

Министерство образования и науки Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ»
(РГГМУ)

Допущена к защите

Зав. кафедрой д.ф.-м.н., профессор

 В.А. Царёв

06.2016

Кафедра
Океанологии

ВЫПУСКНАЯ
КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА)
Лабораторное моделирование эволюции
термоклина

Выполнила

Т.И. Алексева,
гр. О-55

Руководитель

к.ф.-м.н., доцент
С.В. Лукьянов

Санкт-Петербург 2016

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Сокращения	3
Введение	4
1 Теоретические сведения формирования ВКС и теории термоклина	6
1.1 Основные понятия в формировании ВКС и теории термоклина	6
1.2 Теория термоклина Линеikin П.С.	13
2 Метод проведения лабораторных исследований	19
2.1 Описание приборов измерений. АКТАКОМ-2036 и АТТ-1006	19
2.2 Описание лабораторной установки	20
2.3 Порядок проведения измерений	21
3 Анализ и оценка результатов измерений	23
3.1 Результаты измерений и их обработка	23
3.2 Анализ полученных результатов	31
3.3 Выводы и результаты проведенного исследования	34
Заключение	35
Список использованных источников	37

СОКРАЩЕНИЯ

ВКС	–	верхний квазиоднородный слой
ГОИН	–	Государственный океанографический институт
ВСО	–	верхний слой океана
ССП	–	слой скачка плотности и температуры
ДСО	–	деятельный слой океана
СТ	–	сезонный термоклин
ГТ	–	главный термоклин

ВВЕДЕНИЕ

В отличие от тропосферы в воздушной оболочке Земли, воды Мирового океана в основном устойчиво стратифицированы. В вертикальных профилях температуры, солености и плотности в океанах и морях выделяются: поверхностный квазиоднородный слой толщиной порядка 100 м, сезонный слой повышенных градиентов (сезонный термоклин) толщиной 50–100 м и слой толщиной порядка 1 км, в котором градиент плотности заметно увеличивается. Этот слой называется термоклином. Термоклин обычно возникает при сильном прогревании верхнего слоя воды и его ветровом перемешивании.

Сложность моделирования эволюции термоклина связана, прежде всего, с многообразием влияющих факторов: ветра, турбулентности, конвективных процессов, волнения и др.

Проблема изучения термоклина состоит в выяснении причин, по которым главный термоклин существует как относительно тонкий пограничный слой, и в объяснении механизма влияния крупномасштабных процессов в термоклине на перенос тепла, солей и импульса в океане.

Таким образом, актуальность данного исследования заключается в необходимости проведения лабораторного эксперимента при разработке методик проведения лабораторных работ, связанных с учебной темой формирования и разрушения термоклина.

Предметом исследования является процесс моделирования эволюции термоклина в лабораторных условиях.

Цель работы: на лабораторной установке воспроизвести процесс формирования ВКС и термоклина, сравнить полученные результаты с данными натурных наблюдений.

Достижение поставленной цели потребовало решения следующих задач:

- изучение теоретических сведений теории термоклина и формирования ВКС;
- исследование в лаборатории на кафедре океанологии в кольцевом бассейне с использованием термокосу и нескольких датчиков температуры, формирование проникновения тепла в воду по глубине в различных режимах: прогрев, воздействие ветра, остывание;
- оценка при помощи теории подобия соотношений между модельными и натурными данными проводимого эксперимента;
- аппроксимация полученных материалов с помощью простейших функций и уравнений теории ВКС;
- анализ полученных результатов и эффективность в их использовании для дальнейших методологических работ.

Действующая в лаборатории на кафедре океанологии установка для изучения эволюции термоклина несколько раз модернизировалась. В настоящее время новая установка усовершенствовалась тем, что появилась термокоса. Но эти технические новшества не позволяют с достаточной степенью достоверности утверждать, что мы получаем правильные данные. В данной работе это формирование и разрушение термоклина. В конечном итоге ожидаемое изменение метода измерения и обработки его результата выявит необходимость обновления методики работы и даст нам понять, чему соответствуют в природных условиях модельные результаты нашего эксперимента.

1 Теоретические сведения формирования ВКС и теории термоклина

1.1 Основные понятия в формировании ВКС и теории термоклина

Вертикальное распределение гидрологических переменных в верхнем слое океана формируется в основном турбулентным и конвективным перемешиваниями. Определяя температуру поверхности и глубину проникновения ветрового импульса, эти процессы оказывают существенное влияние на потоки тепла и влаги в атмосферу, а также на интенсивность дрейфовых течений. Таким образом, турбулентная диффузия и конвекция являются погодо- и климатообразующими процессами, и их реалистичное воспроизведение необходимо для успешности экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы и океана[1].

Особенностью вертикального турбулентного движения в океане является то, что оно чаще всего происходит в устойчивой среде. И если в приповерхностном квазиоднородном слое градиенты плотности относительно малы, что позволяет применять стандартные методы описания турбулентности, то в термоклине турбулентность, в классическом смысле, практически отсутствует. В сильно стратифицированной среде турбулентные образования, генерируемые ветровым воздействием и обрушением волн, быстро подавляются. Тем не менее, даже в этом случае турбулентное перемешивание остаётся значительно интенсивней молекулярной диффузии. Поэтому диффузия тепла и соли через термоклин оказывает решающее влияние на эволюцию верхнего слоя океана. Хотя до настоящего времени было создано несколько десятков моделей эволюции верхнего океана, нельзя полагать, что эта проблема достигла убедительного решения.

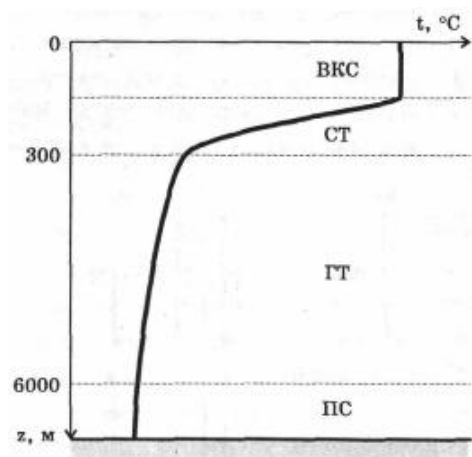
Модели верхнего океана типа [Kraus, Turner, 1967] не воспроизводят эволюцию термоклина и требуют дополнительных схем для расчета диффузии

импульса. Способ расчета коэффициента турбулентности из работы [Rasnovsky, Philander, 1981] чрезмерно упрощает процессы. Другой метод из [Large et al, 1994], хотя и претендует на воспроизведения большого количество механизмов перемешивания, как в квазиоднородном слое, так и в термоклине, но он достаточно громоздкий и, что самое главное, имеет в основе необоснованное предположение – постоянство потока массы с глубиной.

Модели на основе уравнения кинетической энергии турбулентности (например [Blanke, Delecluse, 1993; Burchard, Baumert, 1995]) имеют другой фундаментальный недостаток: единственный механизм генерации энергии турбулентности в данных схемах – сдвиг скорости течения. Вследствие чего эти модели предсказывают вырождение турбулентности, когда затраты энергии на преодоление плавучести равны продукции энергии турбулентности. В действительности даже в сильно устойчивой среде турбулентность достаточно интенсивна. Она существует в перемежающемся режиме и возбуждается механизмами (например, обрушением внутренних волн), которые явно не воспроизводятся современными моделями.

Описанные выше недостатки схем, так или иначе, связаны со следующей проблемой, а именно – отсутствием полной теории процессов перемешивания, подходящей для всех слоёв океана. Поэтому, в настоящее время наиболее правильный путь состоит в попытках построения максимально простой феноменологической схемы, конкретная формулировка которой должна опираться на доступные экспериментальные данные.

По вертикальному распределению температуры в океанах и морях можно выделить слои, характеризующиеся специфическими физическими свойствами и условиями формирования океанологических полей[2]. Вертикальное распределение температуры в океане представлено на рисунке 1.1 (см. рисунок 1.1).



- вкс — верхний квазиоднородный слой;
- ст — сезонный термоклин;
- гт — главный термоклин;
- пс — придонный слой;
- вкс+ст — деятельный слой;

Рисунок 1.1 – Вертикальное распределение температуры в океане [1]

Непосредственному воздействию энерго- и массообмена с атмосферой подвержен деятельный слой (ДС), нижняя граница которого определяется глубиной проникновения годовых температурных колебаний. Внутри этого слоя выделяют приповерхностный или верхний квазиоднородный слой (ВКС) практически с выровненным распределением температуры и сезонный термоклин (СТ) с резким возрастанием температурного градиента.

