

Санкт-Петербургский государственный университет

**НОВОСЕЛОВА Елена Владимировна**

**Выпускная квалификационная работа**

**ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ФЬОРДОВ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН**

Основная образовательная программа бакалавриата

021600 «Гидрометеорология»

Профиль 020603 «Океанология»

Научный руководитель:

К.г.н., доцент

**ИВАНОВ Борис Вячеславович**

Рецензент:

**ЮЛИН Александр Викторович**

Санкт-Петербург  
2018

## Оглавление

<b>Основные сокращения</b> .....	3
<b>Введение</b> .....	4
<b>Глава 1. Физико-географическое описание арх. Шпицберген</b> .....	7
1.1 Географическое положение .....	7
1.2. Климат.....	8
1.3. Ледовый режим .....	9
1.4. Океанологический режим .....	10
<b>Глава 2. Современное состояние климата и морского ледяного покрова на арх. Шпицберген</b> .....	13
<b>Глава 3. Используемые данные</b> .....	17
3.1. Пирамида (залив Билле-фьорд) .....	17
3.2. Баренцбург (залив Грен-фьорд).....	19
<b>Глава 4. Методы обработки</b> .....	23
4.1. Статистический подход.....	23
4.2. Термодинамический подход.....	25
4.2.1. Квазистационарная балансовая модель морского льда ААНИИ .....	25
4.2.2. Особенности расчётов и обработки результатов .....	29
<b>Глава 5. Использование эмпирических зависимостей для описания эволюции припайного льда (на примере залива Билле-фьорд, п. Пирамида)</b> .....	31
<b>Глава 6. Применение одномерной термодинамической модели ААНИИ для описания ледового режима фьордов</b> .....	37
6.1. Билле-фьорд, п. Пирамида .....	37
6.2. Грен-фьорд, п. Баренцбург.....	40
6.3 Предложения по улучшению модели. Расчёт коэффициента теплопроводности льда ..	43
<b>Заключение</b> .....	47
<b>Литература</b> .....	49
Приложение 1.....	54
Приложение 2.....	56
Приложение 3.....	58
Приложение 4.....	60
Приложение 5.....	62
Приложение 6.....	63

## **Основные сокращения**

ААНИИ – Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

АВ – Атлантические воды

ВКР - Выпускная квалификационная работа

ВНИИГМИ-МЦД – Всероссийский научно-исследовательский институт  
гидрометеорологической информации – Мировой центр данных

ВШТ – Восточно-Шпицбергенское течение

ГМО – Гидрометеорологическая обсерватория

ЗШТ – Западно-Шпицбергенское течение

ПТ – Прибрежное течение

ПТВ – Приземная температура воздуха

СГДМ – Сумма градусо-дней мороза

ТЮМ – Течение Южного мыса

ЮШТ – Южно-Шпицбергенское течение

## Введение

Целью работы является исследование эволюции морского ледяного покрова в фьордах архипелага Шпицберген.

Для достижения поставленной цели решаются следующие **задачи**:

1. Обзор отечественной и зарубежной научной литературы по проблеме;
2. Обобщение и анализ имеющихся данных;
3. Первичный статистический анализ имеющихся данных, получение оригинальных регрессионных уравнений, описывающих зависимость толщины припая от суммы градусо-дней мороза и толщины снежного покрова на припае;
4. Ознакомление с термодинамической моделью морского льда Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), проведение тестовых расчетов, верификация результатов.

В качестве объекта исследований выбран архипелаг Шпицберген, а именно припай в заливе Билле-фьорд (данные метеорологической станции Пирамида) и припай в заливе Грен-фьорд (данные ГМО «Баренцбург»).

Архипелаг Шпицберген является одним из показательных районов в Западной Арктике, подходящим для изучения современного состояния природной среды и направленности изменений регионального климата. Это связано с его уникальным географическим положением: в районе архипелага наблюдается интенсивное взаимодействие теплых и насыщенных влагой воздушных масс атлантического происхождения с холодными арктическими воздушными массами и снежно-ледниковой поверхностью суши. Западные районы архипелага испытывают сильное влияние теплых вод атлантического происхождения, а именно Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ), тогда как центральные и восточные районы находятся под воздействием процессов, протекающих в Арктическом регионе и Баренцевом море – выноса многолетних льдов и холодных распресненных вод Восточно-Шпицбергенским течением (ВШТ). Расположенные на пути распространения атлантических вод (АВ) атмосфера, гидросфера и криосфера архипелага первыми реагируют на изменения в теплосодержании этих вод и могут являться своеобразными индикаторами последующих глобальных климатических изменений (Иванов и др., 2012). Именно уникальностью местоположения архипелага объясняется наш выбор объекта исследования.

