

На правах рукописи

Асламов Илья Александрович

**ТЕПЛООБМЕН НА ГРАНИЦЕ ВОДА – ЛЁД
И СТРУКТУРА ПОДЛЁДНОГО СЛОЯ ВОДЫ В ОЗЕРЕ
БАЙКАЛ**

Специальность 25.00.27 – Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Иркутск – 2019

Работа выполнена в ФГБУН Лимнологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (г. Иркутск)

Научный руководитель:

кандидат географических наук,
заведующий лабораторией гидрологии и гидрофизики ЛИН СО РАН
Гранин Николай Григорьевич

Научный соруководитель:

доктор физико-математических наук,
Профессор РАН, доцент, г.н.с. ИДСТУ СО РАН
Кзаков Александр Леонидович

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, профессор
зав. кафедрой физики моря и вод суши МГУ имени М.В. Ломоносова
Показеев Константин Васильевич

кандидат физико-математических наук
ст. н. с. лаборатории геомеханики ИПМех РАН
Степанова Евгения Вячеславовна

Ведущая организация:

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

Защита состоится «28» марта 2019 г. в 11 ч. 00 мин. на заседании Диссертационного совета Д.002.040.01 при ИВП РАН по адресу: 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ИВП РАН. Отзывы на автореферат (в двух экземплярах, заверенные печатью) просим направлять по адресу:

119333, Москва, ул. Губкина, д. 3. Институт водных проблем РАН, ученому секретарю диссертационного совета Д.002.040.01.

Автореферат разослан « » 2019 года.

Ученый секретарь Диссертационного совета,
доктор физико-математических наук
Соколовский Михаил Абрамович

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы. Сезонное формирование ледового покрова – неотъемлемая черта гидрологического режима озер и рек умеренного и субполярного климатических регионов. Пресноводные озера этих регионов содержат основную массу мировых запасов пресной воды и представляют особый класс гидрологических объектов с точки зрения термогидродинамических процессов, управляющих нарастанием и таянием льда. Их ледовый режим (фенология) влияет на их тепловой баланс, баланс осадков и испарения, а также экологическое состояние, трофический статус и, как следствие, качество воды самих озер.

В последнее время отмечается рост интереса к исследованиям подледного периода на озерах [Bengtsson, 2011; Kirillin et al., 2012] в связи с реакцией средне- и высокоширотных водоемов на глобальное потепление. Исследование влияния изменений климата, так как они определяют продолжительность подледного периода, необходимы для уточнения годовой эмиссии парниковых газов, цикла углерода и кислородного режима водоемов. Тенденция к сокращению ледового периода на озерах в течение последних 100-150 лет описана в ряде исследований [Верболов и др., 1965, Magnuson et al., 2000, Benson et al., 2012, Bernhardt et al., 2012].

Исследование последствий этих фенологических изменений для водных ресурсов требуют количественной оценки физических механизмов, влияющих на формирование и таяние ледового покрова. Среди этих механизмов наименее изученным является тепло- и массообмен на границе вода-лед. Слабость течений (в отличие от рек) и гидродинамическая неустойчивость подледного слоя воды вследствие плотностной аномалии пресной воды (в отличие от океанов) ведет к тому, что поток тепла из воды в лед отличается значительной нестационарностью. Важный вклад в теплообмен вносит подледная конвекция, вызываемая объемным поглощением солнечной радиации [Шерстянкин 1975, Mironov et al. 2002, Kirillin and Terzhevik 2011] и вымораживанием солей при нарастании толщины ледового покрова [Гранин, 1999], значительную роль играет турбулентность, вызываемая течениями [Жданов и др., 2001, Rizk et al. 2014]. Большой диапазон пространственно - временных масштабов, вкупе со сложностью условий сбора экспериментальных данных, делали невозможными до последнего времени их детальные полевые исследования.

Согласно существующим представлениям [Шлихтинг, 1974, Kirillin et al., 2012], поток тепла из воды в лед формируется в многослойной системе, образованной ламинарной микрозоной на контакте с ледовым покровом (вязким пограничным слоем), переходным слоем и конвективным слоем. В каждом слое вертикальный перенос определяется своим механизмом и, соответственно, имеет свои временные и пространственные масштабы. Интенсивность тепло- и массообмена определяется толщинами слоев, которые существенно зависят от интенсивности перемешивания обусловленного конвекцией и сдвиговой неустойчивостью подледных течений. Таким образом, оценка теплообмена на границе вода-лед и его влияния на нарастание/таяние льда требуют исследований вертикальной структуры подледного пограничного слоя.

В многочисленных публикациях, посвященных исследованию и моделированию процессов образования ледового покрова пресноводных озер, основное внимание уделяется многолетней изменчивости ледового режима, связанной с изменениями климата [Bengtsson et al., 1996; Leppäranta, 2010]. В обзорах аналитических [Leppäranta, 1983; 1993] и численных [Launiainen, Cheng, 1998] термодинамических моделей роста льда обсуждаются различные допущения, лежащие в основе подходов

к моделированию, и их недостатки. К последним можно отнести то, что существующие модели динамики ледового покрова пренебрегают потоком тепла на границе вода-лед или параметризуют его в упрощенной форме [Liston, Hall, 1995], сосредотачиваясь, в основном, на нахождении зависимости толщины льда от температуры воздуха с неявным учетом влияния снежного покрова [Elo et al., 1998; Elo, Vavrus, 2000]. В то время, как вертикальный тепло- и массоперенос через пограничный слой вода-лед значительно влияет на рост и деградацию ледового покрова [Kirillin, Terzhevik, 2011; Mironov et al., 2002]. Пренебрежение таянием льда вследствие теплового потока на границе лед-вода приводит к заметным ошибкам при моделировании фенологии озерного льда [Bernhardt et al., 2012; Patterson, Hamblin, 1988].

Количественные данные о влиянии горизонтальных течений на толщину ледового покрова практически отсутствуют, хотя недавние исследования моделей толщины льда, учитывающих циркуляцию водных масс на Великих озерах [Fujisaki et al., 2013; Wang et al., 2010] показали, что адекватное описание подледных течений значительно улучшает способность модели к прогнозированию образования и разрушения ледового покрова.

До настоящего времени количественное описание процесса нарастания толщины ледового покрова не обеспечено в достаточной мере данными измерений температуры в ледовом покрове и тонком подледном слое воды [Kirillin et al., 2012]. Изменчивость теплового потока на границе вода-лед в течение ледового сезона в озерах мало исследована. Это связано с трудностями измерения потока тепла и его зависимости от целого ряда физических процессов, в том числе от поглощения солнечной радиации, изменчивости температуры внутри ледового покрова и в подледном слое воды, а также интенсивности течений и турбулентности в водной толще.

Наиболее актуальными объектами для исследования подледного пограничного слоя в условиях реального водоема являются озера с длительным подледным периодом, относительно небольшим снежным покровом, обеспечивающим проникновение солнечной радиации сквозь лед, и горизонтальными масштабами, при которых генерируются значимые подледные течения. В этом смысле, оз. Байкал – идеальный объект, как с точки зрения его природной уникальности, так и с точки зрения интенсивности физических процессов и их значения для функционирования озерной экосистемы. В отличие от малых озер на Байкале наблюдается разнообразие условий: здесь широко представлены как не заснеженный ледовый покров, так и полностью заснеженные участки с разной толщиной снежного покрова. Здесь также существуют районы, в которых наблюдаются повышенные скорости подледных течений. Это даёт возможность провести измерения и определить характеристики пограничного слоя и тепловые потоки на границе вода - лед при разных условиях.

В связи с вышесказанным, возникла потребность в аппаратно-программном комплексе, позволяющем в режиме *in situ* в течение нескольких месяцев автономно выполнять непрерывный мониторинг вертикального распределения температуры в приледном воздухе, ледовой толще и подледном слое воды при одновременной регистрации поступающей и проходящей под слой снега и ледовый покров солнечной радиации, а также толщин снежного и ледового покровов.

Цель работы: количественная оценка процессов тепломассопереноса в системе вода-лёд и параметров структуры подледного слоя воды в условиях глубокого пресного водоёма на примере озера Байкал.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

1. Разработать способ измерения толщины льда с субмиллиметровым

разрешением;

2. Спроектировать и изготовить специализированное оборудование для регистрации вертикального распределения температуры в воздухе, в толще льда и подлёдном слое воды, поступающей и проходящей под слой снега и ледовый покров солнечной радиации, а также толщин снежного и ледового покровов;
3. Разработать математическую модель теплообмена в многослойной системе вода-лед в виде начально-краевой задачи для системы нелинейных дифференциальных уравнений с частными производными;
4. Разработать методики расчета теплового потока из воды в лёд по данным натурных измерений;
5. Определить вертикальную структуру подлёдного слоя воды на Байкале, для этого оценить толщину ламинарного слоя, определить границу между переходным и конвективным слоями;
6. Исследовать влияние контрастных условий (разной заснеженности и интенсивности подледных течений) на формирование теплового потока на границе раздела вода-лёд и вертикальную структуру подлёдного слоя воды;
7. Провести сравнительные эксперименты на малом озере.

Научная новизна

1. Применение современной микропроцессорной техники и миниатюрных аналогово-цифровых преобразователей позволило создать пространственно-распределенную косу адресуемых температурных датчиков, работающих на общей четырехпроводной шине. Такой подход позволяет гибко расширять количество датчиков в косе и свободно планировать их пространственное расположение.
2. Разработан гидроакустический метод измерения толщины ледового покрова по принципу обратного эхолота. Высокая разрешающая способность метода обеспечивается за счет излучения в воду фазоманипулированного зондирующего импульса, применения цифровой обработки и корреляционного детектирования сигнала.
3. Применение в разработанном приборе нескольких датчиков освещенности позволяет определять поглощение солнечной радиации при прохождении через разные среды не только в видимом диапазоне в целом, но и по спектральному составу излучения (красный, зеленый, синий, ИК).
4. Применение оригинальной измерительно-регистрирующей аппаратуры позволило впервые получить комплексные данные о структуре пограничного слоя лёд - вода, толщине ламинарного и переходного слоев при разной заснеженности, объёмном поглощении проникающей солнечной радиации, подлёдной температуре и скорости течений на Байкале и в малом озере.
5. Предложена и верифицирована математическая модель теплообмена в системе вода-лед, имеющая вид задачи Стефана для системы нелинейных параболических уравнений теплопереноса.
6. Впервые для оценок тепловых потоков были использованы разные методы расчета: по толщине льда и тепловому потоку во льду; по градиенту температуры в ламинарном слое; по течениям и турбулентному обмену в подлёдном слое воды; по решению обратной задачи модели динамики толщины ледового покрова.
7. Установлено, что толщина подлёдного ламинарного слоя на Байкале значительно меньше, чем опубликованные ранее данные о его толщине в малых озерах.

Практическая значимость работы

1. Разработанное оборудование позволяет дистанционно получать экспериментальные данные о динамике толщины льда и распределении температуры в системе вода-

лед, что позволяет рассчитывать потоки тепла на границе фазового перехода по предложенным методикам.

2. Разработанные измерительные комплексы применяются при полевых исследованиях в ФГБУН Лимнологический институт СО РАН. Полученные экспериментальные данные были использованы для верификации параметров модели нарастания ледового покрова озера.

3. Разработанный комплекс интересен, в первую очередь, для проведения натурных исследований научными группами и лабораториями. В упрощенном варианте может быть применён МЧС для мониторинга состояния ледовых переправ.

4. Результаты работы могут быть использованы при исследованиях водных объектов арктического региона.

Личный вклад. Диссертантом разработаны и изготовлены аппаратно-программные комплексы для регистрации вертикального распределения температуры в воздухе, в толще льда и подледном слое воды, поступающей и проходящей под слой снега и ледовый покров солнечной радиации, а также толщин снежного и ледового покровов. Спланированы и проведены лабораторные испытания и полевые исследования. Уточнена и верифицирована математическая модель нарастания ледового покрова. Предложен ряд методик определения потока тепла на границе вода-лед по данным измерений.

