

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи
УДК [551.511.32:556.55].072

Шульга Маргарита

Представление озер в моделях погоды и
климата: внешние параметры, объективный
анализ температуры поверхности воды и
верификация

Специальность: 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

д. г. н., проф. каф. Метеопрогнозов

А. И. Угрюмов

Научный консультант:

к. ф.-м. н., научный сотрудник Финского

Метеорологического Института, г. Хельсинки

Е. В. Курзенева

Санкт-Петербург 2015

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	6
1 Исследования, посвященные влиянию озер на погоду и климат	14
1.1 Влияние озер на погоду	15
1.2 Влияние озер на климат	18
1.3 Озера в моделях атмосферы	23
2 База данных о глубинах озер для целей атмосферного моделирования	26
2.1 База данных о глубинах озер GLDBv1	27
2.2 Исследования, посвященные изучению пространственного распределения морфометрических характеристик озер	30
2.2.1 «Улучшенный геоморфологический» метод (автор – А.М. Догановский)	32
2.2.2 «Географический» метод С.П. Китаева	36
2.2.3 Вычисление площадей озер с использованием пиксельной карты мира	41
2.3 Физико-географические основы для оценивания глубин озер	42
2.3.1 Типы озерных котловин	42
2.3.2 Эволюция котловин и цикл жизни озер	46
2.3.3 Различные классификации озер	47
2.3.4 Термический режим озер	47
2.4 Выделение областей с различным геологическим происхождением озер	48
2.4.1 Материковые плиты и основные структурные элементы земной коры	48

2.4.2	Отложения последнего геологического периода (четвертичные отложения)	49
2.4.3	Горные породы и вечная мерзлота	50
2.5	Методика и результаты оценивания глубин озёр	51
2.5.1	Обработка картографической информации	51
2.5.2	Области с различным геологическим происхождением озёр	53
2.5.3	Статистические оценки	55
2.5.4	Экспертные оценки и метод аналогов	56
2.5.5	Карта глубин озёр, включающая оценки глубин	65
2.5.6	Примеры результирующих полей	69
2.6	Верификация косвенных оценок глубин озёр по новым данным о глубинах	78
2.7	Чувствительность результатов гидродинамического прогноза к параметру «глубина озёр»	82
2.7.1	Описание ситуации	84
2.7.2	Модель и метод исследования	87
2.7.3	Модельный лёд на озере Ладога	90
2.7.4	Модельные облачный покров и температура в восточной Финляндии	91
3	Анализ модельных ошибок в зависимости от термического режима озера	99
3.1	Объект моделирования	100
3.2	Эксперименты с озерной моделью FLake	101
3.3	Структура модельной ошибки	103
3.4	Сравнение модельных ошибок в экспериментах с различными глубинами	115

4	Статистические свойства полей температуры поверхности озерной воды	120
4.1	Объективный анализ и ассимиляция данных	121
4.2	Оптимальная интерполяция и использование автокорреляционных функций для объективного анализа	123
4.3	Статистическая структура метеорологических полей	125
4.4	Расчёт автокорреляционных функций по оперативным данным наблюдений SYKE	133
4.4.1	Описательная статистика оперативных данных наблюдений SYKE	134
4.4.2	Оценка автокорреляционных функций, основанных на наблюдениях температуры поверхности озерной воды	137
4.5	Аппроксимация нормированной автокорреляционной функции температуры поверхности озерной воды	145
	Заключение	149
	Список использованных источников	153
	Приложение А – Сведения о природных зонах, которые использовались в диссертационной работе	165
	Приложение Б – Сведения об озерных котловинах, возникших под влиянием различных факторов	168
	Приложение В – Сведения о цикле жизни озер	177
	Приложение Г – Сведения о различных классификациях озер	179
	Приложение Д – Сведения о материковых плитах и основных структурных элементах земной коры	182
	Приложение Е – Сведения об отложениях последнего геологического периода (четвертичных отложениях)	187
	Приложение Ж – Сведения о горных породах	190

Приложение З – Озера региона, принадлежащего к Американской плите, области Байкальской и Каледонской складчатости, с ледниковыми четвертичными отложениями на магматических (кристаллических) горных породах, без мерзлоты (Пример 1 Главы 2)	193
Приложение И – Озера региона, принадлежащего к Евроазиатской плите, чехлу Палеозойской платформы, с морскими четвертичными отложениями на осадочных горных породах, без мерзлоты (Пример 2 Главы 2)	194
Приложение К – Озера региона, принадлежащего к Евроазиатской плите, щиту Докембрийской платформы, с флювиогляциальными четвертичными отложениями на осадочных горных породах, без мерзлоты (Пример 3 Главы 2)	196
Приложение Л – Сведения о 27 озерах Финляндии, для которых Финский институт окружающей среды (SYKE) проводит ежедневные оперативные наблюдения температуры поверхности воды	202

ВВЕДЕНИЕ

Турбулентные и радиационные потоки над озерами и над поверхность суши существенно различаются по величине. Таким образом, озера оказывают влияние на структуру атмосферного пограничного слоя и, соответственно, на локальную погоду и на локальный климат.

Влияние озёр на погоду и климат Земли очень разнообразно и прослеживается на разных пространственно-временных масштабах. Влияние озёр носит сезонный характер – обычно озера являются источниками тепла осенью и стоками летом, а также вызывают увеличение количества твердых осадков зимой, могут быть причиной сильных снегопадов. Зимой в умеренных широтах при циклонической циркуляции наличие теплых озёр, не покрытых льдом, значительно усиливает снегопады, а при антициклонической циркуляции генерирует низкую облачность, которая может увеличить приземную температуру на 10 °С. Летом озера могут уменьшать количество осадков за счет низкой температуры поверхности и подавления конвекции. На побережьях озёр может возникать бризовая циркуляция, определяющая погоду в близлежащих городах. Влияние озёр может иметь и глобальный характер – так, термокарстовые озера являются источниками парниковых газов (метана [1, 2] и углекислого газа [3]), которые, в свою очередь, могут влиять и на глобальный климат.

Физические характеристики озёр сильно контрастируют с характеристиками окружающей земной поверхности [4, 5, 6, 7, 8, 9]. Особенно существенно влияние озёр для регионов, где их количество велико: Канада, Скандинавский полуостров, Финляндия, север Европейской территории России и север Сибири. Но и для территорий с низким коэффициентом озерности влиянием озёр не стоит пренебрегать. Например, озеро Виктория генерирует развитие ночной конвекции и

интенсивных гроз, в результате чего погибает несколько десятков тысяч рыбаков ежегодно.

Влиянию озер посвящено много исследований. В большинстве современных исследований основным методом является моделирование.

Влияние озер должно учитываться в гидродинамических моделях атмосферы путем параметризации и / или путем задания температуры поверхности воды из измерений (и тогда она считается постоянной в течении срока прогноза, что является достаточно грубым приближением). Параметризация озер предполагает использование озерных моделей, чаще всего это 1-мерные или $\frac{1}{2}$ -мерные модели, например, FLake [10, 11, 12], LAKE [13], Hostetler [14].

Все озерные модели требуют внешних параметров, основным параметром является глубина озер. Глубина должна быть задана на сетке точек, во всей области интегрирования. Чтобы модель можно было установить на любую область интегрирования, необходим глобальный набор данных о глубине озер. Глобальная база данных о глубине озер описана в работе [15]. Однако существует большое количество озер, глубина которых не была измерена. Для таких озер необходимо оценивать глубину косвенными методами, например, по геологическим условиям происхождения озер в данном регионе.

Температура поверхности воды также может быть задана из измерений, инструментальных или спутниковых. Эти данные нужны также для инициализации озерной модели. Данные необходимо проинтерполировать из точек измерений на модельную сетку. Для этого можно использовать метод оптимальной интерполяции. Однако для его применения необходимы новые знания о статистической структуре полей температуры озерной воды.

Исследование ошибок озерных моделей необходимо для многих целей, например, для верификации косвенных оценок глубины или для дальнейшего использования в ассимиляции данных. Модельные ошибки зависят от сезона,

географического региона, характеристик озера и его режима, а также от допущений и упрощений самой модели. Ошибки озерной модели FLake, используемой в качестве параметризации во многих атмосферных моделях исследовались во многих работах, однако связь их с режимом озера еще не исследована.

Все перечисленные выше задачи имеют междисциплинарный характер. Они поставлены метеорологическим сообществом (прогностическими центрами и организациями по исследованиям погоды и климата), оно является основным пользователем продукта и определяет основные требования к его свойствам. Но для выполнения этих задач необходимо привлекать знания из гидрологии и гидрогеологии.

Основными целями данной диссертационной работы являются:

- получение косвенных оценок глубин по информации о геологическом происхождении озер Земного шара;
- изучение статистической структуры полей температуры поверхности озерной воды по инструментальным измерениям;
- изучение ошибок моделирования температуры поверхности воды для различных термических режимов озера.

Для достижения поставленных целей были решены следующие задачи:

- выделены регионы, однородные с точки зрения факторов, влияющих на геологическое происхождение озер. Получены косвенные оценки глубины озер в выделенных регионах. На основе этих оценок сгенерирована новая, улучшенная версия базы данных о глубинах озер. Проведена верификация косвенных оценок по новым данным измерений глубин для территории Финляндии;
- получены структурные и автокорреляционные функции, а также оценки ошибок наблюдения полей температуры поверхности воды по инструментальным измерениям на финских озерах;

- получены оценки ошибок моделирования температуры поверхности воды с помощью озерной модели FLake для разных термических режимов озера Кюувеси в Финляндии.

Методика исследования включала в себя:

- изучение по литературным источникам типов озерных котловин в зависимости от их возраста и происхождения, а также от географического региона;
- оцифровку тектонической карты мира и различных геологических карт и их наложение с использованием геоинформационных систем для выделения регионов с однородным происхождением озерных котловин;
- разработку программного комплекса на языке FORTRAN для распределения озер по выделенным геологически однородным регионам и статистической обработки данных об их глубинах для получения на их основе экспертных оценок глубины (с учетом внешнего вида озер по картам GoogleMap). Разработку программного комплекса для генерации новой, улучшенной версии базы данных о глубинах озер;
- статистическую обработку данных измерений температуры поверхности воды озер Финляндии, представленных Финским Институтом Окружающей Среды (SYKE);
- моделирование с помощью озерной модели FLake и статистическую обработку модельных ошибок.

Научная новизна заключается в следующем.

- Получены новые косвенные оценки глубины озер Земного шара в зависимости от их геологического происхождения и на их основе сгенерирована новая, улучшенная глобальная база данных о глубинах озер.
- Получены новые структурные и автокорреляционные функции для полей температуры поверхности воды озер.

- Получены новые оценки ошибок модели FLake, зависящие от сезона года и термического режима озера.

Теоретическая и практическая значимость работы. Использование новых оценок глубин озер в моделировании погоды и климата позволит лучше понять географические аспекты вклада физических процессов взаимодействия атмосферы с озерами. Использование их в оперативном гидродинамическом моделировании позволит улучшить качество прогнозов локальной погоды. В настоящее время новая версия базы внедрена во многих прогностических центрах и организациях по исследованиям погоды и климата (ECMWF, Meteo-France, консорциумах HIRLAM, COSMO, UKMO, ALADIN, Rossby-Centre, модели IBM-PAH и т. д.).

Использование новых автокорреляционных функций позволит улучшить результаты объективного анализа температуры поверхности озерной воды. Эти функции будут внедрены в прогностическую систему HARMONIE.

Новые оценки модельных ошибок могут быть использованы при разработке системы ассимиляции данных, а также могут быть полезны при решении обратных задач моделирования.

Основные положения, выносимые на защиту:

- улучшенная с помощью новых косвенных оценок глобальная база данных о глубинах озер для целей атмосферного моделирования с разрешением ≈ 1 км (30 секунд в географических координатах);
- результаты исследования статистической структуры полей температуры поверхности озерной воды — новые структурные и автокорреляционные функции, оценки ошибок измерения;
- результаты исследования ошибок озерной модели FLake в зависимости от сезона / термического режима озера.

Обоснованность и достоверность полученных результатов обусловлена применением апробированных моделей, а также аргументированностью исходных

положений, непротиворечивостью рассуждений, корректным использованием математического аппарата.

Личный вклад автора в данную диссертационную работу заключается в том, что все положения, выносимые на защиту, основанные на результатах исследований, проведены автором самостоятельно.

Основные результаты исследований, изложенные в диссертации, докладывались и обсуждались:

- на международном семинаре «Третий семинар: Параметризация озер в моделях погоды и климата» («The 3^d workshop on "Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction and Climate Modelling"») с докладом на тему: «Оценки средней глубины для озер Бореальной зоны» («Estimations of mean lake depth for Boreal lakes»), г. Хельсинки (Финляндия), сентябрь 2012;
- на 7-ом Всероссийском Гидрологическом Съезде, 5-ой пленарной сессии: «Состояние и развитие системы гидрологических наблюдений, информационное обеспечение потребителей» со стендовым докладом на тему «Оценки характеристик озер для целей численного моделирования», г. Санкт-Петербург (Россия), ноябрь 2013;
- на научных семинарах в Финском Метеорологическом Институте (FMI), г. Хельсинки (Финляндия), май 2014 и июль 2015;
- на международном семинаре «Четвёртый Семинар: Параметризация озер в моделях погоды и климата» («The 4th Workshop on "Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction and Climate Modelling"») с докладом на тему: «Состояние и прогресс в разработке Глобальной Озерной Базы Данных» («Status and progress in Global Lake Database developments»), г. Эвора (Португалия), май 2015;

- на научном семинаре «Четвертая летняя школа: Ассимиляция данных и ее применение в Океанографии, Гидрологии, Рисках и Безопасности и Реконструкция Водных объектов» («The 4th Summer school on "Data Assimilation and its applications Oceanography, Hydrology, Risk & Safety and Reservoir Engineering"») с докладом на тему: «Параметризация озер в моделях погоды и климата: Глобальная Озерная База Данных» («Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction and Climate Modelling: Global Lake Database»), г. Брасов (Румыния), июль 2015.

Диссертация состоит из введения, четырех основных глав и заключения. Объем работы 202 страницы, в том числе 55 рисунков и 20 таблиц. Список цитируемой литературы содержит 105 наименований.

Во введении обоснована актуальность темы исследования, научная новизна, теоретическая и практическая значимость работы. Также сформулированы цели и поставлены задачи исследования. В первой главе представлен обзор исследований влияния озер на погоду и климат. В гидродинамических моделях атмосферы температура поверхности озерной воды является нижним граничным условием для атмосферной модели и интерфейсом между атмосферной моделью и моделью озера. В пункте 1.3 дается схема представления озер в моделях атмосферы. Во второй главе описана база о глубинах озер для целей численного моделирования и её улучшение с помощью выделения геологически однородных регионов происхождения озер и добавления в базу основанных на этом выделении косвенных оценок типичных глубин озер. Косвенные оценки глубин озер в улучшенной версии озерной базы верифицированы по независимым данным. В третьей главе рассматривается анализ ошибок моделирования озерной модели FLake в зависимости от термического режима озера. В четвертой главе рассматриваются оценки статистических свойств температуры поверхности озерной воды для объективного анализа в моделях численного прогноза погоды. В

заклучении сформулированы основные результаты и выводы, полученные в ходе исследования.

По теме диссертации опубликовано 2 статьи в изданиях, рекомендованных ВАК, из них 1 – в высокорейтинговом зарубежном издании. Опубликованные работы полностью отражают содержание и защищаемые положения диссертации. Среди опубликованных:

1. Choulga M., Kourzeneva E., Zakharova E., and Doganovsky A., 2014. Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modeling. *Tellus A*, 66, 21295;

2. Шульга М., Курзенева Е.В. Верификация косвенных оценок в базе данных по глубинам озер для целей атмосферного моделирования. Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета № 37. Научно-теоретический журнал. – СПб.: РГГМУ, 2014. – 120-143 с.

1 Исследования, посвященные влиянию озер на погоду и климат

Озёра влияют на погоду и климат Земли, это влияние очень разнообразно и прослеживается на разных пространственно-временных масштабах. В региональном и локальном масштабе, влияние озёр носит сезонный характер – обычно озера являются источниками тепла осенью и стоками летом, а также вызывают увеличение количества твердых осадков зимой, могут быть причиной сильных снегопадов. На побережьях озёр может возникать бризовая циркуляция, определяющая погоду в близлежащих городах. Заметное влияние на локальную погоду и климат озера оказывают в силу своих уникальных физических характеристик, которые сильно контрастируют с характеристиками окружающей земной поверхности [4, 5, 6, 7, 8, 9]. Влияние озёр может иметь и глобальный характер – так, термокарстовые озера являются источниками парниковых газов (метана и углекислого газа), которые, в свою очередь, могут влиять на глобальный климат.

Больше всего в научной литературе освещены случаи, когда наличие озер вызывало сильные снегопады [16, 17, 18, 19, 20]. Значительные снегопады влекут за собой множество негативных последствий, связанных с экономическими потерями и даже человеческими жертвами. Такие снегопады наблюдаются в озерных областях северных районов и районах умеренного климата – в холодные сезоны года относительно теплая вода нагревает и увлажняет холодную воздушную массу над озером, что приводит к увеличению количества осадков на подветренных берегах озёр.

Стоит отметить, что большая часть исследований о влиянии озёр на атмосферные процессы посвящена крупным и глубоким озерам и их окрестностям, таким как Великие озера (Great Lakes) [16, 18, 21, 22], Большое Соленое озеро (Great

Salt Lake) [23] и озеро Виктория (Lake Victoria) [24, 25, 26, 27]. Влияние же малых и неглубоких озер на погоду и климат [28, 29, 30] в последнее время практически не исследуется. Стоит отметить, что из общего посчитанного количества озер (около 117 миллионов [31]) лишь очень небольшая часть относится к большим и глубоким. Подавляющее большинство озёр имеют небольшие размеры и глубину и сосредоточено в бореальной зоне. В таких озёрных краях как Аляска, Канада, Скандинавский полуостров, Финляндия, север Европейской территории России и север Сибири, где коэффициент озёрности очень высок, влияние озер столь же существенно, как и на территориях бассейнов больших озер. Малые и неглубокие озера оказывают заметное влияние на атмосферу, изменяя характеристики пограничного слоя, а, следовательно, величину турбулентных потоков на границе вода-воздух [32].

1.1 Влияние озер на погоду

В высоких и средних широтах озера зимой обычно покрыты льдом. Однако из-за своей большой теплоемкости они часто остаются свободными ото льда до поздней осени или даже до начала зимы. Влияние озёр на локальную погоду зависит от синоптической ситуации и от состояния поверхности озера (открытая вода, частичное покрытие льдом, полностью покрыто льдом). Сильные снегопады зимой, вызванные влиянием непокрытых льдом озёр (открытая вода), хорошо описаны, особенно для региона Великих озер Северной Америки [17, 22, 33]. Зафиксировано даже два случая, когда сильные снегопады наблюдались над практически полностью (95 % и более) покрытым льдом озером [34]. В [17] доказано, что разница температур воздух – водная поверхность озера и мощность инверсии играют чрезвычайно важную роль в развитии конвекции над озерами. Также влияние оказывают такие факторы, как: (i) разница температур между

озером и окружающей поверхностью суши; (ii) разница в уровне шероховатости поверхности между озером и окружающей поверхностью суши; (iii) высота берега озера с подветренной стороны. Многие скандинавские исследователи рассматривают влияние Балтийского моря, чьи размеры соизмеримы с размерами Великих озер США, на развитие конвекции и на связанные с ней снегопады [35, 36, 37]. Основываясь на этих исследованиях, можно сделать вывод, что благоприятные факторы для развития конвективных облаков – это открытая водная поверхность, подходящая топография наветренного и подветренного берегов, большая разница температур между водой и воздухом, а также оптимальное направление ветра, при котором расстояние, пройденное воздушным потоком над водной поверхностью, максимально. Еще один пример влияния озера на погоду исследован в [38]. Наличие озера Онтарио вызывает ярко выраженный максимум выпадения снега в тридцатикилометровой зоне вокруг озера по направлению преобладающих ветров.

Влияние незамерзших озер на погоду в начале зимы в умеренных широтах в условиях антициклона проявляется в том, что они генерируют низкую облачность. Это, в свою очередь, приводит к уменьшению радиационного выхолаживания и к сильной изменчивости температуры воздуха по горизонтали с подветренной стороны озера. В [39] рассматривается антициклоническая ситуация января 2012 года, когда разница температур в двух финских городах Иматра и Париккала составила 17 °C. В Иматра наблюдалась температура -11 °C, а в городе Париккала, расположенном на 60 км севернее, в то же самое время температура была -28 °C. Это явление объясняется формированием над преимущественно свободным ото льда Ладожским озером облака, которое в результате адвекции сместилось в район Восточной Финляндии, создав исключительные локальные погодные условия.

Большую актуальность в последнее время приобрели исследования, посвященные Великим Африканским озерам. Особое внимание уделяется озеру Виктория, так как это самое большое тропическое озеро, которое определяет жизнь

более 6 миллионов жителей окрестных территорий. В исследовании [27], посвященном четырем самым важным озерам Африки – озерам Виктория (Lake Victoria), Танганьика (Lake Tanganyika), Альберт (Lake Albert) и Киву (Lake Kivu) – показано, что эти озера почти удваивают количество осадков над водной поверхностью, но практически не влияют на количество осадков вне своих берегов. В среднем эти озера, за исключением озера Киву, понижают среднегодовую приземную температуру воздуха на $-0.6 - -0.9$ К. Ярко выражено влияние озер с подветренной стороны. Вызванное озерами похолодание происходит в дневное время, когда озеро поглощает приходящую солнечную радиацию и подавляет вертикальный турбулентный перенос тепла. Ночью тепло озерами высвобождается и они нагревают воздух близ подстилающей поверхности. Озеро Виктория сильно влияет на атмосферную стратификацию и циркуляцию: в дневные часы вызывает воздушный поток вокруг озера, подавляя над ним конвекцию, в ночные часы ситуация обратна – горизонтальные потоки ослабляются, а конвективные усиливаются [27]. Влияние озера Виктория на погоду проявляется в интенсивных ночных конвективных осадках с максимумом между полночью и предрассветными часами. Это обусловлено совместным влиянием орографии и бризовой циркуляции – озеро в ночные часы теплее окружающей суши. Ночью восходящие конвективные потоки над тёплой поверхностью воды усиливаются за счёт орографических эффектов и приводят к сильным штормам, из-за которых в регионе гибнет множество рыбаков ежегодно. Днём преобладают нисходящие потоки, приводящие к дивергенции и уменьшению осадков [40].

Исследование влияния озера Тайху – третьего по величине (площадь водной поверхности 2338 км^2), но довольно мелководного (глубина около 1.9 м) пресного озера Китая – показало, что летом в прилегающих к нему территориях количество осадков увеличивается ночью и уменьшается днём. Озеро расположено в муссонном климате в условиях избыточного увлажнения. Влияние озера различно

для различных территорий и времени суток, но главным образом заметно вблизи подветренного берега. Летом в дневные часы озеро вызывает понижение температуры приземного слоя атмосферы, что приводит к уменьшению потока скрытого тепла, повышению устойчивости, а, следовательно, к уменьшению конвекции, что в конечном счете приводит к уменьшению осадков над данной территорией [информация получена из личного общения с Hongping Gu, Zhuguo Ma]. На восточных берегах озера Тайху возникает бриз, который изменяет схему ветров и значительно меняет погоду [41]. В умеренных широтах прослеживается аналогичный эффект. В исследовании [42], посвященном влиянию озер на летние осадки в окрестностях Чикаго, США, (близлежащее озеро Мичиган) описывается образование устойчивого пограничного слоя и угнетение конвекции, приводящее к уменьшению количества шквалов и ливней.

1.2 Влияние озер на климат

Влиянию озёр на региональный климат посвящено множество работ. Большое внимание уделяется влиянию на климат Великих озер, например, [5, 6, 7, 8, 29, 43]. Исследуется также влияние озёр на климат севера Европы [44]. В работе [43] исследовались средние пространственные распределения сезонных климатических условий над бассейном Великих озер для оценки влияния озер на осадки, среднюю максимальную и среднюю минимальную температуры, облачность, давление водяного пара и скорость ветра. В исследовании сравнивался климат, на примере перечисленных выше метеорологических характеристик, над всей территорией бассейна Великих озер и над территорией бассейна, расположенной дальше 80 км от береговых линий озер, считающейся свободной от эффектов, вызванных наличием озер. В работе [44] основной метод исследования – моделирование с помощью гидростатической региональной климатической

модели RCA (Regional Climate Atmosphere model), в которую включена параметризация озёр (данные о глубинах озёр берутся из локальной базы).

В целом, в этих работах делаются выводы о том, что наличие озёр обуславливает увеличение осадков на близлежащей территории, в основном зимой и осенью, когда (чаще всего) озерная вода намного теплее расположенной над ней воздушной массы, что является источником конвекции и влаги для увеличения облачности и осадков. В регионе Великих Озёр в течение всех сезонов сильнее всего эти эффекты выражены над озером Верхнее, в силу его большого размера и восточно-западной ориентации (параллельно доминирующим восточным ветрам). Эти факторы увеличивают время нахождения воздуха над озером, что предоставляет воздуху возможности для трансформации. Зимой на территории близ восточного берега озера Верхнее количество осадков увеличивается более чем в два раза по сравнению с территориями, далекими от озёр. Эффекты от озёр Мичиган и Гурон зимой также значительны. Резкое возвышение горной системы Аппалачи маскирует эффекты, связанные исключительно с озерами, и оказывает сильное влияние на отклонение осадков восточнее озёр Онтарио и Эри. Также значительным является влияние озёр бассейна и в остальные сезоны. Весной влияние озёр на осадки различно по всей территории бассейна: от длительного значительного увеличения над территориями севернее озера Верхнее, до уменьшения осадков над озерами Мичиган и Онтарио, где начинается тёплый сезон. В течении лета озера играют роль охлаждающего и стабилизирующего фактора для нижней атмосферы, и таким образом, уменьшают конвективные осадки. В целом, самое существенное влияние озёр в поле осадков наблюдается над и с подветренной (восточной и юго-восточной) стороны всех озерных берегов, в то время как на берегах против преобладающего направления ветра влияние минимально [43]. В северной Европе над южной Финляндией и озером Ладога поздним летом и ранней осенью количество конвективных осадков увеличивается

на 20-40 %, в то время как ранним летом над Ладожским озером конвективные осадки уменьшаются более чем на 70 % [44].

Влияние озер прослеживается в значениях средних температур разных временных масштабов – суточных и сезонных. В районе озёр минимальная температура для всех сезонов выше. Максимальная температура выше зимой, ниже весной и летом, осенью эффекта не наблюдается. Следовательно, озёра способствуют сглаживанию временного хода температуры. Это проиллюстрировано в статье [43], в которой рассматриваются Великие озёра США. Самое значительное влияние на температуру (минимальную – зимой, максимальную – летом) оказывает озеро Верхнее – самое большое. Минимальный эффект – от озера Эри, из-за его малых размеров и глубины. В окрестностях озера Эри выравнивание температуры воздуха над водной поверхностью и над сушей происходит намного быстрее. Над всем бассейном Великих озёр в целом самое незначительное влияние озер проявляется в переходные периоды – на минимальную температуру весной и на максимальную температуру осенью. В северной Европе озера вызывают увеличение температуры воздуха во все сезоны года: самое сильное влияние наблюдается осенью и зимой на территории южной Финляндии и западной России, где повышение температуры превышает 1 °C [44].

В регионе Великих озёр, на облачность наличие озер сильнее всего влияет зимой (увеличение), когда озера являются источником влаги и тепла для холодной сухой континентальной полярной воздушной массы. Максимальное влияние на облачность оказывают большие озера. Летом наличие озер уменьшает количество облачности из-за повышения устойчивости атмосферы. Летом влияние не столь сильно, как зимой и прослеживается на меньших расстояниях от озера [43].

Естественно, что самое заметное влияние озёра оказывают на количество водяного пара. В умеренных широтах это влияние особенно существенно зимой и осенью, когда разница температур воздушных масс над озером и сушей велика.

Хотя количество водяного пара в атмосфере больше летом, испарение и транспирация над сушей в теплые сезоны сравнимы с испарением от озера (за счёт высокой температуры суши), что делает разницу малой. Зимой же ситуация меняется, и очень сухая континентальная полярная воздушная масса соседствует с очень влажным воздухом над озерами. С самыми большими озёрами бассейна Великих озер (Верхнее и Мичиган) связано позднее наступление зимы и низкое парциальное давление водяного пара. Весной влияние озер на водяной пар (как и на облачность) практически отсутствует, так как эффект, оказываемый озером, находится в переходной фазе между завышением и занижением значений водяного пара [43].

Влияние озёр на ветер носит исключительно региональный характер [43]. Обычно скорость ветра над озерами выше, чем над сушей, что объясняется меньшим трением над водной поверхностью. Данные наблюдений на Великих озерах показывают, что летом скорости ветра над озерами на 30 % выше, чем на станциях, удаленных от воды, а зимой – на 100 % выше. На приозерных территориях самые большие скорости ветра наблюдаются близ берегов и ослабевают вглубь суши, где трение возрастает. Озерные бризы могут развиваться весной и летом при слабом потоке синоптического масштаба. Прохладный поток влажного воздуха с озера на сушу максимален в течение нескольких часов после восхода и может сохраниться даже после полудня. Озерный бриз может распространяться на несколько километров вглубь суши, где из-за отсутствия влияния озера температура воздуха может быть на 5.0 – 10.0 °C выше, чем на побережье. Зона конвергенции на линии фронта бриза может вызывать конвекцию и образование облачности [7].

В [8] изучается взаимодействие озер и атмосферы на территории вокруг озёр Большое Медвежье (Great Bear Lake) и Большое Невольничье (Great Slave Lake) на

севере Канады. В результате выявлено, что летом северные озера ослабляют потоки скрытого и явного тепла с поверхности, а осенью – усиливают эти потоки.

Интересное исследование описано в работе [4]. Во внутренних низинах южной и центральной части Баффиновой Земли были обнаружены низкие арктические растения за их ареалом прорастания, что подтверждает существование там сравнительно теплого лета (по сравнению с региональным средним). Как оказалось, основной причиной этого является система из двух больших озер, их водосборов и притоков. Озеро Неттилинг (Nettilling Lake) в данном регионе поддерживает умеренные температуры во время летних холодных вторжений и задерживает наступление холодов осенью.

Исследование [45] посвящено изучению влияния двух самых больших озер Тибетского нагорья – Орин-Нур (Ngoring Lake) и Джарин-Нур (Gyaring Lake) – на климат данного региона. За счёт влияния озер в течение всего года уменьшаются максимальные и увеличиваются минимальные температуры (исключая март), что обусловлено большой теплоемкостью воды по сравнению с сушей. Также за счёт влияния озер с июля по октябрь увеличивается количество осадков над озерами и их окрестностями, максимум наблюдается с 02:00 до 14:00 по локальному времени.

Важно отметить, что озера играют значительную роль в глобальном углеродном цикле, влияя на глобальный климат [46, 47, 48]. Термокарстовые озера являются источниками метана. В [1] показано, что наибольшее количество метана испускается с береговой кромки термокарстовых озер. Потребление и производство двуокиси углерода, метана и оксида азота микроорганизмами озёр оказывают влияние на концентрацию этих парниковых газов в атмосфере, а таким образом и на её тепловой баланс. Предполагается, что в полярных регионах это приводит к повышению температуры воздуха и уменьшению зоны вечной мерзлоты или полному ее исчезновению. В бореальной зоне – к увеличению температуры воздуха и количества осадков, что в дальнейшем может привести к

затоплению берегов и изменению популяций животных [49]. В зоне умеренного климата – к увеличению эвтрофикации озер и учащению засух; в тропической зоне – к строительству новых дамб [3].

В работе [3] доказано, что озера чрезвычайно важны для переноса, трансформации и хранения внушительных объемов углерода и, таким образом, влияние озер может не соответствовать их пространственным размерам. Кроме того, косвенным последствием испускания озерами углерода и накопления его в атмосфере будет сокращение количества озер в регионах, где климат становится суше. Озера занимают относительно небольшую суммарную площадь на Земном шаре, однако они обрабатывают огромный объем углерода, изолируя органический и неорганический углерод в донных отложениях, а также испуская значительные количества двуокиси углерода и метана в атмосферу [50].

1.3 Озера в моделях атмосферы

Турбулентные и радиационные потоки над озерами и над поверхностью суши сильно различаются по величине, таким образом, озера оказывают влияние на структуру атмосферного пограничного слоя и, соответственно, на локальную погоду и на локальный климат [44, 51, 52, 53]. В большинстве современных исследований атмосферных процессов и климата основным методом является моделирование. Современный прогноз погоды невозможен без гидродинамических моделей. Влияние озер должно учитываться в гидродинамических моделях атмосферы путем параметризации. Особенно это становится важным при увеличении горизонтального разрешения моделей. Для параметризации озёр используются термодинамические модели озера, чаще всего одномерные.

Температура поверхности озерной воды является нижним граничным условием для атмосферной модели и интерфейсом между атмосферной моделью и

моделью озера (см. рисунок 1.1). Температура поверхности может задаваться из измерений (и тогда она считается постоянной в течении срока прогноза, что является достаточно грубым приближением), либо получена из озерной модели. Для параметризации озер в гидродинамических моделях атмосферы необходима достаточно экономичная модель озера.



Рисунок 1.1 – Температура поверхности озерной воды: нижнее граничное условие для атмосферной модели и интерфейс между атмосферной моделью и моделью озера

Для работы озерной модели необходимы внешние параметры – глубина озер (батиметрия, или, как минимум, средняя глубина). Глубина должна быть задана на сетке точек, во всей области интегрирования. Чтобы модель можно было установить на любую область интегрирования, необходим глобальный набор данных о глубине озер. Часто бывает, что глубина озер неизвестна из измерений. В

этом случае необходимы косвенные ее оценки, например, по геологическим условиям происхождения озер в данном регионе. Для приложений, связанных с атмосферным моделированием (в отличие от гидрологических задач), не очень важны точность и даже надежность данных о глубине, но важно глобальное покрытие.

Для работы модели необходимы также начальные условия, которые должны быть получены из измерений. Температура поверхности озерной воды измеряется спутниковыми методами, существуют также оперативные инструментальные измерения. Эти данные необходимо спроецировать на модельную сетку с помощью объективного анализа. Для объективного анализа необходимо знать статистическую структуру полей температуры озерной воды. Необходимо также знать структуру модельной ошибки в зависимости от режима озера.

2 База данных о глубинах озер для целей атмосферного моделирования

В последние годы пространственное разрешение атмосферных моделей значительно возросло, и для прогноза погоды и воспроизведения климата потребовалось подключение моделей термодинамики внутренних вод суши, в особенности озер. Точнее всего термогидродинамика озер может быть воспроизведена с помощью трехмерных численных моделей, которые требуют больших вычислительных ресурсов, а также очень подробной информации об объекте моделирования [54]. Для множества озер в мире не производилась батиметрическая съемка, поэтому в большинстве задач их взаимодействия с атмосферой используются одномерные модели, отражающие основные закономерности теплообмена в водоеме в вертикальном направлении. За последние годы создано достаточно много одномерных моделей водоемов, например, модель Хостетлера [14], модель LAKE [13]. В настоящее время во многих гидродинамических моделях атмосферы для параметризации озер используется интегральная нуль-мерная модель FLake [10, 11, 12].

Для параметризации также необходимы внешние данные о характеристиках озер. Для моделей атмосферы необходимо представление данных, в том числе о внешних параметрах, на пространственной сетке. Следовательно, для параметризации озер данные об их характеристиках необходимо представить в виде полей на пространственной сетке. Необходимы глобальные поля, содержащие информацию обо всех существующих озерах. Самым важным параметром является глубина озера, она используется во всех озерных моделях. Можно использовать батиметрию, если она известна. Можно использовать и среднюю глубину для озер среднего и малого размера. Средняя глубина является достаточно точным приближением для метеорологических задач, когда необходимо описать процессы

на подстилающей поверхности в глобальном или региональном масштабе. При этом в отличие от гидрологических задач не очень важны точность и даже надежность данных о глубине, но важно глобальное покрытие. В случае отсутствия данных, полученных путем измерений, можно воспользоваться косвенными оценками.

2.1 База данных о глубинах озер GLDBv1

Глобальная база данных о глубинах озер GLDBv1 (Global Lake Database version 1) [15, 55, 56] была разработана для параметризации озер в гидродинамическом атмосферном моделировании. База содержит данные о средних глубинах озер, для некоторых больших озер включена батиметрия. Информация о глубинах озер представлена на пространственной сетке с разрешением 30". Такое представление данных дает возможность использовать их в глобальных моделях атмосферы. При создании GLDBv1 использовались следующие источники информации: (i) данные о средних глубинах озер, собранные из различных региональных баз, хранятся в текстовой форме в виде списка (здесь и далее – Список озер); (ii) глобальная цифровая карта экосистем ECOCLIMAP2 [57]; и (iii) данные о батиметрии для 36 больших озер, полученные из глобальной цифровой карты батиметрии мирового океана ETOPO1 [58], а также путем оцифровки навигационных и топографических карт.

Для каждого озера, включенного в Список озер, имеется следующая информация: географические координаты (широта и долгота) в градусах, глубина (средняя и максимальная) в метрах, площадь водной поверхности в км², название (международное, местное) и страна расположения. Список содержит приблизительно 13000 водных объектов, среди которых естественные пресные и

солончатые озера, а также водохранилища. Кроме этого имеется дополнительный Список озер, включающий 220 соленых озер и бессточных бассейнов.

Для отображения озер используется глобальная растровая карта экосистем ECOCLIMAP2 [57] с разрешением 30'' (примерно 1 км² у экватора). Данная карта широко используется в моделях численного прогноза погоды и при моделировании климата, следовательно, ее использование позволяет уменьшить проблемы согласования. Водная поверхность в ECOCLIMAP2 представлена океанами, морями, озерами и реками. Реки распознаются довольно плохо, и очень часто они ошибочно представлены озерами. При больших размерах сетки атмосферной модели долю озер можно легко вычислить стандартным способом используя данную карту экосистем.

Данные о средних глубинах из Списка озер были спроецированы на карту ECOCLIMAP2 (картированы) с помощью автоматического метода, основанного на вероятностном подходе (предполагающем, что все источники данных имеют некоторую ошибку) [15]. В первой версии базы картировались данные только о пресных и солончатых озерах. При картировании, когда озеро есть на карте, но данных о его глубине в Списке озер нет, использовалась «фоновая» глубина, равная 10 м. Результатом картирования стало глобальное поле глубин озер на сетке точек с разрешением 30''. Таким образом, информация о глубинах озер хранится в растровой форме: в пикселях (размер пикселя соответствует размеру ячейки сетки) с разрешением 30''. Для более компактного хранения информации глубина озер записана в дециметрах. В местах, где данные о глубинах озер отсутствуют, в пикселях карты отображается «фоновая» глубина.

Кроме того, GLDBv1 предоставляет дополнительную карту, в которой закодированы сведения о том, как была получена информация в каждом пикселе карты глубин. Используются следующие значения цифр кода (здесь и далее эти цифры называются статусом пикселя):

- 0 – в этом пикселе нет озера (глубина озера в данном пикселе равна 0 м);
- 1 – в этом пикселе есть озеро, которое присутствует на карте ESOCLIMAP2, но информация о нем отсутствует в Списке озер (глубина озера в данном пикселе равна «фоновой» глубине 10 м);
- 2 – в этом пикселе есть озеро, которое присутствует на карте ESOCLIMAP2, и присутствует в Списке озер, но данные о его средней глубине там отсутствуют (глубина озера в данном пикселе равна «фоновой» глубине 10 м);
- 3 – в этом пикселе есть озеро, которое присутствует на карте ESOCLIMAP2, и присутствует в Списке озер, где имеются данные о его средней глубине (глубина озера в данном пикселе равна глубине из Списка озер);
- 4 – в этом пикселе находится река (глубина в данном пикселе задается равной 3 м).

Эта информация хранится также в растровой форме.

По данным ученых из Швеции и Эстонии на декабрь 2014 года число озер оказалось равным 117 миллионам [31]. Согласно некоторым предыдущим оценкам их число варьируется от 8-9 миллионов [59] до 304 миллионов [60]. Подавляющее большинство озер пресные [61]. База данных о глубинах озер GLDBv1 [15, 55] содержит около 13000 пресных и солоноватых озер, что является очень малой частью от их общего количества (хотя самые большие и важные озера в Список данных базы включены). В процессе работы над диссертацией GLDBv1 была дополнена косвенными оценками средней глубины озер на основе информации об их геологическом происхождении сначала только для бореальной зоны (и выпущена ее следующая – промежуточная версия GLDBv2 [62]), а потом и всего мира.

2.2 Исследования, посвященные изучению пространственного распределения морфометрических характеристик озер

База данных о глубинах озер GLDBv1 содержит большое количество озер, однако в природе их в сотни раз больше. Измерения глубины для множества малых озер никогда не производились.

На протяжении уже многих лет ученые пытаются оценить их глубину. В 1984 году Китаевым был предложен метод, основанный на географической зональности [63], далее в тексте мы ссылаемся на него как на «географический» метод. Китаевым были предложены для использования таблицы зависимости средней глубины озера от его площади для различных природных ландшафтов бореальной зоны. Данный метод на прямую не связан с происхождением озер, но косвенно, через зависимость растительности на различных горных породах и мерзлоте, учитывает морфологию окружающей территории. В работе Бальзамо [64] было предложено оценить глубину озер решением обратной задачи моделирования, используя измерения температуры поверхности озера в годовом ходе, полученные с помощью дистанционного зондирования. Погрешности определения глубины в данном исследовании оказались большими, что авторы объясняют ошибками дистанционного зондирования и допущениями озерной модели. В работах Догановского [65, 66] используется информация о происхождении и возрасте озер. Метод Догановского основан на нахождении статистических зависимостей объема озера (а значит, и его глубины) от площади его поверхности. Построены статистические зависимости для различных территорий, различающихся по геологическому происхождению озер. Метод имеет высокую надежность для озер среднего размера (более 10 км²) и практически не применим для озер меньшего размера, но пока разработан только для небольших территорий, далее в тексте мы ссылаемся на него как на «улучшенный геоморфологический» метод. В работе

Кондратьева [67] было предложено использовать геологическое происхождение для косвенной оценки глубин озер.

Кроме того, существует множество исследований посвященных оценкам глубин озер и характеристикам прозрачности на основе количества питательных веществ и / или минерализации и типе почвы окружающего ландшафта [68, 69]. К сожалению, использовать эти исследования в нашей работе сложно, так как количество питательных веществ также трудно определить с большой точностью без прямых измерений. Кроме того, в разных исследованиях предлагаются свои индивидуальные методы для различных параметров, основываясь на статистике для конкретной территории земного шара, и эти результаты еще необходимо обобщить. Следовательно, результирующие глобальные карты глубин озер, которые могли бы быть построены с помощью таких оценок, имели бы низкую точность.

Приходится признать, что исследований, посвященных изучению пространственного распределения морфометрических характеристик озер, которые важны для гидродинамических моделей прогноза и климата, очень немного (хотя круг поиска литературных источников включал также смежные с метеорологией науки о земле, такие как гидрология и геология). Гидрологические исследования в большей степени заинтересованы в изучении конкретного водного объекта, чем в обобщении характеристик разных объектов, особенно морфометрических. В геологии исследования в большинстве своем посвящены составу и происхождению земной толщи без связи с факторами образования озерных котловин.

Самыми перспективными для дальнейшего применения были выбраны «улучшенный геоморфологический» и «географический» методы. В ходе работы были использованы результаты именно этих исследований. Более подробное их описание приведено далее.

2.2.1 «Улучшенный геоморфологический» метод (автор – А.М. Догановский)

Описание метода

В основу «улучшенного геоморфологического» метода определения закономерностей пространственного распределения озерных котловин А.М. Догановского положено естественное предположение о том, что котловины одного и того же происхождения, одинакового возраста, должны иметь схожие относительные размеры [65, 66]. Например, котловины тектонического происхождения являются более глубокими, чем ледникового, а их формы ближе к конусу и параболоиду. Карстовые котловины относительно глубоки, но невелики по площади, а котловины эолового происхождения имеют небольшие глубины.

В настоящее время метод разработан автором для некоторых регионов бывшего СССР, разработки продолжаются. Опишем метод на примере Северо-Запада России. Для оценок объемов воды (W_0) и средних глубин (h_{cp}) озер применялся статистический подход. Характеристики были проанализированы для большого количества изученных озер, расположенных в различных физико-географических условиях. При этом были выделены районы, в которых котловины считались генетически однородными. Автор выделил западную часть Карелии и большую часть Кольского полуострова (рисунок 2.1) и отнес к I району возвышенность с отметками более 100 м абс., а ко II району восточную низменную часть региона. В этих районах котловины озер генетически принадлежат соответственно к ледниково-тектоническому и ледниково-аккумулятивному типам. Более южный III район автор ограничил главным моренным поясом, являющимся зоной максимальной ледниковой аккумуляции. Это зона, которая представляет собой цепь холмисто-моренных возвышенностей с абсолютной высотой, как правило, более 100 м (Андомская, Вепсовская, Валдайская и другие возвышенности). Для нее также характерен ледниково-аккумулятивный тип озер. Области II и III принадлежат к зоне поздневалдайской ледниковой

морфоскульптуры. Еще южнее расположен IV район с более низкими отметками местности. Здесь находится область распространения более древних озер ледникового происхождения, связанных с Московским оледенением. Южную границу области автор провел по Московско-Смоленской возвышенности. Далее на юг размеры и количество озер резко уменьшаются, так как это – область еще более древнего Днепровского оледенения.

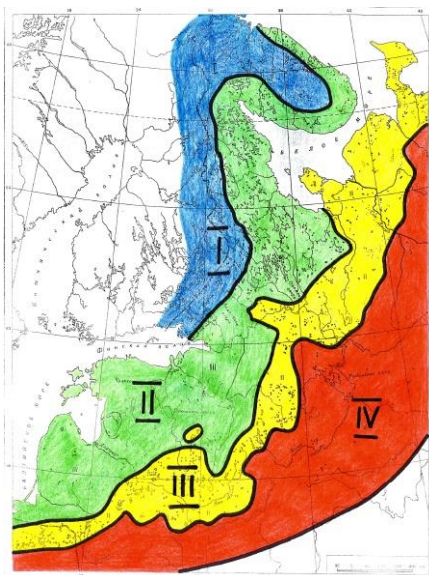


Рисунок 2.1 – Карта районирования Северо-Запада России по «улучшенному геоморфологическому» методу. Римскими цифрами обозначены номера районов [65]

Для каждого из этих районов были построены зависимости $W_0=f(F_0)$, где F_0 – площадь озера. Зависимости представлены на рисунке 2.2.

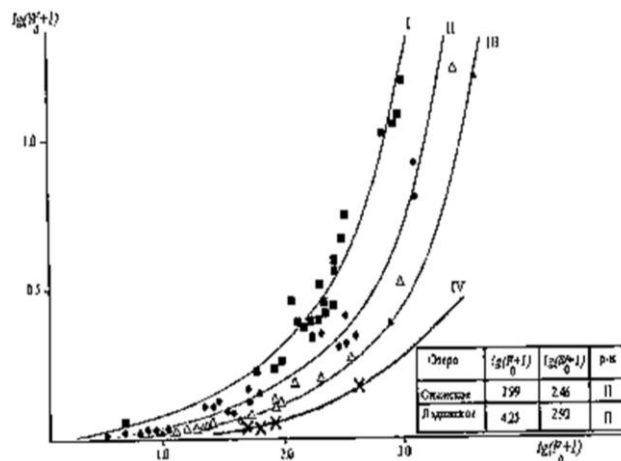


Рисунок 2.2 – Зависимость объемов воды в озерах (W_0) от их площади (F_0) для разных условий происхождения котловин Северо-Запада России. Римскими цифрами обозначены номера районов [65]

Кривые соответствуют перечисленным выше однотипным районам Северо-Запада России. Эти зависимости были аппроксимированы уравнением типа:

$$y = ax^m \cdot e^{x-1}, \quad (2.1)$$

где $y = lg(W_0+1)$;

W_0 – объем озера, км³;

a – параметр, зависящий от геометрических размеров котловин, характерных для района;

$x = lg(F_0+1)$;

F_0 – площадь поверхности озера, км²;

m – параметр, зависящий от геологических особенностей районов.

Величина a больше, а m , наоборот, меньше в районах, где в формировании котловин преобладают эндогенные процессы (в противоположность экзогенным).

Параметр a косвенно также зависит от высоты местности. Значения параметров a и m для рассмотренных районов Северо-Запада России приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Значение параметров a и m в формуле (2.1).

Римскими цифрами обозначены номера районов [65]

№ района	a	m
I	0.07	0.90
II	0.03	1.10
III	0.02	1.12
IV	0.01	1.13

С помощью графика и формулы можно приближенно получать значения объемов воды и средних глубин для неизученных озер при известных значениях их площади [65].

В «улучшенном геоморфологическом» методе произведено очень тщательное, с учетом многих факторов, разделение на районы с генетически однородными котловинами. К сожалению, метод не применим для озер с площадью водной поверхности менее 10 км². Метод находится в стадии разработки, и в настоящее время результаты опубликованы только для некоторых территорий.