В океанологии под ВКС понимается слой, в котором активная турбулентность гомогенизировала параметры среды (чаще всего рассматриваются температура и солёность) на определённом интервале глубин. Другими словами ВКС – это поверхностный слой моря, в котором градиент плотности воды по вертикали не превышает 0.01 кг/м^3 [3].

Толщина квазиоднородного слоя изменяется в пространстве и во времени, составляя несколько десятков метров в период весенне-летнего нагрева и захватывая весь деятельный слой до нескольких сотен метров при осенне-зимнем охлаждении незамерзающих морей.

Состояние морской поверхности и нижележащих вод интересует нас по многим причинам. Маршруты судов, морские операции, рыбный промысел, быт и само существование прибрежных поселений - все это определяется верхним слоем океана. Он не только оказывает непосредственное влияние на

человеческую деятельность, но и модифицирует почти все процессы в окружающей нас среде [3]. Более 80% всей солнечной радиации, поглощенной океаном, накапливается в какое-то время в верхних 20м. Динамика климата всей Земли неотделима от эффектов накопления тепла в верхнем слое океана. Эти эффекты определяют температуру воздуха над океанской поверхностью, содержание влаги в атмосфере, радиационный баланс и весь речной сток. Кроме того, процессы в верхнем слое океана ответственны за поддержание энергии циркуляции и за перенос турбулентности во внутренние слои океана. Именно это всепроникающее влияние и побуждает обращаться к моделированию верхнего слоя океана.

Так как верхний слой океана (ВСО) располагается на границе между атмосферой и океаном, обычно он имеет стандартную структуру, вытекающую из особенности своего расположения. Через ВСО происходит обмен количеством движения и теплом между атмосферой и океаном. Образование дрейфовых течений, имеющих турбулентный характер, происходит по причине ветрового воздействия на поверхность ВСО. Важную роль при формировании вертикальной термогидродинамической структуры играет турбулентность. Вертикальное турбулентное движение приводит к быстрому выравниванию температуры и плотности воды, оказывая, тем самым, влияние на структуру течения. Совместное или раздельное действие основных источников турбулентности, которыми являются неустойчивость вертикальных и горизонтальных градиентов скорости течений, влияние сил плавучести в поле тяжести Земли в условиях неоднородности среды, а также разрушение поверхностных и внутренних волн, приводит к образованию слоя высокой термохалинной однородности - верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), ограниченного снизу слоем больших градиентов температуры и плотности, называемого слоем скачка плотности и температуры (ССП) и играющего важную роль в процессе эволюции ВСО. Являясь местом вырождения турбулентности, он служит границей между областями ВСО с

турбулентным и квазиламинарным состоянием. Существование ССП объясняется локальным обострением всех градиентов в результате вовлечения холодных водных масс из глубинных слоев в слой турбулентного перемешивания. В связи с постоянным переносом тепла через поверхность океана в результате поглощения солнечной радиации и испарения вертикальная турбулентная термогидродинамическая структура ВКС претерпевает изменения в виде периодического прогрева и выхолаживания ВКС. Как следствие длительного повторения таких изменений, за время весенне-летнего прогрева формируется термоклин деятельного слоя, внутри которого существует перемежающаяся турбулентность, которая приводит к образованию ступенчатой структуры термоклина. Описать эти процессы и дать исчерпывающую характеристику вертикальной структуры ВКС, ССП и термоклина становится возможным только на основе использования математической модели, в виду недостаточности эмпирического материала.

Океан поглощает большую часть солнечной радиации, которая проходит через его поверхность, причем это поглощение носит объемный, а не поверхностный характер. Океан как бы запасает тепло и нагревается. Но тепло, поглощенное водной массой в какой-либо точке (на глубине), не остается в этой точке постоянно. В океане существует целый ряд процессов, которые обуславливают перенос тепла от точки к точке, формируя как вертикальное распределение температуры в океане, так и горизонтальную структуру поля температуры.

Рассмотрим, как выглядит вертикальное распределение или как чаще говорят, вертикальный профиль температуры в океане. Сначала вспомним о возможном характере движения воздушных и водных масс — ламинарном и турбулентном. Этим вопросом занимался известный гидродинамик Рейнольдс. По результатам его опытов выяснилось, что океан должен быть сильно турбулирован, т. е. сильно перемешанным. При таких значениях числа Re все физические характеристики океана должны быть выровнены по

глубине, в том числе и температура воды. Однако уже первые измерения вертикального распределения температуры воды в различных частях Мирового океана показали, что это не так. Многочисленные последующие экспедиции, во время которых проводились измерения температуры воды на различных глубинах, показали наличие сложного распределения температуры по глубине. Хорошо перемешанным можно считать только верхний слой океана толщиной 10—100 м, который получил название верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Толщина его может меняться от десятков до сотен метров, а в мелких морях и до дна, в зависимости от гидрометеорологических условий. К ВКС примыкает слой сезонного термоклина (СТ) — слой с большими градиентами температуры и солености. ВКС и СТ образуют так называемый деятельный слой океана (ДСО) — слой, который подвержен непосредственному влиянию процессов энерго-, тепло- и массообмена с атмосферой, здесь же поглощается основная доля проникающей в воду солнечной радиации. При сильном охлаждении толщина ДСО может достигать нескольких сотен метров.

Ниже сезонного термоклина лежит главный термоклон (ГТ), охватывающий наибольшую часть океанических вод. Главный термоклон — область, где идет постепенное изменение температуры и солености с глубиной, но вертикальные градиенты этих величин значительно меньше, чем в слое сезонного термоклина. Структура главного термоклина формируется уже не процессами непосредственного взаимодействия океана с атмосферой, а глобальными процессами общей циркуляции вод Мирового океана. И, наконец, несколько десятков метров толщи вод, примыкающие к дну океана, образуют придонный пограничный слой, физические параметры которого зависят от рельефа дна, от трения о дно, от взаимодействия с главным термоклином.

Представление о непрерывном, плавном изменении с глубиной плотности, температуры, солености, других характеристик существовало

довольно долго и не укладывалось в рамки сильно турбулизированного, хорошо перемешанного океана и только с появлением зондирующей аппаратуры с высоким разрешением было обнаружено, что океан переслоен в значительно большей степени, чем это следует из предшествующих измерений. В океане и в большинстве природных водоемов существуют многочисленные четко выраженные слои, которые хотя и трансформируются в течение года, однако совсем не исчезают и не перемешиваются.

Поверхности раздела в океане существуют достаточно продолжительное время (месяцы, а в отдельных районах океана даже годы. Казалось бы, что диффузия и теплопроводность должны достаточно быстро сглаживать тонкоструктурные неоднородности. Однако этого не происходит. Эти структурные образования являются активными элементами, определяющими перенос энергии и вещества в океане. Явление долговременного существования протяженных слоев и разделяющих их высокоградиентных прослоек было открыто американским ученым Стоммелом Г. и членом-корреспондентом АН СССР Федоровым К.Н. и получило название тонкой термохалинной структуры вод океана. В рейсе 1967 года они в серии тонких измерений зарегистрировали ступенчатую структуру морской воды Тиморского моря.

Причиной такой повсеместной переслоенности океанических вод является устойчивая стратификация, или устойчивое распределение плотности. Исследования со стратифицированными жидкостями показали, что для перемешивания жидкости с устойчивым распределением плотности по вертикали необходимы мощные внешние источники энергии. Вообще говоря, такие внешние источники энергии, которые работают в этом направлении, в океане есть — это ветер, обуславливающий ветро-волновое перемешивание, и конвекция в осенне-зимний период. Несмотря на то что эти источники довольно мощные, их мощности в лучшем случае хватает только на перемешивание ВКС и на увеличение его толщины, т.е. на увеличение

глубины залегания СТ. Чаще же всего они приводят к возникновению хорошо перемешанных тонких слоев (вернее прослоек) воды, разграниченных друг от друга слоями с большими градиентами физических величин. Толщины их — от единиц сантиметров до десятков метров. Такие слои наблюдаются и в ВКС, и были зафиксированы на глубине 3 км.

Экспериментальное обнаружение тонкой термохалинной структуры океана и атмосферы является одним из наиболее важных открытий последних десятилетий XX века. Замечательной особенностью тонкой термохалинной структуры является ее устойчивость. Даже мощные циклоны, штормы, волны не разрушают эти структуры, которые могут иметь горизонтальные размеры в сотни километров. Механизмы, приводящие к образованию таких структур, изучены недостаточно [4].