Достоверность результатов исследования подтверждается применением оригинальной измерительно-регистрирующей аппаратуры с высокой разрешающей способностью, откалиброванной по поверенным приборам, большим объемом накопленного экспериментального материала, согласованностью результатов расчётов потоков тепла полученных разными методами, в том числе математическим моделированием, между собой и с опубликованными данными других исследователей.

Апробация полученных результатов. Основные положения диссертационной работы докладывались и обсуждались на Всероссийской межвузовской научно-технической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Современные проблемы радиосвязи» (Иркутск, 2007, 2009), на V и VI Верещагинской байкальской конференции (Иркутск, 2010, 2015), на XXIV и XXV Международной научной конференции «Математические методы в технике и технологиях» (Пенза 2011, Волгоград 2012), на межвузовской научно-технической конференции «Современные технологии и научно-технический прогресс» (Ангарск, 2010). Делались доклады на международных конференциях: International Symposium on Seasonal Snow and Ice, (Lahti, Finland, 2012), General Assembly of European Geosciences Union (Vienna, Austria, 2016), 23rd IAHR International Symposium on Ice (Ann Arbor, Michigan USA, 2016), 234rd IAHR International Symposium on Ice (Владивосток, 2018), Freshwater Ecosystems – Key Problems (Иркутск, 2018).

Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН 17.10, междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 20 и № 23, Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 09-05-00222-а, 15-55-12378 ННИО_а) и государственного задания № 0345-2014-0007 (гос. рег. 01201353446). По материалам исследований был написан цикл статей, представленный на конкурс молодых ученых и удостоенный премии СО РАН по лимнологии имени Г.И. Галазия.

Публикации. По материалам диссертации опубликовано 19 работ, в том числе 7 статей в рецензируемых изданиях, рекомендованных ВАК РФ, 5 статей в журналах индексируемых в базах данных Web of Science и Scopus. Без соавторов опубликовано 3 работы.

Положения, выносимые на защиту:

1. Новый принцип измерения толщины льда и оригинальная аппаратура для регистрации гидрометеорологических параметров в системе атмосфера-лед-вода с высоким пространственным и временным разрешением для экспериментального изучения структуры пограничного слоя вода-лед в условиях реального водоема.
2. Математическая модель теплообмена в многослойной системе вода-лед, имеющая вид задачи Стефана для системы нелинейных дифференциальных уравнений теплопередачи, методы определения коэффициентов эффективной температуропроводности подледного слоя воды и тепловых потоков в системе вода-лед на основе полученных экспериментальных данных.
3. Закономерности изменения плотности потока тепла из воды в лед на протяжении всего ледового сезона при различных условиях, выявленные на основе уникальных данных натуральных экспериментов, в том числе прямых измерений подледной турбулентности

Объем работы и структура. Диссертационная работа включает введение, шесть глав, основные результаты и выводы, список литературы (127 наименований, в том числе 79 иностранных). Основное содержание изложено на 130 страницах и проиллюстрировано 77 рисунками и 1 таблицей.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обоснована актуальность темы диссертационной работы с тезисным изложением основных положений и результатов работы, обозначены цель и задачи исследования.

В главе 1 приведен обзор методов измерения толщины льда и моделей количественного описания тепловых процессов, сопряженных с образованием и ростом толщины ледового покрова. Сформулированы цель и задачи исследования.

В главе 2 описано устройство разработанного автоматизированного аппаратно-программного комплекса для регистрации вертикального распределения температуры в воздухе, в толще льда, и подледном слое воды, поступающей и проходящей под слой снега и ледовый покров солнечной радиации, а также толщин снежного и ледового покровов. Измерительная система комплекса (рис. 1) состоит из 30 температурных датчиков, расположенных по вертикали с шагом 5 см во льду с увеличением шага до 10-50 см в воздухе и подледной воде глубже одного метра. Система включает три датчика освещенности, находящихся в воздухе на расстоянии 1,5 м от поверхности льда, на его поверхности и на расстоянии 1,5 м от нее в подледной воде. В воздухе, на расстоянии 1 м от поверхности льда расположен ультразвуковой измеритель толщины снежного покрова. Выносная конструкция термодатчиков обеспечивает минимальное температурное влияние основного несущего кабеля на измеряемую ими температуру. Их миниатюрность позволяет получать профиль температуры с высоким разрешением по вертикали. Наличие датчиков освещенности в воздухе, на

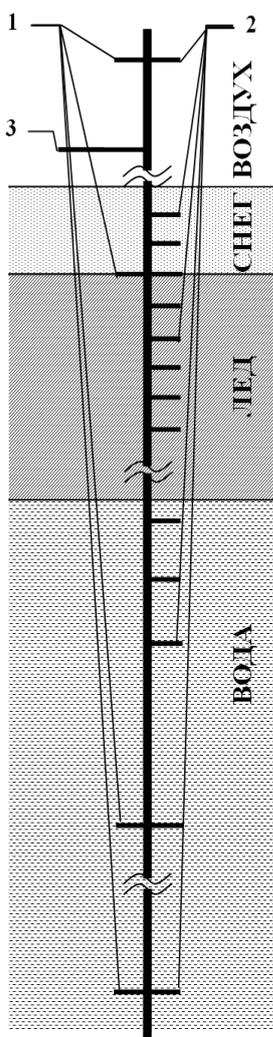


Рисунок 1. Измерительная система комплекса:
1-датчики освещенности,
2-датчики температуры,
3 – датчик толщины снежного покрова.

поверхности льда и в подледной воде позволяет оценить ослабление солнечной радиации во льду и в толще воды, а использование информации о толщине снежного покрова – изучать его влияние на количество проходящей солнечной радиации.

В комплексе применен разработанный гидроакустический метод измерения толщины ледового покрова по принципу обратного эхолота. Для этого в верхнюю крышку корпуса с регистратором встроены излучающий и приемный гидроакустические преобразователи. Регистратор подвешивается на тросе в воде на фиксированном расстоянии R от поверхности льда (рис. 2). Суть акустического метода измерения заключается в том, что в воду излучается модулированная акустическая посылка, она отражается от нижней кромки льда, и отраженный сигнал регистрируется приемником. Зная время, прошедшее между излучением и приемом, а также скорость звука, можно вычислить расстояние до границы лед-вода L , а, следовательно, и толщину льда H (рис. 2).

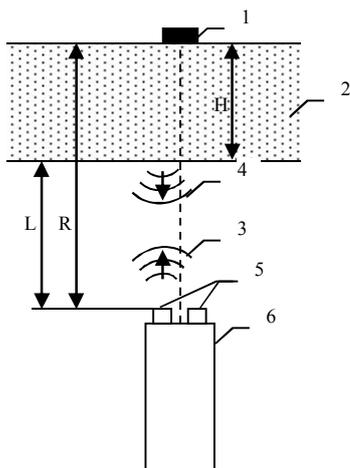


Рисунок 2. Принцип работы подледного измерителя толщины льда: 1 – подвесная система, 2 – лед, 3 – излучаемый сигнал, 4 – отраженный сигнал, 5 – гидроакустические преобразователи, 6 – корпус прибора.

Для перехода от времени распространения сигнала к расстоянию от прибора до нижней кромки льда необходимо знать вертикальный профиль скорости звука в воде. Известно, что скорость звука является функцией температуры, солености и гидростатического давления. В нашем приложении зависимостью от давления можно пренебречь, так как градиент глубин очень мал. Среднее значение солености в озере Байкал около 0.096 г/кг, а ее изменения не превышают 10 % от максимальной величины, что соответствует пренебрежимо малому изменению скорости звука на 0.02 м/с. Таким образом, вертикальный профиль скорости звука рассчитывается по профилю температуры, полученному с косы термодатчиков при среднем

атмосферном давлении 730 мм рт. ст. и средней солености подледного слоя воды Байкала равной 0.1 г/кг. Для расчета используется уравнение состояния TEOS-2010 [McDougall T.J., Barker P.M., 2011], адаптированное для пресной воды оз. Байкал.

Высокая разрешающая способность метода (0.05 мм) обеспечивается за счет излучения в воду фазоманипулированного зондирующего импульса, применения цифровой обработки и корреляционного детектирования сигнала. Несущая частота излучаемой посылки составляет 330 кГц. Прием осуществляется высокоскоростным АЦП с частотой преобразования 16 МГц, с сохранением формы отраженного сигнала в FIFO буфере объемом 65 КБ. Абсолютная точность измерения толщины льда определяется точностью измерения длины подвесного троса при установке прибора, и затем корректируется по моментам вмерзания термодатчиков в лед. Рабочий диапазон регистрации толщины ледового покрова составляет 0.2-2.8 м. Для сравнения, известные гидроакустические измерители толщины льда, устанавливаемые на дне, дают в лучшем случае точность в единицы сантиметров, т.к. не имеют жесткой связи с поверхностью ледового покрова. Их недостаточная точность измерения определяется точностью определения гидростатического давления, зависящей от знания атмосферного давления на момент измерения, и точностью эхолота, показания которого зависят от знания профиля скорости звука в каждый момент времени. Дополнительную неопределенность вносит наличие снежного покрова, вызывающего прогиб ледового покрова, и завывающего, таким образом, расчетные значения его толщины.

атмосферном давлении 730 мм рт. ст. и средней солености подледного слоя воды Байкала равной 0.1 г/кг. Для расчета используется уравнение состояния TEOS-2010 [McDougall T.J., Barker P.M., 2011], адаптированное для пресной воды оз. Байкал.

Собранная разработанным автоматическим ледовым комплексом (АЛК) информация записывается в энергонезависимую память прибора и передается в реальном времени по сотовым каналам связи на удаленный интернет-сервер. На сервере расположена динамическая WEB-страница для оперативной визуализации информации с сети постов АЛК в реальном времени (<http://hydro.lin.irk.ru/flash/index.html>).

Логику работы всего устройства задает 16-ти разрядный микроконтроллер фирмы Microchip, который является связующим звеном всех элементов системы. Для передачи данных в Интернет в устройстве имеется GSM терминал. Показания со всех датчиков регистрируются накопителем с дискретностью от 1 минуты и сохраняются на сменной карте памяти формата micro-SD. Комплекс питается от 8 или 12 литиум-тионил-хлоридных элементов питания ER34615, обеспечивающих непрерывную автономную работу прибора в течение всего ледового сезона. Для калибровки комплекса был изготовлен специальный термостат, одновременно вмещающий все термодатчики одного экземпляра комплекса. В качестве эталонных термометров применяются 2 цифровых термодатчика фирмы Seabird Electronics совместно с логгером SBE-25 или термологгеры RBR-soloT. Настройка режима работы прибора осуществляется с компьютера через USB или RS-232 порты. Разрешающая способность входящих в комплекс датчиков составляет: для аналоговых термодатчиков $0.0005\text{ }^{\circ}\text{C}$, для цифровых термодатчиков $0.002\text{ }^{\circ}\text{C}$, для датчиков солнечной радиации 0.1 Вт/м^2 ; для толщины льда 0.05 мм , для толщины снега 2 мм .

В главе 3 проводится анализ полученных с помощью разработанного комплекса данных о распределении температуры в системе воздух-лед-вода, толщине льда, приходящей и проходящей под лед солнечной радиации, а также скоростях подледных течений. Из двадцати станций, установленных на Байкале с 2008 по 2018 годы, были описаны наиболее показательные эксперименты 2016 и 2017 года, а также измерения на небольшом озере Килписъярви на севере Финляндии в 2018 году. В 2016 г. проводились синхронные наблюдения на трех станциях в Южном Байкале (рис. 3).