Применение метода в данной работе

В наших разработках «улучшенный геоморфологический» метод был использован для территории Северо-Запада России – западной части Карелии и большей части Кольского полуострова (см. рисунок 2.1). На этой территории данный метод считался приоритетным. Из формулы (2.1) была выведена рабочая формула для определения средней глубины h_{cp} неизученных озер при известных значениях их площади F_0 :

$$h_{cp} = \frac{1000 \cdot \left\{ \exp \left[\frac{a}{e \cdot (\ln 10)^{m-1}} \cdot (\ln(F_0 + 1))^m \cdot (F_0 + 1)^{1/\ln 10} \right] - 1 \right\}}{F_0} . \quad (2.2)$$

Метод применялся к озерам с площадью не менее 20 км². «Фоновые» глубины вычислялись с его помощью, а к другим способам обращались лишь в том случае, где с помощью этого метода их нельзя было получить.

2.2.2 «Географический» метод С.П. Китаева

Описание метода

«Географический» метод С.П. Китаева основан на использовании географической зональности [63]. Основы географической зональности почв были заложены еще в 1883 году В.В. Докучаевым, который указывал, что «та же зональность, тот же всемогущий закон природы весьма резко выражен и в морях, и в океанах, и в реках». В данном методе этот подход использует и для озер.

К настоящему времени в трех природных зонах Европы и Америки, а именно в тундре, тайге и в смешанном лесу, достаточно полно изучено уже большое количество озер. Это позволило Китаеву выявить зональную закономерность распространения озер и оценить их морфологические признаки [63].

Природными зонами, или географическими поясами называются природные комплексы, широкими полосами простирающиеся в широтном направлении и сменяющие друг друга от экватора к полюсам. Это экваториальный, два субэкваториальных, два тропических, два субтропических, два умеренных, два субполярных (субарктический и субантарктический) и два полярных (арктический и антарктический) пояса. Между собой они отличаются количеством тепла, которое получает поверхность, преобладающими воздушными массами и господствующими ветрами [70].

Каждая природная зона характеризуется определенным климатом, почвами, растительностью, животным миром. Распределение природных зон в горах подчинено высотной поясности. В Приложении А приведено краткое описание природных зон, а именно тундры, тайги и смешанного леса, результаты исследований для которых использовались в диссертационной работе.

С.П. Китаев представил результаты статистического исследования в виде ряда таблиц. Необходимая для нашего исследования информация сведена в таблице 2.2, где представлена зависимость средней глубины озера от его площади для различных природных зон. Необходимо отметить, что «географический» метод имеет невысокую точность и дает хорошие результаты в основном для малых по площади озер.

Таблица 2.2 – Зависимость средней глубины озера, м от его площади для различных природных зон [63]

Площадь озера, км ²	Тундра	Северная тайга	Средняя тайга	Смешанный лес
< 1.0	1.93	4.67	3.90	5.49
1.0 – 5.0	3.14	4.83	4.02	5.67
5.0 – 10.0	4.96	4.05	5.48	5.92
10.0 – 50.0	6.23	5.19	6.37	5.40
> 50.0	3.50	10.35	6.21	6.37

Применение метода в нашей работе

«Географический» метод использовался по всей территории бореальной зоны, где это возможно, но имел самый низкий приоритет (если ни одним из других методов оказалось невозможно определить «фоновую» глубину озера). Забегая

вперед, отметим, что исключение составил регион, принадлежащий к Евразийской плите, чехлу палеозойской платформы с терригенными четвертичными отложениями на осадочных породах. Там было решено считать определение «фоновой» глубины озер «географическим» методом приоритетным – использовать в первую очередь, так как в этом регионе севернее 50° с.ш. (большая часть региона) распространены хорошо развитые постмерзлотные озера, для определения глубин которых «географический» метод и был разработан в первую очередь.

Метод, разработанный С.П. Китаевым, использовался для бореальной зоны. Северной границей бореальной природной зоны считается Северный полюс. Южная граница бореальной зоны в северном полушарии была проведена следующим образом: i) для Северной Америки границей была выбрана широта 30°; ii) для Европы (западнее 40° меридиана) – широта 50°; iii) для Азии (восточнее 40° меридиана) – широта 40°.

Для определения границ климатических зон в качестве рабочей была выбрана карта «Типов природных ландшафтов суши земного шара (по зональным особенностям)» из Физико-географический атлас мира.

Из легенды рабочей карты были выбраны те типы ландшафтов, которые соответствуют природным зонам, используемым в «географическом» методе. Соответствие приведено в таблице 2.3.

Для деления тайги на северную и среднюю, чтобы соответствовать природным зонам «географического» метода, использовался широтный принцип. Часть тайги, лежащую выше северного полярного круга, а именно 67° с.ш., было решено считать северной, а часть, лежащую ниже – средней. С.П. Китаев не учитывал в своем анализе районы высотной поясности, что в значительной мере сократило территорию применения метода, однако и избавило от некоторой

неоднозначности, которая возникает при определении климатической зоны возвышенностей.

Таблица 2.3 – Типы ландшафтов на карте мира «Типы природных ландшафтов суши земного шара (по зональным особенностям)», соответствующие природным зонам, используемым в «географическом» методе

Природная зона	Климатический пояс	Номер на карте	Тип ландшафта
тундра	Арктический	2	Арктические тундры
тундра	Арктический и субантарктический	3	Мохово-травяные тундры океанического климата
тундра	Арктический и субантарктический	4	Мохово-лишайниковые (типичные) тундры умеренного континентального климата
тундра	Арктический и субантарктический	5	Кустарничковые и кустарниковые тундры континентального климата
тундра	Арктический и субантарктический	6	Темнохвойные редколесья умеренного континентального климата
тундра	Арктический и субантарктический	7	Светлохвойные редколесья континентального климата
тайга	Умеренный	9	Западно-приокеаническая тайга
тайга	Умеренный	10	Восточно-приокеаническая тайга
тайга	Умеренный	11	Темнохвойная тайга умеренно континентального климата
тайга	Умеренный	12	Темнохвойная тайга континентального климата

Продолжение Таблицы 2.3

Природная зона	Климатический пояс	Номер на карте	Тип ландшафта
тайга	Умеренный	13	Светлохвойная тайга континентального и резко континентального климата
смешанный лес	Умеренный	14	Западно-приокеанические хвойные и смешанные леса
смешанный лес	Умеренный	15	Восточно-приокеанические смешанные муссонные леса
смешанный лес	Умеренный	16	Смешанные (хвойно-широколиственные) леса умеренно-континентального климата
смешанный лес	Умеренный	17	Мелколиственные леса умеренно континентального климата
смешанный лес	Умеренный	18	Смешанные (хвойно-мелколиственные) леса континентального климата

Была произведена экспресс-проверка «географического» метода на материале глобальной базы данных о глубинах озер GLDBv1 (при этом, следуя С.П. Китаеву, из анализа были исключены озера, принадлежащие к районам, лежащим в высотной поясности). Для каждой природной зоны из GLDBv1 была набрана статистика по средней глубине озер в зависимости от площади. Сравнивались статистические зависимости по данным С.П. Китаева и, построенные на материале GLDBv1.

По результатам сравнения (и с учетом количества данных в GLDBv1) было принято следующее решение: i) для природных зон тундры и северной тайги использовать результаты «географического» метода, так как для этих природных зон в GLDBv1 недостаточно данных; ii) для природных зон средней тайги и смешанного леса использовать скорректированные по данным из GLDBv1 результаты, так как для этих природных зон в GLDBv1 оказалось достаточно данных для получения уверенной статистики. Статистические зависимости были аппроксимированы рабочими уравнениями, которые после устранения неоднозначностей возникавших при больших значениях площадей озер, имеют окончательный вид, приведенный в таблице 2.4.

Таблица 2.4 – Рабочие уравнения «географического» метода для различных природных зон

Природная зона	Граничное условие	Рабочая формула
тундра	$F_0 \leq 10^7 \text{ км}^2$	$h_{cp} = 2.6294 \cdot F_0^{0.1629}$, (2.3)
северная тайга	$F_0 \leq 200 \text{ км}^2$	$h_{cp} = 4.22 \cdot e^{0.0112 \cdot F_0}$, (2.4)
средняя тайга	$F_0 \leq 10^4 \text{ км}^2$	$h_{cp} = 5.2548 \cdot F_0^{0.2059}$, (2.5)
смешанный лес	$F_0 \leq 200 \text{ км}^2$	$h_{cp} = 0.0009 F_0^2 + 0.0746 F_0 + 5.7474$, (2.6)
где h_{cp} – средняя глубина озера, м; F_0 – площадь водной поверхности озера, км².		

2.2.3 Вычисление площадей озер с использованием пиксельной карты мира

Для использования «улучшенного геоморфологического» и «географического» методов необходимо знание площади озера F_0 . Для применения этих методов для бореальной зоны необходимо знать площадь каждого озера на

этой территории. Площадь каждого из озер F_0 была посчитана с помощью суммирования площадей пикселей с растровой карты GLDBv1. Площадь S каждого пикселя размером 30'' в широтно-долготной проекции:

$$S = 0.86 \cdot \cos \varphi, \quad (2.7)$$

где 0.86 – площадь пикселя на экваторе Земли, км²;

φ – широта, °.

2.3 Физико-географические основы для оценивания глубин озер

Для оценивания глубин озер, для которых измерения не проводились, необходимо было изучить цикл жизни озер, типы озерных котловин, различные классификации озер. Эти сведения составили физико-географические основы для дальнейшей разработки методики оценивания. Приведем здесь некоторые из них.

2.3.1 Типы озерных котловин

Озеро – это более или менее значительная по объему масса воды, занимающая понижение в рельефе суши, не имеющая непосредственного соединения с морем [70].

Озера заполняют котловины, которые имеют разный генезис [59]. Современные котловины водоемов являются результатом преобразования в процессе эволюции первоначальных депрессий, образовавшихся в земной коре, или емкостей, образованных естественным или искусственным путем, которые могут удерживать воду. Эти депрессии и емкости образуются под действием большого количества разнообразных причин, включающих климатические, геологические, морфологические факторы [59]. На формирование озерных котловин влияют

тектоническая активность, вулканизм, оползни, ледниковые процессы, карст и суффозия, флювиальные, эоловые и береговые процессы, аккумуляция органогенных отложений, подпруживание водотоков человеком или бобрами и падение метеоритов [59]. Древнейшие и самые глубокие из ныне существующих озер возникли под влиянием тектонической активности, однако большинство озер образовалось благодаря ледниковым процессам. Тем не менее, роль других перечисленных факторов тоже немаловажна.

Действие факторов, формирующих озерные котловины, осуществляется одновременно или последовательно – один за другим, что и приводит к формированию котловин, чрезвычайно разнообразных как по своей форме, размерам, так и местоположению [59]. Котловины, независимо от того, как они образовались, в дальнейшем развиваются под воздействием речной эрозии и аккумуляции, абразионной деятельности волн, снежного и ледяного покровов, течений, растительного и животного мира водоема и др. [71].

Озерные котловины наряду с простыми почти правильными воронкообразными формами имеют сложные и даже причудливые формы. Не менее разнообразны очертания котловин в плане: от округлых, вытянутых до неправильно лопастных, изогнутых и др. В широком диапазоне колеблются и размеры котловин. Площади поверхности и объем крупнейших котловин достигают сотен тысяч квадратных километров. При этом в горных районах глубины котловин могут достигать сотен метров, в то же время в полупустынных и пустынных районах глубины даже очень больших котловин могут составлять всего несколько десятков сантиметров. Все факторы, первоначально действующие при формировании котловин, можно разделить на три основные группы: эндогенные (внутренние), экзогенные (внешние), антропогенные (человеческая деятельность).

Под эндогенными факторами понимают процессы, происходящие внутри земной коры и вызывающие ее движение. Таким образом, образуются трещины в земной коре – рифты, синклинали (вогнутые складки), грабены (оседание участка земной поверхности вдоль системы вертикальных трещин) и т.п. Перечисленные процессы образуют тектонические (а также рифтовые – озеро Байкал) котловины. Благодаря вулканической деятельности образуются кратеры вулканов, а кратеры потухших вулканов представляют собой вулканические котловины.

Экзогенные факторы действуют на поверхности земли и к ним относятся: водная эрозия, движение ледника, ветровое и морозное выветривание, карст, термокарст, запруды разного происхождения, образовавшиеся естественным путем, изменение речных русел, морских заливов и т.п. Под действием этих факторов образуются:

i) эрозионные котловины – связанные с размывающей деятельностью речных вод (например, старицы – небольшие котловины, образовавшиеся в поймах рек при отшнуровывании излучин от главного русла; плесовые котловины – представляющие собой разобщенные в межень плесы пересыхающих рек); ледниковые котловины – образовавшиеся при движении древних ледников, когда произошло выпахивание поверхности земли; аккумулятивные котловины – образовавшиеся среди моренных отложений при отступании ледника, или моренные котловины – образовавшиеся при движении современных ледников; каровые котловины – образуются благодаря деятельности горных ледников, формируются в карах (циркообразные углубления в горах);

ii) просадочные (суффозионные) котловины – образуются в районах, где подземные воды вымывают из почв некоторые соли, растворяют их, почва оседает, образуя котловину; карстовые котловины – образуются в районах распространения горных пород подверженных растворению; термокарстовые котловины – образуются при протаивании многолетнемерзлых пород и их оседании; завальные

котловины – возникают в результате горных обвалов, перегородивших речные долины;

iii) эоловые котловины (котловины выдувания) – образуются под действием ветра;

iv) вторичные котловины – образуются на месте зарастающих озер и на болотах; лиманы и лагуны – образуются вследствие отчленения от морей и крупных озер, пересыхающих заливов и бухт и при затоплении устьев рек;

v) метеоритные котловины – возникают в результате падения метеоритов, образующих углубления в земной поверхности.

Антропогенные факторы – это результат действия человека. Котловины антропогенного происхождения образуются при возведении подпорных сооружений на реках, в первую очередь для образования водохранилищ (долинные котловины – включают часть речной долины, которая служит им ложем; русловые котловины – находятся в пределах русла и низкой поймы реки), или для создания искусственных углублений в земной поверхности при разработке карьеров для строительных целей (искусственно вырытые котловины – наливные), или для образования прудов [59].

Заполненная водой впадина в отличие от впадин, не занятых водой, имеет закономерно построенный рельеф. Форма озерных котловин под действием воды теряет свой первоначальный вид – склоны становятся пологими, дно ровным, откосы четкими [59].

Более подробные сведения об озерных котловинах приведены в приложении Б.

Поскольку процессы формирования этих котловин часто зависят от местных условий, озера концентрируются в определенных районах, например, в Озерном округе на северо-западе Англии, озерном районе в Австрии или в обширном поясе озер, охватывающем штаты Миннесота, Висконсин и Мичиган. Озера в целом

занимают лишь около 4.0% поверхности суши [59], но расположены крайне неравномерно.

2.3.2 Эволюция котловин и цикл жизни озер

С заполнением котловин водой, т.е. образованием озер и водохранилищ, начинается преобразование котловин. Меняются их размеры, очертания, форма. К основным факторам преобразования относятся: отложение наносов, принесенных реками (заиление), разрушение берегов и образование береговых отмелей, поступление твердых частиц принесенных ветром, химические и биологические процессы, протекающие в воде, и др. Интенсивность этих процессов определяется главным образом климатическими факторами, которые определяют водность периода, режим наполнения водоема, деятельность ветра, термический режим. Важное значение также имеют первоначальное строение котловин, размеры и состав грунтов водосборных площадей. Для водохранилищ важным фактором является режим его работы. Чем раньше образовался водоем, чем продолжительнее период его эволюции, тем большим изменениям подверглась котловина [59].

На протяжении своего существования водоемы претерпевают сложные изменения – не только внешние, но и внутренние. По аналогии с живыми организмами исследователи выделяют в их жизни периоды юности, зрелости, старости и угасания. Более подробные сведения о цикле жизни озер приведена в приложении В. Следует заметить, что преобразование котловин происходит и в настоящее время. При этом постоянно возникают новые котловины, а старые исчезают (заиление, уменьшение водности, антропогенные факторы) [59].

2.3.3 Различные классификации озер

Существует несколько типов классификации озер: по характеру котловин, по водному режиму, по химическому составу, по термическим особенностям и др. В приложении Г рассмотрен каждый из этих типов.

В нашем исследовании использовалась классификация по химическому составу воды – озера разделялись на пресные и минеральные (солёные), данные о них хранятся в основном и дополнительном Списках соответственно. По характеру озерных котловин были выделены кратерные озера и кальдеры, а также озера искусственного происхождения и водохранилища. Для них были сформированы отдельные списки. При анализе ошибок моделирования для выделения озерных режимов мы опирались на классификацию озер по их термическим особенностям, а именно классификации С.В. Рянжина, который разделил все озера на три класса, используя главный критерий – отношение экстремальных в годовом цикле температур к 4°C : холодные озера ($t^{\circ}_{\text{max}} < 4^{\circ}\text{C}$), теплые ($t^{\circ}_{\text{min}} > 4^{\circ}\text{C}$), умеренные ($t^{\circ}_{\text{min}} < 4^{\circ}\text{C} < t^{\circ}_{\text{max}}$) [59].

2.3.4 Термический режим озер

При анализе ошибок моделирования для выделения озерных режимов мы опирались также на сведения о термическом режиме озер. Озера и водохранилища, расположенные в различных частях земного шара, нагреваются и охлаждаются по-разному, различна и температура воды, ее режимные характеристики. Многие озера и водохранилища зимой покрываются ледяным покровом, время существования которого во многом определяется широтой местности и высотным положением водоемов.

Особенности нагревания и охлаждения различных водоемов, расположенных в разных физико-географических зонах, в результате поступления и отдачи тепла через водную поверхность и перераспределения его в водной массе, отражаются в

формировании разных типов термического режима. Термический режим, связанный в первую очередь с характером изменения температуры воды по глубине (термическая стратификация), образует годовой термический цикл [59].

Продолжительность периодов существования той или иной стратификации, момента их наступления зависит от времени года, географической широты местности, а также от объема водной массы озер и водохранилищ и особенностей морфологии их котловин [59].

2.4 Выделение областей с различным геологическим происхождением озер

Для оценивания глубин озер вначале нами были выделены геологически однородные (с точки зрения происхождения озер) регионы.

Для нахождения территорий с гомогенным происхождением озер использовались некоторые из геологических карт мира, а также тектоническая карта мира. При выделении областей, однородных с точки зрения факторов, влияющих на происхождение озер, применялся «восходящий» принцип – сначала использовалась информация о самых глубоких слоях земной коры (литосферные плиты и платформы), затем рассматривались менее глубокие слои (четвертичные отложения) и последней – информация о поверхности (горные породы и мерзлота). Некоторые сведения о внутреннем строении Земли, использованные нами для первичного деления территории приведены в приложении Д.

2.4.1 Материковые плиты и основные структурные элементы земной коры

Л и т о с ф е р н ы е п л и т ы

Для первичного деления территории была использована тектоническая карта мира. Были выделены как крупнейшие литосферные плиты, так и плиты среднего размера, а именно: Северо-Американская и Южно-Американская плиты (входящие

в Американскую плиту), Евразийская плита, Африканская плита, Аравийская плита (Аравийский субконтинент), Индостанская и Австралийская плиты (входящие в Индоавстралийскую плиту), Карибская и Иранская плиты. Кроме того, отдельно рассматривалась область Атлантического океана с корой океанического типа, поднятой над уровнем моря – Исландия. Исландия – это остров, расположенный на гребне Северо-Атлантического глобального тектонического шва, вдоль которого происходит расхождение Северо-Американской и Евразийской литосферных плит.

Основные структурные элементы материковой земной коры

Литосферные плиты очень велики, поэтому для вторичного деления использовались более мелкие структурные элементы земной коры, а именно платформы (щиты и чехлы) и складчатости, а также лавовые плато, внутриконтинентальные рифты и разломы. Некоторые сведения о них приведены в приложении Д.

2.4.2 Отложения последнего геологического периода (четвертичные отложения)

Следующий, третий этап деления – выделение определенного типа четвертичных отложений. Четвертичные отложения покрывают более древние породы, которые обнажаются в долинах рек, балках, оврагах, карьерах. Отложения играют важную роль в образовании почв, формировании ландшафтов являются ресурсами для строительной промышленности.

Карта четвертичных отложений дает представление о происхождении отложений последнего геологического периода (четвертичных отложений) определенного состава. Наиболее важными в геологическом происхождении озер являются процессы деятельности ледников и их таяния, поэтому для более подробного деления выделялись ледниковые (g), флювиогляциальные (f) и морские

(m) (включающие ледниково-морские) четвертичные отложения. На прочие четвертичные отложения, сформировавшие остальную территорию земной поверхности, далее в тексте ссылкой будет «терригенные». Более подробные сведения о ледниковых, флювиогляциальных, морских и ледниково-морских отложениях, а также о четвертичных отложениях в целом, приведены в приложении Е.

2.4.3 Горные породы и вечная мерзлота

Было также важно учесть, из каких горных пород сложены элементы земной коры. На этом был основан четвертый этап деления. Основные сведения о магматических (кристаллических) и осадочных горных породах, а также о горных породах в целом приведены в приложении Ж.

Горные породы – это вещества, слагающие земную кору. Состоят горные породы из минералов, однородных или неоднородных, которые твердо или рыхло соединяются. Нередко они состоят из сцементированных обломков различных пород, иногда с присутствием вулканического стекла. Горные породы сформировались в результате внутриземных или поверхностных геологических процессов [70, 72]. Магматические горные породы образуются из расплавленной магмы при ее остывании и затвердевании. Осадочные породы образуются только на поверхности земной коры в результате оседания под действием силы тяжести и накопления осадков на дне водоемов и на суше.

Щиты докембрийских платформ, лавовые плато и Исландия сложены магматическими горными породами. Разломы и рифты приурочены к магматическим горным породам. Глубину озер разломного происхождения без измерения оценить очень сложно. Платформенный чехол – это преимущественно неметаморфизованные осадочные породы, залегающие на кристаллическом фундаменте платформы. Чехлы докембрийских, палеозойских и мезозойских

платформ (области с осадочными отложениями), области байкальской и каледонской складчатости, герцинской, мезозойской и кайнозойской (альпийской) складчатости состоят преимущественно из осадочных горных пород.

Собственно геологические карты являются по содержанию стратиграфическими картами вглубь до четвертичных пород.

С помощью собственно геологической карты мира были выделены области магматических (кристаллических) горных пород, территория без магматических пород считалась покрытой осадочными породами.

Также учитывалась информация о наличии / отсутствии вечной мерзлоты. Информация о южной границе вечной мерзлоты и связанных с ней криогенных форм была получена из геоморфологической карты мира, которая в целом, показывает основные типы рельефа и его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста.

2.5 Методика и результаты оценивания глубин озер

2.5.1 Обработка картографической информации

Для дополнения базы данных о глубинах озер GLDBv1 [15, 55] косвенными оценками средней глубины вначале были выделены геологически однородные регионы, а затем в выделенных регионах были оценены глубины озер. Исследование проводилось сначала для бореальной природной зоны (границы ее приведены в подпункте 2.2.2), а затем и для остальной части земного шара. Были выпущены версии базы GLDBv2 [62] и GLDBv3 соответственно.

Для выделения регионов, однородных с точки зрения геологического происхождения озер, использовались как тектоническая, так и различные геологические карты мира (см. предыдущий пункт 2.4). Информация, использованная с каждой карты, приведена в таблице 2.5.

Таблица 2.5 – Карты мира, использованные для выделения регионов, однородных по геологическому происхождению озер, и полученная из них информация

Тип карты	Информация
тектоническая	различные литосферные плиты; щиты докембрийских платформ; чехлы докембрийских, палеозойских, мезозойских платформ; области байкальских и каледонских, герцинских, мезозойских и кайнозойских (альпийских) складчатостей; области с корой океанического типа, поднятой над уровнем моря; лавовые плато; внутриконтинентальные рифты; разломы (зоны шириной в 1° вокруг линии разлома)
собственно геологическая	магматические (кристаллические) горные породы (считалось, что там, где этих горных пород нет, находятся области осадочных горных пород)
геоморфологическая	южная граница вечной мерзлоты (считалось, что северная граница вечной мерзлоты – это Северный полюс)
четвертичных отложений	ледниковые, морские и флювиогляциальные четвертичные отложения (области без этих четвертичных отложений считаются областями терригенных четвертичных отложений)

Оцифровка контуров интересующих районов на картах была произведена с помощью инструментов географических информационных систем. Форма оцифрованной информации – векторная, каждый контур – многоугольник (полигон) представлен в виде координат его вершин.

2.5.2 Области с различным геологическим происхождением озер

Далее необходимо было скомпоновать все имеющиеся материалы. Для этого был разработан автоматический метод. Графическая его иллюстрация представлена на рисунке 2.3. Данные о контурах геологических областей и о расположении озер компоновались вместе, то есть объединялись векторная и растровая (или текстовая, для Списка озер) информация. Учитывалось, что в реальности (географически) пересечений некоторых контуров не существует, хотя математически они возможны. Например, на океанической плите нет терригенных четвертичных отложений. Следовательно, пересечений соответствующих контуров не существует, и целый класс результирующих контуров можно сразу исключить из рассмотрения. Кроме того, для некоторых результирующих контуров отсутствуют данные об озерах из GLDBv1. Такие случаи также сразу исключались из рассмотрения, так как в этих регионах, на основе имеющихся данных, невозможно сделать никакого предположения о типичной глубине озер. Для реализации метода нами был разработан программный комплекс на языке программирования Fortran90.

Входными данными для работы программного комплекса послужили как уже имеющаяся в GLDBv1 информация, так и оцифрованные контуры – границы районов. Для того, чтобы в дальнейшем удобно было провести статистический анализ, обработка контуров производилась дважды: с данными о расположении озер, полученными из Списка озер и с данными пиксельной карты.

Информация обрабатывалась следующим образом. Координаты – широта и долгота – каждого озера из Списка озер (при условии присутствия информации о средней его глубине) использовались для определения: литосферной плиты и геологической платформы, на которых оно находится; наличия мерзлоты, определения типа четвертичных отложений и горных пород, которые присутствуют в месте, где расположено озеро. По результатам этой обработки

получались географические районы – пересечения контуров, то есть геологически однородные регионы. Они считались регионами с однородным геологическим происхождением озер.

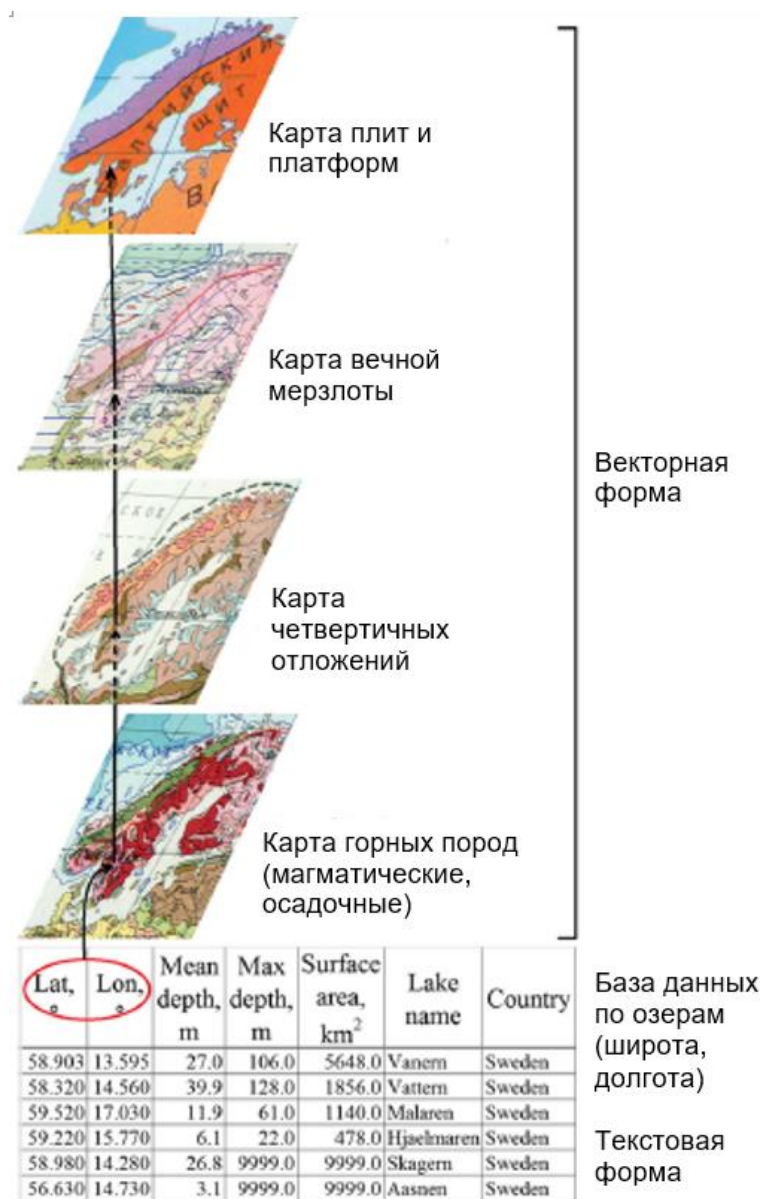


Рисунок 2.3 – Графическая иллюстрация автоматического метода компоновки материала

Алгоритм обработки информации по озерным пикселям электронной карты аналогичен. Координаты – широта и долгота – каждого озерного пикселя (при условии присутствия информации о глубине, статус 3) использовались для определения, в каком геологически однородном регионе находится данный пиксель.

В результате было определено, что можно выделить 374 региона с однородным геологическим происхождением озер: 141 регион в бореальной зоне, и 233 региона в оставшейся части земного шара. Далее контуры этих регионов в векторной форме были получены наложением с помощью программных средств геоинформационных систем. Эти контуры использовались в дальнейшем для визуального анализа.

2.5.3 Статистические оценки

Для определения характерной (типичной) глубины озер для каждого из выделенных регионов набиралась и анализировалась статистика из GLDBv1. Перед статистическим анализом Список озер был дополнен новыми данными о приблизительно 500 озерах бореальной зоны и 1000 озер оставшейся части земного шара, а также 50 солеными озерами и бессточными бассейнами. При анализе статистики на основе Списка озер для бореальной зоны учитывались только пресные, а для остальной части земного шара также и соленые озера.

Для каждого региона были построены гистограммы распределения озер по глубинам на основе Списка озер и для озерных пикселей электронной карты глубин. Распределение озерных пикселей косвенно учитывает площади озер. Строилась эмпирическая функция распределения средних глубин по градациям, указанным в таблице 2.6. Также для каждого региона формировались списки озер, чтобы иметь возможность исключить из анализа озера, имеющие нетипичное для данного региона происхождение. Основное внимание при анализе гистограмм

уделялось максимальным значениям, которые считались наиболее вероятной глубиной озер в выделенных регионах. Если было достаточно данных для статистики, и максимумы гистограмм на основе Списка озер и для озерных пикселей совпадали, то принималось экспертное решение относительно типичной глубины озер в регионе – она равна наиболее вероятной глубине. В случае, если максимумы гистограмм были далеки друг от друга, то использовался фильтр: анализировались дополнительные гистограммы, построенные только по малым озерам, с площадью водной поверхности меньше, чем 200 км². Такое пороговое значение было выбрано исходя из того, что глубина большинства озер крупнее 200 км² измерена, а вот меньших по площади – нет, а ведь именно для них предполагается оценка типичных глубин. Таким образом, для каждого региона были построены четыре гистограммы: две на основе Списка озер и две для озерных пикселей – со статистикой, набранной по всем имеющимся в GLDBv1 озерам и по озерам не крупнее, чем 200 км². После этого принималось экспертное решение о типичной глубине озер региона. Всего было построено и проанализировано для бореальной зоны 564 гистограммы распределения озер по глубинам, а для остальной части земного шара еще 932 гистограммы.

Когда в каком-либо регионе не набиралось достаточно данных для принятия экспертного решения о типичной глубине, использовались либо «географический» метод, который был описан в пункте 2.2, либо метод аналогов, который будет описан ниже в подпункте 2.5.4. «Географический» метод применялся только в бореальной зоне при невозможности использовать другие способы.

2.5.4 Экспертные оценки и метод аналогов

Получившиеся статистические оценки послужили основой для критической экспертной обработки, индивидуальной для каждого получившегося региона. В подавляющем большинстве случаев статистической оценки было достаточно для

принятия уверенного решения относительно типичной глубины. Но были также и случаи, когда в каком-то регионе не набиралось достаточно статистики, и было затруднительно принять уверенное решение. Тогда использовался метода аналогов.

Таблица 2.6 – Градации глубины

Номер градации		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Границы, м	от	0	2	4	6	8	12	16	20	24	30	36	42	58	82	118
	до	2	4	6	8	12	16	20	24	30	36	42	58	82	118	182
Центр, м		1	3	5	7	10	14	18	22	27	33	39	50	70	100	150

Номер градации		16	17	18	19	20
Границы, м	от	182	318	482	718	1282
	до	318	482	718	1282	∞
Центр, м		250	400	600	1000	1600

Метод аналогов заключается в том, что на основе определенных геологических знаний статистики одного региона, достаточные для принятия экспертного решения, распространяются на другой или другие регионы, где статистики оказалось недостаточно. Регионами-аналогами являются: (i) ледниковые, морские и флювиогляциальные четвертичные отложения одной литосферной плиты; (ii) чехлы геологических платформ одной литосферной плиты; (iii) докембрийские щиты разных литосферных плит; и (iv) геологические складчатости одной литосферной плиты. В случае необходимости все однотипные регионы-аналоги можно объединять друг с другом, кроме складчатостей одной плиты, которые можно только сравнивать между собой.

В экспертной оценке также использовались: (i) списки озер для региона; (ii) сведения о географическом местоположении регионов; (iii) средства GoogleMap

для визуальной оценки внешнего вида озера – его формы, цвета, наличия растительности, характерной для региона.

При проведении экспертной оценки возникли случаи, когда принятую нами первую градацию для типичных глубин озер необходимо было скорректировать и изменить типичную глубину озер для региона в зависимости от их внешнего вида (по информации, полученной с помощью карт GoogleMap). Это пришлось делать лишь дважды, при получившейся типичной глубине 1 м (центр первой градации, см. таблицу 2.6). Обычно при глубине 1 м просматривается дно озера, а его середина зарастает макрофитами. Кроме того, озера с такой глубиной обычно пересыхают летом. В рассмотренных нами случаях такого не наблюдалось. Был сделан вывод, что озера немного глубже, и в качестве типичной глубины была выбрана глубина 2 м. Изменение производилось для следующих регионов:

- регион, принадлежащий к Евразийской плите, чехлу Палеозойской платформы 1, с терригенными четвертичными отложениями на осадочных породах, без мерзлоты – также исключительно в данном регионе предпочтение отдается «географическому» методу, так как на его территории находятся озера различные по внешнему виду на картах GoogleMap;
- регион, принадлежащий к Евразийской плите, чехлу Палеозойской платформы 2, с морскими четвертичными отложениями на осадочных породах, без мерзлоты.

В тех случаях, когда экспертную оценку произвести было невозможно, использовался «географический» метод. «Улучшенный геоморфологический» метод применялся только для территории Северо-Запада России – западной части Карелии и большей части Кольского полуострова (см. рисунок 2.1). Метод был разработан именно для этой территории и имел там наивысший приоритет.

Далее приведено несколько примеров экспертной оценки «фоновой» глубины.

В Примере 1 рассмотрим регион, принадлежащий к Американской плите, области Байкальской и Каледонской складчатости, с ледниковыми четвертичными отложениями на магматических (кристаллических) горных породах, без мерзлоты. Местоположение региона представлено на рисунке 2.3 (указано красным на фрагменте карты). Экспертная оценка начиналась с определения общего количества озер и озерных пикселей региона, в данном случае их 17 и 1139 соответственно. Далее давалось краткое географическое описание региона, а именно, что он раздроблен на довольно мелкие кусочки, расположенные на острове Ньюфаундленд и вдоль восточного побережья реки Святого Лаврентия до города Нью-Йорк, США. Затем давалась качественная характеристика озер, попавших в регион, их список представлен в приложении 3. Лишь пять озер имеют глубину большую или равную 10 м, по площади лишь четыре озера крупнее 10 км², в списке имеется одно озеро с неизвестной площадью, в целом преобладают малые по площади озера (до 3 км²). Далее проводился анализ статистики по всем озерам региона – на основе Списка озер и по озерным пикселям на электронной карте. Соответствующие гистограммы для рассматриваемого региона представлены на рисунке 2.4. По гистограмме на основе Списка озер максимум соответствует глубине 3 м, а по пиксельной – 50 м, что объясняется наличием озера, которое частично вошло в регион исключительно на пиксельной карте. По этим гистограммам невозможно принять уверенного решения относительно типичной глубины, так как их максимальные значения далеки друг от друга. Поэтому анализировались дополнительные гистограммы, только для озер не крупнее, чем 200 км². Они представлены на рисунке 2.5. Общее количество озер и озерных пикселей такой выборки в данном регионе равно 17 и 417 соответственно. По гистограмме на основе Списка озер максимум, соответствующий глубине 3 м, сохранился, а по гистограмме для озерных пикселей – изменился и стал соответствовать 7 м. Вторичный максимум гистограммы для озерных пикселей

соответствует глубине 150 м, что объясняется влиянием озера GrandLake, частично вошедшим в регион на пиксельной карте. Окончательно было принято решение, что типичная глубина озер для данного региона равна 7 м. Эта величина является вторичным максимумом гистограмм на основе Списка озер и по озерным пикселям, а также подтверждается максимумом гистограммы по озерным пикселям для озер не более 200 км².



Рисунок 2.3 – Фрагмент карты рельефа мира. Красным выделен регион, рассматриваемый в Примере 1. Физико-географический атлас мира

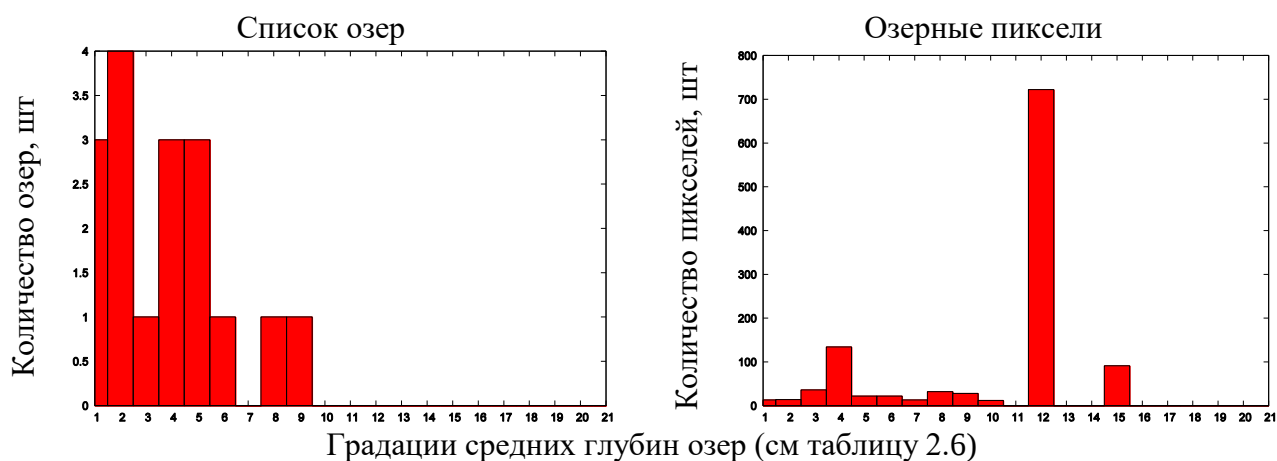


Рисунок 2.4 – Гистограммы распределения озер по глубинам для региона, для Примера 1

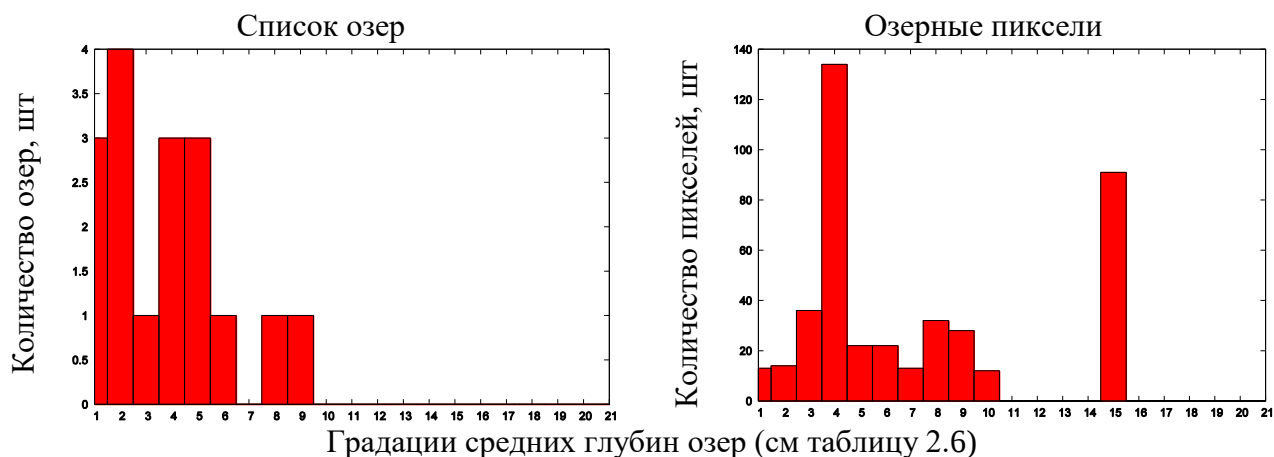


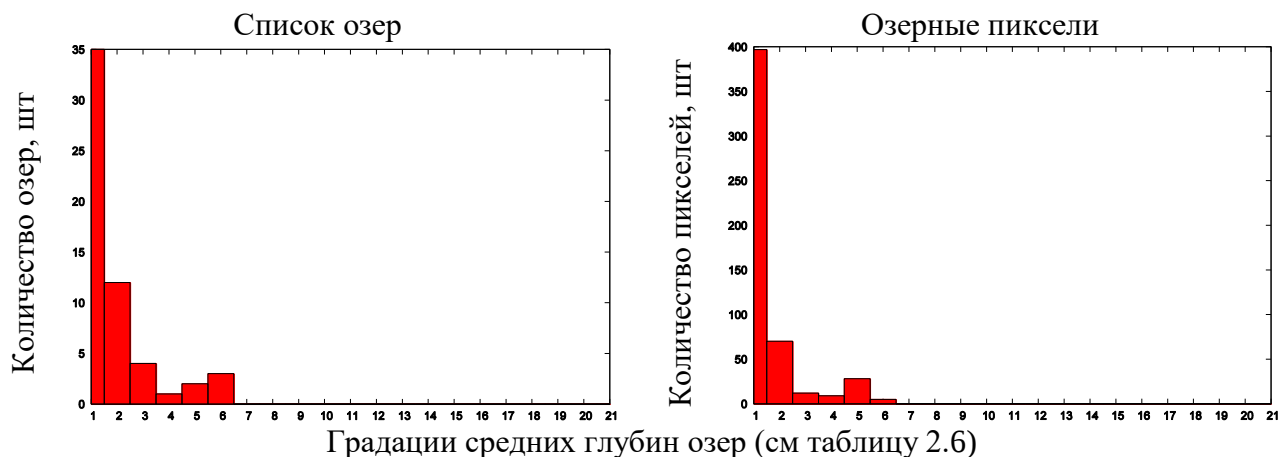
Рисунок 2.5 – Гистограммы распределения озер по глубинам со статистикой, набранной только по озерам не крупнее, чем 200 км² для региона, для Примера 1

В Примере 2 рассмотрим регион, принадлежащий к Евразийской плите, чехлу Палеозойской платформы, с морскими четвертичными отложениями на осадочных горных породах, без мерзлоты. Местоположение региона представлено на рисунке 2.6 (указано красным на фрагменте карты). Для этого региона в GLDBv1 есть 57 озер и 521 озерных пикселей. Регион небольшой, состоящий из нескольких кусочков, часть которых расположена на восточном побережье Великобритании, и часть – на побережье Нидерландов. Список озер, попавших в регион, представлен в приложении И. В целом озера данного региона невелики по площади, хотя есть и огромные (IJsselmeer, Markermeer); преобладают озера с глубиной около 3 м, есть только несколько очень маленьких озер с площадью около 2 км² с глубинами от 10 до 15 м. На гистограммах на основе Списка озер и по озерным пикселям, представленным на рисунке 2.7, максимальная градация соответствует глубине 1 м – 35 озер или 400 пикселей. Дополнительные гистограммы, со статистикой, набранной только по озерам не крупнее, чем 200 км², представлены на рисунке 2.8. При использовании фильтра общий вид гистограмм не изменился. По фильтрованной выборке общее количество озер и озерных пикселей в регионе составило 55 и 521 соответственно. Максимальная градация также соответствует

глубине 1 м. Далее с помощью карт GoogleMap региона производился визуальный анализ озер – изучался их внешний вид. Обычно при глубине 1 м можно увидеть дно озера, а его середина чаще всего зарастает макрофитами. Кроме того, озера с такой глубиной пересыхают летом. На спутниковых снимках и обычных фотографиях GoogleMap для озер данного региона такого не наблюдалось, следовательно, озера должны быть немного глубже, чем 1 м. Поэтому для типичной глубины было выбрано значение 2 м.



Рисунок 2.6 – Фрагмент карты рельефа мира. Красным выделен регион, рассматриваемый в Примере 2. Физико-географический атлас мира



Градации средних глубин озер (см таблицу 2.6)

Рисунок 2.7 – Гистограммы распределения озер по глубинам для региона, рассматриваемого в Примере 2

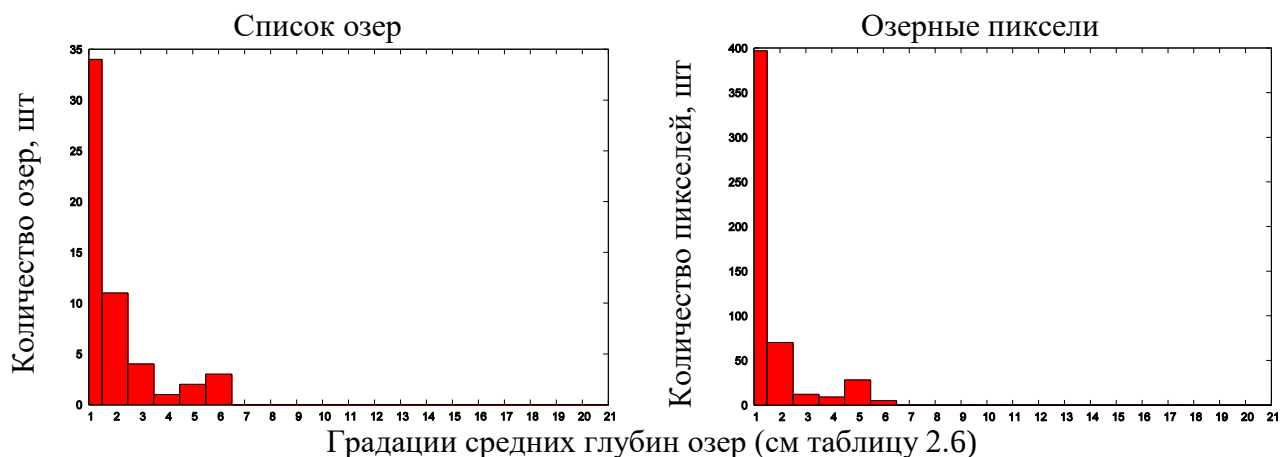


Рисунок 2.8 – Гистограммы распределения озер по глубинам со статистикой, набранной только по озерам не крупнее, чем 200 км² для региона, рассматриваемого в Примере 2

В качестве Примера 3 рассмотрим регион, принадлежащий к Евразийской плите, щиту Докембрийской платформы, с флювиогляциальными четвертичными отложениями на осадочных горных породах, без мерзлоты. Местоположение региона представлено на рисунке 2.9 (указано розовым на фрагменте карты). Для этого региона в GLDBv1 есть 179 озер и 9610 озерных пикселей. Регион невелик и располагается небольшими кусочками на южном берегу Скандинавского полуострова, берегах Ботнического залива и в окрестностях реки Днепр. Список озер, попавших в регион, представлен в приложении К. В целом присутствуют небольшие и неглубокие финские озера площадью около 2 км² и глубиной 3 м, а также несколько маленьких по площади, но более глубоких норвежских озер площадью около 2 км² и глубиной 18 м. Вошло также одно огромное русское водохранилище глубиной около 18 м и несколько шведских озер с неизвестной площадью и средней глубиной равной 7 м. На гистограммах на основе Списка озер и для озерных пикселей, представленных на рисунке 2.10, максимальная градация по озерам соответствует глубине 7 м (95 озер), а по пикселям – 18 м. Различие в максимумах возможно из-за присутствия огромного русского водохранилища или

какого-то другого озера, для которого включена батиметрия. Дополнительные гистограммы, со статистикой по озерам не крупнее, чем 200 км², представлены на рисунке 2.11. Общее количество таких озера и озерных пикселей равно 178 и 2593 соответственно. Из статистики по озерам исключилось лишь одно водохранилище, а статистика по озерным пикселям сильно изменилась и приблизилась к статистике на основе Списка озера. Теперь максимальные градации в гистограммах на основе Списка озера и по озерным пикселям совпадают и соответствуют глубине в 7 м, которая и была принята в качестве типичной.



