзе, В.Ш. Цомая. - Л., Гидрометеиздат, - 1988. 264 с.
2. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том XIII, Армянская ССР. - Л., Гидрометеиздат, - 1987, 304 с.
3. Гидрография Армянской ССР. – Ер.: Изд-во АН Арм. ССР, 1981. – 177 с. (На армянском яз.).
4. Методические указания по ведению Государственного водного кадастра. Раздел 1, Поверхностные воды. Вып. 4, Составление и подготовка к печати изданий серии 3 “Многолетние данные”. Часть 1, Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. - Л., Гидрометеиздат, - 1981, 80 с.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 9, Закавказье и Дагестан, вып. 1, Западное Закавказье. /Под ред. Г.И. Хмаладзе. - Л., Гидрометеиздат, - 1969, 312 с.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 9, бассейн р. Аракса, вып. 2, /Под ред. А.П. Муранова. - М. Гидрометеиздат, - 1973, 472 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ СКОРОСТИ ПРОТАИВАНИЯ ПОДВОДНОГО СКЛОНА И ТЕМПОВ БЕРЕГОВОЙ ЭРОЗИИ В УСЛОВИЯХ КРИОЛИТОЗОНЫ¹

О.Я. Масликова

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

e-mail: oksana68@mail.ru

Мерзлота является причиной как чрезвычайной стабильности русловых потоков вследствие своих скрывающих и цементирующих свойств, так и причиной определенной нестабильности в условиях криолитозоны. Это приводит к тому, что огромное количество исследований, проводящихся в разное время, дают спектр противоречивых результатов, даже в рамках одной географической местности и даже одного потока. Вполне вероятно, что комбинации различных факторов могут приводить к различным соотношениям скоростей сезонного протаивания грунта и эрозии, что требует особой тщательности и осторожности, особенно при инженерном проектировании. Не всегда представляется возможным провести натурные наблюдения, а уж тем более сравнивать абсолютные скорости боковой эрозии различных мерзлых русел нерегулируемых потоков, но вполне возможно допустить, что влияние на размыв внешних условий является более стабилизирующим фактором в зоне мерзлоты, чем в районах, не принадлежащих криолитозоне.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 15-05-00342, 16-08-00595)

В [1] проведено наиболее полное на сегодняшний момент теоретическое исследование движение фронта протаивания в зависимости от глубины размыва талого грунта при типичных значениях теплофизических параметров для различных скоростей движения фронта эрозии и установлены закономерности процесса.

При увеличении скорости фронта эрозии (рис.1) происходит увеличение скорости фронта протаивания. При этом рост скорости фронта эрозии приводит к уменьшению толщины талой прослойки. Такое развитие процесса термоэрозии соответствует предельно-термоэрозионному типу размыва, основным механизмом которого является тепловой фактор. Однако в дальнейшем он переходит в термоэрозионный тип, характер взаимодействия водного потока с породой в этом случае определяется уже механическими факторами (прочностные свойства мерзлых пород, кинетическая энергия водного потока). При росте льдистости мерзлых грунтов скорость движения фронта протаивания замедляется, толщина талой прослойки уменьшается.

Увеличение температуры водного потока, взаимодействующего с мерзлым грунтом, способствует росту талой прослойки, так как оттаивание породы происходит быстрее. Скорость протаивания намного опережает интенсивность размыва и происходит постепенное нарастание талого слоя, идет размыв и вынос разупрочненного грунта.

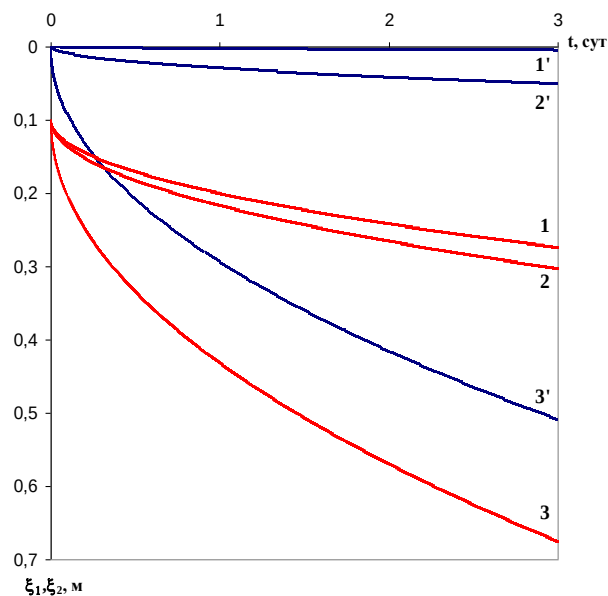


Рис. 1. Динамика фронтов эрозии (1', 2', 3') и протаивания (1, 2, 3) при различных значениях коэффициента теплопроводности

На коэффициент теплопроводности оказывает сильное влияние плотность, состав включений, льдистость и состояние пород (талое - мерзлое). С увеличением льдистости повышается величина коэффициента теплопроводности. При прочих равных условиях скорость протаивания увеличивается в направлении: глины – супеси – пески.

К. Scott [2] проводил натурные исследования на нескольких реках Аляски. Он пришел к выводу, что скорость протаивания подводного берегового склона зависит от текстуры материала и температуры воды. При этом сравнение скоростей эрозии и скоростей протаивания

показало равные результаты, независимо от свойств грунтов (рис. 2)

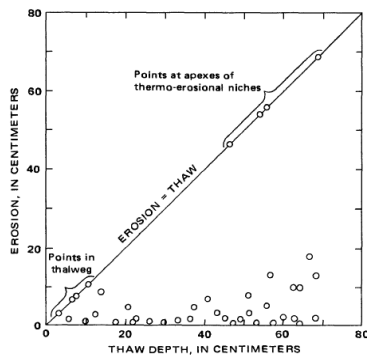


FIGURE 5.—Plot of erosion versus thaw for points in noncohesive bed and bank material. Points without detectable erosion (41) are excluded.

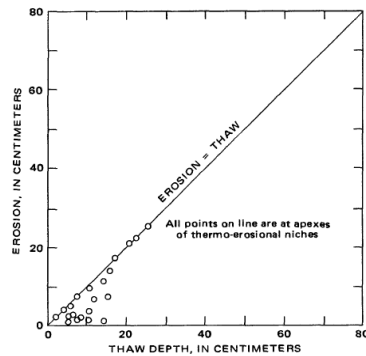


FIGURE 6.—Plot of erosion versus thaw for points in cohesive bed and bank material. Points without detectable erosion (25) are excluded.

Рис. 2. Сравнение скоростей протаивания и эрозии на примере рек Аляски

В гидравлической лаборатории РУДН были проведены эксперименты с двумя типами грунта: замороженный естественный и замороженный предварительно увлажненный, что соответствует надводной и подводной частям склона в условиях криолитозоны. Были проведены замеры оттаивания и эрозии в течении времени, построены графики протаивания грунта различной заморозки и графики размыва для каждого эксперимента в зависимости от времени. Полученные графики однозначно интерполируются логарифмической зависимостью. Для уклона берега 40 градусов логарифмическая аппроксимация этих зависимостей представлена на рис. 3. Для других углов уклона графики имеют аналогичный характер.

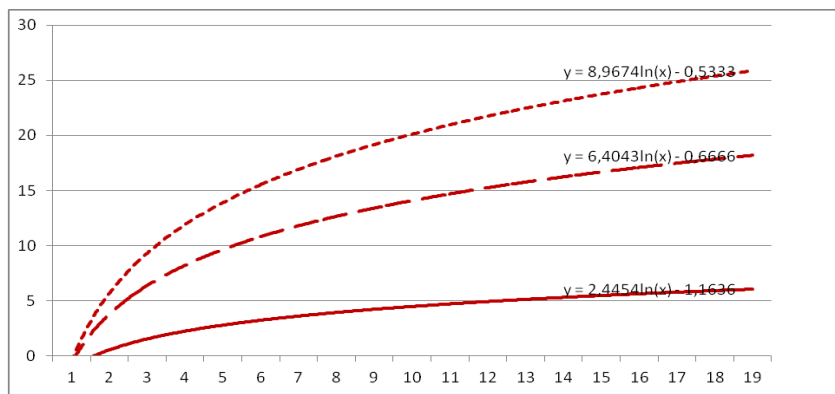


Рис. 3. Движение фронта протаивания (логарифмическая аппроксимация) – пунктирная линия – для смоченного грунта, точечная – для естественного влажного; сплошная линия – движение фронта эрозии

Из графиков видно, что начало эрозии (размыва) происходит спустя некоторое время после начала протаивания, а 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.

Таким образом, мы имеем существенные расхождения в результатах, проведенных в натурных условиях и в условиях лабораторного эксперимента. Это означает, что

решающее значение в этой задаче имеют параметры замороженного грунта, что подтверждает теорию. В случае натуральных условий это глубоко замороженные многолетнемерзлые породы. Они имеют свои, отличные от полученных лабораторным путем образцов параметры оттаивания, плотность, температуропроводность. Скорость протаивания существенно ниже, поэтому водный поток сразу смывает оттаявший грунт. В случае же лабораторного эксперимента были подобраны такие значения температуры воды и скорости потока, при которых возможен минимальный размыв.

Эрозия подводного берегового склона в условиях криолитозоны – сложный физический процесс, окончательный результат которого зависит от массы факторов. И только рассматривая все эти факторы в совокупности, можно с определенной достоверностью спрогнозировать поведение породы в определенной точке земного шара в определенное время года и при определенных метеоусловиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хусаинова З.Р. Теоретическое исследование процессов термоэрозии и термокарста многолетнемерзлых пород, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, Уфа – 2007.
2. K.M. Scott, Effect of Permafrost on Stream Channel Behavior in Arctic Alaska, Geological Survey Professional Paper 1068, 1978, Library of Congress Catalog – card No 78-600058.

СТРОЕНИЕ ЛЬДА РЕКИ АМУР И ПРИПОЙМЕННЫХ ОЗЕР

А.Н. Махинов, В.И. Ким, Д.В. Матвеев

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН,
Хабаровск, Россия*

e-mail: amakhinov@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Специальные исследования ледового покрова на различных участках русла и припойменных озерах в долине Амура до недавнего времени не проводились, несмотря на большое прикладное значение знаний о распространении льда различного строения, толщине, сезонном и многолетнем ледовом режиме. Местное население часто использует замерзшее русло реки в качестве дорог вне специально оборудованных ледовых переправ, что ежегодно приводит к трагическим последствиям.

МЕТОДИКА

В конце февраля и начале марта 2016 гг. были проведены натурные исследования толщины и стратиграфии льда на участке реки Амур протяженностью более 800 км – от с. Амурзет до с. Нижнетамбовское. Керны льда отбирались по поперечным профилям в основном русле и рукавах реки, а также в припойменных озерах Петропавловское, Синдинское и Гасси на участках пересечения их притоками Амура. На пограничном участке Амура профили достигали середины русла реки. Всего было изучено 43 керны на 12 профилях. Использовались также данные многолетних наблюдений (с 2006 по 2016 гг.) за толщиной льда и динамикой полыней в основном русле и второстепенных протоках вблизи г. Хабаровск.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Средняя продолжительность ледостава на реке Амур по данным Дальневосточного УГМС изменяется от 152 (Хабаровск) до 185 дней (Николаевск-на-Амуре). Толщина льда к концу зимы в среднем составляет 1,1 – 1,3 м, а в суровые зимы достигает 1,6 – 1,8 м. Вместе с тем для основного русла Амура характерно наличие участков тонкого льда и полыней. Зима 2015-16 гг. была относительно теплой, а ледяной покров реки слабо торосистый.

В таблице 1 приведены результаты измерений. В целом, проявляется закономерное уменьшение толщины льда в направлении от Малого Хингана (Амурзет, Ленинское) до Хабаровска и увеличение далее вниз по течению реки.

Таблица 1.

Толщина льда в основном русле р. Амур и озерах зимой 2016 г.

Пункт	Расстояние от устья, км	Толщина льда, см	
		Крайние значения	Среднее значение
Амурзет	1350	100-110	105
Ленинское	1190	100-120	110
Хабаровск	957	52-91	68
Славянка	748	55-97	80
Малмыж	700	75-120	91
Н-Тамбовское	514	60-107	87
Оз. Петропавловское	896	57-71	64
Оз. Синдинское	840	70-74	72
Оз. Гасси	816	80-90	85

Ледовый покров припойменных озер, соединенных протоками с Амуром, имеет своеобразное строение, обусловленное их зимним уровенным режимом. Падение

уровней воды в Амуре в первой половине зимы приводит к постепенному сокращению акватории озер до полного исчезновения в них воды. Лед, имеющий различную толщину в зависимости от продолжительности формирования, ложится на грунт. Лишь в пределах пересекающих озера рек, водный поток сохраняется в течение всей зимы. Максимальная толщина льда в этих частях озер соответствует аналогичному показателю в основном русле Амура в условиях слабой торосистости.

Строение ледового покрова р. Амур характеризуется неоднородностью в поперечном сечении русла [1]. Разброс крайних значений толщины льда существенно увеличивается на участках русла с интенсивным торошением. При слабой торосистости ледовой поверхности (Амурзет, Ленинское) лед в поперечном сечении имеет более однородное строение. Толщина льда зависит также от скорости течения, характера русла, высоты снежного покрова, влияния притоков и других факторов [2,3]. В частности, ниже г. Хабаровск, наименьшая толщина льда (52-62 см) в марте 2016 г. отмечалась вдоль правого (городского) берега реки, где проявляется отепляющее влияние городских сбросов в реку.

В таблице 2 приведены данные по многолетней динамике толщины льда в основном русле р. Амур, протоках Пемзенская и Амурская в окрестностях Хабаровска. Они свидетельствуют, что толщина льда в основном русле Амура слабо зависит от суммы среднесуточных отрицательных температур, а в большей степени обусловлена торосистостью льда. Так, например, наибольшая толщина льда отмечалась зимой 2013 и 2014 гг., характеризовавшихся высокими уровнями воды в начале ледостава и интенсивным торошением во время осеннего ледохода.

Таблица 2.

Средняя толщина льда (в см) и сумма зимних
среднесуточных отрицательных температур (S)

Год	Река Амур	Пр. Пемзенская	Пр. Амурская	S
2006	92	105	91	2210,9
2007	103	109	78	1739,8
2010	101	94	78	2284,2
2011	109	79	93	1988,3
2012	110	88	106	2198,0
2013	139	131	126	2214,7
2014	123	99	110	2025,8
2015	-	78	90	2036,1
2016	68	77	89	1994,8

В протоках Пемзенская и Амурская связь между суммой температур и толщиной льда более четкая. Чем суровее зима, тем более толстый лед образуется в протоках. Следует отметить, что большие значения толщины льда в протоке Пемзенская в 2006-07 гг. были обусловлены частичным ее перекрытием в 2005 г. переливной дамбой, существенно сократившей в ней сток. Скорости течения воды резко замедлились. В дальнейшем дамба частично разрушилась, увеличив сток и скорость течения в протоке.

Полыньи на реке Амур формируются ежегодно в основном русле и в наиболее крупных протоках, испытывающих развитие и характеризующихся в этом случае высокими показателями скоростей течения и глубин.

По особенностям происхождения полыньи разделяются на три основных типа. Первый тип – случайно образовавшиеся участки различных размеров открытой воды между отдельными крупными льдинами на конечном этапе осеннего ледохода. Они могут возникнуть на любом участке реки и достаточно быстро покрываются льдом, представляя

наибольшую опасность в начале зимы.

Второй тип – длительно существующие и ежегодно возникающие на одном месте полыньи обычно на излучинах реки, образование которых обусловлено большими скоростями течения в основном вдоль одного из берегов, к которому приближается стрежень потока (рис. 1). Размеры таких полыней достигают 1,5 км в длину и до 200 м в ширину. Они сохраняются в течение всей зимы, образуя по периферии открытой воды участки тонкого льда. Продолжительность существования полыней - десятки лет.

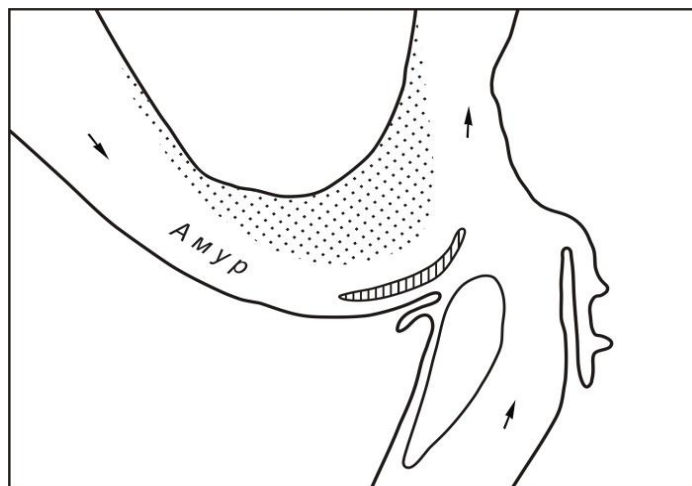


Рис. 1. Положение полыньи (заштриховано) в русле Амура

Третий тип – периодически возникающие полыньи, которые появляются в русле через 3-10 лет приблизительно на одном и том же месте. Они также имеют значительные размеры. Примером может служить полынья выше г. Хабаровск (3-й км Среднего Амура), появлявшаяся в 2012 и 2016 гг. Такая же полынья регулярно образуется один раз в 5-10 лет у с. Екатерино-Никольское (ЕАО). В их образовании большую роль играют зажоры, стесняющие живое сечение

подледного потока и вызывающие местное увеличение скоростей течения.

ВЫВОДЫ

Ледяной покров реки Амур характеризуется существенной неоднородностью на различных участках русла. Толщина его изменяется как по длине реки, так и в поперечном сечении. В многолетнем режиме установлено значительное колебание толщины льда, слабо связанное с суммой сумм среднесуточных отрицательных температур. На припойменных озерах толщина льда близка к аналогичному показателю в основном русле Амура.

Длительно существующие полыньи приурочены преимущественно к вогнутым берегам излучин. В их происхождении значительную роль играют высокие скорости течения в активно развивающихся рукавах реки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Махинов А.Н. Ким В.И. Ледяной покров реки Амур и его влияние на русловые процессы / А.Н. Махинов // Водные ресурсы. - Том 40, № 4. - 2013. С. 359-366.
2. Махинов А.Н., Ким В.И., Шмигирилов С.А. Особенности ледяного покрова реки Амур на различных морфологических участках русла / А.Н. Махинов // 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., Ким В.И., Шмигирилов С.А. Строение ледового покрова реки Амур на участках разветвленного русла / А.Н. Махинов // Труды VIII Международной конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей» (Москва, РУДН, 24-27 ноября 2014 г.) Москва, РУДН - Т. 1.- 2014. С. 497-508.

ФОРМИРОВАНИЕ ПОЧВЕННЫХ РАСТВОРОВ НА НАЛЕДНЫХ ПОЛЯНАХ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

А.Ф. Махинова, А.Н. Махинов

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН,

Хабаровск, Россия

e-mail: mahinova@ivep.as.khb.ru

ВВЕДЕНИЕ

Наледи широко распространены в карстовых районах восточной части Сибирской платформы. Они являются не только временными ледовыми образованиями и важным фактором сезонного перераспределения стока воды, но и оказывают существенное влияние на состояние почв и формирование специфических ландшафтов региона [1]. Особенно многочисленны наледи в долинах рек по периферии древних плато.

Наледные поляны выделяются необычным видом ландшафтов. Среди господствующих на данной территории редколесных таежных лесов формируются луга из злаков, осоки, пушицы и низкорослой полярной ивы с редкими кустиками курильского чая и березки Миддендорфа на повышенных участках. Несмотря на суровые климатические условия они представляют собой оазисы с плодородными почвами. Включение в наледный лед большого количества карбонатов и неравномерное таяние наледи являются факторами формирования специфических почвенных растворов почв криолитозоны в долинах рек, которые до настоящего времени не изучены.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования проводились на плато Мар-Кюель, имеющего площадь около 1000 км², по краям расчлененного глубокими долинами. В рельефе плато выделяются широкие ложбины и приводораздельные плоские участки на высотах около 1000 м над уровнем моря. Атмосферных осадков выпадает больше, чем может испариться. Поэтому по карстовым полостям и трещинам вода в виде концентрированных и рассредоточенных источников выходит на поверхность у подножия склонов долин или в истоках рек, образуя крупные наледи.

Поверхность дна долины р. Селиндэ, где расположена одна из самых крупных наледей на севере Хабаровского края, сильно обводнена. Кроме широкого русла имеется множество маленьких озер, заполненных водой понижений, заболоченных участков. Поверхностные и грунтовые воды характеризуются низкими концентрациями химических компонентов.

Повышенные участки дна долины представляют собой пойму. После таяния наледного льда на ее поверхности образуется слой налета, состоящий из соединений кальция, железа и магния. Их взаимодействие с дисперсным материалом почв определяет состав почвенных растворов и особенности распределения химических компонентов в почвенном пространстве. Почвенные растворы находятся как в свободном, так и в связанном состоянии. При низких температурах реакции ионного обмена замедляются и, при прочих равных условиях, интенсивно проявляются явления сорбции-десорбции.

Гидрохимические показатели проб поверхностных вод в долине р. Селиндэ ниже концентраций их регионального природного фона. Эти воды характеризуются низким

содержанием органического вещества, что обуславливает слабую миграцию растворенных форм металлов. Малая мутность воды является следствием процессов коагуляции-агрегации диспергированных микрочастиц размером 2–3 мкм в почвах поймы. Последующее осаждение на поверхности почвы увеличивает их содержание в верхних горизонтах и способствует явлениям сольватации.

В многокомпонентных почвенных растворах в почвах долины р. Селиндэ преобладают соединения Ca, Mg, с малой энергией гидратации ($K = 80$ ккал/г-ион, Ca - 375, Mg - 470), которые эффективно сорбируются почвенно-поглощающим комплексом. Происходит также изоморфное гетеровалентное замещение Al^{+3} и Fe^{+3} в дисперсных глинистых минералах с образованием слабого заряда на поверхности. Явление сольватации определяется всеми видами электростатических взаимодействий в растворах ион-ион, ион-растворитель, растворитель-растворитель.

При низких температурах грунтов в условиях многолетней мерзлоты снижение микробиологической активности почв и увеличение доли грибной микрофлоры этот процесс осложняется, что приводит к изменению состава органического вещества почв и повышению комплексообразующей способности почвенных растворов. Температурный фактор оказывает влияние на концентрацию CO_2 в почвенном растворе и, как следствие изменяются показатели Eh, pH, содержание водорастворимых форм элементов в почвах.

Степень проявления механизмов ионного обмена и явлений сорбции-десорбции во многом определяет состояния Fe, Mn в почвах как типоморфных элементов. Содержания их положительно и отрицательно заряженных соединений влияют на поведение многих химических компонентов,

скорости перехода из почвы в раствор. Гидраты железа способны к сорбции и образованию комплексных соединений, состав которых зависит от pH и температуры воды [2], а также содержания на поверхности почвы химически активных тонкодисперсных фракций, способных к сорбции.

ВЫВОДЫ

Таким образом, формирование наиболее плодородных почв в криолитозоне происходит вследствие специфических особенностей формирования почвенных растворов в пределах наледных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Махинов А.Н., Махинова А.Ф. Особенности русловых процессов рек карстовых районов в условиях многолетней мерзлоты (плато Мар-Кюель, Хабаровский край) // Труды VI конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». М.: ИВП РАН, 2004. С. 424-425.
2. Труфанов А.И. О миграции железа и марганца в зоне гипергенеза Дальнего Востока // Вопросы географии Дальнего Востока: КНИИ, 1975. Сб. 15. С. 147-154.

О ВОЛНАХ КЕЛЬВИНА В ОДНОРОДНОМ МОРЕ ПОД ЛЕДЯНЫМ ПОКРОВОМ¹

С.В. Музылев, Т.Б. Цыбанева

Институт океанологии им. П. П. Шишова РАН, Москва, Россия

e-mail: smuzylev@mail.ru, tbt@mail.ru

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №15-05-06969).

ВВЕДЕНИЕ

Теоретическое описание волновых движений в океане с учетом рельефа дна, береговых границ, вращения Земли и стратификации вод является классической проблемой геофизической гидродинамики. Среди таких движений важную роль в динамике атмосферы и океана играют береговые волны Кельвина. Береговые волны Кельвина – это крупномасштабные волновые движения, специфика таких гравитационных волн состоит в том, что они возникают из-за влияния вращения Земли на волны, захваченные береговой границей. Эти волны, движущиеся в одном направлении, в северном полушарии обтекают контур бассейна против часовой стрелки, нормальная к берегу составляющая их скорости тождественно равна нулю, амплитуда волн максимальна на береговой границе и экспоненциально убывает в сторону открытого моря. Волны Кельвина подразделяются на поверхностные, или баротропные, и внутренние, или бароклинные. Поверхностные волны Кельвина охватывают всю толщу жидкости от свободной поверхности моря до дна, а внутренние волны Кельвина обычно наблюдаются в слоях морской воды с большими градиентами плотности (например, в окрестности океанического термоклина). Для корректного учета ледяного покрова требуется привлечение не только гидродинамических подходов, но и методов теории упругости, что существенно затрудняет исследование. Мы ограничимся рассмотрением только баротропных волн Кельвина.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ ТЕОРИИ

Сплошной ледяной покров при достаточно естественных условиях можно рассматривать как тонкую упругую пластину, плавающую на поверхности моря. Если не интересоваться процессами, происходящими внутри

ледяного покрова, то основные уравнения и граничные условия при учете ледяного покрова не должны отличаться от аналогичных уравнений и условий в случае отсутствия льда на поверхности моря. Исключением является динамическое условие на границе вода-лед, в котором появляются дополнительные слагаемые, обусловленные упругими свойствами льда, сил инерции и сил сжатия-растяжения, действующих на ледяной покров.

Рассмотрим на вращающейся Земле заполненный однородной жидкостью канал постоянной глубины $z = -H = \text{const}$, ограниченный прямолинейными берегами при $y = 0$ и $y = L$. Будем полагать, что сверху канал ограничен ледяным покровом постоянной толщины h . Ось z направлена вертикально вверх, ось x совпадает с линией берега $y = 0$, ось y направлена по нормали к берегу в сторону открытого моря.

Исходная линеаризованная система уравнений движения в приближении идеальной жидкости имеет следующий вид [2, 5]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x}; \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad (2)$$

$$\varepsilon^2 \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial z}; \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (4)$$

где u , v - компоненты горизонтальной скорости вдоль осей x и y соответственно; w - вертикальная скорость; P - отклонение давления от гидростатического, $\rho_w = \text{const}$ -

плотность морской воды; $f = \text{const}$ - параметр Кориолиса. Параметр ε введен для возможности изучения перехода от общего случая, когда этот параметр равен единице, к приближению гидростатики, когда он равен нулю. Как будет видно из дальнейшего, переход к пределу $\varepsilon \rightarrow +0$ эквивалентен приближению длинных волн.

Уравнения (1)-(4) стандартной процедурой [2] сводятся к одному уравнению для давления $P = P(x, y, z, t)$:

$$\varepsilon^2 \frac{\partial^2 \Delta P}{\partial t^2} + \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + f^2 \right) \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = 0. \quad (5)$$

Поставленную задачу следует дополнить граничными условиями на берегах (которые будем полагать отвесными), дне и нижней поверхности льда. На берегах нормальная составляющая скорости равна нулю, т. е.

$$v|_{y=0, L} = 0. \quad (6)$$

На дне выполняется условие непротекания жидкости, которое в рассматриваемом случае постоянной глубины океана имеет вид:

$$w|_{z=-H} = 0. \quad (7)$$

На нижней кромке льда $z = 0$ выполняются линеаризованные кинематическое

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = w \quad (8)$$

и динамическое условия

$$P - g\rho_w \eta = P_a, \quad (9)$$

где $\eta = \eta(x, y, t)$ - прогиб ледяной поверхности, g - ускорение свободного падения,

$P_a = P_a(x, y, t)$ - давление непосредственно на границе вода – лёд.

Необходимое для дальнейшего выражение для прогиба $\eta(x, y, t)$ через давление $P|_{z=0}$ на нижней границе льда найдем из уравнения (3) и кинематического условия (8):

$$\varepsilon^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial z} \Big|_{z=0}. \quad (10)$$

Будем моделировать лед лежащей в горизонтальной плоскости тонкой упругой пластиной постоянной толщины h . Это предположение хорошо подтверждается экспериментальными данными [3, 4]. Из уравнений для свободных колебаний такой пластины находим давление P_a на нижней границе льда [1]:

$$\frac{1}{\rho_w} P_a = \mathcal{P} \eta, \quad (11)$$

где $\mathcal{P} = B \Delta^2 + Q \Delta + M \partial^2 / \partial t^2$, $\Delta = \partial^2 / \partial x^2 + \partial^2 / \partial y^2$ и

$$B = \frac{E h^3}{12(1-s^2)\rho_w}, \quad Q = \frac{K h}{\rho_w}, \quad M = \frac{\rho_I h}{\rho_w}. \quad (12)$$

Здесь B – коэффициент цилиндрической жесткости (или жесткости при изгибе) льда, E - модуль Юнга, s – коэффициент Пуассона, K – коэффициент сжатия льда, $\rho_I = \text{const}$ - плотность льда. Слагаемые, пропорциональные B , M и Q возникают соответственно из-за упругих свойств льда; сил инерции и сил сжатия – растяжения, действующих на ледяной покров. Нужно отметить, что числовые значения механических характеристик морского льда – модуля упругости льда (модуля Юнга) E и сжатия K - известны с очень небольшой точностью.

Из (11) и динамического условия (9) имеем

$$P|_{z=0} = \rho_w (g + \mathcal{P}) \eta. \quad (13)$$

Отсюда в силу (10) находим единственное граничное условие на нижней поверхности льда:

$$\left[\varepsilon^2 \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} + (g + \mathcal{P}) \frac{\partial P}{\partial z} \right]_{z=0} = 0. \quad (14)$$

Условия на берегах (6) и дне (7) следующим образом выражаются через отклонение P давления от гидростатического:

$$\left(\frac{\partial^2 P}{\partial y \partial t} - f \frac{\partial P}{\partial x} \right)_{y=0, L} = 0; \quad (15)$$

$$\left. \frac{\partial P}{\partial z} \right|_{z=-H} = 0. \quad (16)$$

Таким образом, нужно решить уравнение (5) при граничных условиях (14)–(16).

Будем искать решение задачи (5), (14)–(16) в виде плоской волны, распространяющейся вдоль оси x :

$$P(x, y, z, t) = e^{i(kx - \omega t)} p(y, z).$$

Тогда для амплитуды $p(y, z)$ получаем следующее уравнение:

$$(\omega^2 - f^2) \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} + \varepsilon^2 \omega^2 \left(\frac{\partial^2 p}{\partial y^2} - k^2 p \right) = 0 \quad (17)$$

и граничные условия:

$$\left\{ \left[g + B \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2} - k^2 \right) + Q \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2} - k^2 \right) - M \omega^2 \right] \frac{\partial p}{\partial z} - \varepsilon^2 \omega^2 p \right\}_{z=0} = 0; \quad (18)$$

$$\left. \frac{\partial p}{\partial z} \right|_{z=-H} = 0; \quad (19)$$

$$\left(\omega \frac{\partial p}{\partial y} + k f p \right)_{y=0, L} = 0. \quad (20)$$

ВОЛНЫ КЕЛЬВИНА В ПОЛУПЛОСКОСТИ

Ограничимся рассмотрением наиболее простого случая волн Кельвина в полуплоскости $0 \leq y < \infty$, когда ширина канала $L \rightarrow \infty$. Разделяя переменные в уравнении (17) и учитывая условие на дне (19), получим:

$$p(y, z) = a e^{-\mu y} \operatorname{ch}[\varepsilon \lambda (H + z)], \quad (21)$$

где $a = \text{const}$ - амплитуда волны Кельвина. Постоянные $\mu > 0$ и λ согласно уравнению (17) связаны соотношением:

$$(\omega^2 - f^2) \lambda^2 + \omega^2 (\mu^2 - k^2) = 0. \quad (22)$$

Из условия на берегу (20) при $y = 0$ и соотношения (22) находим:

$$\mu = f k / \omega; \quad \lambda = |k|. \quad (23)$$

Следовательно, $p(y, z) = a e^{-(f k / \omega) y} \operatorname{ch}[\varepsilon |k| (H + z)]$.