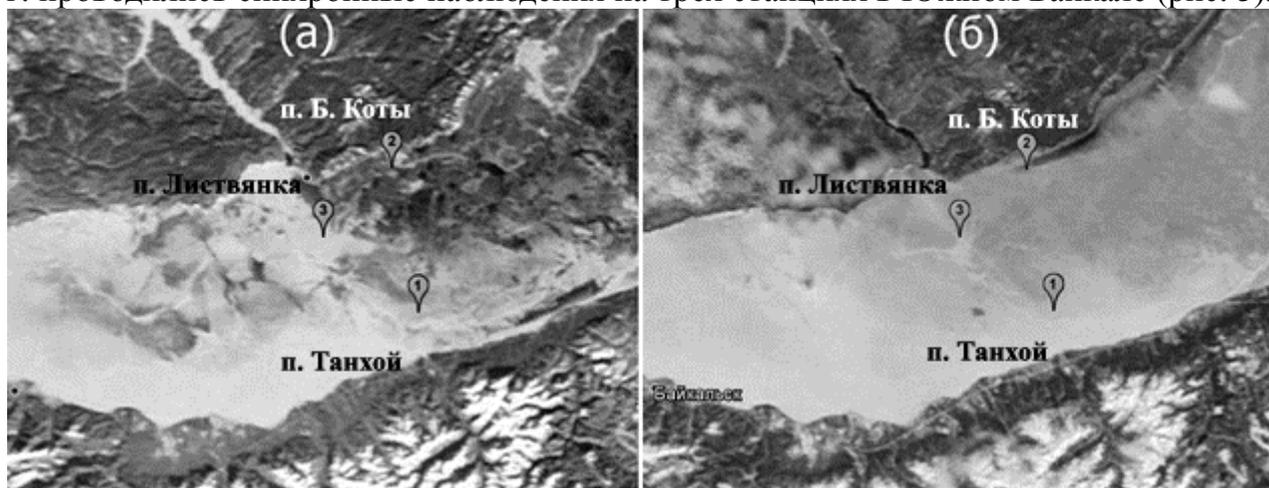


Рисунок 3. Местоположение измерительных станций и ледовая обстановка в Южном Байкале на 24 января (а) и 4 апреля (б) 2016 г.

Станция 1 была установлена в 8 км от п. Танхой. В этом районе преобладает мощный снежный покров и небольшие скорости подледных течений, приносящие холодную воду из заснеженной юго-западной части Байкала. Станция 2 располагалась в 4 км от п. Б. Коты, в районе, характеризующемся повышенными скоростями подледных течений, малой заснеженностью (из-за сильных ветров) и повышенными температурами подледной воды, вызванными приходом более прогретых вод из ма-

лозаснеженной северо-восточной части Южного Байкала. Станция 3 была установлена в 10 км от п. Листвянка и находилась под влиянием двух вторичных циркуляционных ячеек подледных течений [Верболов, 1996]. В этом районе наблюдается большая неравномерность временного хода температуры подледной воды, обусловленная периодическими интрузиями теплой воды с северо-восточной части Южного Байкала и холодной с юго-западной части.

Гидрологические и метеорологические условия в течение периода наблюдений были существенно нестационарны, что выражалось в нерегулярных изменениях температуры воздуха, льда и подледной воды, а также приходящей солнечной радиации (рис. 4-6). Измерители течений работали не все время эксперимента (см. среднесуточные модули скорости течений на рис. 15б). Скорости течений на станции 2 примерно в два раза превышали скорости на станции 1. Значения температуры воздуха и приходящей солнечной радиации были примерно одинаковы для всех станций. Но, из-за неравномерности снежного покрова, температура на поверхности льда довольно сильно различалась и, как следствие, ее разница с температурой воздуха варьировалась от 0 до 10 °С (рис. 4).

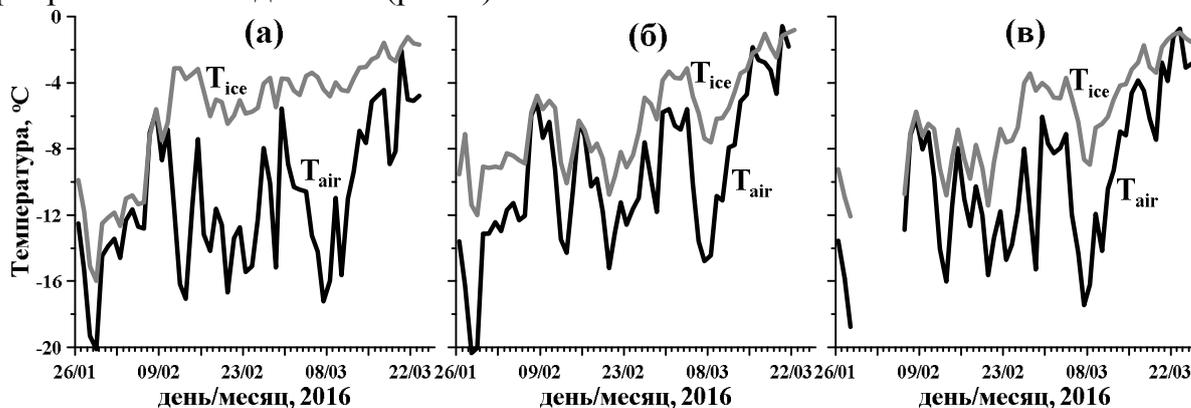


Рисунок 4. Среднесуточная температура воздуха в 1.5 м надо льдом (T_{air}) и среднесуточная температура поверхности льда (T_{ice}) для станций 1-3 (панели а-в, соответственно)

При установке измерительных комплексов в местах наблюдений изначально лед был мало заснеженным (рис. 3а). Под лед проникало от 1 до 15% поступающей радиации (рис. 5б). После снегопада 11 февраля доля проникающей под лед радиации на всех станциях уменьшилось до 1% и оставалась такой до конца марта. Наибольшее количество снега выпало на станции 1 (изначально с самым чистым ледовым покровом), о чем свидетельствует заметно большая разница температуры воздуха и поверхности льда по сравнению со станциями 2 и 3 (рис. 4).

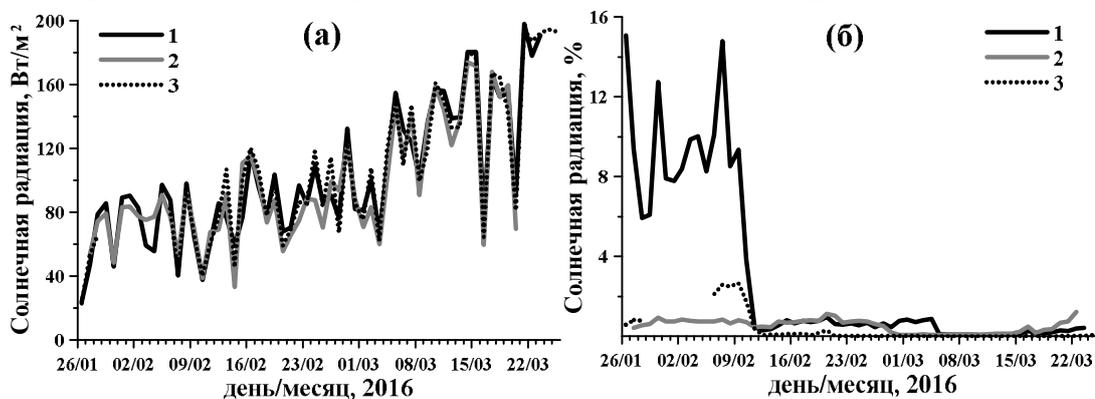


Рисунок 5. (а) Среднесуточная приходящая солнечная радиация (1-3 номера станций); (б) доля (%) проникающей под лед среднесуточной солнечной радиации

На станции 1 температура подледной воды на протяжении измерений оставалась низкой и не превышала 0.1°C (рис. 6б), что обусловлено мощным снежным покровом. В то же время, на станции 2, сразу после постановки, началось повышение температуры подледной воды, вызванное постоянным поступлением теплых вод из менее заснеженной части озера (рис. 3а), чему способствует циклоническое течение. На станции 3 наблюдалась бóльшая неравномерность временного хода температуры подледной воды, обусловленная периодическими интрузиями теплой воды (рис. 6б).

Непрерывная запись распределений температур в системе атмосфера-лед-вода позволила зарегистрировать температурные волны во льду, обусловленные периодическими и нерегулярными изменениями температуры воздуха (рис. 6а). В связи с низкой теплопроводностью льда и ее зависимостью от температуры, прохождение в ледовом покрове температурных волн сопровождается значительными изменениями их характеристик.

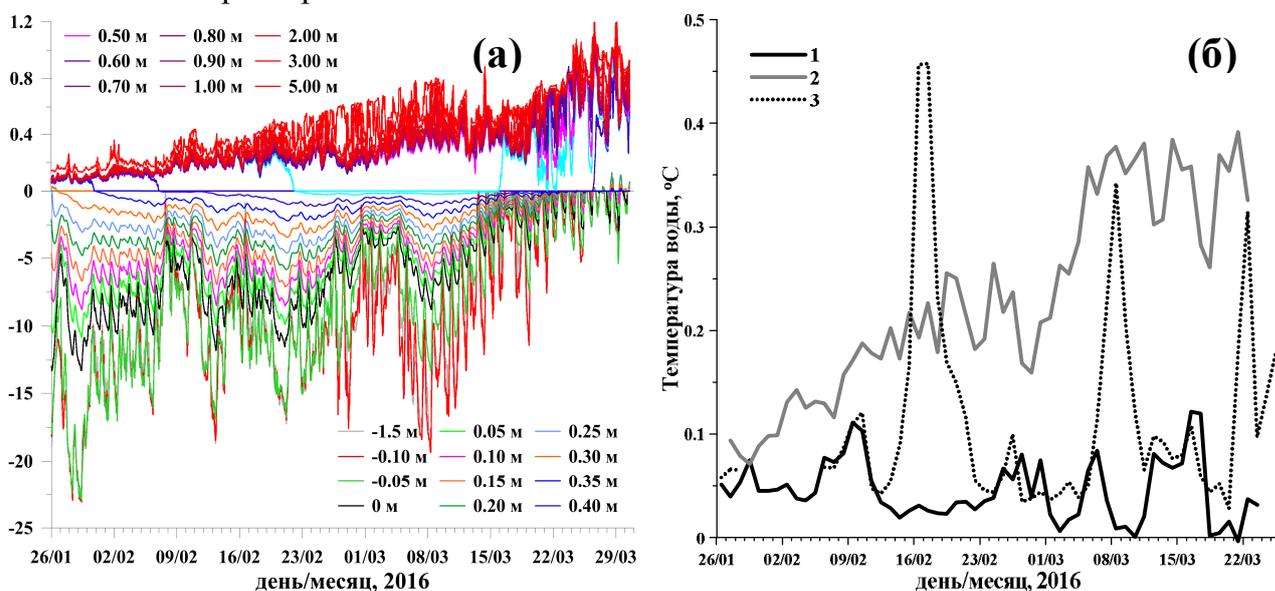


Рисунок 6. (а) Временная динамика изменения температуры на станции 2; (б) Среднесуточная температура воды в слое 5-10 см подо льдом (1-3 номера станций)

Вертикальные профили температуры во льду также испытывают изменения как суточные, так и на синоптическом масштабе времени. Из-за уменьшения амплитуды суточных колебаний температуры в толще льда с глубиной, а также их запаздывания по фазе (рис. 7а) формируется немонотонное вертикальное распределение температуры с экстремумами в толще льда в отдельные моменты времени суток. Однако, при суточном осреднении температуры, результирующий профиль достаточно близок к линейному (рис. 7а).

С февраля по март на станциях 1 и 3 наблюдался согласованный процесс нарастания ледового покрова (рис. 7б). При этом, на станции 3 с очередным приходом теплой воды к концу марта началась деградация льда (рис. 6б, 7б). Коренным образом от них отличается динамика толщины льда на станции 2. Стартовав примерно с той же толщины что и на станции 1, ледовый покров нарастал намного медленнее, несколько раз останавливаясь, а с марта лед начал деградировать. Это связано как с более теплой подледной водой (рис. 6б) так и с более интенсивными течениями на этой станции (рис. 15б). В результате, к концу марта вдоль северного берега озера образовалась проталина, отчетливо выделяющаяся на спутниковом снимке и проходящая через станцию 2 (рис. 3б).