Расчёт эволюции толщины припайного льда является весьма актуальной задачей, поскольку это необходимо как для судоходства, так и для хозяйственной и туристической

деятельности на архипелаге. Распространённым способом расчёта толщины льда являются эмпирические выражения и в настоящее время их имеется довольно большое количество. Например, хорошо известны формулы Зубова (Зубов, 1945), Быдина (Быдин, 1932; Быдин, 1933), Шестерикова (Шестериков, 1964). Однако все они имеют ряд допущений и, как правило, учитывают лишь малую часть процессов, влияющих на ледообразование в конкретном месте. В связи с этим возникают довольно большие погрешности при использовании подобных формул для других районов, и, следовательно, существует необходимость получения более точных эмпирических формул для конкретных исследуемых областей. Такие формулы должны иметь свои индивидуальные коэффициенты, отражающие степень влияния того или иного внешнего параметра на эволюцию припая. В первой части работы мы предприняли попытку получения таких эмпирических выражений для расчёта толщины льда в зависимости от температуры воздуха и толщины снежного покрова (**статистический подход**).

Поскольку на скорость нарастания льда влияет не только температура воздуха и снежный покров, но и условия энергомассообмена на верхней и нижней границах льда, а также взаимодействие с нижележащими слоями океана, было решено использовать также и **модельный подход**. Были выполнены расчеты сезонной эволюции припая с помощью одномерной квазистационарной балансовой модели морского льда, разработанной в ААНИИ. В модели учтены основные физические процессы, протекающие на верхней и нижней границе льда и в его толще (теплопроводность через снег и лед, средняя солёность льда, поглощение солнечной радиации и т.д.).

В нашем исследовании были использованы данные Государственного фонда ААНИИ, ВНИИГМИ-МЦД и данные атмосферного реанализа ERA-Interim.

В выпускной квалификационной работе (ВКР) применяются такие общеизвестные методы исследования, как описание, сравнение, анализ, синтез, индукция, дедукция, аналогия и некоторые другие.

Эмпирическую базу исследования составили данные регулярных и специальных гидрометеорологических наблюдений, выполненных на российских и норвежских метеорологических станциях, и результаты анализа этих данных.

В ходе подготовки ВКР было использовано лицензионное программное обеспечение: Microsoft Office 2016 (Word, Excel, PowerPoint), Grapher 11, STATISTICA, MATLAB R2014b.

ВКР включает в себя список используемых сокращений, введение, 6 глав, в которых решаются поставленные исследовательские задачи, заключение, список литературы и приложения.

# Глава 1. Физико-географическое описание арх. Шпицберген<sup>1</sup>

## 1.1 Географическое положение

Шпицберген – арктический архипелаг, расположенный в западной части Центрального полярного бассейна, на стыке границ Северного Ледовитого океана и его окраинных морей – Гренландского и Баренцева (рис. 1). Он состоит из трех крупных островов – Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля и остров Эдж; а также других более мелких островов.

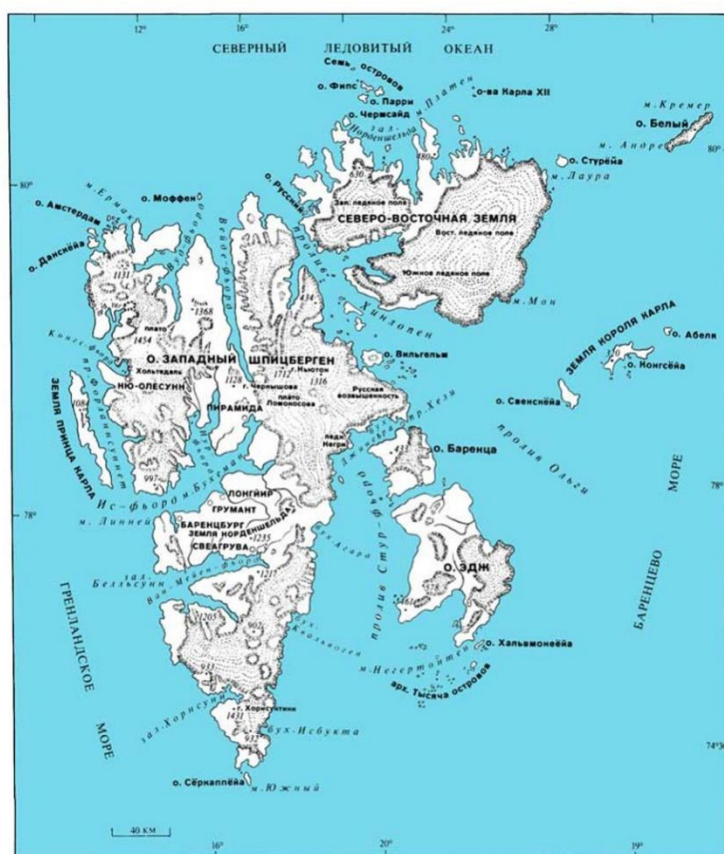


Рис. 1 – Карта архипелага Шпицберген (URL: <http://barentsburg.narod.ru/Image/MAP.jpg>).