Ниже деятельного слоя располагаются глубинные воды или главный термоклин (ГТ), вертикальная и горизонтальная структура которого формируется глобальными процессами общей океанической циркуляции. В этом слое определяющую роль играет адвективный перенос тепла в меридиональном и зональном направлениях.

Ниже главного термоклина располагаются глубинные воды и далее придонные, образуя придонный пограничный слой (ПС). Толщина его может составлять несколько десятков метров, а физические параметры зависят от взаимодействия турбулентных вихрей с рельефом дна.

1.2 Теория термоклина Линейкина П.С.

Линеикин П.С. был первым, кто определил океанский термоклин как термический пограничный слой. Эта идея является основополагающей в теории морских течений. В частности, на представлении термоклина как пограничного слоя базируется знаменитая схема глубинных течений

Мирового океана Стоммела, объясняющая меридиональный перенос тепла в океане[5].

Новизна исследований Линейкина П.С. заключалась в рассмотрении вертикальной структуры течений с учетом неоднородности морской воды. Его работы дали толчок развитию нелинейной теории океанского термоклина. Одним из выводов нелинейной теории явилось представление о подъеме вод на нижней границе главного термоклина. Основываясь на теории термоклина Г. Стоммел (Stommel, 1957) смог предложить теоретически схему глубинной циркуляции океана. В дальнейшем стало общепринято, что меридиональный перенос тепла в Мировом океане обусловлен разнонаправленными течениями в термоклине и в абиссали в полном соответствии со схемой Стоммела.

С середины 50-х годов и до последних дней жизни интересы Линейкина П.С. были сосредоточены на построении и усовершенствовании теории термоклина. В основе первых моделей термоклина Линейкин П.С. положил ряд допущений. В линеаризованном уравнении состояния морской воды плотность предполагается линейной функцией температуры и солёности. Коэффициенты диффузии тепла и соли для движущейся среды считаются одинаковыми, что позволяет свести эти уравнения к одному уравнению «диффузии плотности», которое часто используется в теоретических исследованиях. В самых первых работах Линейкина в уравнении неразрывности учитывалась сжимаемость морской воды, но выводов в теории это не меняло и поэтому уравнения движения и неразрывности использовались в приближении Буссинеска.

Далее упрощается всё тем, что замкнутая система уравнений для скорости, давления и плотности воды в гидростатическом приближении линеаризуется относительно состояния покоя, в котором через толщу вод моря проходит не зависящий от координат и времени поток тепла сверху. При постоянных коэффициентах диффузии профиль невозмущенной плотности оказывается линейным. Все эти упрощения не искажают важнейших

физических особенностей бароклинной циркуляции и позволяют получить аналитические решения для бассейнов простой геометрической форм(глубокий канал, круглое море, случай бесконечного прямолинейного берега).

Линейкин П.С. изучил структуру течений и поля плотности в бесконечном канале. Из этого решения следует, что движение в канале бесконечной глубины складывается из чисто дрейфового течения, глубина которого ограничивается экмановским слоем трения у поверхности моря, и градиентного течения, обусловленного наклоном уровня и перераспределением плотности в поперечном сечении канала.

Глубина проникновения градиентного течения, затухающего, как и возмущения плотности, при удалении от поверхности моря по экспоненциальному закону, характеризуется масштабом:

$$\Lambda_f = (fL/N) \times \sqrt{k/\nu}, \quad (1.1)$$

где Λ_f – масштаб глубины;

f – параметр Кориолиса;

L – горизонтальный масштаб течений;

N – частота Вайсяля-Брента;

k – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии;

ν – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости.

Термоклин здесь представляет собой своеобразный пограничный слой, образующийся под действием вертикальной диффузии, уравнивающейся вертикальной адвекцией.

Градиентно-конвекционные течения находятся в геострофическом равновесии, поэтому в первом приближении при постоянном параметре Кориолиса горизонтальные течения бездивергентны. Лишь учет относительно малой вязкости приводит к появлению вертикальных движений,

ответственных за формирование термоклина. Это и объясняет, что глубина термоклина зависит не только от диффузии, но и от вязкости.

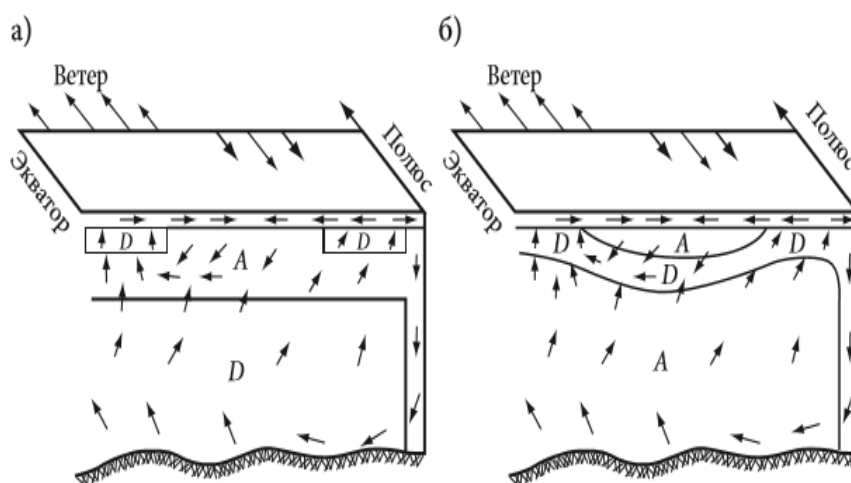
Уже первая статья произвела сильное впечатление на сообщество теоретиков-океанологов. Ссылки на нее сопровождались эпитетами «наиболее интересная и стимулирующая» (Stommel, 1957), «важная» (Robinson and Stommel, 1959), «интересная» (Welander, 1959). Начиная с обзора (Stommel, 1957), в последующих зарубежных публикациях масштаб (см. формулу 1.1) обычно назывался «масштабом Линейкина», а сам слой – «слоем Линейкина».

Океанический термоклин также представляет собой пограничный слой, образующийся под действием вертикальной диффузии, которая уравнивается вертикальной адвекцией. Течения вне слоев Экмана находятся в геострофическом равновесии, но наличие β -эффекта приводит к дивергенции горизонтальных течений и к появлению вертикальных движений, ответственных за формирование термоклина. Линейкин П.С. не ограничивался рассмотрением только моделей идеализированных бассейнов типа канала или круглого моря, но и разработал методы расчета полей течений и плотности в реальных морях и океанах, основанные на линеаризации относительно частных зональных решений уравнений.

Расчеты этими методами проводились как его коллегами в ГОИНе, так в других научных учреждениях. Несмотря на ограничения, обусловленные линеаризацией, рассчитанные поля течений и плотности в северных половинах Атлантического и Тихого океанов в целом согласовались с климатическими данными.

С начала 60-х годов интересы Линейкина П.С. сместились в сторону развития нелинейных моделей термоклина. Как отметил Адриан Гилл (Gill, 1985), «значимость нелинейной теории не может быть должным образом оценена без полного понимания линейных результатов».

Через четыре года после появления статьи Линейкина чрезвычайно важный шаг в развитии нелинейной теории термоклина был сделан в двух статьях (Robinson and Stommel, 1959; Welander, 1959). В первой говорилось о том, что океанический термоклин рассматривается как специфический пограничный слой, в котором направленный вниз поток тепла за счет вертикальной диффузии уравнивается нелинейной адвекцией, подобно его линейному аналогу. Однако же во второй статье рассматривается задача, в которой диффузия отсутствует. Но и в этом случае термоклин существует: в частном решении, найденном Веландером, скорости и возмущения плотности экспоненциально затухают с глубиной, что подвергает сомнению аналогию термоклина с классическим пограничным слоем.



а) – Схема предложена в работе Веландера; б) – схема в работе Линейкина; А – адвективный слой; D – диффузионный слой.

Рисунок 1.2 – Возможные схемы термоклина в океане

По рисунку 1.2 можно сделать вывод, что положение внутреннего диффузионного пограничного слоя связано с глубиной смены знака вертикальной скорости (см. рисунок 1.2). И дальнейшие исследования развитие теории и результаты численного моделирования показали, что в океане реализуется именно схема (б), изображенная на рисунке 1.2.