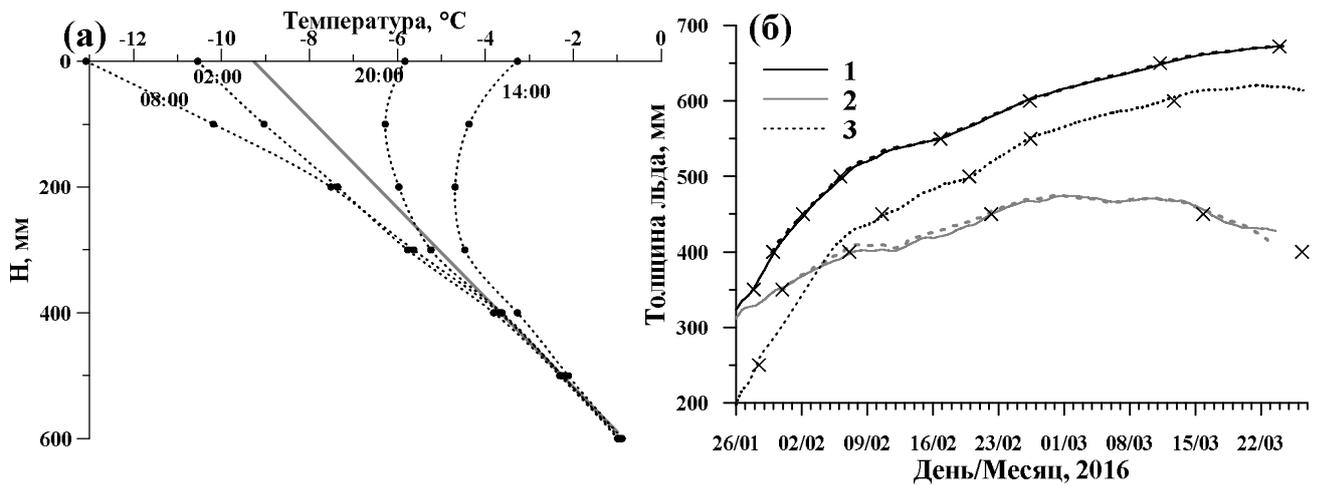


Рисунок 7. (а) Мгновенные распределения температуры в толще льда на различные моменты времени, серой линией приведено среднесуточное усреднение; (б) Измеренная толщина льда на станциях 1-3, пунктиром приведены значения, рассчитанные по модели (1). Маркерами (x) показаны моменты вмержания в лед и вытаивания температурных датчиков.

В главе 4 описывается разработанная математическая модель изменения толщины ледового покрова. Модель использовалась в двух вариантах. Прямая постановка одномерной двухфазной задачи Стефана, состоит в определении температуры $T(z, t)$ и границы фазового перехода $\xi(t)$ в области $0 \leq z \leq l$ на интервале времени $0 \leq t \leq t_{max}$. Решение задачи сводится к интегрированию системы уравнений:

$$c_j(T) \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(k_j(z, T) \frac{\partial T}{\partial z} \right) = f_j(z, t), \quad j = ice, wat \quad (1)$$

где функции $c_j(T(z, t))$ и $k_j(z, T(z, t))$ соответственно объемная теплоёмкость и теплопроводность, а $f_j(z, t)$ – объемное поглощение солнечной радиации. Индексы $j = ice, wat$ соответствуют льду [$0 \leq z \leq \xi(t)$] и воде [$\xi(t) \leq z \leq l$] соответственно. Прямое решение задачи Стефана с заданными коэффициентами применялось для оценки влияния температуры воздуха, солнечной радиации и теплообмена в толще льда и подледной воде на изменчивость температуры в системе вода–лед и скорость нарастания ледового покрова. Решение обратной задачи Стефана на основе измеренных толщин льда, солнечной радиации и температур в системе лед–вода использовалось для расчета коэффициентов эффективной теплопроводности $a_{ef}(z)$ и оценки вертикального распределения потоков тепла.

Значения эффективной теплопроводности, определенные из численного решения обратной задачи Стефана, возрастают с глубиной (рис. 8а), что качественно согласуется с результатами предыдущих исследований покрытых льдом небольших озер, но скорость роста значительно превышает полученные ранее величины. В наших экспериментах значения эффективной теплопроводности выше на один-два порядка и достигают 10^{-5} – 10^{-3} м²/с, что согласуется с гораздо меньшими размерами ламинарного подледного слоя, зарегистрированными на Байкале. На станции 2 подледный обмен был примерно в два раза более интенсивным, чем на станции 1 и был более изменчив во времени. Численное решение обратной задачи позволило получить вертикальное распределение плотности потока тепла для двух станций (рис. 8б). Горизонтальные скачки в точках фазового перехода на кривых потока тепла, соответствующие изменениям, вызванным выделением или поглощением скрытой теплоты за счет фазового превращения, хорошо согласуются с зарегистрированной динамикой толщины ледового покрова (рис. 7б).

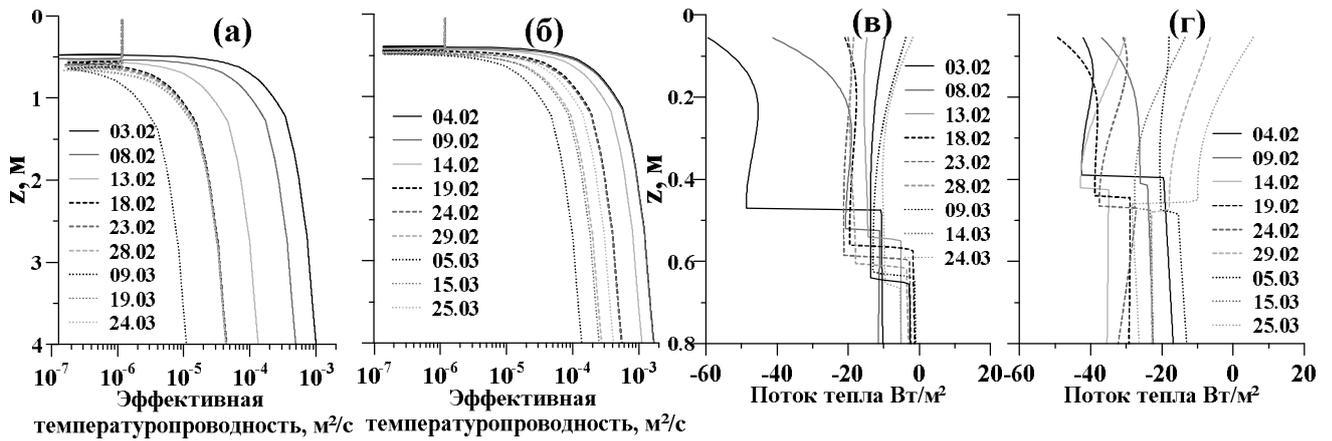


Рисунок 8. Вертикальное распределение эффективной теплопроводности в системе вода–лед на разные даты 2016 г. для станции 1(а) и 2(б) и вертикальное распределение плотности потока тепла в системе вода–лед для станции 1(в) и 2(г)

На рис. 7б видно, что толщина льда, рассчитанная по модели с верифицированными коэффициентами (толстым пунктиром), хорошо согласуются с измеренными значениями. Немного худшее согласование результатов для станции 2 может быть объяснено значительными горизонтальными течениями (рис. 15б), в то время как модель описывает только вертикальный обмен.

В главе 5 описывается структура пограничного слоя подледной воды и обсуждаются результаты экспериментов по измерению скорости диссипации кинетической энергии турбулентности (ТКЭ). Различия в распределениях подледной температуры хорошо видны на графике типичных профилей температуры, построенных в зависимости от расстояния H от нижней подвижной границы льда (рис. 9) для первой и второй станций, установленных на Байкале в 2016 году (рис. 3) и для станции, установленной на оз. Килписъярви.

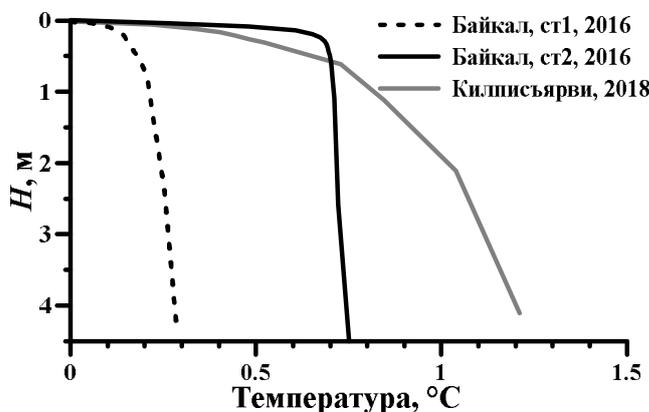


Рисунок 9. Профили температуры подледной воды

Профили близки к логарифмическому с выраженным переходным слоем, за пределами которого температуры выравнены по вертикали конвективным перемешиванием за счет объемного поглощения проникающей солнечной радиации и вымораживания солей при намерзании льда.

намерзании льда.

На первой станции (район поселка Танхой) граница между переходным и конвективным слоем располагается, значительно глубже, и достигает 2–3 метров, что вызвано меньшей интенсивностью подледных течений и меньшим радиационным прогревом по сравнению со второй станцией (район поселка Б. Коты), на которой перемешанный слой начинается с глубин 0.1–0.3 м. На станции в Килписъярви профили отличаются более высокой подледной температурой и гораздо большим заглублением конвективного слоя, который, в данном случае, залегал ниже 5 метров.

Для уточнения градиентов температуры вблизи раздела вода-лед был выполнен переход в подвижную систему координат, связанную с нижней границей ледового покрова. При нарастании толщины ледового покрова нижняя граница льда приближается к датчикам, исходно расположенным в воде, что эквивалентно движению

датчиков к границе раздела вода-лед. Датчики последовательно переходят из нижнего турбулентного слоя в переходную зону, затем в ламинарный пограничный слой и, наконец, вмерзают в лед. Таким образом, наличие детальных измерений толщины ледового покрова позволяет пересчитать зависимость температуры от времени в ее зависимость от расстояния датчика относительно нижней подвижной границы льда и впервые построить подробные профили температуры в районе границы вода-лед в условиях реального водоема. На рисунке 10 приведены детальные профили температуры в пограничном слое воды толщиной 1.5 см для двух станций установленных на оз. Байкал в 2016 году (рис. 3) и станции на озере Килписъярви. Данные о температуре и толщине льда усреднялись за 20 минут.

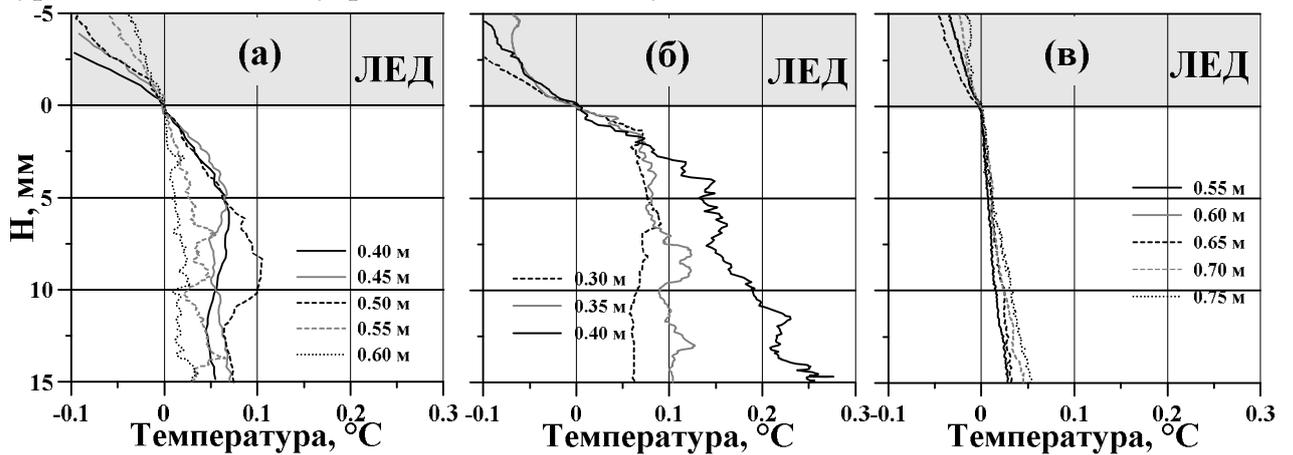


Рисунок 10. Детальные профили температуры в нижней части ледового покрова и подледном слое воды для станции 1(а) и 2(б) установленных в 2016 году на оз. Байкал, и на оз. Килписъярви (в) в 2018 году

На полученных профилях можно выделить вязкий ламинарный подслой с изменением температуры, близким к линейному. На станции 1 преобладают меньшие градиенты температуры в тонком подледном слое воды и его величина достигает 5 мм, в то время как на станции 2 толщина слоя не превышает 2 мм, и имеют место значительно большие градиенты температуры. Измерения на станции в Килписъярви (рис. 10в) показывают значительно большую толщину ламинарного слоя 15 мм.