С запада берега Шпицбергена омывают воды Гренландского моря – наиболее глубоководного моря Северного Ледовитого океана: его средняя глубина – 1450 м, максимальная по разным источникам составляет от 4800 до 5527 м (<https://global.britannica.com/place/Greenland-Sea>; Печуров, 1983). В Гренландском море сложный гидрологический режим: здесь постоянно ощущается воздействие двух течений – холодного Восточно-Гренландского и теплого ЗШТ, которые в центральной части моря образуют мощные круговороты циклонической направленности (Гренландское море, 1972). Для этого моря характерны суровые климатические условия и сложная ледовая обстановка.

<sup>1</sup>Материалы даны по монографии (Печуров, «Шпицберген». М, Мысль, 1983).

Здесь преобладают северные ветры, которые нередко переходят в жестокие штормы. Через южную часть моря в северо-восточном направлении часто проходят циклоны, несущие в Арктику теплый воздух из Северной Атлантики (Печуров, 1983).

К северу от Шпицбергена на многие сотни километров простирается Северный Ледовитый океан. За исключением прибрежной полосы в 20-30 км, которая в июле – сентябре обычно очищается ото льдов, прилегающие к Шпицбергену воды Северного Ледовитого океана никогда не освобождаются от ледяного покрова. Севернее архипелага лежит Приатлантический ледяной массив – огромное скопление многолетних льдов.

С востока и юго-востока Шпицберген омывает Баренцево море. Его средняя глубина составляет 186 – 229 м, максимальная – 600 м (Печуров, 1983; Баренцево море, 1970). Климат Баренцева моря не отличается особой суровостью – здесь сказывается влияние тёплых атлантических вод, которые приносит Нордкапское течение. Для Баренцева моря характерны своеобразные ледовые условия. Хотя за зиму три четверти моря покрываются льдом и даже в августе на севере и востоке постоянно встречаются плавучие льды, юго-западные районы моря никогда не замерзают (Печуров, 1983). В связи с вторжением сюда то теплых циклонов, то холодного арктического воздуха, имеют место довольно резкие перемены погоды. Баренцево море редко бывает спокойным, в осенне-зимний период здесь часто разыгрываются сильные штормы (Баренцево море, 1970).

## **1.2. Климат**

Климат архипелага арктический, морской, смягченный проходящим у западного побережья ЗШТ, с прохладным летом и холодной зимой. Для западного побережья характерен относительно мягкий и влажный климат, центральным районам архипелага, присущи особенности континентального климата, сравнительно холодные и влажные климатические условия наблюдаются на юго-востоке, а на северо-востоке архипелага – типично арктический климат. Здесь располагается «полюс холода» Шпицбергена. Даже в разгар лета температура в этом районе редко превышает 0°C, а зимой иногда опускается и ниже -40°C (Печуров, 1983).

Средняя температура воздуха на побережье составляет от 4 – 6 °С (июль) до -12 – -16 °С (январь). Из-за влияния ЗШТ зимние температуры на Шпицбергене в среднем на 20 °С выше, чем в прочих местах на данных широтах. Наиболее холодный месяц – март, наиболее теплый – июль.



Шпицберген — место встречи холодного полярного воздуха с мягким и влажным морским воздухом с юга. Это создает области низкого давления и способствует резкому изменению погоды и резким порывам ветра, в особенности зимой. Зимой 17 % всего времени на архипелаге дует сильный ветер, в то время как летом ветер дует всего 1 %.

На Западном Шпицбергене осадки идут часто, но выпадают в небольших количествах, как правило, не превышая 400 мм. По направлению к западному побережью Шпицбергена количество выпадающих осадков увеличивается, а к югу, юго-востоку, и особенно северо-востоку — уменьшается и лишь на самом восточном побережье вновь несколько увеличивается. Максимальное количество осадков приносят южные и юго-западные ветры (Печуров, 1983).

В течение года на Шпицбергене преобладает облачная погода. Максимум облачности приходится на лето (август). В это время иногда бывают грозы. Средняя годовая облачность составляет 7 – 8 баллов. Часто наблюдаются туманы.

### **1.3. Ледовый режим**

В районе архипелага проходит граница распространения плавучих льдов. Она из года в год заметно меняет свое положение. В период наибольшего распространения (апрель) льды опускаются на 150-200 км к югу от архипелага, а иногда и южнее. К западу от Шпицбергена граница плавучих льдов под влиянием теплого ЗШТ в зимний период существенно изгибается к северу. В благоприятные в ледовом отношении зимы граница плавучих льдов проходит у южной оконечности архипелага, а у западного побережья сплошной ледяной покров вообще отсутствует. Для Ис-фьорда, в котором расположена законсервированная станция Пирамида, характерна особая ледовая обстановка. Нередко фьорд бывает свободен от льдов до января – февраля, а в мае он уже, как правило, доступен для судов. В некоторые годы фьорд не замерзает вообще.