Рисунок 2.9 – Фрагмент карты рельефа мира. Розовым выделен регион, рассматриваемый в Примере 3. Физико-географический атлас мира

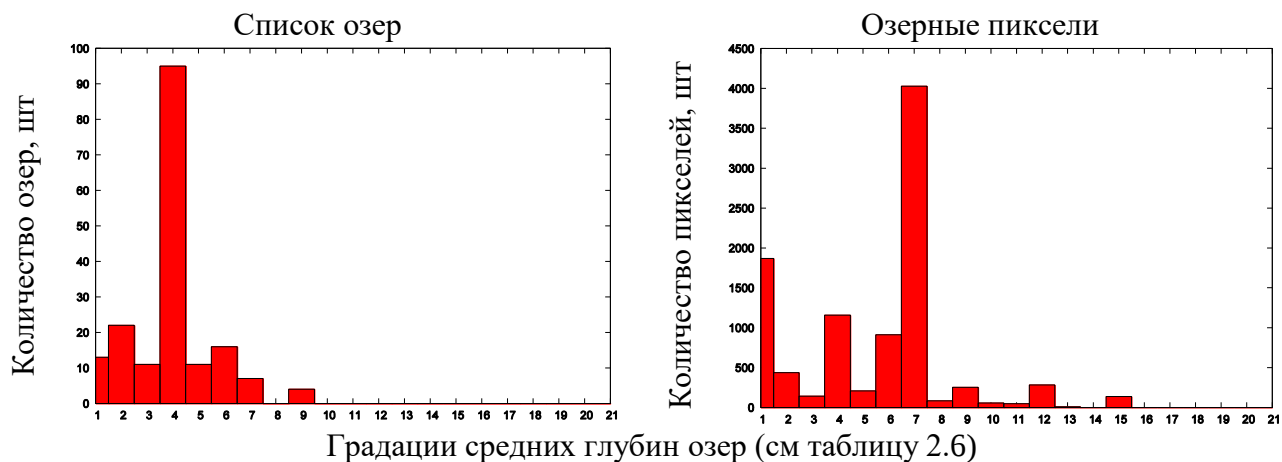


Рисунок 2.10 – Гистограммы распределения озера по глубинам для региона, рассматриваемого в Примере 3

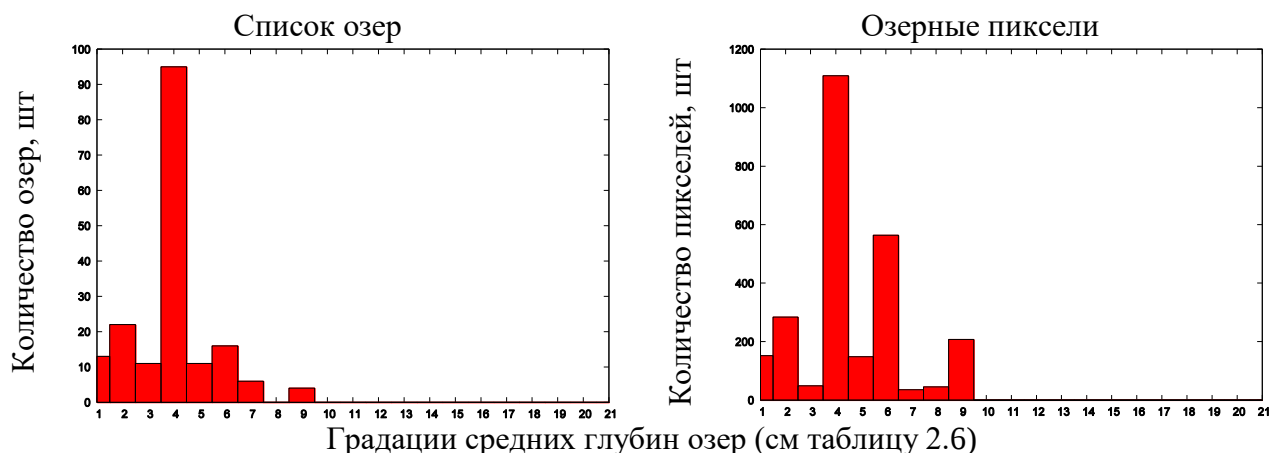


Рисунок 2.11 – Гистограммы распределения озер по глубинам со статистикой, набранной только по озерам не крупнее, чем 200 км² для региона, рассматриваемого в Примере 3

2.5.5 Карта глубин озер, включающая оценки глубин

Была создана новая электронная (пиксельная) карта мира, включающая данные о глубинах пресных, солоноватых и соленых озер, а также косвенные оценки глубин. Сначала к начальной базе были добавлены новые пресные и соленые озера. Были созданы также новые вспомогательные пиксельные карты статусов – закодированной информации о происхождении (а соответственно, и надежности) данных о глубине. В улучшенной версии базы присутствуют соленые озера, для них были введены новые коды:

- озерным пикселям с глубинами, известными из измерений, был присвоен статус 3 (пресное озеро) или 103 (соленое озеро). Для этих пикселей фактическая глубина известна и оценки глубин использовать не нужно;
- озерным пикселям с глубинами, неизвестными из измерений, был присвоен статус 1 (озеро отсутствует в Списке озер, пресных или соленых), или 2 (озеро присутствует в Списке пресных озер, но глубина его неизвестна), или 102 (озеро присутствует в Списке соленых озер, но глубина его неизвестна). Для этих пикселей фактическая глубина не известна и нужно использовать оценки глубин.

Если оценки получить невозможно, то используется «фоновая» глубина 10 м для пресных озер и 5 м для соленых озер;

- отдельно выделялись особые водные объекты – искусственные озера и водохранилища (статус 123), а также кратерные озера и кальдеры (статус 124). Эти объекты нетипичны с точки зрения геологического происхождения озер региона. Для водохранилищ была принята глубина 10 м, а для кальдер – 50 м;

- речным пикселям был присвоен статус 4, глубина для них была принята равной 3 м.

Затем добавлялись оценки глубин. Технически карты оценок глубин компоновались отдельно для бореальной зоны и оставшейся части земного шара. Для бореальной зоны были созданы три новых пиксельных карты с «фоновыми» глубинами озер, вычисленными различными методами – экспертной оценки, «улучшенным геоморфологическим» методом и приспособленным к диссертационной работе «географическим» методом. Для остальной части земного шара была создана новая пиксельная карта с «фоновыми» глубинами озер, вычисленными на основе экспертной оценки. Новые цифры кода статуса таковы: цифра 5 соответствует экспертной оценке, цифра 6 – приспособленному к диссертационной работе «географическому» методу, цифра 7 – «улучшенному геоморфологическому» методу.

Компоновка карт производилась с помощью созданного нами программного комплекса следующим образом. Глубины озер с основной карты, которые имели статус 3, 4, 103, 123 и 124 переписывались в окончательную версию карты. Цифры статуса также переписывались в окончательную версию карты статусов. Для остальных случаев сначала определялось, имеются ли в наличии оценки типичной глубины с помощью «улучшенного геоморфологического» метода (статус 7): если да, то типичная глубина и статус записывались в окончательные пиксельные карты; если нет, то определялось, имеются ли в наличии оценки типичной глубины на

основе экспертной оценки (статус 5): если да, то типичная глубина и статус записывались в окончательные пиксельные карты; если ответ был снова отрицательным, то определялось, имеются ли в наличии оценки типичной глубины с помощью приспособленного к нашей работе «географического» метода (статус 6): если да, то она и статус записывались в окончательные пиксельные карты; если и на этот раз ответ был «нет», то из первоначальных пиксельных карт мира бралась информация о глубине озера и его статусе и переписывалась в окончательные карты. Исключением стал регион, принадлежащий к Евразийской плите, чехлу Палеозойской платформы 1, с терригенными четвертичными отложениями на осадочных породах, без мерзлоты. В нем сначала определялось, имеются ли в наличии оценки типичной глубины, посчитанные по приспособленному к нашей работе «географическому» методу.

В результате обобщения всех материалов получилось две новых пиксельных карты мира. Основная карта содержит информацию о средней глубине озера в каждом пикселе, дополнительная – о статусе каждого пикселя. Значения статусов и соответствующих им глубин приведены в таблице 2.7.

Таблица 2.7 – Значения статуса озерных пикселей

Статус	Пояснение	Глубина
0	нет внутренней воды	0 м
1	озеро на карте ECOCLIMAP2, отсутствует в Списках пресных и соленых озер GLDBv3	первоначально выбранная «фоновая» глубина 10 м
2	озеро на карте ECOCLIMAP2, присутствует в Списке пресных озер GLDBv3, но без данных о средней глубине	первоначально выбранная «фоновая» глубина 10 м

Продолжение Таблицы 2.7

Статус	Пояснение	Глубина
3	пресное озеро на карте ECOCLIMAP2, присутствует в Списке пресных озер GLDBv3, с данными о глубине, либо есть батиметрия	из Списка пресных озер GLDBv3 (измеренная)
4	река	«фоновая» глубина 3 м
5	озеро на карте ECOCLIMAP2, информация о глубине была получена на основе экспертной оценки	
6	озеро на карте ECOCLIMAP2, информация о глубине была получена по приспособленному к диссертационной работе «географическому» методу	
7	озеро на карте ECOCLIMAP2, информация о глубине была получена «улучшенным геоморфологическим» методом	
102	озеро на карте ECOCLIMAP2, присутствует в Списке соленых озер GLDBv3, но без данных о средней глубине	«фоновая» глубина соленых озер 5 м
103	озеро на карте ECOCLIMAP2, присутствует в Списке соленых озер GLDBv3, с данными о средней глубине	из Списка соленых озер GLDBv3 (измеренная)
123	искусственное озеро, водохранилище	«фоновая» глубина водохранилищ 10 м
124	кратерное озеро, кальдера	«фоновая» глубина кальдер 50 м

2.5.6 Примеры результирующих полей

Далее приведено несколько примеров пиксельных карт. В Примере 1 рассматривается область на континенте Северная Америка в районе Гудзонского залива. На рисунках 2.12 и 2.13 представлены фрагменты старой и новой версий пиксельных карт, содержащие информацию о статусах и средней глубине озер. Большинство озер региона на старых картах имели «фоновую» глубину, равную 10 м, их статус был равен 1. На новых картах глубины озер в целом по региону меньше, что является результатом экспертной оценки и приспособленного к диссертационной работе «географического» метода (цифры статуса 5 и 6 соответственно). На северо-восточном побережье полуострова Лабрадор глубины на новых картах значительно меньше (синий цвет для GLDBv1 и красный для GLDBv2 на рисунке 2.13). Также заметно отличаются глубины озер на старой и новой картах в области севернее реки Святого Лаврентия, вблизи разлома литосферной плиты. Озера здесь в целом тектонического происхождения, то есть глубже остальных озер, новая «фоновая» глубина озер на данной территории равна 22 м (на рисунке 2.13 синий цвет для GLDBv1 и зеленый для GLDBv2). Новые оценки глубин озер больше соответствуют действительности и не противоречат тем редким измерениям, которые проводились в данной области.

Пример 2 – территория западной части Карелии и большей части Кольского полуострова. На рисунках 2.14 и 2.15 представлены фрагменты старой и новой версий пиксельных карт для этой территории. Около половины озер региона в старой версии имели лишь «фоновую» глубину, равную 10 м, их статус был равен 1 или 2. В новой версии глубины озер в целом имеют немного меньшие значения, которые были получены на основе экспертной оценки и «улучшенного геоморфологического» метода (статус 5 и 7 соответственно). На побережье Белого моря глубина озер в новой версии карты имеет еще меньшие значения (на рисунке 2.15 синий цвет для GLDBv1 и красный для GLDBv3).

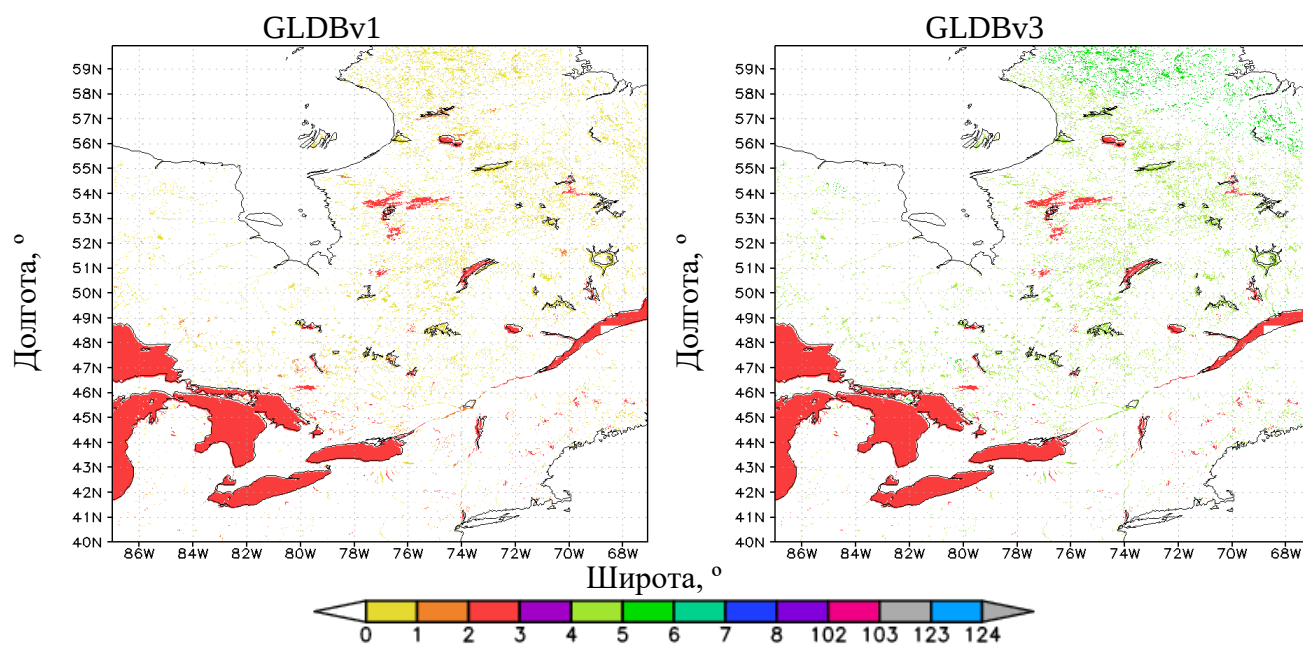


Рисунок 2.12 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 1

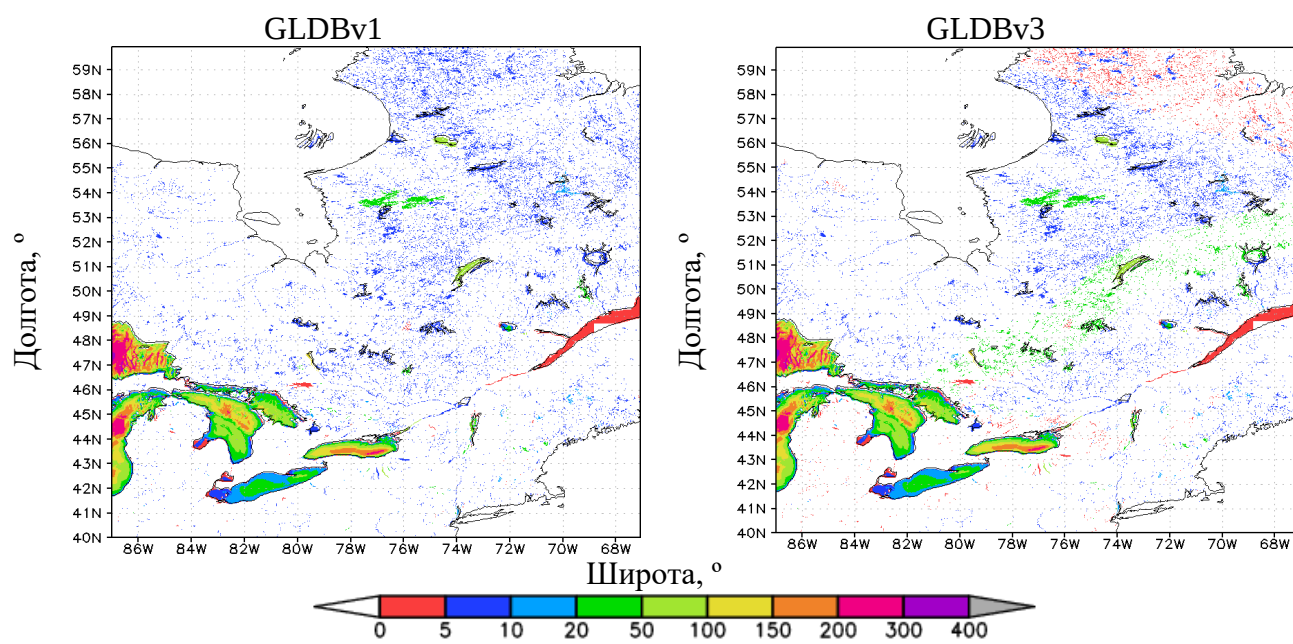


Рисунок 2.13 – Глубина озера, м, Пример 1

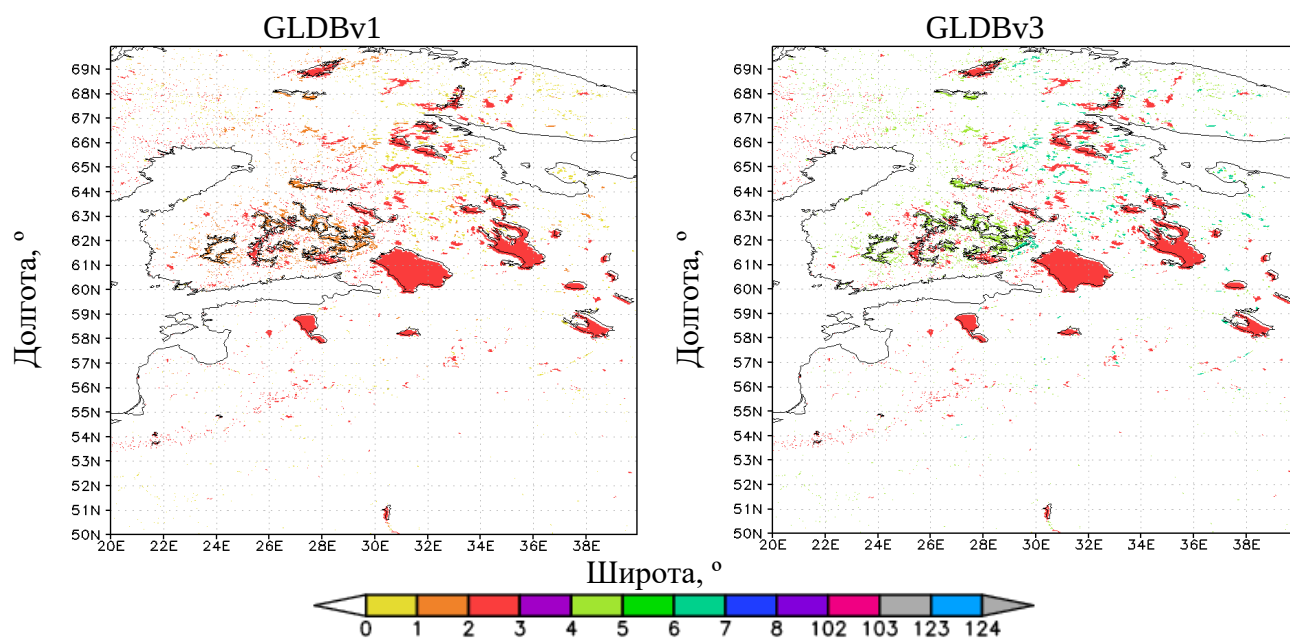


Рисунок 2.14 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 2

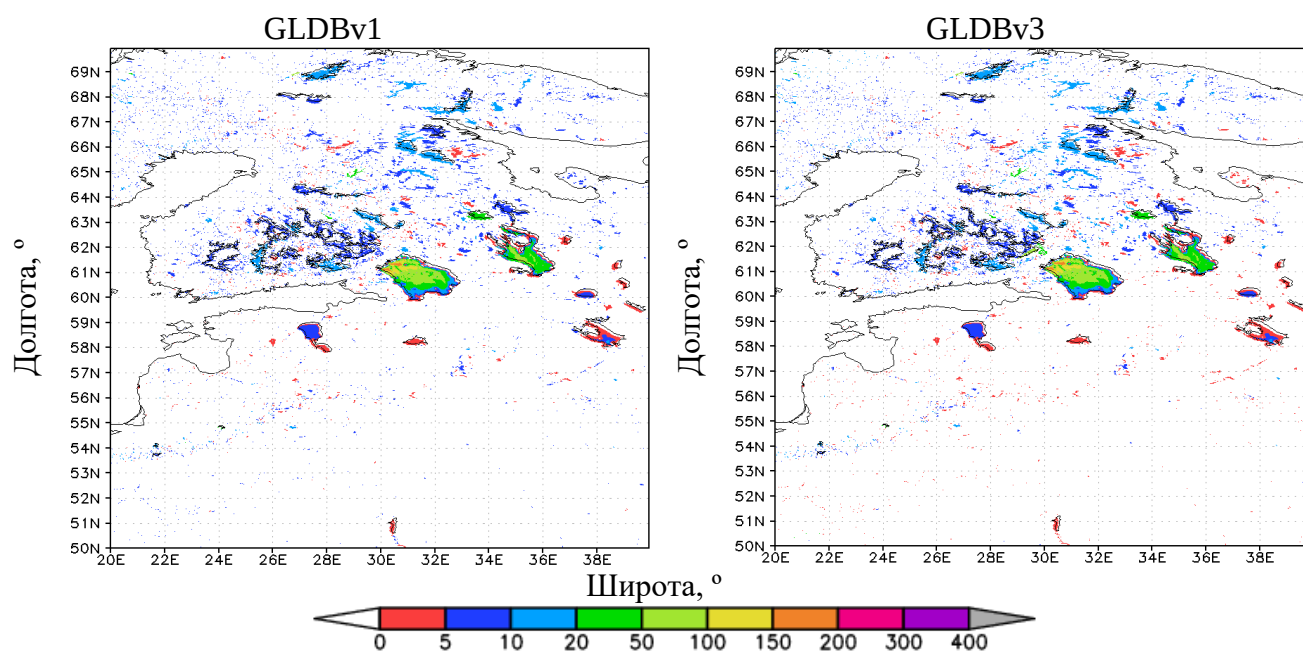


Рисунок 2.15 – Глубина озера, м, Пример 2

Пример 3 приведен для Западно-Сибирской равнины. На рисунках 2.16 и 2.17 представлены соответствующие фрагменты пиксельных карт. Глубины подавляющего большинства озер региона в старой версии карт были неизвестны и имели «фоновое» значение 10 м, их статус был равен 1. На новых картах глубины озер меньше, особенно это заметно для полуострова Ямал и Западно-Сибирской равнины. Эти изменения были внесены на основе экспертной оценки и приспособленного к диссертационной работе «географического» метода, статус 5 и 6 соответственно (на рисунке 2.17 синий цвет для GLDBv1 и красный для GLDBv3).

Пример 4 приведен для окрестностей африканского озера Виктория. На рисунках 2.18 и 2.19 представлены фрагменты старых и новых пиксельных карт. Глубины большинства малых озер региона в старой версии были неизвестны и имели «фоновое» значение 10 м, их статус был равен 1 и 2. В новой версии карты глубины озер меньше. Значения глубин были получены на основе экспертной оценки, также были добавлены новые данные (статус 5, 3 и 103, синий цвет для GLDBv1 и красный для GLDBv3 на рисунке 2.19).

Пример 5 приведен для территории африканских государств Алжир и Тунис. На рисунках 2.20 и 2.21 представлены фрагменты соответствующих пиксельных карт. В старой версии ни для одного озера в регионе глубина не была известна, статус был равен 1; все озерные пиксели имели значение «фоновой» глубины 10 м. После добавления новых данных и благодаря экспертной оценке, в новой версии глубины озер получили почти в два раза меньшее значение (статуса 102 и 5, синий цвет для GLDBv1 и красный для GLDBv3 на рисунке 2.21). Также в данном примере видно, что оценки удалось сделать не для всех озер региона, и на северо-западе статус 1 и «фоновая» глубина 10 м сохранились и в новой версии карты.

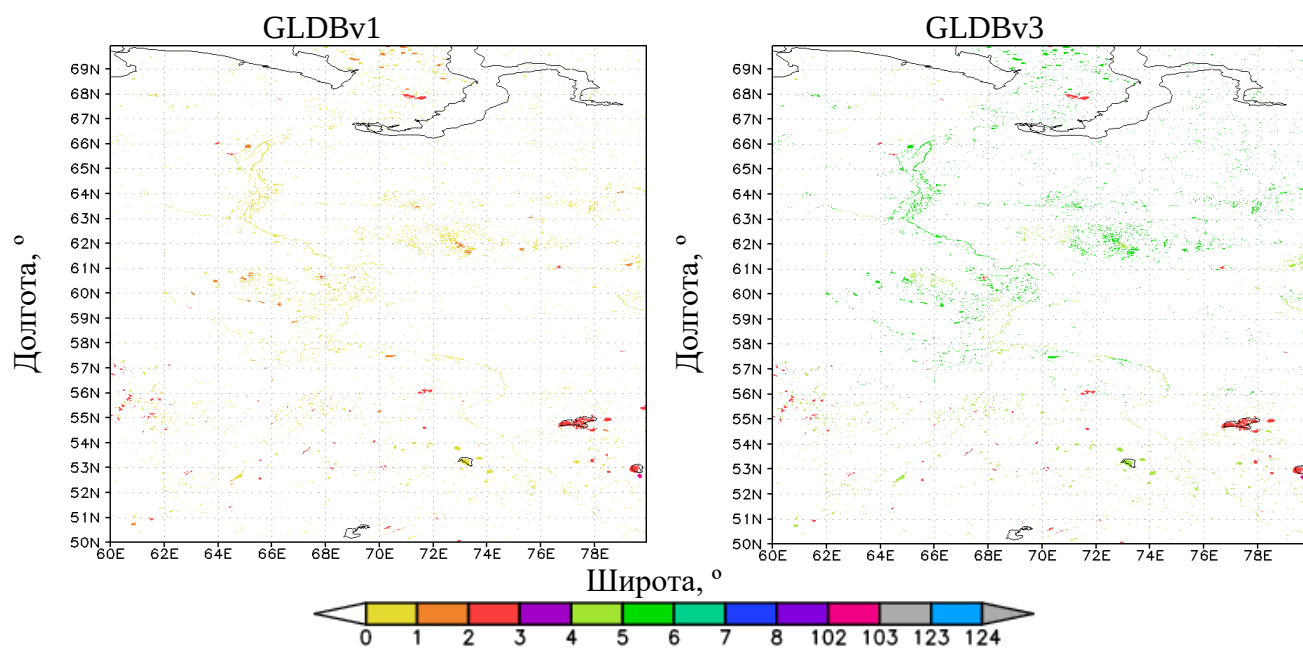


Рисунок 2.16 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 3

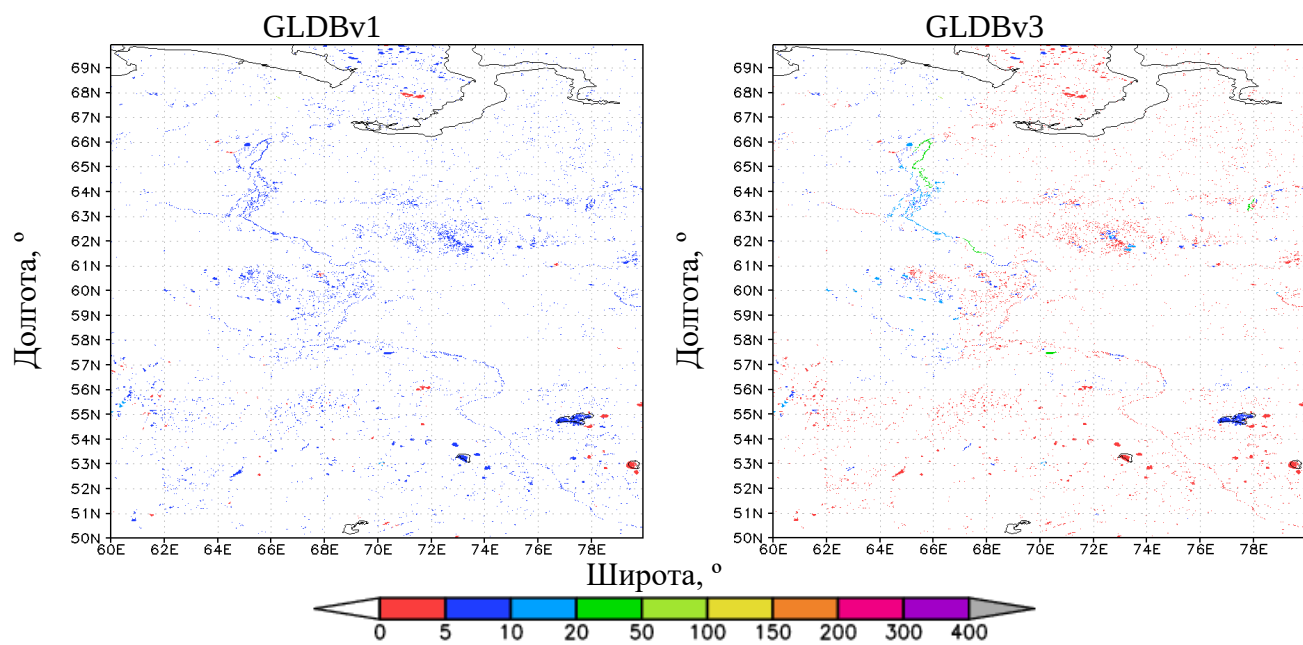


Рисунок 2.17 – Глубина озера, м, Пример 3

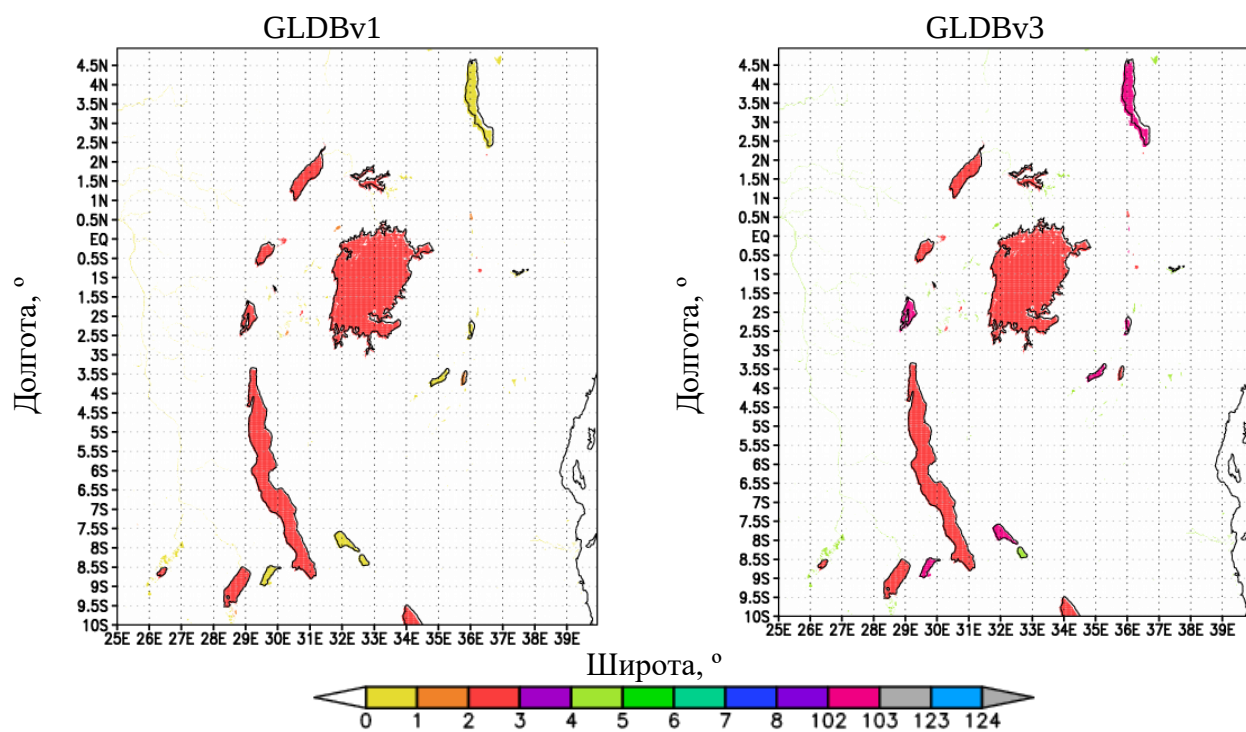


Рисунок 2.18 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 4

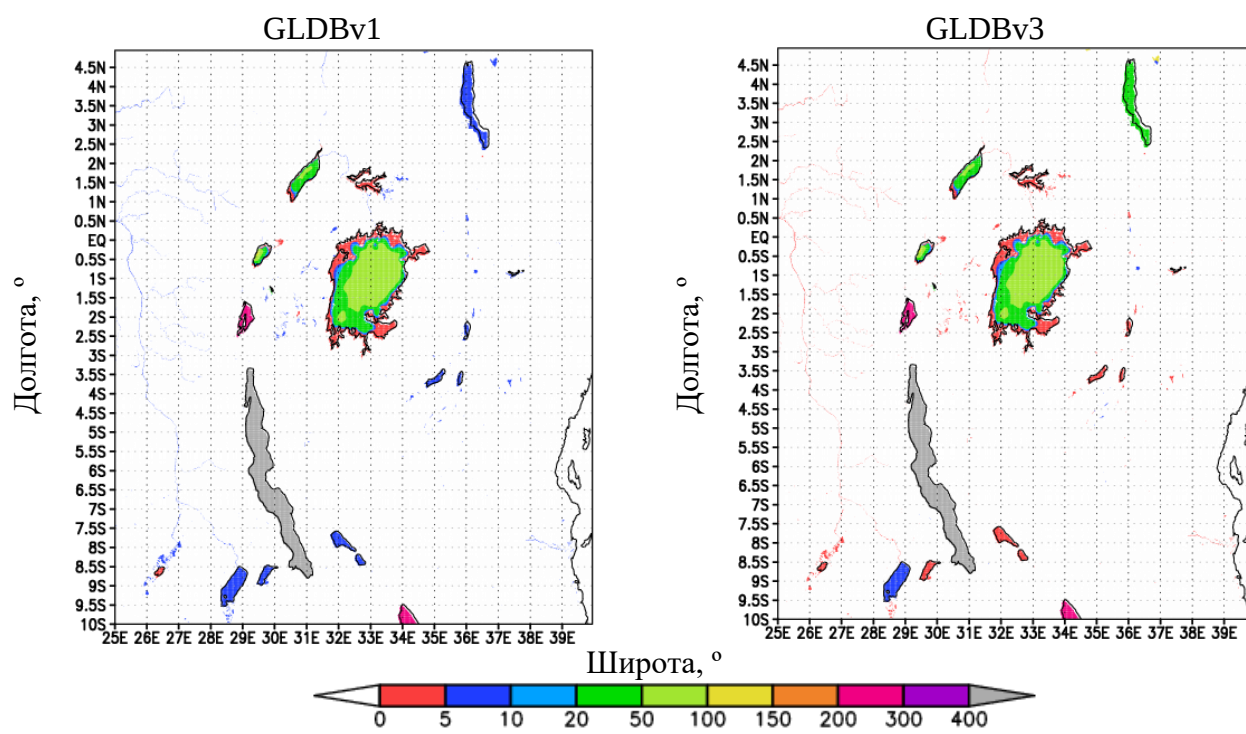


Рисунок 2.19 – Глубина озера, м, Пример 4

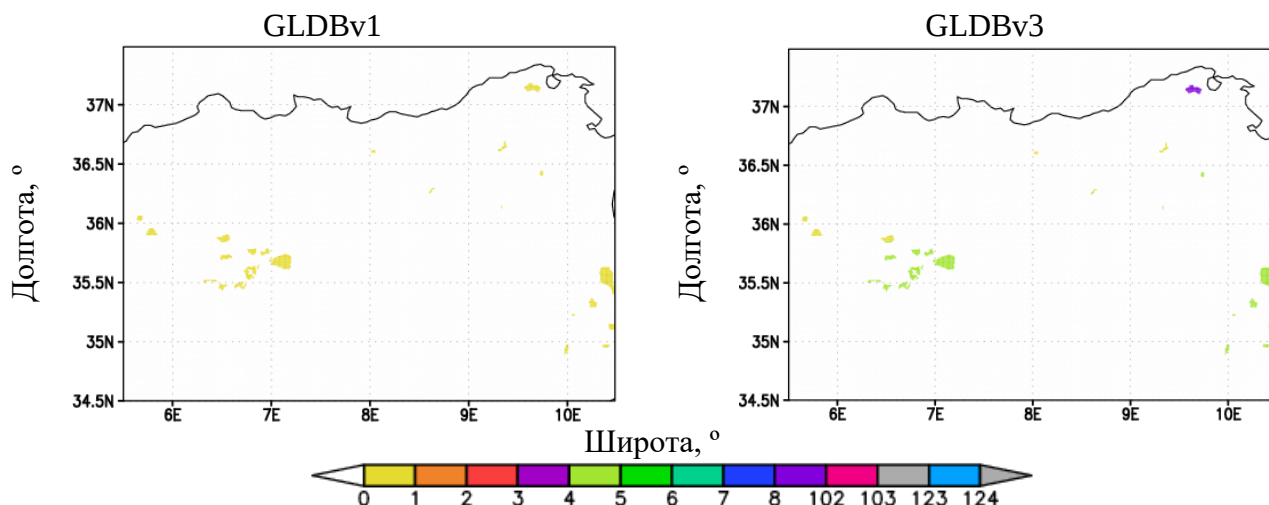


Рисунок 2.20 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 5

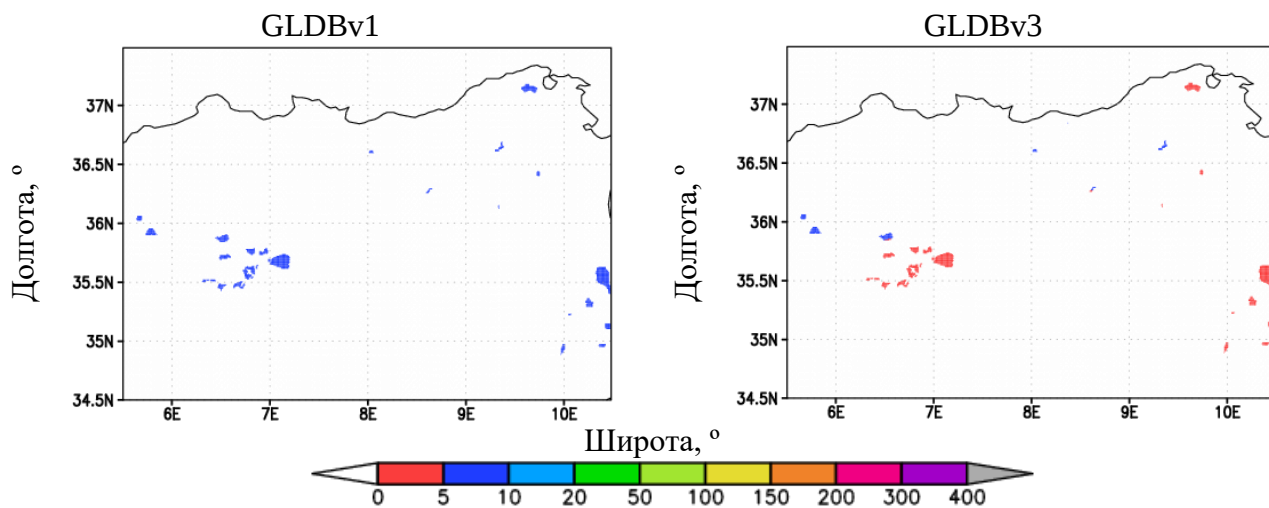


Рисунок 2.21 – Глубина озера, м, Пример 5

Пример 6 приведен для территории Южно-Африканской Республики (ЮАР). На рисунках 2.22 и 2.23 представлены фрагменты соответствующих пиксельных карт. В старой версии карт глубины лишь нескольких озер были известны, поэтому практически все озерные пиксели на данной территории имели статус 1 или 2 и «фоновую» глубину 10 м. Были добавлены новые данные и проведены экспертные оценки, в результате чего на юго-востоке территории глубины в новой версии

заметно отличаются как в меньшую, так и в большую сторону (статус 5, 3 и 103 синий цвет для GLDBv1 и красный и голубой для GLDBv3 на рисунке 2.23).

Пример 7 приведен для острова Тасмания, Австралия. На рисунках 2.24 и 2.25 представлены фрагменты соответствующих пиксельных карт. Для первой версии карты были известны глубины лишь нескольких озер, поэтому практически все озерные пиксели на данной территории имели статус 1 или 2 и «фоновую» глубину 10 м. В новой версии были добавлены новые данные и результаты экспертной оценки, поэтому глубины в ней значительно больше (статус 5 и 3, синий цвета для GLDBv1 и голубой и темно и светло-зеленый для GLDBv3 на рисунке 2.25).

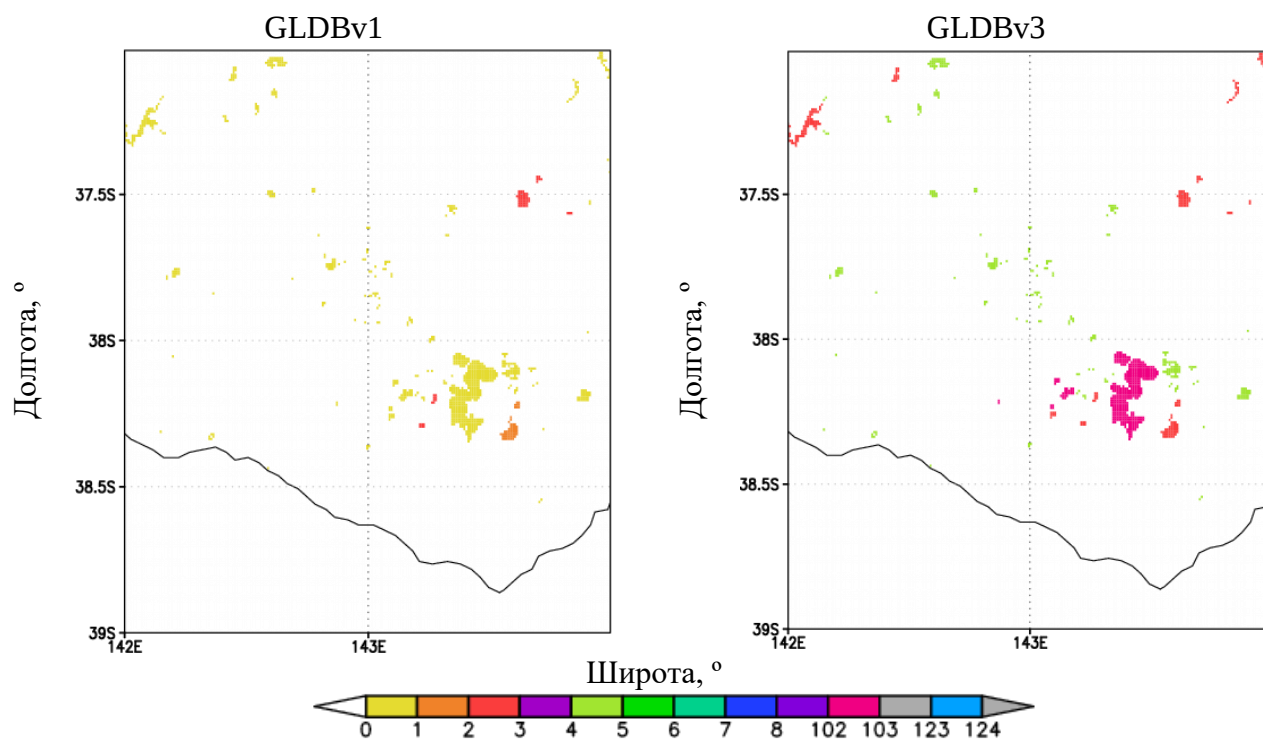


Рисунок 2.22 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 6

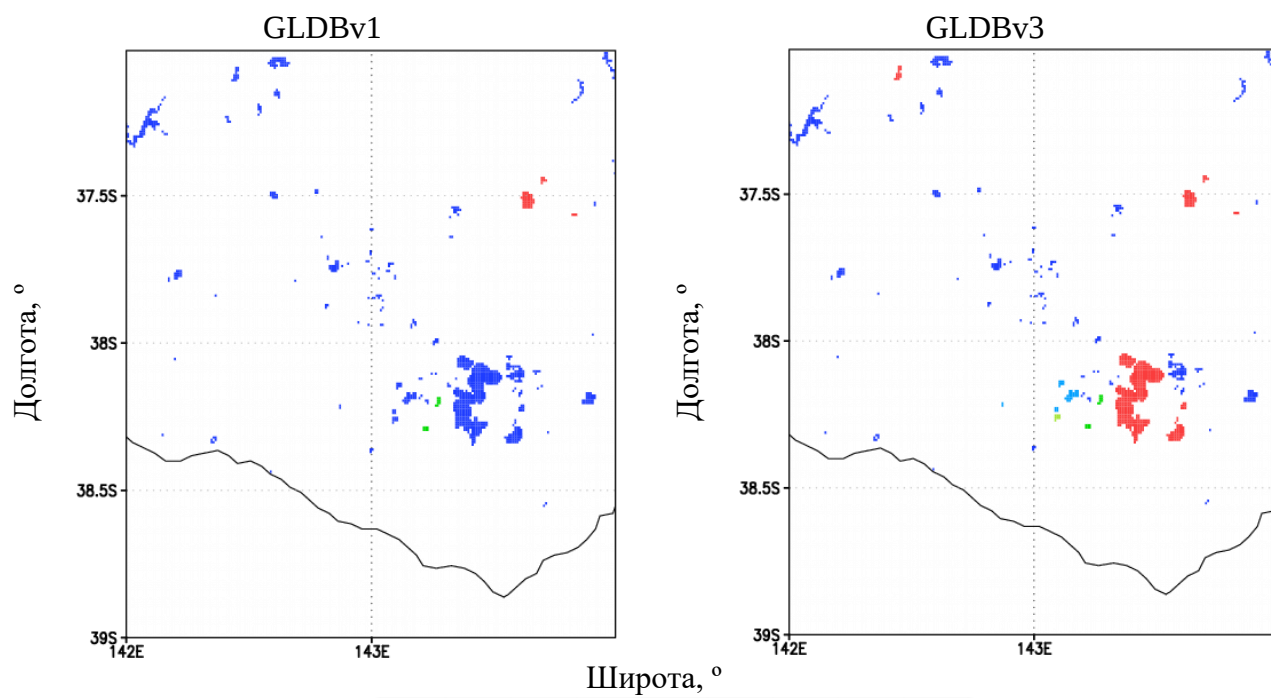


Рисунок 2.23 – Глубина озера, м, Пример 6

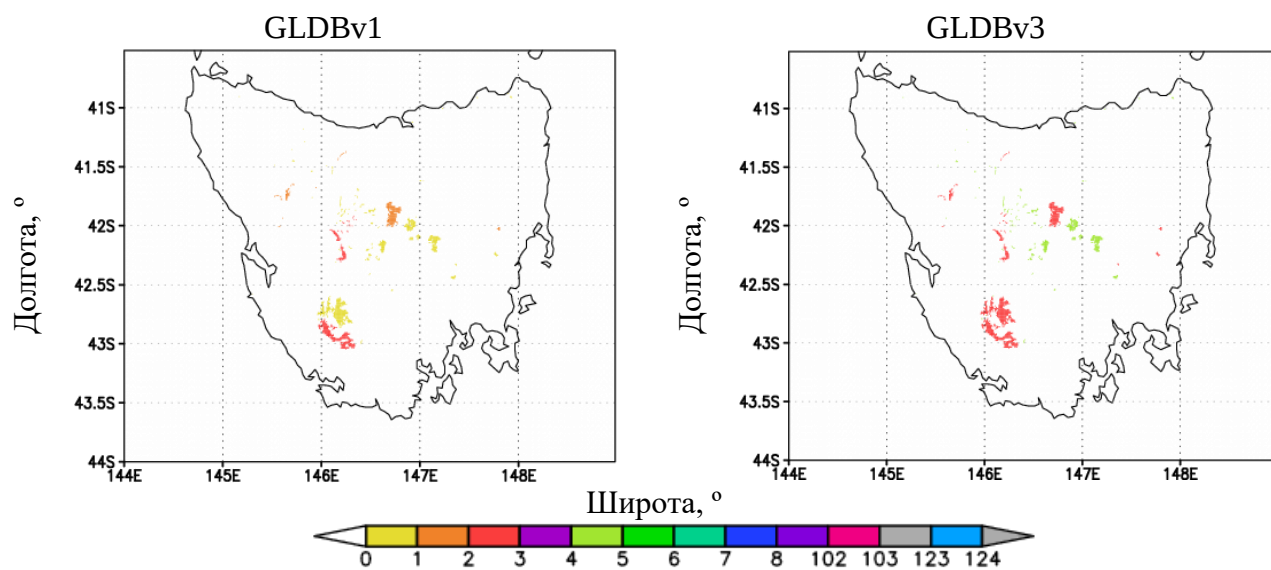
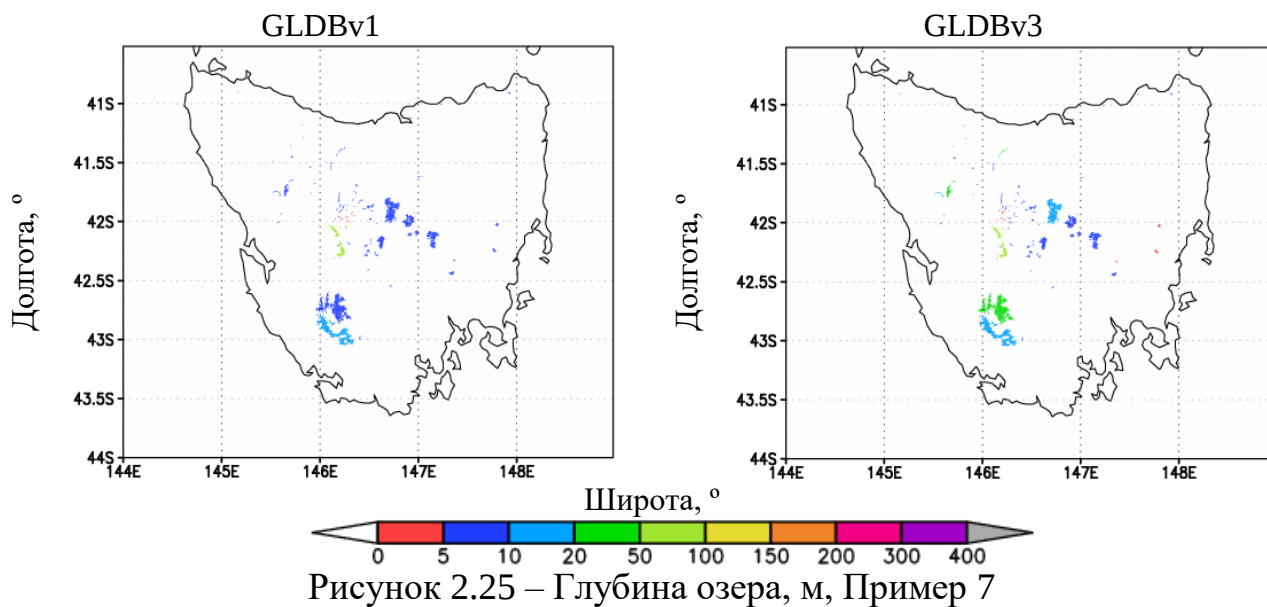


Рисунок 2.24 – Статус озерного пикселя (см. таблицу 2.7), Пример 7



Во всех приведённых примерах, получившиеся карты после добавления оценок глубин стали больше соответствовать действительности и не противоречат проведенным измерениям глубин озера.