Кинетическая энергия турбулентности производится за счет затухания конвективных движений и/или средних горизонтальных течений вблизи границы с ледовым покровом. Влияние турбулентного перемешивания на градиент температуры dT/dz в диффузионном слое δ_T и, следовательно, на поток тепла из воды в лед является двояким: во-первых, оно влияет на перепад температуры ΔT в слое, во-вторых, оно изменяет толщину самого диффузионного слоя δ_T , утоншая его при увеличении турбулентности за его пределами. Первый эффект является относительно медленным, поскольку типичные колебания температуры в верхнем перемешанном слое имеют место на суточных и более длительных масштабах времени. Вариации δ_T , в свою очередь, сильнее и могут составлять порядок величины в зависимости от условий перемешивания.

Баланс ТКЭ в изотропной однородной сдвиговой турбулентности стремится к локальному балансу продукции-диссипации ТКЭ:

$$\varepsilon = u_*^2 \frac{\partial U_{mean}}{\partial z} = \frac{u_*^3}{\kappa z} \quad (2)$$

где ε - скорость диссипации ТКЭ, u_*^2 - турбулентное напряжение (квадрат скорости сдвига), создаваемое вертикальным сдвигом средней скорости $\partial U_{mean}/\partial z$, $\kappa \approx 0.4$ -

постоянная фон Кармана, z – масштаб длины турбулентной пульсации равный расстоянию от нижней границы льда. Баланс ТКЭ (2) предполагает наличие пограничного слоя с постоянным напряжением, так что сдвиг скорости описывается логарифмическим законом:

$$\frac{\partial U_{mean}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \text{ или } U_{mean}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (3)$$

где, z_0 – параметр шероховатости поверхности льда. Если ϵ и U_{mean} известны из измерений, то уравнения (2) и (3) позволяют проверить применимость аппроксимации постоянных напряжений и оценить u_* и z_0 .

Для исследования влияния изменения скоростей течений на нарастание льда при прочих одинаковых условиях в 2017 году две станции были установлены на расстоянии 3.5 км друг от друга поперек вдольберегового струйного течения, обнаруженного ранее в районе п. Б. Коты (рис. 3б). Станция 2Н находилась в районе максимальных течений, станция 2Л была удалена от нее на 3.5 км в сторону противоположного берега. Детальные характеристики турбулентного перемешивания в подледном пограничном слое были получены с помощью высокоразрешающего доплеровского измерителя скорости течения HR Aquadopp. Профили подледных течений, с дискретностью 2 с и пространственным разрешением 15 мм приведены на рис. 11а,б.

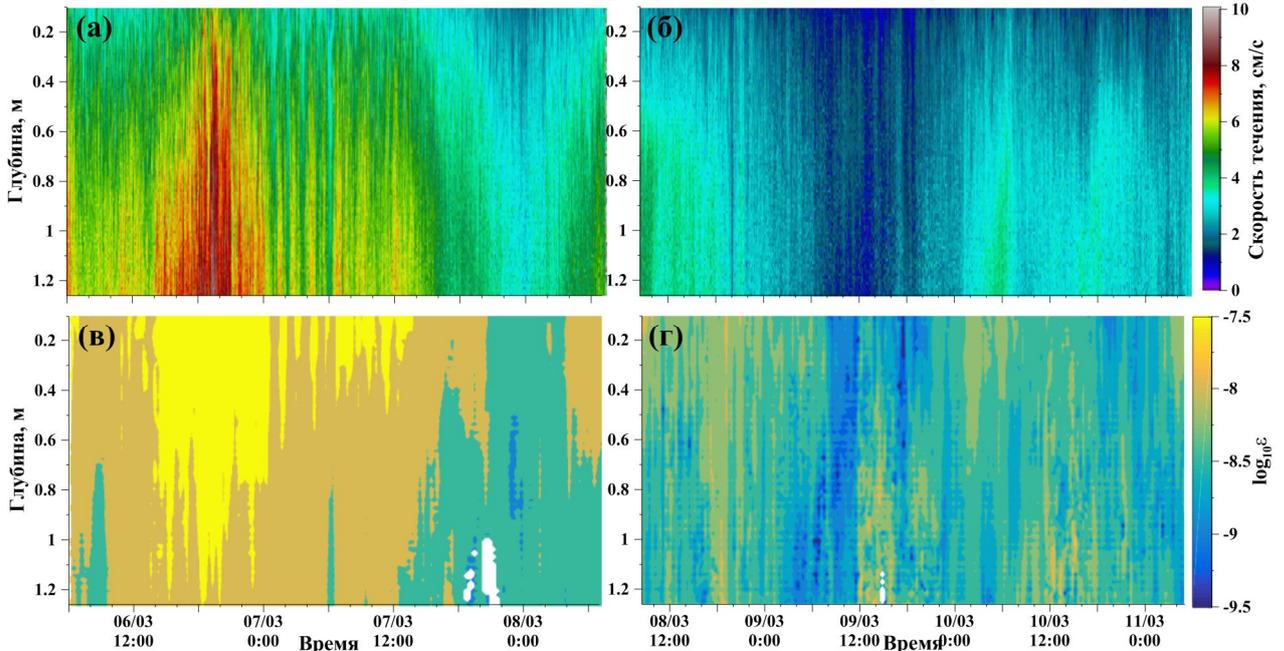


Рисунок 11. Вертикальные профили скорости течений на станциях 2Н(а) и 2Л(б); Скорости диссипации ТКЭ на станциях 2Н(в) и 2Л(г).

Короткопериодные флуктуации скорости течения были использованы для вычисления скорости диссипации ϵ кинетической энергии турбулентности (ТКЭ) на основе гипотезы Колмогорова [Колмогоров, 1941] об автомодельности структурных функций скоростей течения с использованием метода, описанного [Wiles et al., 2006]. Скорость диссипации ϵ была получена как коэффициент в полуэмпирическом уравнении для структурной функции скорости $D_i(r)$ вдоль i -го акустического луча:

$$D_i(r) = Noise + C_v \epsilon^{2/3} r^{2/3}, \quad (4)$$

которое включает оценку шума $Noise$, представляющую осредненный эффект приборного шума и нетурбулентных колебаний скорости течений. Константа $C_v = 3^{1/3}$ [Lien et al., 2002]. Структурная функция скорости была рассчитана из измеренных

скоростей вдоль луча $v_i(z)$ на расстоянии z от излучающей головки инструмента как

$$D(z, r) = \overline{(v_i(z) - v_i(z+r))^2}, \quad (5)$$

где $v_i(z)$ – флуктуация скорости вдоль акустического луча на расстоянии z , r – пространственный диапазон оценки диссипации (инерционный интервал). Проверка качества приближения выполнялась на основе значений $Noise$ в формуле (4). Значения ϵ от трех лучей сравнивались по сходству и усреднялись. Значения ϵ , для которых выполнялось условие $Noise > \overline{C_v^{-3} D^{3/2}}$ отвергались, как не соответствующие гипотезе об автомодельности. Три оценки флуктуаций скорости определялись путем вычитания среднего значения скорости для периодов усреднения 10, 20 и 30 мин. Испытывались разные значения максимального оценочного диапазона для корреляции скоростей, охватывающие диапазон, рекомендованный для слабо стратифицированной турбулентности [Wiles et al., 2006].

Величины колебаний скоростей течений вокруг их средних значений получились характерными для развитой турбулентности: структурные функции (5) зависели от расстояния в степени $2/3$, демонстрируя существование инерционного интервала. Исходя из соблюдения закона $2/3$ верхняя граница инерционного интервала достигала 0.1-0.4 м. Рассчитанная скорость диссипации ТКЭ (рис. 11в, г) из уравнения (4) увеличивалась при приближении к нижней границе льда, поддерживая примерное масштабирование $\epsilon \propto z^{-1}$ (см. ур. (2)), что свидетельствует о сдвиговом характере генерации турбулентности течениями у твердой поверхности. Как и скорости диссипации ТКЭ, профили средних скоростей течений имели логарифмический характер (рис. 12а), демонстрируя наличие стационарного пограничного слоя, выраженного уравнениями (2) - (3). В районе со слабыми подледными течениями (станция 2L) скорости диссипации ТКЭ колебались вокруг значения 10^{-9} Вт/кг, которое являлось пороговым между турбулентными и ламинарными условиями. В районе струйного подледного течения (станция 2Н) ϵ была в среднем на два порядка выше, что говорит о развитой турбулентности.

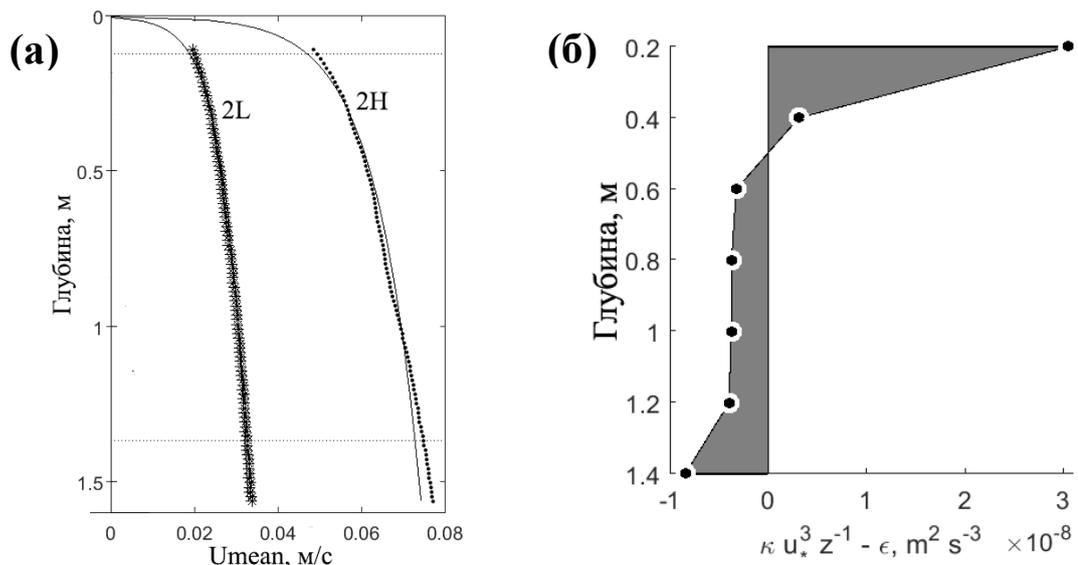


Рисунок 12. (а) Профили подледных течений на станции 2Н и 2L; (б) Локальные различия продукции и диссипации ТКЭ в зависимости от расстояния от нижней поверхности льда

В отличие от температуры воды подо льдом, ни скорости диссипации ТКЭ, ни скорости трения не показали каких-либо суточных изменений, что указывает на незначительное влияние радиационной конвекции на генерацию турбулентности. Кор-

реляция интенсивности турбулентности с временными изменениями средних скоростей потока, в свою очередь, была очевидна (рис. 11а, в) и (рис. 11б, г).

Баланс между скоростями диссипации ϵ и продукцией турбулентной энергии $u^3 * z^{-1}$ (ур. (2)), рассчитанной из профилей среднего течения, сохранялся в пределах 1.5 метрового слоя под ледяным покровом: средняя разница между двумя членами, проинтегрированными по всему слою, не превышала 0.2%. Однако, локальный дисбаланс между продукцией и диссипацией турбулентной энергии изменялся с удалением от нижней поверхности льда (рис. 12б): вблизи границы раздела лед-вода продукция значительно превышала диссипацию, в то время как на глубинах больших 0.4-0.6 м ситуация менялась на обратную. Наличие слоя постоянного турбулентного напряжения («логарифмического» слоя) под ледяным покровом озера Байкал позволило оценить шероховатость нижней поверхности льда z_0 . Среднее значение z_0 составило 3.0 мм, максимум – 7.5 мм, минимум – 0.2 мм, что на порядок меньше, чем шероховатость морского льда.