В мае льды на Шпицбергене начинают отступать на север, и в июне обычно все западное побережье очищается от дрейфующих льдов, но иногда и в летний период у входа в Исфьорд и заливы Белльсунн и Хорнсунн появляются дрейфующие льды, приносимые сюда холодным Восточно-Шпицбергенским течением (ВШТ) из северных районов Баренцева моря. В сентябре, когда граница плавучих льдов занимает наиболее северное положение, крупные ледяные поля встречаются лишь у восточных и северных берегов Шпицбергена.

В октябре в результате понижения температуры и усиления выноса льдов из центральных районов Северного Ледовитого океана у северного, восточного и юго-восточного берегов архипелага начинается процесс ледообразования. В декабре вдоль всего побережья появляется припай, ширина которого не превышает обычно десяти километров (у Шпицбергена). Иногда у берегов архипелага вследствие наличия различных по плотности слоев воды образуется донный лед. К припаю, особенно в фьордах, заливах и проливах, примыкают обширные поля местного однолетнего льда. Но основную массу льдов в водах, омывающих архипелаг, образуют выносимые сюда из Центральной Арктики ветрами и течениями многолетние дрейфующие льды – так называемый пак – огромные ледяные поля площадью в десятки квадратных километров и толщиной 2,5 - 3,5 м.

Ледовый режим фьордов Западного Шпицбергена формируется под влиянием различных факторов. Однако в значительной степени они подвержены воздействию Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ) (Nilsen, Cottier, 2008). Также, значимыми факторами, формирующими ледовый и гидрологический режимы фьордов, является температурный режим, режим осадков и материковый сток (речной сток, таяние снежного покрова и ледников) (Иванов, Журавский, 2010; Иванов и др., 2012).

В водах архипелага часто встречаются айсберги. Большинство из них местного происхождения: их источник – шпицбергенские ледники. Айсберги у Шпицбергена обычно невелики: их площадь не превышает одного квадратного километра, а выступающая над водой часть редко достигает 10-15 м. Иногда ветры и течения заносят в шпицбергенские воды айсберги, отколовшиеся от ледников Земли Франца-Иосифа и Северной Земли, а также Гренландии (Печуров, 1983).

#### **1.4. Океанологический режим**

Циркуляция вод, омывающих архипелаг, определяется 4 основными течениями (рис. 2): теплым ЗШТ, холодным ВШТ, Прибрежным течением (ПТ) и течением Южного мыса (ТЮМ) или, как его по-другому называют, Южно-Шпицбергенским течением (ЮШТ). Эта система течений и основные их характеристики были подробно описаны Л.В. Печуровым (Печуров, 1983).

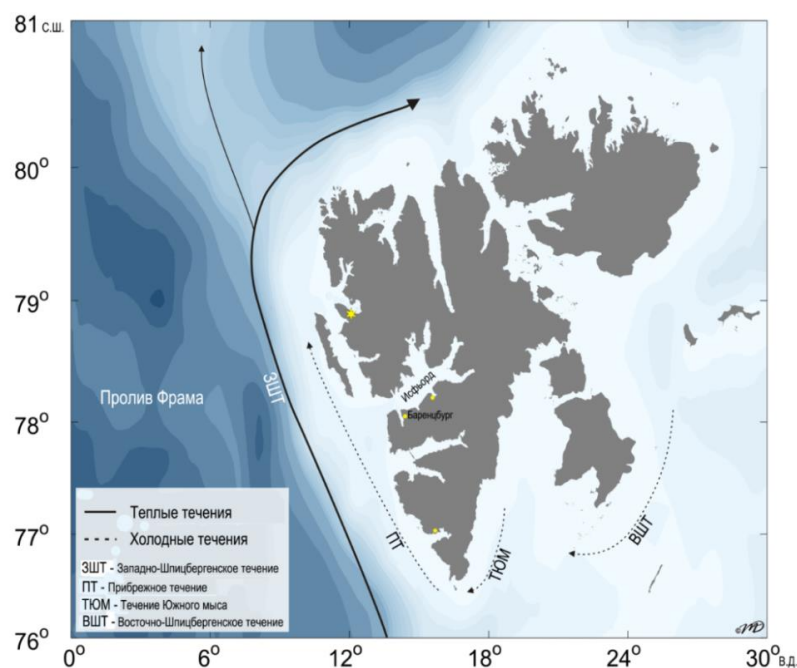


Рис. 2 – Схема основных течений в районе арх. Шпицберген (Тисленко, 2014)

ЗШТ, являющееся ответвлением Гольфстрима (через Североатлантическое, а затем Норвежское течения), проходит широкой полосой вдоль материковой отмели, простирающейся к западу от архипелага. Температура воды в мощном (до 600-800 м) слое этого течения составляет 3-5 °С, а летом до 7 °С. Теплая и солёная Атлантическая вода ЗШТ распространяется к северу вдоль континентального склона побережья Западного Шпицбергена, поэтому поверхность океана к западу от архипелага обычно свободна ото льда.