2.6 Верификация косвенных оценок глубин озера по новым данным о глубинах

Косвенные оценки глубин озера в GLDBv3 были верифицированы по независимым данным. Для этого использовались новые измерения глубин 353 озер Финляндии [данные были получены благодаря личной переписки с Matti Hortalainen, 2013]. Рассматривались ошибки – разницы между «фоновыми» глубинами озера (H_B) из GLDBv1 или GLDBv3 (для GLDBv3, полученными путем косвенных оценок) с одной стороны, и реальной глубиной (H_R) с другой стороны. Основные статистические параметры ошибок, приведены в таблице 2.8 (объем каждой из двух выборок $N = 353$ значения).

Таблица 2.8 – Статистические параметры ошибок «фоновых» глубин

Параметр	Формула	GLDB	
		v1	v3
Средняя абсолютная ошибка (μ), м	$\mu = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{Bi} - H_{Ri})$	5.4	2.6
Среднеквадратичная ошибка (e), м	$e = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_{Bi} - H_{Ri})^2}$	6.1	4.0
Дисперсия ошибки (σ^2), м ²	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N ((H_{Bi} - H_{Ri}) - \mu)^2$ $\sigma^2 = e^2 - \mu^2$	8.9	8.7
Стандартное отклонение ошибки (σ), м	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	3.0	3.0

На основе анализа данных Таблицы 2.8 можно сделать предварительные выводы о значительно меньшей средней абсолютной ошибке μ в GLDBv3 по сравнению с GLDBv1 (2.6 м и 5.4 м). Также, средняя квадратичная ошибка e в GLDBv3 меньше почти в полтора раза по сравнению с GLDBv1 (4.0 м и 6.1 м). Однако необходимо оценить статистическую значимость полученных различий, выбрав вначале критерий значимости. Обычно ошибки считаются распределенными нормально (проверка нормальности распределения не производится) и пользуются параметрическими критериями оценки значимости. Однако на практике это может оказаться не так. Если условие нормальности распределения ошибок не выполняется, чувствительность параметрических критериев существенно снижается, и непараметрические критерии дают больше шансов выявить реально существующие различия [73]. В данной работе было решено изучить структуру ошибок оценок глубин озер. Эмпирические распределения ошибок (гистограммы) приведены на рисунке 2.26. Вид гистограмм свидетельствует о том, что распределения ошибок не подчиняются нормальному

закону. Для нормального распределения 95% значений должно быть заключено в пределах двух стандартных отклонений от среднего и 68% – в пределах одного стандартного отклонения, медиана должна совпадать со средним. Процентили для эмпирических распределений и теоретически рассчитанных нормальных распределений, вычисленные для проверки нормальности, приведены в таблице 2.9. Если эмпирические и теоретические (для нормального распределения) значения процентилей не слишком отличаются, то распределение близко к нормальному и можно использовать параметрические критерии. Из таблицы 2.9 видно, что это не так, следовательно, необходимо использовать непараметрические методы, не требующие нормальности распределения.

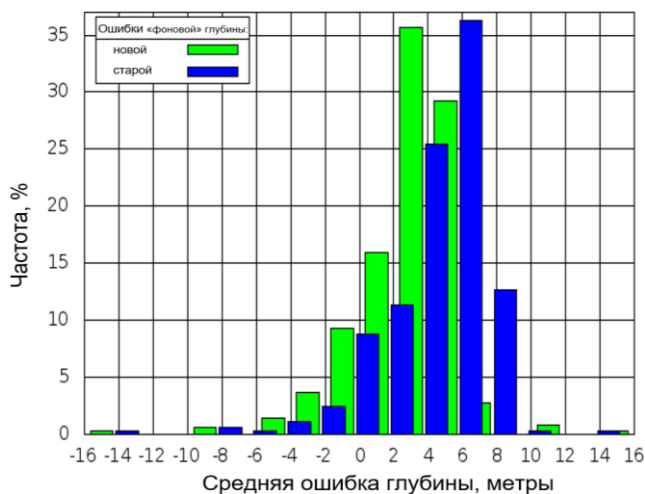


Рисунок 2.26 – Эмпирические распределения ошибок «фоновых» глубин озера для GLDBv1 (старая база) и GLDBv3 (новая база)

Непараметрические методы основываются на рангах – номерах, под которыми будут стоять исходные данные, если выстроить их по возрастанию. Здесь использовался критерий Крускала-Уоллиса – непараметрический аналог однофакторного дисперсионного анализа. Так как непараметрические методы редко используются при анализе ошибок, далее приведено подробное описание

применения критерия Крускала-Уоллиса [73]. Вначале объединив все выборки, необходимо ранжировать их значения, то есть упорядочить по возрастанию, при этом совпадающим значениям присвоить ранги как среднее тех мест, которые они делят между собой. Затем вычислить критерий Крускала-Уоллиса H по формуле:

$$H = \frac{12 \sum_{k=1}^K \left[n_k (\bar{R}_k - \bar{R})^2 \right]}{N(N+1)}, \quad (2.8)$$

где $N = \sum_{k=1}^K n_k$

N – общий объем объединенных выборок;

K – количество выборок (групп);

k – номер группы;

n_k – объем выборки в группе;

$\bar{R}_k$ – средний ранг в группе;

$\bar{R}$ – средний ранг для объединенной выборки.

Таблица 2.9 – Процентили для ошибок «фоновых» глубин

Процентиль	Формула для НР	Эмпирические значения		Теоретически рассчитанные значения для НР	
		GLDBv3	GLDBv1	GLDBv3	GLDBv1
2.5	$\mu - 2\sigma$	-3.7	-1.5	-3.3	-0.6
16.0	$\mu - \sigma$	0.2	2.9	-0.3	2.4
50.0	μ	3.2	6.1	2.6	5.4
84.0	$\mu + \sigma$	5.1	8.0	5.6	8.3
97.5	$\mu + 2\sigma$	6.5	9.0	8.6	11.3
где НР – нормальное распределение					

Далее необходимо сравнить вычисленное значение H с критическим значением χ^2 для числа степеней свободы ν , на единицу меньшего числа групп K при заданном уровне значимости α . Если вычисленное значение H больше критического, то различия между группами статистически значимы.

В данном случае количество сравниваемых выборок (групп) $K = 2$, ошибки для GLDBv1 и ошибки для GLDBv3, их объемы равны: $n_1 = n_2 = 353$. Значения средних рангов $\overline{R}_1 = 251.2$ и $\overline{R}_2 = 455.8$. При отсутствии межгрупповых различий средние ранги выборок должны оказаться близки. В нашем случае напротив, существует значительное расхождение средних рангов. Значение критерия Крускала-Уоллиса $H = 177.8$, является мерой расхождения средних рангов. При нашем размере выборок (число степеней свободы $\nu = 1$) $\chi^2 = 6.6$ для уровня значимости $\alpha = 0.01$. $H > \chi^2$, из чего можно сделать вывод, что межгрупповые различия статистически значимы, и средняя абсолютная ошибка «фоновой» глубины в новой версии базы GLDBv3 значимо меньше, чем в старой GLDBv1. Что касается стандартного отклонения ошибки, оно практически одинаково для обеих версий базы, что объясняется тем, что речь идёт об оценках «фонового» параметра. Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что новые оценки улучшают карту глубин озёр.

2.7 Чувствительность результатов гидродинамического прогноза к параметру «глубина озёр»

Для изучения чувствительности гидродинамической модели атмосферы к заданию параметра «глубина озёр» была использована ситуация, описанная в [39]. Мы рассмотрели, как правильное задание глубины Ладожского озера в модели влияет на спрогнозированные облачность и температуру зимой в

антициклонической ситуации. В качестве гидродинамической модели использовалась гидростатическая модель HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) [HIRLAM, 74, 75]. Дополнительно к экспериментам, описанным в этой статье, был проведён эксперимент с «фоновыми» значениями глубины озёр, и проанализированы его результаты. Мы используем как результаты и выводы, полученные в статье, так и результаты нового эксперимента.

Озера, расположенные в северных и средних широтах, регулярно замерзают зимой. Тем не менее, часто они остаются свободными ото льда до поздней осени и ранней зимы. Влияние озёр в целом на погоду описано в Главе 1. В Скандинаво-Карельском регионе находится огромное количество озёр. Чаще всего они неглубокие, с достаточно плоским окружающим рельефом. Из-за небольших глубин и площади поверхности большая часть озёр зимой замерзает быстро, поэтому разница температур воздух-озеро небольшая.

В январе 2012 года в Финляндии наблюдалось исключительное погодное явление. В течение нескольких дней на небольшой территории колебания температуры составили 17 °C. Например, в городе Иматра наблюдалась температура -11 °C, а городе Париккала, который расположен на 60 км севернее, – -28 °C. Причиной этого было низкое облако, образовавшееся над почти полностью свободным ото льда Ладожским озером и перемещенное ветром в район восточной Финляндии. Над территорией Финляндии стоял антициклон с холодной безоблачной погодой, слабым ветром и сильной приземной инверсией. Над свободной ото льда водной поверхностью наблюдалась большая разница температур между воздухом и водой. В холодной зимней антициклонической ситуации приземная температура воздуха определяется облачным покровом. В анализируемой ситуации, над частично свободным ото льда Ладожским озером возникло низкое облако, которое в результате адвекции распространилось далеко в

восточную Финляндию. Под облачностью температура воздуха повышалась, а при ясном небе оставалась низкой.

В данном исследовании анализировались эксперименты с моделью HIRLAM [74]. В статье [39] описаны эксперименты с не включённой в модель параметризацией озёр, когда температура их поверхности задавалась равной климатической, а также с включёнными в модель озёрами, глубина которых задавалась из GLDBv3. Дополнительно был проведён эксперимент с включённой в модель параметризацией озёр, глубина которых задавалась равной 10 м. Такова «фоновая» глубина озёр во всех версиях базы данных о глубинах – она задаётся, если глубина озера на электронной карте неизвестна. Анализируется 48 часовой период сильных изменений в атмосферных характеристиках, когда низкое облако перемещалось над рассматриваемой территорией.

2.7.1 Описание ситуации

В течение последней недели января и первой недели февраля 2012 года, над территорией Финляндии и Северо-Западом Российской Федерации находился антициклон. На рисунке 2.27 показана общая синоптическая ситуация в Европе на 28 января [39]. Господствовала холодная континентальная зимняя устойчивая воздушная масса. Обычно, такая антициклоническая ситуация характеризуется ясным небом, слабым ветром, сильной инверсией, вызванной низкой температурой подстилающей поверхности и низкой температурой воздуха на уровне 2 м.

Однако в рассматриваемом случае температура и облачность в восточной Финляндии были очень изменчивы как во времени, так и по пространству [75]. На рисунке 2.28 приведен временной ход температуры на высоте 2 м на станциях Коннунсуо (ВМО № 02733) и Тохмаярви (ВМО № 02832) с 24 января по 5 февраля из [39]. Расположение станций отмечено на рисунке 2.29 точками красного и синего цвета, соответственно. Станция Тохмаярви находится в 150 км на северо-востоке

от станции Коннунсуо. Во временном ходе температуры кроме суточного цикла с амплитудой приблизительно 10 °С, присутствуют необычные возмущения. На более северной станции Тохмаярви регулярный суточный ход был нарушен ночью на 28 января, когда ночное охлаждение было очень коротким. 28 января вечером и последующей за ним ночью падение температуры составило около 16 °С и температура оставалась низкой до конца рассматриваемого периода. На более южной станции Коннунсуо быстрое потепление на 15 °С произошло днем 29 января. Здесь теплый период продолжался несколько дней, за исключением ночи 29 января. Температура понизилась вновь 1 февраля. Изменение температуры с 31 января по 1 февраля составило 21 °С – с -11 °С до -32 °С. Причина таких изменений температуры связана с сильными изменениями облачности. В период 28-29 января низкое облако примерно 200 км длиной и 50-100 км шириной, образовавшееся над свободной ото льда северной частью Ладожского озера, переместилось с севера на юг по юго-восточной части Финляндии, как показано на рисунке 2.29. Облака вызвали повышение температуры воздуха сначала на севере (например, на станции Тохмаярви), а к утру 29 января облако переместилось южнее, влияя уже на температуру воздуха в южных регионах (например, на станции Коннунсуо). Основываясь на наблюдениях и спутниковых снимках (не приведенных в работе) за период с 29 по 31 января, можно отметить, что облако, переместившись, повлияло на температуру воздуха только на станции Коннунсуо, в то время как на станции Тохмаярви обычный суточный ход температуры с амплитудой 10 °С сохранился. В первые дни февраля облако временами влияло на температуру на станции Коннунсуо. Например, 3 февраля за теплыми ночными температурами последовало быстрое дневное похолодание, что может быть объяснено изменениями в облачности.

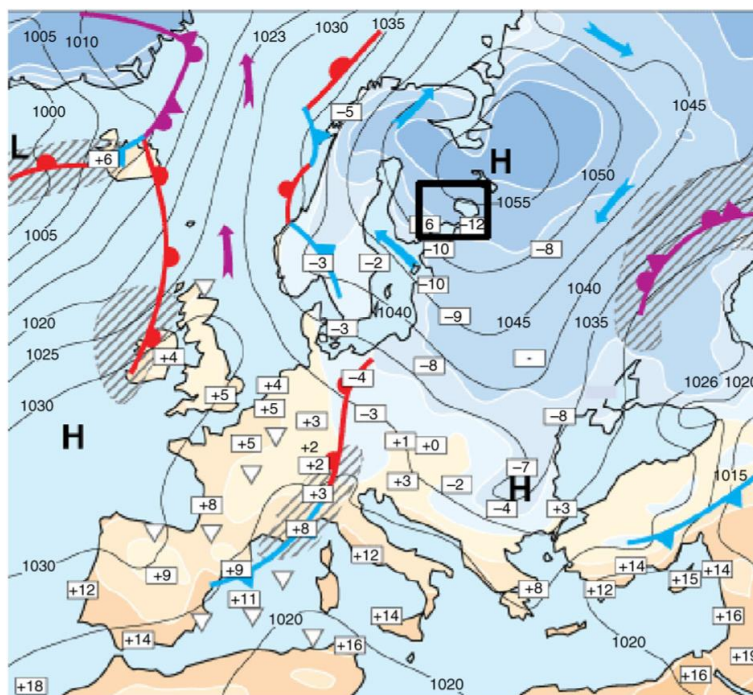


Рисунок 2.27 – Общая синоптическая ситуация в Европе 28 января 2012 года в 12 UTC. Давление на уровне моря (тонкие черные линии) и температура на высоте 2 метра (заливка) основаны на анализе ECMWF. Наблюдаемая приземная температура показана в белых прямоугольниках. Черным квадратом обозначена область исследования (из [39])

Облако образовалось над Ладожским озером, которое было еще частично свободно ото льда. По сравнению с близлежащими озерами, Ладожское озеро очень велико, оно имеет большую глубину. Максимальная его глубина 222 м, а средняя 52 м. Северная часть Ладоги имеет большую глубину, в то время как южная часть относительно мелкая. Ладожское озеро остается свободным ото льда до ранней зимы, когда близлежащие более мелкие озера уже замерзли. Именно такая ситуация создалась в конце января 2012 года. Северные части озера не были покрыты льдом, а мелкие южные части были частично покрыты льдом. Это видно из рисунка 2.30, на котором представлен спутниковый снимок Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) / Terra за 28 января 2012 года. Последовательные

спутниковые снимки (не приведенные в работе) показывают, что замерзание озера происходило постепенно под влиянием холодной воздушной массы, вся поверхность покрылась льдом примерно 6 февраля. Это позднее, чем обычно – в некоторые года замерзание озера Ладога начинается уже во второй половине декабря.

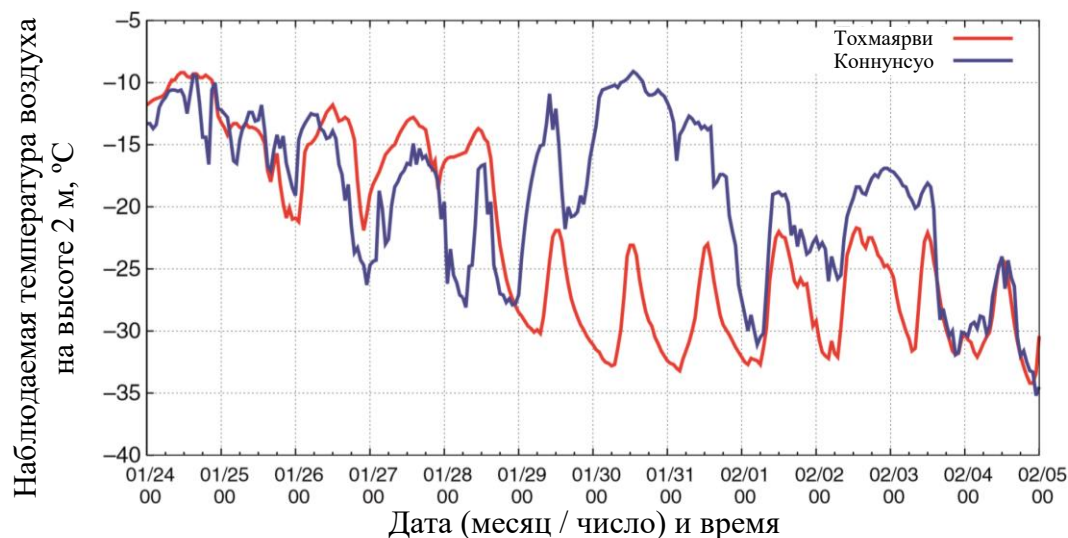


Рисунок 2.28 – Временной ход наблюдаемой температуры воздуха на уровне 2 м на двух станциях в восточной Финляндии, Коннунсуо (02733) и Тохмаярви (02832), с 24 января по 5 февраля 2012. Расстояние между станциями около 150 км (из [39])

3.7.2 Модель и метод исследования

В исследовании использовалась прогностическая система, основанная на гидродинамической модели HIRLAM версии 7.4, выпущенная в марте 2012 года. В этой версии для прогноза озерных переменных может быть применена параметризация пресных озер, основанная на озерной модели FLake [11, 12].

Схема параметризации подстилающей поверхности в гидродинамической модели HIRLAM основана на мозаичном подходе [76]. Каждый тип поверхности

моделируется индивидуально. Вертикальные турбулентные и радиационные потоки внутри ячейки модельной сетки рассчитываются как взвешенные средние потоки над различными типами подстилающей поверхности. Различается 5 видов подстилающей поверхности: вода, лед, открытая земля, лес и сельскохозяйственные земли / низкая растительность. Вода и лёд могут относиться к морю или озеру. Параметризация процессов над сушей и морским льдом основана на двух-уровневой схеме ISBA (Interactions between Surface-Biosphere-Atmosphere) [77, 78] видоизмененной в соответствии с [79].

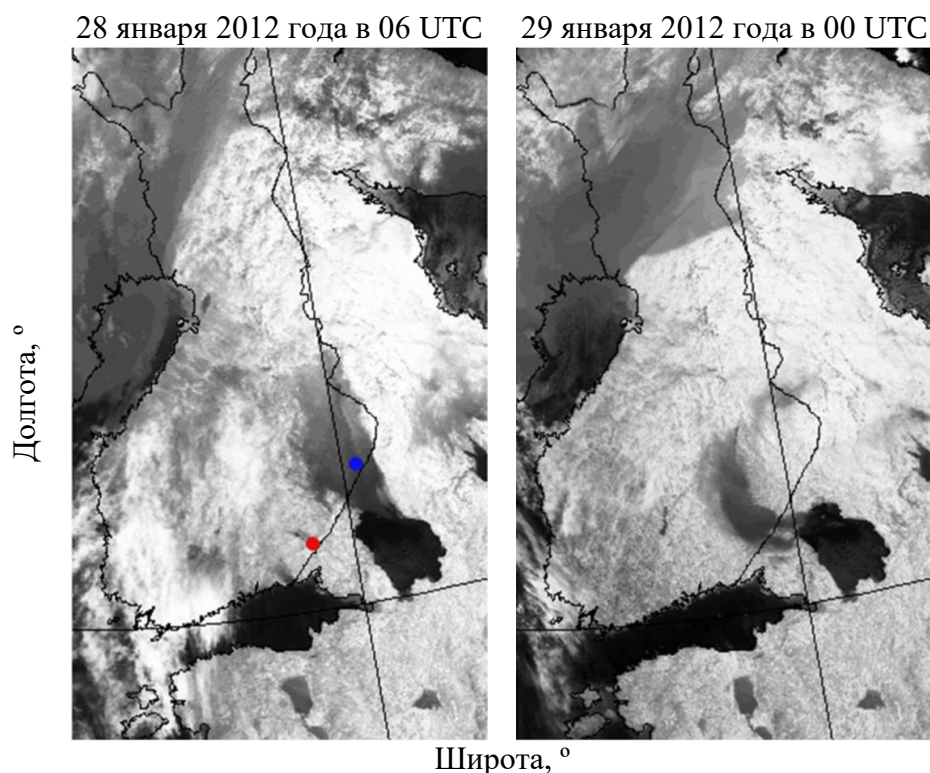


Рисунок 2.29 – Инфракрасные изображения NOAA AVHRR над территорией Финляндии и Карелии. На одно-канальных снимках облако над озером Ладога не отлнчимо от темной водной поверхности. Станции Коннунсуо и Тохмаярви отмечены красной и синей точками, соответственно (из [39])



Рисунок 2.30 –Цвето-комбинированный снимок MODIS-Terra над озером Ладога за 28 января 09:20 UTC. Темный цвет в северной части озера показывает свободную ото льда часть. Юг озера – частично покрыта льдом. Белый шлейф низкого облачного покрова распространяется в северном направлении от северо-восточной части озера (из [39])

Для представления озер использовалась модель FLake. Средняя температура воды, поверхности льда и снега, придонная температура и температура перемешанного слоя, а также толщина льда являются прогностическими переменными. На каждом шаге по времени температура поверхности для взаимодействия озера с атмосферой определяется как температура самого верхнего уровня: снега, льда или воды. Подробное описание озерной модели FLake, приведено в пункте 3.2.

Мы анализировали атмосферные прогностические переменные – приземную (на высоте 2 м) температуру воздуха и долю низкой облачности. В HIRLAM приземная температура рассчитывается из прогностической температуры на самом нижнем модельном уровне (около 12 м над поверхностью Земли) и температуры

поверхности, с учётом устойчивости приземного подслоя. В рассматриваемой синоптической ситуации при оценке приземной температуры (зависящей от температуры поверхности), была чрезвычайно важна длинноволновая радиация. Баланс длинноволновой радиации поверхности зависит от длинноволновой нисходящей радиации воздуха и облаков. Подробное описание параметризаций радиации, облачности и турбулентности, применяемые в HIRLAM, можно найти в [74].

Мы рассматриваем результаты трёх экспериментов с моделью HIRLAM: OLD и TRUE из [39] и дополнительного эксперимента D10. В эксперименте OLD используются климатические значения температуры поверхности воды и климатический ледовый покров. В эксперименте TRUE включена параметризация озёр с помощью модели FLake, глубины озёр заданы из GLDBv3. В эксперименте D10 также включена параметризация озёр с помощью модели FLake, однако все глубины равны «фоновому» значению 10 м. Эксперименты проводились для всей зимы 2011-2012 годов для территории Скандинавии и Карелии с горизонтальным разрешением приблизительно 7.5 км и 65 уровнями по вертикали.

Смоделированные крупномасштабные поля – положение и мощность антициклона – были одинаковы во всех экспериментах. Однако в прогнозе погоды для восточной Финляндии наблюдались различия – из-за различных значений внешних параметров и, как следствие, описания состояния поверхности озера Ладога.

3.7.3 Модельный лёд на озере Ладога

На рисунке 2.31 показаны результаты модельных расчетов температуры поверхности воды в экспериментах OLD и TRUE и наличия льда в трёх экспериментах за 28 января в 00 UTC, то есть в начальный момент рассматриваемого периода. В экспериментах OLD и D10 озеро Ладога замерзло

полностью, в TRUE – северная часть озера свободна ото льда, что соответствует реальности (см. рисунок 2.30). Модель FLake не рассчитывает процент покрытия льда в ячейке сетки, а только указывает на его наличие, основываясь на прогностической толщине льда. За рассматриваемый период в эксперименте TRUE количество льда на озере Ладога слегка увеличилось, но даже в его конце 29 января в 03 UTC большая часть Ладоги на севере оставалась свободной ото льда (эти карты в диссертации не приведены).

3.7.4 Модельные облачный покров и температура в восточной Финляндии

На рисунке 2.32 представлен 6-часовой прогноз облачности нижнего яруса и приземной температуры в трёх экспериментах. В экспериментах OLD и D10 количество низкой облачности близ озера Ладога очень невелико, в TRUE – над северной частью озера были спрогнозированы облака. Облако распространилось в северном направлении в соответствии с преобладающим слабым юго-восточным ветром. Сравнивая эти результаты со спутниковым снимком, который представлен в левой части рисунка 2.29, видно, что расположение облака очень реалистично, с небольшим смещением на запад. На рисунке 2.33 представлены результаты 24 часового прогноза для экспериментов TRUE и OLD. Результаты для эксперимента D10 аналогичны результатам эксперимента OLD. Согласно спутниковым снимкам, облако переместилось сначала в северном направлении, а потом – в западном (см. рисунок 2.29). В эксперименте TRUE эта ситуация очень хорошо описана, в то время как в экспериментах OLD и D10 эти облака отсутствуют (см. верхние части рисунка 2.33). В эксперименте TRUE были хорошо спрогнозированы даже форма и направление движения облачного покрова. Стоит отметить, что облака не всегда появляются сразу в месте максимального испарения над озером. Развитие крупномасштабных процессов и влияние локального форсинга на расстояние, пройденное воздухом над водой, адвекция влажного воздуха, испарение и

перемешивание, микрофизические процессы в облаках – в воспроизведении всего этого как раз и заключается задача гидродинамической модели атмосферы.

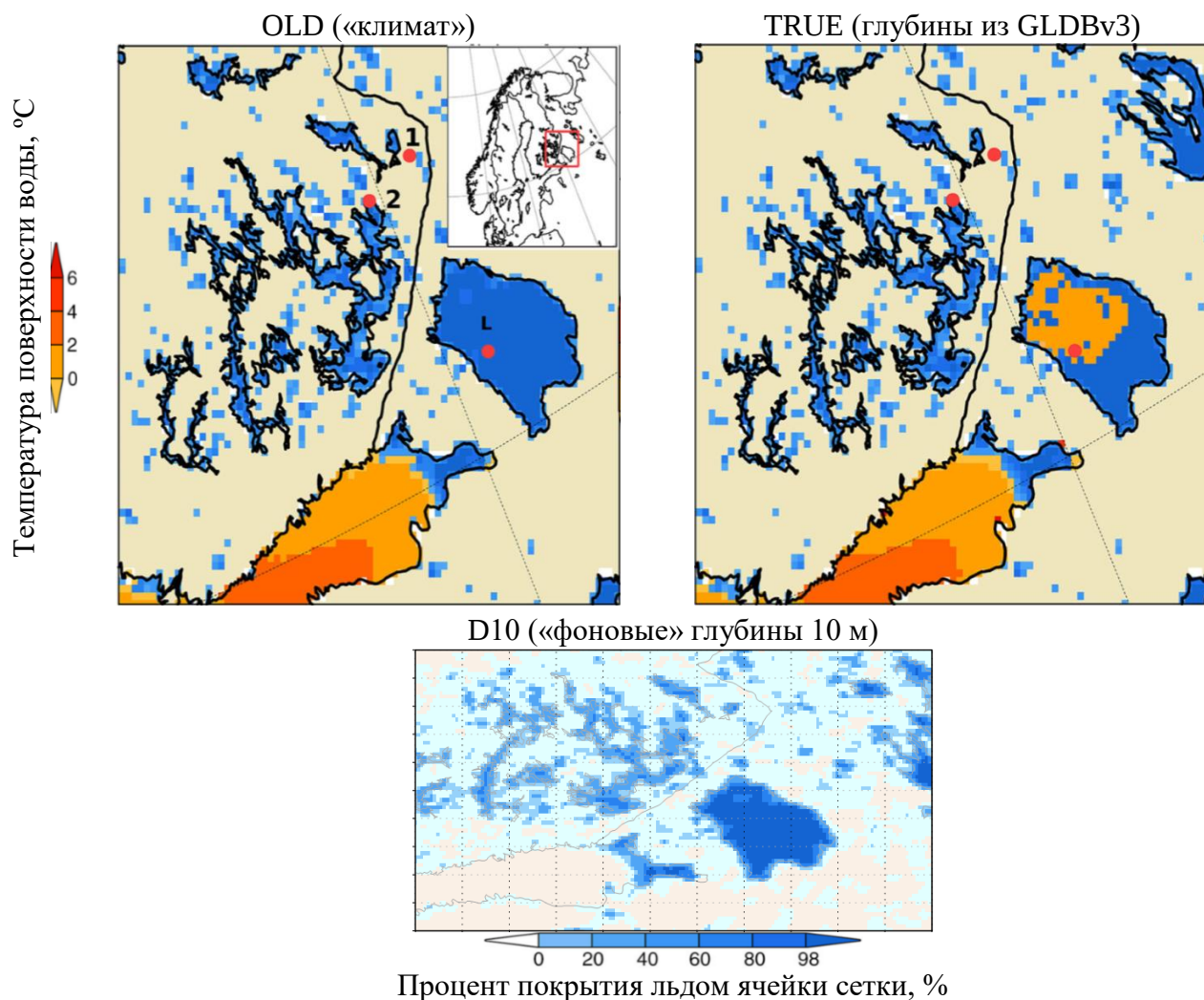


Рисунок 2.31 – Модельные расчеты процента покрытия ячейки сетки льдом, % и температуры поверхности воды, °C за 28 января 00 UTC. Красные точки, обозначенные цифрами (слева) соответствуют станциям наблюдений 1 – Иломантси, 2 – Йоенсуу, буквой L – узел сетки над озером Ладога. Белая карта слева показывает всю область интегрирования, красный квадрат – интересующая нас область (из [39])

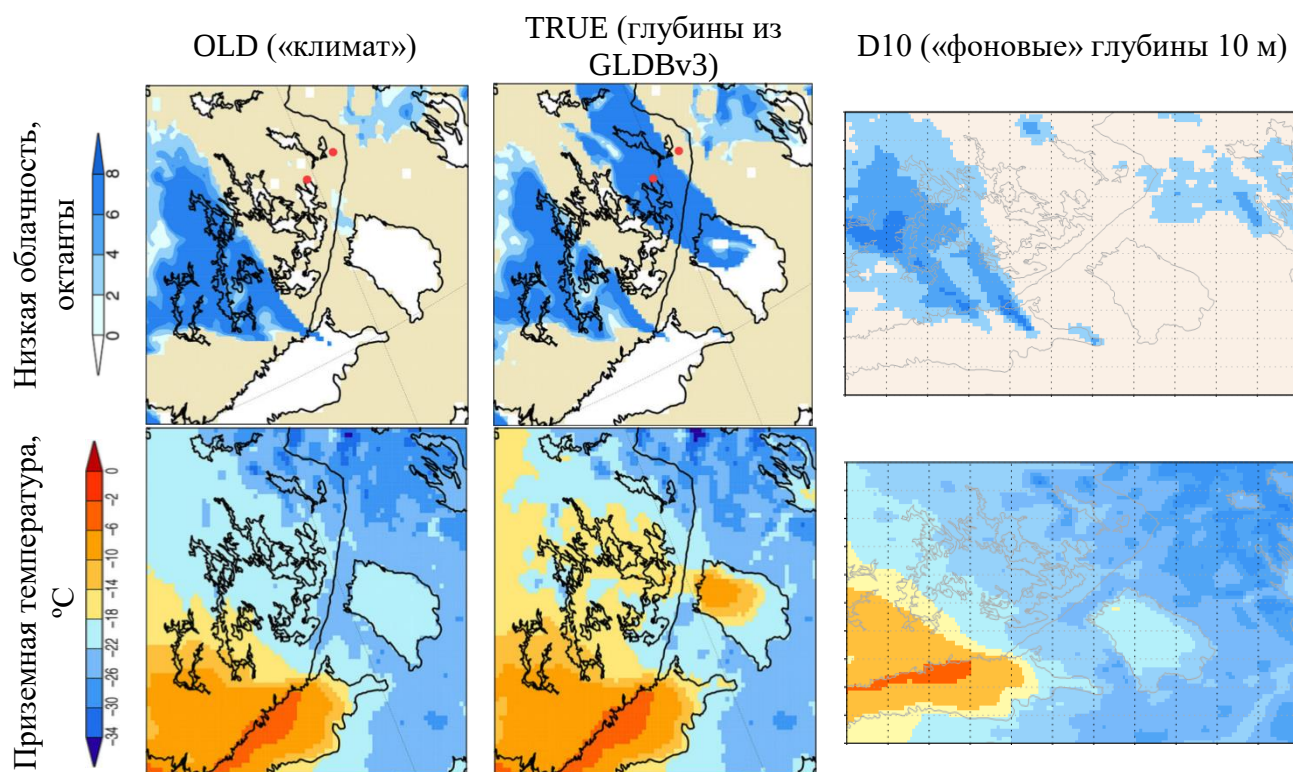


Рисунок 2.32 – Прогноз на +6 часов низкой облачности, октанты, и приземной температуры, °C. Время анализа (начальный момент прогноза) 28 января 00 UTC. Красными точками отмечены две станции наблюдений Иломантси и Йоенсуу (из [39])

Низкая облачность повлияла на прогноз приземной температуры (см рисунки 2.32 и 2.33). В экспериментах OLD и D10 было предсказано поле низких температур воздуха с небольшими градиентами, которое можно ожидать в ситуации безоблачного неба. В эксперименте TRUE температура воздуха выше, как над Ладожским озером, так и на территориях под облаком к северо-западу от озера. Над озером изотермы повторяют распределение льда.

Также было проведено сравнение прогностических и фактических значений температуры и количества облачности для двух станций, Иломантси (полное название Иломантси Мекриярви, ВМО № 02939) и Йоенсуу (полное название Йоенсуу Линнунлахти, ВМО № 02928). Расстояние между станциями примерно 60

км. Облако прошло над этими станциями во время, более удобное для сравнения, чем над станциями Коннунсуо и Тохмаярви. Для сравнения использовались результаты прогноза в ближайшем к станции узле сетки.

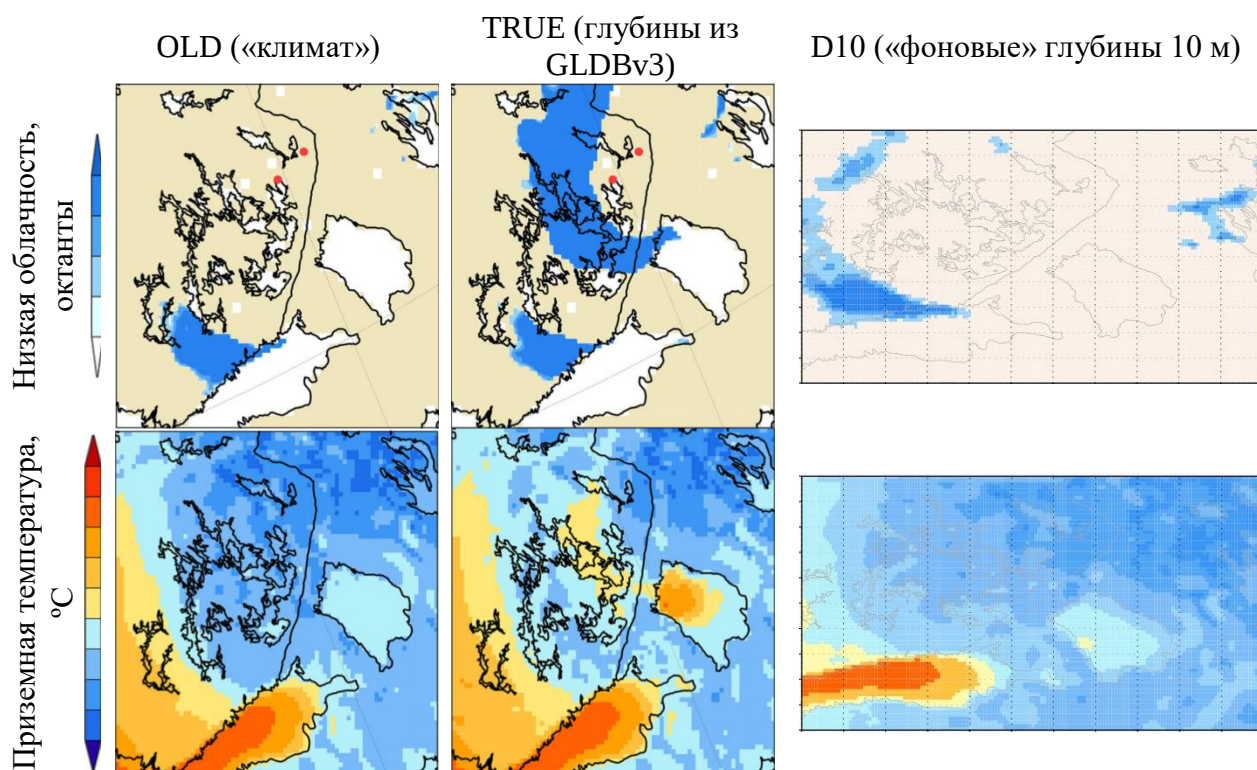


Рисунок 2.33 – Прогноз на +24 часа низкой облачности, октанты, и приземной температуры, °C. Время анализа (начальный момент прогноза) 28 января 00 UTC. Красными точками отмечены две станции наблюдений Иломантси и Йоенсуу (из [39])

Временной ход низкой облачности и температуры для станций Иломантси и Йоенсуу, известный из наблюдений, приведен в верхней части рисунков 2.34 и 2.35. На станции Иломантси наблюдалась низкая облачность с 06 UTC по 15 UTC, а на станции Йоенсуу облачность присутствовала с 03 UTC по 18 UTC. Вследствие наличия облачности, на станции Иломантси температура увеличилась с -28 °C до -18 °C за 12 часов. Из-за облаков изменения температуры не были полностью

обусловлены солнечной радиацией. После исчезновения облака после 15 UTC температура упала ниже -30°C (с -18°C). На станции Йоенсуу из-за облачности температура весь день наблюдалась равной примерно -15°C , то есть рано утром она была на 15°C теплее, чем на соседней станции Иломантси.

В прогнозе (см. рисунки 2.34 и 2.35) можно наблюдать существенные различия между экспериментами. Из-за отсутствия льда на Ладожском озере и отсутствия облака в экспериментах D10 и OLD, результаты прогноза температуры по этим двум экспериментам практически совпадают. Поэтому мы сравним в основном эксперименты TRUE и OLD. В эксперименте OLD низкая облачность отсутствовала как на станции Йоенсуу, так и на станции Иломантси; в эксперименте TRUE облачность воспроизводится более реалистично. Для станции Иломантси длительность облачного периода была недооценена в эксперименте TRUE (см. рисунок 2.34). На станции Йоенсуу (см. рисунок 2.35) низкая облачность и последующее прояснение были очень хорошо спрогнозированы в TRUE.

Амплитуда приземной температуры на станции Иломантси была спрогнозирована заниженной во всех экспериментах (см. рисунок 2.34). Дневные температуры и вечернее похолодание были спрогнозированы успешно, а ночные температуры были все же на несколько градусов завышены. На станции Йоенсуу температура в эксперименте OLD была ниже на $5-10^{\circ}\text{C}$ в течении всего срока прогноза из-за неспрогнозированных облаков (см. рисунок 2.35). В эксперименте TRUE температура была спрогнозирована довольно хорошо, особенно в полдень и послеполудня, благодаря хорошему прогнозу низкой облачности. Прогноз температуры на утро 28 января дал значения на 5°C ниже наблюдаемых, предположительно из-за неточного воспроизведения развития облачности в первые часы прогноза. Вечернее и ночное похолодание были хорошо предсказаны, хотя фактические минимальные температуры и не были достигнуты.

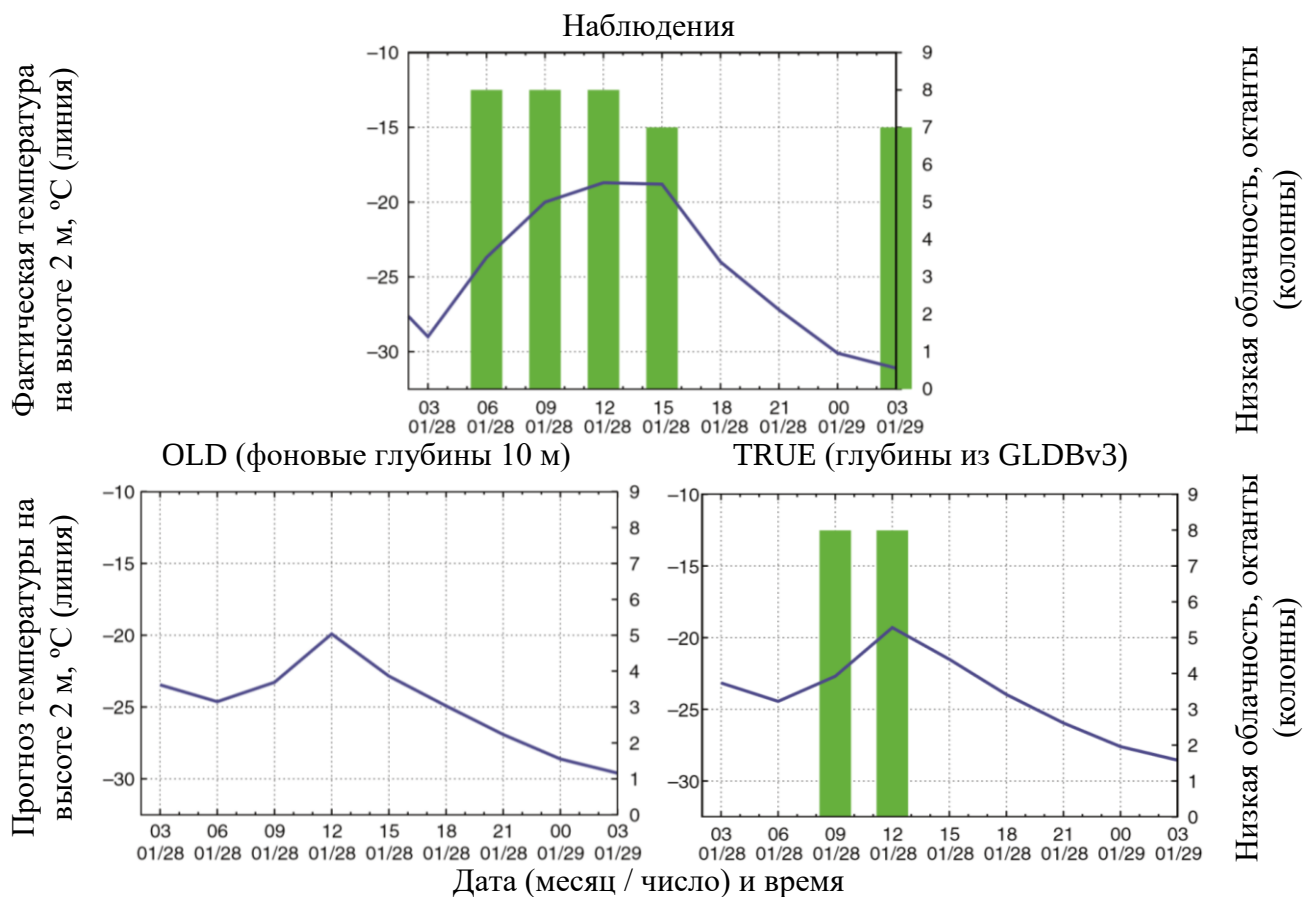


Рисунок 2.34 – Фактическая и прогностическая температура воздуха на высоте 2 м, °C и низкая облачность, октанты, на станции Иломантси (ВМО № 02939) (из [39])

Влияние озер на погоду и климат не ограничивается условиями над самим озером, а распространяется на его окрестности. В исследовании [6] был сделан вывод, что влияние некоторых из Великих озер простирается на расстояние от 10 км до 100 км и более, в зависимости от погодных параметров и от рассматриваемого озера. Влияние может быть различным на разных сторонах озера. При оценке климатического эффекта озер эти авторы использовали 80-ти км зону влияния. Примеры влияния озер на погоду и климат приведены в Главе 1.

В рассматриваемом случае, расстояние, на которое распространяется влияние Ладожского озера может быть оценено на основе распространения с

помощью ветра образованного озером облака. Основываясь на спутниковых снимках на рисунке 2.29, можно утверждать, что облако было зафиксировано как минимум в 250 км на запад и северо-запад от озера. С наветренной стороны, влияние распространяется недалеко.

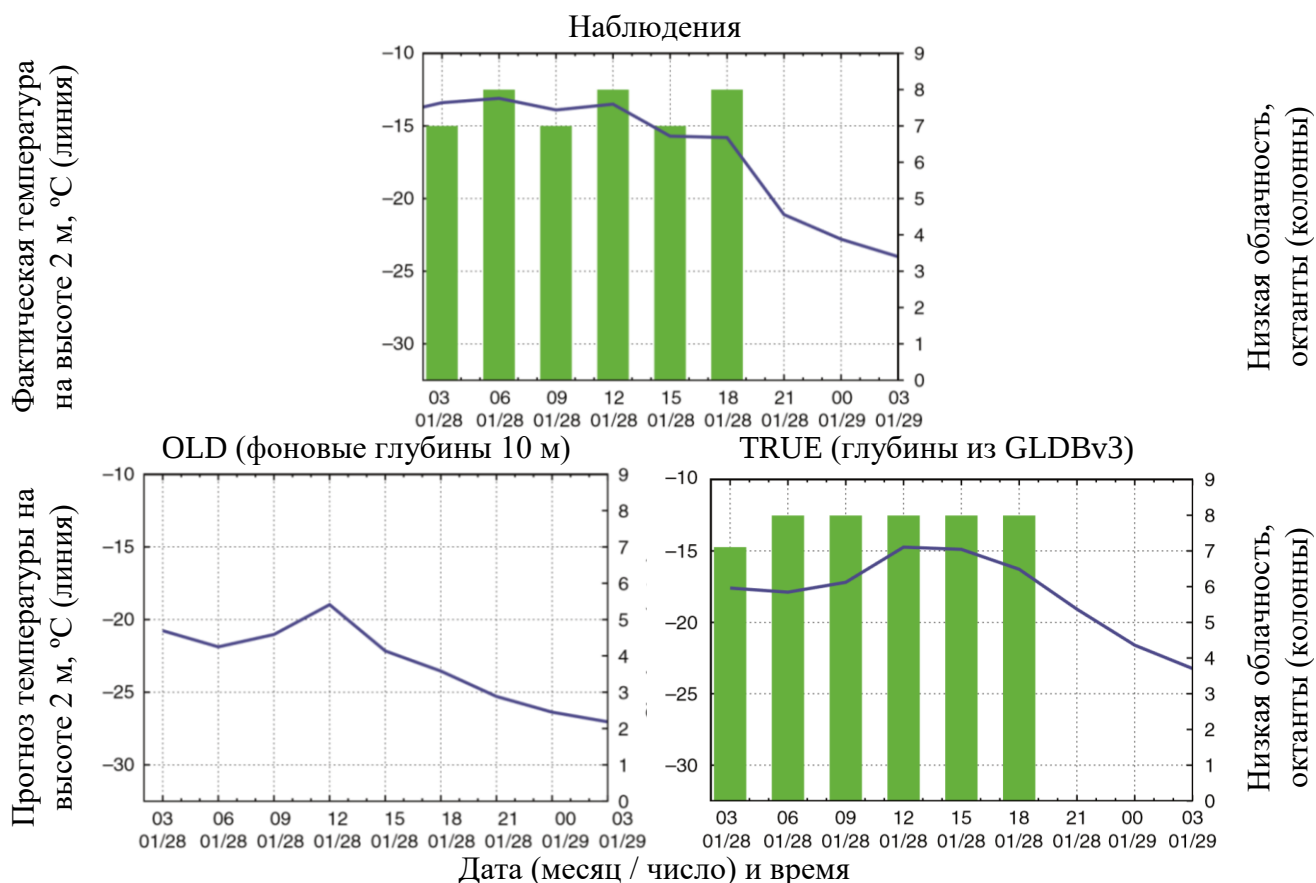


Рисунок 2.35 – Фактическая и прогностическая температура воздуха на высоте 2 м, °C и низкая облачность, октанты, на станции Йоенсуу (ВМО № 02928) (из [39])

Была проведена стандартная верификации по 10 наблюдательным станциям, находящимся на расстоянии до 250 км от западного берега Ладожского озера. Период верификации – с 25 января по 5 февраля. В эксперименте OLD (и аналогично, D10) наблюдалась очень большая по модулю отрицательная средняя

абсолютная ошибка, около -2°C . В эксперименте TRUE эта ошибка была меньше -0.5°C .