Сравнительные измерения скорости диссипации ТКЭ в слое 2.5 метра подо льдом на оз. Килписъярви в период развития весенней конвекции с 23 по 27 мая показали тесную связь между скоростью ветра над озером и интенсивностью турбулентности под ледовым покровом (рис. 13). В период усиления скорости ветра до 8-10 м/с скорость диссипации ТКЭ увеличивалась на порядок до значений больше 10^{-8} Вт/кг. Всплески турбулентного перемешивания затухали в течение 5–6 ч до фоновых значений на пределе обнаруживаемого уровня $\epsilon \approx 10^{-10}$ – 10^{-9} Вт/кг.

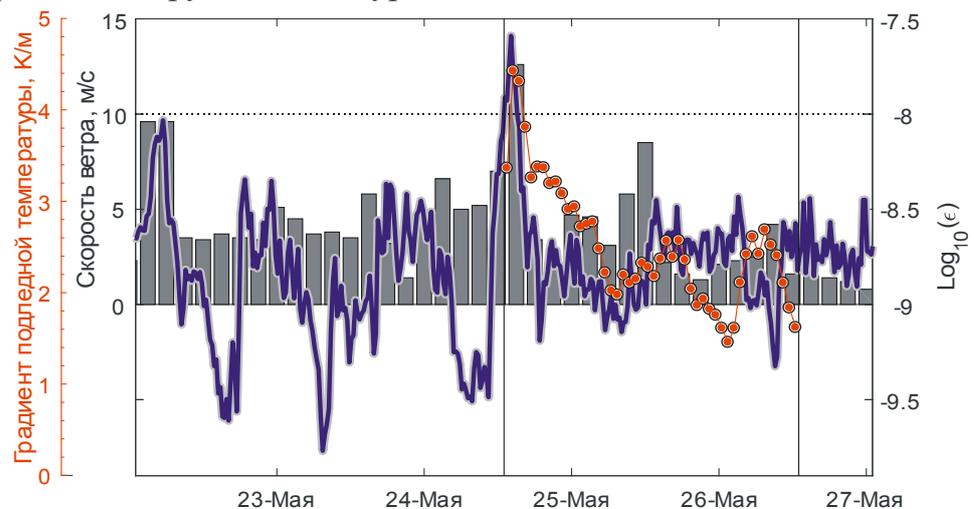


Рисунок 13. Усредненная по вертикали скорость диссипации ТКЭ подо льдом (толстая линия) в зависимости от скорости ветра (серые столбцы) и вертикального градиента температуры в воде, рассчитанного по двум верхним регистраторам температуры расположенных на расстоянии 5 и 7 см от границы вода-лед (линия с кружками).

Параллельные измерения колебаний температуры подледной воды в слое от 5 до 27 см и давления воды (уровня озера) выявили возникновение периодических колебаний во время усиления ветра, с их последующим постепенным затуханием. Три различных этапа, выделяющихся на временном ряду изменения температуры: «порывы ветра» 24 мая, «свободные колебания» 25 мая и «чистая конвекция» 26 мая показали разные закономерности в спектральном распределении плотности мощности. Во время «порывов ветра» большая часть энергии колебаний уровня озера находилась в низкочастотной области соответствующей первой моде сейшевых колебаний (серые треугольники на рис. 14А). В то время, как колебания температуры в течение того же периода были слабо периодическими, без выделения явных максимумов в

спектре (рис. 14Б). Стадия «свободных колебаний» охарактеризовалась концентрациями движений вокруг частот второй и более высоких мод сейш, то есть вертикальных движений с максимальными амплитудами вдали от берегов озера. На стадии «чистой конвекции» спектральная энергия в области кратковременных колебаний 1–100 колебаний/час была практически нулевой, то есть относительно низкие скорости ветра <5 м/с не вызывали сейшевых колебаний под ледяным покровом.

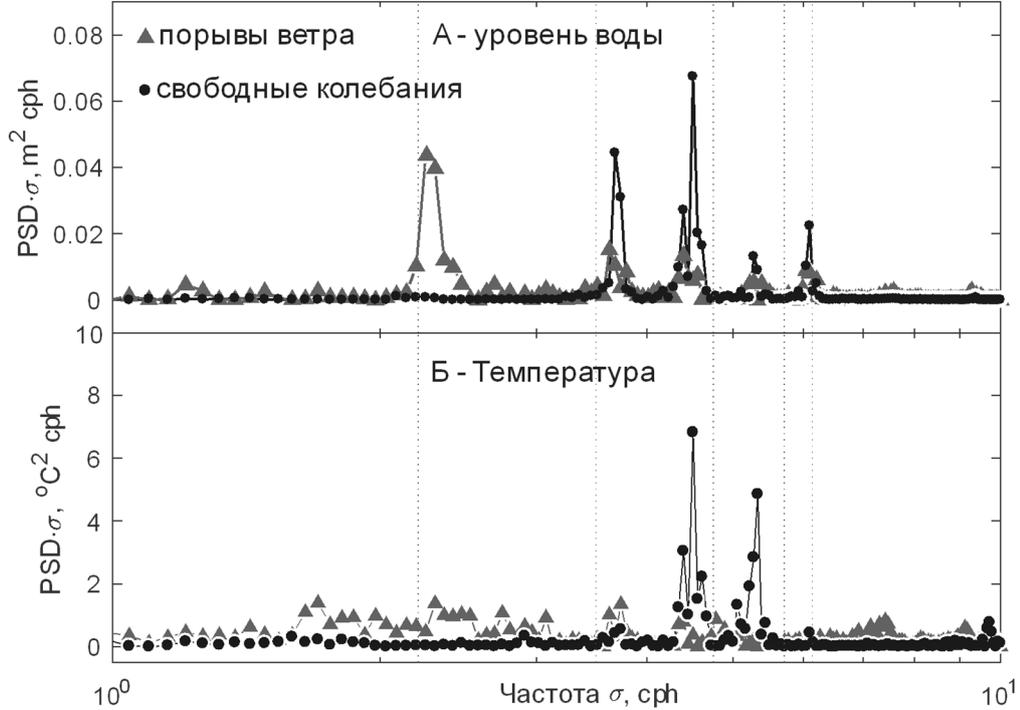


Рисунок 14. Спектральные плотности мощности для (А) изменений уровня воды и (Б) температуры воды для «порывов ветра» 24 мая 2014 г. 12:00–24:00 (серые треугольники) и «свободных колебаний» 25 мая 2014 года 03:00–15:00 (черные кружки). Вертикальные пунктирные линии обозначают меодльные частоты сейшевых колебаний уровня озера.

В главе 6 описывается теплообмен на границе вода-лед. С точки зрения вертикального переноса тепла ледяной покров можно рассматривать как жесткую неподвижную границу, расположенную над толщиной воды. Как и на любой сплошной границе, вертикальный перенос тепла на границе раздела лед-вода является чисто кондуктивным, с разрывом, обусловленным выделением/потреблением тепла вследствие изменения фазового состояния (замерзание или таяние льда). Следовательно, тепловой поток из воды ко льду Q_{wat} может быть выражен через молекулярный теплообмен (из условия Стефана на границе фазового перехода) следующим способом:

$$Q_{wat} = k_{wat}(z, T) \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=\xi(t)+0} = Q_{ice} - \rho_{ice} L \frac{d\xi}{dt} = k_{ice}(z, T) \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=\xi(t)-0} - \rho_{ice} L \frac{d\xi}{dt}, \quad (6)$$

где z – расстояние от поверхности льда (ось направлена вниз), t – время, $\xi(t)$ – координата границы фазового перехода вода – лед, $T(z, t)$ – температура, $k(z, T)$ – коэффициент теплопроводности, ρ_{ice} – плотность льда, L – удельная теплота плавления льда, Q_{ice} – кондуктивный поток тепла в лед.

Таким образом, тепловой поток из воды в лед можно рассчитать используя полученные данные о динамике толщины ледового покрова и температуре в его толще (рис. 6а, 7б). Поскольку, вертикальное распределение температуры в нижней части ледового покрова практически линейно (рис. 7а), используя показания нижнего вмерзшего температурного датчика, находящегося на горизонте h_j во льду,

можно определить среднюю плотность теплового потока из воды в лед (Q_{wat}) за промежуток времени Δt в виде:

$$Q_{wat} = k_{ice} \frac{\bar{T}(\xi) - \bar{T}(h_j)}{\bar{\xi} - h_j} - \rho_{ice} L \frac{\Delta \xi}{\Delta t}, \quad (7)$$

В случае пресной воды температура на нижней границе льда $\bar{T}(\xi) = 0^\circ\text{C}$.

Однако, при отсутствии подробных данных о ледяном покрове, провести прямую оценку Q_{wat} не так просто: градиент температуры в воде dT/dz в районе границы со льдом постоянно изменяется в зависимости от толщины диффузионного слоя δ_T . Он, в свою очередь, зависит от условий перемешивания и температуры в нижележащей воде. Несмотря на то, что покрытая льдом вода изолирована от прямого воздействия ветров, вертикальный перенос тепла остается большим, чем чисто молекулярный, потому что усиливается конвективным перемешиванием вследствие поглощения проникающей через ледовый покров солнечной радиации, и из-за сдвиговой турбулентности, создаваемой течениями. Так, толщина вязкого пограничного слоя δ_v пропорциональна масштабу длины Колмогорова L_ε , связывающего его толщину со скоростью диссипации ТКЭ [Monin and Yaglom, 1971]:

$$\delta_v \propto L_\varepsilon \propto \nu^{3/4} \varepsilon^{-1/4}, \quad (8)$$

где $\nu \approx 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ – кинематическая вязкость воды. Аналогичное масштабирование можно считать верным для толщины слоя молекулярной диффузии:

$$\delta_T \propto \kappa^{3/4} \varepsilon^{-1/4}. \quad (9)$$

В свою очередь, δ_v и δ_T связаны через число Прандтля ($\text{Pr} \approx 10$ для воды):

$$\frac{\delta_T}{\delta_v} \propto \left(\frac{\kappa_\omega}{\nu} \right)^{3/4} \propto \text{Pr}^{-3/4}. \quad (10)$$

То есть, чем выше турбулентное перемешивание в толще воды (ε), тем меньше δ_T и тем больше Q_{wat} . Для типичных природных условий $\varepsilon \geq 10^{-9} \text{ Вт/кг}$, толщина диффузионного слоя не превышает нескольких мм, а градиент температуры в пределах δ_T можно считать почти линейным. В таком случае, скорость передачи тепла на границе лед-вода должна определяться скоростью диссипации ТКЭ как:

$$Q_{wat} = K \Delta T; K \propto \text{Pr}^{-1/4} (\nu \varepsilon)^{1/4}, \quad (11)$$

где $K = \kappa_w \delta_T^{-1}$ [м/с] – коэффициент теплопередачи.

Суммируя вышеизложенные соображения, для прямого расчета теплового потока из воды в лед по данным полевых измерений требуется либо провести оценку вертикального градиента температуры в пределах δ_T путем высокоточных измерений температуры в тонком подледном слое воды или оценить скорости рассеяния ТКЭ с одновременной регистрацией среднего значения поля управляющих сил (конвекции вследствие радиационного прогрева или средних подледных течений).

Несмотря на нестационарность условий, и, как следствие, изменения толщины слоя δ_T во время пересечения его отдельными датчиками, по полученным подробным профилям подледной температуры (рис. 10) можно определить градиенты температуры в диффузионном подслое и оценить плотность теплового потока из воды:

$$Q_{wat} = k_{wm} \frac{\Delta T}{\Delta z} = k_{wm} \frac{T(h_j) - T(\xi)}{h_j - \xi}, \quad (12)$$

где k_{wm} – коэффициент молекулярной теплопроводности воды ($0.569 \text{ Вт/м}^2/\text{°C}$).