Южнее Шпицбергена проходит теплое ЮШТ (ТЮМ). Для него характерно циклоническое движение воды. Отделившись от Нордкапского течения, ЮШТ идет вначале на северо-восток, затем поворачивает на запад, к южной оконечности архипелага. Здесь оно частично соединяется с холодным ВШТ, а затем уходит на юго-запад.

Севернее и северо-западнее Шпицбергена проходит мощное выносное Трансарктическое течение. Это холодное поверхностное течение зарождается в Беринговом море и, пройдя через весь Северный Ледовитый океан, достигает пролива между Шпицбергенским архипелагом и Гренландией, где встречается с идущим с запада Северо-Гренландским течением, и уже как Восточно-Гренландское течение устремляется на юг вдоль восточных берегов Гренландии.

К востоку от Шпицбергена, с севера на юг проходит холодное ВШТ – одно из ответвлений Трансарктического течения. ВШТ и в летнее время несет много льдов, температура на поверхности воды его низкая – -1,9 °С.

У большинства берегов Шпицбергена наблюдаются правильные полусуточные приливы, и лишь у восточных берегов островов Северо-Восточная Земля, Баренца и Эдж приливы имеют неправильный полусуточный характер. Величина приливов у берегов Шпицбергена колеблется от 0,4 м до 1,8 м. Например, у поселка Баренцбург средняя величина квадратурного прилива составляет 0,7 м, сизигийного – 1,4 м. В зимнее время величина приливов меньше, чем летом, так как сказывается влияние ледового покрова. Скорость приливных течений у Шпицбергена обычно не превышает 2,5 км/ч, но местами она достигает 8-10 км/ч и более. Приливы и отливы порождают мощные течения в фьордах и проливах, которые то забивают льдом все бухты и заливы, то выносят его в открытое море (Печуров, 1983).

## **Глава 2. Современное состояние климата и морского ледяного покрова на арх. Шпицберген**

С 1960-х годов приземная температура воздуха (ПТВ) на архипелаге в целом повышается, и нынешние ее среднегодовые значения значительно выше, чем в любой другой более ранний период за всю историю инструментальных наблюдений.

Это подтверждается различными исследованиями. Например, в работе (Nordli et al., 2014) представлен анализ временной изменчивости ПТВ за период с 1898 по 2012 г. и сделан вывод, что за весь период и за все сезоны наблюдаются положительные, статистически значимые тренды. Согласно исследованию, общий тренд (по среднегодовым значениям) составляет 2,6 градуса за 100 лет, при этом самый большой тренд наблюдается в весенние месяцы и составляет 3,9 градуса за 100 лет. Авторы отмечают, что период 2005-2012 гг. (последние рассматриваемые ими года), являются наиболее теплым за весь 100-летний период инструментальных наблюдений на архипелаге.

Также, в работе (Иванов, Журавский, 2010) выявлены тенденции к повышению среднегодовых значений ПТВ и температуры поверхности воды в заливе Грен-фьорд (примерно на 2 и 1 градус соответственно, за период наблюдений 1970-2008 гг.). Зафиксировано устойчивое понижение среднегодовых значений солености поверхностного слоя воды (примерно на 1,5-2 ‰). В этой же работе отмечается сдвиг перехода температуры воды через 0 °С осенью на более поздние даты и на более ранние – весной. Как следствие, наблюдается более позднее начало образования морского льда и более раннее начало его разрушения, то есть сокращается период отрицательных значений температуры поверхности воды и покрытия залива льдом.

По данным (Onarheim et al., 2014), на севере Шпицбергена с 1979 по 2012 гг. температура АВ увеличилась на 1,1 градуса, а средняя зимняя ПТВ – на 6,9 градуса (но при этом осталась значительно ниже нуля). Согласно (Ульянец, Мاستрюков, 2010), за период инструментальных наблюдений (с 1890 г.) среднегодовая ПТВ выросла на 1,5 градуса, при этом скорость её изменения за последние 40 лет достигала, в среднем, 0,04 градуса в год, а за последние 20 лет – возросла до 0,08 градусов в год.

В статье (Иванов Б.В., Журавский Д.М., 2010) проводится также анализ многолетней изменчивости ледовых условий в заливе Грен-фьорд (район посёлка Баренцбург) за период 1974-2008 гг. В ней отмечаются большая межгодовая изменчивость характеристик припайного льда в заливе (дата становления устойчивого припая, максимальная толщина и

др.). Например, в зимние сезоны 2005-2007 гг., устойчивый ледяной покров (припай) не образовывался вовсе, однако затем наблюдалось увеличение средней и максимальной толщины припая вплоть до весны 2011 г. В период 2011-2014 гг. в заливе Грен-фьорд устойчивый припай вновь отсутствовал (Тисленко и др., 2016). Большая межгодовая изменчивость припайного льда наблюдается и в заливе Кронгс-фьорд, на берегу которого расположен норвежский посёлок Нью-Олесун (Gerland, Renner, 2007).