Результаты эксперимента D10 практически повторяют результаты эксперимента OLD. Это произошло потому, что озеро Ладога в эксперименте D10 к моменту начала ситуации уже замёрзло. Вследствие этого, в эксперименте D10 были повторены все те же ошибки, что и в эксперименте OLD: отсутствие низкой облачности и заниженные значения температуры. Эксперимент с правильным описанием глубины Ладожского озера, и как следствие, с реалистичным воспроизведением ледового покрытия смог предсказать формирование и перемещение облаков, что, в свою очередь, улучшило прогноз погоды. Имея такие карты погоды синоптик смог бы предсказать значительные изменения температуры над восточной Финляндией.

Таким образом, правильное описание глубины озера в прогностической модели привело к правильному описанию ледового покрытия, что улучшило результаты прогноза температуры для территории вблизи озера в антициклонический период в январе-феврале 2012 года.

3 Анализ модельных ошибок в зависимости от термического режима озера

В данной главе анализируются ошибки моделирования озерной модели FLake в зависимости от термического режима озера. Толчком для развития такого анализа стали первоначальные попытки использовать результаты моделирования для косвенной верификации «фоновых» глубин в новой версии озёрной базы. Мы сравнивали результаты моделирования термодинамической озерной модели FLake [11, 12] с измерениями температуры поверхности воды, при использовании глубины озера из различных баз данных: GLDBv1 и GLDBv3. Верификация проводилась для озера Кюувеси (Kyyvesi), находящегося на юге Финляндии. Информация о глубине этого озера поступила после того, как были сгенерированы обе версии базы (в окончательную версию рассматриваемое озеро было внесено). Но выяснилось, что модельные ошибки существенно различаются для разных сезонов и зависят от термодинамического режима озера. Это означает, что модельные ошибки нельзя рассматривать и использовать для верификации новой версии озёрной базы для года в целом, результаты будут различными для различных сезонов. Понятно также, что каждая модель будет иметь свои индивидуальные ошибки для разных режимов перемешивания и стратификации в зависимости от допущений и предположений самой модели. Мы изучали модельные ошибки термодинамической озерной модели FLake на примере озера Кюувеси, которое располагается в бореальной климатической зоне и является достаточно характерным для своего региона озером.

3.1 Объект моделирования

Кюувеси (61.970 ° с.ш., 27.135 ° в.д.) является достаточно большим озером. Оно располагается на Евразийской геологической плите, на щите Докембрийской платформы, на территории ледниковых четвертичных отложений на осадочных горных породах. Несмотря на свой значительный размер (129,95 км²), это очень мелкое озеро, средняя глубина его равна 4.4 метра; максимальная глубина, однако, достигает 35.0 метров. Берега изрезаны и чрезвычайно скалисты. Вода темная, непрозрачная, так как территория водосбора находится в основном в болотистой местности. Местоположение озера представлено на рисунке 3.1. Озеро Кюувеси является одним из 27 озер, для которых Финский институт окружающей среды (SYKE) проводит ежедневные оперативные наблюдения температуры поверхности воды.

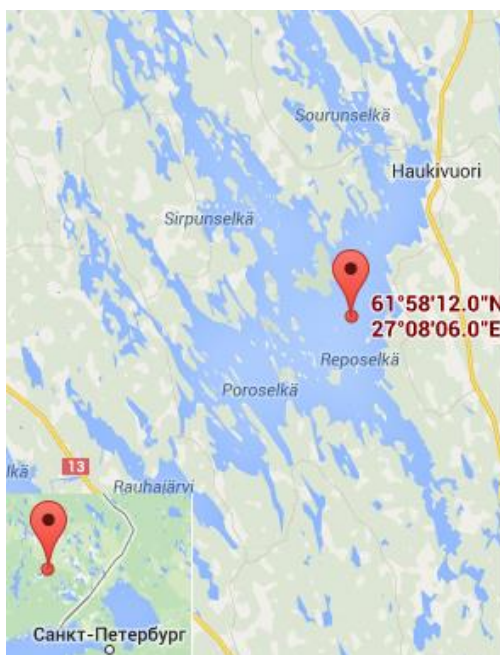


Рисунок 3.1 – Местоположение озера Кюувеси

3.2 Эксперименты с озерной моделью FLake

Для численных экспериментов использовалась интегральная нуль-мерная модель озера FLake [11, 12]. Эта модель на сегодняшний день наиболее часто используется для параметризации озер в работах, связанных с численным моделированием погоды и климата. Она внедрена во многие региональные и глобальные климатические модели и численные модели прогноза погоды [44, 52, 53, 80, 81]. В модели FLake профиль температуры параметризован двумя слоями: верхним перемешанным слоем и лежащим под ним слоем термоклина. Для описания термоклина используется концепция самоподобия (заданной формы). Для озер в бореальной зоне перемешанный слой достигает дна озера дважды в год, после схода льда и перед его появлением. FLake содержит модельные блоки донных отложений, снега и льда, которые также используют концепцию самоподобия. На рисунке 3.2 показано представление моделью FLake профиля температуры воды и донных отложений при наличии снежного и ледяного покрова.

Глубина перемешанного слоя рассчитывается по уравнению вовлечения в случае конвекции и уравнению релаксационного типа в случае ветрового перемешивания. Для расчета переноса солнечной радиации используется закон затухания в экспоненциальном приближении. Модельный блок атмосферного приземного подслоя может быть использован для расчета турбулентных потоков тепла и количества движения, а также испарения на основе данных атмосферного форсинга в виде температуры, влажности и скорости ветра на некотором уровне в атмосфере. Прогностическими переменными модели являются: температура снега (на границе снег-атмосфера), высота снега, температура льда (на границе лед-снег), толщина льда, средняя температура воды, придонная температура, температура верхнего слоя донных отложений, толщина верхнего слоя донных отложений, глубина перемешанного слоя и фактор формы (интеграл профиля температуры в

термоклине, аппроксимированного полиномом третьей степени). Температура перемешанного слоя в модели рассчитывается по диагностическому уравнению.

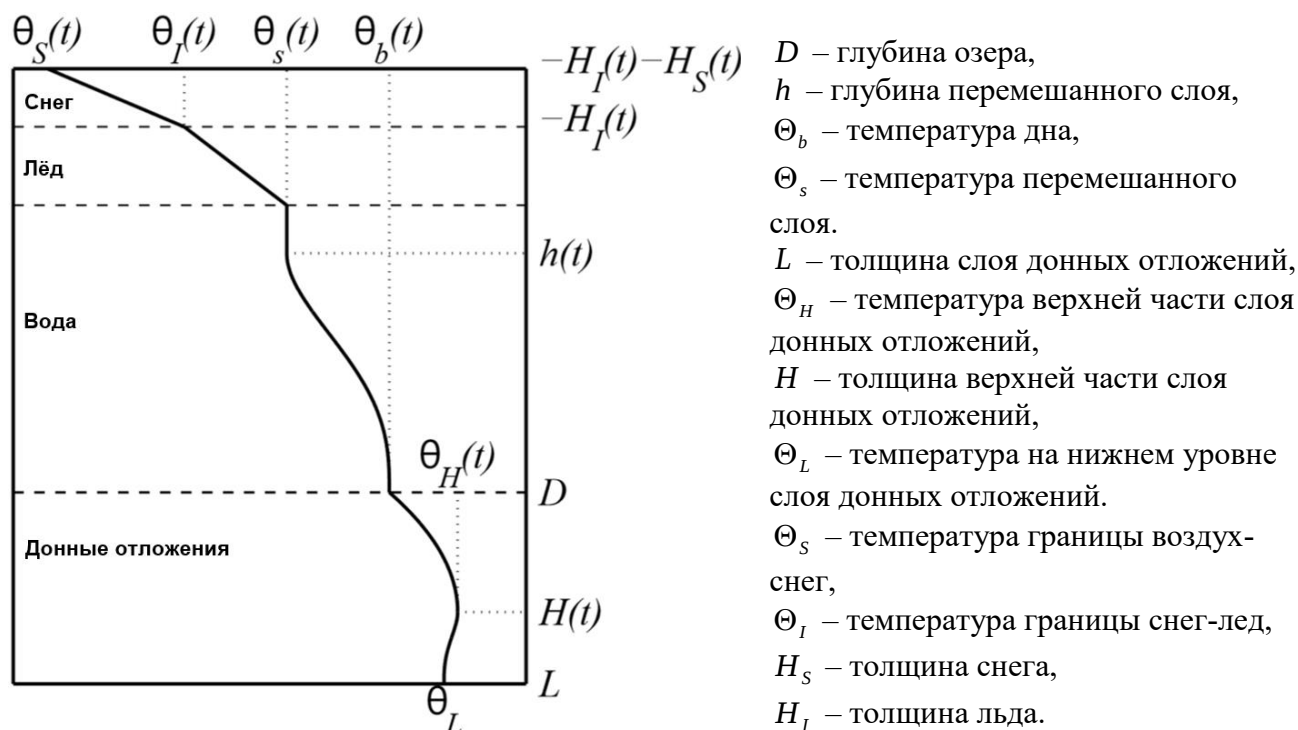


Рисунок 3.2 – Основные элементы вертикального профиля температуры воды и донных отложений [11]

Для создания форсинга использовались прогнозы модели HIRLAM (High Resolution Limited Area Model; система HIRLAM включает модель численного прогноза и ассимиляцию данных) [74] на 6-12 часов, напечатанные с интервалом в один час и проинтерполированные по времени на шаг модели FLake (10 минут). Длительность экспериментов один год, с 03.11.2010 по 10.11.2011. Использовались следующие данные форсинга: температура воздуха и массовая доля водяного пара на высоте двух метров, скорость ветра на высоте 10 метров, приземное давление, интенсивность твердых осадков, потоки нисходящей коротковолновой и длинноволновой радиации. Мы рассматривали модельный временной ход

температуры перемешенного слоя (T_{ml}), средней температуры воды (T_{mw}), придонной температуры (T_b), и глубины перемешенного слоя озера (H_{ml}).

3.3 Структура модельной ошибки

Модельные ошибки оказались различными в зависимости от сезона и термодинамического режима озера (лед / без льда, перемешанный / стратифицированный режим). Так как первоначально анализ модельных ошибок имел целью косвенную верификацию «фоновых» глубин в различных версиях базы данных о глубинах, мы приводим здесь результаты для трех средних глубин: 1) истинной, равной 4.4 метрам; 2) основанной на оценках по геологическому признаку из GLDBv3 и равной 7.0 метрам; 3) «фоновой» из GLDBv1, равной 10.0 метрам. Для детального разделения на сезоны по смене модельных озерных режимов были выделены даты появления / схода льда, установления / разрушения зимнего профиля, а также конца весеннего и начала осеннего перемешивания. Даты с указанием дня, месяца и года для разных экспериментов приведены в таблице 3.1. Зимний подледный профиль температуры характеризуется квази-постоянством. Начало / конец установления зимнего профиля совпадает с появлением / исчезновением льда соответственно. Весеннее перемешивание начинается с освобождением озера ото льда. В этот период перемешанный слой достигает дна озера хотя бы раз в сутки. Днем озеро может не быть перемешанным до дна, но ночью оно перемешано всегда. Заканчивается весеннее перемешивание, когда глубина перемешанного слоя перестает достигать глубины озера хотя бы раз в сутки. Аналогично можно определить даты начала и конца осеннего перемешивания. Осеннее перемешивание более стабильно, чем весеннее, и глубина перемешанного слоя в течении почти всего осеннего периода равна глубине озера.

Таблица 3.1 – Даты смены модельных озерных режимов в экспериментах с различными средними глубинами

Дата	Средняя глубина озера, м		
	4.4 (реальная)	7.0 (GLDBv3)	10.0 (GLDBv1)
Появления льда / установления зимнего профиля	20.11.2010	23.11.1010	25.11.2010
Исчезновения льда / разрушения зимнего профиля	13.05.2011	14.05.2011	14.05.2011
Конца весеннего перемешивания	20.05.2011	20.05.2011	22.05.2011
Начала осеннего перемешивания	08.10.2011	12.10.2011	18.10.2011

Даты появления и схода снежного покрова не существенны для анализа и смены озерных режимов. Высота снежного покрова в модели и продолжительность его залегания зависит только от внешних метеорологических условий (форсинга) и не зависит от параметров озера. Во всех экспериментах с различными глубинами снег появился одновременно – 06.12.2010, и растаял также одновременно – 16.04.2011. Даты смены режимов в экспериментах с разной глубиной отличаются мало, за исключением дат начала осеннего перемешивания, где разброс достигает 10 дней.

В результате визуального анализа временного хода озерных прогностических переменных и принимая во внимание отмеченные ранее даты, мы выделили 6 озерных сезонов:

- 1) «зима» – между моментами установления и разрушения зимнего профиля;
- 2) «весеннее перемешивание» – с момента разрушения зимнего профиля до начала стабильного уменьшения H_{ml} . Озеро в основном перемешано до дна, в профиле температуры – только перемешенный слой;

3) «весеннее уменьшение H_{ml} » – начинается с конца «весеннего перемешивания» и заканчивается моментом, когда H_{ml} становится стабильно меньше половины глубины озера. В этот период вид профиля меняется, появляется слой термоклина;

4) «лето» – начинается с конца «весеннего уменьшения H_{ml} » и заканчивается, когда H_{ml} становится стабильно меньше половины глубины озера. Профиль температуры озера состоит из перемешенного слоя и термоклина, перемешенный слой очень мал и ход анализируемых переменных почти полностью определяется форсингом;

5) «осеннее углубление H_{ml} » – с конца «лета» по начало «осеннего перемешивания», когда H_{ml} начинает достигать глубины озера. В профиле температуры перемешенный слой начинает увеличиваться, также присутствует термоклин;

6) «осеннее перемешивание» – с конца «осеннего углубления H_{ml} » до возникновения на озере льда. Профиль температуры озера вновь состоит только из перемешенного слоя.

Даты начала и конца каждого из выделенных сезонов приведены в таблице 3.2. Такое выделение сезонов можно провести для любого озера бореальной зоны. Даты начала и конца сезонов будут индивидуальны, но для расположенных близко друг от друга озёр будут отличаться несущественно.

Зимний сезон в таблицу 3.2 не включен. Он начался 25.11.2010 и закончился 12.05.2011. Даты установления зимнего профиля различны в экспериментах с разной глубиной – чем больше глубина, тем позже устанавливался зимний профиль (см. таблицу 3.1). Разрушился он во всех экспериментах практически одновременно – в эксперименте с глубиной 4.4 м 13.05.2011, с глубинами 7.0 и 10.0 м 14.05.2011. В реальности лед на озере полностью исчез раньше, чем в модели, ранее 01.05.2011, когда возобновились измерения температуры

поверхности озера. Так как в модели с 01.05.2011 по 12.05.2011 все еще был лед, наблюдениями в этот период пришлось пренебречь. В качестве иллюстрации на рисунке 3.3 приводятся временной ход толщины льда и высоты снега. Толщина льда в экспериментах с различными глубинами практически не отличается и достигает 1 м. Количество снега во всех экспериментах одинаково (т. к. связано только с форсингом) и достигает 30 см.

Таблица 3.2 – Сезоны, выделенные для озера Кюувеси, с датами начала и конца, а также с абсолютными средними μ и среднеквадратичными ошибками e в экспериментах с различными глубинами

Сезон	Начало	Конец	Глубина, м	μ	e	σ
Весеннее перемешивание	13.05.2011	22.05.2011	4.4 (реальная)	5.2	5.5	1.7
			7.0 (GLDBv3)	6.7	6.7	0.9
			10.0 (GLDBv1)	7.3	7.4	0.7
Весеннее уменьшение H_{ml}	23.05.2011	31.05.2011	4.4 (реальная)	0.0	1.4	1.4
			7.0 (GLDBv3)	3.4	3.8	1.6
			10.0 (GLDBv1)	5.9	6.1	1.4
Лето	01.06.2011	10.09.2011	4.4 (реальная)	-2.1	2.9	2.0
			7.0 (GLDBv3)	-2.0	2.6	1.5
			10.0 (GLDBv1)	-1.8	2.5	1.8
Осеннее углубление H_{ml}	11.09.2011	18.10.2011	4.4 (реальная)	-0.1	0.7	0.7
			7.0 (GLDBv3)	-0.7	1.0	0.7
			10.0 (GLDBv1)	-0.9	1.1	0.7
Осеннее перемешивание	19.10.2011	08.11.2011	4.4 (реальная)	0.1	0.5	0.5
			7.0 (GLDBv3)	-0.7	0.9	0.6
			10.0 (GLDBv1)	-0.9	1.1	0.6

Продолжение Таблицы 3.2

Сезон	Начало	Конец	Глубина, м	μ	e	σ
Весь период	04.11.2010	08.11.2011	4.4 (реальная)	-0.4	3.2	3.1
			7.0 (GLDBv3)	-0.3	3.3	3.2
			10.0 (GLDBv1)	-0.1	3.5	3.5

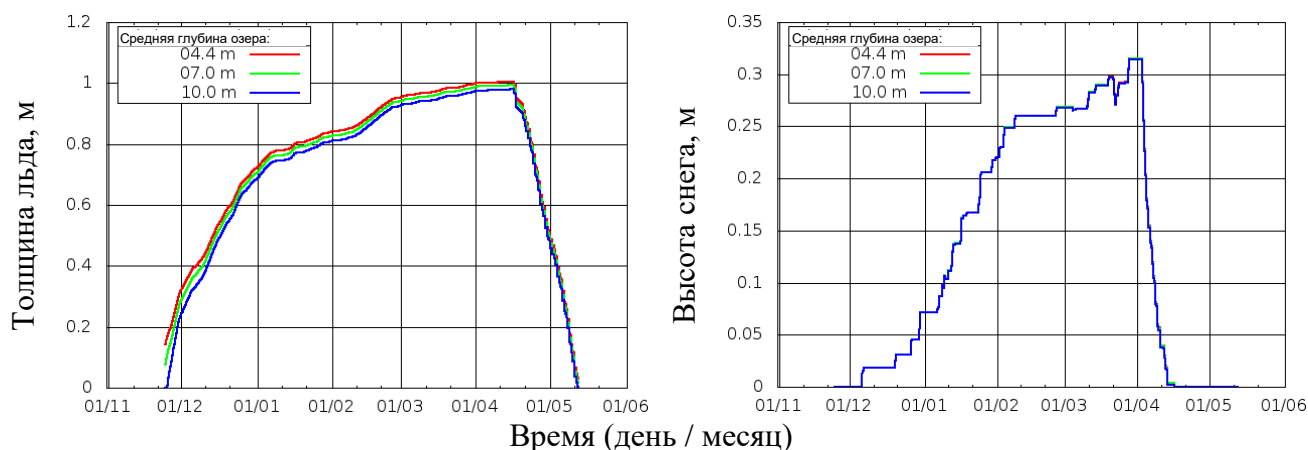


Рисунок 3.3 – Временной ход толщины льда и высоты снега, м за зимний период 25.11.2010 – 12.05.2011

Временной ход озерных прогностических переменных для каждого из выделенных сезонов, за исключением «зимы», представлен на рисунках 3.4 – 3.8.

Сезон «весеннего перемешивания», представленный графиками на рисунке 3.4, начинается во всех экспериментах одновременно, а заканчивается позднее в экспериментах с большей глубиной. Для глубины 10.0 м он заканчивается на 2 дня позже, чем для глубины 7 м и реальной глубины 4.4 м (см. таблицу 3.2). Во всех экспериментах T_{ml} , T_{mw} и T_b растут. Самый быстрый рост наблюдается в экспериментах с глубиной 4.4 м, с глубиной 7.0 м рост медленнее, и самый медленный – с глубиной 10.0 м. Измеренная температура поверхности также растет, но медленнее, чем модельная. Кроме того, свой рост в этом сезоне она начинает не с 0 °С, как T_{ml} в модельных экспериментах, а с 7 °С. Причина состоит

в том, что в реальности озеро полностью освободилось ото льда на 12 дней раньше, чем в модели, и к моменту начала модельного «весеннего перемешивания» реальная температура уже существенно возросла. Таким образом, во всех экспериментах наблюдается сильное занижение моделью T_{ml} по сравнению с измеренной температурой поверхности воды. Для GLDBv3 (7.0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10.0 м глубины) μ меньше (6.7 °C против 7.3 °C); e также меньше (6.7 °C против 7.4 °C). Для реальной глубины 4.4 м μ составляет 5.2 °C, а e – 5.5 °C.

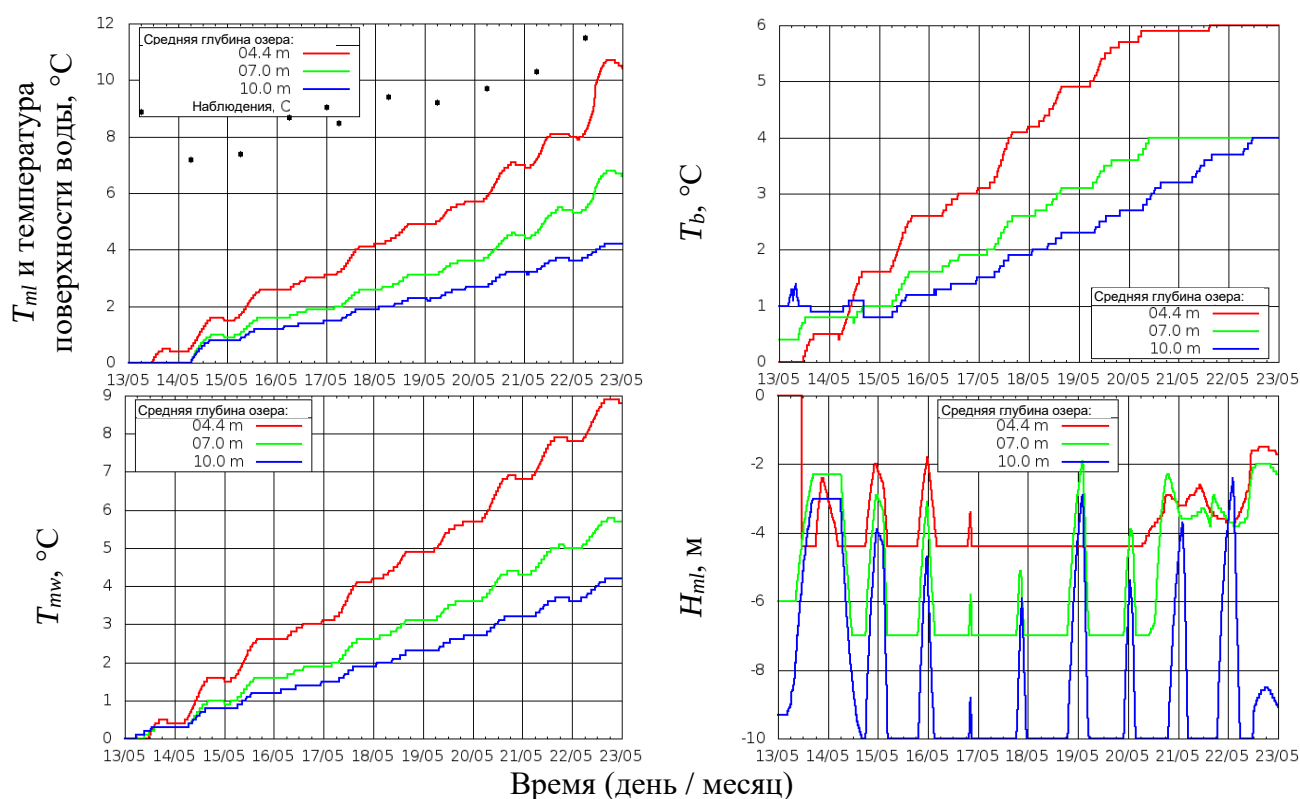


Рисунок 3.4 – Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности воды, °C, T_b , °C, T_{mw} , °C, H_{ml} , м в течении сезона «весеннего перемешивания» 13.05.2011 – 22.05.2011

Сезон «весеннего уменьшения H_{ml} » представлен графиками на рисунке 3.5. Рост T_{ml} , T_{mw} и T_b продолжается, но медленнее, в конце сезона величины становятся постоянными. Самый быстрый рост наблюдается в экспериментах с глубиной 4.4 м, с глубиной 7.0 м рост медленнее, и самый медленный – с глубинами 10.0 м. Для всех экспериментов разница между кривыми временного хода T_{ml} и измеренной температурой поверхности уменьшается со временем. Для GLDBv3 (7.0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10.0 м глубины) μ меньше почти в два раза, 3.4 °C против 5.9°C; e также значительно меньше, 3.8 °C против 6.1 °C. Для реальной глубины 4.4 м μ составляет 0.0 °C, а e – 1.4 °C.

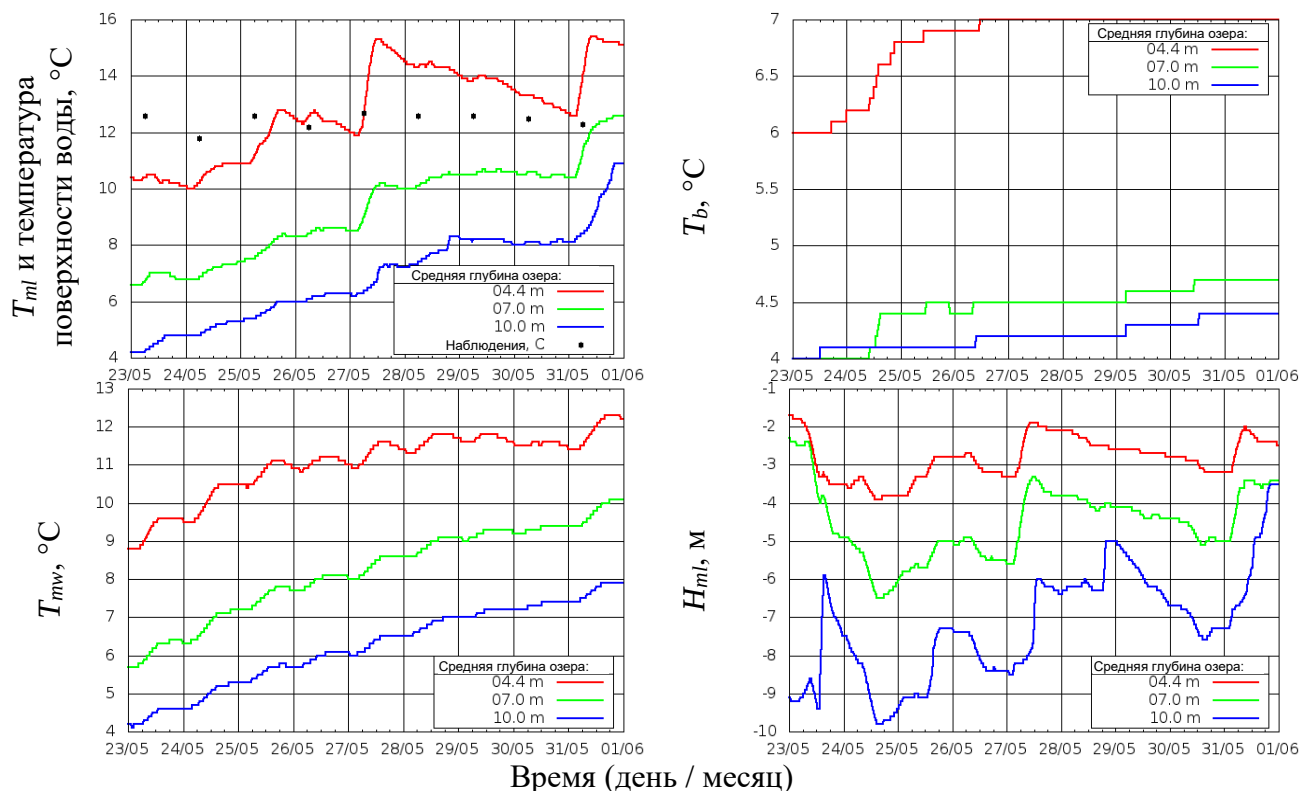


Рисунок 3.5 – Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности воды, °C, T_b , °C, T_{mw} , °C, H_{ml} , м в течении сезона «весеннего уменьшения H_{ml} » 23.05.2011 – 31.05.2011

В летний сезон, представленный графиками на рисунке 3.6, H_{ml} в экспериментах со всеми глубинами приблизительно одинакова, в экспериментах с меньшей глубиной она немного меньше. Значения T_{ml} сильно завышаются моделью по отношению к данным наблюдений. Завышение тем меньше, чем больше глубина. Значения T_b в экспериментах с глубинами 7.0 и 10.0 м значительно растут, причем для 7.0 м быстрее. В то же время в экспериментах с глубиной 4.4 м значения T_b остаются практически постоянными. Ожидается, что временной ход T_{mw} должен иметь максимум в середине лета, причем для озер с большими глубинами значения максимума должны быть меньше. В наших экспериментах ожидаемая картина нарушена. Во второй неделе сезона во временном ходе T_{mw} наблюдается нестандартная ситуация, когда значения в экспериментах с глубиной 7.0 м становятся наибольшими. Впервые это наблюдается 13.06.2011 (см. рисунки 3.6 и 3.9). Для того, чтобы объяснить ситуацию, на рисунке 3.9 представлен временной ход данных форсинга, а именно потоков нисходящей длинноволновой и коротковолновой радиации и температуры воздуха на высоте 2 м. В день 13.06.2011 наблюдается сильное уменьшение потоков коротковолновой радиации и заметное увеличение потоков длинноволновой радиации, что может быть объяснено прохождением сильного холодного атмосферного фронта и появлением облачности. Сильное понижение температуры воздуха на высоте 2 м (с 27 °C до 7 °C) это подтверждает. Нестандартная ситуация с T_{mw} имела место в модельных экспериментах начиная с этого дня, а именно, в эксперименте с глубиной 7.0 м T_{mw} оказалась теплее, чем в эксперименте с глубиной 4.4 м (и оставалась теплее в течении практически всего сезона «лета»). Это связано с тем, что во всех экспериментах начался резкий спад T_{mw} как отклик на похолодание и появление облачности. Падение было тем сильнее, чем меньше глубина, и в этот момент T_{mw} в эксперименте с глубиной 4.4 м упала сильнее, чем с глубиной 7.0 м. Сложившаяся ситуация является особенностью лета 2011 года для озера Кюувеси. В результате

завышения T_{ml} по отношению к измеренной температуре поверхности, минимальная ошибка моделирования имеет место при значительном завышении истинной средней глубины озера. Для GLDBv3 (7.0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10.0 м глубины) μ больше, -2.0 °C против -1.8 °C; e практически одинакова и равна приблизительно 2.6 °C. Для реальной глубины 4.4 м μ является наибольшей и составляет -2.1 °C, а e – 2.9 °C.

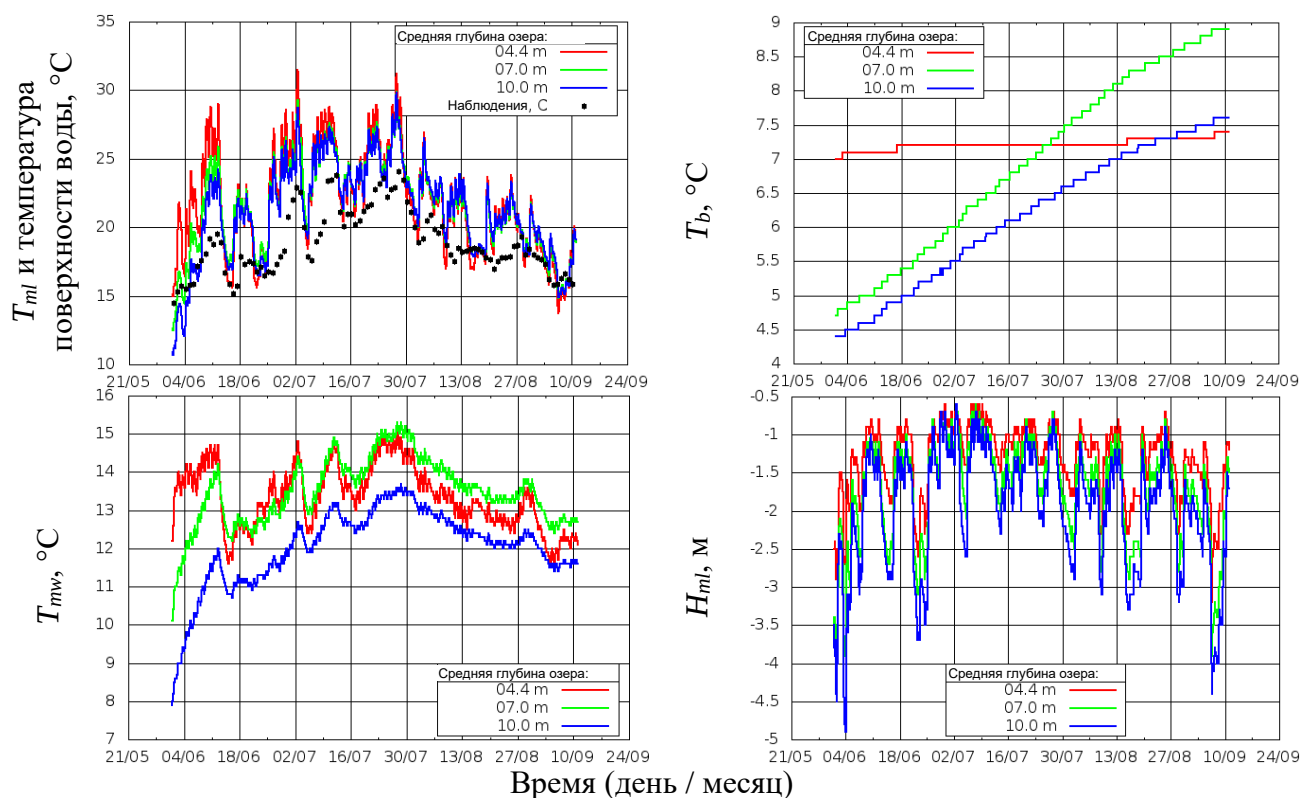


Рисунок 3.6 – Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности воды, °C, T_b , °C, T_{mw} , °C, H_{ml} , м в течении сезона «лета» 01.06.2011 – 10.09.2011

Сезон «осеннего углубления H_{ml} », представленный графиками на рисунке 3.7, начинается во всех экспериментах одновременно, а заканчивается тем раньше, чем меньше глубина озера в эксперименте (см. таблицу 3.2). Различия в датах значительные. В экспериментах с реальной глубиной в 4.4 м он заканчивается на 4 дня раньше, чем с глубиной 7.0 м, и на 10 дней раньше, чем с глубиной 10.0 м. Значения T_{ml} и T_{mw} быстро уменьшаются. Значения T_{ml} в экспериментах с глубиной 4.4 м очень близки к измеренной температуре поверхности (ближе всего среди всех рассмотренных сезонов). Нестандартная ситуация с T_{mw} , возникшая «летом» в экспериментах с глубинами 4.4 и 7.0 м, продолжается. Самое быстрое падение значений T_{mw} наблюдается в экспериментах с глубиной 4.4 м, менее быстрое с глубиной 7.0 м и самое плавное – с глубиной 10.0 м. T_b во всех экспериментах практически не меняется со временем. Значения T_b в экспериментах с глубинами 4.4 и 10.0 м практически совпадают, а с глубиной 7.0 м они на 2 °C выше. Это объясняется нестандартной ситуацией сложившейся «летом». К концу сезона во всех экспериментах во временном ходе T_b наблюдается скачок, резкий максимум на графике. Он соответствует моменту первого осеннего полного перемешивания озера, когда H_{ml} достигает значения глубины озера. Раньше всего скачок наблюдается во временном ходе T_b для экспериментов с глубиной 4.4 м, чуть позже с глубиной 7.0 м и позже всего с глубиной 10.0 м. Для GLDBv3 (7.0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10.0 м глубины) μ немного меньше, -0.7 °C против -0.8 °C; e также слегка меньше, 1.0 °C против 1.1 °C. Для реальной глубины 4.4 м μ составляет -0.1 °C, а e – 0.7 °C.

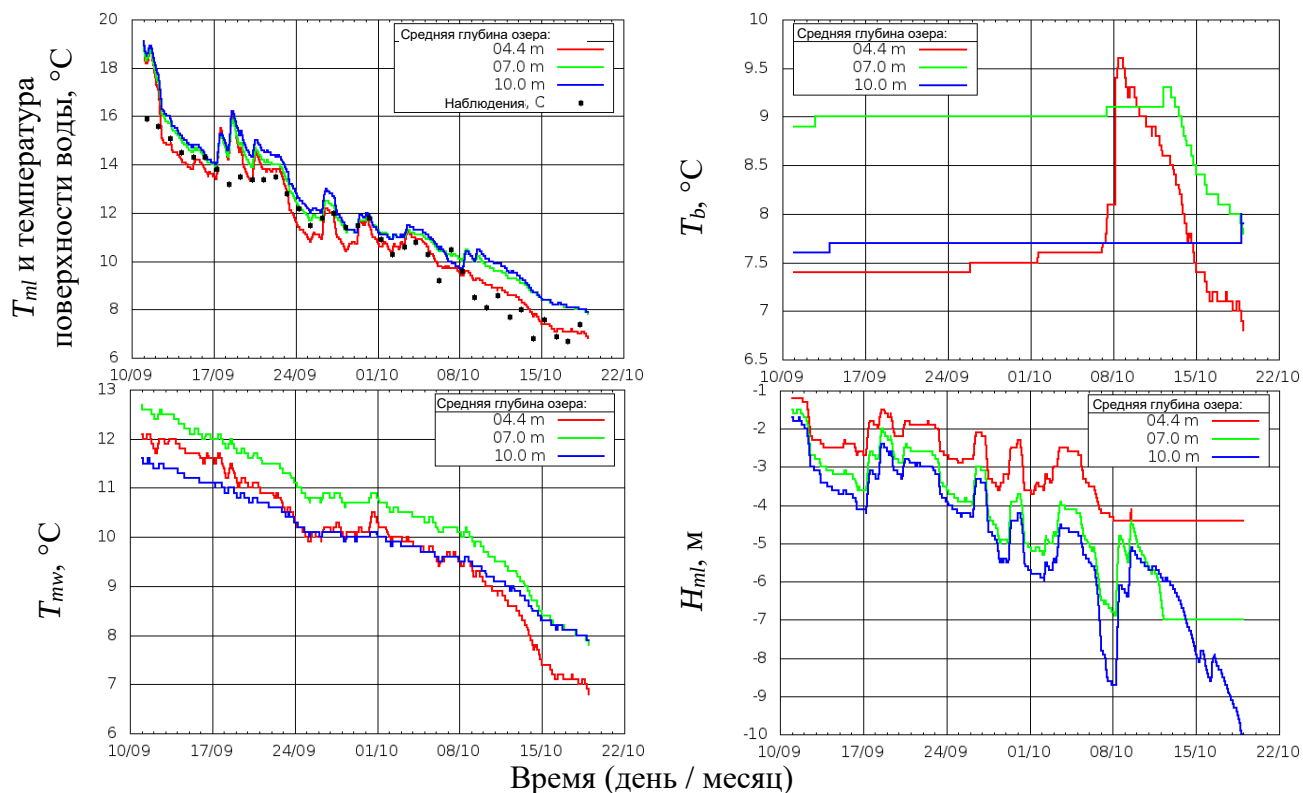


Рисунок 3.7 – Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности воды, °C, T_b , °C, T_{mw} , °C, H_{ml} , м в течении сезона «осеннего углубления H_{ml} » 11.09.2011 – 18.10.2011

Во время сезона «осеннего перемешивания», представленного графиками на рисунке 3.8, уменьшение T_{ml} , T_{mw} и T_b продолжается, хотя в их временном ходе и наблюдаются некоторые колебания. Амплитуда колебаний больше в экспериментах с меньшей глубиной. Самые высокие значения температур наблюдаются в экспериментах с глубиной 10.0 м, с глубиной 7.0 м значения ниже, а с глубиной 4.4 м самые низкие. Разница между измеренной температурой поверхности и T_{ml} меньше всего для экспериментов с глубиной 4.4 м. Для GLDBv3 (7.0 м глубины) по сравнению с GLDBv1 (10.0 м глубины) μ немного меньше, - 0.7 °C против -0.9 °C; e также слегка меньше, 0.9 °C против 1.1 °C. Для реальной глубины 4.4 м μ составляет 0.1 °C, а e – 0.5 °C.

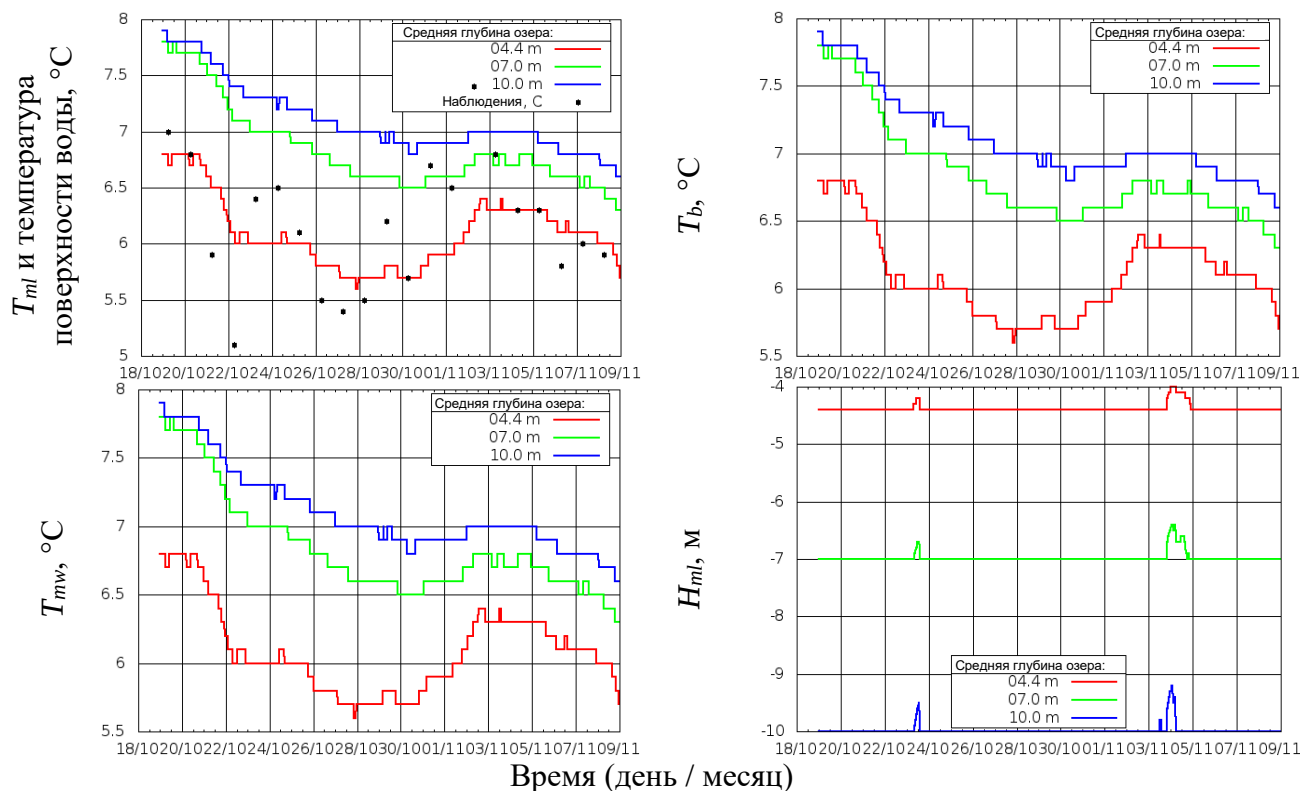


Рисунок 3.8 – Временной ход T_{ml} и измеренной температуры поверхности воды, °C, T_b , °C, T_{mw} , °C, H_{ml} , м в течении сезона «осеннего перемешивания» 19.10.2011 – 08.11.2011

Основываясь на расчётах средней абсолютной ошибки μ для реальной глубины 4.4 м, приведенных в таблице 3.2, и графиках временного хода T_{ml} и измеренной температуры поверхности воды на рисунках 3.4 – 3.8, можно сделать следующие выводы. Меньше всего μ и e осенью (ошибка по модулю меньше 1 °C), причем минимальны в сезон «осеннего перемешивания». В сезон «весеннего уменьшения H_{ml} », значение μ минимально, но значение e довольно большое. Больше всего μ и e в сезон «весеннего перемешивания» (ошибка больше 5 °C). Если рассматривать значение μ за весь период, то оно довольно маленькое (меньше 0.5°C), но значение e за весь период довольно большое. Из этого можно сделать вывод, что более всего подходящим для верификации, а в будущем и для решения

обратных задач, является осень, особенно сезон «осеннего перемешивания», когда средняя абсолютная μ и среднеквадратичная e ошибки минимальны.

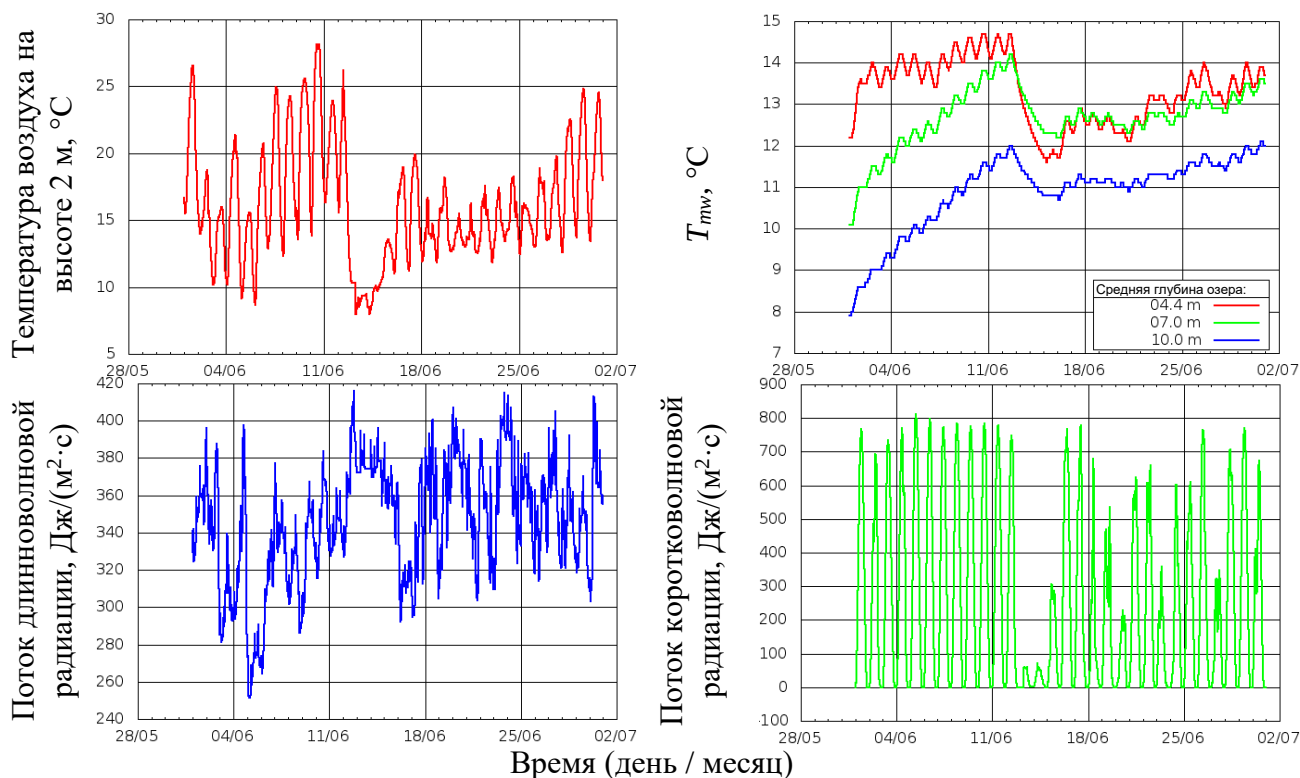


Рисунок 3.9 – Временной ход температуры воздуха на высоте двух метров, $^{\circ}\text{C}$, T_{mw} в экспериментах с различными глубинами, $^{\circ}\text{C}$, потоков длинноволновой и коротковолновой радиаций, $\text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ за июнь 2011 года

3.4 Сравнение модельных ошибок в экспериментах с различными глубинами

Модельные ошибки довольно велики даже в экспериментах с реальной глубиной 4.4 м. В таблице 3.2 приведены значения средних абсолютных ошибок (μ) и среднеквадратичных ошибок (e) для каждого озерного сезона и для всего периода в целом. В результате анализа этих значений можно сделать вывод, что для всех сезонов, кроме «лета», результаты по GLDBv3 лучше, чем по GLDBv1. Однако продолжительность озерных сезонов невелика, и осреднение при расчете ошибок

проводится по малым выборкам. В связи с этим необходимо было оценить статистическую значимость полученных результатов. Модельные ошибки (разницы между измеренной температурой поверхности воды и модельной T_{ml}) составили 3 выборки (группы): для экспериментов с реальной глубиной озера и глубинами из GLDBv1 и GLDBv3, эти группы сравнивались между собой. Анализ нормальности распределения модельных ошибок не проводился из-за малого количества данных. Поэтому для оценки статистической значимости был использован непараметрический критерий Крускала-Уоллиса. При нашем размере выборок (более 5 элементов) распределение H хорошо приближается к распределению χ^2 с числом степеней свободы $\nu = K - 1$, следовательно, при $K = 3$, $\nu = 2$, $\chi^2 = 5.991$ для уровня значимости $\alpha = 0.05$ (см. пункт 2.6). Результаты расчетов приведены в таблице 3.3. Из-за малого количества данных сезоны «весеннее перемешивание» и «весеннее уменьшение H_{ml} » были объединены в сезон «весна», а «осеннее углубление H_{ml} » и «осеннее перемешивание» – в «осень».