Потоки тепла рассчитанные разными методами (по решению обратной задачи, по формулам (7) и (12)) хорошо согласуются между собой (рис. 15а,в). Поток тепла

на станции 2 значительно превышает поток на станциях 1 и 3, что согласуется с вышеприведенными выводами о влиянии интенсивности подледных течений и температуры воды на теплообмен вода-лед. Поток тепла на станции 3 близок к потоку на станции 1, кратковременные его повышения связаны с приходом теплой воды (рис. 6б) из менее заснеженной северо-восточной части Южного Байкала.

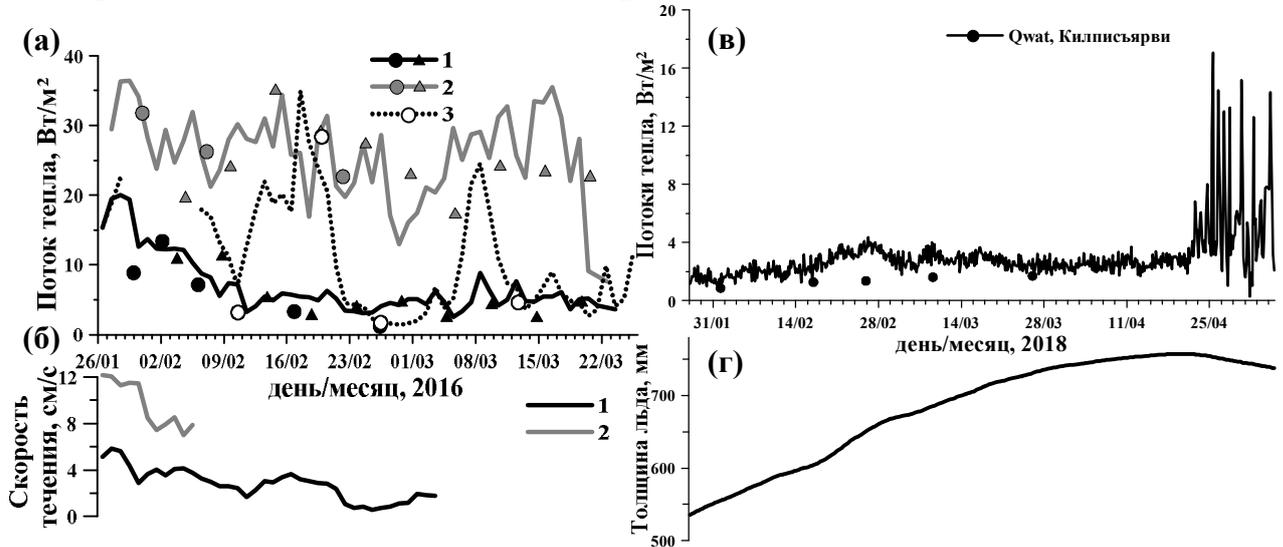


Рисунок 15. (а) Среднесуточные потоки тепла на границе вода-лед для станций (1-3), рассчитанные по балансу тепла (ур. (7)), круглые маркеры - мгновенные значения потока, определенные по градиенту температуры в тонком подледном слое воды в моменты вмержания термодатчиков (ур. (12)), треугольные маркеры - мгновенные значения, восстановленные по решению обратной задачи; (б) Скорости подледных течений для станций 1 и 2; (в,г) Потоки тепла на границе вода-лед и динамика толщины льда на озере Килтисъярви.

В отличие от большой изменчивости потока тепла из воды в лед на Байкале, на станции, установленной в 2018 году на небольшом озере Килтисъярви, поток тепла с середины января до середины апреля оставался практически на одном уровне, изменяясь в пределах 1-4 Вт/м² (рис. 15в), что на порядок меньше типичных значений для Байкала. Во второй половине апреля, на фоне возрастающей солнечной радиации, проходящей под лед и вызывающей конвекцию в водной толще, поток тепла из воды в лед начал возрастать, испытывая суточные колебания с повышениями до 15 Вт/м². Одновременно с этим, началось разрушение ледового покрова (рис. 15г).

Исходя из локального баланса между продукцией и диссипацией турбулентной энергии в пограничном слое, можно установить прямую связь между средней скоростью течений U_z на глубине z и интенсивностью турбулентности подо льдом:

$$u_*^2 = C_D U_z^2, \quad (13)$$

где коэффициент сопротивления C_D для $z = 1$ м найден равным $2 \cdot 10^{-3}$ и проведен по независимым измерениям скоростей течений электромагнитными измерителями (рис. 16а). С помощью уравнений (13) и (2) значения скоростей диссипации были восстановлены из средних скоростей течения за весь доступный период наблюдений и верифицированы прямыми измерениями ϵ (рис. 16б).

Проведенные в 2017 году прямые измерения флуктуаций скоростей течений и расчет скорости диссипации ТКЭ позволили протестировать и подтвердить гипотезу о пропорциональности потока тепла на границе вода-лед Q_{wat} масштабу скорости Колмогорова V_K :

$$Q_{wat} = C_q K \Delta T; K \propto V_K \propto (\nu \epsilon)^{\frac{1}{4}} \propto \nu^{\frac{1}{4}} u_*^{3/4}, \quad (14)$$

где $\nu \approx 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ – кинематическая вязкость воды, ΔT – перепад температур в вязком пограничном слое, C_q – коэффициент, подлежащий определению. Толщина вязкого подслоя, определенная из температурных данных, составляла 1-2 мм, с перепадом температуры ΔT около 0.07 К (рис. 10б), что соответствовало $C_q \approx 0.5$.

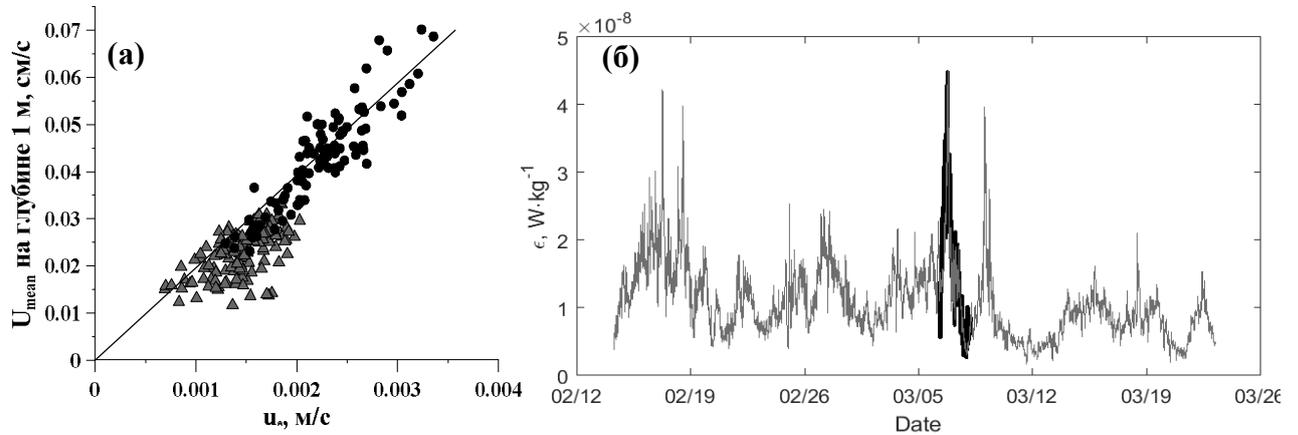


Рисунок 16. (а) Соотношение между скоростью среднего течения и турбулентным напряжением (черные маркеры - станция 2Н, серые - станция 2L, 2017 год). (б) Аппроксимация скорости диссипации ТКЭ для станции 2Н полученная из среднего течения на основе формул (2) и (13) (тонкая серая линия). Черная линия – измеренные значения ϵ .

Практическое значение для оценки потоков из рутинных измерений и в моделировании может иметь модифицированная формула, в которой температура на внешней границе вязкого подслоя заменяется на температуру T_z на некотором горизонте z , за пределами пограничного «логарифмического» слоя (которая мало меняется с глубиной, так как соответствует температуре перемешанного конвективного слоя). Для данного случая коэффициент $C_q \approx 0.075$, так что поток тепла может быть определен только из скоростей течения и температур:

$$Q_{\text{wat}} = C_q C_D^{3/8} \nu^{1/4} U_z^{3/4} z^{-1/4} (T(z) - 0) \quad (15)$$

На рис. 17 представлены потоки тепла из воды в лед рассчитанные для станции 2Н и 2L 2017 года по формуле (15), в сравнении с расчётами по формуле (7). Расчеты, произведенные двумя разными методами, хорошо согласуются.

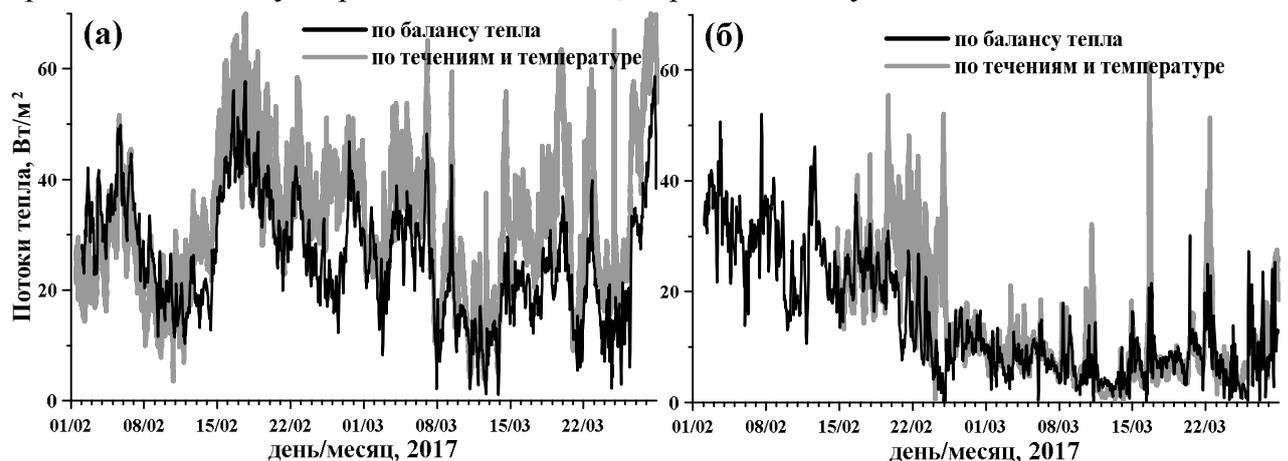


Рисунок 17. Сравнение мгновенных потоков тепла на границе вода-лед для станции 2Н(а) и 2L(б) 2017 года, рассчитанных по балансу тепла (формула 7) (черные линии) и по средним скоростям течений и температуре на горизонте $z=1$ метр (формула 15) (серые линии).

Динамика роста толщины ледового покрова определяется разницей между потоком тепла от нижней поверхности льда (Q_{ice}) к его верхней границе и вертикаль-

ным переносом тепла из водной толщи (Q_{wat}). Более наглядно взаимосвязь потоков тепла в воде и во льду, а также скрытой теплоты фазового перехода (Q_L) на границе раздела для станции 1 и 2 установленных в 2016 году приведена на рис. 18.