В статье (Onarheim et al., 2014) изучается изменение количества льда к северу от Шпицбергена. Авторы отмечают, что в районе исследования в течение последних трех десятилетий (1979 – 2012 гг.) концентрация морского льда уменьшилась. Наибольшие отрицательные тренды наблюдаются в декабре (максимальный), феврале и январе, наименьшие изменения – в августе и сентябре (рис. 3). Уменьшение концентрации ледяного покрова в зимние месяцы (декабрь – март) составляет 10 % за десятилетие, а в летние (июнь – сентябрь) – на 6 % за десятилетие.

К подобным выводам приходят и другие авторы. Например, согласно результатам, представленным в работе (Тисленко и др., 2016) общее сокращение площади ледяного покрова в терминах линейного тренда по среднегодовым значениям составляет 2,6 тыс. км<sup>2</sup> в год.

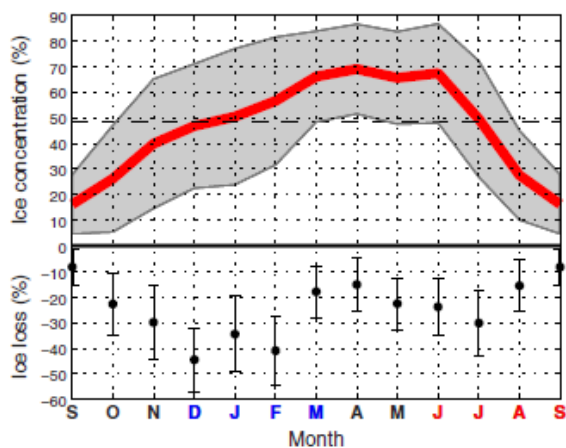


Рис. 3 – Верхняя часть: среднемесячная концентрация морского льда (красная линия), СКО (серая область) и среднегодовая концентрация льда (пунктирная линия).

Нижняя часть: общее снижение концентрации льда за 1979-2012 гг. (чёрные точки) и 95 % доверительные интервалы (Onarheim et al., 2014).

Также в работе (Onarheim et al., 2014) отмечается отступление льда к северо-востоку, которое хорошо согласуется с направлением распространения АВ (рис. 4).

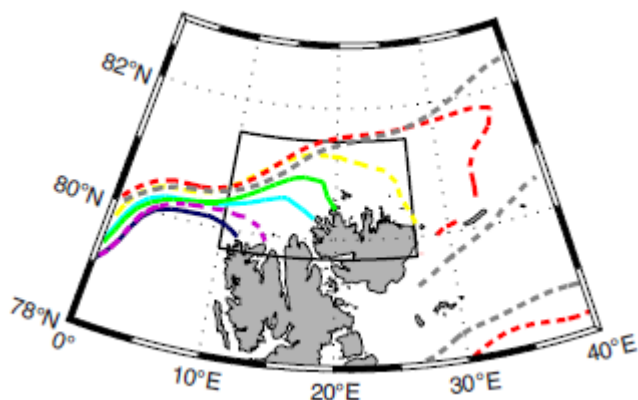


Рис. 4 – Концентрация льда 40% зимой (декабрь – март) к северу от Шпицбергена в 1980-х годах (темно-синий), 1990-е годы (светло-голубой), 2000-е годы (зеленый), 2010 г. (желтый), 2011 г. (фиолетовый), 2012 г. (красный). Февраль 2012 г. показан серым, чтобы указать период с особенно низкой концентрацией льда (Onarheim et al., 2014).

Как правило, изменение климата и ледового режима в районе Шпицбергена, исследователи связывают с изменением условий поступления более тёплой и солёной АВ. Именно усиленная «интервенция» АВ из района пролива Фрама обеспечивает аномальную теплоотдачу в осенне-зимний период и сдвигает сроки льдообразования, замедляет скорость нарастания льда на его начальной стадии (Onarheim et al., 2014; Иванов и др., 2012; Wang et al., 2015). В работе (Muckenhuber et al., 2016) также подробно рассмотрено влияние АВ на климатический режим Шпицбергена и отмечается, что затоки АВ во фьорды архипелага участились в течение последних десятилетий, что привело к существенным изменениям в атмосфере, океане и морском льду. Результаты моделирования (Иванов и др., 2012) также подтверждают присутствие АВ в заливе Грен-фьорд. В то же время зафиксированы периоды года (или отдельные года), когда присутствие АВ во внутренних районах фьордов Шпицбергена не было выявлено (Иванов и др., 2010). По мнению авторов, причиной такой аномальной ситуации является интенсификация системы течений ВШТ, ТЮМ и ПТ и вытеснением АВ с шельфа острова Западный Шпицберген.