Условие (18) дает дисперсионное уравнение для волн Кельвина в полуплоскости с учетом ледяного покрова:

$$\varepsilon \omega^2 = g_k(\omega, k) |k| \operatorname{th}(\varepsilon |k| H), \quad (24)$$

где

$$g_k(\omega, k) = g + \left[B k^4 \left(\frac{\omega^2 - f^2}{\omega^2} \right)^2 - Q k^2 \left(\frac{\omega^2 - f^2}{\omega^2} \right) - M \omega^2 \right] \quad (25)$$

Как видно из (25), влияние ледяного покрова в дисперсионном уравнении (24) для волн Кельвина описывается тремя слагаемыми, стоящими в квадратных скобках. При $\varepsilon \rightarrow +0$ давление P в силу (21) перестает зависеть от глубины. Такой же результат получается, если в (21) и (24) перейти к пределу малых волновых чисел k , поэтому переход к пределу $\varepsilon \rightarrow +0$ и приближение длинных волн эквивалентны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука, 1965. 204 с.
2. Музылев С.В. Волны в океане под ледяным покровом: основы теории и модельные задачи. // В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: «Триада ЛТД». 2010. С. 315-345.
3. Тимохов Л.А, Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов (математические модели). Л.: Гидрометеиздат, 1987. 272 с.
4. Хейсин Д.Е. Динамика ледяного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 216 с.
5. Pedlosky J. Waves in the Ocean and Atmosphere. Springer, 2003. 264 p.

МОРФОЛИТОДИНАМИЧЕСКАЯ РОЛЬ ЛЬДА В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

А.Б. Муркалов

*Одесский национальный университет имени И.И. Мечникова,
Одесса, Украина
e-mail: physgeo_onu@ukr.net*

ВВЕДЕНИЕ

Роль льда, как активного геоморфологического фактора в береговой зоне Мирового океана изучена достаточно полно для замерзающих морей [2, 3].

В докладе приведены результаты регионального качественного и количественного изучения морфолитодинамической роли льда в береговой зоне северо-западной части Черного моря.

КОСВЕННОЕ ВЛИЯНИЕ ЛЬДА

Косвенное влияние льда проявляется в блокировке берега от прямого воздействия волн на берег и подводный склон при формировании берегового припая, смерзании поверхности пляжа и дна, скопления льда на некотором расстоянии от берега, формировании желобов стока и рытвин при таянии льда.

ПРЯМОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛЬДА

Прямое воздействие льда проявляется в изъятии, транспортировке и переотложении наносов, а также изменении рельефа аккумулятивных форм при выпаживании торосами и льдинами поверхности и дна, формировании криогенных форм рельефа.

Зимой формируется облик пляжа (рис. 1), который можно условно разделить морфологически на три зоны: приурезовую, центральную и тыльную [1, 2, 4].

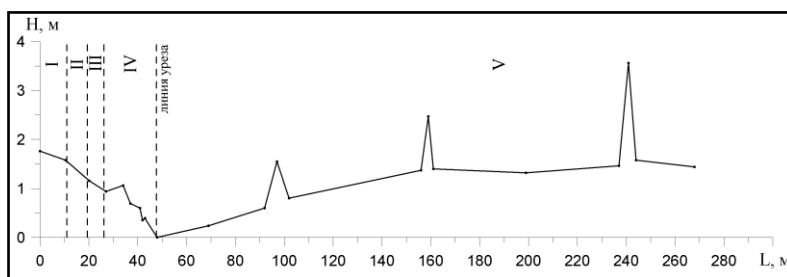


Рис. 1. Основные морфологические зоны пляжа в центральной части Одесского залива при формировании ледяного покрова. Зоны I – IV – пляж: I – слои золотых наносов со снегом и льдом, II – несмерзшийся сухой песок, III – снег и лед без наносов, IV – смерзшиеся валы песка и гравия; V – зона сплошного льда и торошения

Отмечается влияние льда и на динамику подводного склона (рис. 2). При этом возрастает рельефообразующая роль прибрежно-морских течений.

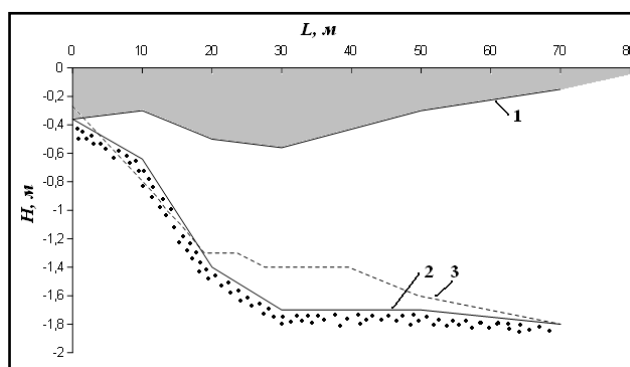


Рис. 2. Динамика подводного склона (2, 3) искусственного пляжа, блокированного береговым припаем (1)

ВЛИЯНИЕ ЛЬДА НА НАНОСЫ

Влияние льда на наносы пляжей открытого берега изучено, по сравнению с заливами, в меньшей степени [2, 3, 5]. На замерзшей поверхности пляжа происходит формирование

валов из песка, гравия или гальки. Высота валов достигает 0,4-0,8 м. толщина льда на поверхности пляжа составляет 0,2-0,5 м (рис.3). Ширина достигает 1 м. при этом в них заключается 1,2-1,4 м³/м наносов.

На поверхности формируется своеобразное распределение наносов по крупности (рис. 3). Крупность наносов увеличивается к тылу пляжа. Незначительный скачок крупности отмечается в центре пляжа – в пределах первого вала. Между урезом и двумя валами крупность наносов снижается, что связано либо с отсутствием наносов на поверхности льда, либо отложением более мелких частиц обратным прибойным потоком при стекании с валов или заплесках при более слабых волнениях.

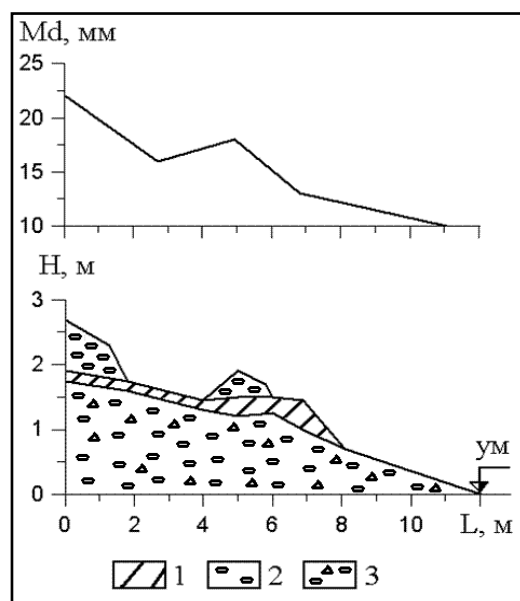


Рис. 3. Морфология пляжа и распределение наносов по крупности прислоненного пляжа на открытом берегу под влиянием ледяного припая: 1 – сплошной лед, 2 – галька, 3 – гравийно-галечные наносы

Изменение содержания включенных в лед наносов на исследуемом участке побережья представлено в таблице 1.

Таблица 1.

Содержание включенных в лед наносов на участке
побережья северо-западной части Черного моря

Участок берега	Содержание наносов во льду по профилю, г
Искусственный пляж	186,5
Северный фланг залива	15,76
Центр залива	106,61
Южный фланг залива	111,52

ВЫВОДЫ

1. Лед оказывает прямое и косвенное воздействие на пляжи.
2. Ледовый фактор как поставщик осадочного материала в береговую зону морей и океанов заметен на отдельных участках и в целом является локальным.
3. Ледовый фактор приводит к выносу осадочного материала, как на сушу, так и в открытое море.
4. Для активного действия ледового фактора необходим ряд благоприятных условий: пологий уклон берега и подводного склона, продолжительные ветры с большими скоростями (более 10 м/с), частые и высокие сгоны и нагоны либо приливные колебания уровня, обилие наносов.
5. Под воздействием ледового фактора береговая зона разделяется на динамические подзоны.
6. Ледовый вынос материала с искусственных и пляжей открытого берега в 2 раза больше выноса с бухтового.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 710 с.
2. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. М.: Изд-во МГУ, 2011. 173 с.
3. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. № 3, 1985. С. 70-77.
4. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 238 с.
5. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря. М.: Недра, 1989. 198 с.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ИНДЕКСОВ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА¹

М.А. Науменко, С.Г. Каретников, В.В. Гузиватый
Институт озероведения Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия
e-mail: m.naumenkoa@limno.org.ru

¹ Данная работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 16-55-76025 “Евразийские озёра в экстремальных климатических условиях”)

ВВЕДЕНИЕ

Ледовый режим Ладожского озера демонстрирует сильную зависимость от межгодовых вариаций зимних климатических условий. В качестве характеристики суровости ледового режима крупнейшего в Европе озера была выбрана продолжительность полного покрытия озера льдом, которая может изменяться от 1 суток для мягких зим до 133 суток для экстремально холодных зим [1]. В теплые и экстремально теплые зимы озеро не покрывается льдом полностью, максимальная степень покрытости может не превышать 30-40%. Целью настоящей работы является оценка влияния на ледовый режим Ладожского озера вариаций атмосферной циркуляции, выражаемой шестью среднемесячными индексами NAO, AO, EA, EA/WR, POL и SCAND за период с 1950 по 2013 годы.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

Одиннадцать ледовых параметров, которые были использованы для анализа, были следующие: максимальные суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха за морозный период по метеостанции Сортавала (MAFDD); даты максимальных сумм отрицательных среднесуточных температур воздуха за морозный период по метеостанции Сортавала (DMAFDD); дата начала ледовых явлений, фиксируемых с искусственных спутников (FI); дата достижения 50% при замерзания (D50a); дата начала полного ледостава (DCCa); дата начала вскрытия (DCCd); продолжительность полного ледостава (DuCC); продолжительность 50% покрытия льдом (Du50); дата достижения 50% при таянии (D50d); продолжительность общих ледовых явлений (ToDu); относительный индекс ледовитости RICl, характеризующий ледовое состояние озера одним числом [2,3].

В качестве необходимых метеорологических параметров были использованы среднемесячные температуры воздуха за указанный период по метеостанции Сортавала, а также максимальные суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха за морозный период (MAFDD) и даты максимальных сумм отрицательных среднесуточных температур воздуха за морозный период (DMAFDD).

Предыдущее тепловое состояние было охарактеризовано несколькими параметрами, а именно максимальные суммы положительных среднесуточных температур воздуха за период предыдущего лета по метеостанции Сортавала (MAPDD); продолжительность периода с положительными среднесуточными температурами воздуха за период предыдущего лета (DuPD); средняя температура воздуха за теплый период (AVTWP); дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C осенью (DT+/-); дата перехода средней температуры поверхности воды Ладожского озера через 6°C (DWT6).

При анализе был использован традиционный статистический и корреляционный анализ. Были проверены ряды на однородность по указанным ледовым параметрам и индексам атмосферной циркуляции. Исходный 64-летний ряд указанных параметров был разбит на две части – с 1950 по 1980 годы и с 1979 по 2013 годы. Первый период – период с условно стационарным состоянием атмосферных процессов, второй – период, когда климатические изменения стали значимы. Продолжительность обоих периодов превышает 30 лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Проверка на однородность индексов циркуляции показала, что для анализируемых периодов существуют значимые различия по критерию Стьюдента, Фишера, Левена и

Броуна-Форсайта только для определённых месяцев (рис. 1). Так, например, для NAO, AO и SCAND в октябре, для EA – четыре месяца с октября по январь. Среднемесячные температуры воздуха значительно отличаются в весенние месяцы – марте, апреле и мае.

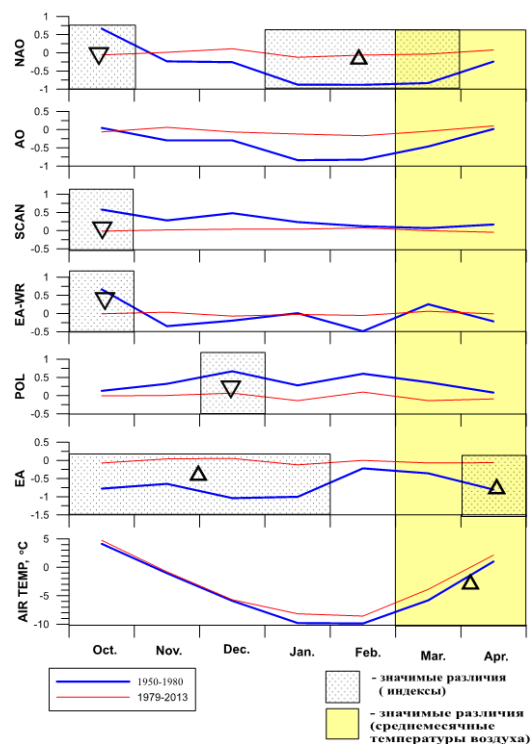


Рис. 1. Изменения среднемесячных индексов атмосферной циркуляции и температуры воздуха в течение двух периодов с 1950 по 1980 годы и с 1979 по 2013 годы

Ледовые параметры неоднородны, только три из одиннадцати параметров имеют значимые отличия для указанных периодов. Продолжительность 50% покрытия озера ледяным покровом (Du50) уменьшилась с 108 до 86 суток. Дата достижения 50% при таянии (D50d) изменилась

с 28 до 12 апреля. Интегральный показатель ледовитости RICI уменьшился с 0.98 до 0.78.

Было показано [1,4], что ледовые характеристики Ладожского озера (например, RICI) для зим с разной суровостью могут значительно различаться при одной и той же величине индекса NAO. Это позволяет предположить, что между индексами (т.е. атмосферными процессами) могут иметь место нелинейные взаимодействия, которые представляет интерес выявить, что должно повысить уровень статистических связей между ледовыми характеристиками и атмосферными индексами. Для этого была создана матрица линейных коэффициентов корреляции размером 372×11 , где первая цифра это количество предикторов, в том числе 342 – сумма индексов и их сочетаний, а 11 – количество ледовых характеристик, которые необходимо прогнозировать. Чтобы исследовать нелинейные взаимодействия атмосферных процессов, были рассчитаны сочетания индексов, которые представляли собой произведение индексов либо их квадраты, например для NAO:

NAO_i , NAO_i^2 , $NAO_i * TCI_i$, $NAO_{i-1} * TCI_i$,

где i – месяц (1-октябрь, 2-ноябрь, 3- декабрь, 4-январь, 5-февраль, 6-март); TCI – индекс атмосферной циркуляции (NAO, AO, SCAND, EA/WR, EA, POL).

На рис. 2 показано как изменяются величины значимых коэффициенты детерминации для различных групп предикторов и количество значимых предикторов для каждой группы. Наибольшее количество имеют индексы атмосферной циркуляции и их нелинейные сочетания.

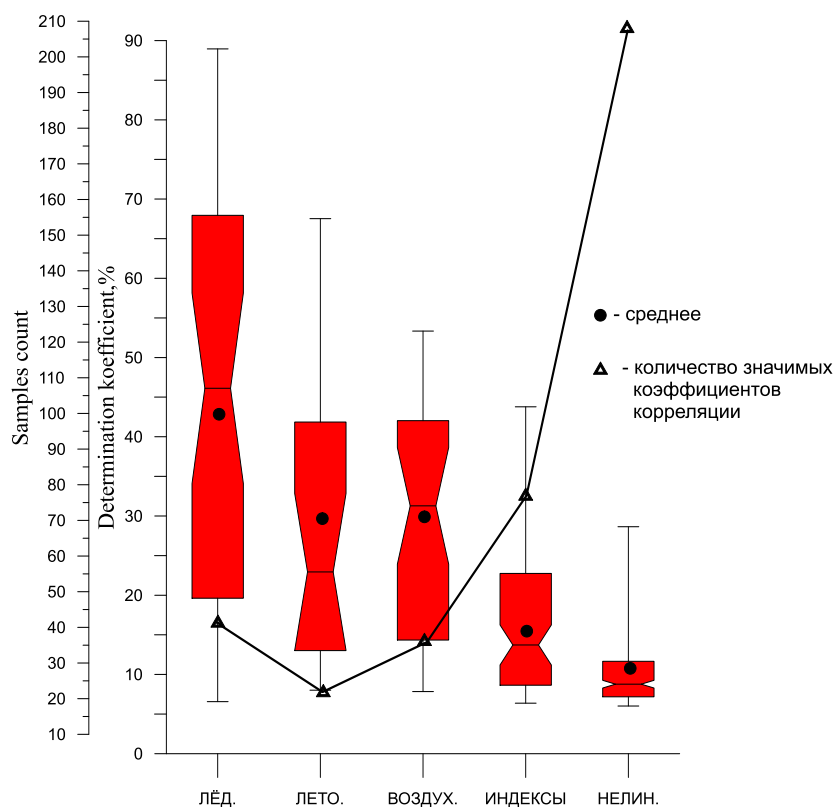


Рис. 2. Статистические характеристики значимых коэффициентов детерминации и количества значимых предикторов ледовых характеристик Ладожского озера

Рисунок 2 демонстрирует важную роль нелинейных факторов для прогноза различных характеристик ледового режима Ладожского озера в зависимости от суровости ледовых условий.

Анализ показывает, что в экстремальные годы большая часть ледовых характеристик значимо связана с меньшим количеством предикторов, чем для средних условий, и коэффициент детерминации этих связей очень высок (от 60

до 90%). Исключение составляют две характеристики ледового режима Ладожского озера – дата начала ледовых явлений и общая продолжительность ледовых явлений: для экстремально теплых зим необходимо большее количество предикторов для оценки этих характеристик, чем для средних и холодных условий.

В настоящий период по сравнению с предыдущим тридцатилетним периодом увеличилось количество теплых и экстремально теплых лет в районе Ладожского озера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Karetnikov S., Naumenko M. Lake Ladoga ice phenology: mean condition and extremes during last 65 years. *Hydrological processes* 2011, 25, 2859-2867.
2. Karetnikov S., Naumenko M. Recent trends in Lake Ladoga ice cover. // *Hydrobiologia*, 2008. Vol. 599. Pp. 41-48.
3. Каретников С.Г., Науменко М.А. Ледовый режим. // В кн. "Ладога". Под ред. В.А. Румянцева и С.А. Кондратьева. Нестор-История. Санкт-Петербург, 2013. С. 152-163.
4. Науменко М.А., Гузиватый В.В., Каретников С.Г. Межгодовые вариации ледового режима Ладожского озера и их связь с атмосферной циркуляцией. // Тр. VIII Междунар. науч.-практ. конф. "Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей" (24-27 ноября 2014 г., РУДН): в 2 т. Т. 1.; РУДН, Москва. С. 508-517.

АККУМУЛЯЦИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ И ВЗВЕСИ НА ГЕОХИМИЧЕСКОМ БАРЬЕРЕ РЕКА-МОРЕ В АРКТИКЕ (ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ)¹

И.А. Немировская, З.Ю. Реджепова, А.В. Травкина
*Институт океанологии им. П.П. Шишова Российской
академии наук, Москва, Россия*
e-mail: nemir@ocean.ru

ВВЕДЕНИЕ

По модели, предложенной академиком А.П. Лисицыным, барьер река — море состоит из двух основных частей, принципиально различающихся по их функциям: абиотическая часть, прилегающая к речному устью и биотическая, расположенная у морского края зоны смешения. Абиотическая часть в свою очередь состоит из двух частей: гравитационной зоны, где происходит осаждение песчано-алевритовых фракций и физико-химической зоны, где происходит захват коллоидов и растворенных соединений (зона флокуляции и коагуляции). Эти зоны характеризуются высокой мутностью вод и затрудненным фотосинтезом. После осаждения различных соединений с просветлением воды происходит развитие фитопланктона и возникает биологическая зона (ассимиляция и трансформация растворенных веществ минерального и органического

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00223); Президиума РАН (программа № 3), а также на этапе обобщения результатов и подготовки публикации при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 14-37-00047) и госзадания 0149-2014-003

состава) — «фитопланктонный насос». Действительно, как показали наши данные, наиболее высокий диапазон концентраций углеводов (УВ), как в растворенной форме (УВ_р), так и во взвеси (УВ_в) приурочен к устьевым областям рек, с удалением в пелагиаль их содержание резко снижалось (рис. 1).

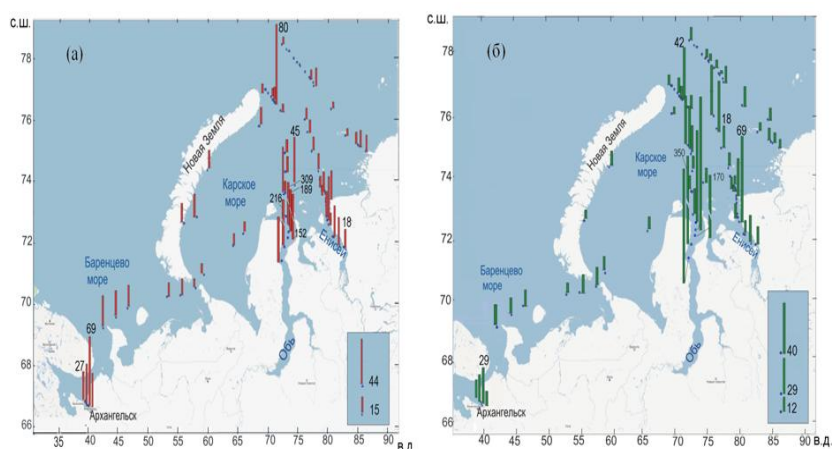


Рис. 1. Распределение алифатических УВ (мкг/л) во взвешенной (а) и растворенной (б) формах в поверхностных водах по маршруту 59 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» (сентябрь 2011 г.); для сравнения приведено распределение УВ в устье Оби в сентябре 2007 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В конце августа 2015 г. на разрезе от п. Архангельск в Карское море концентрации УВ при выходе из Северной Двины изменялись в 9 раз (162–18 мкг/л). При смешении речных вод с морскими с увеличением солености происходило не совсем равномерное уменьшение концентраций УВ синхронное с содержанием липидами и с взвесью: $r(\text{липиды} - \text{УВ}) = 0.98$, $r(\text{взвесь} - \text{УВ}) = 0.87$. При изменении солености от 0.4 до 1.4 psu (гравитационная зона) количество УВ уменьшалось в 1.8 раз. В физико-

химической области в процессах флокуляции и коагуляции происходило дальнейшее снижение их концентраций. Только в открытых водах Баренцева моря концентрации АУВ достигли фоновых значений 10 мкг/л.

На разрезе р. Енисей—Карское море в поверхностных водах соленость воды изменялась от 0.069 до 27.927 psu. Отношение между растворенной и взвешенной формами УВ ($УВ_v/УВ_p$) уменьшалось от южной к северной части разреза от 1.3 до 0.2 (рис. 2). В центральной части разреза на станциях в диапазоне солености 2.3–4.3 psu в физико-химической зоне маргинального фильтра увеличивалось содержание УВ, особенно во взвешенной форме (до 30.6 мкг/мг взвеси). Здесь наблюдались повышенные концентрации УВ и в донных осадках (рис. 2в). Приливно-отливные явления в водах разреза приводят к дополнительной изменчивости всех показателей. Поэтому не происходило плавного уменьшения отношения $УВ_v/УВ_p$ с увеличением солености, как в Обской губе. Максимум отношения $УВ_v/УВ_p$ приурочен к ст. 5021(4.67), с высокой концентрацией взвеси (1.04 мг/л). В биологической части маргинального фильтра (станции 5010, 5024–5026), где концентрация хл *a* возрастала в 2 раза от 0.482 до 0.995, содержание $УВ_v$ изменялось от 9.7 до 58.6 мкг/л. Последнее обусловлено изменением количества самой взвеси до 1.27 мг/л.

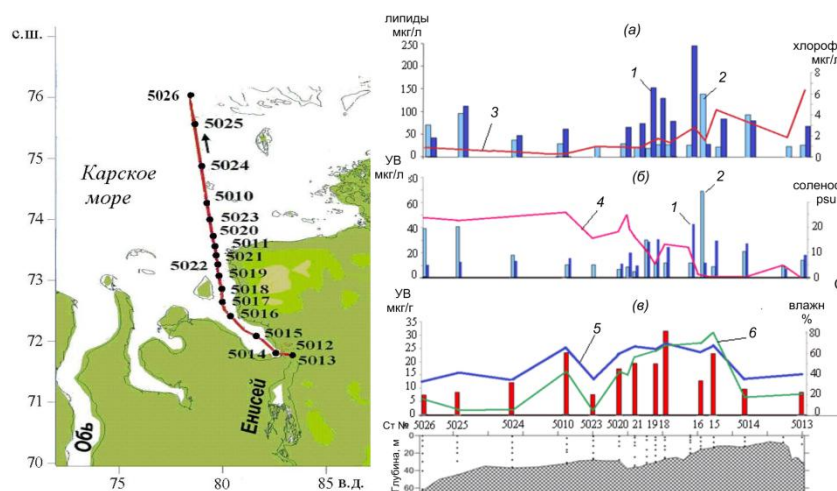


Рис. 2. Распределение концентраций различных соединений (а) и (б) в поверхностных водах, (в) – в донных осадках. 1 – липиды и УВ во взвешенной, 2 – липиды и УВ в растворенной формах, 3 - хл а, 4 – соленость, 5 – влажность, 6 – C_{org} . (на вставке расположение станций)

Концентрации ПАУ в поверхностных водах также снижались при переходе от устья Енисея к открытым водам в диапазоне 4.3–2.24 нг/л. В их составе, как и в устье Оби, доминировал фенантрен, образующийся в природных процессах; значительна доля перилена (особенно в физико-химической зоне), имеющего также биогенное происхождение. Поступление загрязняющих веществ сказывается на изменении доли бенз(а)пирена, которая уменьшалась в зонах маргинального фильтра в последовательности (%): гравитационная (13) > физико-химическая (5) > биологическая (0.4). Низкое содержание полиаренов во взвеси обусловлено большой скоростью течения речных вод и разбавлением речных морскими водами.

На разрезе в устьевой области р. Лены соленость поверхностных вод изменялась от 2 до 33 psu, т.е. мы не смогли захватить «речные» воды. Тем не менее, при увеличении солености от 2.65 до 9.62 psu концентрации УВ резко уменьшались от 43 до 14 мкг/л, а потом изменялись в меньшей степени. Минимальная концентрация УВ установлена в водах моря Лаптевых на ст. 5227 – 4 мкг/л (рис. 3, а).

Таким образом, общим для всех изученных районов при смешивании речных вод с морскими является резкое уменьшение концентраций органических соединений и взвеси в поверхностных водах (как в растворенной, так и взвешенной формах) в узкой прибрежной полосе. Такое их поведение характерно не только для арктических рек, но и для рек умеренного пояса. Открытых морских вод достигает резко трансформированный количественно и качественно речной осадочный материал, а вместе с ним и УВ. Необходимо отметить, что в Карском море в 2011 г. повышенный градиент концентраций ОС зафиксирован не только в устьевых областях Енисея, но и во фронтальной зоне в западной части разреза желоба Св. Анны (рис. 1). Здесь содержание УВ в поверхностных водах в растворенной форме на соседних станциях увеличилось в 4, а во взвешенной в 11 раз. Рост концентраций УВ, несмотря на превышение величины ПДК для нефтяных УВ, обусловлен естественными природными процессами. Увеличение содержания УВ происходило в области высоких градиентов температуры между арктическими и водами, опресненными материковым стоком, и маркировались также высокими градиентами концентраций хл а, растворенного ОВ и взвеси.

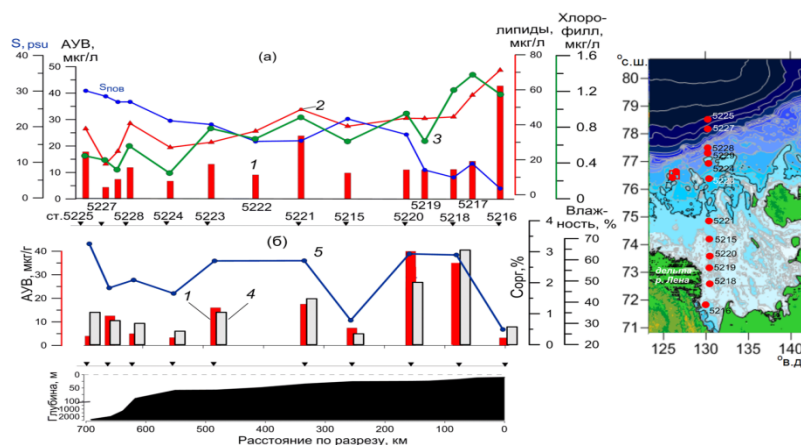


Рис. 3. Распределение на разрезе р. Лена – море Лаптевых в 2015г. (а) – в поверхностных водах во взвеси АУВ (1), липидов (2), хлорофилла (3) и солености; (б) – в донных осадках АУВ (1), $C_{орг}$ (4) и влажности (5)

Изменение состава УВ приводит к тому, что во взвеси поверхностных вод доминируют низкомолекулярные автохтонные алканы. Трансформация антропогенных УВ, транспортируемых реками, несмотря на низкие температуры в морской среде, происходит довольно быстро. Микропланктон высоких широт активно усваивает и перерабатывает органическое вещество из-за низких величин энергии активации основных реакций метаболизма (3–6 ккал/М), сопоставимых с интенсивностью обмена в теплых водах. В процессе седиментации количество автохтонных алканов уменьшается. Поэтому в осадках преобладают, как правило, более устойчивые аллохтонные (терригенные) алканы. Низкомолекулярные полиарены транзитом проходят зону смешения речных вод с морскими, и на фоне уменьшения концентраций ПАУ возрастает доля фенантрена. С глубиной захоронения содержание УВ и ПАУ уменьшалось даже быстрее, чем ОВ, в отдельных случаях максимум УВ соответствовал минимуму $C_{орг}$.

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 Пура и Надыма, характеризуются как «чрезвычайно грязные», а воды р. Таз как «значительно загрязненные». Видимо, более значимым процессом загрязнения донных осадков становится дальний перенос загрязняющих веществ с водами протоков, пересекающих районы нефтедобычи. Уменьшение их концентраций в последующие годы может свидетельствовать, как о разложении нефтяных УВ, так и о погребении донных осадков слоем поступающих новых, относительно чистых.

ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ НА ДНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ¹

С.А. Огородов

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия
e-mail: ogorodov@aha.ru*

Ледово-экзарационные формы рельефа, встречающиеся на дне замерзающих морей и крупных озер, в настоящее время достаточно хорошо известны и описаны в современной научной литературе [4], однако их можно встретить и на суше. Такие формы обнаружены при анализе космических и аэрофотоснимков на бывшем дне северо-восточного побережья Аральского моря (рис. 1). В средствах массовой

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 14-05-00408a

информации, на телевидении [5], в ряде изданий казахстанской прессы [6], и в среде околонушной общественности эти формы интерпретируются как следы божественного происхождения или следы деятельности инопланетян, приводятся сравнения с изображениями на плато Наска в Южной Америке, отмечая, что эти «следы» находятся на одной и той же широте. Вместе с тем, если проанализировать природные условия [2] высыхающего бассейна Арала, то всякое сомнение в генезисе этих «следов» проходит, и они интерпретируются как борозды ледового выпаживания.