Согласно этой схеме, первоначально источником модальных вод является относительно теплая и легкая вода из системы западного пограничного течения, которая движется на юг и охлаждается. При охлаждении, поддерживаемом опусканием вследствие конвергенции полных потоков в экмановском слое, формируется мощный слой с малыми градиентами плотности. Плотность этого слоя сначала возрастает к югу за счет охлаждения и вовлечения нижележащих слоев. Южнее поток тепла становится направленным в океан, антициклоническая структура становится менее выраженной, а плотность вод уменьшается.

Развитие теории термоклина привело к синтезу двух представлений о природе термоклина – адвективного и диффузионно-адвективного термоклина.

Стоит отметить, что термоклин образуется как за счет вентиляции, обусловленной дивергенцией потоков в экмановском слое, так и за счет турбулентных потоков тепла, благодаря которым формируются относительно тонкие диффузионно-адвективные слои над или между адвективными слоями. Значение работ Павла Самойловича, так же как и его коллег-теоретиков, среди которых, прежде всего, надо упомянуть Генри Стоммела и Пьера Веландера, в создании современной теории термоклина трудно переоценить. Несмотря на то, что теория существует много лет, интерес к ней не ослабевает, но теперь он связан с проблемой изменения климата, для которой понимание процессов, происходящих в глубинах океана, является ключевым.

2 Метод проведения лабораторных исследований

2.1 Описание приборов измерений. АКТАКОМ-2036 и АТТ-1006

В настоящей работе для проведения измерений использовался многоканальный измеритель температуры АКТАКОМ-2036 (АТЕ-2036) (см. рисунок 2.1). Предназначен данный измеритель для одновременного измерения температуры по четырем каналам при помощи термопар К, J, Т, Е, R и S типа или по двум каналам при помощи термосопротивлений платинового типа. В измерителе температуры АКТАКОМ-2036 (АТЕ-2036) имеется возможность сохранения измеренных данных на SD-карту в формате Excel в режиме реального времени без использования специального программного обеспечения [6].



Рисунок 2.1 – Измеритель температуры АКТАКОМ-2036 (АТЕ-2036)

Также в данной работе использовался прибор анемометр АТТ-1006 с выносным датчиком для измерения скорости потока воздуха при высоких температурах, а также вычисления объема проходящего потока (см. рисунок 2.2)[7].



Рисунок 2.2 – Анемометр АТТ-1006

Анемометр АТТ-1006 позволяет быстро и точно измерить скорость движения воздушного потока и передать результаты измерения в компьютер. Помимо измерения скорости прибор вычисляет объем, проходящего через крыльчатку, воздуха.

2.2 Описание лабораторной установки

Эксперимент проводился в кольцевом бассейне, состоящем из двух цилиндров, между которыми налита вода (см. рисунок 2.3). Движение воды

формируется под воздействием ветра, генерируемого с помощью крылатки. Вода в бассейне может подогреваться с поверхности. Измерения скорости течения и температуры воды производятся с помощью малоинерционных первичных преобразователей, которые подключаются к регистрирующей аппаратуре.



Рисунок 2.3 – Стенд «кольцевой бассейн»

Скорость движения воздуха измеряется не менее чем на двух уровнях. Затем измеряется скорость течения и температура воды для двух моментов времени по мере их изменения.

2.3 Порядок проведения измерений

Подготовка к измерениям проходила в несколько этапов. Во-первых, необходимо было наполнить бассейн пресной водой, во-вторых подключить необходимое оборудование для проведения эксперимента, а именно, измеритель температуры и вентилятор. Также, были вертикально установлены

термопары на глубине: 0, 2, 4 и 8 см, которые были подключены к четырехканальному измерителю температуры АКТАКОМ-2036 (см. рисунок 2.1). В процессе проведения эксперимента я контролировала процесс разрушения слоя скачка на шкале прибора. По истечении некоторого времени я наблюдала выравнивание температуры поверхностного и нижнего слоя. После чего, выключила измеритель температуры.

Затем, установила датчик анемометра на 1 см выше уровня воды в кольцевом бассейне и подключила к прибору АТТ-1006 (см. рисунок 2.2), с помощью которого провела измерение скорости движения воздуха. Дальше в ходе работы я установила датчик анемометра на 3 см выше уровня воды в кольцевом бассейне и снова измерила скорости движения воздуха.

Так как все данные проведённого эксперимента автоматически сохранились на встроенной SD-карте, то мне не составило труда перенести данные на компьютер, где в дальнейшем я провела анализ, построила в Excel графики измеренных значений, а также, провела необходимые расчёты и сделала выводы по анализу результатов. Все полученные результаты приведены в главе 3.

3 Анализ и оценка результатов измерений

3.1 Результаты измерений и их обработка

Эксперимент проводился при соблюдении следующих условий. Прогрев верхнего слоя воды обеспечивался нагревательным элементом мощностью 1,5 кВт. Динамическое перемешивание вызывалось потоком воздуха со скоростью 1-1,5 м/с. Это вызывало образование прогретого перемешанного слоя примерно до глубины 2 см с разностью температуры с нижележащим слоем воды до 4 °С в течение двух часов.

В целом, всё это соответствие поступающего радиационного баланса в экваториальной зоне. Остальные составляющие теплового потока на поверхности океана (турбулентное испарение с океаном, скрытая теплота испарения) не исследовались.

После проведения измерений программное обеспечение позволяет проводить обработку графической информации. Режим «Обработка» позволяет осуществлять загрузку сохраненных кривых, их математическую обработку и сохранение результатов обработки в текстовом формате, что позволяет проводить дальнейшую совместную обработку полученных графиков в Excel.

Измерения проводились на четырёх горизонтах распределения температуры 0, 2, 4 и 8 см.

Температуры гирлянды 4 малоинерционных термодатчиков, расположенных на глубинах 0, 2, 4 и 8 см записываются четырехканальным измерителем температуры АКТАКОМ-2036 на SD-карту в формате Excel в режиме реального времени.

В качестве исходных данных были взяты наблюдения температуры на четырех горизонтах кольцевого бассейна.

Примеры результатов измерений в разные моменты времени приводятся в таблице 3.1 (см. таблицу 3.1).

Таблица 3.1 – Результаты измерения температуры для четырёх датчиков

t, час	T1, °C	T2, °C	T3, °C	T4, °C
15:33:36	20,6	20,6	20,6	20,6
15:33:38	20,6	20,6	20,6	20,6
...				
15:40:00	20,9	20,6	20,7	20,6
15:40:02	20,9	20,6	20,7	20,6
15:40:04	20,9	20,6	20,6	20,6
15:40:06	21,1	20,6	20,6	20,6
...				
16:02:07	23,3	21,9	20,9	20,6
16:02:09	23,3	22	20,9	20,6
16:02:11	23,3	22	20,9	20,6
16:02:13	23,4	22,1	21	20,7
...				
17:33:34	22,7	22,6	22,1	21,4
17:33:36	22,7	22,6	22,1	21,4

Из таблицы видно, что значительного прогрева не было. На начало эксперимента (15:33:36 часов) температура воды составляла 20,6 °C на каждом из горизонтов. В течение шести минут температура не изменялась. К 16:02:07 часам температура составила 23,3°C. При этом, во время эксперимента максимальное значение температуры было установлено на верхнем горизонте и составило 24°C. Затем температура стала снижаться в связи с тем что, источник нагревания (кипятильник) отключили, так как рассматривались разные синоптические условия, о которых сказано выше. К концу эксперимента (17:33:36 часов) достигла отметки в 22,7°C на поверхности и 21,4°C на максимальной исследуемой глубине - 8 см. Самым высоким значением температуры на горизонте в 8 см стало значение 21,5°C.

На графике, представленном ниже можно отследить изменение температуры на каждом из исследуемых горизонтов, в течении времени.