Существует ряд исследований, где потепление климата на архипелаге связывается с особенностями распределения облачности (Священников и др., 2011). Авторами данной работы был зафиксирован значимый тренд увеличения величины повторяемости пасмурного неба (8-10 баллов общей облачности), что, в свою очередь, способствует увеличению длинноволнового излучения атмосферы и, вследствие парникового эффекта, увеличению ПТВ.

Несмотря на то, что количественные оценки российских и зарубежных исследователей не всегда совпадают, можно говорить об устойчивой тенденции смягчения климата на Шпицбергене. Об этом свидетельствуют как общая картина изменчивости ключевых характеристик, описывающих ледовый режим, так и тенденций, наблюдающихся в приземном слое воздуха и в поверхностном слое воды.



## Глава 3. Используемые данные

Мониторинг погоды и климата на Шпицбергене проводится в основном Россией (СССР) и Норвегией и осуществляется уже более 100 лет. Это является достаточно продолжительным для условий Арктики периодом инструментальных и визуальных наблюдений, что позволяет объективно оценить климатические изменения на архипелаге в XX и начале XXI веков, используя хорошо зарекомендовавшие себя классические статистические методы анализа временных рядов и методы математического моделирования природных процессов (Иванов и др., 2012).

На архипелаге Шпицберген существует два российских пункта, где проводились (частично проводятся до настоящего времени) регулярные визуальные и инструментальные наблюдения за ледовыми характеристиками (ледовыми условиями). Это посёлок Баренцбург (район залива Грен-фьорд) и посёлок Пирамида (район залива Билле-фьорд). Однако регулярные наблюдения в Пирамиде проводились только с июня 1948 г. по май 1957 г., в то время как в Баренцбурге – с 1936 г. по настоящее время. Однако данные, относящиеся к периоду 50-60 гг. прошлого столетия содержат многочисленные пропуски. Кроме того, в наши дни регулярные наблюдения проводятся на станциях Нью-Олесун (Норвегия) и Хорнсунн (Польша).

### 3.1. Пирамида (залив Билле-фьорд)<sup>2</sup>

В ВКР использовались данные, полученные на законсервированной в наши дни метеостанции Пирамида (1948 – 1957 гг.). Эти уникальные материалы находятся в государственном фонде ААНИИ и до настоящего времени ни разу не использовались для расчетов ледовых процессов и явлений в этой части арх. Шпицберген.

Эти данные были выбраны в связи с тем, что именно для этой станции имеется крайне подробный (регулярный) ряд наблюдений за толщиной припая (один раз в 1-5 суток). Кроме того, уникальность этих данных заключается в том, что Пирамида – это единственная внутриконтинентальная метеостанция на Шпицбергене, поскольку все остальные станции – как российские, так и норвежские – расположены на западном побережье архипелага (район пролива Фрама). Схема (абрис) секторов визуальных наблюдений в заливе Билле-фьорд

---

<sup>2</sup> Материалы даны по Промежуточному отчету «Айсфьорд – прошлый и современный климат» за период июнь-сентябрь 2013 (соглашение между Норвежским Метеорологическим институтом (НМИ) и Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ)).

представлена на рис. 5, в центре пересечения векторов (направлений сторон горизонта) находится метеостанция Пирамида.