Казахстанские геоглифы (гигантские рисунки на земной поверхности) впервые обнаружил сотрудник Казахстанского гидрометеорологического института Борис Смердов [6]. В 1990 году занимаясь вопросами катастрофического падения уровня моря он проанализировал аэрофотоснимки на обсыхающее дно Аральского моря. На них он обнаружил множество непонятных фигур: на дне, на суше, вдоль береговой линии. «Эти фигуры нескольких видов: одни - в виде параллельных прямых линий, другие выполнены так, словно кто-то водил циклопического размера рукой по дну гребенкой или просто пытался что-то нарисовать». Ширина линий составляет от 2 до 50 м, большинство 10-12 м, протяженность от 200 м до нескольких километров, в среднем от 500 м до 1 километра. Однако, вероятно, за недостаточностью в эпоху СССР знаний по вопросам, связанным с экзарационным воздействием льдов в замерзающих морях, Б. Смердов отверг возможность образования этих форм в результате ледового выпаживания.

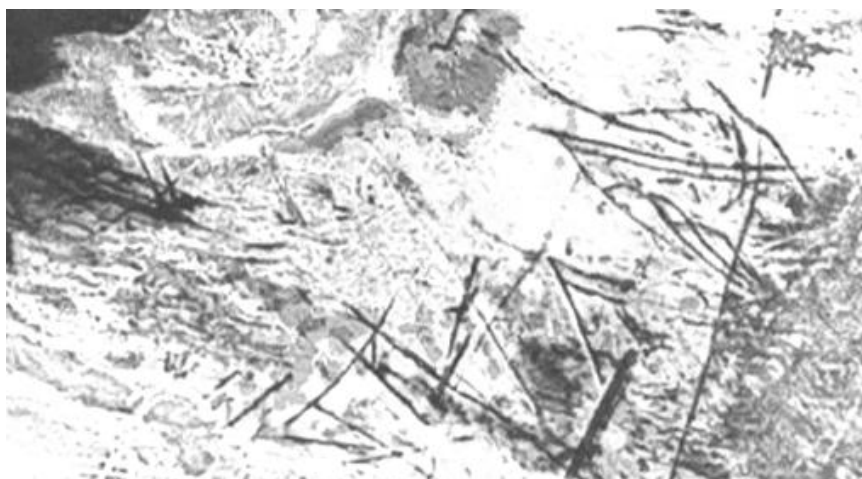


Рис. 1. Борозды ледового выпихивания на космическом снимке современного побережья Аральского моря, масштаб изображения – 2х4 км (обработка © ООО ИТЦ «СКАНЭКС»)

Площадь Аральского моря по состоянию на 1960 г. перед началом падения уровня составляла 69 тыс. кв. км, объем воды – 700 куб. км, соленость 12 промилле. За 50 лет падения уровня, составившего около 25 метров, площадь сократилась до 11 тыс. кв. км, объем воды – до 70 куб. км, соленость в искусственно поддерживаемой Казахстаном акватории Малого Аральского моря составила 10 промилле, в остальной части – около 100 промилле [7] (рис. 2, а). Глубина моря достигала более 60 м (рис. 2, б).



Рис. 2. Аральское море, а - космический снимок 2010 года (обработка © ООО ИТЦ «СКАНЭКС»); б – распределение глубин при отметке 53 м, абс. [2]

Климат Аральского моря [2] несколько более суровый по сравнению с близким по физико-географическим условиям Северным Каспием, где о существовании ледовой экзарации достаточно хорошо известно [1]. В феврале средняя температура воздуха достигает $-9 \div -12^{\circ}\text{C}$. Продолжительность ледового сезона сильно зависит от суровости холодного периода и в среднем длится с середины ноября до середины апреля. В холодные зимы к Февралю всю акваторию занимает припай. Мощность ровного льда колеблется от 65 до 115 см. Благодаря доминирующим в холодный период сильным северо-восточным ветрам (35% повторяемости), ледяной покров сильно наслоен и всторошен. Как отмечает [3], несмотря на рост солености, ледовый режим на фоне понижения уровня стал еще более суровым. Водоем вместе с уменьшением площади водного зеркала стал быстрее и на несколько дней раньше замерзать, а таяние льда начинается позже и проходит за более длительный период. Таким образом, на Аральском море, имелись все условия для весьма интенсивной экзарации дна ледяными образованиями. Сравнительный анализ очертаний и характера распределения следов экзарации на высохшем дне Аральского моря (рис. 1) аналогичен современным, также обнаруживаемых на современных космических снимках, следах экзарации дна на Северном Каспии (рис. 3). Большинство дешифрованных на Арале борозд приурочено к интервалу глубин 15-20 м (применительно к базовой отметке 53 м., абс., см. рис. 2, б), т.е. период их образования приурочен именно ко времени быстрого понижения уровня, так как зона наиболее интенсивной экзарации, исходя из схожих условий соседнего Каспия должна находиться на глубине от 3 до 6 метров. Падение уровня, достигавшее с середины 70-х до начала 90-х прошлого века до 70 см в год, происходило так быстро, что

борозды выпаживания не успевали заполняться наносами. За год осушалось сразу несколько километров поверхности бывшего дна. Волновая переработка на северо-восточном отмеле побережье практически отсутствовала в силу его отместости и доминирования штормовых ветров, дующих все с того же северо-востока. Хорошей сохранности борозд способствовал суглинистый характер грунта на дне, который здесь существенно отличается от Северного Каспия по составу донных осадков.



Рис. 3. Следы ледового выпаживания на дне Каспийского моря на спутниковом снимке NASA - <http://earthobservatory.nasa.gov>

В заключение, хотелось бы отметить, что изучение параметров ледово-экзарационного рельефа на бывшем дне Аральского моря имеет большое фундаментальное и прикладное значение для понимания условий и

интенсивности экзарации дна на мелководных замерзающих морях и крупных озерах. Климатические и антропогенные изменения любого порядка могут приводить к кардинальной перестройке природной среды и менять условия формирования и сохранности ледово-экзарационного рельефа на морском дне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бухарицин П.И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря // Водные ресурсы. 1984. № 6. С. 115-123.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1990. Т. 7: Аральское море. 195 с.
3. Михайлов В.Н. Почему обмелело Аральское море // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 2. С. 85-90.
4. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике береговой зоны арктических морей // Водные ресурсы. 2003. Т. 30, № 5. С. 555-564.
5. РЕН ТВ «Секретные территории». Выпуск 98 «Климат планеты», эфир от 21 06 2013: <http://ren.tv/video/epizod/6749>.
6. Хегай М. Тайные знаки Арала // Республиканская газета «Караван», 2.08.2013, <http://www.caravan.kz/gazeta/tajjnye-znaki-arala-71344>.
7. National Geographic, <http://www.nat-geo.ru/nature/217711>.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ НА ОБЪЕМ ОБРУШЕНИЯ БЕРЕГА¹

А.В. Остякова

Институт водных проблем Российской академии наук,

Москва, Россия

e-mail: alex-ost2006@ya.ru

Вода является важнейшим жизнеобеспечивающим ресурсом [1]. Основным источником водоснабжения городов становятся водохранилища. Они же используются и как объекты транспортно-энергетического, сельскохозяйственного, рекреационного назначения. В последние годы отмечается ухудшение состояния водохранилищ вследствие влияния климатических и, в первую очередь, антропогенных факторов, а именно их загрязнения и нерационального использования, в том числе из-за обрушения неукрепленных берегов, которое происходит по причине эрозионных процессов и нарушения устойчивости земляных масс, происходящего при изменении уровня воды в водохранилище (рис. 1). Это приводит к уменьшению площадей земель, ухудшению качества воды, здоровья и условий жизнедеятельности людей [2].

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-00342а)



*Рис. 1. Берег Угличского водохранилища
после весеннего сброса воды перед паводком, 2013 год*

Обрушаться берега могут «внезапно», накопив необходимую нагрузку для потери устойчивости, часто в виде оползней, выпоров и других форм с образованием поверхности обрушения. Основные виды воздействий на массивы грунтов, подвергающихся переработке, а также формы обрушения берегов представлены в [3, 4].

При резком изменении уровня воды в водохранилище (при регулировании, а также волновой природы) изменяются физико-механические свойства грунтов, слагающих берег, а также нагрузка на склон. При понижении уровня воды водонасыщенный грунт дает дополнительную нагрузку на границу профиля продольного равновесия (поверхность скольжения), что уменьшает устойчивость склона. При повышении уровня, что наблюдается, например, в паводок,

увеличиваются скорости течения, это способствует потере устойчивости и размыву берега. Ледообразование и зарастание водоемов также способствует размыву берегов.

В данной работе на примере Угличского водохранилища приведены результаты расчета объема обрушения при резком понижении уровня воды в водохранилище. За расчетный год взят 2013-й, так как в этом году из-за снежной зимы колебания уровня в Угличском водохранилище в некоторых створах были значительны – в Кимрском районе превышение НПУ составило 3,95 м, в Кашинском районе на 1,4-1,7 м, в Калязинском и Угличском – на 0,15-0,3 м. Скорости воды, стекающей со склонов, тоже были повышены. Резкий сброс воды через Угличский гидроузел привел к активному обрушению береговых склонов (рис. 1).

Согласно [5, 6] максимальная глубина в водохранилище равна 23 м, средняя глубина 5 м, глубина воды у берега $0,6 \div 2$ м, отступление берега $0,6 \div 6$ м, протяженность береговой линии водохранилища 883 км, длина берегов:

- подверженных эрозии 130 км;
- из них в аварийном состоянии находится 5 км;
- зарастающих 45 км;
- нейтральных 543 км.

Берега Угличского водохранилища сравнительно высокие (до $10 \div 15$ м) [7], в зависимости от вида грунта и его водонасыщенности за счет талых и дождевых вод, сложены преимущественно моренными суглинками Волжско-Шошинской моренно-зандровой равнины и моренно-озерной Калязинско-Рыбинской равнины. По данным [8] вследствие систематических колебаний уровня воды, резких изменений скорости и направления течения, ударных волн происходит размыв, оползневые подвижки. Отступление

берегов на отдельных участках достигает $6\div 7$ м в год, подступив вплотную к жилым домам, зданиям и сооружениям производственного, хозяйственного, социально-культурного назначения, церквям, историческим памятникам, дорогам, кладбищам.

Расчет потери устойчивости береговых откосов и склонов, сложенных сыпучим или связным грунтом, объема массива обрушения, формы равноустойчивого откоса предельной крутизны для грунтов, обладающих сцеплением, могут производиться с использованием различных методов: Чугаева, Шахунянца, Феллениуса (Петтерсона), Гольдштейна, Терцаги, Бишопа, Спенсера и др. [9-14]. Часто при расчетах используются программные комплексы типа GEO5.

На рис. 2 приведена схема расчета объема обрушения берегового склона по методу круглоцилиндрических поверхностей скольжения грунта. На схеме показан расчет случая резкого понижения уровня воды с отметки $\nabla 1$ до отметки $\nabla 2$ (линия W-W), что происходит при сбросе воды в нижний бьеф. При резком понижении уровня воды объемный вес грунта γ , угол внутреннего трения ϕ и сцепление c в расчете соответствовали случаю периодического увлажнения грунтов (см. таблицу 1).

Для случая до начала понижения уровня воды ($\nabla 1$, глубина 5 м) расчет показал при одних и тех же параметрах, что обрушения не будет, коэффициент устойчивости η увеличился по сравнению со случаем уменьшения уровня воды.

Таблица 1.

Некоторые измеренные характеристики грунта

Состояние грунта	Высота склона	γ, φ, c
Сухой (маловлажный)	$\approx 5,5$ м	$\gamma = 17,5 \text{ кН/м}^3$, $\varphi = 19^\circ, c = 34 \text{ кПа}$
Влажный (пластичный)	2,8 м	$\gamma = 18 \text{ кН/м}^3$, $\varphi = 18^\circ, c = 19,5 \text{ кПа}$
Насыщенный водой (сильноувлажненный)	1,65 м	$\gamma = 18,3 \text{ кН/м}^3$, $\varphi = 16^\circ, c = 15 \text{ кПа}$
В текучем состоянии	$< 0,5$ м	$\gamma = 8,3 \text{ кН/м}^3$, $\varphi = 9 \div 12^\circ, c = 5 \text{ кПа}$

Примечание. Для моренного суглинка Угличского водохранилища.

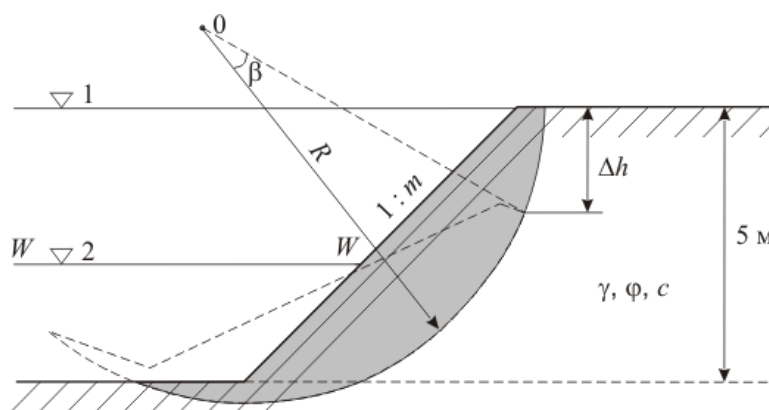


Рис. 2. Схема обрушения по методу круглоцилиндрической поверхности скольжения грунта

Существуют и другие методы расчета объемов обрушения при колебаниях уровня воды, в том числе с учетом волнения, например, описанный в [15]. Объем массы обрушения и отступление берега рассчитывалось согласно [15] при понижении НПУ на 0,5 м, 1 м, 2 м, 3 м, как и в случае расчета по методу круглоцилиндрических поверхностей скольжения. Величина S_k , рассчитанная по Пышкину (рис. 3), равна 12 м при падении уровня на 3 м.

Сравнение двух выше описанных методов дало погрешность 10-15 %. Фактическое обрушение измерено на натурном объекте, сравнение с расчетом по методу круглоцилиндрических поверхностей скольжения показало удовлетворительную точность.

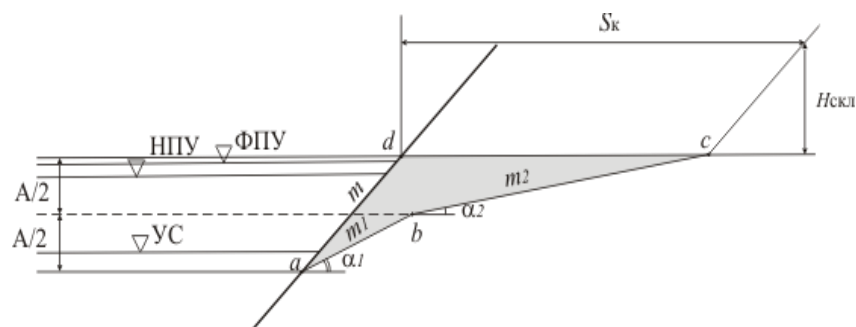


Рис. 3. Расчет объема обрушения склона берега на 1 м ширины по [15], S_k – отступление берега

Анализ результатов показал, что расчет по [15] дает несколько завышенную величину объема обрушения берегового склона, чем метод круглоцилиндрических поверхностей, в котором кроме прочего определяется минимальный коэффициент устойчивости поверхности скольжения при обрушении, что уточняет объем обрушения. Метод расчета по Пышкину учитывает высоту волн при высоком уровне воды и при сработке. В таблице 2 представлены результаты расчета объема призмы обрушения на 1 м ширины берегового склона по двум вышеописанным методам при сработке водохранилища. Поскольку протяженность неукрепленных берегов Углицкого водохранилища значительная, то объем обрушения грунта, попадающий в водохранилище, тоже значителен.

Таблица 2.

Расчет объема обрушения на 1 м ширины берегового склона

№ пп	Разница отметок при сработке, м	Объем призмы обрушения по [9], м ³	Объем призмы обрушения по [15], м ³
1	0,5	-	4,39
2	1	-	14,43
3	2	20,65	22,77
4	3	25,39	33,97

При перемещении объема обрушения по поверхности скольжения вниз часть этого объема поднимается выше отметки дна (см. рис. 2) и может быть снесена волнами либо течением (в случае реки). Для выше приведенного случая в таблице 3 приведен расчет при разной степени обрушения берега. При наличии конусовидных масс обрушения неукрепленных берегов их объем нужно считать в соответствии с геометрией.

Таблица 3.

Расчет объема W_b масс потерянного грунта при смещении призмы обрушения на Δh м

Угол β , град	Сработка уровня 3 м		Сработка уровня 2 м	
	Δh , м	W_b , м ³	Δh , м	W_b , м ³
5	0,7	0,92	0,8	1,80
10	1,3	1,51	1,5	4,57
15	2,0	2,22	2,2	7,61
20	2,6	2,43	2,9	11,13

Для предотвращения потери устойчивости и обрушения берегов необходимы инженерные мероприятия не только по их укреплению габионами, решетками, каменной наброской и т.д. (рис. 4), но и по предотвращению возникновения негативных последствий от обрушения. В частности,

необходим систематический мониторинг и анализ состояния береговых склонов.



Рис. 4. Примеры укрепления берегов

Изложенные особенности требуют учета при создании эффективного мониторинга берегов водохранилищ. Приведенные расчеты могут быть использованы при разработке методики оценки прямого и косвенного ущерба от обрушения берегов Угличского водохранилища.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водная стратегия РФ до 2020 года.
2. Приказ МЧС РФ и Минэнерго РФ от 29 декабря 2003 г. N 776/508 Об утверждении Методики определения размера вреда, который может быть причинен жизни, здоровью физических лиц, имуществу физических и юридических лиц в результате аварий гидротехнических сооружений предприятий топливно-энергетического комплекса.
3. Отчет по Угличскому водохранилищу. 2013 г.

4. Королев М.В., Сергеев Д.О., Бестужева А.С. Предложения по развитию комплексной системы мониторинга Угличского водохранилища с учетом его особенностей. Доклад в Пензе. 2013.
5. Буторин Н.В., Зимина Н.А., Курдин В.П. Донные отложения верхневолжских водохранилищ. Л.: Наука, 1975. 158 с.
6. ОЦП «Берегоукрепление» (Ярославская область).
7. Энциклопедия «Реки России». http://water-rf.ru/Водные_объекты/790/Угличское_водохранилище (дата обращения 20.06.2016)
8. СП 32-103-97 Проектирование морских берегозащитных сооружений
9. Цытович Н.А. Механика грунтов (краткий курс): Учебник для строит. вузов. – 4-е изд., переработ. и доп. М. : Высш. шк., 1983. 288 с., ил.
10. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 222 с.
11. Боровков В.С., Остякова А.В. Сальтационное движение в потоке малой мутности. Научно-технические ведомости Санкт-Петербургского государственного политехнического университета. 2005. № 39. С. 33-37
12. Остякова А.В. Факторы и направления исследования динамики берегов водохранилищ. / Сб. трудов Международной науч.-практ. конф. «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов» (28 мая - 30 мая 2013 г., Пермь): в 3-х 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.
13. Королев М.В., Королев П.М., Остякова А.В. Особенности Угличского водохранилища и комплексная система его мониторинга Труды Международной науч.-практ. конференции «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов». Пермский ПГУ, 29-31 мая 2015 г. С. 97-102.

14. Пышкин Б.А. Динамика берегов водохранилищ. Монография: изд. 3-е, переработ. и дополн. Киев: Наукова думка, 1973. – 416 с., ил.

15. Сайт «Водные пути России»: http://map.infoflot.ru/region_europe/up_volga/dubna_ryb/vdh/ugl_vdh/ugl_vdh.htm (дата обращения 25.08.2016).

ВЕСЕННИЙ ПОДЛЕДНЫЙ ПРОГРЕВ ОЗЕРА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХЛОРОФИЛЛА "А"¹

Н.И. Пальшин, Г.Э. Здоровеннова, Р.Э. Здоровеннов, Т.В. Ефремова, Г.Г. Гавриленко, А.Ю. Тержевик

Институт водных проблем Севера Российской академии наук, Петрозаводск, Россия

e-mail: npalshin@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Весной, по мере таяния снега и уменьшения альбедо поверхности, поток солнечной радиации на нижней границе льда растёт, при этом интенсифицируется фотосинтез. В результате радиационного прогрева развивается свободная конвекция, играющая важнейшую роль в формировании термической структуры озера. Движения воды влияют на фотосинтез и распределение водорослей [1, 2, 3].

Настоящая работа посвящена оценке влияния весенней подледной конвекции на пространственно-временную изменчивость концентрации хлорофилла «а» в небольшом мезотрофном озере.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (14-05-91761)

Озеро Вендюрское расположено на юге Карелии и относится к классу малых неглубоких водоемов (площадь зеркала озера 10,4 км², средняя глубина 5,3 м, максимальная 13,4 м, период условного водообмена около трех лет). По содержанию органического вещества в воде ($C_{орг}$ 5 – 6 мг/л) относится к олиго-мезогумозным водоемам, по минерализации – ультрапресное, рН 6 – 7,4. Средняя годовая первичная продукция составляет 48 г С/м². Развитие фитопланктона лимитируется низкими концентрациями фосфора: $P_{мин}$ – от 0 до 5 мкг/л, $P_{общ}$ – от 10 до 25 мкг/л.

Измерения температуры воды и концентраций хлорофилла «а» проводились при весеннем подледном прогреве в 2009–2014 гг. на двух разрезах и многосуточных станциях. На многосуточных станциях измерения выполнялись через 2 часа с 7 часов утра и до захода Солнца, а также в 2 часа ночи. Использовались зонды CTD–90М производства «Sea & Sun Technology» и «FluoroProbe» производства bbe moldanke (оба Германия). Измерение потоков солнечной радиации на поверхности снежно-ледового покрова проводилось вблизи многосуточных станций с минутной дискретностью с использованием пиранометров «Star-shaped pyranometer» (Германия). Для измерения подледной радиации применялся прибор, сконструированный на базе универсального пиранометра «М – 80м» (Россия) с близкими техническими характеристиками.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Весенняя подледная конвекция на оз. Вендюрском начинается в середине апреля при стаивании снега и продолжается около месяца. Общая толщина льда в апреле 2009–2014 гг. изменялась от 0,35 до 0,62 м. Толщина кристаллического льда достигала 50 – 70% от его общей

толщины, за исключением апреля 2012 года (20%). Если до начала интенсивного таяния снежно-ледового покрова альbedo поверхности озера составляло 0,7–0,9, то по мере таяния уменьшалось до 0,2 – 0,4. Скорость таяния льда в зависимости от погодных условий изменялась от 0,1 до 3,5 см за сутки. Суммарная энергетическая освещенность подо льдом за светлое время суток менялась в разные годы в зависимости от характеристик снежно-ледового покрова от 0,04 до 5,2 МДж/сут. Под нижнюю границу льда приходило от 0,2 – 0,4 до 20 – 47% от величины солнечной радиации на его поверхности. В апреле 2009 и 2011 гг. средняя скорость заглубления КПС составляла 0,4 – 0,5 м в сутки, а в апреле 2013 г. была в два-три раза больше.

Примеры вертикальных распределений температуры воды, суммарной концентрации хлорофилла «а» и облученности подо льдом (в процентах от приходящей на поверхность льда) на разных стадиях конвективного перемешивания приведены на рис. 1. В апреле 2012 г. измерения приходились на самое начало весеннего прогрева. Скорость заглубления нижней границы КПС с 21 по 24 апреля не превышала 0,1 – 0,2 м за сутки. В верхнем двухметровом слое в дневные часы появлялись выбросы концентраций хлорофилла «а», обусловленные фотосинтезом разных видов водорослей. Значения суммарной концентрации хлорофилла «а» превышали 1 мкг/л. Глубже 2,5 м вертикальное распределение хлорофилла «а» отражало еще зимние условия с низкой суммарной концентрацией и небольшим разбросом данных. 28 апреля 2009 г. измерения проводились уже при развитой подледной конвекции. Концентрация хлорофилла «а» в КПС была в 2,4 – 2,5 раза выше, чем в стратифицированном слое. Экстремальные выбросы достигали до 2,5 – 3 мкг/л. После захода Солнца количество выбросов уменьшалось. На глубинах 7,5 – 11,2

м выбросы отсутствовали. Ниже КПС находился переходный слой толщиной около одного метра.

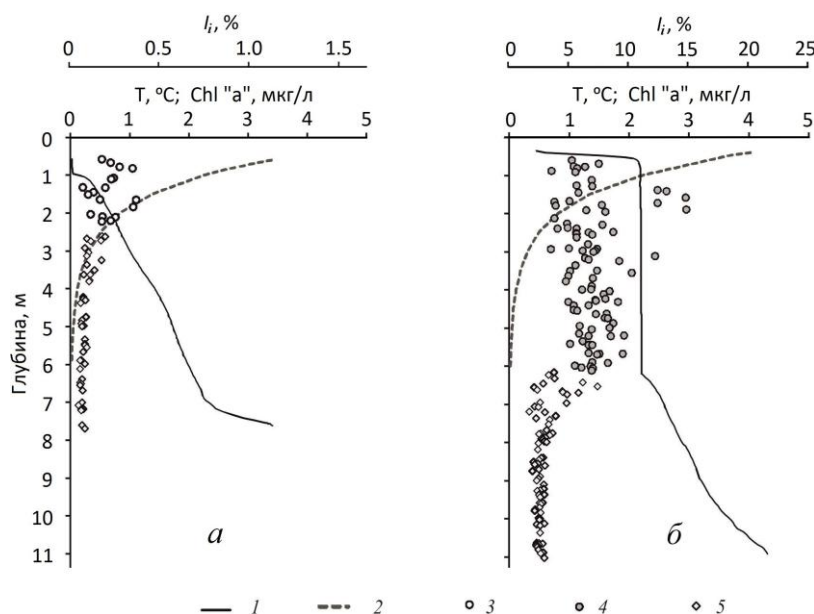


Рис. 1. Вертикальные распределения температуры воды (1), интегральной облученности (2) и суммарной концентрации хлорофилла «а» в подледном слое (3), в КПС (4) и нижнем стратифицированном слое (5) на разных стадиях весеннего подледного прогрева: а – 15 апреля 2012 г., б – 28 апреля 2009 г.

Во все годы измерений по концентрациям хлорофилла «а» доминировали зеленые водоросли: в стратифицированном слое они достигали 60 – 80%, в КПС 40 – 60%. Второе место обычно занимали диатомовые, составляя около 20% в стратифицированном слое и 30% в КПС. Наиболее высокие концентрации суммарного хлорофилла «а» в КПС (средние значения 1,6 – 1,8 мкг/л) наблюдались при значительном приросте диатомовых в 2009, 2010 и 2011 гг. В апреле 2013

и марте 2014 г. фотосинтез зеленых и диатомовых был слабым, но возрастали доли сине-зеленых и криптофитовых видов.

В период весеннего подледного прогрева на оз. Вендюрском выделены три режима адаптации водорослей в зависимости от инсоляции и гидродинамических условий. В самом начале весеннего прогрева, при очень низких потоках солнечной радиации подо льдом, концентрации хлорофилла «а» низкие и по всем видам водорослей распределены относительно равномерно. Вертикальные распределения характерны для зимних условий с коэффициентами вариации около 0,2. При потоках солнечной радиации подо льдом в дневные часы больше 2 Вт/м^2 интенсифицируется фотосинтез, появляются экстремумы хлорофилла «а», а конвективные движения еще малы, чтобы обеспечивать перераспределение клеток. Увеличивается суммарная концентрация хлорофилла «а», а коэффициенты вариации возрастают до 0,7 – 0,9. В период развитой конвекции восходящие и нисходящие конвективные токи приводят к выравниванию концентрации хлорофилла «а» по вертикали. При потоках солнечной радиации подо льдом больше 20 Вт/м^2 коэффициенты вариации в КПС относительно стабильны и составляют 0,3 – 0,4. Конвективными движениями клетки водорослей захватываются и попадают в зону с низкой освещенностью, когда толщина КПС становится больше глубины эвфотической зоны. Из-за полностью подавленного фотосинтеза в ночные часы экстремальные выбросы хлорофилла «а» не образуются и, несмотря на вырождение интенсивности вертикальных движений, клетки водорослей распределены в КПС относительно равномерно.

При развитой конвекции средние концентрации хлорофилла «а» зеленых водорослей в 70% суточных данных

увеличивались в КПС с глубиной. В результате фотосинтеза концентрации диатомовых водорослей из-за роста экстремумов часто были выше в верхней части КПС (60% случаев). Между концентрациями хлорофилла «а» зеленых и диатомовых водорослей в КПС наблюдалась обратная зависимость (рис. 2). На графиках парных корреляций между концентрациями хлорофилла «а» диатомовых и сине-зеленых водорослей их экстремальные значения в семи случаях из десяти распределялись вдоль осей координат, т.е. клетки сине-зеленых водорослей часто наблюдались там, где отсутствовали диатомовые, и наоборот (рис. 2). Такой же тип зависимостей имел место между сине-зелеными и криптофитовыми водорослями, несмотря на то, что концентрации хлорофилла «а» для обоих видов водорослей в КПС уменьшались с глубиной. Эти факты косвенно свидетельствуют о том, что в период развитой подледной конвекции происходит рандомизация в распределениях видов фитопланктона.

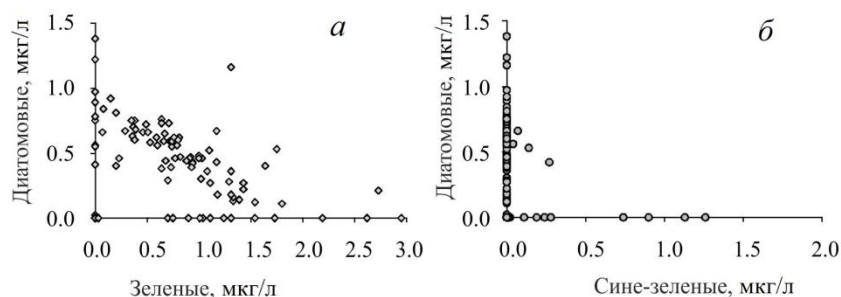


Рис. 2. Корреляция концентраций хлорофилла «а» в КПС 28 апреля 2009 г. между: а – диатомовыми и зелеными, б – диатомовыми и сине-зелеными водорослями

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крейман К.Д. Влияние турбулентного перемешивания на фитопланктон / К.Д. Крейман, С.Д. Голосов, Е.П.

Сковородова // Водные ресурсы. – Т. 19. № 3. – 1992. с. 92–97.

2. Kelley D.E. Convection in ice-covered lakes: effects on algal suspension / D.E. Kelley // Journal of Plankton Research. – V. 19. – 1997. p. 1859–1880.

3. Reynolds C.S. The Ecology of Phytoplankton / C.S. Reynolds. – New York: Cambridge Univ. Press, 2006. – 535 p.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЖИМА СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЙ НА КАМСКОМ И ВОТКИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ

О.А. Перевощикова, В.Г. Калинин

*Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь, Россия*

e-mail: perevoshchikovao@mail.ru, vgkalinin@gmail.com

Течения в водохранилищах представляют собой перемещения водной массы, обусловленные действием различных факторов. К их числу относятся приток речных вод и сток их через створ гидросооружения, ветер, плотностная неоднородность, изменение атмосферного давления и др. Из всего многообразия течений (проточные, ветровые, бароградиентные, плотностные, приливно-отливные, компенсационные) на водохранилищах наибольшее развитие получают проточные и ветровые. Различные смешанные или суммарные течения могут рассматриваться как производные первых [3].