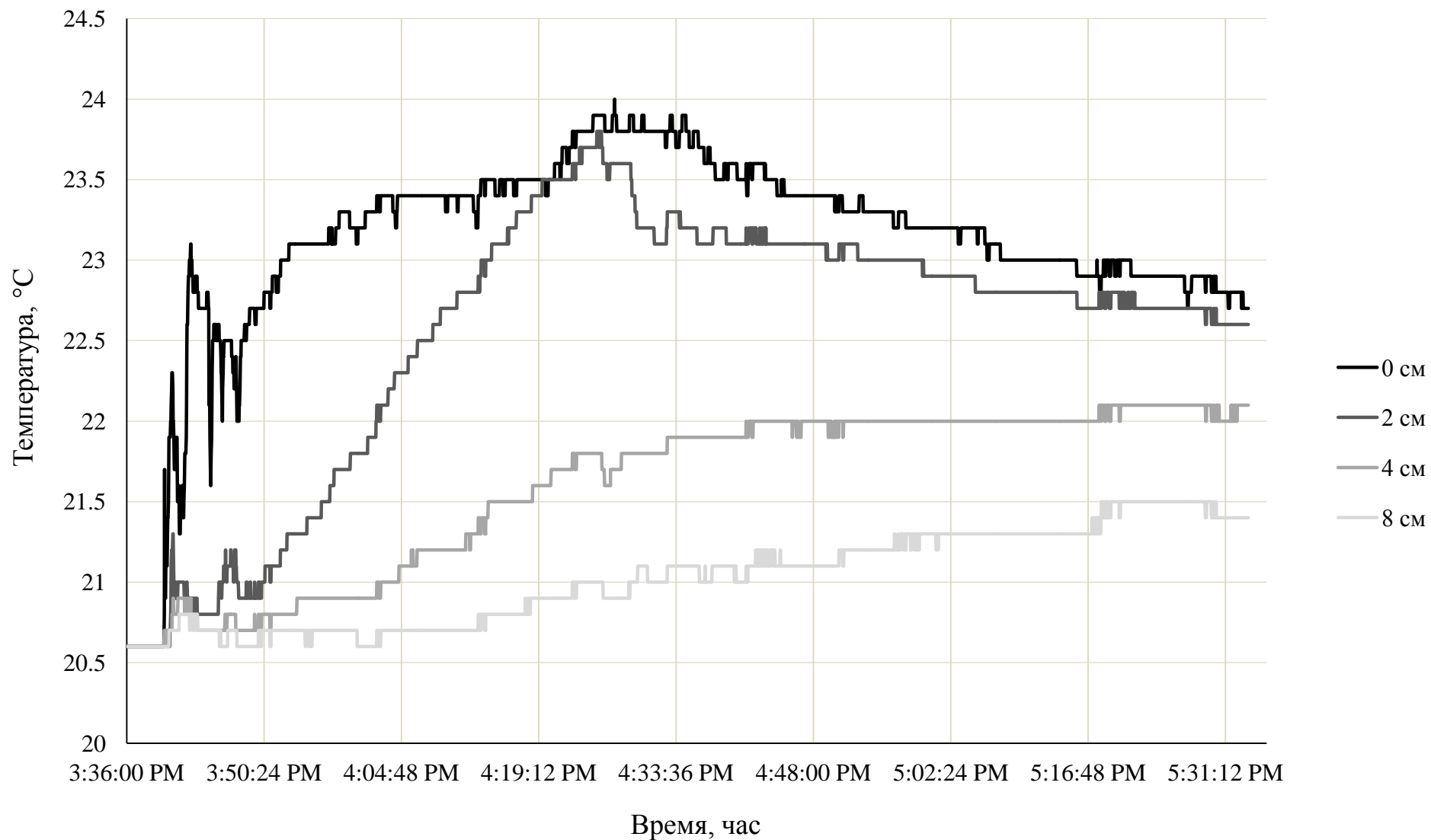


Рисунок 3.1– Изменение температуры по времени

На графике наглядно продемонстрировано как изменяется температура в слоях в различных синоптических условиях. Как видно на верхнем горизонте 0 см под действием нагрева и перемешивания слоя происходит адвекции тепла и можем наблюдать за тем, как уже на начальном этапе эксперимента появляется резкий скачок температуры, то есть температура с 20,6 °С поднялась до 23 °С. Затем, по мере того как прогревался верхний слой происходило плавное повышение температуры. Главный подъём температуры на этом горизонте составил 24 °С. После этого происходят незначительные колебания температуры и плавный спад температуры, и происходит прогрев следующего горизонта.

На горизонте 2 см первый скачок температуры наблюдается в момент времени 15:47:28 часов и температура достигает 21,5 °С. Затем происходит плавное повышение температуры. Главный подъём температуры достигает 23,8 °С в момент времени 16:25:54 часа. С 16:28:53 часов температура воды ступенчато спадает.

Стоит отметить, что такие резкие подъёмы и спады температуры наблюдались только на горизонтах 0 см и 2 см. На горизонтах 4 см и 8 см существенного прогрева не наблюдалось, это объясняется тем, что наш источник прогрева (кипятильник) не достаточно мощный, чтобы прогреть более глубокие горизонты. Максимальная температура на этих горизонтах достигла отметки 22,2 °С.

Большой объем данных измерений приводить в виде таблиц нет смысла, так как это очень трудно воспринимается при анализе. Поэтому результаты приведены в виде графиков, построенных на основании всех проведённых измерений. Каждый из графиков отображает три момента времени изменения температуры в течение десяти минут эксперимента. Для простоты восприятия большого объёма данных все графики разделены на три этапа, отображающие, соответственно, начало, середину и конец эксперимента. Проведём анализ каждого из этапов.

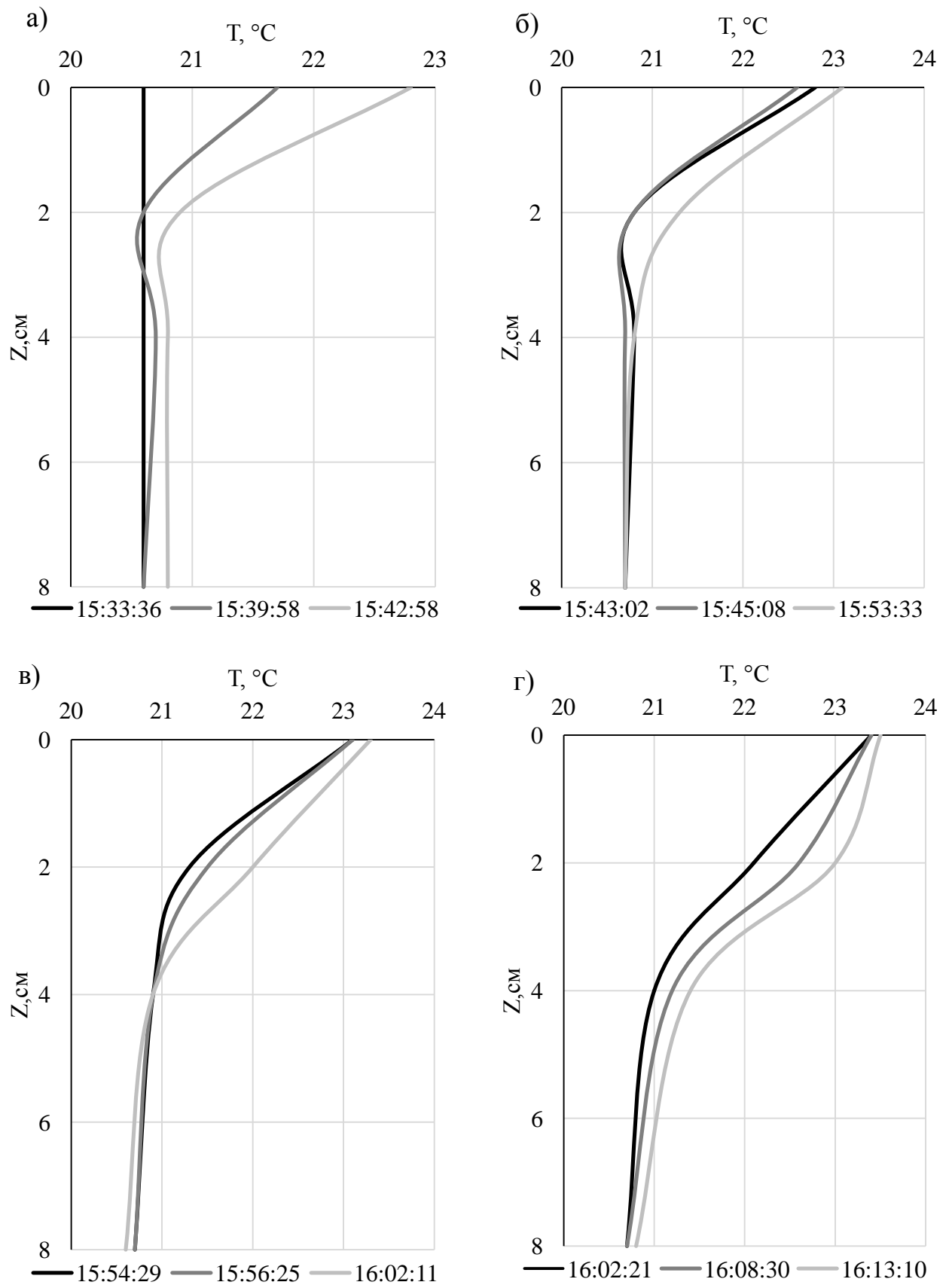


Рисунок 3.2 – Вертикальное распределение температуры в бассейне (15:33:36 – 16:13:10)

На рисунке 3.2 изображены вертикальные профили зависимости температуры от глубины прогрева. В течение первых десяти минут температура значительно возрастает на горизонте 0 см. При этом на горизонтах 2, 4, 8 см прогревание воды происходит медленнее и температура не превышает отметки 21 °С (см. рисунок 3.2, (а)). Как демонстрирует график (б) на рисунке 3.2 в течение первых двадцати минут эксперимента температура поверхности воды увеличилась на 2,5 °С. Прогрев на горизонте 2 см достигает температуры горизонта 0 см, а именно 23 °С, на сороковой минуте эксперимента (см. рисунок 3.2 (г)).