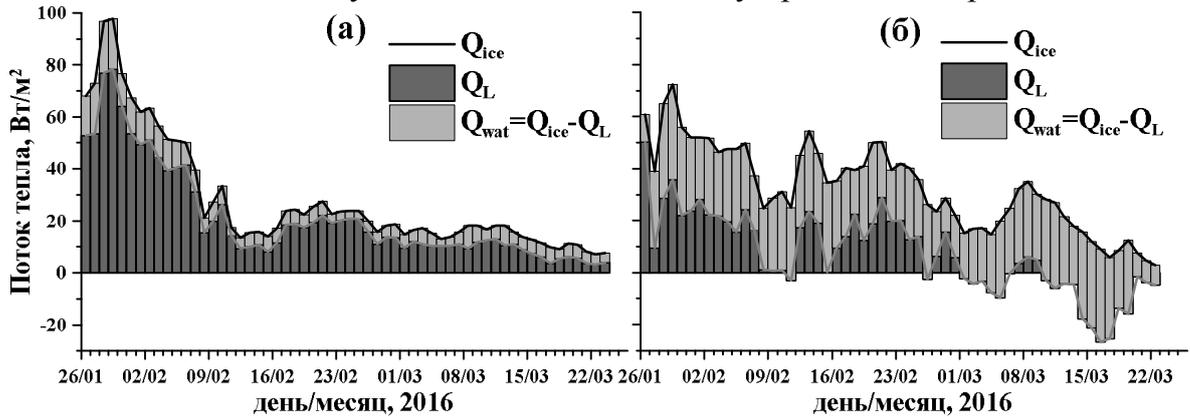


Рисунок 18. Баланс потоков тепла на станции 1(а) и 2(б), 2016 г.

Для станции 1 доля потока тепла из воды в январе составляла не более 20% от величины потока тепла во льду, а к концу измерений, несмотря на абсолютное снижение величины, его доля превысила 50%. На станции 2 поток тепла из воды напротив занимал от 50% до 100% от теплового потока во льду, вызывая остановку его нарастания, а начиная с марта начал превышать его значения, что привело к активной деградации ледового покрова (рис. 7б). Наши исследования в районе станции 3 показали, что поток тепла изменялся в диапазоне 2-11 Вт/м² в 2009 году, 5-35 Вт/м² в 2012 году и 15-30 Вт/м² в 2014 году. Максимальные потоки были зафиксированы в 2014 году на станции 2 (30-50 Вт/м²), минимальные значения потока (2-10 Вт/м²) наблюдались в 2015 году на станции 1.

В выводах сформулированы основные результаты диссертационной работы:

Для исследования вертикального теплообмена в системе вода-лед было разработано и изготовлено специализированное оборудование. Экспериментальные данные позволили получить информацию о структуре пограничного слоя на оз. Байкал. Определена толщина вязкого ламинарного слоя подледной воды (1-5 мм). Положение границы переходного слоя к основной турбулентной водной массе изменяется в широких пределах (0.1-3 м от нижней кромки льда) и ощутимо зависит от скорости подледных течений. Измерения на малом озере свидетельствовали о значительно большей толщине ламинарного слоя, равной 15 мм.

Из численного решения обратной задачи Стефана были получены вертикальные распределения эффективной теплопроводности, значения которой на глубине 4 м достигают 10^{-5} – 10^{-3} м²/с. Впервые проведено сопоставление величины плотности потока тепла, полученного разными методами: по толщине льда и тепловому потоку во льду, по градиенту температуры в ламинарном слое, по скорости диссипации ТКЭ и по решению обратной задачи модели динамики толщины ледового покрова. Значения, полученные разными методами, хорошо согласуются. Показано, что в разные годы и в различных районах озера поток тепла из воды в лед варьируется в широких пределах (от 2 до 50 Вт/м²), что обусловлено, главным образом, интенсивностью подледных течений и температурой подледной воды. Таким образом, поток тепла из воды в лед может составлять от 5 до 100 и более процентов от величины потока тепла во льду и пренебрежение им при моделировании динамики толщины ледового покрова может привести к существенным ошибкам.

Полученные в процессе нарастания ледового покрова оценки потоков тепла на

оз. Байкал существенно превышают потоки на малом озере, что согласуется с увеличенными на один-два порядка, в силу значительных подледных течений, величинами коэффициента эффективной температуропроводности, и, как следствие, меньшей толщиной вязкого ламинарного подслоя. Данный результат демонстрирует значительную роль подледной циркуляции в формировании потока тепла на нижней границе льда, и, как следствие, толщины ледового покрова в крупных водоемах. Генерируемая течениями сдвиговая неустойчивость является, по сути, основным механизмом переноса тепла из водной толщи к нижней поверхности льда во время роста ледового покрова, так как доля потока тепла за счет конвекции при повышении минерализации в период интенсивного нарастания ледового покрова на Байкале не превышает 1 Вт/м^2 , а интенсивность турбулентного обмена за счет объемного поглощения солнечной радиации становится значительной только к весне.

Результаты, полученные при исследовании на малом озере в весенний период, показали существенную роль сильных ветровых явлений в переносе тепла в подледном слое воды. Баротропные колебания были идентифицированы как механизм передачи кинетической энергии от ветра к подледной турбулентности, повышая ее значения на один-два порядка, до сравнимых значений, полученных на оз. Байкал. Таким образом, предположение о существовании безтурбулентного кондуктивного слоя подо льдом не всегда выполняется даже в относительно небольших покрытых льдом озерах. Следовательно, ранее могла быть недооценка вклада теплового потока из воды в лед во время сезонного таяния льда.

Прямые измерения скорости диссипации ТКЭ послужили основой для фундаментального результата: качественного доказательства наличия слоя постоянного турбулентного напряжения («логарифмического» слоя) подо льдом Байкала, оценки диапазона скоростей течений, при которых формируется логарифмический слой, и определения количественных характеристик пограничного слоя (параметра шероховатости нижней поверхности льда z_0 и соотношения между средним течением и интенсивностью перемешивания). Исходя из локального баланса между продукцией и диссипацией турбулентной энергии в пограничном слое, была установлена прямая зависимость между средней скоростью течения и интенсивностью турбулентности подо льдом, что позволило протестировать и подтвердить гипотезу о пропорциональности потока тепла на границе вода-лед масштабу скорости Колмогорова. Показано, что поток тепла на границе вода-лед может быть достоверно восстановлен на основании температуры воды и скорости течения на определенном горизонте.

Основные положения диссертации опубликованы в следующих работах:

В журналах из списка, рекомендованного ВАК России:

1. **Асламов И.А.** Универсальный программируемый модуль для сбора, обработки и хранения информации с локально-распределенных систем на базе 1-wire шины // Вестник ИрГТУ. – 2007. – Т. 2 (30). – № 2. – С. 74-76.

2. **Асламов И.А.,** Козлов В.В., Мизандронцев И.Б., Кучер К.М., Макаров М.М., Горнов А.Ю., Гранин Н.Г. Автоматизация инженерно-гидрологических испытаний // Современные технологии. Системный анализ. Моделирование. – 2010. – № 3(27). – С. 132-139.

3. **Aslamov I.A.,** Kozlov V.V., Kirillin G.B., Mizandrontsev I.B., Kucher K.M., Makarov M.M., Gornov A. Yu., Granin N.G. Ice-water heat exchange during ice growth in Lake Baikal // Journal of Great Lakes Research. – 2014. – 40(3). – P. 599-607.

4. **Асламов И.А.,** Козлов В.В., Мизандронцев И.Б., Кучер К.М., Гранин Н.Г. Оценка потока тепла на границе вода-лед на Байкале по экспериментальным данным. // ДАН. – 2014. – 457(4). – P. 477-480.

5. **Асламов И.А.,** Козлов В.В., Кириллин Г.Б., Мизандронцев И.Б., Кучер К.М., Мака-

ров М.М., Гранин Н.Г. Исследование теплового потока и структуры подледного слоя воды на границе со льдом в Южном Байкале. // Водные ресурсы. – 2017. – № 44(3). – С.296-310.

6. Kirillin G., **Aslamov I.A.**, Leppäranta M., Lindgren E. Turbulent mixing and heat fluxes under lake ice: the role of seiche oscillations // Hydrology and Earth System Sciences. – 2018. – V. 22. – № 12. – P. 6493–6504. DOI: 10.5194/hess-22-6493-2018.

7. Гранин Н.Г., Мизандронцев И.Б., Козлов В.В., Цветова Е.А., Гнатовский Р.Ю., Блинов В.В., **Асламов И.А.**, Кучер К.М., Иванов В.Г., Жданов А.А. Кольцевые структуры на ледовом покрове озера Байкал: анализ экспериментальных данных и математическое моделирование // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – № 11. – С. 1890-1903.

В прочих изданиях:

8. **Асламов И.А.** Универсальный программируемый модуль для сбора, обработки и хранения информации с локально-распределенных систем // VI Межвузовская научно – техническая конференция молодых ученых и специалистов «Современные проблемы радиосвязи» (Иркутск 4-7 мая, 2007 г.). – Иркутск. – 2007. – С. 44-46.

9. **Асламов И.А.** Краснояров А.Е., Макаров М.М., Ченский А.Г. Автоматический информационно-измерительный комплекс для долговременного мониторинга экосистемы озера Байкал// Материалы VIII Всероссийской научно-технической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Современные проблемы радиосвязи». – Иркутск: ИрГТУ. – 2009. – С. 148-152.

10. **Асламов И.А.** Моделирование динамики толщины ледового покрова Байкала / В.В. Козлов, И.Б. Мизандронцев, И.А. Асламов, К.М. Кучер, М.М. Макаров, А.Ю. Горнов, Н.Г. Гранин // Вестник Ангарской государственной технической академии. – 2010. – № 4. – С. 74-82.

11. **Асламов И.А.** Козлов В.В., Мизандронцев И.Б., Кучер К.М., Гранин Н.Г. Математическая модель динамики процесса роста ледового покрова на Байкале на основе экспериментальных данных.// Пятая Верещагинская Байкальская конференция, Международная научная школа для молодежи «Экология крупных водоемов и их бассейнов», 16 объединенный семинар по проблемам изучения региональных осадений из атмосферы: тезисы докладов и стендовых сообщений (Иркутск 4-9 октября 2010 г.). – 2010. – С. 230-232.

12. **Асламов И.А.**, Кучер К.М., Макаров М.М. Программно-аппаратный комплекс для исследования динамики толщины ледового покрова// Математические методы в технике и технологиях – ММТТ-24: сб. трудов XXIV Междунар. науч. конф.: в 10 т. Т 10. Секция 10/ Под общ. ред. В.С. Балакирева. – Пенза: изд-во Пенз. гос. технол. академия, 2011. – С. 115-119.

13. **Асламов И.А.** Математические модели оценки толщины льда и тепловых потоков// Математические методы в технике и технологиях – ММТТ-25: сб. трудов XXV Междунар. науч. конф.: в 12 т. Т 7. Секция 8/ Под общ. ред. В.С. Балакирева. – Волгоград: изд-во Волгоград. гос. техн. ун-т, 2012. – С. 127-129.

14. Granin N., **Aslamov I.**, Kozlov V., Zhdanov A., Kucher K. Ice phenomena on Lake Baikal // International Symposium on Seasonal Snow and Ice, Lahti, Finland, 28 May–1 June, 2012, 62A127.

15. Козлов В.В. **Асламов И.А.**, Гранин Н.Г. Оценка неоднородности вертикального распределения эффективной теплопроводности и потоков тепла в системе лед-вода // 6th International Vereshchagin Baikal Conference. Шестая Международная Верещагинская Байкальская конференция, 7-12 сентября, 2015.

16. **Асламов И.А.** Кучер К.М., Макаров М.М. Исследование теплового потока на границе вода-лед с помощью разработанного автономного ледового комплекса // 6th International Vereshchagin Baikal Conference. Шестая Международная Верещагинская Байкальская конференция. 7-12 сентября, 2015.

17. Kirillin G., **Aslamov I.**, Kozlov V., Granin N., Engelhardt C., Förster J. Heat flux at the base of lake ice cover estimated from fine structure of the ice-water boundary layer // Geophysical Research Abstracts. – Vol. 18, EGU2016-9530, 2016.

18. Kirillin G.B., **Aslamov I.A.**, Kozlov V.V., Granin N.G., Engelhardt C., Förster J. Physical conditions in the water-ice boundary layer: from Lake Baikal to small Arctic lakes// Proceedings of the 23rd IAHN International Symposium on Ice, Ann Arbor, Michigan USA, May 31 to June 3, 2016, ISSN: 2414-6331.

19. **Aslamov I.A.**, Kirillin G., Kozlov V.V., Zdorovenov R.E., Granin N.G. The results of the heat flux studies at the water-ice boundary layer of Lake Baikal // International Conference «Freshwater Ecosystems – Key problems», 10-14 September, 2018 / Abstracts, 2018, P. 94-95