На камских водохранилищах наиболее распространены проточные и ветровые течения. Проточные течения наблюдаются во все сезоны и преобладают на большей

части акватории водохранилищ. Ветровые течения характерны для безледоставного периода и преимущественно для широких участков.

Водохранилища камского каскада относятся к категории долинных и представляют собой сложные (по конфигурации и в плане), линейно вытянутые водоемы. Камское водохранилище (первое в каскаде) отличается наличием крупных краевых заливов и большой изрезанностью береговой линии. Воткинское водохранилище – узкий водоем со значительной извилистостью, особенно в верхней и центральной частях.

Такие различия морфометрических особенностей по длине водохранилищ обуславливают формирование пространственной неоднородности скоростей течений.

Режим скоростей течений обычно характеризуют по материалам наблюдений на рейдовых вертикалях [4]. При этом возникает проблема – малое количество рейдовых вертикалей, расположенных на акватории водохранилищ, а периоды наблюдений на каждой из них между собой не совпадают по времени и также ограничены. Наиболее подробные наблюдения на камских водохранилищах осуществлялись только в начальный период их существования. Так, например, на Камском водохранилище в период с 1956 по 1968 гг. общее количество вертикалей составляло более 30. С 1969 по 1980 г. их количество сократилось до 11, в 90-х годах – до 5, а с 2000 г. рейдовые наблюдения не проводятся совсем. В связи с этим анализ режима скоростей течений на камских водохранилищах выполнен на основе рассчитанных среднемесячных значений скоростей течений на рейдовых вертикалях за весь период наблюдений.

В качестве критериев оценки влияния морфометрических особенностей на характер скоростного режима нами использованы морфометрические коэффициенты $K_{\text{мт}}$ и $K_{\text{м}}$, отражающие соотношение площадей и глубин таксономических единиц районирования водохранилищ [1]:

$$K_{\text{мт}} = \frac{B_u}{h} \quad (1)$$

где, B_u – интегральный показатель ширины, равный отношению площади S [км²] участка водохранилища к его длине l [м], h – средневзвешенная глубина этого участка [м].

$$K_{\text{м}} = \frac{S_{\text{пм}}}{S_{\text{г}}} \times \frac{h_{\text{пм}}}{h_{\text{г}}}, \quad (2)$$

где, $S_{\text{пм}}$, $S_{\text{г}}$ – площади [м²]; $h_{\text{пм}}$, $h_{\text{г}}$ – средние глубины [м] (пм) – прибрежной и мелководной и (г) – глубоководной зон участка водохранилища.

В результате гидро-морфологического районирования, выполненного на основе этих критериев, на Камском водохранилище выделено 4 района и 15 участков, на Воткинском – 3 района и 8 участков [1, 2].

Предварительная обработка данных наблюдений за режимом скоростей течений заключалась в расчете средней скорости по глубине на вертикалях, а затем между вертикалями в пределах выделенных участков.

Анализ режима скоростей течений на Камском водохранилище показал, что они не постоянны по длине и соответствуют изменениям морфометрических коэффициентов. Значения этих коэффициентов увеличиваются с увеличением площади участка и уменьшением средней глубины. Увеличение же скоростей течений наоборот наблюдается на узких и глубоководных участках, в то время как на широких и мелководных – они

ниже (рис. 1). При этом во все сезоны безледоставного периода зависимость между скоростью течения и коэффициентами K_{mn} и K_m обратная.

Наиболее тесная связь наблюдается весной и в конце лета – начале осени. Коэффициенты корреляции по зависимостям $v=f(K_{mn})$ и $v=f(K_m)$ составляют: в мае -0,55 и -0,57; в августе -0,85 и -0,74; в сентябре -0,75 и -0,68.

Для Воткинского водохранилища картина несколько иная (рис. 2). По длине его условно можно разделить на две части: с речными (участки 1, 2, 3) и озерными (участки 4, 5, 6.1, 6.2) условиями.

На скоростной режим 1 и 2 участков Воткинского водохранилища наряду с морфометрическими особенностями сильное влияние оказывает положение его в каскаде. Наличие постоянных сбросов Камской ГЭС и повышенная проточность приводят к тому, что связь с морфометрией становится менее очевидной. При переходе от 3 участка к 4 скорости течения уменьшаются более чем в 2 раза. В озерной части наблюдается плавное уменьшение их к плотине Воткинской ГЭС.

Таким образом, для условий камских водохранилищ характерны проточные течения, формирование которых обусловлено вытянутой формой водохранилищ и работой ГЭС. По характеру скоростного режима выделяются районы, границы которых соответствуют гидро-морфологическому районированию.

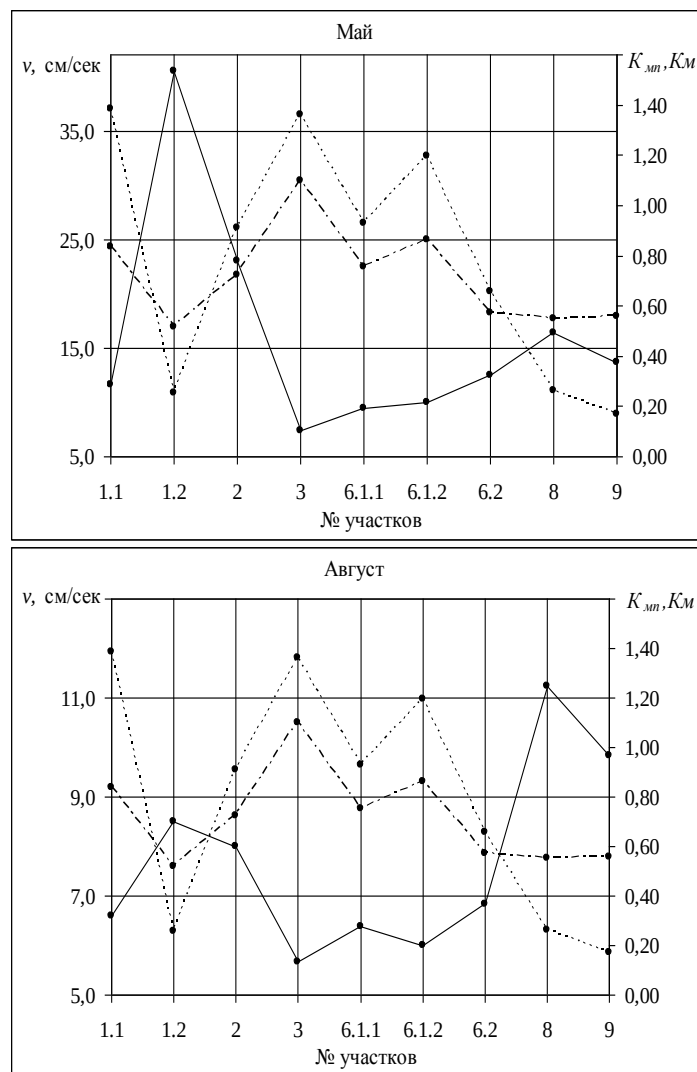


Рис. 1. Изменение величин скоростей течения и коэффициентов K_{mt} и K_M по длине Камского водохранилища

- скорость течения, см/с
- коэффициент морфометрического подобия K_{mt}
- · - · - коэффициент морфометрический K_M

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Перевощикова О.А. Калинин В.Г. К оценке пространственных неоднородностей рельефа дна долинных водохранилищ (на примере Камского) // Географический вестник. Пермь: Изд-во Перм. гос. нац. исслед. ун-та, 2014. №3 (30). С. 18–26.
2. Перевощикова О.А. Районирование Воткинского водохранилища по условиям морфометрии / О.А. Перевощикова // Вторые Виноградовские чтения. Искусство гидрологии: сб. расширенных тезисов междунар. науч.-практ. конф. СПб.: СПбГУ, 2015. С. 144–146.
3. Матарзин Ю.М. Гидрология водохранилищ. Пермь: Изд-во МГУ, ПСИ, ПССГК, 2003. 296 с.
4. Материалы наблюдений на озерах и водохранилищах (Дополнение к гидрологическому ежегоднику. Т. 4. Вып. 5–7). Уральское УГМС. Свердловск, 1956–1996.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ ГЛЯЦИО-ГЕОРАДАРНЫХ РАБОТ НА МОРСКОМ ЛЬДУ В РАЙОНЕ РОССИЙСКОЙ СТАНЦИИ ПРОГРЕСС, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА, В СЕЗОН 61-Й РАЭ (2015/16 Г.)¹

С.В. Попов*, С.С. Пряхин, С.П. Поляков****

** Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия*

*** Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
e-mail: sporov67@yandex.ru*

¹ Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-05-00579-а

ВВЕДЕНИЕ

Работы в Южной полярной области связаны с обеспечением геополитических интересов России в Антарктике. Им в нашей стране придаётся огромное значение. Правительство РФ своим распоряжением от 30 октября 2010 г. № 1926-р утвердило *«Стратегию развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 года и на более отдалённую перспективу»*. Между тем, в Антарктиде в гораздо большей степени, чем в Арктике, перемещение грузов, техники и личного состава осуществляется по ледникам. Особенно это касается разгрузки судов и организации посадочных площадок для самолётов. Последние, при разгрузке судна на значительном удалении от берега посадочная площадка может быть организована непосредственно на морском льду.

В ходе летнего полевого сезона 61-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) на морском льду Нелла фиорда (район отечественной станции Прогресс, Восточная Антарктида) были проведены опытно-методические гляцио-георадарные работы. Они продолжали цикл исследований, начатых в сезон 60-й РАЭ (2015/16 г.) в районе стоянки научно-экспедиционного судна «Академик Федоров» недалеко от станции Молодёжная [3]. Полученные данные показали, что электромагнитные зондирования достаточно перспективны в плане изучения строения морского льда. Этот вывод не является чем-то принципиально новым, и на эту тему имеется большое количество как отечественных, так и зарубежных публикаций, в частности [1]. Цель работ состояла в выяснении возможностей использования промышленных георадаров для изучения морского льда.

МЕТОДИКА ВЫПОЛНЕНИЯ РАБОТ

Опытно-методические работы на морском льду Нелла фиорда выполнялись 3-го и 4-го января 2016 г. на двух

полигонах (рис. 1). На первом было пробурено две скважины глубиной 131 см и 142 см соответственно, и отобрано два керна. Бурение производилось механическим буром Kovacs (*Kovacs Enterprises, USA*). Диаметр скважины составлял 17 см, при диаметре керна 14 см. Полученные образцы (рис. 2) описывались, после чего строились профили их плотности, электропроводности и солёности.

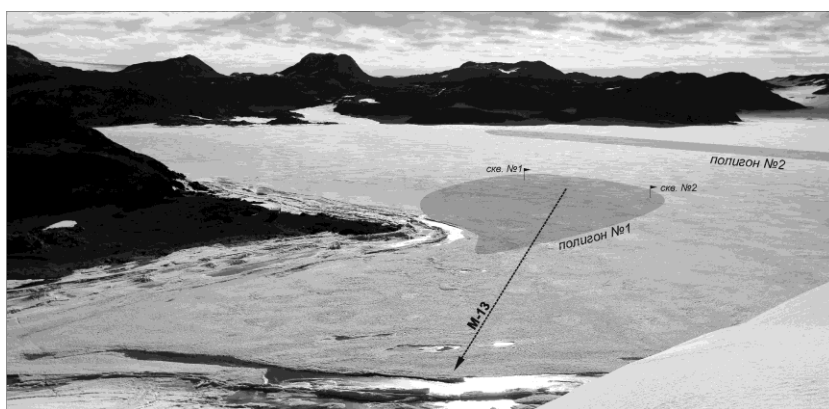


*Рис. 1. Схема расположения гляцио-геофизических работ
Фотография Пряхина С.С., январь 2016 г.*

Георадарное профилирование выполнялось георадарами GSSI (*Geophysical Survey Systems Inc., USA*) с системным модулем SIR-3000 на частотах 270 МГц, 400 МГц и 900 МГц. Они были уложены в пластиковые сани и перемещались по маршрутам пешим порядком. Плановая привязка осуществлялась по спутниковой навигационной системе. В районе №1 были выполнены георадарные маршруты, образующие сеть, таким образом, чтобы они могли быть привязаны к пунктам кернавого бурения. На втором полигоне георадарное профилирование выполнялось по двум маршрутам (прямому и обратному), проложенным через фиорд.

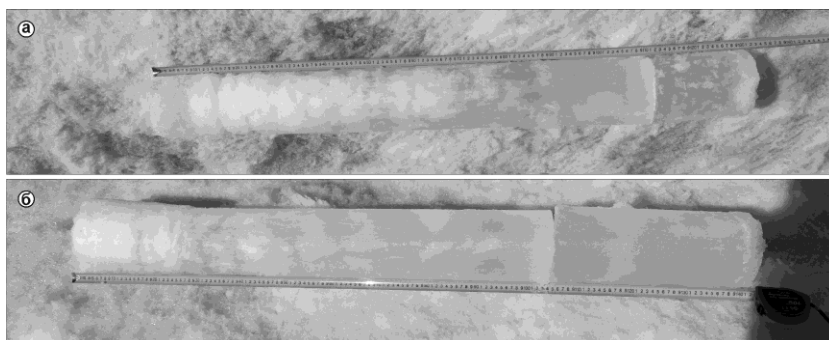


*Рис. 2. Фотографии кернов, взятых на морском льду
а- керна №1; б- керна №2. Фотографии Полякова С.П., январь
2016 г.*

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Для иллюстрации проделанной работы и её результатов, наиболее показателен маршрут М-13, выполненный при зондировании на частоте 400 МГц. Его положение показано на рис. 1. Обратимся к временному георадарному разрезу (Рис. 3, а). Прямая волна на нём отсутствует. Это связано с тем, что представленный разрез подвергся процедуре горизонтальной фильтрации с целью подавления высокоинтенсивных коррелированных помех, маскирующих целевые границы. Это позволило увеличить соотношение уровня полезного сигнала к шуму. При этом прямая волна была практически полностью подавлена, однако её положение известно.

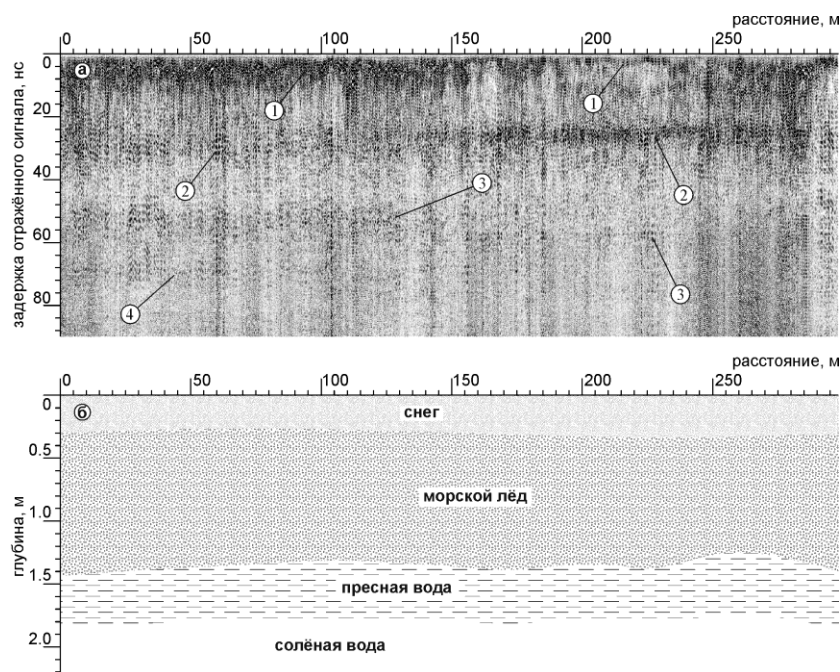


*Рис. 3. Временной георадарный разрез по маршруту М-13
1- граница, между снегом и льдом; 2- положение нижней
кромки морского льда; 3- предполагаемая граница, между
пресной и морской водой; 4- граница неустовленного
генезиса*

Рельефное отражение 1, наблюдаемое на задержках в интервале от 4 нс до 6 нс, связано, по всей видимости, с приповерхностными неоднородностями на границе между снегом и морским льдом. В пунктах бурения она залегает на глубинах около 30 см (рис. 2). Таким образом, этот слой характеризуется эффективной диэлектрической проницаемостью около 4. Это значение, как оценка, вполне подходит для обсуждаемой среды, если иметь в виду высокую влажность снега. Размытое и достаточно интенсивное отражение 2, наблюдаемое на задержках около 25 нс в районе скважины №2, по мнению Авторов, связано с

нижней поверхностью морского льда. Ориентироваться на диэлектрическую проницаемость достаточно бесперспективно, поскольку лёд, как и снег, очень влажный. Следовательно, этот параметр может варьировать в весьма широких пределах [1].

Интерес представляют отражения 3 и 4, расположенные ниже 2. Вероятнее всего, они не связаны с помехами (поскольку была произведена фильтрация), а являются реальными физическими границами. Как показали исследования, морская вода вблизи нижней кромки ледника сильно опреснена. Это связано с интенсивным таянием льда. Таким образом, отражение 3 вполне может быть связано с границей между пресной и солёной морской водой. Если это так, то мощность названного слоя составляет около 40 см (диэлектрическая проницаемость воды 81 [2]). К сожалению, в распоряжении исполнителей не оказалось батометра, поэтому вышеизложенное носит характер предположения. Генезис отражения 4 Исполнителям пока не ясен. На рис. 3б представлен предполагаемый глубинный разрез, построенный по маршруту М-13.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опытно-методические работы на морском льду антарктических вод, выполненные в сезоны 60-й и 61-й РАЭ, показали, что электромагнитные зондирования достаточно перспективны в плане изучения морского льда, прежде всего, для решения прикладных задач. Тем не менее, следует отметить, что морской лёд весьма неоднороден по своему составу, что усложняет гляцио-геофизическую интерпретацию георадарных данных. В предстоящий сезон 62-й РАЭ (2016/17 г.) эти работы будут продолжены, с учётом опыта, полученного авторами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны сотрудникам РАЭ: Дудину А.В., Нездорову Ю.И. и Новикову А.Л. за помощь в работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лебедев Г.А., Сухоруков К.К. Распространение электромагнитных и акустических волн в морском льду. / Г.А. Лебедев, К.К. Сухоруков. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 82 с.
2. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. / Ю.Я. Мачерет. – М.: Научный мир, 2006. –392 с.
3. Попов С.В., Поляков С.П. Результаты гляцио-георадарных опытно-методических работ на морском льду в районе антарктической полевой базы Молодежная в сезон 60-й РАЭ (2014/15 г.) / С.В. Попов С.В., Поляков С.П. // Пробл. Арктики и Антарктики. –№ 4. –Т. 106. –2015. с. 54-62.

ОПТИМИЗАЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНЫХ РЕЖИМОВ ВОДОХРАНИЛИЩ-ОХЛАДИТЕЛЕЙ АТОМНЫХ ЭЛЕКТРОСТАНЦИЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЧИСЛЕННОГО ГИДРОТЕРМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

А.Б. Румянцев, С.В. Норин, В.В. Беликов

ФГБУН Институт водных проблем РАН, Москва, Россия
e-mail: belvv@bk.ru

ВВЕДЕНИЕ

Основной целью представленных исследований являлись выполненные с использованием математического моделирования прогнозы изменения теплового режима

водохранилищ-охладителей Ростовской и Нововоронежской АЭС в результате мероприятий по повышению их охлаждающей способности. При этом производилось определение наиболее эффективных вариантов мероприятий по оптимизации температурных режимов исходя из возможностей и ресурсов управляющих организаций с учетом различных гидрометеорологических условий, вариантов дноуглубления и расположения струенаправляющих дамб. Исследования проводились методами численного моделирования на основе трёхмерных пространственных уравнений гидродинамики и теплопереноса в гидростатическом приближении по программе STREAM-3D [1].

ГИДРОТЕРМИЧЕСКАЯ ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ STREAM-3D

В период интенсивного проектирования и строительства тепловых и атомных станций в СССР в 70-80-е годы прошлого века активно разрабатывались методы физического и численного моделирования гидротермических процессов в водоемах-охладителях, методы пересчета температурных полей из эксперимента в натуру [2]. В те годы А.Н. Милитеевым были разработаны эффективные численные алгоритмы решения задач теплопереноса в двумерной (плановой) постановке на основе двумерных уравнений Сен-Венана. В дальнейшем А.Н. Милитеевым с соавторами была разработана трехмерная математическая и численная модель теплопереноса в водоемах [3][4].

В последние годы с применением в качестве основы разработок А.Н. Милитеева коллективом под руководством В.В. Беликова была создана численная гидротермическая модель «STREAM-3D» и одноименный программный комплекс для расчета трехмерных гидродинамических и

термических полей, полей солености и загрязнений в водоемах и водотоках с учетом температурной и плотностной стратификации, приливных и ветровых течений при наличии гидротехнических сооружений.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВОДОХРАНИЛИЩА-ОХЛАДИТЕЛЯ 5 БЛОКА НОВОВОРОНЕЖСКОЙ АЭС

Водохранилище-охладитель 5 блока НВАЭС - наливного типа, создано в 1975 г. на левобережной пойме р. Дон на участке от с. Ново-Аленовка до русла Старого Дона путем сооружения ограждающей дамбы. Назначение водохранилища - обеспечение охлаждения циркуляционной и технической воды в оборотной системе технического водоснабжения 5 блока. В летнее время температура воды на водозаборе водохранилища-охладителя может повышаться до 35⁰С. В связи с этим Заказчиком первоначально была поставлена задача по снижению максимальной температуры на водозаборе на 2⁰С.

В процессе исследования вопроса оптимизации температурного режима рассматривались в основном варианты мероприятий по удлинению существующей и устройству новых струенаправляющих дамб. Общее количество таких вариантов достигло 11.

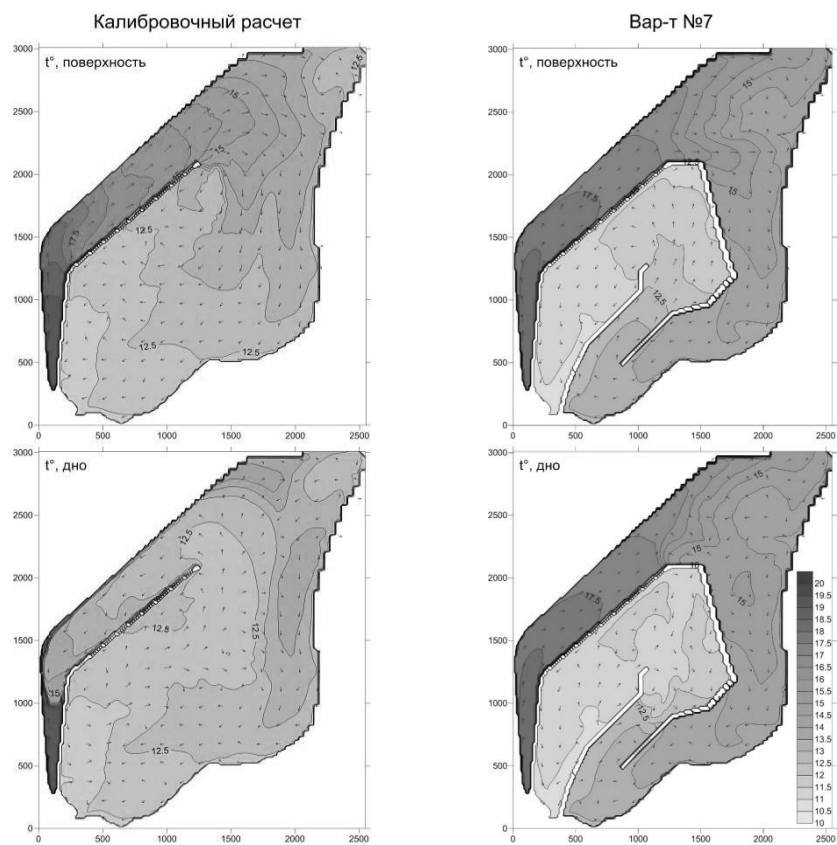


Рис. 1. Результаты моделирования гидротермических режимов для существующего и наилучшего вариантов компоновок водохранилища-охладителя 5 блока НВАЭС (в верхнем ряду температуры и скорости в поверхностном слое, в нижнем – в придонном)

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВОДОХРАНИЛИЩА-ОХЛАДИТЕЛЯ РОСТОВСКОЙ АЭС

Ростовская АЭС расположена на левом берегу приплотинного плеса Цимлянского водохранилища у станицы Подгоренская Дубовского района Ростовской области. Водоем-охладитель создан на прибрежном участке мелководной южной части Цимлянского водохранилища отсыпкой земляной плотины под воду водохранилища без предварительной подготовки ложа. С юга в открытый отводящий канал АЭС впадает Цимлянский лог, несущий в водоем-охладитель поверхностные воды с водосборной площади. На рис. 2 представлена батиметрия водохранилища-охладителя (глубины на изобатах в метрах).

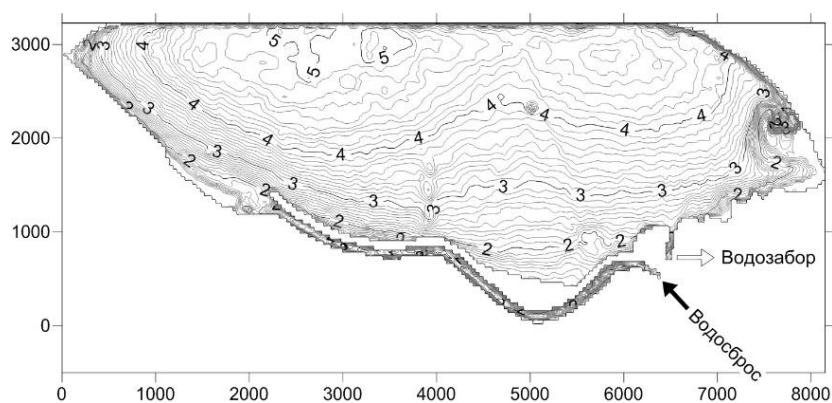


Рис. 2. Батиметрическая схема водохранилища-охладителя
Ростовской АЭС

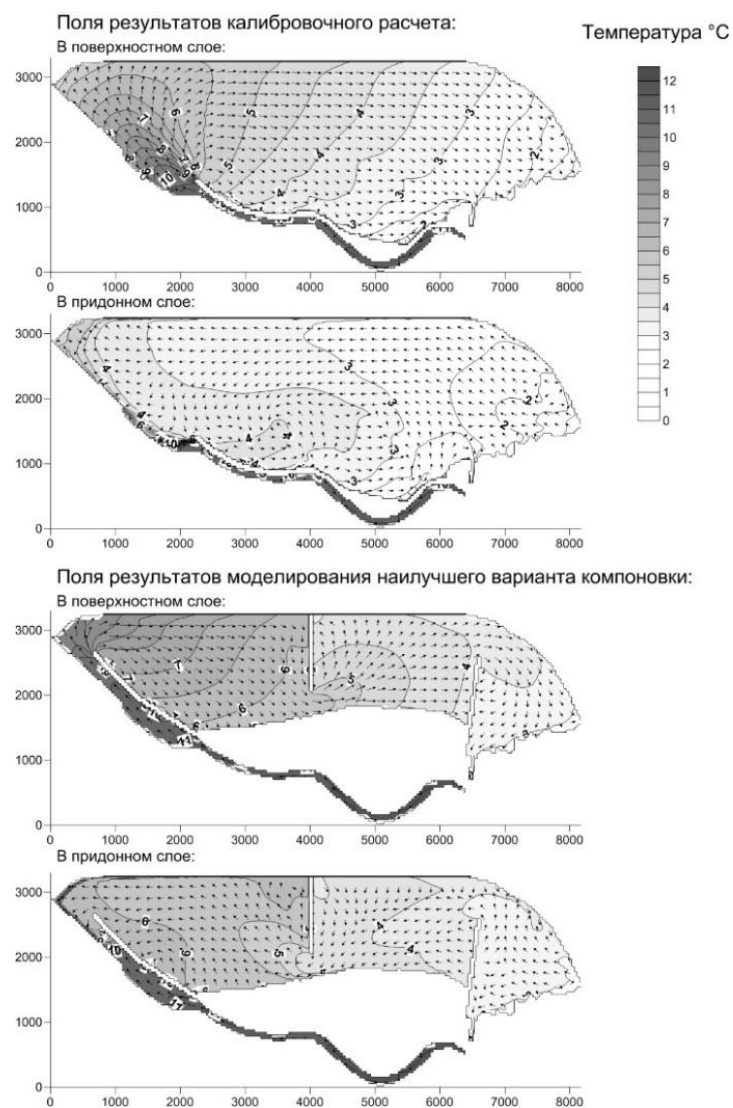


Рис. 3. Результаты гидротермического моделирования калибровочного и наилучшего вариантов компоновок водохранилища-охладителя Ростовской АЭС для летнего периода (изотермами показаны превышения температуры воды над естественной)

Организацией-заказчиком в первую очередь была поставлена задача оценки влияния дноуглубления мелководных участков водохранилища на его температурный режим. Моделирование функционирования водоема-охладителя Ростовской АЭС производилось в двух вариантах сочетания климатических условий и режима работы АЭС (для месяцев июля и сентября) для каждого из четырех вариантов компоновки водоема охладителя (существующая, дноуглубление вариант 1 с дамбами, дноуглубление 1 без дамб, дноуглубление вариант 2). Каждый вариант рассчитывался на четыре направления ветра – СЗ, ЮЗ, ЮВ, СВ с силой в 4,5 м/с и штиль. Естественная температура воды в расчетах (разная для июля и сентября) принималась из предоставленных исходных данных. Всего выполнено 40 вариантов расчетов.

ВЫВОДЫ

В результате анализа результатов приведенных выше исследований можно выделить два ключевых тезиса (справедливых, разумеется, в рамках данных объектов исследования):

1. В целом все предложенные варианты дноуглубления обладали низкой или даже отрицательной эффективностью, и этот вывод оказался достаточно неожиданным, впрочем, это может объясняться тем, что до сих пор гидротермическое моделирование водохранилищ-охладителей не проводилось в таких объемах, относительно количества рассматриваемых вариантов сочетаний климатических условий и строительных мероприятий.
2. Высокую эффективность показали варианты с компоновкой струенаправляющих дамб, образующих «змеевик», т.е. приводящих к сильному увеличению расстояния, проходимого потоком воды от водосброса к водозабору. Это утверждение является физически и

технически обоснованным, но на практике подобные компоновки струенаправляющих дамб встречаются довольно редко, по всей видимости, ввиду экономической нецелесообразности, тем не менее, по предварительным оценкам, данные компоновки водохранилищ-охладителей могут быть обоснованы, при применении технологий наплавных, шпунтовых и т.п. дамб, так как на практике температура на водозаборе оказывает прямое влияние на режимы работы электростанции. Например, «змеевик» реализован на Заводском пруде в г. Магнитогорске, который имеет очень высокую тепловую нагрузку, так как он выполняет охладительные функции для нескольких прокатных цехов и местной ТЭЦ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беликов В.В., Кочетков В.В., Румянцев А.Б. «Программный комплекс для расчета гидротермических режимов и переноса загрязнений в водотоках, водоёмах и на шельфе (STREAM_3D)». Федеральная служба по интеллектуальной собственности (Роспатент). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2014612186, 2014.
2. Милитеев А.Н. "Гидротермическое моделирование водоемов - охладителей". Известия АН СССР "Энергетика и транспорт" М., 1981, № 1.
3. M. Sladkevich, A.N. Militeev, H. Rubin, and E. Kit. «Two and three dimensional simulation of transport phenomena in a shallow aquatic environment». Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 126 No2, 2000.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МИРОМИКТИЧЕСКИХ ВОДОЕМОВ ГУБЫ КАНДА, ОТДЕЛЕННЫХ ОТ БЕЛОГО МОРЯ ДАМБОЙ

А.С. Саввичев *, Е.Д. Краснова, Н.А. Демиденко*****

** Институт микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН,
Москва, Россия*

e-mail: savvichev@mail.ru

*** Московский государственный университет имени
М.В. Ломоносова, биологический факультет, Россия*

e-mail: e_d_krasnova@mail.ru

**** Государственный океанографический институт имени
Н.Н. Зубова, Москва, Россия*

e-mail: demidenko_nikola@mail.ru

Губа Канда расположена в западной части Кандалакшского залива Белого моря, имеет длинную, извилистую форму. В губу впадает река Канда и множество ручьев. Губа Канда относится к внутренним морским водам Российской Федерации.