Рисунок 3.3 показывает, что на горизонте 4 см происходит заметное прогревание температуры (см. рисунок 3.3 (б)). Максимальное значение температура на горизонте 0 см достигает отметки 24 °С. Затем под действием адвекции тепла происходит прогревание нижних горизонтов, расположенных в бассейне. На горизонте 8 см прогрев воды увеличивается на 1,5 °С и достигает 21,5 °С с момента начала эксперимента. Прогрев температуры на нижних горизонтах происходит долго и при этом температура повышается только на 1-2 °С. Это связано с низкой мощностью источника прогрева (кипятильника).

Так как мы проводим эксперимент для разных синоптических условий, то следующий этап заключается в том, чтобы проанализировать рисунок 3.4 на котором показано как изменяется температура после того, как отключается источник нагрева и происходит остывание (см. рисунок 3.4).

Рисунок 3.4 демонстрирует, что температура на горизонтах 0 и 2 см уменьшается, происходит плавный спад температуры. Так как температура на горизонтах 4 и 8 см прогревалась довольно долго и незначительно, то можем отметить, что существенного изменения температуры и не было, как видно на графиках (см. рисунок 3.4).

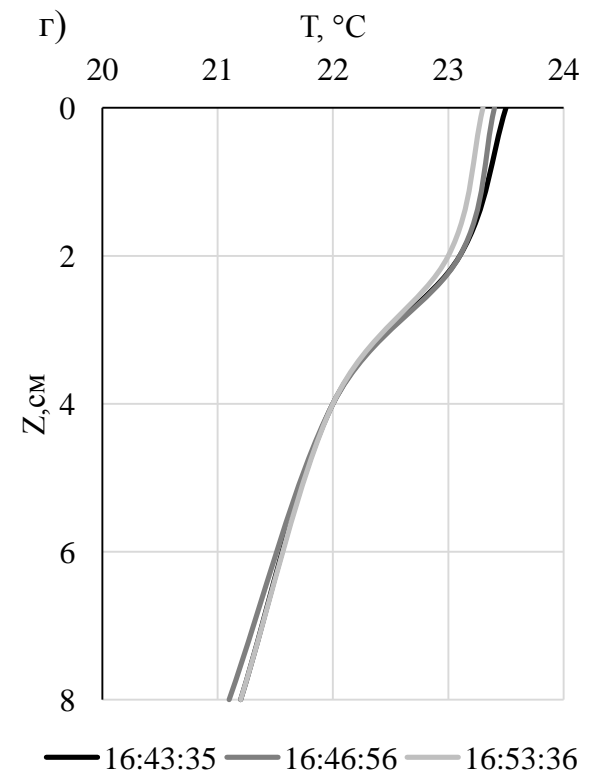
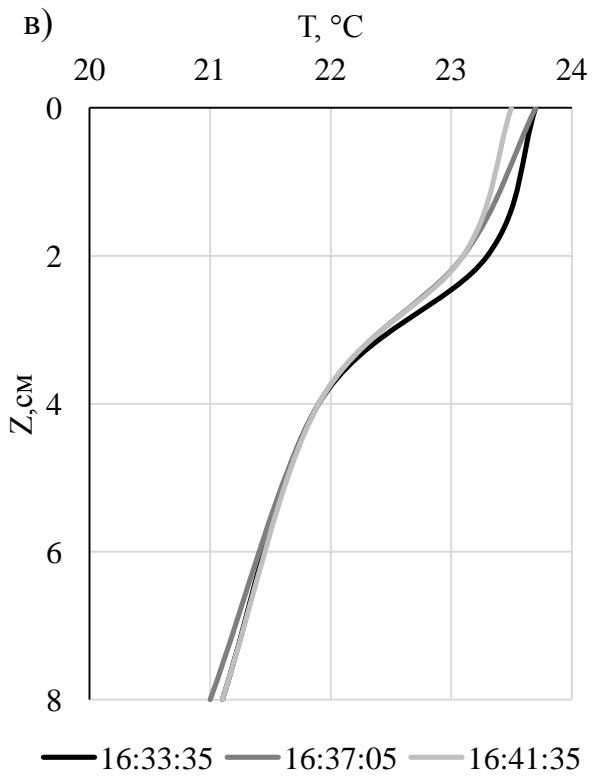
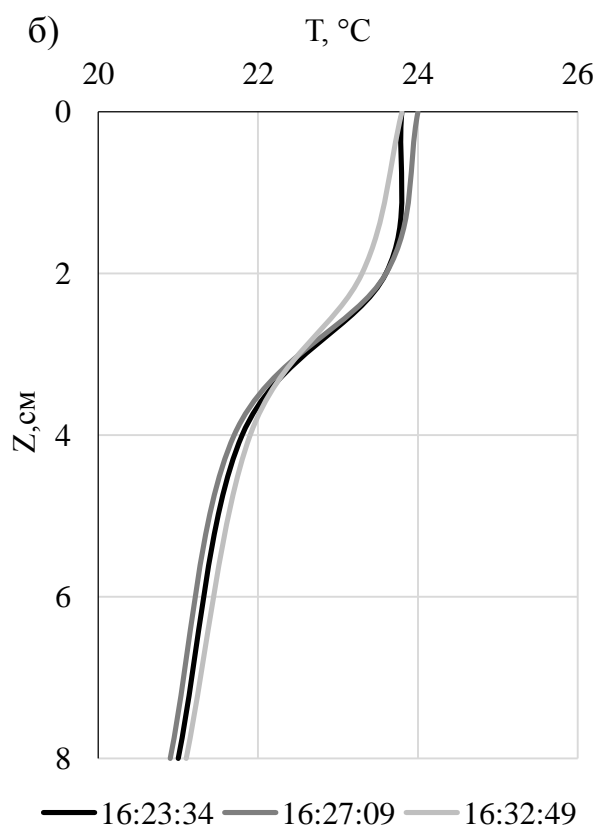
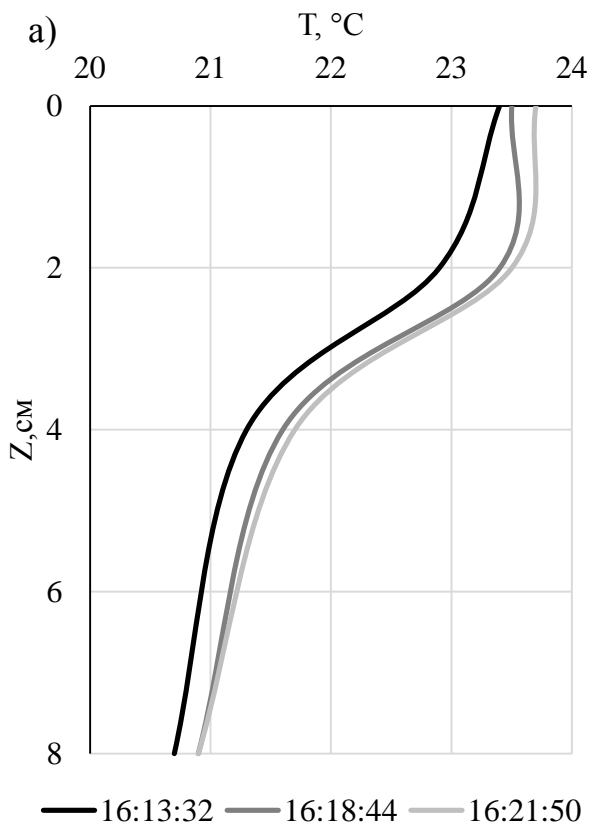