При выполнении неравенства $H > \chi^2$ гипотезу об отсутствии межгрупповых различий следует отвергнуть. В нашем случае для сезона «лета», как и для всего исследуемого периода в целом, эту гипотезу отвергнуть нельзя. Для сезонов «весна» и «осень» существуют статистически значимые межгрупповые различия.

Таблица 3.3 – Значения средних абсолютных (μ) и среднеквадратичных (e) ошибок и критерия Крускала-Уоллиса (H)

Сезон	Глубина, м	μ , °C	H_μ	e , °C	H_e
Весна	4.4 (реальная)	2.7	19.7	4.1	19.4
	7.0 (GLDBv3)	5.1		5.5	
	10.0 (GLDBv1)	6.7		6.8	

Продолжение Таблицы 3.3

Сезон	Глубина, м	μ , °C	H_μ	e , °C	H_e
Лето	4.4 (реальная)	-2.1	0.67	2.9	0.3
	7.0 (GLDBv3)	-2.0		2.6	
	10.0 (GLDBv1)	-1.8		2.5	
Осень	4.4 (реальная)	0.0	46.27	0.6	18.1
	7.0 (GLDBv3)	-0.7		0.9	
	10.0 (GLDBv1)	-0.9		1.1	
Весь период	4.4 (реальная)	-0.4	1.8	3.2	4.8
	7.0 (GLDBv3)	-0.3		3.3	
	10.0 (GLDBv1)	-0.1		3.5	

При обнаружении статистически значимых межгрупповых различий, возникает необходимость множественного сравнения, так как требуется установить, в чем же эти различия заключаются. Непараметрические методы множественного сравнения позволяют сравнить группы попарно и затем объединить их в несколько однородных наборов так, что различия между группами из одного набора статистически незначимы, а между группами из разных наборов – значимы. Для множественного сравнения мы использовали непараметрический критерий Данна Q [73]. Значение критерия находится по формуле:

$$Q = \frac{\overline{R}_A - \overline{R}_B}{\sqrt{\frac{N(N+1)}{12} \left(\frac{1}{n_A} + \frac{1}{n_B} \right)}}, \quad (3.1)$$

где $\overline{R}_A$ и $\overline{R}_B$ – средние ранги двух сравниваемых выборок A и B ;

n_A и n_B – их объемы;

N – общий объем всех сравниваемых выборок.

С помощью критерия Данна мы сравнивали попарно модельные ошибки в экспериментах с реальной глубиной и глубинами из GLDBv1 и GLDBv3. В нашем случае множественное сравнение проводилось для сезонов «весна» и «осень». Для $K = 3$ критическое значение критерия Данна $Q_{кр} = 2.394$ для уровня значимости $\alpha = 0.05$. В таблице 3.4 приведены результаты сравнения только тех групп, для которых выполнялось неравенство $Q > Q_{кр}$. Так как объемы сравниваемых выборок равны, в таблице они обозначаются общим символом n .

Таблица 3.4 – Значения критерия Данна, рассчитанные для абсолютной ошибки μ с различными глубинами и для среднеквадратичной ошибки e при сравнении экспериментов

Сезон	Глубина, м	n (N)	Для μ			Для e		
			$\mu, ^\circ\text{C}$	$\bar{R}$	Q	$e, ^\circ\text{C}$	$\bar{R}$	Q
Весна	4.0 (реальная)	19	2.7	17.2	4.4	4.1	17.4	4.4
	10.0 (GLDBv1)	(57)	6.7	41.1		6.8	41.1	
Осень	4.0 (реальная)	59	0.0	125.1	5.0	0.6	67.8	2.5
	7.0 (GLDBv3)	(177)	-0.7	77.9		0.9	91.8	
	4.0 (реальная)	59	0.0	125.1	6.5	0.6	67.8	4.2
	10.0 (GLDBv1)	(177)	-0.9	64.0		1.1	107.4	

Хотя в нашем случае по критерию Крускала-Уоллиса для сезонов «весна» и «осень» обнаружались межгрупповые различия, по критерию Данна различия оказались статистически значимы только для групп с глубинами 4.4 и 10.0 м для «весны» и 4.4 и 7.0 м и 4.4 и 10.0 м для «осени», но не для 7.0 и 10.0 м. Таким

образом, в результате попарного сравнения выборок ошибки в экспериментах с глубинами из GLDBv1 и GLDBv3 объединились в один однородный набор, а различия между выборками из одного набора статистически незначимы. Также ошибки в экспериментах с реальной глубиной и глубиной из GLDBv3 ни в один из выделенных озерных сезонов или всего периода в целом не объединились в один однородный набор, следовательно, с точки зрения результатов моделирования, значение глубины из GLDBv3 пока еще не позволяет моделировать температуру поверхности с той же успешностью, что и реальная средняя глубина озера Кюувеси.

Для самого продолжительного сезона – «лета», систематическое завышение T_{ml} в модели оказалось столь существенным, что эксперименты с реальной глубиной дали наихудшие результаты. Летний сезон повлиял также на результаты для всего года в целом. Разница между экспериментами с различными глубинами оказалась статистически незначимой. Этим могут объясняться неудачи при попытке определить глубины путем решения обратной задачи моделирования в работе Бальзамо [64]. В качестве основных проблем в этой работе указываются ошибки дистанционного зондирования, а также допущения и упрощения озерной модели. На наш взгляд существенной также является зависимость систематической ошибки от сезона. Возможно, необходимо было делить год на озерные сезоны, а не рассматривать его в целом. Однако, т. к. даты начала и конца сезонов различаются для различных озер бореальной зоны, трудности метода определения глубины путем решения обратной задачи представляются существенными.

4 Статистические свойства полей температуры поверхности озерной воды

Важность правильного описания состояния поверхности озер в гидродинамических моделях прогноза погоды обоснована во Введении, этой теме посвящена также Глава 1. В гидродинамических моделях атмосферы температура поверхности озерной воды (T_s) является определяющей переменной, так как она напрямую связана с потоками тепла. Температура поверхности озерной воды является прогностической переменной в моделях, но она также может быть известна из наблюдений. Для того, чтобы использовать наблюдения в численном прогнозе, необходимо проинтерполировать их на сетку атмосферной модели, то есть нужен объективный анализ. Для объективного анализа необходимы знания о статистической структуре рассматриваемых полей – полей температуры поверхности озёрной воды.

Разработка методов объективного анализа в атмосферном моделировании началась в середине прошлого века [82, 83, 84, 85]. Оптимальная интерполяция (также называемая статистической интерполяцией), внедренная Элиассеном [86] и Гандиным [87], применялась в системах оперативного прогноза погоды для анализа свободной атмосферы, например [88, 89, 90, 91], вплоть до ранних 2000-х. В настоящее время она применяется для анализа таких приземных переменных как давление, приземная температура и влажность, температура поверхности морской воды, высота снежного покрова [92, 93, 94, 95]. В численных моделях прогноза погоды метод применяется как для интерполяции анализируемой величины в узлы сетки, так и для контроля качества наблюдений. Оптимальная интерполяция основана на идее минимизации средней ошибки анализа в статистическом смысле. Метод оптимальной интерполяции основывается на знании статистических характеристик полей фоновых переменных и оценках ошибок наблюдения. Структурные (автокорреляционные) функции, зависящие от расстояния (и по возможности от

других характеристик) между пунктами наблюдений и между пунктом наблюдения и узлом сетки, используются для определения веса индивидуального наблюдения в анализе.

В настоящее время объективный анализ температуры поверхности озёрной воды реализован в системе анализа температуры поверхности морской воды OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis) [96] и в прогностической системе HIRLAM [97]. В OSTIA объективный анализ проводится для температуры поверхности воды 248 крупных озёр, анализируются спутниковые данные о температуре. В HIRLAM анализ производится для оперативных инструментальных измерений на 27 озёрах Финского Института Окружающей Среды. В работе [97] исследуется также возможность использования спутниковых данных для анализа. Методом анализа в обеих системах является оптимальная интерполяция, однако в обеих системах используются автокорреляционные функции для температуры поверхности морской воды. В частности, в последней версии системы HIRLAM автокорреляционная функция аппроксимирована экспоненциальной зависимостью от расстояния с некоторым радиусом влияния, одинаковым для температуры поверхности как морской, так и озёрной воды. Корректность данного допущения по отношению к температуре поверхности воды озёр никогда не исследовалась. Глубина озёр является одним из существенных факторов, определяющим их тепловой режим [98]. Поэтому изучение автокорреляционной функции для T_s и получение зависимости не только от расстояния по горизонтали, но и от разницы в глубинах озёр, является чрезвычайно важным и актуальным.

4.1 Объективный анализ и ассимиляция данных

Под термином объективного анализа понимают разработку и реализацию методов, которые позволяют по данным метеорологических измерений в

некоторых точках восстановить объективным путем поля метеорологических величин или получить их значения в узлах регулярной сетки. Эти значения могут затем использоваться в численном прогнозе метеорологических полей. Объективный анализ состоит из: (i) интерполяции значений анализируемого метеорологического элемента из точек наблюдения в узлы регулярной сетки; (ii) согласовании метеорологических полей – такая обработка исходных данных или уже проинтерполированных величин, в результате которой удовлетворяются с нужной степенью точности соотношения, связывающие между собой поля различных метеорологических элементов, а также поля одного и того же элемента на разных уровнях или в разные моменты времени (например, геострофические соотношения, уравнение статики и т. п.); (iii) выявлении ошибочных данных с последующим их устранением или в тех случаях, когда это возможно, их исправлением. Перечисленные части объективного анализа не являются независимыми и не обязательно должны выполняться последовательно друг за другом [87].

Объективный анализ применяется не только в связи с численным прогнозом, но и независимо от него. Численные прогнозы, выполненные по данным различных объективных анализов, могут существенно различаться.

Ассимиляция данных – это один из видов объективного анализа с привлечением результатов моделирования. Ассимиляция используется для более точного задания начального состояния модельных переменных. Методика состоит в объединении наблюдений с полем первого приближения или фоновым полем, полученным из предыдущего прогноза. Поскольку фоновое поле получают из модели, то оно является физически согласованным, что помогает достигнуть динамической согласованности между анализируемыми переменными модели. Результатом использования ассимиляции является более качественный прогноз погоды, и, следовательно, более точные фоновые поля для следующего прогноза.

4.2 Оптимальная интерполяция и использование автокорреляционных функций для объективного анализа

Оптимальная интерполяция – один из видов объективного анализа, в котором для получения значения в узле сетки используются весовые коэффициенты и ошибки наблюдения. Весовые коэффициенты зависят как от расстояния между пунктом наблюдения и узлом сетки, так и от расстояния между разными пунктами наблюдения; учитываются ошибки всех типов наблюдений. Достоинство оптимальной интерполяции заключается в том, что информация о пространственной статистической структуре полей включена в процедуру анализа через использование автокорреляционных функций. Если в качестве фонового поля служит климатологическая информация, то для расчёта весовых коэффициентов должна использоваться автокорреляционная функция самих метеорологических полей. Если же в качестве фонового поля служит предыдущий прогноз, то строго говоря, необходимо использовать автокорреляционную функцию ошибок прогноза. Хотя и в этом случае зачастую используют автокорреляционную функцию для самих полей (на том этапе, когда архивы прогнозов для расчета ошибок ещё не набраны). Анализируемая величина ($f_A(\vec{r}_i)$) может быть представлена формулой:

$$f_A(\vec{r}_i) = f_B(\vec{r}_i) + \sum_{k=1}^K W_k \cdot [f_O(\vec{r}_k) - f_B(\vec{r}_k)], \quad (4.1)$$

где $i = 1, \dots, I$

i – номер узла сетки;

I – число узлов сетки;

K – число влияющих пунктов наблюдения;

$f(\vec{r}_i)$ – значение переменной в анализируемом узле сетки, чьё положение определяется радиус-вектором $\vec{r}_i$;

- $f_B(\vec{r}_i)$ – фоновое значение функции f в узле сетки;
 $f_B(\vec{r}_k)$ – значение f в пункте наблюдения, координаты которого заданы радиус вектором $\vec{r}_k$, полученное путём интерполяции в этот пункт фонового поля;
 $f_O(\vec{r}_k)$ – значение измеренной величины в пункте наблюдения;
 W_k – вес приращения $[f_O(\vec{r}_k) - f_B(\vec{r}_k)]$ для каждого влияющего пункта наблюдения в анализе величины для каждого узла сетки.

Веса определяются из решения следующей системы линейных уравнений:

$$\sum_{j=1}^K W_j \cdot \mu(r_j, r_k) + W_k \eta = \mu(r_i, r_k), \quad (4.2)$$

где $k = 1, \dots, K$

k – номер влияющего наблюдения;

$\mu(\vec{r}_i, \vec{r}_k)$ – нормированная автокорреляционная функция анализируемой величины между узлом сетки, чьё положение определяется радиус вектором $\vec{r}_i$, и одним из влияющих пунктов наблюдения, координаты которого задаются радиус вектором $\vec{r}_j$;

η – мера случайной ошибки наблюдений.

Мера случайной ошибки наблюдений вычисляется по следующей формуле:

$$\eta = \frac{\sigma_f^2}{f'^2}, \quad (4.3)$$

где σ_f – ошибка данных наблюдений;

$\overline{f'^2}$ – дисперсия анализируемой величины (здесь черта сверху означает осреднение, а штрих – отклонение от среднего).

Теперь подробно рассмотрим получение нормированных автокорреляционных функций полей, а также ошибку наблюдений для имеющихся данных. Для этого вначале необходимо рассчитать структурную функцию поля.

4.3 Статистическая структура метеорологических полей

Под статистической структурой метеорологических полей понимают закономерности, которым подчиняются эти поля в среднем, т. е. закономерности, которые относятся не к отдельным значениям метеорологических элементов, а к большим совокупностям таких значений. Выводы относительно структуры метеорологических полей могут существенно зависеть от того, по каким случаям производится расчёт статистики. Эти случаи не должны быть полностью тождественны (иначе осреднение по ним будет беспредметным), но должны иметь и нечто общее друг с другом (иначе выводы по статистической структуре будут носить чрезмерно общий, расплывчатый характер). Выводы по статистической структуре метеорологических полей зависят от того, по каким сходным ситуациям производится расчёт. Кроме того, эти выводы могут зависеть от объема выборки, т. е. от количества единичных случаев, использованных при осреднении. Теоретически имеется в виду, что выводы должны относиться к бесконечному объему выборки. Практически же необходимо брать число случаев таким, чтобы дальнейшее его увеличение не могло заметно сказаться на полученных результатах [87].

Структурная функция

Пусть $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$ – два пункта наблюдения, их координаты обозначаются радиус-векторами. Тогда структурной функцией $B_f(\vec{r}_1, \vec{r}_2)$ называется средний квадрат разности значений величины f в точках $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$:

$$B_f(\vec{r}_1, \vec{r}_2) = \overline{[f(\vec{r}_1) - f(\vec{r}_2)]^2}, \quad (4.4)$$

где черта сверху означает осреднение.

Структурная функция зависит от векторов $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$, от элемента f и от условий осреднения. Наряду со структурной функцией самого элемента f целесообразно рассматривать также структурную функцию для отклонений f от его среднего значения $\bar{f}$. Отклонение элемента от нормы, или аномалия, $f'(\vec{r})$ рассчитывается по формуле:

$$f'(\vec{r}) = f(\vec{r}) - \bar{f}(\vec{r}), \quad (4.5)$$

где $\bar{f}(\vec{r})$ – норма (среднее значение) в точке $\vec{r}$.

Поле называется однородным по отношению к структурной функции, если последняя зависит не от векторов $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$ порознь, а лишь от вектора $\vec{r}_2 - \vec{r}_1$; если перенести любую пару точек $\vec{r}_1$, $\vec{r}_2$ в любое место поля так, что при этом сохранится неизменным расстояние между точками и направление от первой из них ко второй, то в случае однородности структурная функция не изменится. Поле называется изотропным по отношению к структурной функции, если она зависит не от $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$ порознь, а от вектора $\vec{r} = \frac{1}{2}(\vec{r}_1 + \vec{r}_2)$ и скалярной величины

$\rho = |\vec{r}_2 - \vec{r}_1|$; если изменить положение точек $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$, сохраняя неизменным положение центра отрезка, соединяющего точки $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$ и величину этого отрезка, то в случае изотропности структурная функция не изменится. Если поле является по отношению к структурной функции однородным и изотропным, то эта функция зависит только от скалярного расстояния между точками ρ . Структурные функции самих метеорологических полей как правило не являются однородными и изотропными для не очень малых расстояний между точками. Это является следствием неоднородности полей норм метеорологических элементов. По этой причине изучаются структурные функции не самих полей, а их отклонений от норм. Такие структурные функции для большинства метеорологических полей можно с большой точностью считать однородными и изотропными в весьма широком диапазоне расстояний ρ [87].

Автокорреляционная функция

Корреляционная функция определяется как среднее произведение значений двух метеорологических величин f и φ в двух точках $\vec{r}_1$ и $\vec{r}_2$. В частном случае, если элемент f совпадает с элементом φ , функцию называют автокорреляционной. Автокорреляционная функция определяется следующим образом:

$$M_f(\vec{r}_1, \vec{r}_2) = \overline{f(\vec{r}_1) \cdot f(\vec{r}_2)}. \quad (4.6)$$

Аналогично структурным функциям, рассматривают корреляционные функции не для самих метеорологических величин, а для их отклонений от норм. Однородность поля по отношению к корреляционной функции включает в себя независимость среднего квадрата величины f в точке от координат точки. Применительно к отклонениям от нормы это означает постоянство дисперсии элемента. Если поле однородно относительно M_f , то оно однородно и

относительно B_f . При наличии однородности и изотропности поля по отношению к автокорреляционной функции аномалий m_f и структурной функции аномалий b_f , между ними существует связь:

$$b_f(\rho) = 2m_f(0) - 2m_f(\rho) \quad (4.7)$$

где $\rho = |\vec{r}_2 - \vec{r}_1|$

ρ – скалярное расстояние между пунктами наблюдения.

Общие свойства структурной и автокорреляционной функций

Приведём свойства структурной и автокорреляционной функций для аномалий при условии, что поле однородно и изотропно по отношению к этим функциям. Из выведенных ранее соотношений можно установить общий характер зависимости функций $b_f(\rho)$ и $m_f(\rho)$ от расстояния ρ . Согласно (4.4) и (4.5) функция $b_f(\rho)$ неотрицательна и $b_f(0) = 0$, значит по крайней мере при малых значениях ρ функция $b_f(\rho)$ возрастает с ростом ρ . Следовательно, согласно (4.7), при тех же значениях ρ автокорреляционная функция $m_f(\rho)$ является убывающей функцией. С безграничным ростом расстояния ρ между двумя точками статистическая связь между значениями f' в этих точках должна затухать, так что $m_f(\infty) = 0$. Тогда из равенства (4.7) получится:

$$b_f(\infty) = 2m_f(0). \quad (4.8)$$

Также вводят понятие нормированной автокорреляционной функции $\mu_f(\rho)$ (или автокорреляционного коэффициента):

$$\mu_f(\rho) = \frac{m_f(\rho)}{m_f(0)}. \quad (4.9)$$

Функция $\mu_f(\rho)$ представляет собой коэффициент корреляции между значениями элемента f в двух точках, отстоящих друг от друга на расстоянии ρ , рассматриваемый как функция этого расстояния.

Для получения точного значения структурной или корреляционной функции совокупность данных должна удовлетворять следующим требованиям: i) отдельные ситуации должны отличаться друг от друга только теми «случайными» свойствами, статистическая структура которых подлежит исследованию, а во всех иных отношениях ситуации должны быть тождественны друг другу; ii) количество данных при вычислении каждого значения структурной (соответственно автокорреляционной) функции должно быть настолько велико, чтобы введение дополнительных данных не изменило (в пределах заданной точности) вычисленного значения; iii) каждое из данных должно быть абсолютно точным. Ошибки вычисления структурных и автокорреляционных функций обусловлены неоднородностью выборки, ее ограниченностью и ошибками в исходных данных [87]. Рассмотрим подробнее эти источники ошибок.

Влияние ошибок наблюдения

Ошибки в исходных данных называются чисто случайными, если они удовлетворяют следующим условиям: i) среднее арифметическое значение ошибки каждой величины равно нулю; ii) ошибки не коррелируют с истинными значениями какой-либо величины; iii) ошибки данных о различных величинах не коррелируют друг с другом; iv) ошибки в различных точках не коррелируют друг с другом [87].

Обозначим через $\tilde{f}$ значение элемента f , известное с некоторой ошибкой δ_f , так что:

$$\tilde{f} = f + \delta_f, \quad (4.10)$$

где f – истинное значение рассматриваемого элемента.

Если ошибка δ_f чисто случайна, то $\overline{\delta_f(\vec{r})} = 0$ при всех $\vec{r}$ и f .

Средний квадрат ошибки данных об элементе f в точке $\vec{r}$ можно обозначить через $\sigma_f^2(\vec{r})$:

$$\overline{\delta_f^2(\vec{r})} = \sigma_f^2(\vec{r}). \quad (4.11)$$

Тогда отношение его к дисперсии элемента f называется мерой случайной ошибки и обозначается через $\eta_f(\vec{r})$ (см. формулу 4.3). Если поле ошибок однородно, т. е. σ_f не зависит от $\vec{r}$, а также поле самой величины f статистически однородно относительно дисперсии, то и мера ошибки не зависит от $\vec{r}$. В этом случае:

$$\eta_f = \frac{\sigma_f^2}{m_f(0)}. \quad (4.12)$$

Чисто случайные ошибки:

- i) не влияют на значения ненормированных взаимных корреляционных функций;
- ii) не влияют на значения ненормированных автокорреляционных функций, за исключением случая, когда расстояние между точками равно нулю, т. е. когда автокорреляционная функция равна дисперсии элемента;
- iii) приводят к завышению дисперсии на величину среднего квадрата ошибки в данной точке;

iv) приводят к завышению структурной функции на сумму средних квадратов ошибок в двух точках, а в частном случае, когда поле однородно и изотропно по отношению к структурной функции и $b_f(0) = 0$ – на удвоенный средний квадрат ошибки:

$$b_{\tilde{f}}(0) = 2\delta_f^2; \quad (4.13)$$

v) приводят к занижению значений нормированной автокорреляционной функции (исключая $\rho = 0$), но только в случае однородного поля ошибок и статистически однородного и изотропного поля самого элемента;

vi) изменяют значение нормированной структурной функции, но только в случае однородного поля ошибок и статистически однородного и изотропного поля самого элемента.

Свойство iv) чисто случайных ошибок (см. формулу 4.13) используется для косвенной оценки ошибок исходных данных (ошибка наблюдения). Ошибку наблюдения нужно знать не только для расчёта автокорреляционной функции, она фигурирует и в расчётных формулах самих методов объективного анализа (например, формула 4.2). В целом, ошибки наблюдения складываются из инструментальных ошибок и ошибок репрезентативности. Инструментальные ошибки обычно известны, а вот ошибки репрезентативности можно оценить с помощью структурной функции. Для этого продолжают кривую $b_{\tilde{f}}(\rho)$, построенную по исходным данным, до оси ординат. Ордината кривой при $\rho = 0$, согласно формуле 4.13, дает удвоенный средний квадрат ошибки. После этого для получения истинной структурной функции нужно вычесть из всех значений $b_{\tilde{f}}(\rho)$ величину $2\delta_f^2$, т. е. провести кривую, параллельную исходной и проходящую через начало координат. Трудность заключается в том, что при малых ρ может иметь место существенная кривизна графика $b_f(\rho)$. В нашем

исследовании определение ошибки наблюдения проводилось именно этим способом.

Также существуют ошибки вычисления структурных и автокорреляционных функций обусловленные наличием неоднородностей из-за годового хода рассматриваемых величин. В работе [87], показано, что влияние этих ошибок существенно в случаях осреднения за год, полугодие или переходный сезон. Если же осреднение производится за экстремальный сезон или за месяц, то соответствующим завышением дисперсии можно пренебречь. В нашем случае данные были отобраны только за летние месяцы (экстремальный сезон), и относительным завышением дисперсии благодаря влиянию участка годового хода внутри этой выборки при расчете ошибок вычисления структурной и автокорреляционной функций пренебрегалось. В противоположность рассмотренным выше факторам ограниченность выборки приводит не к систематическим, а к случайным ошибкам значений статических характеристик метеорологических полей. Среднюю квадратическую ошибку нормированной корреляционной функции можно оценить по приближенной формуле:

$$\sigma_{\mu} = \frac{1 - \mu^2}{\sqrt{n - 1}}, \quad (4.14)$$

где μ — коэффициент корреляции;

σ_{μ} — его средняя квадратическая ошибка;

n — объем выборки.

Формула 4.14 применима при больших n и при μ , не очень близких к ± 1 . Формула основана на предположении, что законы распределения коррелируемых величин гауссовы, что близко к действительности для большинства метеорологических величин. Объем выборки, необходимый для получения значения структурной или автокорреляционной функции с

удовлетворительной точностью, весьма велик. Необходимый объем выборки растет с уменьшением μ , т. е. при прочих равных условиях с ростом расстояния между точками [87].

Имеется еще один источник ошибок при вычислении структурных и корреляционных функций, а именно нарушение однородности и изотропии полей относительно этих статистических характеристик. Влияние этого фактора весьма трудно оценить, так как если не предполагать ни однородности, ни изотропии, то подсчеты нужно вести отдельно для каждой пары пунктов. Но тогда весьма трудно получить выборку достаточно большого объема и вместе с тем достаточно однородную. Более того, сама возможность осреднения по различным случаям, т. е. в том или ином виде осреднения по времени, становится проблематичной.

4.4 Расчёт автокорреляционных функций по оперативным данным наблюдений SYKE

Автокорреляционные и структурные функции рассчитывались нами по данным наблюдений Финского института окружающей среды (SYKE). Финский институт окружающей среды (SYKE – сокращенное название института на финском языке) является как исследовательским институтом, так и центром экологической экспертизы. Сотрудниками этого института проводятся ежедневные оперативные наблюдения температуры поверхности воды T_s для 27 озер Финляндии. Наблюдения проводятся один раз в сутки в 08:00 по Финскому времени (+2 UTC). Расположение пунктов наблюдения представлено на рисунке 4.1. Список озер приведен в приложении Л. Пункты наблюдения за температурой поверхности воды на озерах расположены близко от берега, что вносит дополнительную погрешность в измерения. Пропуски в данных крайне редки.

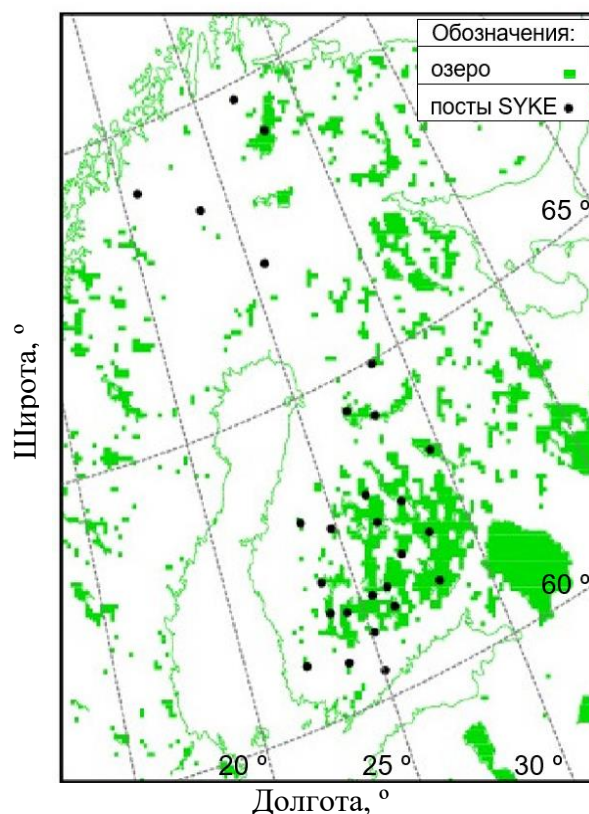


Рисунок 4.1 –Расположение постов на 27 озерах Финляндии, для которых институт SYKE проводит ежедневные оперативные наблюдения температуры поверхности воды

Данные отбирались только за экстремальный период – лето (92 дня) – с целью уменьшения ошибок расчётов за счёт неоднородности выборки из-за сезонного хода (см. пункт 4.3). Использовались данные за пять лет – с 2010 по 2014 год. Общее количество наблюдений ≈ 12400 (27 озер $\times$ 5 лет $\times$ 92 дня в году $\times$ примерно 1 измерение в сутки). Такой объем выборки достаточен для проведения статистических исследований. Предварительно для каждого из $n = 27$ озер отдельно рассчитывались сезонные климатические нормы – средние значения T_s по всем измерениям.

4.4.1 Описательная статистика оперативных данных наблюдений SYKE

Перед тем как приступить к расчетам структурной и автокорреляционной функций, необходимо было в первую очередь убедиться, что распределение

аномалий температур поверхности озерной воды подчиняется нормальному закону распределения, и рассчитать статистические характеристики исследуемой выборки. Сначала рассмотрим распределение самой температуры поверхности озерной воды T_s . Для построения эмпирической функции распределения значения градаций по температуре были выбраны следующими: $(+2.0 - +3.0]$, $(+3.0 - +4.0]$, ... , $(+26.0 - +27.0]$ °C, всего 25 градаций по температуре с шагом, равным 1.0 °C. На рисунке 4.2 представлена гистограмма распределения количества измерений, в процентах, по градациям температуры; 100 % соответствует 12227 озерным парам. Также были рассчитаны статистические характеристики исследуемой выборки T_s , результаты представлены в таблице 4.1. Как видно из таблицы 4.1 объем выборки T_s большой. Разброс температур достаточно велик (25.0 °C), несмотря на то, что период исследования – лето. Коэффициент асимметрии достаточно велик – (-0.5 °C), что не вполне отвечает параметрам нормального распределения. Как уже отмечалось в пункте 4.3, для того, чтобы иметь дело с однородными и изотропными полями, прибегают к использованию аномалий метеорологических величин [87]. Поэтому далее было рассмотрено распределение аномалий температур поверхности озерной воды, другими словами – распределение отклонений T_s от нормы (среднего арифметического ряда).

Для этого было построено эмпирическое распределение аномалий T_s . Значения градаций по аномалиям были выбраны следующими: $(-12.0 - -11.0]$, $(-11.0 - -10.0]$, ... , $(+8.0 - +9.0]$ °C; всего 21 градация по аномалиям с шагом, равным 1.0 °C. На рисунке 4.3 представлена гистограмма распределения количества озер, в процентах, по градациям аномалий; 100 % соответствует 12227 озерным парам. Из гистограммы видно, что распределение аномалий близко к нормальному. Также были вычислены статистические характеристики для аномалий, приведенные в таблице 4.2. Коэффициент асимметрии для

распределения аномалий невелик. В первом приближении мы считали распределение аномалий нормальным и использовали методику Л.С. Гандина.

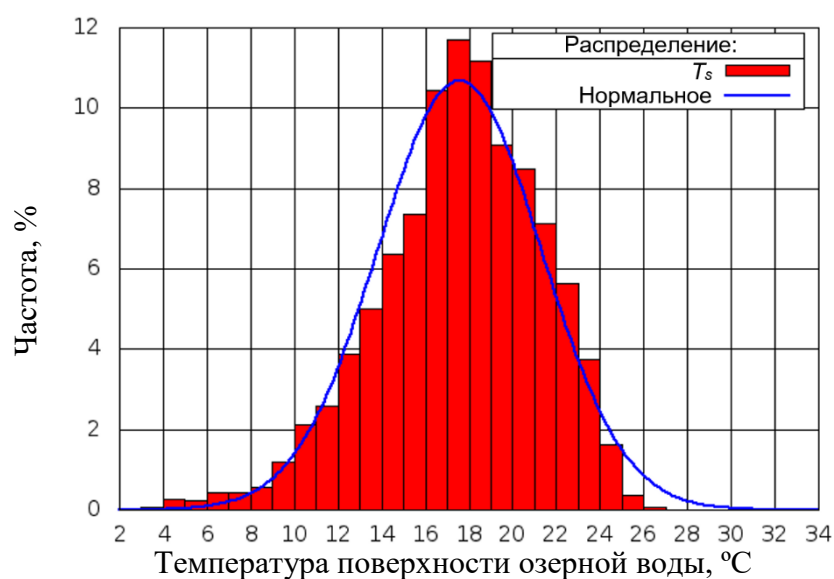


Рисунок 4.2 – Распределение температуры поверхности воды исследуемых озер

Таблица 4.1 – Статистические характеристики исследуемой выборки T_s

Характеристика	Единица измерения	Значение
Объем выборки	шт.	12227
Среднее арифметическое ряда	°C	17.6
Стандартная ошибка среднего	°C	0.03
Минимальное значение	°C	2.8
Максимальное значение	°C	26.7
Размах выборки	°C	23.9
Медиана	°C	17.5
Коэффициент асимметрии	°C ³	-0.5
Дисперсия	°C ²	14.0
Стандартное отклонение	°C	3.7

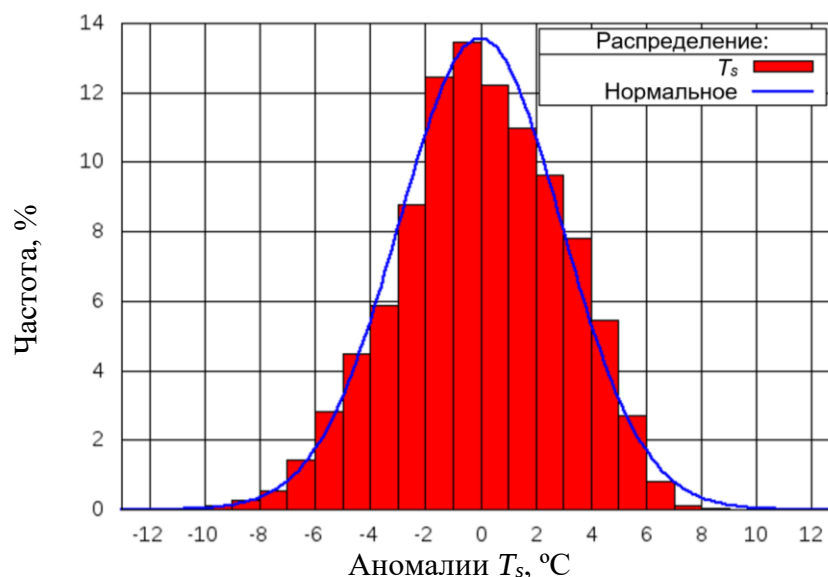


Рисунок 4.3 – Распределение аномалий T_s

Таблица 4.2 – Статистические характеристики распределения аномалий T_s

Характеристика	Единица измерения	Значение
Объем выборки	шт.	12227
Среднее арифметическое ряда	°C	0.0
Стандартная ошибка среднего	°C	0.03
Минимальное значение	°C	-11.2
Максимальное значение	°C	8.4
Размах выборки	°C	19.6
Медиана	°C	-0.5
Коэффициент асимметрии	°C ³	-0.2
Дисперсия	°C ²	8.7
Стандартное отклонение	°C	2.9

4.4.2 Оценка автокорреляционных функций, основанных на наблюдениях температуры поверхности озерной воды

Для расчёта автокорреляционных функций необходимо знать расстояние между озерными пунктами наблюдения. Расстояние между пунктами высчитывалось по значениям широты и долготы (в градусах) пункта без учета

кривизны поверхности Земли. Основываясь на теореме Пифагора, для расчета расстояния была выведена следующая формула:

$$\rho_{i,j} = \sqrt{\left(\left| lat_i - lat_j \right| \cdot \frac{C_{P2P}}{2 \cdot Lat_{Max}} \right)^2 + \left(\left| lon_i - lon_j \right| \cdot \frac{C_E}{Lon_{Max}} \cdot \cos(lat_i + lat_j) \right)^2}, \quad (4.15)$$

где $i = 1, \dots, 27$

$j = 1, \dots, 27$

i, j – номера пунктов;

$\rho_{i,j}$ – расстояние между пунктами i и j , км;

lat_i, lat_j – широты пунктов i и j , °;

lon_i, lon_j – долготы пунктов i и j , °;

$Lat_{Max} = 180^\circ$

Lat_{Max} – максимальная разница широт, °;

$Lon_{Max} = 360^\circ$

Lon_{Max} – максимальная разница долгот, °;

$C_{P2P} = 40008.0$ км

C_{P2P} – окружность Земли, проведенная через полюсы, км;

$C_E = 40075.0$ км

C_E – окружность Земли, проведенная по экватору, км.

Границы градаций по расстоянию ρ , для которых проводятся расчёты, были выбраны такими: $(0 - 100]$, $(100 - 200]$, $\dots$, $(1000 - 1100]$ км. Всего было определено 11 градаций по расстоянию с шагом, равным 100 км. На рисунке 4.4 представлена гистограмма распределения количества пар озер, в процентах, по градациям расстояния между ними; 100 % соответствует 351 паре озер. Из рисунка 4.4 видно, что расстояние для большинства пар озер находится в градации 100 – 300 км; расстояние больше 1000 км встречается всего для 2 пар,

что объясняется наличием двух (из 27) озер, расположенных в отдалении от общего скопления.

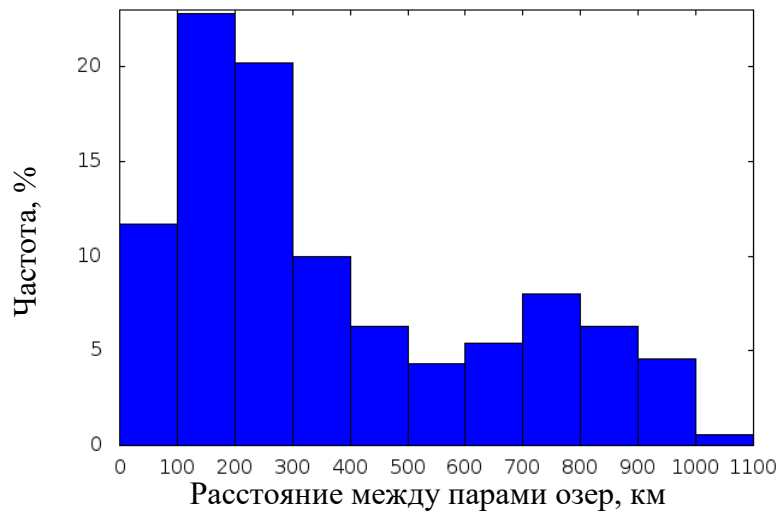


Рисунок 4.4 – Распределение исследуемых пар озер по грациям расстояния между ними

Мы исследовали зависимость автокорреляционной функции от двух аргументов: расстояния и разницы по глубине. Рассчитывались разницы глубин пар озёр:

$$\partial_{i,j} = h_{cp,i} - h_{cp,j}, \quad (4.16)$$

где $i = 1, \dots, 27$

$j = 1, \dots, 27$

i, j – порядковый номер озера;

$\partial_{i,j}$ – разница средних глубин между озерами i и j , м;

$h_{cp,i}, h_{cp,j}$ – средние глубины озер i и j , м.

Границы градаций разниц глубин пар озер ∂ были выбраны следующим образом: $[0.0 - 5.0]$, $(5.0 - 10.0]$, $\dots$, $(15.0 - 20.0]$ м. Всего 4 градации по разнице

глубин с шагом, равным 5.0 м. На рисунке 4.5 представлена гистограмма распределения количества пар озер, в процентах, по градациям разницы их средней глубины; 100 % соответствует 351 паре озер. В целом финские озера неглубоки, следовательно, разница между глубинами различных озер должна быть небольшой. Это видно из рисунка 4.5, где максимум гистограммы соответствует разнице глубин озер в паре в градации 0.0 – 5.0 м; лишь 5 пар озер имеют разницу глубин больше 15.0 м.



Рисунок 4.5 – Распределение исследуемых пар озер по градациям разницы их глубин

Порядок расчётов следует алгоритму, описанному в [87]. В качестве исследуемой величины f мы рассматриваем температуру поверхности воды T_s . Вычисления производятся по данным каждого срока наблюдений последовательно. Для каждого срока наблюдения, берутся пары озёр с номерами i и j , $i=1,...,27$, $j=i,...,27$ (первое и второе, первое и третье, и т.д., второе и третье, второе и четвертое и т.д., и т.д. если в обоих членах пары есть данные) и накапливаются следующие величины: $[f'(\vec{r}_i)]^2$, $[f'(\vec{r}_j)]^2$,

$$\tilde{b}_f = [f'(\vec{r}_i) - f'(\vec{r}_j)]^2, \quad (4.17)$$

$$\tilde{m}_f = f'(\vec{r}_i) \cdot f'(\vec{r}_j). \quad (4.18)$$

При накоплении идёт сортировка по градациям по расстоянию между членами пары ρ и разнице глубин членов пары ∂ . Для каждой градации имеются ячейки накопления $\tilde{b}_f$, $\tilde{m}_f$, $f_i'^2$ и $f_j'^2$, а также счетчик числа случаев N_{gr} (где gr – номер градации). Важно, что накопление идёт сквозным образом, и по парам озёр, и по срокам наблюдения. Деление сумм накопления по $\tilde{b}_f$ и $\tilde{m}_f$ на соответствующее количество случаев дает искомые значения структурной и автокорреляционной функций внутри градации. При делении корня из произведения сумм $f_i'^2$ и $f_j'^2$ на соответствующее количество случаев получается значение «межозерной» дисперсий σ_{gr}^2 .

Структурная и автокорреляционная функции были рассчитаны по описанной выше методике, вначале в зависимости только от расстояния между озерами. Функции представлены на рисунке 4.6. Вид их согласуется с характерным видом функций, представленным в [87], а именно структурная функция возрастает в зависимости от расстояния, а автокорреляционная – убывает.

Далее были рассчитаны структурная и автокорреляционная функции, зависящие как от разниц глубин озёр, так и от расстояния между ними. Для каждой градации по разнице глубин были построены структурная и автокорреляционная функции, зависящие от расстояния. Они представлены на рисунке 4.7. С увеличением разницы глубин ход зависимостей на рисунке 4.7 все больше отклоняется от хода на рисунке 4.6 и, следовательно, от общего вида функций, представленных в [87]. Одна из причин такого расхождения – уменьшение количества используемых данных. К сожалению, в нашем наборе данных было недостаточно глубоких озёр, чтобы получить уверенную статистику распределения по расстояниям для разниц глубин больше 10 м.

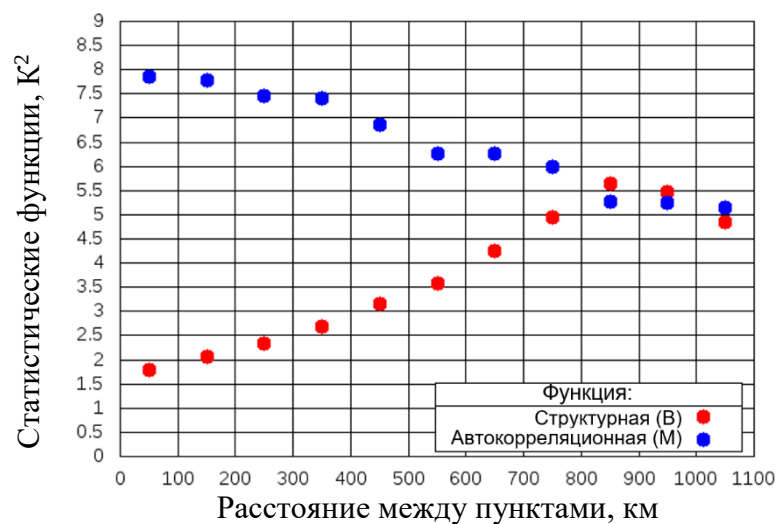


Рисунок 4.6 – Структурная и автокорреляционная функции для аномалий T_s , в зависимости от расстояния

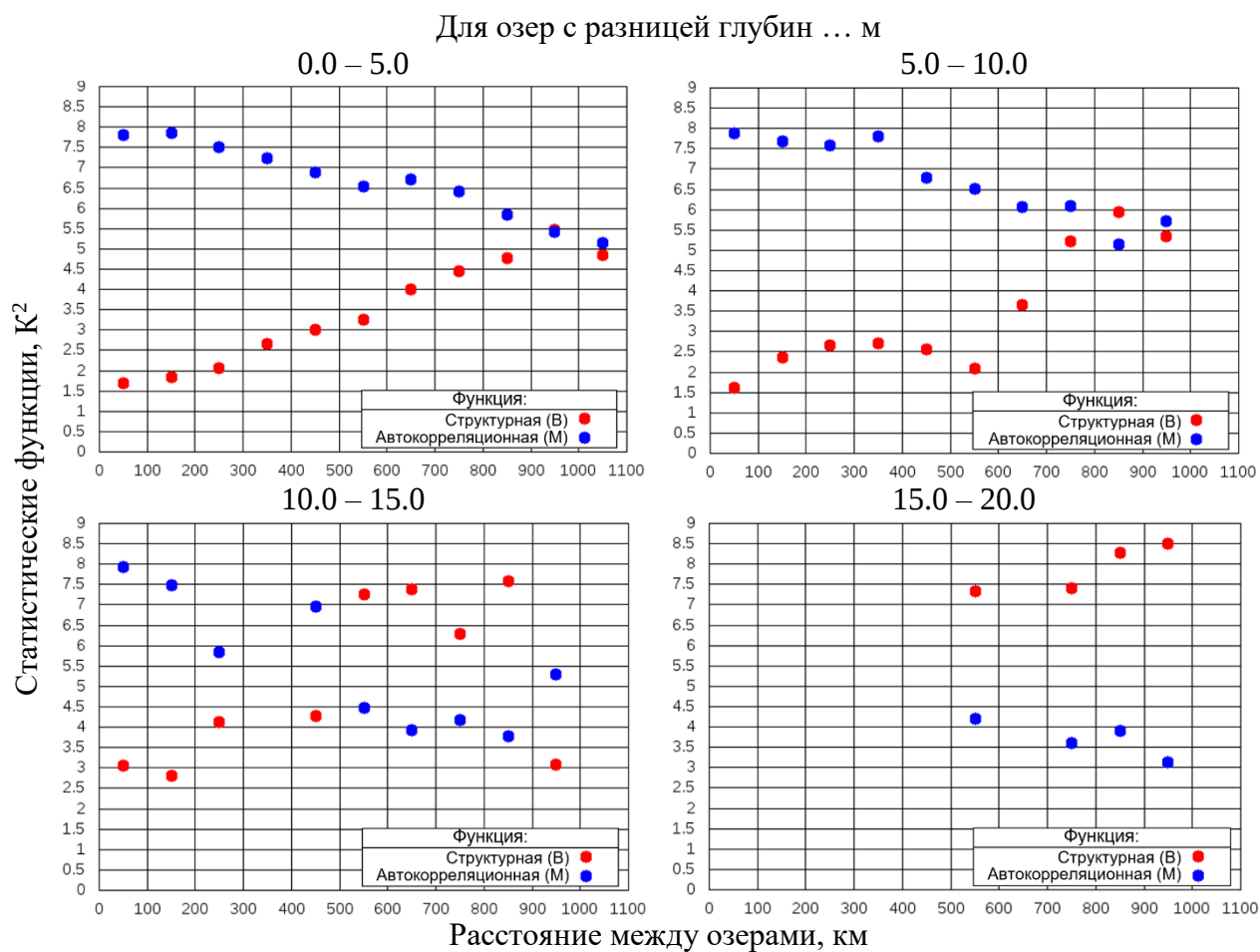


Рисунок 4.7 – Структурная и автокорреляционная функции для аномалий T_s в зависимости от разницы глубин

Далее, была найдена ошибка наблюдения с помощью графика структурной функции, приведённого на рисунке 4.6, и формулы 4.13 из пункта 4.3. По результатам расчетов $\delta_o^2 = 0.6^\circ K^2$, следовательно сама ошибка наблюдения равна 0.8 K.