С началом Первой мировой войны резко активизировались работы по созданию железной дороги на Мурман. В ноябре 1914 г. были начаты изыскательские работы по всей трассе будущей дороги, которые завершились к марту 1915 г. Строительство железной дороги велось одновременно на трех участках: Петрозаводск – Сорокская губа, Сорокская губа – Кандалакша и Кандалакша – Кольский залив. Участок от Сорокской губы (ныне г. Беломорск, ранее – Сорока) до Кандалакши строился с сентября 1915 по ноябрь 1916 гг.

Строительство очень затрудняло обилие рек и ручьев. Особая проблема возникла в районе губы Канда. Здесь было решено строить фильтрующую дамбу через морское мелководье. Подобное сооружение возводилось впервые в мире. Проект разработал В.П. Ивашев, начальник строительного участка Сорокская губа – Кандалакша. В основу закладывались крупные валуны, далее по мере наращивания дамбы использовались все более мелкие валуны и камни. В результате, вода в приливы и отливы могла проходить сквозь тело дамбы. Дамба прошла через острова Кривой (другое название Темный), Крекалья и два прилегающих к ним. Для прохода мелких судов и рыбы была оставлена протока, через которую был построен однопролетный мост. Таким образом, в конце 1916 г. была нарушена свободная связь губы Канда с Белым морем [4].

Следующие изменения произошли во время Второй мировой войны – в 1942 г., когда протока, соединяющая губу с морем, была засыпана. Связано это было с тем, что во время войны, пытаясь нарушить железнодорожное сообщение, немецкая авиация в первую очередь бомбила мосты. В данном случае было принято решение просто засыпать протоку, чтобы не восстанавливать поврежденный при бомбардировке мост. Такая изоляция привела к изменению гидрологического и гидрохимического режимов губы, ранее сходных с условиями прилегающей части Кандалакшского залива, а затем и гидробиологических условий.

В 1959 г. дамба была расширена и построен второй путь железной дороги. Гидротехнические сооружения и железная дорога приобрели свои окончательные размеры – общая длина дамбы 2,1 км, ширина 12 м, высота насыпи 3–8 м.

В 1972 г. под давлением «Мурманрыбвода» в теле дамбы был построен рыбоход – водопропускное сооружение. Проход сверху был покрыт двумя металлическими мостовыми пролетами, боковые стенки и дно выполнены из скальной породы. Общая длина сооружения составила 20 м, ширина 12 м, высота 4 м (на 2 м выше уровня дна прилегающей морской акватории). Водообмен Канда-губы с морем немного увеличился, и в губу снова смогли заходить морские и проходные рыбы.

При строительстве автодороги М18 «Кола» (Санкт-Петербург – Мурманск) через центральную часть губы Канда (ширина губы в этом месте 600 м) была построена еще одна фильтрующая дамба и мост (пролет 75 м). Строительство было закончено в 1968 г. Водообмен между кутовой частью и остальной губой был резко ограничен [4]. В настоящее время утвержден проект реконструкции мостового перехода на этом участке, фактически предусматривающий строительство рядом еще одной дамбы и моста с пролетом 97 м (рис. 1).

После строительства второй дамбы водоемы губы Канда по существу превратились в каскад из двух низконапорных водохранилищ: верхнего, аккумулирующего поступающие из р. Канды пресные воды, и нижнего, из которого происходит сброс вод в море. Такие антропогенные преобразования губы, естественно, отразились на изменении ее гидрологического и гидрохимического режимов.

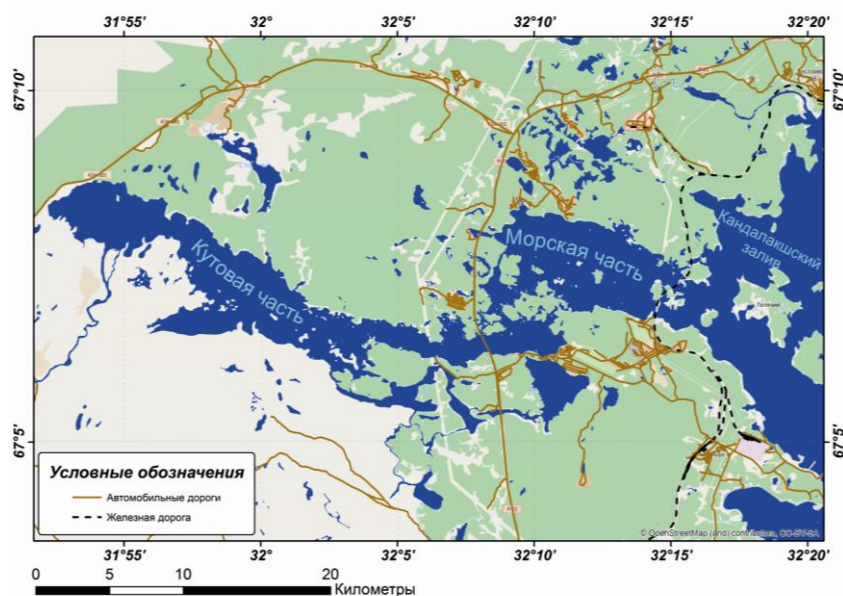


Рис. 1. Карта-схема водоемов губы Канда, дельты р. Канда и прилегающей акватории Кандалакшского залива

Таким образом, в течение последних десятилетий гидрологический режим губы Канда неоднократно изменяли. Строительство дамб многократно снизило водообмен внутри губы, между губой и морем. В настоящее время колебания уровня воды в морской части губы не превышают 0,5 м, хотя до зарегулирования здесь был выражен приливный цикл, характерный для Кандалакшского залива в целом (величина сизигийного прилива в этой части залива составляет 2,8 м). В кутовой и центральной частях губы приливный цикл почти не выражен.

Губа Канда – довольно глубоко вдающийся в материк небольшой фиорд, расположенный в вершине Кандалакшского залива Белого моря. Губа вытянута в

широтном направлении, наибольшая длина – 22,5 км, ширина – 3 км, площадь водного зеркала – 26,0 км². Топография губы и рельеф дна характеризуются большой сложностью. Акватория изобилует островами, узкие мелководные проливы сменяются широкими и глубокими плесами. Максимальная глубина губы составляет 22 м [3], средняя – около 6 м. Основным источником пресных вод является р. Канда, дающая до 90% всего годового стока с водосбора. Соленые воды поступают из моря во время приливов, просачиваясь через фильтрующую дамбу и перетекая в губу через проход для лодок и рыбы под насыпью.

Исходя из особенностей геоморфологии берегов, искусственных транспортных сооружений и гидролого-гидрохимического режима, акватория губы условно разделена на три части: морскую, центральную и кутовую.

Для вертикального распределения солености характерно наличие двух основных водных масс: пресноводно-солонатоводного миксолимниона и высокосоленого мониолимниона, разделенных между собою хемоклином. Толщина слоя опресненных вод изменялась в разных районах губы от 1 до 10 м. Эти воды обильно насыщены кислородом (80–100%), хорошо прогреваются в летний период, содержат много углекислоты и органических веществ.

Ниже расположен слой мощностью 2–4 м с резким возрастанием солености (гало- или хемоклин), обычно совпадающий с термоклинном. Хемоклин характеризуется высоким (иногда до 10‰ на 1 м) градиентом солености.

Глубже 8–10 м залегают высокосоленные воды, являющиеся в кутовой части и центральных плесах почти застойными.

Соленость в морской части губы на глубине 4–6 м составляла 18‰, постепенно увеличиваясь ко дну до 23‰. В центральной части губы с увеличением глубины отмечалось очень резкое возрастание солености: от 3–4‰ на глубине 4 м до 15,5‰ на глубине 10 м, достигая в самых глубоких участках 19‰ [3]. В кутовой части губы в придонном горизонте максимальная соленость наблюдалась весной (5‰) и осенью (9‰) [1]. Единственные обитатели этих вод – анаэробные бактерии.

В средней части губы Канда в Федосеевском плесе, отделенного от морского плеса мелководным порогом, также наблюдается двухслойная структура водной массы с пикноклином, залегающем на глубине 7–8 м. Температура воды в верхнем слое около 15°C. Под пикноклином температура воды 4°C, соленость 12–14‰. В центральной и восточной части Федосеевского плеса в придонном горизонте формируется слой с анаэробными условиями [2].

Гидрологическая съемка, проведенная в морской части губы Канда в зимний период в конце января 2015 г., показала, что толщина льда на акватории составляла в среднем 42 см, высота снежного покрова на льду достигала 15 см. Глубины на гидрологических станциях изменялись от 8 м в западной части плеса до 17 м в центральной части у о. Крокалий. В западной части морского плеса температура воды в поверхностном горизонте, где вода практически пресная, была равной 0°C; в центральной части с повышенной соленостью поверхностных вод составляла –0,2°C.

С глубиной температура воды увеличивалась, и в придонном горизонте достигала 2,8°C у западной, более мелководной, части по сравнению с 2,3–2,5°C в центральной части с глубинами 13–17 м. Соленость воды в поверхностном горизонте изменялась от 0,2‰ в западной

части морской акватории губы до 1,6‰ в центральной части у о. Крокалий. Верхний слой воды подо льдом был значительно распреснен и составлял толщину 5–6 м от поверхности. Ниже галоклина соленость постепенно возрастала к придонным горизонтам и на всех станциях на глубине 10 м составляла 20‰.

Для центрального и кутового районов губы характерна ярко выраженная меромиксия, в меньшей степени проявляющаяся в морской части. В результате подтока морских вод из Кандалакшского залива в морском плесе застойные явления в придонном слое здесь, как правило, не развиты, однако различия в плотностях поверхностных и глубинных вод замедляют перемешивание всей водной массы и, хотя сероводородная зона отсутствует, в придонных горизонтах (глубже 8–10 м) часто наблюдается значительный дефицит кислорода (до 20% насыщения). В морской части губы Канда поверхностный слой (1–3 м) опреснен и галоклин размыт.

Гидрологический режим губы Канда – это сложный и сжатый во времени техногенный вариант процесса отчленения от моря системы крупных озер. Губа Канда – единственный крупный водоем, где этот процесс можно наблюдать в промежуточной стадии, когда устойчиво существуют пресноводные и морские водные массы. В связи с хорошо выраженным влиянием антропогенного фактора в формировании современного облика губы Канда возникла идея ее использования в качестве модели антропогенного водоема, формирующегося при отделении от моря залива, имеющего сложный рельеф дна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкина Л.А., Позднякова Л.Е., Цееб Т.Я. Губа Канда и ее обитатели // Океанология. 1963. т. 3. № 5. С. 898–906.

2. Друмева Л.Б., Лупачев Ю.В., Лучков В.П., Маврина М.В. Гидрологические и гидрохимические особенности губы Канда // Химия и биология морей [Сборник статей] / Гос. океаногр. ин-т. Под ред. А.И.Симонова. М.: Гидрометеиздат: Моск.отд-ние, 1987 (222 с. ил.). С. 49–53.
3. Иванов Н.О., Китаев В.П., Чеченков А.В. Особенности гидрофауны Канда-губы Белого моря // Итоги и перспективы изучения биологических ресурсов Белого моря. Л.: ЗИН АН СССР, 1983. С. 37–44.
4. Юрченко С.В., Корякин А.С. Техногенные воздействия на губу Канда, Белое море // Экологические проблемы северных регионов и пути их решения: Материалы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием (2–5 октября 2012 г.). – Апатиты, 2012. Ч. 2. С. 171–173.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ДОННОГО ЛЬДА НА РЕКАХ РОССИИ

В.М. Савенкова, В.А. Широкова

*Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва, Россия
e-mail: savenkovavm@mail.ru*

Помимо изучения ледовых явлений статистическими методами, исследователи стремились также познать самую суть процесса льдообразования. В этой связи возник интерес к такому сложному явлению как формирование в период ледостава, так называемого донного (внутриводного) льда, с которым было необходимо бороться для обеспечения нормального функционирования гидротехнических сооружений. Для успешного противодействия нужно знать условия и особенности процесса его образования.

В 1790-1794 гг. И. Сиверс, путешествуя по Сибири, отметил, что лед в Ангаре образуется сначала на дне, а потом всплывает и уносится течением.

В 1817 г. Н. Семивский в работе «Новейшие повествования о Восточной Сибири» описал замерзание Ангары: «Иногда не видно ни одной на поверхности ее льдины, как вдруг всплывающих из-под воды появляется их множество, которые, приставая к прочим льдинам, соединяются и одна к другой примерзают, от чего делаются по разным местам как плотины, затопляющие все по берегам ее лежащие луга и долины, также низкие, набережные селения и часть Иркутска; через что самое дно Ангары ежегодно приметным образом углубляется» [4].

М.М. Геденштром в своей книге «Отрывки о Сибири» подтверждал образование льда на дне Ангары и предполагал, что к этому приводит переохлаждение берегов и дна реки. Этот же факт констатировал А. Вейц в статье «О происхождении льда на дне некоторых рек». В ноябре он наблюдал образование льда на реке Кан: «лед образуется там в виде длинных призматических и пирамидальных кристаллов, скопляющихся между собой в различные, иногда довольно большие массы, покоящиеся на дне реки, и как бы приросшие к оному... Нередко подобные льдины выносили с собою на поверхность отторженные от дна реки, песок и разной величины гальки, которые увлекаемы были течением» [2]. По мнению А. Вейца, явление это, присущее Волге и другим рекам с быстрым течением и требует отдельного изучения. В конце статьи автор писал о руслоформирующем значении донного льда. Того же мнения придерживался Н.С. Щукин, проводивший в 1820–1844 гг. наблюдения за вскрытием и замерзанием Ангары и некоторых других рек Восточной Сибири. Он отмечал, что

холод проникал к дну реки через камни, «соединявшие дно с внешним воздухом», это приводило к переохлаждению придонных слоев воды [6].

Академик А.Ф. Миддендорф считал, что донный лед «играет главную роль при замерзании рек, так как поднимается со дна большими массами» [5].

Во второй половине XIX в. гипотеза образования донного льда из-за переохлаждения берегов и дна реки разделялась многими исследователями: Т.Н. Шварцем, проводившим наблюдения на Ангаре в 1855–1856 гг.; В.А. Обручевым, который, однако, считал невозможной передачу холода по валунам на дно Ангары; Я.В. Стефановичем, изучавшим ледовые явления на реках Лене, Бодайбо, Чуе и др. в 1895–1896 гг. и др.

На реках Европейской части России наблюдения над донным льдом начали проводить только к концу XIX в., гораздо позже, чем на сибирских реках. Эти изыскания были обусловлены нуждами судоходства и водоснабжения.

13 февраля 1904 г. на заседании РГО инспектор судоходства по реке Свири Л.Л. Владимиров сделал доклад «Образование льда на дне рек», в котором представил результаты своих исследований 1889–1903 гг. Он первым установил, что всплывающий донный лед может образовать на реке зажор и вызвать зимой наводнение.

В мае 1904 г. была создана комиссия по изучению донного льда, которая начала свою работу с выявления его ареала. Специально для этого разработали и разослали «на места» краткую инструкцию и анкету в количестве 6400 штук. Комиссия установила, что донный лед имеет широкое распространение, при замерзании водоемов его образование

«наблюдается как в Европейской части, так и в Азиатской, не исключая таких южных районов, как Закавказье и Туркестан. Донный лед играет преобладающую роль в явлениях речного ледохода, ледостава и образования заторов» [1]. В отчете комиссии приведена «синонимика местных названий донного льда», составленная К.М. Герасимовой. Часть этих названий сведена в таблицу 1.

Таблица 1.

Синонимика местных названий донного льда

Губерния	Название	Уезд, река
Архангельская	«Шуга» или «сало»	Мезенский у., р. Вашка
		Шенкурский у., р. Вага
	«Шуг»	Александровский у., р. Поной
Виленская	«Кра» или «изнас»	Трокский у., р. Неман
	«Шерешь» или «шарош»	Ошмянский у., р. Березина
Витебская	«Донница»	Велижский у., р. Западная Двина
	«Снежница»	Лепельский у., р. Эсса
	«Шерошница»	Витебский у., р. Западная Двина
Владимирская	«Сала»	Ковровский у., р. Клязьма
	«Шорох»	Меленковский у., р. Ока
Вологодская	«Жуга»	Яренский у., р. Вашка
	«Куфта»	Тотемский у., р. Сухона
	«Шуга»	Устюжский у., р. Лала
		Грязовецкий у., р. Обнора
	«Шуя» или «сало»	Усть-Сысольский у., р. Сысола
Волынская	«Крига»	Ровенский у., р. Случь
	«Шерош»	Луцкий у., р. Стырь
Вятская	«Земляная чешуя»	Глазовский у., р. Омутная

	«Нижняя шуя»	Слободской у., р. Вятка
	«Шуга»	Сарапульский у., р. Сива
	«Шуя»	Вятский и Котельнический у., р. Вятка Глазовский у., р. Чепца
Гродненская	«Болваны»	Гродненский у., р. Неман
	«Шарош»	Слонимский у., р. Щара
Екатеринославская	«Вотха» или «витха»	Павлоградский у., р. Волчья
	«Кисель»	Верхнеднепровский у., р. Днепр
	«Подпона» или «шерех»	Павлоградский у., р. Днепр
	«Цындра»	Новомосковский у., р. Днепр
	«Шерех»	Екатеринославский у., р. Днепр
Казанская	«Жужка»	Свияжский у., р. Волга
Киевская	«Шерех» или «шерет»	Черкасский у., р. Днепр
Костромская	«Салда»	Чухломский у., р. Вига
Кубанская область	«Шереш» или «шереж»	Баталпашинский отдел р., Теберда
Курляндская	«Sehris» (латышское)	Гольдингенский у., р. Виндава
Минская	«Шароша»	Слуцкий у., р. Неман
	«Шерош»	Игуменский у., р. Березина
Московская	«Донное сало»	Коломенский у., р. Москва
Нижегородская	«Жужга»	Нижегородский и Семеновский у., р. Волга
	«Сарга»	Нижегородский у., р. Волга
	«Шорох»	Макарьевский у., р. Ветлуга

В 1903–1904 гг. М.Ф. Ционглинский в работе «О наблюдениях над замерзанием реки Невы и исследованиях заторов на ней» подтвердил вывод Л.Л. Владимирова, что зажоры и наступающее после них наводнение есть результат массового скопления донного льда в русле реки. Им был получен «подробный технический материал, заключающийся в промерах русла и толщины льда, профилях, нивелировке, наблюдениях на водомерных постах и пр., а также наблюдениях над образованием донного льда» [5]. Тем не менее, вопрос об образовании донного льда остался открытым.

В дополнении к проведенным Ционглинским работам Управление внутренних водных путей в 1904 г. поручило В.М. Лохтину изучение того же вопроса и производство необходимых наблюдений. Проведя ряд опытов в стоячей, полустоячей, текущей по желобам воде, и другие наблюдения, он доказал, что лед на дне не образуется. В заключении он писал: «Невские заторы и их подтопы нужно оставить в покое, тем же, которые от них терпят ущербы предложить принять самим возможные и легко исполнимые меры» [3].

Очередной, пятый по счету выход из строя Петроградского водопровода в 1914 г положил начало лабораторному изучению донного льда.

В 1915 г. под руководством В.Я. Альтберга были проведены исследования процессов льдообразования в природных и лабораторных условиях с целью решения ряда научно-практических задач. Опытным путем выяснено, что текущая вода уносит развивающуюся при кристаллизации теплоту, это объясняет усиленное образование донного льда в реках, несмотря на незначительное переохлаждение воды в это

время. «Выступы дна, как места, непрерывно омываемые переохлажденной водой, являются наиболее благоприятными пунктами для выделения кристаллов, чем обусловлено образование льда именно на дне рек» [1]. Лабораторные опыты также показали, что более энергичное выделение рыхлого льда происходит в местах с быстрым течением.

В.Я. Альтберг – автор наиболее совершенной теории образования донного льда. Согласно ей, зарождение донного льда происходит в толще потока и на дне в результате турбулентного перемешивания и теплоотдачи, ведущей к переохлаждению массы воды по всей толще потока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альтберг, В.Я. Подводный лед. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 196 с.
2. Вейц, А. О происхождении льда на дне некоторых рек / А. Вейц // Горный журнал. – № 6. – 1836. С. 601-606.
3. Лохтин, В.М. Ледяной нанос и зимние заторы на р. Неве / В.М. Лохтин // Материалы для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий. СПб., 1906. 85 с.
4. Семивский, Н. Новейшие повествования о Восточной Сибири. СПб.: Военная типография, 1817. 186 с.
5. Ционглинский М.Ф. О наблюдениях над замерзанием реки Невы и исследованиях заторов на ней. СПб., 1905. 30 с.
6. Щукин Н.С. Поездка в Якутск. СПб.: Тип. К. Вингебера, 1833. 231 с.
7. Ячевский, Л.А. Материалы по вопросу об изучении условий образования донного льда. СПб.: Городская типография, 1907. 20 с.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД В УСТЬЯХ РЕК И ЛАЙДАХ ЗАПАДНОГО ЯМАЛА¹

И.Д. Стрелецкая*, А.А. Васильев***,
Г.Е. Облогов*****, В.А. Федин*, Н.А. Задорожная***

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

*** Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия*

**** Тюменский государственный университет, Тюмень,
Россия*

e-mail: irinastrelets@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

В связи с изменениями климата в научной литературе большое внимание уделяется вопросам, связанным с деградацией мерзлоты в Арктике. В тоже время, на Севере на поймах рек и морских лайдах идет современное накопление и промерзание пород. Изучение динамики температур и особенностей формирования отложений важны для понимания процессов новообразования многолетнемерзлых пород (ММП) и дальнейшей эволюции криолитозоны [1]. По общему мнению, за последние 30-35 лет в Арктике наблюдается выраженное потепление климата. При этом наибольшее потепление характерно для континентальных районов. На морских побережьях потепление выражено слабее [5]. Для района Марре-Сале (Западный Ямал, Западная Сибирь) амплитуда повышения среднегодовой температуры воздуха за 1970-2015 гг. составляет около 2 °С или 0,04 град/год. Потепление климата приводит к ускорению деградации ММП в зоне распространения термоабразионных берегов и ухудшению

¹ Исследования поддержаны РФФИ (проект № 16-05-00612)

условий новообразования ММП в зоне аккумулятивных берегов. Цель исследований – установить особенности формирования мерзлых пород в устьях рек и на лайдах Западного Ямала и роль повышения температур воздуха в этом процессе.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБСУЖДЕНИЕ

В районе стационара Марре-Сале, на побережье Западного Ямала наблюдались три типа низких приморских поверхностей: первая – устье реки Марре-Яха, где промерзают и переходят в многолетнемерзлое состояние речные и частично морские отложения, вторая – лайда, где аккумулируются и промерзают морские осадки, и третья – морской пляж около термоабразионного берега. Абсолютные отметки поверхностей пляжа, морской лайды и приустьевой поймы не превышают первых метров. В условиях сурового климата осадки промерзают одновременно с накоплением – сингенетически, а разный режим осадконакопления определяет состав отложений, льдистость, количество органики и воднорастворимых солей в отложениях. В отложениях, насыщенных органикой, активно идет метанообразование. Геологический разрез пляжа на участке термоабразионного берега в районе Марре-Сале с поверхности до глубины 0,6 м представлен современными желтовато-серыми мелкозернистыми песками, с маркирующим прослоем гальки на глубине 0,6 – 0,8 м. С глубины 0,8 м разрез представлен позднеплейстоценовыми серыми слоистыми глинами морского генезиса. Примерно с глубины 1,5 – 1,8 м глины мерзлые. Суммарная влажность (льдистость) глин достигает 30-35 % [4]. Все отложения засолены, содержание воднорастворимых солей в песках составляет $0,1 \div 0,4$ %, в глинах – в среднем 0,8 %. Температура замерзания песков с данной засоленностью составляет $-0,2 \div -0,6$ °С, глин – около $-1,4$ °С.

Скважина SB 03 глубиной 3,2 м пробурена в 12 км к югу от м/с Марре-Сале на поверхности морской лайды. Высота устья скважины над уровнем моря - 0,2 м. В приливы, шторма и при нагонах поверхность лайды покрывается водой. До 2014 г. наблюдения с помощью автономных логгеров выполнялись на глубинах 0,03, 0,6, 1,1 и 1,6 м. В августе 2014 были добавлены датчики на глубине 2,0 и 2,5 м. Измерения проводятся четыре раза в сутки. Геологический разрез морских отложений с поверхности до глубины 0,7 м представлен средне – мелкозернистыми песками. Далее следует прослой аллохтонного плохо разложившегося торфа мощностью 0,3 м, который подстилается бурыми илистыми неконсолидированными отложениями супесчано-суглинистого состава с включением органического детрита. С глубины 1,0 м, разрез сложен серыми тяжелыми суглинками и глинами. Отложения полностью водонасыщены, а с глубины 1,7 м содержат кристаллы льда. Влажность (льдистость) пород изменяется в пределах 30-45 %.

По разрезу чередуются твердомерзлые горизонты мощностью 0,02 – 0,1 м и отрицательно температурные пластично мерзлые слои мощностью 0,2 – 0,5 м. Отложения засолены, содержание водорастворимых солей в поверхностных песках составляет $0,1 \div 0,4\%$, в глинах – $0,4 \div 2,0\%$. Температура начала замерзания глин с таким содержанием солей изменяется от -1,1 до -3,8 °C. Такие особенности физического состояния пород при новообразовании мерзлоты в районе Марре-Сале ранее установил Н.Ф. Григорьев [2].

Многолетний ход температуры в скважине SB 03 (морская лайда) и в скважине SB 01 (пляж) приведен на рис. 1.

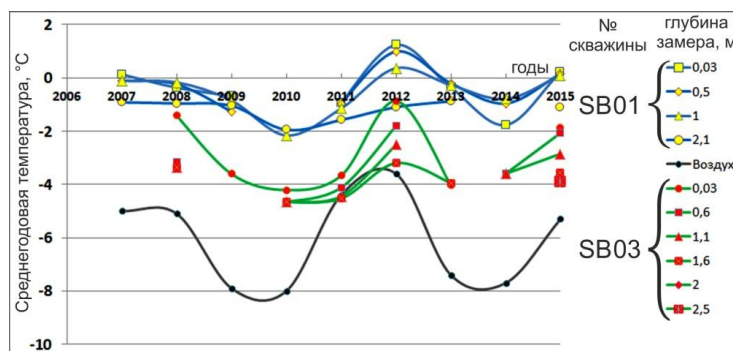


Рис. 1. Многолетний ход температуры в скважине SB 03 (новообразование многолетнемерзлых пород на морской лаиде), в скважине SB 01 (формирование сезонно мерзлых пород на пляже) и воздуха (по данным метеостанции Марре-Сале)

На морской лаиде среднегодовая температура мерзлых пород на глубине 2,5 м составляет $-3,9^{\circ}\text{C}$, что на $1,5^{\circ}\text{C}$ выше, чем на поверхностях водораздельных уровней [3]. Глубина нулевых годовых амплитуд температуры пород составляет 3,0 – 4,0 м. Малая мощность слоя нулевых годовых амплитуд объясняется затратами тепла на фазовые переходы в толще промерзающих пород. На рис. 1 приведен также ход среднегодовой температуры воздуха (черная линия). Установлено соответствие в изменении температур воздуха и в верхних горизонтах мерзлых пород. При повышении среднегодовой температуры воздуха заметно возрастает среднегодовая температура пород на всех глубинах. Современные синкриогенные аллювиально-морские отложения в устье р. Марре-Яха представлены сизовато-бурой ожелезненной супесью, с поверхности перекрытой слоистым минерализованным торфом мощностью 0,3 м. Супеси и пески низкой лайды (осушки, периодически заливаемой в прилив) засолены с поверхности, отложения высокой лайды ниже слоя

сезонного оттаивания – пресные (степень засоления составляет $0,05 \div 0,1$ %). Суммарная влажность отложений колеблется от 50 до 150 %. Верхняя часть разреза в интервале 1,3 – 1,0 м представляет собой высокольдистый горизонт с чередующимися атакситовой и неполносетчатой криотекстурами (суммарная влажность отложений составляет 90-150 %). Этот горизонт мы относим к промежуточному слою, формирование которого связано с замедлением темпов седиментации и сокращением мощности СТС в процессе накопления торфа на поверхности. Механизм формирования промежуточного слоя (квазисингенез) подробно рассмотрен Ю.Л. Шуром [6]. Ниже залегают менее льдистые (суммарная влажность 50-60 %) синкриогенные отложения. В устьях рек вне зоны влияния морских вод глубина нулевых годовых амплитуд температуры составляет 7,0 – 8,0 м, и здесь также происходит новообразование низкотемпературной мерзлоты со среднегодовой температурой около $-5,7$ °C [3].

Таким образом, на морских лайдах происходит новообразование сравнительно низкотемпературной мерзлоты со среднегодовой температурой около $-4,0$ °C. Зависимость температуры пород лайды от температуры воздуха объясняется особенностями состава отложений. Песчаный разрез и высокая засоленность отложений увеличивает теплопроводность пород на лайдах. Это и является причиной почти мгновенной реакции мерзлоты на внешние факторы, в первую очередь, на меняющиеся среднегодовые температуры воздуха. Глубина нулевых годовых амплитуд не превышает 4-5 м, что связано с затратами тепла на фазовые переходы в зоне промерзания. Потепление климата затрудняет новообразование мерзлоты.

На приустьевых участках пойм формируются высокольдистые слабозасоленные отложения со

среднегодовой температурой ниже -5 °С. Глубина нулевых годовых амплитуд находится на глубине 7-8 м. Такие условия делают систему более устойчивой и повышение температур воздуха в меньшей степени влияет на новообразование многолетнемерзлых пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли. – Т. XV, № 2. – 2011. – с. 56-64.
2. Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части западного Ямала. – Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1987. – 112 с.
3. Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Полякова Е.И. Температура, состав и возраст отложений шельфа Карского моря в районе геокриологического стационара Марре-Сале // Криосфера Земли. – Т. XIX, № 4. – 2015. – с. 3-16.
4. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. – Т. IX, № 3. – 2005. – с. 16-27.
5. Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. – Новосибирск: «Гео», 2005. – 54 с.

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА МАКСИМАЛЬНЫХ ЗАТОРНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ НА РЕКЕ ПЕЧОРА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

А.В. Стриженок

*Государственный гидрологический институт, г. Санкт –
Петербург, Россия*

e-mail: inastenka@mail.ru

Заторные явления - неотъемлемая составная часть процесса вскрытия рек севера европейской территории России [5]. Заторы льда здесь образуются ежегодно, нередко обуславливая катастрофические наводнения, приносящие значительный материальный и социальный ущерб.

В настоящее время существуют методики прогноза максимальных заторных уровней воды для участков рек, известных своими заторами, оправдываемость которых составляет от 70 до 90 %, а заблаговременность – от 1 до 10 суток. Однако уже разработанные методики требуют уточнения по мере накопления гидрометеорологической информации и прохождения выдающихся половодий.