Рисунок 3.3 – Вертикальное распределение температуры в бассейне (16:13:32 – 16:53:36)

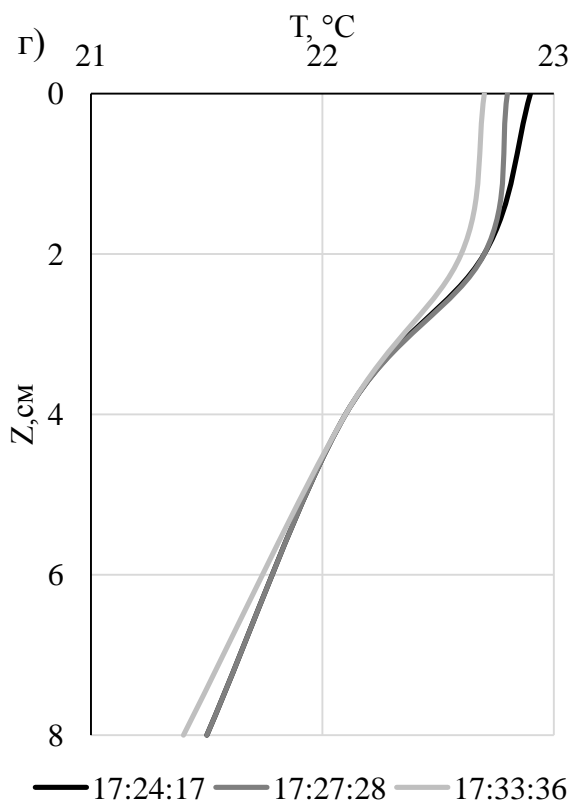
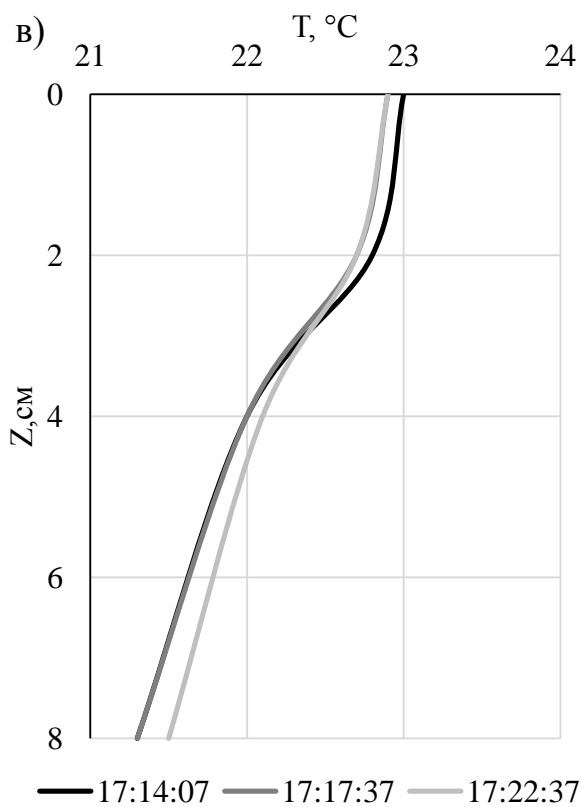
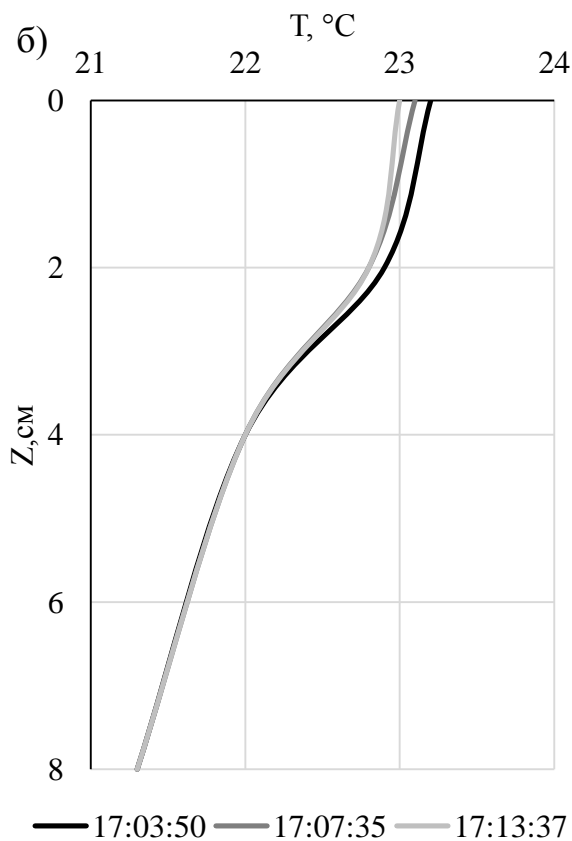
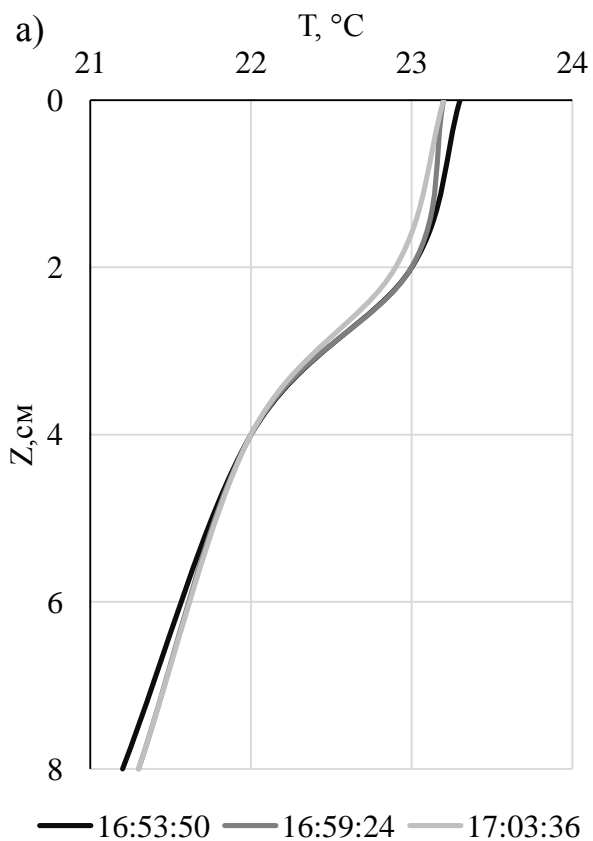


Рисунок 3.4 – Вертикальное распределение температуры в бассейне (16:53:50 – 17:33:36)

3.2 Анализ полученных результатов

На основании проведенных измерений были выполнены оценки некоторых характеристик формирования термоклина. При этом расчетные формулы упрощены до следующего вида[8]:

1) определение коэффициента температуропроводности K_T из уравнения теплопроводности по данным наблюдений:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} * (K_T * \frac{\partial T}{\partial z}), \quad (3.1)$$

где ∂T – изменение температуры;

dt – изменение времени;

∂z – изменение глубины;

K_T – коэффициент температуропроводности;

2) определение длины пути смешения:

$$l = x * \left| \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right) / \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right) \right|, \quad (3.2)$$

где l – длина пути смешения;

x – параметр Кармана;

∂z – изменение глубины;

∂U – изменение скорости течения;

В стратифицированной среде

$$l = -x\psi / \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right), \quad (3.3)$$

где l – длина пути смешения;
 x – параметр Кармана;
 ∂z – изменение глубины;

$$\psi = \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\rho} * \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (3.4)$$

где g – ускорение свободного падения;
 ρ – плотность воды;
 $\partial \rho$ – изменение плотности воды;
 ∂z – изменение глубины;
 ∂U – изменение скорости течения;

Полученные результаты расчётов характеристик средней температуры, коэффициента температуропроводности, и длины пути смешения при измеренной скорости ветра отражены в таблице 3.2 (см. таблицу 3.2).

Таблица 3.2 – Расчёты характеристик

Z, см	T1, °C	T2, °C	T3, °C	T4, °C	T _{ср} , °C	Kт·10 ⁶ , м ² /с	L·10 ² , м
0	20,6	20,6	20,6	20,6	20,6	2,13	—
2	20,8	20,7	20,7	20,6	20,7	1,82	0,41
4	23	21,2	20,8	20,7	21,4	3,6	0,16
8	23,4	23,5	22,1	21,5	22,6	4,9	1,37

Из таблицы видно, что по всем значениям динамический вихрь превышает термический вихрь. Стратификация была слабая, так как существенного прогрева не было.