Следующий необходимый шаг – нахождение нормированной автокорреляционной функции температуры поверхности озерной воды. Нормировать автокорреляционную функцию необходимо на разность «межозерной» дисперсии и ошибки наблюдения, являющейся постоянной. «Межозерная» дисперсия σ_{gr}^2 зависит от того, какие именно озера и как часто попадают в расчётах для каждой градации. Значения σ_{gr}^2 различны для каждой градации как по расстоянию между озерами, так и по разнице глубин. Значения рассчитанной по данным измерений нормированной автокорреляционной функции без учёта зависимости от разницы глубин представлены на рисунке 4.8 и в таблице 4.3, а с учётом этой зависимости – на рисунке 4.9.

Также была проведена оценка достоверности полученных нормированных автокорреляционных функций. При достаточно больших величинах значений коэффициентов корреляции и достаточно больших объемах выборки n приближенно можно считать, что распределение выборочных коэффициентов корреляции не очень заметно отличается от нормального закона. Погрешность коэффициентов корреляции σ_μ рассчитывается по формуле 4.14. Были рассчитаны доверительные интервалы коэффициентов корреляции на основе t -статистики Стьюдента, по которой выборка считается равной ∞ , если ее объем превышает 122 [99, 100]. В нашем случае n – это количество озерных пар. Из таблицы 4.3 для $\mu(\rho)$ видно, что n всегда больше 122. Для $\mu(\rho, \partial)$ n также всегда больше 122 (данные не приводятся из-за громоздкости). Доверительные интервалы рассчитывались по следующей формуле:

$$\mu_f - t_{kp} \cdot \sigma_\mu < \mu_f < \mu_f + t_{kp} \cdot \sigma_\mu, \quad (4.19)$$

где t_{kp} – критерий Стьюдента при уровне значимости α и числе степеней свободы $\nu = n - 2$;

$t_{kp} = 1.96$ при $\alpha = 0.05$ (двусторонняя критическая область), $\nu = \infty$ и $n = \infty$.

Также находилось отношение $\frac{|\mu|}{\sigma_\mu}$ – показатель надежности рассчитанного коэффициента корреляции. Если отношение больше 3, то можно уверенно утверждать, что искомый коэффициент корреляции надежен и достоверно отражает связь между переменными. Как видно из наших расчетов, приведенных в таблице 4.3, все значения $\mu(\rho)$ оказались надежными. Все значения $\mu(\rho, \delta)$ также оказались надежными.

Таблица 4.3 – Оценка достоверности нормированной автокорреляционной функции, зависящей только от расстояния между озерами

Градации расстояния между озерами, км		n , шт.	$\mu(\rho)$	Доверительный интервал			Показатель надежности μ
начало	середина			левая граница	правая граница	значение	
0.0	50.0	18582	0.968	0.969	0.967	0.001	2088.53
100.0	150.0	36131	0.951	0.952	0.950	0.001	1871.72
200.0	250.0	31920	0.933	0.935	0.932	0.001	1290.84
300.0	350.0	15784	0.914	0.916	0.911	0.003	694.99
400.0	450.0	9710	0.881	0.885	0.876	0.004	387.57
500.0	550.0	6504	0.843	0.850	0.836	0.007	235.23
600.0	650.0	8095	0.809	0.816	0.801	0.008	210.59

Продолжение Таблицы 4.3

Градации расстояния между озерами, км		n, шт.	$\mu(\rho)$	Доверительный интервал			Показатель надежности μ
начало	середина			левая граница	правая граница	значение	
700.0	750.0	12246	0.765	0.772	0.758	0.007	204.05
800.0	850.0	9525	0.706	0.716	0.696	0.010	137.18
900.0	950.0	7056	0.714	0.726	0.703	0.011	122.46
1000.0	1050.0	920	0.745	0.774	0.716	0.029	50.80

4.5 Аппроксимация нормированной автокорреляционной функции температуры поверхности озерной воды

Для использования в процедуре объективного анализа нормированную автокорреляционную функцию обычно аппроксимируют какой-либо аналитической зависимостью. Например, в последней версии системы HIRLAM при аппроксимации автокорреляционной функции температуры поверхности морской и озёрной воды используется гомогенное анизотропическое аналитическое приближение [101]. Автокорреляционная функция представлена функцией Гаусса, зависящей от расстояния по горизонтали:

$$\mu(\rho) = e^{\frac{-0.5 \cdot \rho^2}{L_H^2}}, \quad (4.20)$$

где $L_H = 80.0$ км

L_H — радиус влияния; варьируемое значение, подбирается в зависимости от шага сетки и густоты наблюдений.

Как видно из формулы 4.20, автокорреляционная функция для температуры поверхности озёрной воды, применяемая в HIRLAM, зависит только от расстояния. Радиус влияния подбирается исключительно из практических соображений и не связан со статистическими характеристиками поля.

Полученные на основе данных измерений нормированные автокорреляционные функции были аппроксимированы нами экспоненциальной зависимостью (по типу формулы 4.20). Для аппроксимации использовался нелинейный алгоритм наименьших квадратов Марквардта-Левенберга [102, 103], предполагающий итерационный процесс. Сначала приведём вариант аппроксимации одномерной функции, когда зависимость от разницы по глубине не учитывается. Для получения аппроксимирующего соотношения начальное значение радиуса влияния задавалось равным 80.0 км. Процесс сошёлся после 8 итераций. Полученное значение радиуса для T_s равно 990.9 км с асимптотической стандартной ошибкой равной ± 31.0 км. Асимптотическая стандартная ошибка – это ошибка, вычисленная при условии, что нулевая гипотеза об отсутствии корреляции между исследуемыми переменными не принимается. График аппроксимированной нормированной автокорреляционной функции представлен на рисунке 4.8.

Самым интересным и актуальным было получение двухмерного варианта нормированной автокорреляционной функции: аппроксимация её экспонентой, зависящей как от расстояния, так и от разницы глубин. Начальное значение радиуса влияния в этом случае задавалось равным: по расстоянию – 800.0 км, а по разнице глубин – 10.0 м. Процесс сошёлся за 6 итераций. Полученное значение радиуса влияния по расстоянию равно 1077.0 км с асимптотической стандартной ошибкой равной ± 61.3 км, а по разнице глубин – 20.8 м с асимптотической стандартной ошибкой равной ± 1.4 м. График аппроксимированной нормированной автокорреляционной функции, зависящей

как от расстояния, так и от разницы глубин, $\mu(\rho, \partial)$ представлен на рисунке 4.9. Аппроксимированная функция имеет следующий вид:

$$\mu(\rho, \partial) = e^{-\left(\frac{\rho^2}{2L_\rho^2} + \frac{\partial^2}{2L_\partial^2}\right)}, \quad (4.21)$$

где $L_\rho = 1077.0$ км

L_ρ – радиус влияния по расстоянию;

$L_\partial = 20.8$ м

L_∂ – радиус влияния по разнице глубин.

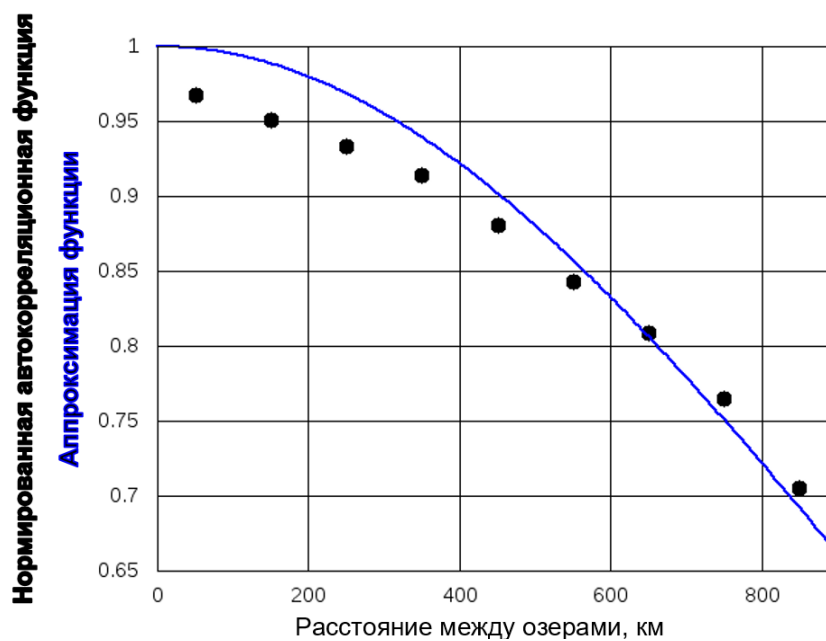


Рисунок 4.8 – Нормированная автокорреляционная функция T_s и её аппроксимация

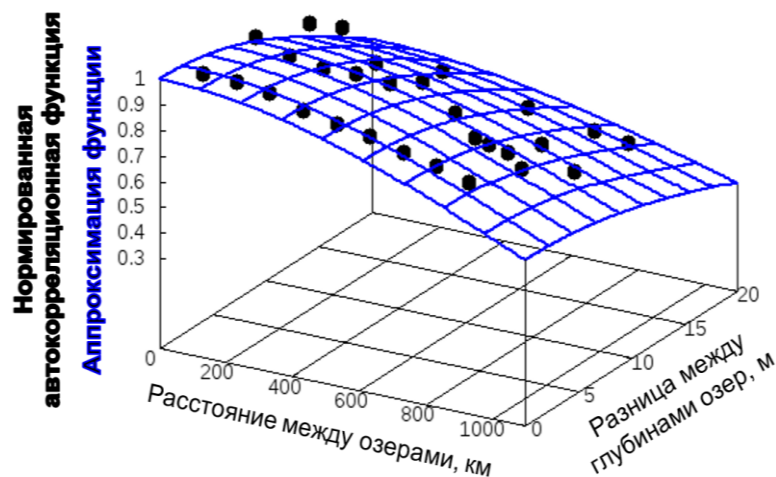


Рисунок 4.9 – Нормированная автокорреляционная функция T_s , в зависимости от расстояния и разницы глубин, и её аппроксимация

В заключении отметим, что исследование автокорреляционной функции температуры поверхности озерной воды были проведены впервые. Оценки ошибок инструментальных наблюдений температуры поверхности озёрной воды были тоже получены впервые. Формула для аппроксимации нормированной автокорреляционной функции в зависимости как от расстояния, так и от разницы глубин была получена впервые. Использование новых автокорреляционных функций позволит улучшить результаты объективного анализа температуры поверхности озерной воды. Эти функции планируются к внедрению в блок ассимиляции данных для температуры поверхности воды (основанный на оптимальной интерполяции) прогностической системы HARMONIE.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для гидродинамических моделей атмосферы, используемых для прогноза погоды и моделирования климата необходимы граничные условия. От качества постановки граничных условий в очень большой степени зависит и качество моделирования. Задание нижнего граничного условия требует знаний о температуре подстилающей поверхности. Задача постановки нижнего граничного условия подразделяется на несколько подзадач – необходимо определить температуру суши, морской поверхности и гидрологических объектов – озёр и рек. Температуру суши определяют с помощью моделирования, для задания начальных значений используют измерения приземной температуры и влажности на метеорологических станциях. Существуют хорошо разработанные методы интерполяции / экстраполяции этой температуры в регионы, где измерения отсутствуют. Температура морской поверхности отличается однородностью и обладает сильной инерцией. Температура поверхности океана известна из измерений, спутниковых и инструментальных. Для построения её полей также разработаны методы интерполяции и экстраполяции. В современных гидродинамических моделях прогноза погоды она принимается постоянной в течение срока прогноза, а в моделях климата, как правило, есть блок модели океана. Температура же поверхности озёр измеряется редко, и в силу различия морфометрических и химических свойств воды озёр её сложно интерполировать по пространству.

Данные о температуре поверхности озёр для задания нижнего граничного условия гидродинамической модели можно получить из:

- инструментальных измерений; оперативных измерений по всему земному шару в настоящее время очень мало;

- спутниковых снимков; это связано с трудностями пересчёта яркостных температур в разных измерительных каналах в температуру поверхности озера, в последнее время этому направлению исследований уделяется много внимания.

Важно отметить, что, если опираться только на данные измерений, температура поверхности озерной воды будет оставаться постоянной на протяжении всего срока прогноза. Если же ввести в гидродинамическую модель атмосферы параметризацию озёр, то температура подстилающей поверхности (озера) будет динамической переменной, которая учитывает прямые и обратные термодинамические связи атмосферы и озера. Для параметризации озёр (модели озера) в свою очередь необходимы внешние параметры и начальные данные о состоянии атмосферы и озёр.

Основным внешним параметром для любой озерной модели является глубина. База данных глубин озёр для целей гидродинамического моделирования атмосферных процессов была создана около 10 лет назад. База данных содержала результаты прямых измерений приблизительно для 13000 озёр. Однако по результатам последних исследований в мире около 117 миллионов озёр. Поэтому приобрела актуальность задача модернизации базы на основе косвенных данных – информации о геологическом происхождении озёр.

В ходе исследования были решены следующие задачи:

- выделены регионы, однородные с точки зрения факторов, влияющих на геологическое происхождение озёр. Получены оценки типичной глубины озёр в выделенных регионах. На основе этих оценок создана новая, улучшенная версия базы данных о глубинах озёр. Проведена верификация полученных оценок глубины озёр по новым данным измерений глубин для территории Финляндии;
- получены структурные и автокорреляционные функции полей температуры поверхности воды по инструментальным измерениям на озёрах Финляндии, а также оценены ошибки наблюдения;

- изучены ошибки моделирования температуры поверхности воды озерной моделью FLake при разных термических режимах (на примере озера Кюувеси в Финляндии).

Основными результатами диссертационной работы являются:

- выделенные однородные с точки зрения геологического происхождения озера регионы, определенные типичные глубины озера для этих регионов, созданная на основе этого новая улучшенная глобальная база данных о глубинах озера всего земного шара;
- структурные, автокорреляционные функции и нормированные автокорреляционные функции температуры поверхности озера, которые зависят от расстояния между озерами, от расстояния и разницы глубин между озерами территории;
- результаты верификации типичных глубин озера для регионов однородных с точки зрения геологического происхождения озера и результаты оценки ошибок озерной модели FLake.

Оценки типичных глубин озёр в зависимости от их геологического происхождения были добавлены в глобальную базу глубин озёр. Верификация по новым данным измерений для территории Финляндии показала, что это модифицированная база данных полнее и с меньшей ошибкой описывает глубину озера. Показано, что использование корректных данных о глубине озёр позволяет улучшить результаты прогноза погоды. Разработанная база данных используется в атмосферных гидродинамических моделях мировых центров прогноза погоды и моделирования климата. Было выяснено, что ошибки озёрной модели FLake, которая используется во многих атмосферных моделях для параметризации озёр, зависят от сезона – термического режима озера. Наибольшие ошибки наблюдаются в летний период, когда озёра бореальной зоны стратифицированы, наименьшие – в период осеннего перемешивания. Зависимость ошибок от термического режима

озера необходимо учитывать при решении обратных задач моделирования (например, при косвенной верификации озёрной базы). Полученные корреляционные функции для температуры поверхности озёрной воды значительно отличаются от функций для температуры поверхности морской воды, которые используются в моделях в настоящее время. Полученные корреляционные функции содержат зависимость не только от расстояния, но и от разницы глубин озёр, и таким образом лучше отражают физические особенности процессов в озёрах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Walter, K.M. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming / K.M. Walter, Zimov S.A., Chanton J.P., Verbyla D. and Chapin F.S. // *Nature*, № 443. – 2006. – P. 71-75.
2. Stepanenko, V.M. Numerical Modeling of Methane Emissions from Lakes in the Permafrost Zone / V.M. Stepanenko, E.E. Machul'skaya, M.V. Glagolev, V.N. Lykosov // *Izvestiya AN, Fizika Atmosfery i Okeana* № 47(2). – 2011. – P. 275-288.
3. Tranvik, L.J. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate / L.J. Tranvik, J.A. Downing, J.B. Cotner, S.A. Loiselle, R.G. Streigl and co-authors // *Limnol. Oceanogr.* № 54(6, part 2). – 2009. – P. 2298-2314.
4. Jacobs, J.D. The influence of an Arctic large-lakes system on mesoclimate in south-central Baffin Island, NWT, Canada / J.D. Jacobs and L.D. Grondin // *Arctic and Alpine Research* № 20(2). – 1988. – P. 212-219.
5. Bates, G.T. Toward the simulation of the effects of the Great Lakes on regional climate / G.T. Bates, F. Giorgi and S.W. Hostetler // *Monthly Weather Review* № 121(5). – 1993. P. 1373-1387.
6. Scott, R.W. Impacts of the Great Lakes on regional climate conditions / R.W. Scott and F.A. Huff // *Journal of Great Lakes Research* № 22(4). – 1996. – P. 845-863.
7. Schmidlin, T.W. Lakes, effects on climate, in *Encyclopedia of World Climatology*, edited / T.W. Schmidlin // Springer. – 2005. – P. 444-445.
8. Long, Z. Northern lake impacts on local seasonal climate / Z. Long, W. Perrie, J. Gyakum, D. Caya and R. Laprise // *Journal of Hydrometeorology* № 8(4). – 2007. – P. 881-896.

9. Rice, E.L. Some Microclimates Produced by Lake Texoma / E.L. Rice // Proceedings of the Oklahoma Academy of Science, Vol. 32. – 1953. – P. 40-46.
10. Mironov, D.V. Parameterization of lakes in numerical weather prediction: description of a lake model, single-column tests, and implementation into the limited-area NWP model / D.V. Mironov, A. Terzhevik, F. Beyrich, S. Golosov, E. Haise, G. Kirillin, E. Kourzeneva, B. Ritter and N. Schneider // Bound. Lay. Meteor., Spec. issue. – 2006. – P. 1-56.
11. Mironov, D. Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model / D. Mironov // COSMO Technical Report № 11 Germany, Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst. – 2008. – P. 1-41.
12. Mironov, D. Parameterization of sea and lake ice in numerical weather prediction models of the German Weather Service / D. Mironov, B. Ritter, J.-P. Schulz, M. Buchhold, M. Lange and E. Machulskaya // Tellus A № 64. – 2012. – DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.17330.
13. Stepanenko, V.M. First steps of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP / V.M. Stepanenko, S. Goyette, A. Martynov, M. Perroud, X. Fang and D. Mironov // Bor. Env. Res. № 15. – 2010. – P. 191-202.
14. Hostetler, S.W. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model / S.W. Hostetler, G.T. Bates and F. Giorgi // J. Geophys. R., Vol. 98D. – 1993. – P. 5045-5057.
15. Kourzeneva, E. Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modelling / E. Kourzeneva, H. Asensio, E. Martin, S. Faroux // TellusA, Spec. issue, Vol. 64. – 2012. – DOI: <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.15640>.
16. Lavoie, R.L. A Mesoscale Numerical Model of Lake-Effect Storms / R.L. Lavoie // Journal of the atmospheric sciences № 29(6). – 1972. – P. 1025-1040.

17. Niziol, T.A. Winter weather forecasting throughout the eastern United States. Part IV: lake effect snow / T.A. Niziol, W.R. Snyder and J.S. Waldstreicher // *Wea. Forecast* № 10. – 1995. – P. 61-77.
18. Notaro, M. Influence of the Laurentian Great Lakes on Regional Climate / M. Notaro, K. Holman, A. Zarrin, E. Fluck, S. Vavrus and V. Bennington // *Journal of Climate* № 26(3). – 2013. – P. 789-804.
19. Pereira, G. Multivariate Analysis of Lake-Effect Snowstorms in Western New York / G. Pereira and M. Muscato // *Journal of Operational Meteorology* № 1(14). – 2013. – P. 157-167.
20. Ulrich, D.R. Simulations of Lake-effect Storms during the Ontario Winter Lake-effect System Project / D.R. Ulrich and A.R. Janiszewski // *American Meteorological Society*. – 2015.
21. Hjelmfelt, M.R. Numerical study of the influence of environmental conditions on lake-effect snowstorms over Lake Michigan / M.R. Hjelmfelt // *Monthly weather review* № 118(1). – 1990. – P. 138-150.
22. Vavrus, S. The role of ice cover in heavy lake-effect snowstorms over the Great Lakes Basin as simulated by RegCM4 / S. Vavrus, M. Notaro and A. Zarrin // *Monthly weather review* № 141(1). – 2013. – P. 148-165.
23. McMillen, J.D. Impact of Microphysics Parameterizations on Simulations of the 27 October 2010 Great Salt Lake-Effect Snowstorm / J.D. McMillen and W.J. Steenburgh // *Weather and Forecasting* № 30(1). – 2015. – P. 136-152.
24. Song, Y. A coupled regional climate model for the Lake Victoria basin of East Africa / Y. Song, F.H.M. Semazzi, L. Xie and L.J. Ogallo // *International Journal of Climatology* № 24(1). – 2004. – P. 57-75.
25. Sun, X. Effect of lake surface temperature on the spatial distribution and intensity of the precipitation over the Lake Victoria basin / X. Sun, L. Xie, F. Semazzi and B. Liu // *Monthly Weather Review* № 143(4). – 2015. – P. 1179-1192.

26. Williams, K. Regional climate model performance in the Lake Victoria basin / K. Williams, J. Chamberlain, C. Bountempo and C. Bain // *Climate Dynamics* № 44(5-6). – 2015. – P. 1699-1713.
27. Thiery, W. The impact of the African Great Lakes on the regional climate / W. Thiery, E.L. Davin, H.-J. Panitz, M. Demuzere, S. Lhermitte and N. van Lipzig // *J. Climate* № 28(10). – 2015. – P. 4061-4085.
28. Changnon, S.A. Precipitation contrasts between the Chicago urban area and an offshore station in southern Lake Michigan / S.A. Changnon // *Bulletin of the American Meteorological Society* № 42(1). – 1961. P. 1-10.
29. Changnon, S.A. Precipitation climatology of Lake Michigan basin / S.A. Changnon // *Illinois State Water Survey Urbana*. – 1968. – P. 1-46.
30. Lyons, W.A. Some effects of Lake Michigan upon squall lines and summertime convection / W.A. Lyons // *Satellite and Mesometeorology Research Project research paper* № 57, University of Chicago. – 1966. – P. 1-44.
31. Verpoorter, C. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery // C. Verpoorter, T. Kutser, D.A. Seekell and L.J. Tranvik // *Geophys. Res. Lett.* № 41. – 2014. – P. 6396-6402.
32. Mahrt, L. Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer / L. Mahrt // *Boundary-Layer Meteorology* № 96(1-2). – 2000. – P. 33-62.
33. Wright, D.M. Sensitivity of lake-effect snowfall to lake ice cover and temperature in the Great Lakes region / D.M. Wright, D.J. Posselt and A.L. Steiner // *Mon. Wea. Rev.* № 141. – 2013. – P. 670-689.
34. Cordeira, J.M. The influence of ice cover on two lake-effect snow events over lake Erie / J.M. Cordeira and N.F. Laird // *Mon. Wea. Rev.* № 136. – 2008. – P. 2747-2763.

35. Andersson, T. Coast of departure and coast of arrival: two important concepts for the formation and structure of convective snowbands over seas and lakes / T. Andersson and N. Gustafsson // *Mon. Wea. Rev.* № 122. – 1994. – P. 1036-1049.
36. Andersson, T. Topographically induced convective snowbands over the Baltic Sea and their precipitation distribution / T. Andersson and S. Nilsson // *Wea. Forecast.* № 5. – 1990. – P. 299-312.
37. Gustafsson, N. Coupling of a high-resolution atmospheric model and an ocean model for the Baltic Sea / N. Gustafsson, L. Nyberg and A. Omstedt // *Mon. Wea. Rev.* № 126. – 1998. – P. 2822-2846.
38. Minder, J.R. The Evolution of Lake-Effect Convection during Landfall and Orographic Uplift as Observed by Profiling Radars / J.R. Minder, T.W. Letcher, L.S. Campbell, P.G. Veals and W.J. Steenburgh // *Mon. Wea. Rev.* № 143. – 2015. – P. 4422-4442.
39. Eerola, K. Impact of partly ice-free Lake Ladoga on temperature and cloudiness in an anticyclonic winter situation – a case study using a limited area model / K. Eerola, L. Rontu, E. Kourzeneva, H. Kheyrollah Pour and C. Duguay // *Tellus A*, Vol 66. – 2014. – DOI: <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.23929>.
40. Sun, X. A Numerical Investigation of the Precipitation over Lake Victoria Basin Using a Coupled Atmosphere-Lake Limited-Area Model / X. Sun, L. Xie, F.H.M. Semazzi and B. Liu // *Advances in Meteorology*, Vol. 2014, Article ID 960924. – 2014. – P. 1-15.
41. Li, W. Study of the effect of the urban heat island and Lake Taihu on local circulation / W. Li, H. Liu, X. Zhou and Y. Qin // *Science China Earth Science* № 33(2). – 2003. – P. 97-104.
42. Changnon Jr., S.A. Studies of urban and lake effects on summer precipitation in the Chicago area. Final Report NSF ATM-8001653 / S.A. Changnon Jr., D.

- Brunkow, G. Dzurisin and C.-F. Hsu // Illinois State Water Survey, Champaign. – 1982. – P. 1-118.
43. Scott, R.W. Lake effects on climatic conditions in the Great lakes basin / R.W. Scott and F.A. Huff // Illinois State Water Survey, Champaign. – 1997. – P. 1-74.
44. Samuelsson, P. The impact of lakes on the European climate as simulated by a regional climate model / P. Samuelsson, E. Kourzeneva and D. Mironov // *Boreal Env. Res.* № 15. – 2010. – P. 113-129.
45. Lijuan, W. Impacts of the Two Biggest Lakes on Local Temperature and Precipitation in the Yellow River Source Region of the Tibetan Plateau / W. Lijuan, L. Shihua, L. Zhaoguo, Z. Lin and N. Nidhi // *Advances in Meteorology*, Vol. 2015, Article ID 248031. – 2015. – P. 1-10.
46. Dean, W.E. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands / W.E. Dean and E. Gorham // *Geology* № 26. - 1998. – P. 535-538.
47. Cole J.J. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget / J.J. Cole, Y.T. Prairie, N.F. Caraco, W.H. McDowell, L.J. Tranvik, R.G. Striegl, C.M. Duarte, P. Kortelainen, J.A. Downing, J.J. Middelburg and J. Melack // *Ecosystems* № 10. – 2007. – P. 171-184.
48. Battin, T.J. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks / T.J. Battin, L.A. Kaplan, S. Findlay, C.S. Hopkinson, E. Marti, A.I. Packman, J.D. Newbold and F. Sabater // *Nat. Geosci.*, Vol. 1. – 2008. – P. 95-100.
49. Allen, A.W. Habitat suitability index models: Beaver / A.W. Allen // U.S. Fish and Wildlife Service, Report № FWS/OBS-82/10.30. – 1982. – P. 1-20.
50. Myrbo, A. Carbon cycle in lakes, in *Encyclopedia of lakes and reservoirs*, edited / A. Myrbo // Springer. – 2012. – P. 121-125.
51. Rontu, L. Data assimilation and parametrisation of lakes in HIRLAM / L. Rontu, K. Eerola, E. Kourzeneva and B. Vehviläinen // *Tellus A* № 64. – 2012. – DOI: <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17611>

52. Eerola, K. A study on effects of lake temperature and ice cover in HIRLAM / K. Eerola, L. Rontu, E. Kourzeneva and E. Shcherbak // *Boreal Env. Res.* № 15. – 2010. – P. 130-142.
53. Mironov, D. Towards improved representation of lakes in numerical weather prediction and climate models: Introduction to the special issue of *Boreal Environment Research* / D. Mironov, L. Rontu, E. Kourzeneva and A. Terzhevik // *Boreal Env. Res.* № 15. – 2010. – P. 97-99.
54. Степаненко, В.М. Численное моделирование взаимодействия атмосферы с водоемами суши: автореф. дис. канд. физ.-мат. наук / В.М. Степаненко. – Москва, 2007. – С. 1-32.
55. Kourzeneva, E. Global dataset for the parameterization of lakes in Numerical Weather Prediction and Climate modeling / E. Kourzeneva, F. Bouttier and C. Fischer // *ALADIN Newsletter* № 37, France, Toulouse: Eds. Meteo-France. – 2009. – P. 46-53.
56. Kourzeneva, E. External data for lake parameterization in Numerical Weather Prediction and climate modeling / E. Kourzeneva // *Boreal Env. Res.* № 15. – 2010. – P. 165-177.
57. Champeaux, J.-L. Ecoclimap2: A new approach at Global and European Scale for Ecosystems Mapping and Associated Surface Parameters Database Using SPOT/VEGETATION Data – First Results / J.-L. Champeaux, K.-S. Han, D. Arcos, F. Habets and V. Masson // *International Geosciences and Remote Sensing Symposium* № 3. – 2004. – P. 2046-2049.
58. Amante, C. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis / C. Amante, B.W. Eakins // *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*. – 2009. – P. 1-19.
59. Догановский, А.М. Гидрология суши. Общий курс / А.М. Догановский // СПб.: РГГМУ. – 2012. – С. 1-524.

60. Downing, J.A. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments / J.A. Downing, Y.T. Prairie, J.J. Cole, C.M. Duarte, L.J. Tranvik, R.G. Striegl, W.H. McDowell, P. Kortelainen, N.F. Caraco, J.M. Melack, J.J. Middelburg // *Limnol. Oceanogr.* № 51(5). – 2006. – P. 2388-2397.
61. Schwarzenbach, R.P. Environmental Organic Chemistry, second ed. / R.P. Schwarzenbach, P.M. Gschwend, D.M. Imboden // Wiley-Interscience. – 2003. – P. 1-1328.
62. Choulga, M. Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modeling / M. Choulga, E. Kourzeneva, E. Zakharova and A. Doganovsky // *Tellus A* № 66. – 2014. – DOI: <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.21295>.
63. Китаев, С.П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон / С.П. Китаев // М.: Наука. – 1984. – С. 1-309.
64. Balsamo, G. Deriving an effective lake depth from satellite lake surface temperature data: a feasibility study with MODIS data / G. Balsamo, E. Dutra, V.M. Stepanenko, P. Viterbo, P.M.A. Miranda and co-authors // *Boreal Environ. Res.* № 15. – 2010. – P. 178-190.
65. Догановский, А. М. Пространственные закономерности строения озерных котловин / А. М. Догановский // Сборник География и смежные науки, LIX Герценовские чтения, СПб. – 2006. – С. 15-23.
66. Doganovsky, A. External water exchange of lakes as the integral indicator of water body types / A. Doganovsky // *Limnol. Rev.* № 12(1). – 2012. – P. 11-17. DOI: 10.2478/v10194-011-0040-2.
67. Кондратьев, С. Внешние данные для параметризации озер в гидродинамических моделях атмосферы: дипломный проект: защищен 20.06.010 / С. Кондратьев // СПб. – 2010. – С. 1-51.

68. Canfield Jr, D.E. Relations between water transparency and maximum depth of macrophyte colonization in lakes / D.E. Canfield Jr, K.A. Langeland, S.B. Linda and W.T. Haller // J. Aquat. Plant Manage. № 23. – 1985. – P. 25-28.
69. Lee, R.W. Light attenuation in a shallow, turbid reservoir, lake Houston, Texas / R.W. Lee and W. Rast // U. S. Geological Survey: Water-Resources Investigation Report № 97-4064. – 1997. – P. 1-33.
70. Угрюмов, А.И. Когда пойдет дождь? Занимательная метеорология / А.И. Угрюмов // СПб.: ОлмаМедиаГрупп. – 2014. – С. 1-128.
71. Лесненко, В.К. Псковские озера / В.К. Лесненко // Л.: Лениздат. – 1988. – С. 1-110.
72. Майорова, Т.С. Новейший справочник школьника / Т.С. Майорова // М.: Эксмо. – 2005. – С. 1-576.
73. Гланц, С. Медико-биологическая статистика / С. Гланц // М.: Практика. – 1999. – С. 462.
74. Unden, P. The HIRLAM-5 Scientific Documentation / P. Unden, L. Rontu, H. Jarvinen, P. Lynch, J. Calvo and co-authors // Online at: <http://hirlam.org>. – 2002.
75. Eerola, K. Twenty-one years of verification from the HIRLAM NWP system / K. Eerola // Wea. Forecast., Vol. 28, Article № 270285. – 2013. – DOI: 10.1175/WAFD-12-00068.1.
76. Avissar, R. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology / R.A. Avissar and R.A. Pielke // Mon. Wea. Rev., Vol. 117, Article № 21132136. – 1989.
77. Noilhan, J. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models / J. Noilhan and S. Planton // Mon. Wea. Rev., Vol. 117, Article № 536549. – 1989.
78. Noilhan, J. The ISBA land surface parameterisation scheme / J. Noilhan and J.-F. Mahfouf // Global Planet. Change., Vol. 13, Article № 145159. – 1996.

79. Gollvik, S. A tiled land-surface scheme for HIRLAM / S. Gollvik and P. Samuelsson // Unpublished manuscript. Online at: <http://hirlam.org>. – 2010.
80. Dutra, E. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme / E. Dutra, V. Stepanenko, G. Balsamo, P. Viterbo, P.M.A. Miranda, D. Mironov and C. Schar // Boreal Environ. Res. № 15. – 2010. – P. 100-112.
81. Salgado, R. Coupling of the FLake model to the Surfex externalized surface model / R. Salgado and P. Le Moigne // Boreal Environ. Res. № 15. – 2010. – P. 231–244.
82. Panofsky, H.A. Objective weather map analysis / J.Met. № 6(6). – 1949. – P. 386-392.
83. Gilchrist, B. An experiment in objective analysis / B. Gilchrist and G.B. Cressman // Tellus № 6. – 1954. – P. 97-101.
84. Bergthorsson, P. Numerical weather map analysis / P. Bergthorsson and B.R. Doos // Tellus № 7. – 1955. – P. 329-340.
85. Cressman, G.P. An operational objective analysis system / G.P. Cressman // Mon. Wea. Rev. № 87. – 1959. – P. 367-374.
86. Eliassen, A. Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field / A. Eliassen // Inst. Weather and Climate res., Acad. Sci. Oslo, Rept. № 5. – 1954.
87. Гандин, Л.С. Объективный анализ метеорологических полей / Л.С. Гандин // Л.: Метеорологическое издательство. – 1963. – С. 1-288.
88. Lorenc, A.C. A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme / A.C. Lorenc // Mon. Wea. Rev. № 109. – 1981. – P. 701-721.
89. Hollingsworth, A. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field / A. Hollingsworth and P. Lonnberg // Tellus A № 28. – 1986. – P. 111-136.

90. Lonnberg, P. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors / P. Lonnberg and A. Hollingsworth // *Tellus A* № 28. – 1986. – P. 137-161.
91. Daley, R. Atmospheric Data Analysis / R. Daley // Cambridge University Press № 457. – 1991.
92. Thiebaux, H.J. Experiments with correlation representation for objective analysis / H.J. Thiebaux // *Mon. Wea. Rev.* № 103. – 1975. – P. 617-627.
93. Julian, P.R. On some properties of correlation function used in optimum interpolation scheme / P.R. Julian and H.J. Thiebaux // *Mon. Wea. Rev.* № 103. – 1975. – P. 605-616.
94. Sattler, K. Structure function characteristics for 2 meter temperature and relative humidity in different horizontal resolutions / K. Sattler & X-Yu Huang // *Tellus A*, Vol. 54A. – 2002. – P. 14-33.
95. Donlon, C.J. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system / C.J. Donlon, M. Martin, J. Stark, J. Robert-Jones, E. Fiedler & W. Wimmer // *Rem. Sens. Environ.* № 116. – 2012. – P. 140-158.
96. Fiedler, E. An operational analysis of lake surface water temperature / E. Fiedler, M. Martin & J. Roberts-Jones // *Tellus A*, Vol. 66, Article № 21247. – 2014.
97. Kheyrollah Pour, H. Impact of satellite-based lake surface observations on the initial state of HIRLAM. Part I: Evaluation of remotely-sensed lake surface water temperature observations / H. Kheyrollah Pour, C.R. Duguay and R.L.C. Solberg // *Tellus A*, Vol. 66, Article № 21534. – 2014.
98. Walsh, S.E. Global patterns of lake ice phenology and climate: Model simulations and observations / S.E. Walsh, S.J. Vavrus, J.A. Foley, V.A. Fisher, R.H. Wynne & J.D. Lenters // *J. Geophys. Res. Atmos.* № 103. – 1998. – P. 28825-28837.

99. Вэйновский, П.А. Методы обработки и анализа океанологической информации. Одномерный анализ. Учебное пособие / П.А. Вэйновский, В.Н. Малинин // Л.: ЛГМИ. – 1991. – С. 1-136.
100. Осипов, А.Л. Эконометрика: Учебно-методический комплекс для дистанционного обучения / А.Л. Осипов, В.Н. Храпов // Новосибирск: СибАГС. – 2002. – С. 1-173.
101. Rodriguez, E. The tiling surface scheme for HIRLAM5: feature and latest results / E. Rodriguez, B. Navascues & J.J. Ayuso // Proceedings of the SRNWP/HIRLAM Workshop on Surface Processes, Turbulence and Mountain Effects, INM, Madrid 22-24 October 2001. – 2002. – P. 55-63.
102. Зоркальцев, В.И. Метод наименьших квадратов: геометрические свойства, альтернативные подходы, приложения / В.И. Зоркальцев, Е.Г. Анциферов, В.П. Булатов // ВО: Наука. – 1995. – С. 218.
103. Линник, Ю.В. Метод наименьших квадратов: и основы математико-статистической теории обработки наблюдений / Ю.В. Линник // Гос. изд-во физико-математической лит-ры. – 1962. – С. 1-349.
104. Смешанные леса из Большого информационного архива [Электронный ресурс] // 2015. Режим доступа: <http://big-archive.ru>
105. Соколов, А.А. Гидрография СССР / А.А. Соколов // Л.: Гидрометеиздат. – 1952. – С. 1-287.

Приложение А – Сведения о природных зонах, которые использовались в диссертационной работе

Тундра

Это безлесая природная зона, простирающаяся в субарктическом климатическом поясе, лежащая за северными пределами лесной растительности, пространство с вечномерзлой почвой, не заливаемой морскими или речными водами. По характеру поверхности тундры бывают болотистые, торфянистые, каменистые. Главная черта тундры – заболоченные низменности в условиях сурового климата (с продолжительной холодной зимой (от -30 до -40 °C), с коротким прохладным летом (до 10 °C)), высокой относительной влажностью, сильными ветрами и многолетней мерзлотой, образованной вследствие промерзания почвы и горных пород. Распространены мхи и лишайники, осоки, брусника, карликовая береза, кустарниковая ольха. Почвы тундры бедны перегноем [72].

Тайга

Эта зона занимает северную часть умеренного климатического пояса – умеренно влажную географическую зону. Для нее характерны суровая зима и умеренно теплое лето. Длительность залегания снежного покрова составляет 200 дней в году. Территория заболочена – болотами покрыты северная Сибирь и материковые части Канады. Почвы, как правило, – подзолистые и торфяно-болотные. Увлажненность достаточная. Растут хвойные леса из ели, пихты, сосны. К ним добавляются мелко-лиственные породы – береза и осина [72].

Смешанные леса

Эта зона распространена в Евразии и Северной Америке. Широколиственные леса, растущие в Европе, образованы дубом, буком, грабом, кленом. В Северной

Америке к ним добавляются вяз и тюльпанное дерево. Широколиственные леса являются листопадными и ежегодно на зиму сбрасывают листья. В смешанных лесах сочетаются лиственные и хвойные (ель, сосна) породы деревьев. Примесь лиственных или хвойных деревьев, как правило, составляет более чем 5 % от общего количества. В местах произрастания смешанных лесов, как правило, тёплое лето и относительно холодная и долгая зима. Годовая сумма атмосферных осадков в этой зоне достигает 600-700 мм. Почвы преобладают дерново-подзолистые и бурые лесные в Южной Америке, Новой Зеландии и горных лесах Евразии. Они содержат больше перегноя, чем подзолистые почвы тайги. Смешанные леса имеют древнее происхождение и в геологическом прошлом были распространены значительно шире [72].

Большое разнообразие в ландшафт смешанных лесов вносит неоднородность геолого-геоморфологических условий. Двигаясь с северо-запада на юго-восток, в зоне смешанных лесов можно встретить следы ледника самой различной сохранности – от свежих конечно-моренных гряд валдайского оледенения на западе до вторичных моренных равнин и эрозионного рельефа в области днепровского оледенения на востоке. Запад зоны смешанных лесов из-за обилия моренных озер получил название «озерного пояса». На востоке зоны водораздельные озера встречаются в виде редкого исключения.

Многие низменности в зоне смешанных лесов принадлежат к «полесскому типу» – прошли стадию приледникового водоема и сложены водно-ледниковыми песками. Слабо дренированные, они даже на границе с лесостепью заболочены, покрыты сосновыми лесами, напоминая по своему ландшафту тайгу. Примером их служат Полесье и Мещера. Возвышенности сложены суглинистой мореной, которая на юге зоны прикрыта покровными и лёссовидными суглинками. При хорошем дренаже и балансе влаги, близком к нейтральному, на суглинистых грунтах возвышенностей на юге зоны формируются плодородные дерново-

подзолистые и даже серые лесные почвы. Соответственно южный характер получает и растительность: исчезают болота, усиливается в древостое роль широколиственных пород, появляются первые представители северных степей [104].

Приложение Б – Сведения об озерных котловинах, возникших под влиянием различных факторов

Тектоническая активность

Тектонические впадины возникают в результате движений земной коры, и многие озерные бассейны тектонического происхождения занимают большую площадь и имеют древний возраст. Как правило, они очень глубокие. Тектонические процессы проявляются по-разному. Например, Каспийское море приурочено к прогибу на дне древнего моря Тетис. В неогене произошло поднятие, в результате которого обособилась Каспийская впадина. Ее воды постепенно опреснялись под воздействием атмосферных осадков и речного стока. Котловина озера Виктория в Восточной Африке образовалась в результате сводового поднятия окружающей суши. Большое Соленое озеро в штате Юта тоже возникло благодаря тектоническому поднятию территории, через которую прежде осуществлялся сток из озера.

Тектоническая активность часто приводит к образованию разломов (трещин в земной коре), которые могут превратиться в озерные котловины, если в этом районе затем произойдет взброс или если опустится блок, заключенный между разломами. В последнем случае говорят, что озерная котловина приурочена к грабену. Такое происхождение имеют несколько озер в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы. Среди них – озеро Танганьика, образовавшееся около 17 млн. лет назад и отличающееся очень большой глубиной (1470 м). На продолжении оси этой системы к северу находятся Мертвое море и Тивериадское озеро. Оба они очень древние. Максимальная глубина Тивериадского озера в настоящее время составляет всего 46 м. К грабенам приурочены также озера Тахо на границе штатов Калифорния и Невада в США, Бива (источник пресноводного

жемчуга) в Японии и Байкал (вмещающий крупнейшую в мире массу пресной воды – 23 тыс. км³) в Сибири.

Вулканическая деятельность

Вулканическая деятельность приводит к образованию разнообразных озерных котловин – от небольших кратеров округлой формы с низкими бортами (мааров) до крупных глубоких кальдер. Кальдеры формируются при излиянии магмы через боковой кратер, расположенный вблизи вершины вулкана, что приводит к обрушению вулканического конуса. Ярким примером кальдерного озера является озеро Крейтер в Орегоне, образовавшееся при извержении вулкана Мазама около 6000 лет назад. Это живописное озеро почти округлой формы имеет глубину 608 м (седьмое в мире по глубине). Посреди озера расположен остров Уизард, возникший в результате более позднего извержения. Озера подобного типа встречаются в Японии и на Филиппинах. В вулканических районах озерные котловины могут также формироваться, когда горячая лава вытекает из-под более холодного поверхностного лавового горизонта, что способствует проседанию последнего – так образовалось озеро Йеллоустон. Озера могут образовываться также в случае подпруживания рек и ручьев лавой или грязевым лавовым потоком при извержении вулканов – так возникли котловины многих озер в Японии и Новой Зеландии.

Оползни

Оползни, подпруживая водные потоки, способствуют образованию озер. Однако если запруда разрушится или вода перельется через нее, эти озера вскоре исчезают. Например, в 1841 году река Инд на территории современного Пакистана была подпружена оползнем, возникшим в результате землетрясения, а через шесть месяцев «плотина» рухнула, и озеро длиной 64 км и глубиной 300 м было спущено за 24 часа. Озеро такого типа может оставаться стабильным, только если избыток воды отводится через устойчивые к эрозии твердые породы. Так, например,

Сарезское озеро, образовавшееся на Восточном Памире в 1911 году, существует до сих пор и имеет глубину 500 м (десятое место по глубине среди озер мира).

Ледниковая деятельность

Ледниковая деятельность является наиболее эффективным фактором создания озерных котловин. Покровные ледники мощностью несколько километров, покрывавшие в геологически недавнее время большую часть Северной Америки и значительную часть Северной Европы, разными способами формировали озерные котловины, и большинство озер в этих районах имеет ледниковое происхождение. Например, много озер приурочено к котловинам выпахивания, которые образовались при движении ледников по разнородной поверхности. При этом ледники сносили рыхлые отложения. Тысячи озер, заполнивших такие котловины, встречаются на территории северной Канады, Норвегии и Финляндии, где занимают значительные площади.

Каровые озера расположены на склонах гор в верховьях трогов (трог или троговая долина – это долина в ледниковой или древнеледниковой области с корытообразным (U-образным) поперечным профилем, широким дном и крутыми вогнутыми бортами, которые связаны с выпахивающей деятельностью ледников.). Для них характерны котловины, по форме напоминающие амфитеатры. В образовании лож таких озер принимают участие и процессы морозного выветривания.

Фьордовые озера имеют вытянутую форму, крутые берега и U-образный поперечный профиль. Они занимают понижения на дне речных долин, переработанные и переуглубленные крупными ледниками. Яркие примеры озер такого типа – Лох-Несс в Шотландии и многие озера Норвегии. Отчасти ледниковыми процессами была сформирована группа озер, радиально расходящихся из одного центра в Озерном округе на северо-западе Англии. Сходное происхождение имеют и крупные озера северной Канады – Атабаска,

Большое Медвежье и Большое Невольничье. Глубина последнего достигает 640 м. Даже котловины Великих озер, имеющие сложный генезис, испытали воздействие ледников.

Кроме того, озера образуются при подпруживании речных долин моренами. Наконец, во время отступления ледников под толщей отложений, вынесенных талыми ледниковыми водами за пределы ледника, оказались погребенными огромные глыбы мертвого льда. Многие из них растаяли только спустя сотни лет, когда потеплел климат, и на их месте возникли котловины, заполнившиеся водой.

Карст и суффозия

Карстовые озера образуются, когда такие растворимые минералы и горные породы как известняк, гипс и каменная соль, выносятся водой, причем формируются либо котловины на поверхности, либо подземные пустоты, кровля которых затем проваливается. Эти озера не обязательно бывают мелкими: так, озеро Жирот во Французских Альпах имеет глубину 99 м при площади всего 0,57 км² [59].

Термокарстовые процессы

Термокарстовые озера – это озера, образование котловин которых связано с вытаяванием ископаемого (погребенного) льда. На территории Лено-Вилуйской и Приполярноморской низменностей ископаемый лед имеет значительное распространение и залегает отдельными линзами площадью иногда до нескольких квадратных километров. Мощность его колеблется от нескольких метров до 20 - 30 м, а глубина залегания 2 - 5 м и более от поверхности [105].

Начало термокарстового процесса бывает связано с более глубоким проникновением тепла вглубь почвы – до поверхности погребенного льда. В этих условиях лед начинает таять, а слой находящейся на нем почвы – опускаться. Образующаяся провальная котловина в дальнейшем заполняется водой. Причины, которые могут вызвать изменение глубины прогревания почвы могут быть

различными: потепление климата, пожары, вырубка лесов и другие. Термокарстовых озер чрезвычайно много, они располагаются на обширных территориях, покрытых мерзлотой. Данные об их глубине в глобальной озерной базе Global Lake DataBase (GLDB) практически отсутствуют. Поэтому приведем здесь дополнительные сведения о развитии форм котловин этих озер.

Термокарстовые озера возникают и формируются в короткое время – в течение нескольких десятков лет. Но возникнув, иногда они также быстро исчезают. Известный мерзловед М.И. Сумгин различает следующие семь стадий в жизни термокарстовых озер Восточной Сибири.

Первая стадия – начальная форма деформации земной поверхности без признаков воды. Большей частью она начинается в местах, по каким-либо причинам обнаженным от леса. Оседание почвы идет неравномерно; в результате поверхность через некоторое время после начала таяния льда приобретает характерный блюдцеобразно-бугорковый рельеф. Иногда при интенсивном процессе таяния льда образуются провальные ямы.

Вторая стадия – деформация земной поверхности с наличием небольшого количества воды. Вся толща вышележащего слоя грунта насыщается водой, и на поверхности в блюдцеобразных понижениях появляются небольшие лужицы.

Третья стадия – начало образования провального озера, которое имеет довольно большую водную поверхность с причудливыми очертаниями берегов, часто с многочисленными островками округлой формы (не успевшая погрузиться почва). Из воды торчат пни, древесные стволы. Прибрежная часть озера имеет блюдцеобразно-бугорковый рельеф.