На прогнозные методики оказывает влияние изменение климата (как показывают обобщения, выполненные в Гидрометцентре России, на территории страны средняя годовая температура воздуха выросла почти на 1,5°С за период с 1976 по 2012 гг.) и антропогенные факторы (строительство мостов, руслоисправительные работы и т.д.).

Большой вклад в разработку методов прогноза заторных наводнений для рек Севера ЕТР внесли ученые

Гидрологического института и, в частности, В.А. Бузин [1, 2-4].

Изменение климата оказывает влияние на формирующие заторы льда на реках факторы: возрастает количество зимних оттепелей, увеличивается зимний сток рек и зашугованность речного русла, уменьшается максимальная толщина ледяного покрова [6]. На рисунке 1 представлены изменение зимних температур для бассейна реки Печора.

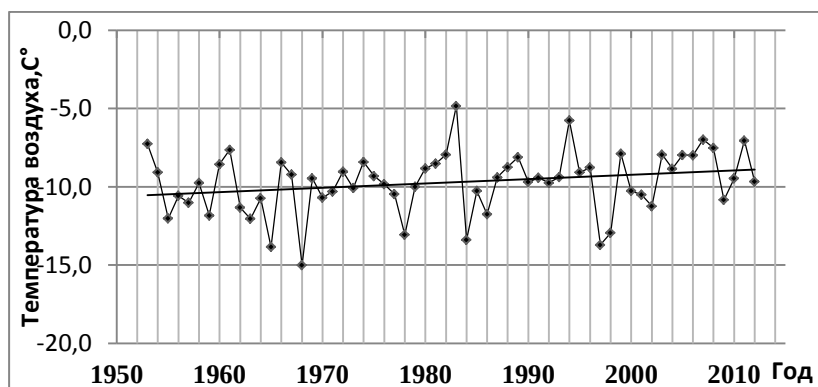


Рис. 1. Многолетние изменение температур воздуха за октябрь – апрель на метеостанции Усть-Цильма

Анализ этих факторов, показал, что за рассматриваемый период произошли изменения вкладов в процесс заторообразования. Если в 1950-70 г.г. в формировании максимального заторного уровня воды преобладали весенние факторы вскрытия реки, то в последующие годы главным стал максимальный уровень в начале ледостава, косвенно указывающий степень зашугованности русла (осенне – зимние факторы).

При разработке методов прогноза заторов льда на реках Севера ЕТР В.А. Бузиным [2] был исследован заторный

участок реки Печоры, расположенный ниже устья реки Ижма, которая в значительной мере формирует режим этого участка и вскрывается в среднем на 8-10 дней раньше широтного участка Печоры. Разрушение ледяного покрова и образование заторов льда в нижнем течении Печоры происходит при этом на первой волне половодья, сформировавшейся на Ижме и двух других левобережных притоках Печоре - Пижме и Цильме. Связь между заторным уровнем и затороформирующим расходом воды на рассматриваемом участке Печоры обратная, что связано с наличием широкой поймы, при выходе воды и льда на которую резко замедляется прирост уровня. К факторам, влияющим на мощность заторов, следует отнести также подготовленность ледяного покрова к вскрытию, численным показателем которой может служить превышение уровня воды на дату составления прогноза (дата первого после весенних ледовых явлений на р. Ижма у д. Картайоль максимального уровня) над максимальным уровнем воды в начале ледостава. Вышеизложенное отражено в зависимостях, установленных для участка Печоры у села Усть-Цильма

$$\Delta H_z = -0,0106 Q_{кр.У.-Ц} + c, \quad (1)$$

где $Q_{кр.У.-Ц}$ – расход воды у кромки ледяного покрова при вскрытии Печоры у с. Усть-Цильма, $м^3/с$; c - величина, зависящая от ледовой обстановки у с. Усть-Цильма в день составления прогноза, см.

Расход воды $Q_{кр.У.-Ц}$ предвычисляется со средней заблаговременностью 9 суток по формуле

$$Q_{кр.У.-Ц} = 4,86 Q_{И.К} + 0,744 Q_{М.М.}, \quad (2)$$

где $Q_{И.К}$ и $Q_{М.М.}$ - расходы воды на день выпуска прогноза в реках Ижма у с. Картайоль и Печора у д. Мутный Материк.

Несмотря на то, что оправдываемость данной методики составляет 72%, изменение состава наблюдений на гидрологической сети привело к необходимости изменить

подход к выбору аргументов расчетной методики. Основные факторы для прогноза максимального заторного уровня в створе с. Усть-Цильма на р. Печора были выбраны после анализа корреляционных зависимостей (таблица 1), оценки вкладов аргументов прогностической зависимости и статистического анализа.

Таблица 1.

Парные коэффициенты корреляции максимальных заторных уровней воды с количественными показателями факторов вскрытия и заторообразования

	Показатель	Период, г.	
		1953 - 2009	1953 - 1979
1	Максимальный уровень начала ледостава ($H_{\text{макс.лдст}}$)	0,33	0,34
2	Максимальная толщина ледяного покрова ($h_{\text{л}}$)	0,02	0,03
3	Уровень на первый день после окончания ледовых явлений на р. Ижме – д. Картайоль (дата выпуска прогноза ДВП) $H_{\text{махИж.Карт}}$	0,58	0,58
4	Уровень на дату выпуска прогноза на р. Печоре – д. Мутный Материк $H_{\text{ДВП, Мут.Мат.}}$	0,22	0,15
5	Уровень на дату выпуска прогноза на р. Печоре – д. Усть-Цильма	0,33	0,29

- максимальный уровень в начале ледостава в с. Усть-Цильма ($H_{\text{макс.лдст}}$);
- максимальная толщина ледяного покрова в с. Усть-Цильма (h_l);
- уровень на первый день после окончания ледовых явлений на р. Ижме – д. Картайоль (дата выпуска прогноза ДВП) ($H_{\text{махИж.Карт}}$);
- уровень на дату выпуска прогноза на р. Печоре – д. Мутный Материк ($H_{\text{ДВП, Мут.Мат.}}$);
- уровень на дату выпуска прогноза на р. Печоре – д. Усть-Цильма.

Ниже приведена прогнозная зависимость, установленная для участка реки Печоры у села Усть-Цильма:

$$H_{\text{зат.}} = -0,04 H_{\text{макс.лдст}} + 3,69 h_{\text{макс.лд}} + 0,56 H_{\text{махИж.Карт}} + 0,30 H_{\text{ДВП, Мут.Мат.}} + H_{\text{ДВП, Усть-Цильма}} + 152 \quad (3)$$

Для разработанной методики краткосрочных прогнозов максимальных заторных уровней была проведена оценка по двум критериям: отношению средней квадратической ошибки прогноза (s) к природной вариации предсказываемого уровня (σ_H) и отношению ошибки s к вариации изменения уровня за период заблаговременности прогноза ($\sigma_{\Delta H}$). Полученные результаты следует отнести к категории удовлетворительных, при оценки по этим критериям. В таблице 2 приведено сравнение результатов методики расчета максимального заторного уровня воды основанная В.А.Бузиным и методика, разработанная при недостатке данных по расходам.

Таблица 2.

Сведения об эффективности методик краткосрочных прогнозов максимальных заторных уровней воды на реке Печора у с Усть – Цильма

Период	Ср.заблаг.прогноза	Ср.кв.кв.ат.порреш н.	Оценка эффект. через среднее квадратическое отклонение от нормы					
			уровня воды (σ_H)			Изм. уровня за период заблагов. прогноза ($\sigma_{\Delta H}$)		
			$\frac{s}{\sigma_H}$	P %	P ₁	$\frac{s}{\sigma_{\Delta H}}$	P , %	P ₁
Методика В.А. Бузина								
1953-1980	9	115	0,74	72	44	0,74	72	56
Методика при недостатке данных о расходах воды								
1953-1979	9	105	0,67	67	52	0,67	78	52
1953-2009	9	97	0,67	65	48	0,67	67	48

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бузин В.А., Чачина Н.С., Шаночкин С.В. Прогнозы максимальных зазорных и заторных уровней воды рек Северная Двина и Даугава. // Труды ГГИ, 1986. Вып. 323. С. 19-27.
2. Бузин В.А. Факторы образования и прогноз заторов льда на реках севера ЕТР. / Метеорология и гидрология. 2010, № 4. С. 63-74.
3. Бузин В.А. Применение теоретической модели затора льда для прогноза максимальных заторных уровней воды рек севера. // Сб. работ по гидрологии. 1999, № 23. С. 108-115.
4. Бузин В.А., Горошкова Н.И., Палкина Д.А., Стриженко А.В. Зависимости для прогнозов максимальных

заторных уровней воды Сухоны, Юга и Малой Северной Двины и влияние на них климатических и антропогенных факторов.

5. Ваганов П.А. Экологический риск. / СПб.: Изд-во С-Пб. ун-та, 1999. 115 с.

6. Гинзбург Б.М. Сроки замерзания и вскрытия рек в конце XX века и возможные их изменения в XXI веке. / Метеорология и гидрология. 2005, № 12. С. 88-97.

ЗИМНИЕ ПРОЦЕССЫ В ЧЕТКОВИДНОМ РУСЛЕ Р. ШЕСТАКОВКИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ¹

А.М. Тарбеева*, И.В. Крыленко*, Л.С. Лебедева,
В.С. Ефремов**, В.В. Шамов*****

** Московский государственный университет им. М.В.
Ломоносова, Москва, Россия*

*** Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО
РАН, Якутск, Россия*

**** Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, Россия*

e-mail: amtarbeeva@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Четковидные русла малых рек, характеризующиеся сопряженным чередованием озеровидных расширений и соединяющих их узких протоков, являются хорошо известным, но малоисследованным явлением в криолитозоне. Их образование чаще всего связывают с

¹ Выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00549)

термокарстом [4, 6], но известны и другие механизмы их образования [2, 3, 6]. Специфическая морфология четковидных русел способствует формированию особых ледовых, термических, химических и гидрологических условий, существенно отличающих их от русел малых рек, не имеющих четковидного строения. Это создает благоприятные условия для обитания гидробионтов и придает четковидным рекам большое экологическое значение [5, 7]. Между тем, большинство исследований четковидных русел криолитозоны относится к зоне тундры. В рамках данного исследования были проведены специальные наблюдения за зимним состоянием четковидного русла в таежной части криолитозоны, в Центральной Якутии.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ. СОСТАВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Климат Центральной Якутии резко континентальный. Зима длится с начала октября до конца апреля и отличается суровостью: средняя температура января составляет - 38,6°C. Снежный покров достигает мощности 30-40 см.

Исследования зимнего состояния четковидного русла проводились в апреле 2016 г. в верховьях р. Левой Шестаковки – основной составляющей р. Шестаковки, впадающей слева в р. Лену в 20 км к югу от г. Якутска. Площадь водосбора р. Левой Шестаковки на участке наблюдений изменяется от 80 до 100 км². Бассейн расположен в пределах холмистой аккумулятивной равнины с абсолютными высотами 220-300 м и сложен преимущественно мелко-среднезернистыми песками. Мощность многолетнемерзлых пород на участке составляет 300-500 м, глубина сезонного протаивания от 0,5 до 4 м [1]. В бассейне распространены преимущественно сосновые и лиственнично-березовые леса и мари. По данным г/п

«Камырдагыстах», расположенном в устье р. Шестаковки (площадь водосбора 170 км^2 , период наблюдений с 1951 г. - по н.в.), среднемноголетний слой стока составляет 24 мм, расходы реки в устье изменяются от 0 до $18 \text{ м}^3/\text{с}$, в зимнее время в нижнем течении с ноября по март река промерзает до дна.

Проведенные наблюдения включали маршрутные обследования, бурение речного льда и подстилающего грунта на разных участках русла с описанием разрезов льда и грунта, а также определение состава обнаруженных гидробионтов, нивелировку продольного профиля поверхности льда и устьев скважин. Всего в русле было пробурено 9 скважин, из которых 2 скважины были заглублены в донный грунт на 2,5 и 4 м. В нескольких расширениях русла были определены температура, минерализация воды и содержание в ней растворенного кислорода.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Русло р. Левой Шестаковки имеет четковидное строение на протяжении 7 км на участке от начала постоянного водотока до слияния с левым притоком из оз. Малая Чабыда. Это место соответствует геоморфологической границе между древней аллювиальной равниной и эрозионно-денудационным склоном долины р. Лены, которые прорезает долина р. Шестаковки. Уклон днища долины на участке составляет 0,007. На исследованном участке русло представляет собой цепочку небольших озер диаметром от 5 до 15 м, глубиной до 2-3 м, соединенных узкими щелевидными протоками шириной до 1 м и глубиной также от 0,4 до 1 м. Расстояние между соседними озеровидными расширениями составляет от 15 до 40 м. Выраженность четковидных расширений русла в целом снижается вниз по течению: по мере увеличения глубины

руслового вреза расширения русел расположены реже и становятся более вытянутыми. Судя по меткам высоких вод, половодье на участке проходит на отметках на 0,2-0,5 м выше бровки поймы и на 0,8-1 м выше поверхности льда.

В период наблюдений участок четковидного русла р. Лево́й Шестаковки на всём протяжении был покрыт льдом и перекрыт снежным покровом мощностью 25-30 см. Высота поверхности льда и его мощность существенно различались в расширениях русла и соединяющих их протоках.

Узкие перекатные участки были промерзшими до дна, и заполнены льдом мощностью 0,4-0,5 м. В наиболее крупных расширениях русла, особенно хорошо выраженных в самом начале участка, подо льдом мощностью 0,8-1 м сохранялись линзы незамерзшей напорной воды. В результате напора воды, поверхность льда в расширениях русла имела куполообразную форму, и возвышалась над участками сужений на 0,3-0,5 м. Своды ледовых бугров в расширениях русла были разбиты трещинами шириной до 5-10 см разных направлений и генераций. Трещины были частично залечены льдом.

Толщина линз воды в ледовых буграх варьировала от первых сантиметров до 2 м. Под одним из крупных расширений русла был вскрыт талик мощностью 1,3 м. В нижней части исследованного участка расширения русла промерзли до дна, хотя также имели куполообразную форму поверхности льда. Мощность льда в перемерзших расширениях была выше и достигала 1,55 м.

Разрез льда в русле имел двучленное строение: верхняя часть разреза представлена желтоватым слоистым натечным льдом. В толще натечного льда наблюдалось до трех прослоев опавшей лиственничной хвои, что

свидетельствует о как минимум трехкратном излиянии воды по мере промерзания русла. Мощность натечного льда в сужениях была несколько меньше (0,05-0,2 м), чем в расширениях (0,3-0,5 м), что связано с задержанием изливавшейся воды снегом. Под натечным льдом залегал прозрачный речной лед, мощность которого также несколько различалась: от 0,2-0,4 м в сужениях до 0,6-1 м в расширениях. В стенках трещин, пересекающих речной лед, видны замороженные пузыри газа, вероятно выходившего в период промерзания русла. Донный грунт повсеместно представлен среднезернистыми хорошо отмытыми песками, которые в расширениях имели сизоватый оттенок и были перекрыты растительным остатками (мощностью до 0,1 м).

Температура воды в линзах составляла 0,5-0,6 °С, содержание кислорода от 0,27-0,30 мг/л, минерализация воды сильно различалась, составляя от 74 до 919 мг/л, что, видимо, связано с различием в соотношении объемов замерзшей и незамерзшей воды в каждом конкретном плёсе.

Давлением воды, выходившей фонтаном при бурении скважин в вершинах ледяных бугров, выбрасывало многочисленных рыб (амурские гольяны) длиной от 3 до 12 см, жуков-плавунцов, взрослую особь лягушки (вид не определен) и двух пиявок, присосавшихся к гольянам. Также в течение длительного времени (около 1 часа) из скважин выходил газ с затхлым запахом.

ВЫВОДЫ

Даже в условиях сурового климата Центральной Якутии и несмотря на малые размеры, четковидные русла рек, благодаря своей необычной форме, создают уникальные экологические условия и являются важными местами зимовки многих видов гидробионтов, что способствует расселению последних по территории водосбора. В

расширениях четковидных русел зимой активны биохимические процессы, которые приводят к образованию и выбросу в атмосферу болотного газа. Растрескивание ледяных бугров в зимний период, вероятно, также имеет большое значение для зимующих гидробионтов, так как приводит к высвобождению биогенных газов и обогащению воды кислородом.

Благодаря возвышению ледяных бугров, в расширениях русла сток половодья концентрируется по контакту льда и берегов, что усиливает их размыв, а наличие талого грунта на дне делает возможным углубление русла на данном участке. Таким образом, ледовые явления в четковидном русле также являются важным элементом поддержания четковидной формы русла независимо от его первоначального генезиса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойцов А.В. Гидрогеологический практикум (учебное пособие). Якутск. 2001.
2. Григорьев А.А. Геоморфологический очерк Якутии. Л.: Изд-во АН СССР. 1927.
3. Тарбеева А.М., Сурков В.В. Четковидные русла малых рек зоны многолетней мерзлоты // География и природные ресурсы. 2013. №3.
4. Термозрозия дисперсных пород. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1982.
5. Arp C. D., Whitman M., Jones B., Grosse G., Gaglioti B., Heim K. Distribution and biophysical processes of beaded streams in Arctic permafrost landscapes // Biogeosciences. № 12 (1). 2015.
6. Hopkins D., Karlstrom T., Black R. et al. Permafrost and ground water in Alaska // Geol. Surv., Prof. Pap. Washington, 1955. 264 F.

7. Oswood M. W., Everett K. R., Schell D. M. Some physical and chemical characteristics of an arctic beaded stream // Holarctic ecology. Copenhagen, 1989. 12.

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ АККУМУЛЯТИВНЫХ ДОННЫХ ФОРМ В ПОМОРСКОМ ПРОЛИВЕ ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ШТОРМОВОЙ АКТИВНОСТИ (МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ)

И.П. Трубкин*, Л.М. Шипилова**

**Всероссийский научно-исследовательский институт
экологии, Москва, Россия*

***Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

e-mail: trubkin.ivan@bk.ru, lm-shipilova@rambler.ru

В последние годы отмечается усиление изменений аккумулятивных донных форм северных морей [1]. Оценок таких изменений крайне мало. С учетом перспективы активного освоения северных морей приобретает особую важность и актуальность изучение механизмов формирования рельефа дна, взаимосвязей этих механизмов с гидродинамическими процессами.

Рассматриваемая работа выполнялась с целью изучения пространственного распределения потоков наносов и деформаций дна в Поморском проливе Печорского моря при различных ветровых условиях. Были определены зоны наибольшей интенсивности потоков наносов и зоны наибольших деформаций дна. Найдены численные оценки удельного объемного расхода наносов, деформаций дна по

отдельным направлениям ветра и с учетом естественного характера ветров.

По опубликованным метеорологическим данным [2] были определены возможные скорости и направления ветра с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра (табл. 1).

Таблица 1.

Расчетные скорости ветра юго-восточной части Баренцева моря и повторяемость ветра различных направлений
(средняя за год)

Направления	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Средняя скорость ветра, м/с	7,5	6,9	5,1	5,0	6,3	7,3	7,8	7,4
Скорость ветра 1 раз в 1 год, м/с	17,3	17,2	17,1	18,3	20,2	20,6	18,9	17,5
Скорость ветра 1 раз в 10 лет, м/с	22,7	21,8	21,2	22,8	24,7	24,5	23,0	22,7
Скорость ветра в 1 раз в 100 лет, м/с	28,2	26,3	25,3	27,2	29,2	28,4	27,2	27,9
Повторяемость ветра, %	9,2	10,7	12,7	12,9	16,8	16,9	10,7	10,1

По данным (табл. 1) были рассчитаны [3] поля течений, ветровых и инфрагравитационных волн, найдены значения вектора удельного объемного расхода наносов, и затем относительные деформации дна при ветрах различных направлений (рис. 1 и 2) трехсуточного шторма.

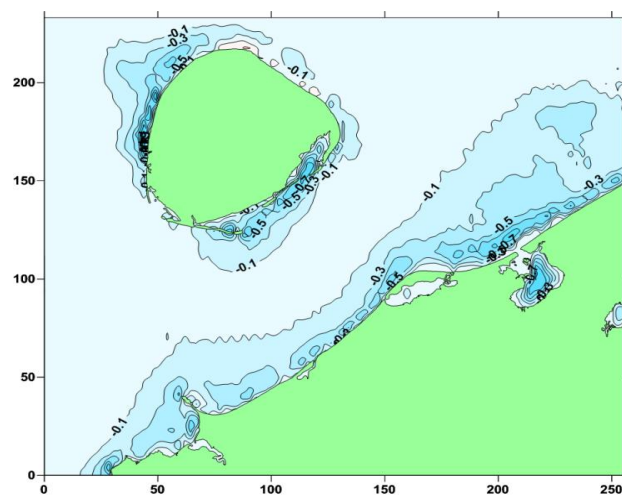


Рис. 1. Деформация дна (мм) в условиях штормового ветра (повторяемости 1 раз в 100 лет) северо-западного направления (масштаб по осям в километрах)

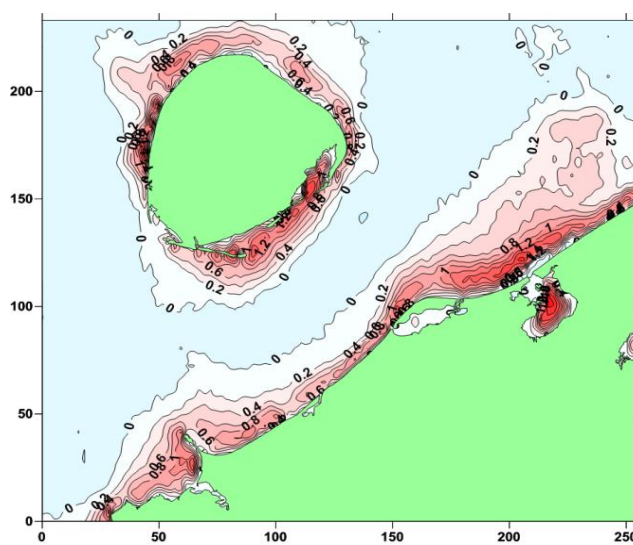


Рис. 2. Деформация дна (мм) в условиях штормового ветра (повторяемости 1 раз в 100 лет) юго-восточного направления (масштаб по осям в километрах)

Полученные данные относительной деформации дна позволили оценить суммарную массу транспортируемых наносов (в килотоннах) в акватории залива при различном преобладающем направлении ветра (рис. 3).

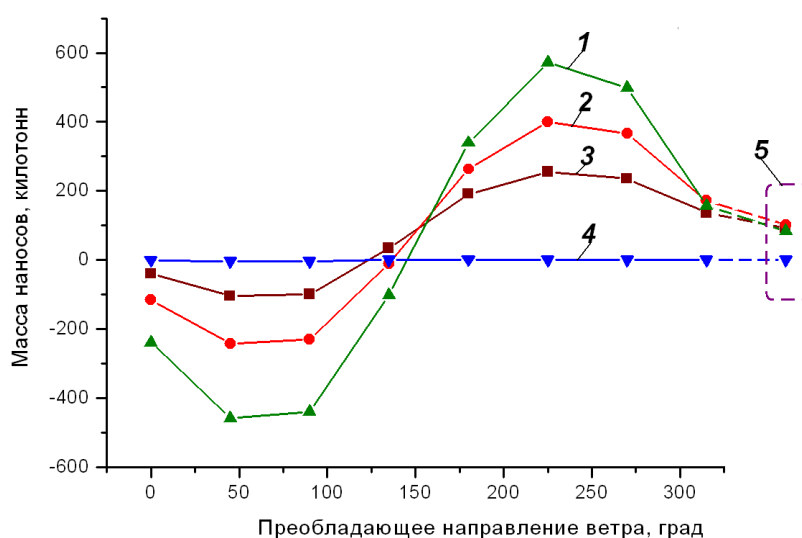


Рис. 3. Масса транспортируемых наносов (килотонн) в пределах акватории Поморского пролива за период трехдневного шторма при различном преобладающем направлении ветра с повторяемостью: 1 - один раз в 100 лет; 2 - один раз в 10 лет; 3 – один раз в 1 год; 4 – при средней скорости ветра; 5 – при характерном для рассматриваемого района распределении длительностей действия ветра по их направлениям

Результаты расчетов показали, что транспорт наносов и переформирование рельефа дна рассматриваемой морской акватории в основном происходит в период сильных штормов. При ветрах, не превышающих средних значений,

масса транспортируемых наносов мала для активного процесса переформирования рельефа дна. Механизм транспорта наносов в этом случае ограничен условием отрыва отдельных частиц донного грунта в потоке воды.

При характерном для рассматриваемого района распределении длительности действия ветра масса транспортируемых наносов принимает некоторую положительную величину. Эта величина, согласно полученным результатам, практически не зависит от интенсивности штормов. Такой результат характеризует эффект накопления взвешенного материала на дне и дает основание для прогноза слоя аккумуляции наносов в акватории пролива за длительный период времени.

Ветровые и приливные течения формируют в Поморском проливе как зоны аккумуляции, так зоны размыва дна. В зависимости от взаимного направления векторов приливного и ветрового течения изменяются параметры донных форм. При совпадении направлений названных векторов происходит усиление процесса транспорта наносов, усиление зон донной эрозии и уменьшению зон аккумуляции. В таком случае происходит обновление вод рассматриваемой акватории. В случае противоположной направленности названных векторов происходит замедление процесса транспорта наносов, образование зон аккумуляции и интенсивное переформирование донных форм.

При ветрах различных направлений в Поморском проливе Печорского моря согласно приведенным на рис.3 данным может быть усиление зон донной эрозии и уменьшению зон аккумуляции или образование зон аккумуляции, и накопления суммарной массы транспортируемых наносов. В частности, при южном, юго-восточном, восточном и

северо-восточном штормовом ветре преобладают ситуации замедления процесса транспорта наносов и накопления в акватории суммарной массы транспортируемых наносов, а при северном, северо-западном и западном ветрах преобладают процессы донной эрозии и уменьшению зон аккумуляции.

Полученные материалы позволяют выявить некоторые механизмы формирования рельефа дна, взаимосвязи этих механизмов с гидродинамическими процессами, и прогнозировать накопления взвешенного материала на дне за длительный период времени, что необходимо для выбора оптимальной трассы морских газопроводов и решения актуальных вопросов гидротехнического строительства и экологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матишов Г.Г., Артюхин Ю.В., Проблемы изучения берегов морей и задачи научного обеспечения их освоения. Вестник Южного научного центра РАН, 2010, Т 6, № 2. С. 22 – 29.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
3. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик) //М.: Научный мир, 2007. 264 с.

ПОТОКИ ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА И ДЕФОРМАЦИИ ДНА В ЗАЛИВЕ ЛАГУННОГО ТИПА (МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ ДЛЯ ЗАЛИВОВ БАЙКАЛ И ПОМРЬ ОХОТСКОГО МОРЯ)

Л.М. Шипилова*, И.П. Трубкин,**

** МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

*** Всероссийский научно-исследовательский институт
экологии, Москва, Россия*

e-mail: trubkin.ivan@bk.ru, lm-shipilova@rambler.ru

Заливы лагунного типа, как правило, мелководны, частично или полностью защищены от волнового воздействия открытого моря аккумуляционным песчаным или галечным барьером (коса, цепочка островов). Для такой акватории характерны сложные взаимодействия гидродинамических и морфодинамических процессов [1].

В работе представлены некоторые результаты модельных расчетов потоков взвешенного вещества в придонной области и деформаций дна при различных направлениях ветра в шторме с учетом стока рек и приливно-отливных явлений.

Работа выполнялась с целью разработки методов снижения негативного воздействия на экосистему в заливах в случае их хозяйственного освоения. Произведена оценка и выявлены зоны наибольшей интенсивности удельного объемного расхода взвешенного вещества и деформаций дна по отдельным направлениям и скоростям экстремального ветра и с учетом естественного характера ветров.

Объектом исследований выбраны заливы Байкал и Помрь Охотского моря. Эти заливы являются мелководными лагунами, соединёнными с Сахалинским заливом широкими проливами. Залив Байкал отделяется от Сахалинского залива островом Уш (длина 12 км) и двумя полуостровами — Виски и Скобликова, а зал. Помрь — полуостровом Кеми (коса Кеми), длиной 18 км.

Грунты в основном песчаные или илисто-песчаные. Глубины до 13 м. Максимальные приливы около 2 м; в периоды отлива дно заливов обнажается на расстоянии до 2 км от берега. В залив Байкал впадает много рек: наиболее крупные из них — Большая, Полищука, Волчанка и Нельма. В залив Помрь впадают реки Лагуринка, Корюшка и другие.

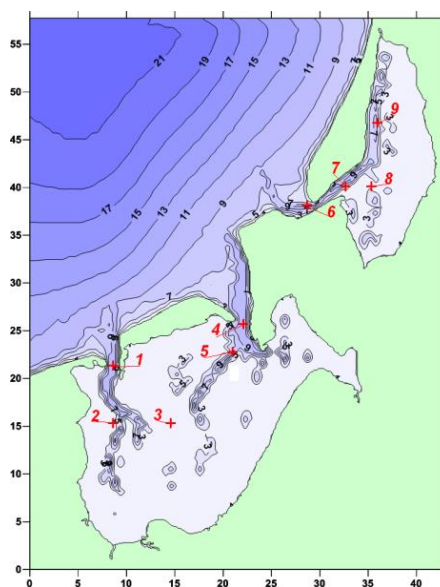


Рис. 1. Глубины в заливах Байкал и Помрь (отмеченные знаки, характеризуют точки расчетной сетки с данными, представленными в последующих таблицах (масштаб по осям в километрах)

Расчеты производились с учетом приливно-отливных явлений и стоковых течений. Так как по данным водного реестра для рек, впадающих в заливы Байкал и Помрь, не указаны объемы стока то, по аналогии с другими известными реками за расчетную величину была принят среднегодовой объем стока в $5 \text{ м}^3/\text{с}$, характерный для летнего периода [2].

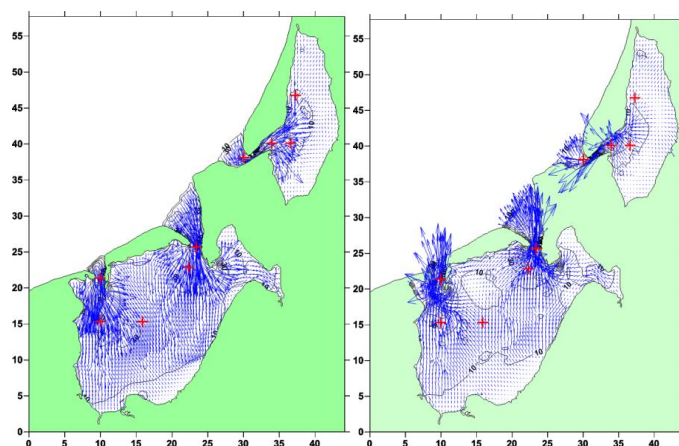


Рис. 2. Приливные течения (см/с) у дна заливов Байкал и Помрь в летний период: **а** - на фазе прилива (значения модуля скорости в контрольных точках 134.1703; 42.58911; 27.02782; 53.46786; 127.3313; 70.56282; 90.78453; 30.54685; 11.3161); **б** - на фазе отлива (140.1292; 36.046; 17.29531; 69.90799; 138.6507; 72.96664; 81.83147; 29.92933; 7.923635)

С учетом режимных данных ветра [3] в шторме (табл.1) с различной обеспеченностью для 8 румбов направлений устойчивого ветра были рассчитаны [4] также скорости орбитального волнового движения и ветровые течения у дна в условиях штормового ветра (повторяемости 1 раз в год) по 8 румбам направлений. Расчеты производились на основе

электронных карт, содержащих батиметрию и контуры береговых линий заливов Байкал и Помрь.