Путь смешения не превышал 1,5 см – это вполне соответствует толщине перемешанного слоя в лабораторном бассейне.

На основании полученных результатов попробуем оценить, чему это соответствует в природе с помощью некоторых констант подобия.

Как правило, для стратифицированной жидкости должны соблюдаться условия[9]:

$$(\Delta\rho/\rho)/(\Delta\rho/\rho)' = 1, \quad (3.5)$$

где ρ – плотность воды;

$\Delta\rho$ – изменение плотности воды.

То есть, относительная разность плотности в натуре и в модели одинаковы.

Исходя из того, что градиент плотности в модели обусловлен исключительно градиентом температуры, т.к. вода была пресной, оценим характерные масштабы на основании градиентов температуры между модельными и природными условиями.

Тогда характерный градиент температуры в модели составил $4^\circ\text{C}/\text{см}$, а в натуре выберем несколько вариантов.

По исследованиям А. Иванова [10] в природе в экваториальных районах максимальное значение градиента температуры может превышать $0,4^\circ\text{C}/\text{м}$.

Для того, чтобы сравнить модельные наблюдения с натурными, мы возьмём градиенты температуры: $0,1^\circ\text{C}/\text{м}$; $0,2^\circ\text{C}/\text{м}$; $0,3^\circ\text{C}/\text{м}$; $0,4^\circ\text{C}/\text{м}$.

Наш перемешанный слой в 1см соответствует 10м , т.е. отношение:

$$K = Z/Z', \quad (3.6)$$

где K – коэффициент подобия;

Z' – глубина модельных измерений;

Z – глубина натурных измерений.

Тогда критерий подобия по вертикали составляет $1000:1$.

Соответственно, по мере того как прогревалась вода в лабораторной модели в течение двух часов, последовательно наблюдалось изменение градиента температуры от $0,1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ до $0,2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ и перемешивание от 1 до 2 см.

Переводя данные модельных наблюдений в натурные, можно отметить, что слой прогрелся от 10 до 20 м.

Интереснее нам было бы оценить временной масштаб констант подобия по вертикали. Но мы не можем утверждать, что такие данные существуют и на настоящий момент мы этими данными не располагаем.

3.3 Выводы и результаты проведенного исследования

Результаты проведенных экспериментов показали следующее:

Использование современного оборудования АКТАКОМ-2036 с выводом данных измерений температуры на разных горизонтах на компьютер в реальном масштабе времени, позволяет решать многие задачи по изучению формирования ВКС и термоклина.

В частности, в относительно короткое время можно получить как файл с данными так и графическую обработку.

Выполненные эксперименты показали следующее:

- Критерии подобия по вертикали можно оценить как 1000:1;
- Мощность источника прогрева соответствует реальным значениям в экваториальной зоне;
- В соответствии с данными натурных наблюдений [10] верхний перемешанный слой соответствует глубине 10-20 м.

В дальнейшем желательно оценить критерии подобия по времени прогрева на соответствие с данными натурных наблюдений, которыми в настоящее время мы не располагаем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе мы рассматривали процесс формирования термоклина и верхнего квазиоднородного слоя. Несмотря на многолетние исследования данных процессов никаких значимых результатов достигнуто не было. Сложность изучения процессов формирования термоклина и ВКС связана, прежде всего, с многообразием влияющих факторов: ветра, турбулентности, конвективных процессов, волнения и др.

Был проведён эксперимент в лаборатории на кафедре океанологии, с применением усовершенствованного оборудования, а именно АКТАКОМ-2036 и АТТ-1006. Действующая установка несколько раз модернизировалась. Но это не означает, что полученные данные являются достоверными при дальнейших исследований в этой области.

С помощью усовершенствованного оборудования мы получили большой массив данных, который был обработан в программе MSEXCEL. Все полученные результаты для наглядности представлены в виде вертикальных профилей. Кроме того также были посчитаны некоторые характеристики, а именно коэффициент температуропроводности и длина пути смешения, результаты расчётов представлены в таблице 3.2. По всем значениям динамический вихрь превышает термический вихрь. Стратификация была слабая, так как существенного прогрева не было. Путь смешения не превышал 1,5 см – это вполне соответствует толщине перемешанного слоя в лабораторном бассейне.

В настоящее время достаточно трудно определить соотношение временного и пространственного масштаба ВКС между модельными и природными данными. Основными препятствиями являются достаточно слабая скорость ветра, также слабое вертикальное перемешивание в сочетании с довольно сильным прогревом. Соответственно, если бы перемешивание

было более интенсивным, то понадобилось меньше промежутки времени для построения профилей температуры и ещё более глубокие горизонты.

Использование современного оборудования АКТАКОМ-2036 с выводом данных измерений температуры на разных горизонтах на компьютер в реальном масштабе времени позволяет решать многие задачи по изучению формирования ВКС и термоклина.

Критерии подобия по вертикали можно оценить как 1000:1

Мощность источника прогрева соответствует реальным значениям в экваториальной зоне

В соответствии с данными натурных наблюдений [10] верхний перемешанный слой соответствует глубине 10-20 м.

Желательно в дальнейшем получить техническую возможность увеличить скорость ветра над бассейном, чтобы перемешанный слой увеличился на порядок. Тогда градиенты температуры уменьшатся и будут соответствовать умеренной зоне, а также можно будет проводить лабораторные исследования внутренней структуры ВКС.

Так как методические указания [8] давно устарели и необходимо их обновить, мы решили провести такой эксперимент. Результаты проведённой работы показывают нам, что для создания нового методического руководства необходимо проводить ещё эксперименты, также усовершенствовать оборудование. Проводить дальнейшее изучение процесса формирования термоклина и ВКС.

Список использованных источников

1. Трухин В.И. Общая и экологическая геофизика [Электронный ресурс] / В.И. Трухин, К.В. Показеев, В.Е.Куницын. — М.: ФИЗМАТЛИТ, 2005. — URL: <http://helpiks.org/3-97029.html> (Дата обращения: 18.05.2016);
2. Кузнецов А.А., Физика природной среды: учебное пособие [Электронный ресурс] / А.А. Кузнецов // Мировой океан. — 2-е изд. — М, 2016. — модуль 2. — 95 с.— URL:<http://miigaik.ru/library.miigaik.ru/uchebnieposobiya/20160224102447-6203.pdf> (Дата обращения: 25.05.2016);
3. Безруков Ю.Ф. Океанология. Физические явления и процессы в океане [Электронный ресурс]/ Ю.Ф. Безруков. — 1 ч. — Симферополь: Таврический национальный университет им. В.И.Вернадского, 2006. — 159 с. — URL: <http://www.jewellery.org.ua/address/Bezrukov-13.pdf> (Дата обращения 20.05.2016)
4. Карлин Л.Н., Изменчивость термохалинной структуры верхних слоёв океана [Текст]/ Л.Н. Карлин, Е.Ю. Ключков, В.П. Кутько, В.Н. Стасенко. — Обнинск,1984. — 186 с.;
5. Мадерич В.С.Теория термоклина и П.С.Линейкин [Электронный ресурс]/ В.С. Мадерич; Институт проблем математических машин и систем Национальной академии наук Украины. — Киев: 2010. — 70 с. — URL:<http://method.meteorf.ru/publ/books/lineikin/mader.pdf> (Дата обращения: 17.05.2016);
6. АТЕ-2036 Измеритель-регистратор температуры [Электронный ресурс] // АКТАКОМ. — URL:http://www.aktakom.ru/kio/index.php?ELEMENT_ID=38093 (Датаобращения: 22.05.2016);

7. АТТ-1006 Анемометр [Электронный ресурс] // АКТАКОМ. — URL:http://www.aktakom.ru/kio/index.php?ELEMENT_ID=7212 (Дата обращения: 22.05.2016);

8. Доронин Ю.П. Лабораторные работы по физике океана [Текст] / Ю.П. Доронин, С.В. Лукьянов; РГГМИ. — СПб., 1993. — 88 с.;

9. Сазонов, К.Е. Модельный эксперимент в океанологии: Учебное пособие [Текст] / К.Е.Сазонов; РГГМУ. — СПб., 2011. — 93 с.;

10. Иванов А. Введение в океанографию [Текст]/ А. Иванов; перевод с французского под ред. Ю.Е. Очаковского, К.С. Шифрина. — М.: Издательство: Мир, 1978. — 576 с.