Четвертая стадия – увеличивающееся в размерах провальное озеро. Для этой стадии характерны берега, изрезанные трещинами, по которым происходит сползание почвы; деревья, окружающие озеро, круто наклонены к нему, из воды торчат свалившиеся деревья.

Пятая стадия – сложившееся провальное озеро, то есть водоем с достаточно большой водной поверхностью, с пологими устойчивыми берегами, часто покрытыми травой.

Шестая стадия – высыхающее провальное озеро. Процесс термокарста замирает, разрушение берега совершенно прекращается (в пятой стадии оно еще происходит в некоторых местах), водная поверхность уменьшается вследствие истощения залежи ископаемого льда.

Седьмая стадия – высохшее провальное озеро. На месте озера образуется лишенная воды впадина с плоским дном, поросшим луговой растительностью. В Восточной Сибири на местном наречии такие впадины носят название «алас».

В период с 1915 по 1945 гг. в Восточной Сибири происходило значительное усыхание и исчезновение термокарстовых озер, на что указывают многие факты. Особенно интенсивное усыхание наблюдалось в районе Ленно-Амгинского водораздела. В ряде случаев высыхание влечет за собой большие затруднения в водоснабжении населенных пунктов; селения, бывшие еще совсем недавно на берегу озера и снабжавшиеся его водой, оказывались у сухого аласа. Количество высохших озер в этом районе насчитывалось сотнями.

Причины усыхания термокарстовых озер еще нельзя считать окончательно выясненными. Существует мнение, что усыхание – это естественный процесс развития термокарстовых озер, неизбежно приводящий к исчезновению образовавшегося водоема в результате последующего прекращения его питания. Последнее может происходить как вследствие истощения запасов ископаемого льда, так и в результате заиливания котловины и прекращения таяния льда. Другие ищут причины массового усыхания термокарстовых озер в потеплении климата, которое имело место. Исчезновение озер связывают с повышением испарения и относительно малым количеством выпадающих осадков.

Наряду с усыханием отмечаются и неоднократные случаи повторного наполнения озер. Около 100 лет тому назад озеро Харадыйа (Усть-Алданский район) было совершенно сухим, а сейчас оно довольно глубокое и имеет сравнительно большие размеры. Таких озер, постепенно угасающих и периодически наполняющихся водой, на Лено-Амгинском водоразделе можно встретить очень много.

Небезынтересно отметить, что некоторые озера аласовидных впадин значительно засолены. Первичная минерализация этих озер, по-видимому, связана с минеральными веществами, содержащимися в погребенных льдах [105].

Флювиальные процессы

В результате деятельности рек озера образуются несколькими способами. Водобойные колодцы возникают у подножий водопадов. Западины вырабатываются в скальном грунте текучими водами под воздействием процесса эвразии (когда высверливаются ямы за счет трения камней и другого абразивного материала о дно в водоворотах). Преграждаются русла рек в ходе выноса речных наносов другими реками и их аккумуляции. Например, река Миссисипи образовала озеро Сент-Крой около Сент-Пола (штат Миннесота), подпрудив реку Сент-Крой, но затем сама была запружена ниже по течению наносами реки Чиппева, и в результате образовалось озеро Пепин. Наконец, в долинах с хорошо развитыми поймами, например, в долине реки Миссисипи в штатах Луизиана и Арканзас, в результате прорыва шеек меандров и русловых процессов, отчленяются старичные озера, имеющие форму крупных извилин [59].

Эоловые процессы

В котловинах эолового происхождения встречаются озера, подпруженные эоловыми песками или заключенные среди дюн. Различают также дефляционные озера, приуроченные к котловинам выдувания, которые распространены в аридных или семиаридных районах Техаса, Южной Африки и Австралии. Происхождение

дефляционных озер, иногда называемых плаями, не до конца выяснено, но, возможно, они иногда формируются за счет совместного действия ветрового выдувания и раскапывания грунта животными, которые используют их для водопоя.

Береговые процессы

При перемещении наносов вдоль берегового потока морские бухты могут отчленяться песчаными барами и превращаться в озера. Если такой бар остается стабильным, образовавшееся соленое озеро затем опресняется.

Процессы аккумуляции органогенных отложений

При скоплении органических отложений на дне реки и последующем подпруживании также могут возникнуть озера. Озеро Окичоби во Флориде – одно из наиболее известных озер, образованных в результате таких процессов. Хотя его котловина возникла при поднятии впадины на дне моря, первоначально озеро Окичоби было подпружено густой водной растительностью и скоплением ее остатков.

Подпруживание водотоков человеком или бобрами

Плотины, построенные бобрами, могут достигать больших размеров – длиной более 650 м, – но они недолговечны. Непреднамеренная деятельность человека привела к созданию тысяч озер на месте карьеров и горных выработок, и, кроме того, специально строились плотины. При сооружении крупных плотин в Африке, возникли огромные водохранилища, в том числе Насер на реке Нил, Вольта на реке Вольта и Кариба на реке Замбези. Некоторые плотины возводились с целью производства электроэнергии для выплавки алюминия на базе крупных местных залежей бокситов.

Воздействие метеоритов

Вероятно, наиболее редкими и необычными озерными котловинами являются впадины, образованные в результате падения метеоритов. Достоверно

выяснено, что озеро Сант-Жан на полуострове Унгава в провинции Квебек (Канада) приурочено к метеоритному кратеру Нуво-Квебек. Это округлое озеро расположено среди озер ледникового происхождения, имеющих неправильную форму [59].

Приложение В – Сведения о цикле жизни озер

На протяжении своего существования водоемы претерпевают сложные изменения – не только внешние, но и внутренние. По аналогии с живыми организмами исследователи выделяют в их жизни периоды юности, зрелости, старости и угасания.

В юном возрасте озера имеют максимальную глубину, поскольку еще не накопились донные осадки. Дно неровное, берега обрывистые, береговая отмель отсутствует, глубины начинаются у самого берега. В прибрежной зоне встречаются только редкие заросли воздушно-водных растений. Вода голубого или зеленоватого цвета, что указывает на ее высокую прозрачность.

В зрелом возрасте на дне озер накапливаются минеральные и органические осадки, которые перекрывают мелкие неровности дна. Под воздействием волн берега становятся пологими, формируются отмели, глубины нарастают постепенно. В прибрежной части хорошо выражены зоны воздушно-водных плавающих и подводных растений. Цвет воды изменяется от зеленого до светло-желтого. Обилие микроскопических водорослей уменьшает ее прозрачность.

Водоемы, достигшие стадии старости, отличаются мелководностью. Котловины их заполнены большой толщей озерных осадков. Дно и берега плоские, заболоченные. Водная растительность занимает большую часть или всю площадь озера. Вода имеет коричневатый оттенок.

Заключительный этап развития водоемов – угасание, когда они зарастают и превращаются в болота [71].

При зарастании озер дно озера постепенно повышается из-за увеличения количества минеральных осадков и органического ила. В результате на месте озера может образоваться болото. Если берега озера пологие, то водно-болотная

растительность надвигается на озеро с берегов, постепенно сужая зеркало чистой воды. Если берега озера крутые и само озеро глубокое, то озеро зарастает с середины. Сначала появляются небольшие сплавины – островки растительности, прикрепленные к минеральному берегу или вовсе оторванные от берегов. Постепенно разрастаясь – сплавины покрывают сплошной пеленой всю поверхность озера [59].

Таким образом, свой современный вид котловины водоемов приобретают пройдя длительный путь эволюции. Следует заметить, что преобразование котловин происходит и в настоящее время. При этом постоянно возникают новые котловины, а старые исчезают (заиление, уменьшение водности, антропогенные факторы) [59].

Приложение Г – Сведения о различных классификациях озер

По характеру озерных котловин выделяются [59]:

i) Плотинные озера – образованные обвалом, ледником, наносами, перекрывшими долину: речные (сезонное явление, возникающее в сухое время года, когда река в результате снижения стока превращается в цепочку озер, отделенных друг от друга сухими участками русла); пойменные или старицы; долинные (образуются в узких горных долинах вследствие обвала горных пород); прибрежные – лагуны (неглубокие бухты или заливы, отделенные от моря косами или речными наносами) и лиманы (затопленные морем устья рек);

ii) Моренные озера – образованные в результате деятельности ледников, преимущественно четвертичного периода. Отступая, ледник оставляет за собой огромные массы обломочного материала (морены), который состоит из глины, песка, щебня, обломков горных пород и др.;

iii) Каровые озера – заполненные водой впадины, появившиеся на поверхности земли в результате совместной работы льда, фирна (плотно слежавшийся, зернистый и частично перекристаллизованный, обычно многолетний снег) и морозного выветривания;

iv) Карстовые озера – образованные подземными и поверхностными водами путем растворения веществ и выноса тонких глинистых частиц (суффозия) и появления в результате этой деятельности подземных пустот. К карстовым также относятся термокарстовые озера – заполненные водой углубления в земле, образованные в зонах вечной мерзлоты в результате таяния подземных пластов льда;

v) Дефляционные (эоловые) озера – заполненные водой пространства между барханами и дюнами, а также озера, возникшие в котловинах, образованных в процессе выдувания мелких частиц грунта;

vi) Тектонические озера – озера, возникновение которых связано с тектоническими процессами, происходящими в земной коре;

vii) Вулканические озера – образуются в кратерах вулканов, в углублениях на поверхности застывшей лавы, в речных долинах вследствие перегораживания потоком лавы русла реки.

По водному балансу озёра делятся на: сточные (имеют сток, преимущественно в виде реки) и бессточные (не имеют поверхностного стока или подземного отвода воды в соседние водосборы; расход воды происходит за счет испарения) [59].

По химическому составу воды озёра делятся на: пресные и минеральные (солёные). Соленые и соляные озера заметно отличаются от пресных не только по минерализации, но и по целому ряду гидрологических и гидрофизических показателей. Формирование соленых и соляных озер происходит в условиях отсутствия из них стока. Это наблюдается в зоне аридного климата в озерных системах, как правило, с относительно малыми удельными водосборами [59].

Также озера и водохранилища можно классифицировать по морфометрическим характеристикам: по глубине (мелкие, глубокие, ...), по форме котловины (цилиндрические, округлые, ...) и по размерам [59].

По размерам площади зеркала все озера можно разделить: очень малые – до 1 км²; малые – 1-10 км²; средние – 10-100 км²; средние вторые – 100-1000 км²; крупные – 1000-10 000 км²; великие – более 10 000 км². Для водохранилищ существуют несколько иные деления площадей: самые малые – менее 10 км²; малые – до 50 км²; средние – до 250 км²; большие – до 1000 км²; крупные – более 1000 км² [59].

Трофность (кормность) водоемов определяется совокупностью гидрохимических характеристик и, в первую очередь, количеством и составом биогенных и органических веществ. По этому признаку также возможно классифицировать озера: олиготрофные озера (с малой трофностью, негуминифицированной водой); эвтрофные озера (богаты органическими и минеральными веществами); дистрофные озера (с большим содержанием гумуса, со слабыми возможностями питания водных организмов); мезотрофные озера (промежуточный тип между олиготрофными и эвтрофными водоемами). В естественных условиях в своем развитии озера последовательно проходят стадии: олиготрофные → мезотрофные → эвтрофные → дистрофные. После чего эти водные объекты могут прекратить свое существование. Процесс смены трофического уровня характеризует деградацию водоемов, и длится многие годы (на малых водоемах проходит значительно интенсивнее, чем на средних и больших) [59].

Кроме того, существует множество различных *классификаций* озер, *отражающих их термические особенности*. В основу выделения типов озер положены: различия температурных стратификаций, особенности циркуляции воды, зависящей от термического состояния водоемов, особенности годового цикла термического режима и др. Одной из последних классификаций является классификация С.В. Рянжина, который разделил все озера на три класса, используя главный критерий – отношение экстремальных в годовом цикле температур к 4°C: холодные озера ($t^{\circ}_{\max} < 4^{\circ}\text{C}$), теплые ($t^{\circ}_{\min} > 4^{\circ}\text{C}$), умеренные ($t^{\circ}_{\min} < 4^{\circ}\text{C} < t^{\circ}_{\max}$) [59].

Приложение Д – Сведения о материковых плитах и основных структурных элементах земной коры

Литосферные плиты

Выше мантии располагается слой земной коры. Толщина ее колеблется от 5 до 80 км. Это самая твердая оболочка планеты. Земная кора и верхняя часть мантии образуют оболочку, которая называется литосферой (греч. lithos – камень и sphaira – шар). Общая оболочка не сплошная, она разделена на крупные блоки – литосферные плиты, которые находятся в постоянном движении. Литосфера совершает также и вертикальные колебания [72].

Литосферные плиты – крупнейшие блоки литосферы. Их толщина различна – от 60 до 100 км. Большинство плит включают в себя как материковую, так и океаническую кору. Выделяют 13 основных плит, из них 7 наиболее крупных: Американская, Африканская, Антарктическая, Индо-Австралийская, Евразийская, Тихоокеанская, Амурская.

Плиты лежат на пластичном слое верхней мантии (астеносфере) и медленно движутся друг относительно друга со скоростью 1-6 см в год.

Силы, которые вызывают расхождение литосферных плит, возникают при перемещении вещества мантии. Мощные восходящие потоки вещества мантии расталкивают плиты, разрывают земную кору, образуя в ней глубинные разломы. За счет подводных излияний лав по разломам формируются толщи магматических горных пород. Застывая, они как бы заживают раны – трещины. Однако растяжение вновь усиливается, и снова возникают разрывы. Так, постепенно наращиваясь, литосферные плиты расходятся в разные стороны. Зоны разломов есть на суше, но больше всего их в океанических хребтах на дне океанов, где земная кора тоньше.

Вдоль других границ плит наблюдается их столкновение. Оно происходит по-разному. Если плиты, одна из которых имеет океаническую кору, а другая материковую, сближаются, то литосферная плита, покрытая морем, погружается под материковую. При этом возникают глубоководные желоба, островные дуги (Японские острова) или горные хребты (Анды). Если сталкиваются две плиты, имеющие материковую кору, то по краям этих плит происходит смятие в складки горных пород, имеет место вулканизм и образуются горные области. Так возникли, например, Гималаи – на границе Евразийской и Индо-Австралийской плиты. Наличие горных областей во внутренних частях литосферной плиты говорит о том, что когда-то здесь проходила граница двух плит, прочно спаявшихся друг с другом и превратившихся в единую, более крупную литосферную плиту.

Таким образом, границы литосферных плит – подвижные области, к которым приурочены вулканы, зоны землетрясений, горные области, срединно-океанические хребты, глубоководные впадины и желоба. Именно на границе литосферных плит образуются рудные полезные ископаемые, происхождение которых связано с магматизмом [72].

Основные структурные элементы материковой земной коры

В земной коре выделяют геосинклинальные области и платформы (включая щиты).

Геосинклинальные области (или зоны складчатости)

Название структуры происходит от греческих слов: geo – Земля и sinklino – наклоняюсь. Это тектонические подвижные обширные участки земной коры, вытянутые на десятки, сотни и тысячи километров. Процесс образования геосинклинальных областей начинается с длинного прогиба глубокого дна океана между материками или вдоль стыка океанического дна с материком. Под тяжестью накопления морских осадков прогиб приближается к верхней мантии

(астеносфере). Это сопровождается образованием трещин и разломов, по которым магма из мантии внедряется в земную кору прогиба. Эти внедрения способствуют преобразованию горных пород в земной коре прогиба, их метаморфизации и образованию рудных полезных ископаемых. Затем начинается складкообразовательный процесс, сопровождающийся подъемом отдельных участков прогиба. Подъем приводит к формированию ряда островов. Завершается процесс образованием мощных складчатых областей. В рельефе геосинклинальным областям соответствуют горные страны. Таким образом, первоначальные прогибы преобразуются в складчатые горные сооружения. Земная кора в них становится особо мощной и сложно расчлененной [72].

При угасании горообразования горная страна под воздействием экзогенных процессов постепенно разрушается и превращается сначала в пенеплен (почти равнину), а затем и в равнину. Со временем геосинклинальные области превращаются в платформу.

Платформы и щиты

Платформы (от французского *plate-forme* – плоская форма) – это обширные, малоподвижные участки земной коры (совершают только медленные вертикальные движения). Тектоническое строение платформы показано на рисунке Д.1. Платформы создают твердый каркас земной коры. Они имеют двухъярусное строение. Верхний ярус (чехол) сложен спокойно залегающими осадочными породами, располагающимися горизонтально или смятыми в пологие складки последующими движениями земной коры. Эти осадочные породы могут быть морского или континентального типа, что свидетельствует о медленных вертикальных колебаниях, которые совершает платформа. Мощность осадочного чехла сравнительно небольшая – 3-4 км.

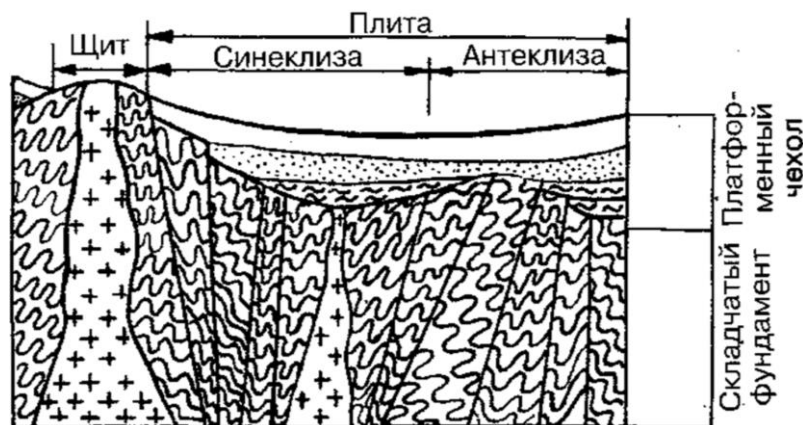


Рисунок Д.1 – Тектоническое строение платформы [72]

Под чехлом располагается нижний ярус платформы, называемый фундаментом. Он сильно смят в складки в предыдущие геологические периоды, имеет различные вкрапления магмы и состоит из складчатых метаморфизованных пород. Фундамент платформы – остаток геосинклинальной области. Иногда часть фундамента платформы поднимается тектоническими движениями на уровень осадочных пород чехла платформы или выше этих рыхлых отложений. Такая структура платформы называется щитом (Украинский и Балтийский щиты на Восточно-Европейской равнине, Алданский щит в Восточной Сибири, Канадский щит в Канаде). Обычно щиты очень богаты полезными ископаемыми и особенно рудами металлов (например – добыча железной и медной руды на территории Балтийского щита на Кольском полуострове) [72].

По возрасту все платформы делятся на 3 группы [72]:

i) Древние платформы. Сюда относятся платформы, имеющие складчатое основание (фундамент) докембрийского возраста. Фундамент у таких платформ покрыт спокойно залегающими породами более позднего периода. Их называют настоящими платформами. Именно они составляют ядра материков и являются наиболее устойчивыми участками земной коры. Таких платформ всего девять: Русская, Сибирская, Северо-Американская, Южно-Американская (Бразильская),

Китайская, Индокитайская, Африкано-Аравийская, Австралийская, Антарктическая;

ii) Молодые платформы. У этих платформ в складки смяты не только докембрийские, но и палеозойские породы (результат каледонской и герцинской складчатостей) – Западно-Сибирская платформа;

iii) Платформы, еще не оформившиеся окончательно и представляющие собой переход от геосинклинальной стадии к платформенной. У них поверх складчатого фундамента еще не успел образоваться платформенный чехол. Такие платформы называют просто областями мезозойской складчатости.

Формы залегания, время и условия образования структурных элементов земной коры показаны на тектонических картах [72].

Рассмотрим подробно образование определенной части земной коры – Исландии. Исландия является островом, расположенном на гребне Срединно-Атлантического хребта. В ходе спрединга в этой зоне осуществляется расхождение Северо-Американской и Евразийской литосферных плит. Высвобождающееся пространство между этими плитами заполняется магмой, что обуславливает активный вулканизм в данном регионе. Так происходит образование базальтовой земной коры океанического типа.

Приложение Е – Сведения об отложениях последнего геологического периода (четвертичных отложениях)

Четвертичные отложения покрывают более древние породы, которые обнажаются в долинах рек, балках, оврагах, карьерах. Отложения играют важную роль в образовании почв, формировании ландшафтов являются ресурсами для строительной промышленности [72]. Четвертичные отложения разного состава образуются под действием недавних и современных природных процессов. К таким процессам относятся:

- i) деятельность рек (*аллювиальные* отложения);
- ii) выветривание (*элювий* – рыхлые отложения, залегающие там, где образовались; *делювий* – продукты выветривания, снесены со склонов водами и отложениями; *пролювий* – отложения, образованные деятельностью временных водотоков);
- iii) деятельность ветра (*эоловые* отложения);
- iv) деятельность ледников и результат их таяния.

Для диссертационной работы наиболее важными были три типа четвертичных отложений: ледниковые (g), флювиогляциальные (f), а также морские и ледниково-морские отложения (m).

Ледниковые четвертичные отложения (g) – это (в широком смысле) все отложения, образующиеся в результате деятельности ледника и водных потоков, возникающих при его таянии: морены, флювиогляциальные, озерно-ледниковые отложения. Это – валунные глины, галечники, пески, супеси, суглинки, ленточные глины и др. В узком смысле – это только собственно ледниковые отложения, то есть моренный материал, оседающий из тела ледника на его ложе (донная или основная морена), по краям и в конце ледника (конечная морена) [72]. Для

диссертационной работы важны ледниковые четвертичные отложения в узком смысле.

Флювиогляциальные четвертичные отложения (f) – это отложения талых ледниковых вод, стекающих с тающих ледников в виде речек и ручьев [72]. Они представлены галькой, гравием и косослоистыми песками с валунами, супесями, суглинками и глинами. Характеризуются слабой отсортированностью и малой окатанностью обломков. Распространены в областях древнего материкового оледенения и в горах, где они практически неотличимы от аллювия [72].

Морские и ледниково-морские четвертичные отложения (m) – далее в тексте ссылкой на эти отложения будет «морские»; это осадки, накапливающиеся на дне морей и океанов. Морские отложения бывают:

- i) терригенные: отложенные вблизи берегов – валуны, галька, гравий, пески; среди океана – различные глины;
- ii) вулканические – продукты извержения вулканов, в том числе вулканический пепел;
- iii) органогенные – обломки раковин, отмершие планктонные и бентосные организмы в виде илов;
- iv) химогенные – различные соли на мелководьях при жарком климате или в результате донных химических реакций;
- v) смешанные (полигенные).

По глубине накоплений различают мелководные, батиальные и абиссальные отложения. В процессе нарастания давления на осажденный материал и действия водных растворов, морские отложения превращаются в слоистую осадочную горную породу. При тектонических подъемах морского дна над уровнем Мирового океана морские отложения становятся в ряд с континентальными и занимают 75% площади суши. В них заключено большое количество полезных ископаемых:

песчаники, горючие сланцы, известняки, доломиты, мергель, опоки (кремнезем пористый), фосфориты, железные и марганцевые руды, различные соли и т.п. [72].

Приложение Ж – Сведения о горных породах

Горные породы – это вещества, слагающие земную кору. Состоят горные породы из минералов, однородных или неоднородных, которые твердо или рыхло соединяются. Нередко они состоят из сцементированных обломков различных пород, иногда с присутствием вулканического стекла. Горные породы сформировались в результате внутриземных или поверхностных геологических процессов [72].

Магматические горные породы образуются из расплавленной магмы при ее остывании и затвердевании. Строение этих пород зависит от скорости остывания магмы. На глубине в земной коре она остывает медленнее, чем на поверхности. При этом образуются плотные горные породы с крупными кристаллами минералов. Их называют глубинными магматическими породами. К данной разновидности относится, например, гранит, имеющий зернистое строение (гранит – самая распространенная горная порода на Земле) [72].

Магма, прорвавшаяся на поверхность по трещинам и разломам, застывает быстрее. Поэтому горные породы, образованные излившейся магмой, состоят из мелких кристаллов, их иногда трудно различить невооруженным глазом. Они обычно плотные, тяжелые, твердые. Примером такой горной породы может служить базальт – наиболее распространенная на Земле вулканическая горная порода черного или темно-серого цвета. Изливаясь по трещинам, магма создает обширные базальтовые пространства (Среднесибирское плоскогорье). Наслаиваясь один на другой, эти покровы образуют ступенчатые возвышенности – траппы. Толщина этих покровов достигает сотен метров.

В том случае, если магма содержит много газов, она при излиянии вспенивается, газы улетучиваются, и образуется магматическая порода, которая имеет губчатое, пористое строение. К таким горным породам относится пемза.

Извергаясь на поверхность Земли, магма иногда образует вулканы. Такой магматизм называется эффузивным. Соответствующими породами являются β – четвертичные лавы и туфы. Чаще магма не изливается, а внедряется в земную кору по трещинам. Это интрузивный магматизм. Примерами являются: γ_4 – гранитоиды кайнозойского возраста, γ_3 – гранитоиды мезозойского возраста, γ_2 – гранитоиды палеозойского возраста, γ_1 – гранитоиды докембрийского возраста, ν – основные и ультраосновные породы, ϵ – щелочные породы. При внедрении в горные породы, составляющие земную кору, магма остывает, и при этом формируются магматические горные породы. Образуясь в условиях медленного охлаждения магмы под большим давлением, интрузивные породы приобретают правильную равномерно-зернистую структуру. Часто интрузивные породы могут оказаться на поверхности земной коры.

Осадочные породы, в отличие от магматических, образуются только на поверхности земной коры в результате оседания под действием силы тяжести и накопления осадков на дне водоемов и на суше. По способу образования осадочные горные породы делятся обычно на обломочные, химические и органические.

Обломочные породы состоят из обломков различных пород. Происхождение их связано с процессами выветривания, перемещения обломков текущими водами, ледником или ветром и накопления их. При этом обломки дробятся, измельчаются, окатываются. В зависимости от размеров обломочные породы бывают крупно-, средне- и мелкообломочные. К горным породам такой группы относятся щебень, галька, гравий, песок, глина. Многие из них используются как строительный материал.

Химические породы образуются из водных растворов минеральных веществ. Это оседающие на дно водоемов калийная и поваренная соли. Из воды горячих источников выпадает кремнезем. Многие из горных пород этой группы используются в хозяйстве. Например, калийные соли – сырье для получения калийных удобрений.

Органические, или органогенные породы состоят, в основном, из остатков растений и животных, накопившихся за миллионы лет на дне озер, морей, океанов. Сюда входят: горючие полезные ископаемые (газ, нефть, уголь, горючий сланец), фосфиты (фосфатный ракушечник, скопление костей) и известняки (известняк, мел, ракушечник).

Органические горные породы образуют многочисленные ценные полезные ископаемые, широко используемые в хозяйстве. Для этой группы осадочных горных пород характерна слоистая текстура. Между слоями можно найти остатки и отпечатки растений и животных.

Осадочные горные породы покрывают земную поверхность почти сплошь. Они составляют 70% толщи земной коры, образуя ее верхний слой, толщина которого может достигать до 25 км [72].

Приложение 3 – Озера региона, принадлежащего к Американской плите, области Байкальской и Каледонской складчатости, с ледниковыми четвертичными отложениями на магматических (кристаллических) горных породах, без мерзлоты (Пример 1 Главы 2)

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
44.919	-63.594	22.0	45.0	18.4	Shubenacadie	Канада
44.720	-63.550	15.0	28.0	1.5	Charles	Канада
43.972	-70.612	7.0	18.0	21.4	Long	США
43.663	-71.775	28.0	56.0	18.0	Newfound	США
41.750	-71.583	9.8	27.0	14.0	Scituate	США
41.800	-70.949	2.7	3.7	7.0	Long_Pond	США
43.956	-70.591	4.3	13.0	3.0	Brandy_Pond	США
41.777	-70.863	1.5	1.8	2.9	Snipatuit_Pond	США
42.870	-70.985	3.4	11.0	1.5	Attitash	США
41.808	-70.565	6.1	13.0	1.5	Great_Herring	США
41.972	-71.041	0.9	1.8	1.4	Nippenicket	США
43.867	-71.799	10.0	21.0	1.4	Stinson	США
41.850	-70.750	2.7	4.3	1.3	Sampsons_Pond	США
43.972	-70.608	8.0	17.0	1.2	Trickey_Pond	США
42.797	-71.288	10.0	15.0	1.2	Cobbetts	США
41.942	-70.677	2.1	3.4	1.1	Billington_Sea	США
41.983	-71.189	1.2	3.0	—	Norton	США

Приложение II – Озера региона, принадлежащего к Евразийской плите, чехлу Палеозойской платформы, с морскими четвертичными отложениями на осадочных горных породах, без мерзлоты (Пример 2 Главы 2)

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
53.201	8.021	7.1	26.4	2.6	Labussee	Германия
52.780	5.250	4.0	10.0	1100.0	IJsselmeer	Нидерланды
52.550	5.183	2.0	5.0	700.0	Markermeer	Нидерланды
52.600	5.717	3.0	6.0	35.0	Ketelmeer	Нидерланды
52.400	5.700	1.0	6.0	32.0	Veluwemeer	Нидерланды
51.467	4.233	2.1	5.0	30.0	Markiezaatmeer	Нидерланды
52.317	5.200	1.0	6.0	27.0	Gooimeer	Нидерланды
53.377	6.176	2.1	–	22.5	Lauwersmeer	Нидерланды
52.960	5.550	1.5	2.0	21.0	Tjeukemeer	Нидерланды
52.900	5.800	1.5	3.0	20.0	Tjeukemeer	Нидерланды
52.200	5.067	1.8	3.0	20.0	Loosdrechtse_Plassen	Нидерланды
52.340	5.580	1.5	–	18.0	Wolderwijd	Нидерланды
52.633	5.967	3.3	6.0	17.0	Zwarte_meer	Нидерланды
52.950	5.550	1.8	3.0	16.0	Fluessen_Heegermeer	Нидерланды
51.503	4.202	6.0	–	15.8	Zoomeer	Нидерланды
52.699	6.048	1.3	3.0	14.0	Beulakerweid	Нидерланды
52.283	5.333	1.0	6.0	13.0	Eemmeer	Нидерланды
52.917	5.617	1.5	3.0	10.0	Slotermeer	Нидерланды
52.246	4.726	2.8	–	8.5	Westeinderplassen	Нидерланды
53.033	5.750	1.7	3.0	8.0	Sneekemeer	Нидерланды
52.880	4.910	4.0	–	6.0	Amstelmeer	Нидерланды
52.480	5.840	1.1	–	5.4	Drontermeer	Нидерланды
53.133	6.683	1.2	3.0	5.0	Zuidlaardermeer	Нидерланды
53.220	6.030	1.3	3.5	4.6	Bergumermeer	Нидерланды

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
52.540	4.740	2.5	–	4.5	Alkmaardrmeer	Нидерланды
52.500	4.830	1.0	–	4.4	tZwet	Нидерланды
52.500	4.800	1.0	–	4.4	De_Poel	Нидерланды
52.240	4.933	2.9	6.0	4.0	Vinkeveense_Plassen3	Нидерланды
52.950	5.680	1.0	–	3.7	Koeverdmeer	Нидерланды
52.570	5.830	1.3	–	3.7	Vossermeer	Нидерланды
52.230	5.050	15.0	–	3.5	Wijde_Blik	Нидерланды
52.240	4.960	11.7	30.0	3.0	Vinkeveense_Plassen1	Нидерланды
52.220	4.960	4.2	10.0	3.0	Vinkeveense_Plassen2	Нидерланды
53.270	6.830	1.5	–	2.8	Schildmeer	Нидерланды
53.160	6.570	2.0	–	2.8	Paterswoldsemeer	Нидерланды
52.960	5.730	1.3	–	2.5	Langweerderwielen	Нидерланды
53.180	6.430	1.5	–	2.0	Leekstermeer	Нидерланды
52.260	5.050	15.0	–	2.0	Spiegelplas	Нидерланды
52.240	5.090	1.2	–	1.9	Kortenhoef	Нидерланды
52.170	5.080	1.5	–	1.8	Breukeleveen	Нидерланды
51.480	4.260	1.5	–	1.8	Binnenschelde	Нидерланды
52.300	5.110	1.0	–	1.7	Naardermeer_Grote_Meer	Нидерланды
52.730	6.100	0.7	–	1.6	Bovenwijde	Нидерланды
52.150	4.800	3.0	–	1.5	Nieuwkoopse_Plassen_Noord	Нидерланды
52.670	6.080	1.3	–	1.5	Schutsloterwijde	Нидерланды
52.330	4.830	14.7	–	1.3	Nieuwe_Meer	Нидерланды
52.390	5.020	3.0	–	1.2	Kinselmeer	Нидерланды
52.400	4.670	4.5	–	1.2	Mooie_Nel	Нидерланды
52.130	4.770	3.0	–	1.0	Nieuwkoopse_Plassen_Zuid	Нидерланды
52.450	4.900	6.0	–	1.0	Twiske	Нидерланды
52.246	4.929	1.4	–	1.0	Botshol_Grote_Wije	Нидерланды
52.251	4.923	1.4	–	1.0	Botshol_Kleine_Wije	Нидерланды
52.270	5.080	1.0	–	1.0	Hollands_Ankeveen	Нидерланды
52.260	5.080	1.0	–	1.0	Stichts_Ankeveen	Нидерланды
52.950	5.860	1.0	–	1.0	Nannewijld	Нидерланды
51.074	0.394	10.1	–	3.1	Bewl_Water	Великобритания
53.906	-0.186	1.8	3.7	1.3	Hornsea_Mere	Великобритания

Приложение К – Озера региона, принадлежащего к Евроазиатской плите, щиту Докембрийской платформы, с флювиогляциальными четвертичными отложениями на осадочных горных породах, без мерзлоты (Пример 3 Главы 2)

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
64.769	27.229	1.2	2.4	2.7	PiltunginjSrvi	Финляндия
64.776	27.372	9.3	18.6	1.6	KalliojSrvi	Финляндия
64.786	27.429	6.2	12.4	1.0	KuivikkojSrvi	Финляндия
64.653	27.082	2.8	5.5	21.4	OtermanjSrvi	Финляндия
64.708	27.083	1.0	2.0	9.3	PaatinjSrvi	Финляндия
64.683	27.133	0.4	0.9	1.0	Tervalampi	Финляндия
64.713	27.269	1.6	3.2	1.9	PienanjSrvi	Финляндия
64.698	27.353	4.6	9.2	1.5	MStSsjSrvi	Финляндия
64.683	27.444	3.8	7.6	1.3	KiiskisjSrvi	Финляндия
64.744	27.541	4.6	9.2	1.3	IsojSrvi	Финляндия
64.681	27.666	1.3	2.5	2.0	SomerjSrvi	Финляндия
64.731	27.282	4.0	14.0	3.7	PuokiojSrvi	Финляндия
64.641	27.380	1.1	2.3	2.3	Iso_Laamanen	Финляндия
64.652	27.342	0.9	1.8	1.0	LuoteenjSrvi	Финляндия
64.444	27.440	7.0	14.0	26.7	KivesjSrvi	Финляндия
64.530	27.550	2.6	11.0	11.6	OsmankajSrvi	Финляндия
64.559	27.680	6.5	13.0	1.0	VoipuanjSrvi	Финляндия
64.568	27.550	6.0	12.0	6.8	KongasjSrvi	Финляндия
64.590	27.614	1.5	3.0	1.4	PaakanajSrvi	Финляндия
64.513	27.783	6.5	13.0	2.0	SaarisenjSrvi	Финляндия
66.411	24.699	2.4	7.0	1.4	MellajSrvi	Финляндия
66.083	30.967	17.7	49.0	943.0	PYAOZERO_(VDHR_KUMSKOE)	Бывший СССР
60.363	11.653	7.0	17.0	42.7	Storsjzzeroen	Норвегия
60.123	10.464	26.5	53.0	1.9	Storfløan	Норвегия

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
60.409	11.505	4.0	12.0	2.3	Røen	Норвегия
60.342	11.072	26.0	60.0	32.8	Hurdalsjzzeroen	Норвегия
60.083	10.713	18.0	36.0	1.8	Helgeren	Норвегия
60.118	10.625	17.5	35.0	3.9	Sandungen_oopenstore_og_veslecc	Норвегия
59.650	13.340	13.5	–	–	Nedre_Fryken	Швеция
57.920	12.480	15.7	–	–	Mjoern	Швеция
57.480	12.330	12.7	–	–	Stensjoen	Швеция
55.480	13.780	5.0	–	–	Krageholmssjoen	Швеция
55.530	13.730	2.3	–	–	Ellestadsjoen	Швеция
55.580	13.620	13.5	–	–	Vombsjoen	Швеция
55.980	14.230	0.7	–	–	Hammarsjoen	Швеция
56.130	13.730	13.5	–	–	Finjasjoen	Швеция
57.380	12.630	7.4	–	–	Tolken	Швеция
57.580	12.630	11.3	–	–	Stora_Halsjoen	Швеция
57.730	12.530	13.2	–	–	Vaestra_Nedsjoen	Швеция
57.830	12.530	12.8	–	–	Oemmern	Швеция
57.880	12.530	7.4	–	–	Stora_Faergen	Швеция
58.130	12.380	3.8	–	–	Vanderydsvattnet	Швеция
58.580	11.680	16.1	–	–	Kaernsjoen	Швеция
58.680	11.580	9.5	–	–	S_Bullaresjoen	Швеция
55.580	13.730	3.9	–	–	SNOGEHOLMSSJOEN	Швеция
55.580	13.680	3.4	–	–	SOEVDESJOEN	Швеция
56.080	14.130	7.4	–	–	ARASLOEVSSJOEN	Швеция
56.380	13.880	7.4	–	–	SKEINGESJOEN	Швеция
56.970	12.770	7.4	–	–	MAASSJOE	Швеция
57.080	12.980	1.6	–	–	VISMEN	Швеция
57.170	12.880	6.8	–	–	TJAERNESJOEN	Швеция
57.220	12.930	5.8	–	–	STORASJOEN	Швеция
57.280	12.770	7.4	–	–	HOEGSJOEN	Швеция
57.330	12.930	10.2	–	–	STORA_HALLAANGEN	Швеция
57.330	12.820	4.9	–	–	FARSSJOE	Швеция
57.420	12.770	5.0	–	–	OEJASJOEN	Швеция
57.470	12.270	28.5	–	–	LYGNERN	Швеция
57.470	12.230	12.7	–	–	STENSJOE	Швеция
57.580	12.380	9.3	–	–	STORA_OERESJOEN	Швеция

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
57.580	12.630	11.3	–	–	STORA_HAALSJOEN	Швеция
57.580	12.480	6.6	–	–	HAERSJOEN	Швеция
57.630	12.320	9.9	–	–	YTTRE_INGSJOEN	Швеция
57.630	12.380	19.1	–	–	OESTRA_INGSJOEN	Швеция
57.720	12.320	15.7	–	–	STORA_HAERSJOEN	Швеция
57.780	12.430	10.8	–	–	USPEN	Швеция
57.830	12.430	18.0	–	–	SAEVELAANGEN	Швеция
57.830	12.570	11.8	–	–	STORE_NAEREN	Швеция
57.880	12.520	7.4	–	–	STORA_FAERGEN	Швеция
58.130	11.930	7.4	–	–	STORA_HAELLUNGEN	Швеция
58.130	12.230	2.8	–	–	GRAVLAANGEN	Швеция
58.170	12.020	17.1	–	–	STORE_VAEKTOR	Швеция
58.220	11.730	4.0	–	–	GRINDSBYVATTNET	Швеция
58.280	12.380	1.0	–	–	HULLSJOEN	Швеция
58.470	11.820	2.1	–	–	VIKSJOEN	Швеция
58.830	11.480	14.9	–	–	NED_BOLSJOEN	Швеция
58.830	11.480	7.4	–	–	OEVRE_BOLSJOEN	Швеция
58.830	11.480	13.6	–	–	LAANGVATTNET	Швеция
58.920	11.230	3.5	–	–	STROEMSVATTNET	Швеция
59.220	12.820	13.5	–	–	HAREFJORDEN	Швеция
59.170	12.820	7.4	–	–	SJOENSJOE	Швеция
59.330	12.880	7.4	–	–	SANDSJOEN	Швеция
59.380	12.880	7.4	–	–	SANDSJOEN	Швеция
59.420	12.980	7.4	–	–	OEVERUDSSJOEN	Швеция
59.470	13.380	7.4	–	–	SOEDRA_HYN	Швеция
59.580	13.180	2.6	–	–	GOESJOEN	Швеция
59.580	13.570	7.4	–	–	BLYSJOEN	Швеция
59.530	13.070	7.4	–	–	BRAATSJOEN	Швеция
59.530	13.020	7.4	–	–	STOR_EMSEN	Швеция
59.580	13.430	7.4	–	–	SMAARISSJOEN	Швеция
59.630	13.520	7.4	–	–	LUSTEN	Швеция
59.670	13.380	13.5	–	–	VISTEN	Швеция
59.630	13.320	13.5	–	–	MELLAN_FRYKEN	Швеция
59.580	13.020	7.4	–	–	SAEVELN	Швеция
59.630	13.180	7.4	–	–	PRAAMSJOEN	Швеция

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
59.630	13.180	7.4	–	–	TORPSJOEN	Швеция
59.630	13.070	4.8	–	–	RINNEN	Швеция
59.720	13.480	2.3	–	–	EMSEN	Швеция
59.720	13.070	7.4	–	–	APLUNGEN	Швеция
59.720	13.270	7.4	–	–	SKACKSJOEN	Швеция
59.780	13.270	7.4	–	–	GAARDSJOEN	Швеция
59.780	12.930	7.4	–	–	NORRA_BAKSJOEN	Швеция
59.830	13.380	7.4	–	–	RANNSJOEN	Швеция
59.920	12.930	27.0	–	–	ROTTNEN	Швеция
59.970	13.130	13.5	–	–	OEVRE_FRYKEN	Швеция
59.880	13.230	7.4	–	–	BJOERKEN	Швеция
59.920	13.430	10.1	–	–	STOR_EN	Швеция
59.920	13.320	7.4	–	–	HAELLSJOEN	Швеция
60.080	13.180	7.4	–	–	STORA_LISJOEN	Швеция
60.170	12.980	7.4	–	–	VASSJOEN	Швеция
60.220	13.020	7.4	–	–	HAENSJOEN	Швеция
60.220	12.880	7.4	–	–	FLATEN	Швеция
60.330	12.930	7.9	–	–	RATTSJOEN	Швеция
60.420	12.880	7.4	–	–	MANGEN	Швеция
60.670	12.430	7.4	–	–	VERMUNDEN	Швеция
60.780	12.520	5.0	–	–	AVUNDSAASSJOEN	Швеция
60.880	12.320	7.4	–	–	HALSJOEN	Швеция
64.320	21.330	7.4	–	–	AVAFJAERDEN	Швеция
64.380	21.330	7.4	–	–	GAERDEFJAERDEN	Швеция
64.380	21.170	7.4	–	–	STOR_LOEVVATTNET	Швеция
64.430	21.380	7.4	–	–	HOEGFJAERDEN	Швеция
64.430	21.130	7.4	–	–	STAVVATTNET	Швеция
64.430	21.420	7.4	–	–	AELGTRAESKET	Швеция
64.470	20.770	7.4	–	–	BODTRAESKET	Швеция
64.470	21.270	2.3	–	–	DEGERTRAESKET	Швеция
64.530	20.670	13.5	–	–	BURTRAESKET	Швеция
64.470	21.020	7.4	–	–	VALLSTRAESKET	Швеция
64.570	20.580	7.4	–	–	NEBOTRAESKET	Швеция
64.530	21.380	2.3	–	–	STORTRAESKET	Швеция
64.570	20.770	7.4	–	–	RENBORGSVATTNET	Швеция

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
64.530	20.980	7.4	–	–	MJOEVATTSTRAESKET	Швеция
64.570	21.080	7.4	–	–	HOLMSVATTNET	Швеция
64.570	20.980	7.4	–	–	HJAAGGBOELETRAESK	Швеция
64.570	21.330	3.4	–	–	KASTFJAERDEN	Швеция
64.630	20.480	7.4	–	–	YTTRE_LJUSVATTNET	Швеция
64.630	20.830	7.4	–	–	RAGVALDSTRAESKET	Швеция
64.630	21.020	7.4	–	–	FALMARKSTRAESKET	Швеция
64.680	21.020	7.4	–	–	BODATRAESKET	Швеция
64.820	20.670	7.4	–	–	VARUTRAESKET	Швеция
64.880	20.330	7.4	–	–	GILLERVATTNET	Швеция
64.930	20.330	7.4	–	–	BASTUTRAESKET	Швеция
64.930	21.080	7.4	–	–	OSTTRAESKET	Швеция
64.970	20.580	7.4	–	–	STORKAAGETRAESKET	Швеция
65.030	20.420	7.4	–	–	NYTRAESKET	Швеция
65.030	20.480	7.4	–	–	STAVATRAESKET	Швеция
65.030	21.170	7.4	–	–	TAAMTRAESKET	Швеция
65.070	21.080	7.4	–	–	LAANGSJOEN	Швеция
65.130	20.480	7.4	–	–	DEGERTRAESKET	Швеция
65.130	21.020	7.4	–	–	FINNTRAESKET	Швеция
65.180	20.170	7.4	–	–	STOR_KLINTTRAESKE	Швеция
65.130	21.330	7.4	–	–	FINNTRAESKET	Швеция
65.220	21.420	7.4	–	–	INRE_JAEVRETRAESK	Швеция
65.320	21.080	7.4	–	–	KALATRAESKET	Швеция
65.280	21.580	1.9	–	–	STORTRAESKET	Швеция
65.380	20.330	7.4	–	–	STOR_LAANGTRAESKE	Швеция
65.430	21.520	4.8	–	–	HARRTRAESKET	Швеция
65.470	20.730	7.4	–	–	MANITRAESKET	Швеция
65.530	20.580	7.4	–	–	LYCKOTRAESKET	Швеция
65.470	21.580	7.4	–	–	HOLSTRAESKET	Швеция
65.530	20.880	7.4	–	–	STOR_KLOCKARTRAES	Швеция
65.470	21.080	7.4	–	–	STORSTRAESKET	Швеция
65.530	20.480	7.4	–	–	BAENKERTRAESKET	Швеция
65.530	20.770	7.4	–	–	PELLOTRAESKET	Швеция
65.530	21.630	7.4	–	–	LAANGTRAESKET	Швеция
65.530	21.630	7.4	–	–	FAELLTRAESKET	Швеция

Широта, °	Долгота, °	Глубина, м		Площадь, км ²	Международное название	Страна
		Средняя	Максимальная			
65.570	20.920	7.4	–	–	YTTRE_ARVIDSTRAES	Швеция
65.570	20.630	7.4	–	–	GAMMELTRAESKET	Швеция
65.570	20.830	7.4	–	–	INRE_ARVIDSTRAESK	Швеция
65.570	20.630	7.4	–	–	BASTATRAESKET	Швеция
65.630	20.730	7.4	–	–	STOR_TEUGER	Швеция
65.630	20.480	7.4	–	–	FINNTRAESKET	Швеция
65.630	21.480	7.4	–	–	INR_BJURSTRAESKET	Швеция
65.630	21.330	7.4	–	–	BREDTRAESKET	Швеция
65.680	20.830	5.6	–	–	STOR_KORSTRAESKET	Швеция
65.680	20.920	3.3	–	–	LILL_KORSTRAESKET	Швеция
65.680	20.580	3.1	–	–	SOER_VISTTRAESKET	Швеция
65.720	20.670	2.5	–	–	OESTRA_MUSKUSTRAE	Швеция
65.720	20.770	9.2	–	–	AVATRAESKET	Швеция
65.720	20.630	7.4	–	–	NOERD_VISTTRAESKE	Швеция
65.780	20.580	1.9	–	–	MANJAERV	Швеция

Приложение Л – Сведения о 27 озерах Финляндии, для которых Финский институт окружающей среды (SYKE) проводит ежедневные оперативные наблюдения температуры поверхности воды

Широта, °	Долгота, °	Средняя глубина, м	Идентификационный №	Финское название
63.270	29.610	10.1	l044111001	Pielinen
62.760	27.780	9.7	l042721001	Kallavesi
62.110	28.390	9.1	l042111001	Haukivesi
61.340	28.120	10.8	l041121001	Saimaa
62.860	24.790	3.8	l146311001	Paajarvi1
63.110	26.530	4.9	l147311001	Nilakka
62.630	26.600	10.6	l147111001	Konnevesi
61.630	26.140	4.6	l148211001	Jaasjarvi
61.610	25.480	14.1	l142211001	Paijanne
61.300	26.170	11.2	l141711001	Ala-Rievel
62.000	27.080	4.4	l149321001	Kyyvesi
60.440	25.050	3.2	l210821001	Tuusulanja
61.000	22.290	5.5	l340311001	Pyhajarvi
61.540	24.370	6.8	l357211001	Langelmave
61.060	25.130	14.8	l358331003	Paajarvi2
62.140	23.760	7.0	l354121001	Vaskivesi
60.790	23.860	2.2	l359311007	Kuivajarvi
61.630	23.750	14.7	l353111001	Nasijarvi
63.150	23.670	6.9	l470311001	Lappajarvi
64.950	28.650	3.9	l595411001	Pesiojarvi
64.180	28.020	8.5	l598111001	Rehja-Nuas
64.450	26.970	7.0	l593111001	Oulujarvi
68.380	23.600	6.6	l656321001	Ounasjarvi
67.170	25.710	7.0	l655921001	Unari
69.010	20.820	19.5	l676401001	Kilpisjarv
69.750	27.010	7.0	l680721002	Kevojarvi
69.080	27.920	14.3	l711111001	Inarijarvi