Таблица 1.

Расчетные скорости ветра, возможные 1 раз в год, и повторяемость ветров различных направлений

Направления	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Скорость, м/с	22,0	21,2	22,0	21,2	18,4	17,7	20,5	22,8
Повторяемость, %	12,2	7,3	5,9	9,3	15,8	10,0	17,1	22,4

С целью оценки диапазона амплитуд процесса размыва-аккумуляции на дне были рассчитаны значения вектора удельного объемного расхода наносов, и затем относительные деформации дна по методике [4].

Полученные данные относительной деформации дна позволили оценить суммарную массу транспортируемых наносов (в килотоннах) в акватории заливов при различном преобладающем направлении ветра за период трехдневного шторма (рис. 3).

Как показали результаты расчетов, формирование рельефа дна рассматриваемой морской акватории за безледный период в основном определяется приливными, ветровыми и стоковыми течениями. Пространственные характеристики деформации дна в заливе во многом зависят от преобладающего направления морских штормов.

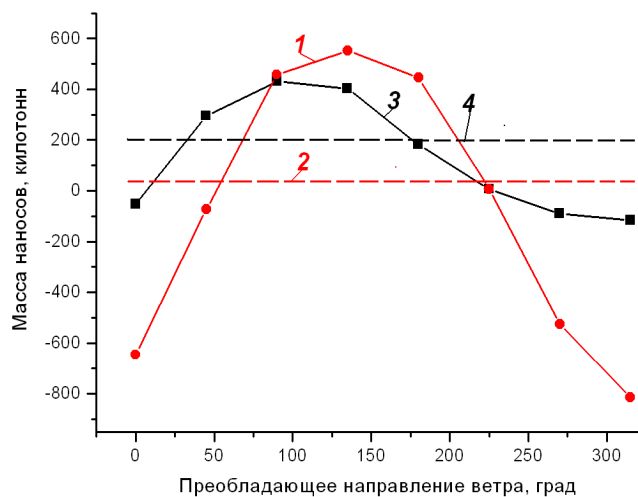


Рис. 3. Масса транспортируемых наносов (килотонн) за период трехдневного шторма при различном преобладающем направлении ветра с повторяемостью один раз в 1 год в пределах акватории заливов: 1 – Байкал; 3 – Помрь; 2 и 4 – значения при характерном для рассматриваемого района распределении длительностей действия ветра по их направлениям

При характерном для рассматриваемого района распределении длительности действия ветра масса транспортируемых наносов, согласно полученным результатам, принимает некоторую положительную величину. Такой результат характеризует эффект накопления взвешенного материала на дне и дает основание для прогноза слоя аккумуляции наносов в акватории заливов за длительный период времени.

В штилевых условиях речной сток формирует в заливах только зоны аккумуляции (без эрозии дна) с относительными деформациями, в основном, пропорциональными величине стока. В этом случае

приливные течения формируют в заливах как зоны аккумуляции, так зоны размыва дна. Однако за счет реверсивного характера приливных течений суммарная деформация дна принимает относительно малую положительную величину.

В штормовых условиях рельеф дна существенно трансформируется в зависимости от величины скорости приливных и ветровых течений, и преобладающего направления морских штормов. Взаимная направленность векторов прилива и ветрового течения является важнейшим фактором в перемещении наносов. При их совпадении происходит усиление процесса транспорта наносов, усиление зон донной эрозии и уменьшению зон аккумуляции. В этом случае происходит обновление вод акватории заливов. При противоположной направленности этих векторов происходит замедление процесса транспорта наносов, интенсивное образование зон аккумуляции и формирование бара на входе в залив, банок, пляжей и береговых валов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А. О некоторых особенностях лагун северо-восточного побережья СССР. // Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. 1957.
2. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т.1, Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. Изд. Академии наук СССР. Т. 2. Москва. 1960.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1998.
4. Трубкин И.П. Ветровое волнение (взаимосвязи и расчет вероятностных характеристик) // М.: Научный мир, 2007.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО И ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ¹

И.В. Федорова^{*,**}, С.Г. Романов^{**}, Н.К. Алексеева^{*,***},
Д.Ю. Большианов^{*}, М.А. Макушин^{**}, А.А. Шадрина^{*,**},
А.А. Четверова^{***}, Т.В. Скороспехова^{*}

**Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*

***Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

****Институт нефти и газа им.Трофимука, Новосибирск, Россия*

e-mail: ifedorova@otto.nw.ru, i.fedorova@spbu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследований, результаты которых представлены в данной работе, являются водоемы и протоки дельты р.Лены - самой обширнейшей в Российской Арктике. Общая площадь дельтового участка реки Лены по разным оценкам составляет от 25 до 32 тыс. км². В общей сложности дельта р. Лены включает в себя более 800 проток, 60 тыс. озер и 1500 тыс. островов [1]. Самая крупная протока дельты – Трофимовская, вторая по величине и водности – Быковская, затем идут Оленекская и Туматская протоки [5]. Территория дельты находится в зоне многолетней мерзлоты мощностью примерно 500-600 м [3], в толще многолетнемерзлых пород встречаются жилы, линзы и прослойки подземного льда, так называемого

¹ Работы были выполнены при поддержке фонда РФФИ (грант № 14-05-00787) и российско-германского проекта «CarboPerm – Углерод в вечной мерзлоте»

“ледового комплекса”, мощностью до 5 м и более, под реками и протоками имеются талики. Широко развиты термокарстовые процессы.

С 1998 года в рамках российско-германского сотрудничества проводятся комплексные исследования водных объектов дельты р. Лены [2]. Открытие новой станции на о.Самойловский в 2012 г. в центральной части дельты позволило выполнять научные работы круглый год, что дало возможность существенно дополнить редкие сведения о природных процессах, протекающих в зимний период.

В работе представлены результаты специальных гидрологических и гидрохимических зимних измерений, выполненных на протоках и озерах дельты р.Лены за последние 2 года. Также проведено сравнение полученных сведений с многолетними гидрологическими данными, измеряемыми на гидрометеорологической станции Хабарова (Быковская протока), и характеристиками летнего периода.

ЗИМНИЕ РАСХОДЫ ВОДЫ

На фоне увеличения среднего многолетнего стока воды по всем протокам дельты за период 1977-2004 (от 0,20 до 0,55% в год) [5] для зимних расходов воды в дельте р.Лены отмечено увеличение стока в феврале. Отмечается тренд на уменьшение толщины льда и продолжительности ледостава на Быковской протоке по данным станции Хабарова. Аналогичную картину с многолетними зимними расходами описывают и для бассейна р. Маккензи [4]. Минимальный уровень в русле до 80-х годов прошлого столетия чаще всего наблюдался в апреле-мае, с середины 80-х годов – в ноябре-декабре.

Измеренный в апреле 2016 г. расход воды на Главном русле р.Лены составил $1384 \text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует среднему многолетнему расходу в апреле за период 1951-2004 равному $1515 \text{ м}^3/\text{с}$. Расход наносов $6,17 \text{ кг/с}$ в апреле 2016 года примерно равен среднемноголетнему значению ($7,76 \text{ кг/с}$). Однако среднее значение рассчитывалось только для 5 лет измерений, по которым имеются стационарные наблюдения. Максимальная глубина в русле составляла 28 м, ширина – 1600 м, площадь – 23016 м^2 , максимальная скорость потока – $0,099 \text{ м/с}$, максимальная мутность – 8 мг/л .

Для Оленекской протоки измерение расходов выполнялось на створе недалеко от старого п.Чай-Тумус, в 40 км ниже по течению от стандартного гидрометеорологического створа. Несмотря на существенные глубины на профиле (до 15 метров), скорость течения отсутствовала, расход воды равнялся нулю. Это соответствует отмеченным средним многолетним значениям расхода для апреля за период 1977-2004 гг. Средняя величина $29,4 \text{ м}^3/\text{с}$ была получена по имеющимся в базе данных 6 годам, когда проводились стационарные измерения или наблюдался сток. Сток наносов для апреля не оценивался в связи с отсутствием расхода воды. По немногочисленным многолетним данным расход наносов в марте составляет $0,72 \text{ кг/с}$ и $3,37 \text{ кг/с}$ - в мае. Мутность воды в Оленекской протоке не превышала 3 мг/л .

Отсутствие стока в Оленекской протоке может быть вызвано двумя основными причинами: во-первых, подпором уровня воды со стороны моря, т.к. по рассчитанным данным влияние нагонов может распространяться на 210 км выше по течению протоки от морского края дельты, т.е. выше створа п.Чай-Тумус; во-вторых, промерзанием протоки на перекатах в мелководной

устьевой ее части, что требует дополнительных наблюдений в дальнейшем.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА

Толщина льда на Главном русле реки изменялась от 120 до 155 см, на Оленекской протоке равнялась 2 м. Снег на льду проток имел небольшую величину – 40-75 см для Главного русла и 5-10 см – на льду Оленекской протоки. Причем если температура снега при его глубине в 45 см на Главном русле колебалась от $-6,5^{\circ}\text{C}$ до $-8,6^{\circ}\text{C}$, то для толщины снега в 75 см амплитуда существенно возросла – от $-2,7^{\circ}\text{C}$ (у льда) до $-13,8^{\circ}\text{C}$ в приповерхностном слое (при температуре воздуха -15°C). Для Оленекской протоки толщина снега на льду была незначительной, температура снега практически равнялась приземной температуре воздуха и варьировала от $-10,1^{\circ}\text{C}$ до $-13,1^{\circ}\text{C}$ на дату измерения.

Для льда проток чаще всего можно было выделить два слоя – поверхностный, более мутный, толщиной в 8-12 см и прозрачный – до 2-х метров. Цветность льда составляла 23-40 град. pt-co. Немаловажным является факт значительного разброса значений мутности льда и снега, измеренных для проток и озер, - от практически прозрачного льда до 2416 мг/л (поверхностный лед на Главном русле) и 20074 мг/л (снег на старичном озере о.Самойловский), или 30 и 192 град. по шкале цветности соответственно. Лед озер о.Самойловский прозрачный, 20 градусов цветности, снег на льду содержит большое количество песка по причине эолового переноса.

Толщина льда на озерах колебалась в апреле 2016 г. от 155 см до 214 см, в апреле 2015г. – от 180 до 208 см. Высота снега на озерах в конце апреля 2016 г. не превышала 50 см, но в среднем составляла порядка 10-13 см.

ГИДРОХИМИЯ ВОД ДЕЛЬТЫ

Электропроводность воды в протоках была довольно высока и составляла 494-581 $\mu\text{S}/\text{см}$ или 311-368 мг/л (минерализация) по сравнению с летними значениями в 103-160 $\mu\text{S}/\text{см}$.

Температура придонного слоя озера Рыба на о.Самойловский в апреле 2015 года изменялась от 1,87°C до 3,68°C. Содержание растворенного кислорода в озерах составляло весной 2015 года 2,68-7,58 мг/л, электропроводность воды изменялась в озерах в 3 раза – от 130 до 391 $\mu\text{S}/\text{см}$, pH – 6,6-7,5, aCDOM [440nm] равнялась 1,14 - 4,40 м^{-1} . В апреле 2016 года придонная температура воды не превышала 1°C, электропроводность варьировала от 140 до 277 $\mu\text{S}/\text{см}$ (или 92-198 мг/л), содержание растворенного кислорода – от 6,34 мг/л (48% нас.) до 12,26 мг/л (93% нас.), перманганатная окисляемость изменялась от 4,6 до 20,5 мг/л. Содержание растворенного органического углерода (DOC) в озерах дельты в апреле 2015 г. составляла 10,8 – 18,6 мг/л.

Немаловажными являются полученные гидрохимические данные для таликов. В апреле 2015 г. отмеченная для таликовых вод электропроводность изменялась от 944 до 1688 $\mu\text{S}/\text{см}$. Для проб с глубины 6 м скважины, пробуренной в апреле 2016 рядом с Туматской протокой, минерализация составляла 333-828 (мг/л) по сумме ионов. Значения aCDOM[440nm] для таликовых вод равнялись 36,72 м^{-1} по сравнению с 0,10 – 0,82 м^{-1} CDOM для льда и снега. Для скважины, выполненной в апреле 2015 г., DOC талика равнялось 21,9 – 32,3 мг/л, причем максимальные величины DOC схожи с отмеченными летом значениями этого параметра для ручьев с тающего ледового комплекса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работы были выполнены при поддержке фонда РФФИ (грант № 14-05-00787) и российско-германского проекта «CarboPerm – Углерод в вечной мерзлоте».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Are, F., Reimnitz, E. (2000): An overview of the Lena River Delta settings: geology, tectonics, geomorphology, and hydrology. – J. Coastal Res. 16:1083-1093.
2. Hubberten, H.-W., Wagner, D., Pfeiffer, E.-M., Boike, J., Gukov, A. Yu. (2006): The Russian-German Research Station Samoylov, Lena Delta – a key site for Polar research in the Siberian Arctic. *Polarforschung* 73 (2/3), 2006. pp. 111-116.
3. Romanovskii, N.N., Hubberten, H.-W. (2001): Results of permafrost modeling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea region, Russia-Permafrost Periglac. Process. 12: 191-202.
4. Woo, M.-K., Thorne, R. Winter Flows in the Mackenzie Drainage System. *ARCIC, VOL. 67, NO. 2 (JUNE 2014)* P. 238 – 256.
5. Федорова И.В., Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Третьяков М.В., Четверова А.А. Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены / Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития // Под ред. Х. Кассенс, А.П. Лисицына, Й. Тиде, Е.И. Поляковой, Л.А. Тимохова. М.: Изд-во МГУ, 2009. 278-292 с.

ЗАТОРНОЕ НАВОДНЕНИЕ НА Р. СУХОНА В РАЙОНЕ Г. ВЕЛИКИЙ УСТЮГ 2016 Г.¹

**Н.Л. Фролова, С.А. Агафонова, И.Н. Крыленко,
А.А. Сазонов***

*МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия
e-mail: sv_andreevna@mail.ru*

Заторы льда и наводнения на реках России – достаточно распространенное явление, приносящее большой ущерб населению и хозяйству. Участок рр. Сухона и Малая Северная Двина от г. Великий Устюг до г. Котлас является самым проблемным с точки зрения заторных наводнений в пределах европейской территории России.

На участке ниже г. Великий Устюг созданы все условия для образования мощных заторов. Из-за субширотного расположения р. Сухона на всем протяжении вскрывается практически одновременно. Морфологические особенности – крутой поворот русла реки в районе г. Великий Устюг и протяженный перекатный участок р. Малая Северная Двина (перекаты Аристовские, Бобровниковские и Голодаевские) – способствуют практически ежегодному образованию заторов льда.

По летописным сведениям и различным описаниям, за 377 лет (1500–1877 гг.) в районе г. Великий Устюг зафиксировано 14 «исключительных» затоплений, превышавших или достигавших 7-метровой отметки и

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-37-00038)

среди них 2–3, превышавших 10 м над меженным уровнем воды. Почти все они были связаны с заторами льда [5].

По данным гидрологического поста (гп) Великий Устюг, с 1877 по 2016 гг. в узле слияния рек Сухона и Юг произошло 22 наводнения, из них 5 наводнений, включая наводнение 2016 г., превысивших 9 м над «нулем» поста. Между тем, только пятая часть нынешней городской территории не подвержена затоплению и при экстремальных половодьях под водой оказывается две трети площади города.

Для участка р. Сухона в районе г. Великий Устюг существует большое количество публикаций, посвященных условиям образования заторов, разработке методик прогноза максимальных заторных уровней воды, рекомендациям по предотвращению и борьбе с заторами льда [7, 4, 1, 2, 3].

Благодаря проводимым для нужд судоходства дноуглубительным работам во второй половине XX в. отмечалось некоторое снижение повторяемости опасных заторов. В последние годы ежегодно проводятся ледорезные работы по р. Малая Северная Двина от г. Великий Устюг до г. Котлас протяженностью 141,5 км, а также взрывные работы, объем которых меняется год от года в зависимости от наблюдаемых к началу весны ледовых условий [8]. Однако на сегодняшний момент ни один проект защиты г. Великий Устюг от заторных наводнений реализован не был.

Прошедшее заторное наводнение 15–20 апреля 2016 г. в г. Великий Устюг было неординарным — и по причинам, его вызвавшим, и по силе природной стихии, высоте подъема уровня воды в реке и масштабам затопления. Осенне-зимний период 2015–2016 гг. на территории

европейского севера России характеризовался неустойчивой, с преобладанием теплой, погодой. Зимний сезон сопровождался осенним вскрытием, снего-дождевыми паводками и ледоходом в ноябре–декабре на р. Сухона и отдельных участках р. Северная Двина (рис. 1).

Все это привело к образованию протяженных наторошенных участков и наличию большого количества шуги подо льдом на этих реках. Ледостав установился при высоких уровнях воды, которые были сопоставимы со средними уровнями воды в период весеннего ледохода (рис.1).

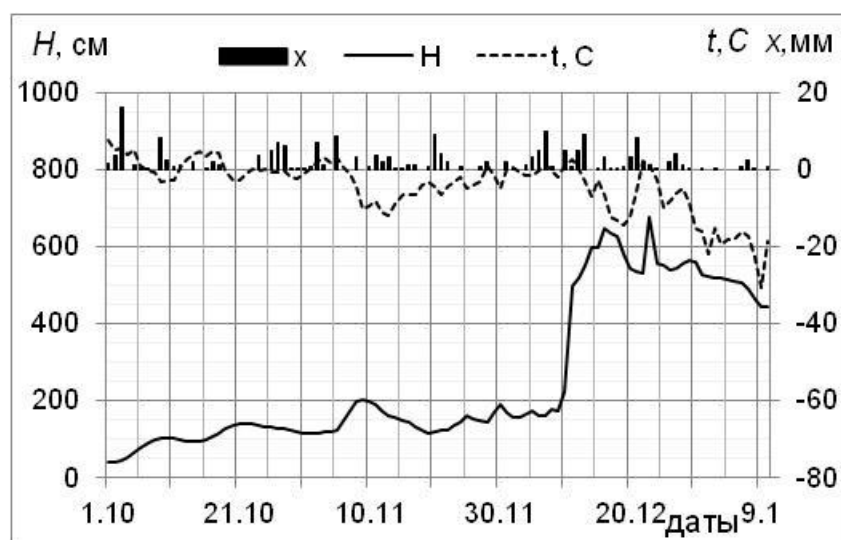


Рис. 1. График изменения температуры воздуха, осадков по м/с Великий Устюг и уровня воды р.Сухона в период осеннего-зимнего периода 2015–2016 гг.

Опасность предстоящего весеннего ледохода была очевидна и Вологодским ЦГМС заблаговременно был выпущен прогноз максимальных заторных уровней воды,

сопоставимых с историческими максимумами. В 2016 г. кроме ежегодных ледорезных и взрывных работ для задержки весеннего ледохода в 30 км вверх по р. Сухона от г. Великий Устюг путем забивки свайного ряда была построена льдоулавливающая плотина.

Ледоход в среднем течении р. Сухона (гп Березовая Слободка) начался 13 апреля, 14 апреля лед остановился у льдоулавливающей плотины в заторе, начался резкий рост уровней воды. Задержка льда дамбой была кратковременной и неполной. Вскрытие реки в нижнем течении проходило на высоких уровнях воды и повсеместно сопровождалось навалами льда. Днем 14 апреля начался стремительный рост уровней воды у гп Каликино, к моменту остановки льда в заторе ниже п. Подсосенье они достигли отметки 1099 см над нулем поста, превысив исторический максимум 1953 г. За 6 часов уровни воды выросли на 4 м. Утром 15 апреля волна прорыва затора привела к подвижкам и мощному ледоходу в районе г. Великий Устюг. Высокие уровни воды привели к выходу льда на набережную города, гидрологический пост сразу оказался завален льдом, и был расчищен уже после образования затора (рис. 2).

Ледоход в городе был непродолжителен, к 19 часам 15 апреля лед уперся в осенний затор на р. Малая Северная Двина и остановился в 40 км ниже города. Вода пошла в обход заторных скоплений, затопив правый берег, в том числе д. Дымково.

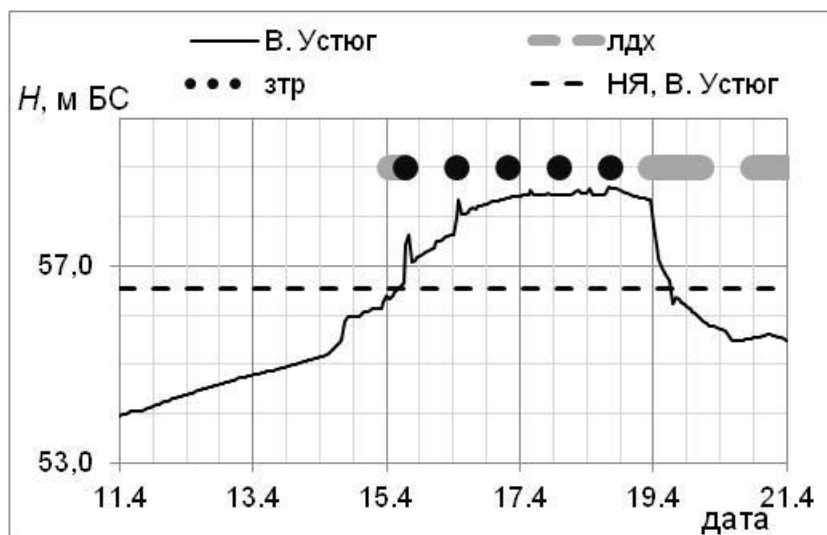


Рис. 2. Ход уровней воды и ледовой обстановки на р. Сухона, гп Каликино и гп Великий Устюг

С 14 апреля в Великоустюжском районе Вологодской области был введен режим ЧС. Проводились попытки разрушения затора взрывными работами, а также бомбометанием силами ВКВ, с помощью СУ-34. Обоснованность применения таких объемов взрывчатых веществ, а тем более бомбардировщика вызывает вопросы с экологической точки зрения. Но после применения авиации начались подвижки льда, ледоход и спад уровней воды.

Оценка площади затопления 2016 г. на участке от г. Великий Устюг до г. Котлас проводилась с помощью гидродинамической модели STREAM_2D (авт. Беликов В.В.). В качестве исходных данных для модели STREAM_2D используется детальная информация о рельефе речных пойм и русел, в виде граничных условий – расходы воды на входных границах и уровни воды в замыкающем створе. В данном случае в качестве входных

данных использовались расходы воды рр. Сухона и Юг, полученные на основе модели формирования стока с распределенными параметрами ECOMAG (авт. Мотовилов Ю.Г.). Калибровка и верификация модели STREAM_2D с привлечением данных космических снимков показала хорошее совпадение смоделированных уровней воды и границ затопления.

На сегодняшний день для г. Великий Устюг проблема заторных наводнений актуальна как никогда. Ежегодно проводимые противозаторные мероприятия не приводят к сокращению повторяемости опасных заторов льда. Затор в апреле 2016 г. простоял 90 часов, несмотря на колоссальные объемы взрывных работ. Воду с затопленных территорий удалось откачать только к 20-м числам мая [6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова С. А., Фролова Н. Л. Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины // Водные ресурсы. 2007. №2. С. 141–149.
2. Бузин В.А. Факторы образования и прогноз заторов льда на реках севера европейской территории России // Метеорология и гидрология, 2010, № 4, с. 63–74.
3. Бузин В.А., Горошкова Н.И., Стриженок А.В., Палкина Д.А. Зависимости для прогнозов максимальных заторных уровней воды Сухоны, Юга и Малой Северной Двины и влияние на них климатических и антропогенных факторов //Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, 2014, № 36. С. 12–21.
4. Васильев Л. Ю. Весеннее наводнение и противозаторные мероприятия в устьевой области Северной Двины // Доклады VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 2. Наводнения и другие опасные гидрологические явления: оценка, прогноз и смягчение

негативных последствий. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006. С. 223–229.

5. Ильина Л.Л., Грахов А.Н. Реки Севера Л.: Гидрометеиздат, 1987. 127 с.

6. Информация о ликвидации последствий паводка [Электронный ресурс]
URL:http://okuvshinnikov.ru/onlajn_reportazhi/operativnaya_informaciya_po_pavodkovoj_obstanovke_v_nyuksenskom_rajone
(дата обращения 30.05.2016).

7. Коновалов И. М., Баланин В. В., Щербакова Р. И. Заторы льда на рр. Сухоне и Северной Двине, мероприятия по предупреждению и борьба с ними // Труды ЛИВТа, Вып. XXX, 1962. С.46–55.

8. Отчет о прохождении половодья по зоне деятельности Двинско-Печорского БВУ в 2015 г. Архангельск, 2015. 101 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ АРКТИЧЕСКОГО И АНТАРКТИЧЕСКОГО МОРСКИХ ЛЕДЯНЫХ ПОКРОВОВ (ПЕРИОД 1972-2013 Г.)

А.Н. Четырбоцкий

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Владивосток, Россия*

e-mail: Chetyrbotsky@yandex.ru

Арктический морской ледяной покров (АМЛП) обычно выступает одним из основных индикаторов современного состояния климатической системы Земли. Такая ситуация имеет место даже при том, что Антарктический морской ледяной покров (АнМЛП) занимает более значительную чем АМЛП площадь Мирового океана. В многочисленных

прогнозах климата он обычно не принимается во внимание. Более того, не учитывается разнонаправленная тенденция изменений этих важных климатических составляющих. Например, в середине сентября 2012 года площадь АМЛП была меньше предыдущей рекордно малой площади 2007 года более чем на 11% [2], тогда как за период ноябрь 1978 – декабрь 2010 гг. средний прирост площади АнМЛП составил $17\,100 \pm 2300 \text{ км}^2/\text{год}$ [7].

Сопоставление распределений площадей АМЛП и АнМЛП указывает на определенную согласованность их динамики, что является проявлением, по-видимому, единого физического механизма функционирования климатической системы Земли. При этом следует учитывать тот факт, что благодаря большой инерции Мирового океана хаотические изменения в атмосфере могут вызвать последствия лишь десятилетия спустя [1]. Значимость изучения совместной динамики МЛП этих контрастных областей Земли вызвана проблемами формализации нелинейного взаимодействия звеньев цепочки атмосфера-МЛП-океан. Трудности такого изучения связаны с нерегулярным характером исходных данных, их фрагментарностью и т.д. Между тем, сейчас множится число специализированных сайтов, где содержатся доступные многолетние распределения параметров состояния МЛП (в основном это данные спутникового микроволнового пассивного зондирования). В частности, временные распределения огромных площадей МЛП. При наличии подобного статистического материала возможным становится решение задач оценивания крупномасштабных тенденций (трендов) их изменений.

Актуальность таких задач обусловлена сложностью иерархии масштабов взаимодействия атмосферы и океана, прогнозирования состояния глобального климата Земли, роли и места основных элементов криосферы и т.д.

Результаты решения таких задач могут оказаться полезными при разработке детальных моделей пространственно-временной динамики МЛП и интерпретации результатов наблюдений. Изучение трендов изменения площадей этих МЛП для временных промежутков различной длительности было выполнено, в частности, в работах [6, 3]. Вместе с тем, не рассматривались вопросы статистической значимости трендов и статистической значимости тренда изменения суммарной площади. Также не изучался вопрос о том, насколько достоверно АМЛП и АнМЛП можно рассматривать составляющими некоторого единого механизма климатической системы Земли.

Статистическим материалом для исследования здесь выступает доступная на сайте <http://nsidc.org/data/search/> выборка за период 1974-2013 гг. среднемесячных распределений площадей АМЛП и подобная ей выборка АнМЛП (в ней пропущены наблюдения для 1976 и 1994-1999 гг.). Расчет площади льда выполняется следующим образом [4, 5]. Сначала область его нахождения покрывается регулярной сеткой ячеек некоторой формы. Затем учитываются только те ячейки, площадь льда в которых превышает 15% (в англоязычной научной литературе такие площади именуются «extent»).

Цель работы состоит в оценивании статистических особенностей выборочных распределений площадей АМЛП и АнМЛП, выявления трендов их изменения и тренда изменения их суммы, выявлении выборочных состояний системы АМЛП-АнМЛП. Для решения этих вопросов следует сначала сопоставить выборочные статистики распределений площадей АМЛП и АнМЛП. Далее требуется оценить тренды изменения распределений их площадей и тренда изменения их суммы. Затем надо решить

задачу выявления выборочных состояний совокупной системы АМЛП-АнМЛП и обсудить интерпретацию полученных результатов.

Наименьшие площади АМЛП стабильно фиксируются в сентябре. Так, вследствие аномально высокой температуры воздуха и сильного ветра, 14 сентября 2007 года его площадь покрыла $4,1 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. В сентябре 2012 года размер АМЛП сократился до самой низкой в истории спутниковых наблюдений своей отметки $4,185 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ (что составило 26% ее выборочного максимума $16,320 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ марта 1979 года). Более того, она на 11% ниже выборочной площади $4,720 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ее предыдущего минимума 2007 года.. Вместе с тем, выборочные данные показывают, что уже в сентябре 2013 года площадь АМЛП превысила $5,510 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Согласно выборочным распределениям, минимальная среднемесячная площадь АМЛП в сентябре 1996 года составила $8,410 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, что более чем в два раза выше ее наименьшего значения. Максимальное развитие АМЛП происходит в марте. Так за период наблюдений максимальная площадь АМЛП $16,320 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ была в марте 1979 года. В среднем же ее размеры $15,564 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. В сентябре изменчивость АМЛП (ее мерой здесь выступает коэффициент вариации) принимает свое наибольшее значение 1,037. Его высокое здесь значение можно объяснить меньшей стабильностью сентябрьского состояния системы атмосфера-МЛП-океан по сравнению с ее состояниями для остальных месяцев года.

АнМЛП здесь представлен выборкой среднемесячных распределений его площадей за период 1974-2013 гг., где отсутствуют наблюдения 1976 г. и наблюдения периода 1994-1999 гг. Объем выборки составляет $33 \cdot 12=396$ наблюдений. За период наблюдений пиковое значение площади АнМЛП превышает $19 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ (в сентябре 2000

года она достигла отметки $20,880 \cdot 10^6 \text{ км}^2$), а самые низкие ее значения не превышают $4,335 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ (в феврале 1985 года это $3,185 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, что даже ниже наименьшей площади АМЛП). Прирост площади обычно начинается в марте и приурочен к интенсивному выхолаживанию вод Южного океана на всей его антарктической зоне. В промежутке март-июль она в среднем превосходит $2,520 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ с июньским максимумом $3,284 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Резкое снижение прироста в августе-сентябре приурочено к завершению становления АнМЛП в предельных границах его простираения. В период таяния льда (октябрь-февраль) его площадь в среднем сократилась в 4,412 раза, что составило более 80% общей площади. Только за один январь она в среднем сократилась на $5,934 \cdot 10^6 \text{ км}^2$.

Наименьшие отличия площадей АМЛП и АнМЛП фиксируются в конце мая и в конце ноября. Изменения усредненных за период наблюдений месячных распределений площадей льда представлены на рис. 1.

Формы кривых указывают на противоположность изменений площадей АМЛП и АнМЛП: падение/рост первого совпадают с ростом/падением другого. И это обусловлено различием сезонов года в Северном и Южном полушариях Земли. Доказательством именно такого согласованного изменения их площадей может служить высокий отрицательный коэффициент корреляции между ними (он равен -0.950). Поскольку между ними имеет место тесная линейная связь, то представляется полезным использование (например, для интерполяции) этого обстоятельства для выражения одной среднемесячной.

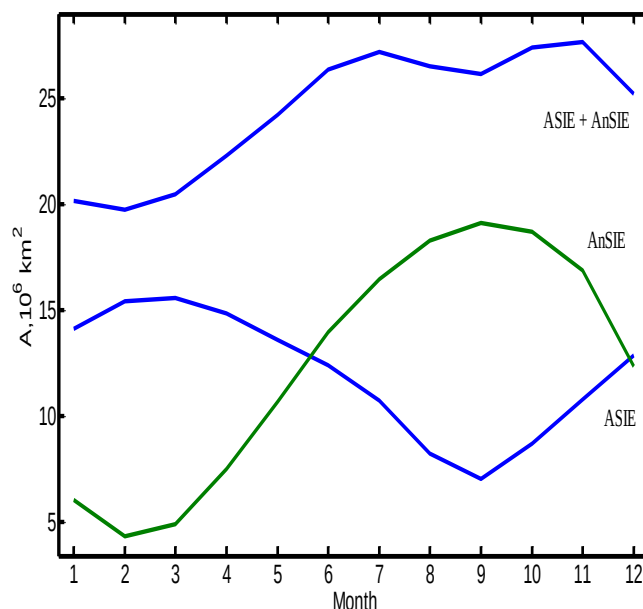


Рис. 1. Изменения усредненных за период наблюдений месячных распределений площадей Арктического морского льда (ASIE) и Антарктического морского льда (AnSIE) (коэффициент корреляции между ними -0.950 ; верхняя кривая – суммарная площадь)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арутюнов В.С. Глобальное потепление: миф или реальность, катастрофа или благо? // Российский химический журнал, 2005. Т. XLIX, № 4. С. 102-109.
2. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из Космоса. 2013. № 4, С. 50-65.
3. Четырбоцкий А.Н., Четырбоцкий В.А. Проблемы численного моделирования морского ледяного покрова //

VII Международная конференция по математическому моделированию, Тез. докл. Якутск, 2014. С. 206-208.

4. Advancing knowledge of Earth's frozen regions, <http://nsidc.org>.

5. Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M. 2002, updated 2007. Sea ice index. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

6. Meier W.N., Stroeve J., Barrett A., Fetterer F. A simple approach to providing a more consistent Arctic sea ice extent time series from the 1950s to present / /The cryosphere, 2012. № 6, Pp.1359-1368.

7. Parkinson C.L., Cavalieri D. J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010 The Cryosphere, 6, pp. 871–880, 2012 www.the-cryosphere.net/6/871/2012/doi:10.5194/tc-6-871-2012.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ¹

А.А. Шадрина*, И.В. Федорова, Г.Э. Здоровеннова***,
С.Д. Голосов*******

**Санкт-Петербургский Государственный Университет,
Санкт –Петербург, Россия*

***ФГБУ Арктический и Антарктический научно-
исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*

****ФГБУН «Институт водных проблем Севера»
Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия*

*****Институт Озероведения РАН, Санкт – Петербург,
Россия*

e-mail: chilli.che@gmail.com

¹ Работы выполнены при поддержке фонда РФФИ (грант № 14-05-00787).

ВВЕДЕНИЕ

Озера в республике Якутии охватывают значительные территории, которые имеют глобальное значение. Исследование озер помогает объяснять процессы, происходящие в окружающей среде. В исследуемой районе Якутии - области сплошного распространения многолетнемерзлых толщ, часто наблюдается термокарстовые явления, развивающиеся под влиянием тепловых процессов в протаивающих почвах, содержащих лед. Термокарстовые явления широко распространены на плоских поверхностях рельефа, которые способствует развитию термокарстовых озер.

Термический режим озера связан с распределением в нем тепла. Термика озера зависит от двух главных факторов: географического положения (климатические условия и погода) и динамики водной массы озера (сток, размер и форма котловины). В данной работе представлены результаты исследования термического режима термокарстовых озер центральной Якутии с использованием гидротермодинамической модели «FLake», разработанной российскими и германскими учеными [1, 2, 3].

АНАЛИЗ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Площадь водного зеркала термокарстового озера Сырдах, расположенного в центральной Якутии, - 2 км², длина озера до 2 км при ширине 1 км, максимальная глубина до 10 м, средняя глубина 4 – 4,5 м. Рядом с озером находятся в несколько сходных по размерам и глубине термокарстовых озер.

Для выполнения расчетов по модели «FLake» в качестве входной информации были использованы данные

метеорологических наблюдений на метеорологической станции с. Сырдах (Центральная Якутия) за период 1973 – 1978; для периода 2005 - 2014 гг. источниками данных являлись сайты www.rp5.ru и www.meteo.ru [4]. Данные представляют собой ряды метеорологических параметров (температура воздуха, влажность воздуха, скорость ветра, атмосферное давление, облачность, приходящая коротковолновая солнечная радиация). Дополнительной информацией являлись абсолютная высота озера над поверхностью моря и географические координаты озера, ландшафт местности, прозрачность по диску Секки, рельеф дна. Для сравнения изменения термического режима получены данные за 70е годы XX столетия и за начало XXI века. Данные были представлены в виде среднемесячных значений придонной и поверхностной температуры воды.

Для озера Сырдах по модели FLake была рассчитана изменчивость термического режима в период с 1973 по 1978 год. Для 70-х годов прошлого века рассчитанные и измеренные значения температур воды совпадают особенно хорошо в летние периоды; для поверхностного слоя воды температура превышает 20°C. Ход придонной температуры не так синхронен, измеренная придонная температура имеет максимальное стабильное значение летом. Различия заметны в зимний и весенний периоды в отдельные годы, что связано с отдачей тепла донными отложениями. Весной под влиянием конвекции происходит перемешивание водных масс за счет поступления солнечного тепла.

Результаты исследования за период с 2005 по 2014 года показывают, что в отличие от 70-х годов придонные и поверхностные массы стали полностью перемешиваться с мая по сентябрь, максимальные значения температуры в приповерхностном слое достигают: 23,8°C (1/06/2009), в придонном слое 19,2°C (7/06/2010), амплитуда составляет

всего 40°C, что является малым для озер данных широт. Минимальная поверхностная температура 0°C, в отличие от придонной, которая не достигает этих значений, хотя и близка к нулю. Весной наблюдается гомотермия, - температура наибольшей плотности 4°C, когда происходит весеннее нагревание. Однако в весенний период придонная температура имеет около двух месяцев постоянное значение 2°C.

Сравнивая полученные данные за 70-е года прошлого века и начало XXI-го века, можно сделать вывод о том, что происходит уменьшение амплитуды температуры воды между поверхностными и придонными слоями, циркуляция водных масс осуществляется по всей толще воды, максимальные температуры придонных слоев увеличиваются, а поверхностных слоев – уменьшаются. Нужно также отметить смещение сроков вскрытия льда на озере: если раньше это происходило в конце мая [5], то сейчас данное явление наблюдается уже в апреле, т.е. идет уменьшение продолжительности периода ледостава на озере.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работы выполнены при поддержке фонда РФФИ (грант № 14-05-00787).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев С.А., Голосов С.Д., Зверев И.С., Рябченко В.А., Дворников А.Ю. Моделирование абиотических процессов в системе водосбор – водоем. СПб, 2010 – 110 стр.
2. Шадрина А.А., Федорова И.В., Голосов С.Д. и др. Термический режим озер Арктики. Тр. VIII Межд. науч.-практ. конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». – Т. I. – М.: РУДН, 2014. – с. 581–

589.

3. Здоровенова Г.Э., Шадрина А.А., Федорова И.В. Моделирование термического режима малых арктических озер // М.: Успехи современного естествознания, 2016 - № 1., с 111-115.

4. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Описание массива данных суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России и бывшего СССР (ТТТР), 2008

5. Степаненко В.М., Лыкосов В.Н. Численное моделирование процессов теплообмена в системе водоем – грунт // М.: Метеорология и гидрология, 2005 - № 3, с 95 -104.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЗИМНИХ ТЕРМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БЕЛОМОРСКИХ ЛАГУНАХ (РАЙОН ББС)

С.И. Шапоренко*, Е.Д. Краснова**

** Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия*

*** МГУ им. М.В. Ломоносова, Биологический факультет, Москва, Россия*

e-mail: ser-shaporenko@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Материалы полевых работ 1994, 2001-2003, 2010-2015 гг. позволяют проследить многолетнюю изменчивость гидрологических, гидрохимических и гидробиологических характеристик в некоторых прибрежных мелководных (h_{max} = 4,5-6 м) водоемах и акваториях Кандалакшского залива в районе расположения ББС МГУ. В результате региональных геоморфологических процессов водоемы в

разной степени утратили связь с Белым морем, их термическая и соленостная стратификации стали резко контрастными. На промежуточных стадиях трансформации в них могут складываться уникальные по сравнению с основной акваторией Белого моря гидрохимические условия с образованием сероводородной среды. Состояние экосистем в них во многом обусловлено периодическими «промывочными» затоками морских вод (некоторая аналогия с впадинами Балтийского моря, промываемыми североморскими водами) и процессами осолонения при образовании льда зимой, которые определяются суровостью погодных условий.

ИЗ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ВОПРОСА

Начало подробного исследования геосистем отшнуровывающихся водоемов было положено в 2001-2002 гг. во время летних экспедиций на Кисло-сладкое озеро и озеро-лагуну на Зеленом мысу, когда были обнаружены экстремальные параметры их гидролого-гидрохимического режима, обедненность видовым составом, биомассой и численностью населяющих их организмов, обусловленных формированием в нижних слоях резко выраженных анаэробных условий с накоплением высоких концентраций сероводорода [4]. Приливные явления, аномалии погоды, смены сезонов, которые происходят на фоне однонаправленных геологических процессов, приводят к резким увеличениям амплитуд колебания показателей температуры и солености в лагунах по сравнению с прилегающими акваториями заливов [2]. Величины температуры и солености в придонных слоях озерных впадин (4-8 °С и 28-29 ‰) соответствовали таковым в открытой акватории пролива Великая Салма ниже 15 и 50 м соответственно.

Включение в область научных интересов соседних водоемов (Верхнее и Нижнее Ершовские озера, Вонючие губки) позволило сделать заключение, что складывающиеся на определенных этапах эволюции гидрологические, гидрохимические и гидробиологические условия зависят главным образом от направленного изменения их водного баланса и, в первую очередь, объемов пресного притока с суши [3; 1]. Исследованиями 2010-2015 гг. были охвачены несколько новых водоемов, в результате чего расширены представления о разнообразиях условий, складывающихся в отсоединяющихся водоемах с разной соленостью. Величина минерализации (от пресных до морской солености) определяет специфику развития в них процессов перемешивания в процессе осенне-зимнего охлаждения и замерзания, периодичность вентиляции придонных вод, а также наличие меромиксии в полностью утратившем связь с заливом Трехцветном озере [1]. Показана периодичность развития на границе окислительной и восстановительной сред фототрофов - бактерий и водорослей, окрашивающих промежуточные слои в розовый и зеленый цвета, которая и в этих случаях задается колебанием стратификации водной массы отсоединившейся лагуны.

ОСЕННЕ-ЗИМНИЕ ПРОЦЕССЫ КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР СОСТОЯНИЯ ЭКОСИСТЕМ

Результаты проводимого регулярного обследования прибрежных, теряющих связь с морской акваторией, озер силами студенческих экспедиций с преподавателями Биологического и Географического факультетов МГУ показывают, что основные процессы, определяющие колебания температурной и соленостной стратификации в водоемах, - затоки морских вод, осолонение их вод при льдообразовании и дальнейшее распреснение поверхностных вод притоком с суши. Чередование указанных трех факторов не синхронизировано, хотя в

каждом из них можно найти признаки периодичности. Затоки могут происходить только в сизигии, а осолонение, как считается до сих пор, только в зимнее время при льдообразовании (преимущественно в декабре). То, что в указанной схеме может быть сбой, можно увидеть из графиков, показывающих ход солености воды в самых глубоких понижениях озер (рис. 1).

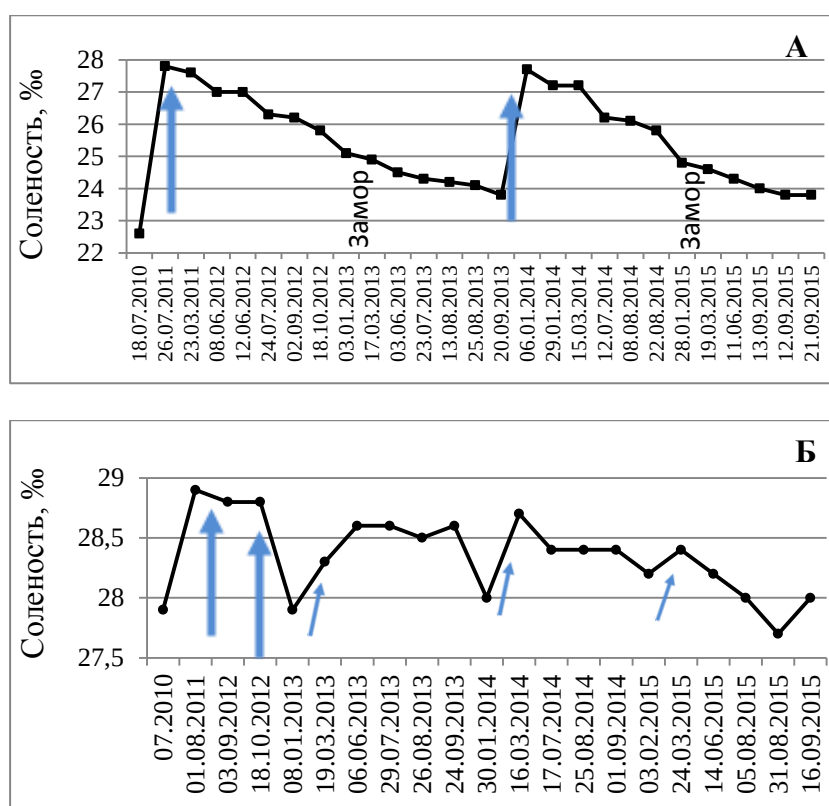


Рис. 1. Изменчивость солености воды в придонном слое озер: А - Кисло-Сладкого (горизонт 4 м); Б - на Зеленом мысу (6 м). Крупные стрелки – моменты «промывок», маленькие стрелки – осолонение за счет льдообразования

Поступающие в Кисло-Сладкое озеро морские воды имеют соленость ниже, чем придонные воды во впадинах. Но тем не менее мы наблюдаем в них резкий подъем солености. Объяснить кажущееся противоречие может предположение, что на самом деле вторгающиеся морские воды не проникают в нижний слой впадины, а остаются несколько выше. Во впадину они смещают более соленые воды, которые располагались в тонких придонных слоях мелководий, где они сохранились еще с предыдущей зимы. О такой ситуации говорилось и в работе относительно лагуны на Зеленом мысу [1]. Именно поэтому «промывка» дает резкий рост солености во впадинах, что скажется в усилении стратификации летом. Главный эффект - после осенне-зимней адвекции морских вод граница сероводородных вод высоко не поднимается. Ее подъем в зимнее время отмечался только в годы, когда отсутствовали значительные адвекции морских вод, что приводило к заморным явлениям (рис. А). В январе 2014 г. студенческой экспедицией сероводород отмечен в 0,5 м от дна, но через год он присутствовал уже на горизонте 1 м. Сероводород в поверхностном слое зафиксирован также в феврале 2003 г.

В лагуне на Зеленом мысу наблюдения не столь подробны. Этот водоем отличается более свободным сообщением с прилегающей акваторией залива. Вполне вероятно, что заток морских вод в 2011 г. не достиг самых нижних придонных вод впадины, или соленость в ней восстановилась за один год. Адвекция в 2012 г., также, как и в предыдущем водоеме, привела к падению солености придонных вод, что не подтверждает данные в [1]. Вместе с этим график хода солености лучше отражает зимние периоды осолонения придонных вод. Но при этом пока не находят объяснения периоды роста солености весной 2013 и в конце лета 2015 гг. Указанное свидетельствует о

необходимости продолжения исследований водоемов с набором фактического материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснова Е.Д., Демиденко Н.А., Пантюлин А.Н. и др. Термический и ледовый режимы реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря / Е.Д. Краснова, Н.А. Демиденко, А.Н. Пантюлин и др. // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей: труды VIII Международной конференции: в 2 т. Москва, РУДН, 24-27 ноября 2014 г. М.: РУДН, 2014. Т.1. С. 430-443.
2. Пантюлин А.Н., Шапоренко С.И. Особенности термики прибрежных водоемов Кандалакшского залива Белого моря / А.Н. Пантюлин, С.И. Шапоренко // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. VI конференция. Труды. 22-26 ноября 2004 г. Москва. С. 246-248.
3. Шапоренко С.И. Динамика отчленяющихся прибрежных водоемов Кандалакшского залива Белого моря / С.И. Шапоренко // VI Всероссийский гидрологический съезд 28 сентября – 1 октября 2004 г. Санкт-Петербург. Тезисы докладов. Секция 6. Проблемы русловых процессов, эрозии и наносов. - СПб: Гидрометеиздат, 2004. - с. 129-131.
4. Шапоренко С.И., Корнеева Г.А., Пантюлин А.Н., Перцова Н.М. Особенности экосистем отшнуровывающихся водоемов Кандалакшского залива Белого моря / С.И. Шапоренко, Г.А. Корнеева, А.Н. Пантюлин, Н.М. Перцова // Водные ресурсы, 2005. - Т. 32. - № 5. С. 517-532.

ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА РОССИЙСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА. ПРОИСХОЖДЕНИЕ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ТЕНДЕНЦИИ БУДУЩЕГО РАЗВИТИЯ

Н.А. Шполянская

МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: nellashpol@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Мерзлые породы, широко развиты в пределах Российского Арктического шельфа. В разрезах мерзлых донных отложений присутствует большое количество льда, иногда до 100% керна (т.е. интервалы чистого льда или ледогрунта). [1, 6, 7]. Кровля мерзлых пород может залегать у поверхности дна или на глубине порядка 20-40 м под дном моря. Подошва мерзлоты может располагаться на глубине до 50–100 м и на значительно большей глубине, в сотни метров. Вечная мерзлота существенно осложняет освоение шельфа, поэтому знание ее распространения, строение и свойства, генетические особенности, температурное поле в его динамике исключительно важны.

Мерзлые породы на шельфе большинством исследователей считаются реликтовыми, сформировавшимися во время регрессии моря 18-20 т.л.н. в субэвральных условиях и затопленными последующей голоценовой трансгрессией. Льды, содержащиеся в них, признаются захороненными остатками покровных ледников. Однако, как показывает анализ материала, мерзлые породы при разных глубинах моря представляют собой совершенно разные образования. Наряду с реликтовой имеет место и новое образование мерзлоты непосредственно в субмаринных условиях.

В докладе рассмотрена криолитозона Российского Арктического шельфа в ее современном пространственном и генетическом разнообразии, предложен механизм формирования субмаринной вечной мерзлоты, высказаны соображения относительно ее будущего развития.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ВЫВОДЫ ИЗ НЕГО

В Российском Арктическом шельфе необходимо выделить два разнородных сектора, отражающих, по-видимому, неоднородное строение Арктического океана: Западный сектор – Баренцево-Карский, сравнительно глубоководный, и Восточный сектор – моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, мелководный.

В Западном секторе донные мерзлые грунты встречаются при глубинах моря от 0 до 230 м [1]. Из этого следует, что даже при регрессии моря до изобаты примерно 100-120 м [5], остаются еще обширные пространства с глубиной моря от 100–120 до 230 м, не осушавшиеся, где вечная мерзлота должна была формироваться непосредственно в субмаринных условиях. В ряде работ [1,6] современное новообразование вечной мерзлоты в море подтверждается бурением: у Карских Ворот (глубина моря 70 м), на Русановской площади западнее Ямала (глубина моря 114 м), к востоку от архипелага Новая Земля (глубина моря 67 м).

Условия, необходимые для промерзания донных осадков в Арктических морях, создаются тепло- и массообменными процессами в системе водная толща–донные грунты [9]. *Температура* дна в арктических морях [3] понижается с увеличением глубины моря от положительной при малых глубинах, где породы прогреваются летом, к отрицательной при все больших менее прогреваемых глубинах. При глубине моря около 50 м, где полностью затухает сезонное прогревание дна, и где в результате плотностной конвекции в водной массе

скапливаются на дне холодные и тяжелые соленые воды, устанавливается самая низкая температура дна $-1,6 \div -1,8$ °C (температура замерзания морской воды $-1,9$ °C). Она остается неизменной до глубины моря ~ 250 м. Такая температура создает принципиальную возможность промерзания донных осадков.

Соленость донных отложений, препятствующая их промерзанию, обнаруживает повсеместную закономерность – уменьшение минерализации от поверхности дна в глубь осадков [8]. Причина «рассоления» с глубиной [9] связана с градиентом температуры в донных отложениях (следствие теплового потока из недр Земли), обуславливающего, вдобавок к обычной диффузии солей, термодиффузию – поток солей в обратном градиенту направлении, т.е. снизу вверх, в направлении теплового потока. Это приводит к снижению солености в нижних слоях донных отложений, и на некоторой глубине от дна моря (разной, в зависимости от величины градиента температуры) в некотором интервале глубин возникает такое соотношение температуры и солености, что промерзание грунтов с образованием льдов становится возможным. По мере накопления осадков этот интервал смещается вверх синхронно смещению донной поверхности. И в этом же направлении, снизу вверх, нарастает льдистая мерзлая толща. По расчетам, мощность накапливающейся мерзлой толщи не может превышать 50–80, реже 100 м, поскольку из-за T -градиента она должна оттаивать снизу. Нарушение теплового равновесия из-за фазовых превращений в промерзающих донных грунтах снимается конвективными процессами в водной среде. Этот процесс постоянен, что вытекает из уравнения [2]

$$I = -D' \rho C(1 - c) \text{grad} T - \rho D \text{grad} C, \quad (1)$$

где I – поток концентрации; D' – коэффициент термодиффузии; ρ – плотность среды; C – концентрация раствора; T – температура; D – коэффициент диффузии.

Первый член правой части уравнения описывает процесс термодиффузии, т.е. поток солей, вызванный градиентом температуры и направленный противоположно ему, из

нижних слоев грунта к его поверхности. Вторым член правой части уравнения описывает противоток прямой диффузии, возникающий из-за градиента концентрации и стремящийся уравновесить поток термодиффузии. Если бы равновесие наступило ($I=0$), уравнение должно было бы принять вид

$$\text{grad } C = - \frac{D' C (1 - C)}{D} \text{grad } T, \quad (2)$$

из которого следует, что и $\text{grad } C$ и $\text{grad } T$ должны свестись к нулю. Но поскольку $\text{grad } T$ постоянен и отличен от нуля, то и $\text{grad } C$ всегда будет отличен от нуля. Равновесия не наступает. Поток солей снизу вверх, поддерживается постоянно действующим процессом.

Из всего этого вытекает, что в пределах Баренцево-Карского шельфа имеются условия для существования четырех генетических типов вечной мерзлоты в зависимости от глубины моря. На мелководьях, при глубине моря от 0 до 2–2,5 м, где море промерзает до дна, происходит новообразование вечной мерзлоты. В этом случае возникает прямой теплообмен между донными породами и атмосферой, и в них формируется вечная мерзлота мощностью до 6–20 м и более, с температурой $-2 \div -2,6^\circ\text{C}$. Ширина такой зоны на шельфе меняется от единиц метров у крутых скальных берегов до 10–15 км у низменных берегов, например, вдоль Ямала. При глубине моря $>2,5$ и <50 м, когда между дном и зимним морским льдом остается незамерзший слой воды, а температура дна высокая, промерзание донных грунтов становится невозможным. Поэтому здесь могут формироваться только многолетнеохлажденные грунты – немерзлые грунты с отрицательной температурой. Встреченные здесь мерзлые породы – это реликтовые, сформированные в субаэральных условиях при регрессии моря. Такие районы широко присутствуют на Западном шельфе, например, в Печорском море (структуры Приразломная, Варандей, Поморская). Здесь при глубинах моря 15–25 м, температуре дна -1°C температура мерзлых пород равна -2°C , кровля залегает глубоко, 20–50 м от

дна моря. Здесь затоплены участки поздневалдайского возраста. При глубинах моря >50 м возникают описанные выше условия, создающие возможность промерзания донных грунтов и формирования изначально субмаринной вечной мерзлоты. Карта Баренцева и Карского морей [4] показывает, что там помимо упомянутых выше, имеется много участков с глубиной моря и температурой дна, обеспечивающих новообразование вечной мерзлоты в субмаринных условиях.

Восточно-Арктический шельф мелкий, глубины моря не превышают 30 м. Там нет условий для субмаринного льдообразования, и криолитозона, в отличие от западного сектора, представлена практически целиком реликтовой вечной мерзлотой [7]. Здесь прослеживается затопленный древний ледовый комплекс каргинско-сартанского возраста (полигонально-жильные льды). Имеется единственный недавно установленный факт наличия мерзлых донных грунтов субмаринного генезиса. Это участок вблизи внешней кромки шельфа моря Лаптевых: при глубине моря > 50 м обнаружены мерзлые осадки с включением льда, который, по результатам специального анализа, никогда не был в субазральных условиях. Это значит, что лед формировался в субмаринных условиях. Его местонахождение полностью соответствует изложенным выше условиям для субмаринного промерзания. Этот факт подтверждает зависимость генетического разнообразия подземных льдов на Арктическом шельфе от его глубины.

Что касается будущего шельфовой криолитозоны, то анализ тенденций развития современного климата склоняет к выводу о том, что в дальнейшем она сохранится, и сохранится в полном ее генетическом разнообразии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной

- мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр, 2001. С. 15-19.
2. Де-Гроот С.Р., Мазур П. Неравновесная термодинамика. М.: Мир, 1964. 453 с.
3. Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 318 с.
4. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. / Новосибирск: Наука, 1995. С. 195.
5. Павлидис Ю. А., Богданов Ю.А., Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Тарасов Г.А. Новые данные о природной обстановке Баренцева моря в конце валдайского ледникового // Океанология, 2005. Т. 45, № 1. С. 92-106.
6. Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А, Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. С. 38-41.
7. Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. Т. XV. № 4. 2011. С. 42–53.
8. Шишкина О.В. Иловые воды // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков. М., Наука, 1979. С. 252-290.
9. Шполянская Н. А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестник Моск. ун-та, география, 1989, N 5. С. 72-78.

**ОТЛИК ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОЗЁР ЕВРАЗИИ НЕ
ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ
УЛОВИЯ (ПРОЕКТ ERALECC ПРОГРАММЫ
ERA.NET RUS PLUS S&T)**

**THE RESPONSE OF HYDROPHYSICAL
PROCESSES OF DIFFERENT TYPES OF LAKES
IN EURASIA AT THE EXTREME CLIMATIC
CONDITIONS
(ERA.NET RUS PLUS S&T PROJECT
ERALECC)**

V. Marszelewski *, А.В. Кураев **, М.А. Науменко *,
Н.М. Буднев ****, М.Н. Шимараев *****, В.В.
Гузиватый ***, С.Г. Каретников ***, Е.А. Захарова**,
F. Rémy**, С.В. Ловцов****, В. Pius*, R. Przybylak*,
А.Я. Сукнёв*******

**Nicolaus Copernicus University, Torun, Poland*

*** LEGOS, Universite de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS
Toulouse, France*

**** Институт Озероведения РАН, Санкт Петербург, РФ*

***** Иркутский Государственный Университет, Иркутск,
РФ,*

****** Лимнологический Институт СО РАН, Иркутск, РФ,*

****** Большая Байкальская Тропа Бурятия (ББЕ
Бурятия), Улан-Удэ, РФ*

e-mail: kouraev@legos.obs-mip.fr

e-mail: m.naumenkoa@limno.org.ru

Программа ERA.Net RUS-Plus (2013-2018) направлена на усиление координации научно-исследовательских программ между государствами-членами ЕС (а также ассоциированными с ЕС странами) и Российской Федерацией. Проект ERALECC изучает как экстремальные климатические явления влияют на функционирование и окружающую среду озёр в России (Байкал и Ладога) и Европе (озёра в Польше). Эти озёра имеют различную площадь, глубину и объём, и расположены в разных климатических зонах. Это делает их хорошими объектами для изучения и оценки их реакции на внешние условия на различных пространственных и временных масштабах.

Ввиду их отклика на региональные и глобальные изменения в климатической системе, озёра являются не только интегратором климатических процессов, но и хорошим индикатором существующих или потенциальных изменений, особенно тех, которые связаны с экстремальными климатическими условиями. Такие экстремальные явления проявляют себя в различных состояниях окружающей среды со специфическими (необычными или редкими) интенсивностью, частотой и продолжительностью. Среди них можно назвать проливные дожди или обильный снегопад, или же необычно сухие условия, периоды экстремально жаркой или холодной погоды, штормы, экстремальные (высокие или низкие) значения температуры воздуха, испарения, осадков, ледовые условия, речной сток, уровень воды и т.д. Важно понять, как экстремальные климатические или погодные условия влияют на состояние и изменчивость природных условий этих озёр (таких как горизонтальная и вертикальная структура воды, поле течений, фронтальные зоны, апвеллинги, круговороты, ледовый и снеговой режим, уровень воды), каковы механизмы дальних и обратных связей, эффекты памяти и механизмы, ответственные за

изменения, и каково их воздействие на окружающую среду озёр и на деятельность и условия жизни людей.

Общая цель проекта ERALECC заключается в оценке воздействия экстремальных климатических явлений на гидрологические, криосферные и экологические условия озёр с помощью междисциплинарного подхода, основанного на натурных наблюдениях (исторические наблюдения, специальные полевые работы) и данных спутникового дистанционного зондирования. Исследование будет основываться на уже существующих знаниях и понимании природных процессов, но значительный шаг вперёд будет сделан благодаря объединению специализированных полевых наблюдений с современными методами исследования Земли из космоса, находящихся в распоряжении партнёров проекта ERALECC.

Проведён анализ зависимости ледовых условий двух крупнейших озёр Азии и Европы – Байкала и Ладоги от региональных значений арифметической суммы среднесуточных зимних температур воздуха и от глобальных атмосферных процессов, выраженных индексами атмосферной циркуляции. Ранжирование зим по суммам среднесуточных зимних температур воздуха позволило выделить однотипные по суровости зимы для регионов Ладоги и Байкала. Для однотипных зим резко улучшаются корреляционные зависимости ледовых характеристик от сумм зимних температур воздуха и индексов атмосферной циркуляции, а также ледовых характеристик двух озёр между собой. Межгодовые изменения характеристик ледового режима Ладоги и Байкала во многом определяются одними и теми же атмосферными процессами.

В докладе будут также представлены результаты исследований ледового и снежного покрова континентальных водных объектов с использованием комбинации более чем 20-летних рядов одновременных спутниковых наблюдений в активном (радарный альтиметр) и пассивном (радиометр) микроволновом спектре с использованием данных альтиметрических спутников (TOPEX/Poseidon, Jason-1, ENVISAT, Geosat Follow-On и SARAL/AltiKa) с привлечением пассивных микроволновых данных датчика SSM/I. В качестве примера рассмотрены Каспийское и Аральское моря, озёра Байкал, Ладога и Онега. Представлен метод детекции льда с использованием спутниковых данных, а также его валидация по натурным данным и независимым спутниковым данным в видимом диапазоне спектра. Проведён анализ долговременной изменчивости ледового режима внутренних морей, озёр и речной системы Оби по данным наземных измерений и современных спутниковых наблюдений. Представлены результаты полевых исследований на озёрах Ладога и Байкал.

Исследование поддержано проектами ERA.NET RUS Plus S&T #226 “ERALECC”, CNES TOSCA “Lakes,” CNRS PICS “BaLaLaICA”, ”, IDEX Transversalité InHERA, РФФИ 13-05-91051 “Озера Байкал и Ладога - комплексные совместные исследования.

ДЛЯ ЗАМЕТОК