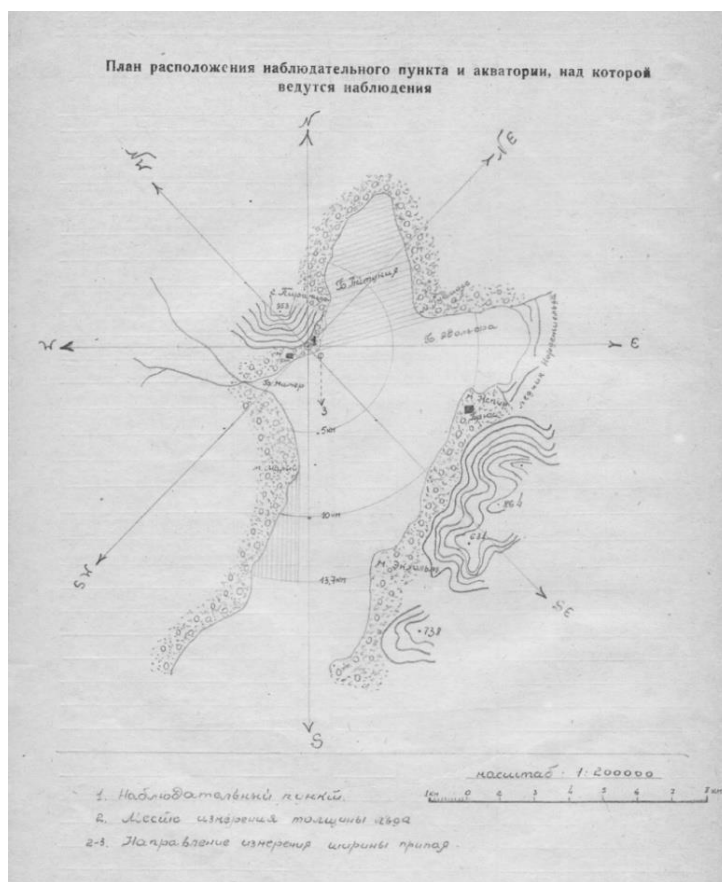


Рис. 5 – Схема визуальных наблюдений в заливе Билле-фьорд (рисунок из архива Госфонда ААНИИ)

В нашей работе использовались следующие данные стандартных метеорологических и ледовых наблюдений на метеорологической станции Пирамида (1948 – 1957 гг.):

1. ПТВ, скорость ветра, облачность, относительная влажность и толщина снежного покрова на метеостанции;
2. Ледовые данные: толщина припая и снежного покрова на нём.

Основной пункт наблюдения толщины морского льда (припая) и снежного покрова на нём располагался в 300 м от берега (район акватории порта) в юго-восточном направлении (район бухты Мимер). После установления устойчивого припая толщина льда измерялась ежедневно, при толщинах менее 20 см и один раз в течение двух суток при толщине в интервале 20-50 см. При толщине льда 50-100 см измерения проводились один раз в 5 дней.

Лёд в районе точек инструментальных наблюдений представлял собой в разрезе чистый, прямослойный, без механических примесей и воздушных пузырьков лёд. Замерзание

льда на участке шло при тихой погоде без наслоений и подвижек (Отчёт «Айсфьорд...», 2013).

Результаты ежедневных визуальных и инструментальных наблюдений за ледовыми характеристиками видимой части акватории залива Билле-фьорд записывались в специальные рукописные журналы – «Таблицы ледовых наблюдений» (ТГМ-2). Данные ежедневных метеорологических наблюдений заносились в одноимённые таблицы – «Таблицы метеорологических наблюдений» (ТМ-1). Позднее данные были оцифрованы в рамках совместного проекта Норвежского метеорологического института, ААНИИ и Санкт-Петербургского государственного университета (Ivanov et al., 2014 (1); Ivanov et al., 2014 (2)).

### **3.2. Баренцбург (залив Грен-фьорд)**

Залив Грен-фьорд является частью Ис-фьорда, одного из самых крупных фьордов о. Западный Шпицберген. Первые отечественные ледовые наблюдения в заливе Грен-фьорд начались в 1931 г. в шахтерском поселке Баренцбург. Однако, только со второй половины 40 гг. прошлого столетия они приобрели регулярный характер и выполняются по настоящее время в соответствии с программой ледово-гидрологических наблюдений, проводимых на полярной береговой станции или морском посту (Наставление..., 1984; Иванов и др., 2012). Начиная с 2007 г., специалисты ААНИИ приступили к регулярным натурным исследованиям ледяного покрова фьорда (припайного льда) в рамках проекта «Исследование метеорологического режима и климатических изменений в районе архипелага Шпицберген» (Иванов и др., 2012).

Гидрометеорологическая обсерватория (ГМО) «Баренцбург», расположенная в одноименном поселке Баренцбург, является одним из немногих пунктов на архипелаге Шпицберген, где на протяжении длительного времени выполняются регулярные наблюдения за припаем и ледовой обстановкой в целом. (Иванов, Журавский, 2010).

Основные официальные источники информации – база данных Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД, г. Обнинск), архивы Гидрометфондов ААНИИ и Мурманского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Мурманский УГМС). К сожалению, имеющийся ряд данных содержит значительные пропуски. В целом, наиболее однородный ряд по основным ледовым характеристикам, относится к интервалу времени с 1973 г. по настоящее время (Иванов, Журавский, 2010;

Иванов и др., 2012). Мы использовали метеорологические данные (ПТВ, скорость ветра, облачность, относительная влажность и толщина снежного покрова), полученные с сайта ВНИИГМИ-МЦД (URL: <http://meteo.ru/>).

Основной пункт визуальных наблюдений в поселке Баренцбург располагается на крыше здания ГМО «Баренцбург» на высоте, порядка, 70 м над уровнем моря. Охватываемый сектор визуальных наблюдений: от северо-северо-запада через запад на юг (рис. 6). Второй (дополнительный) пункт визуальных наблюдений располагается на горной террасе над мысом Финессет, в 1,5 км от здания ГМО, примерно, на высоте 20 м над уровнем моря. Второй пункт позволяет оценивать ледовые условия в южной части Грен-фьорда, которая не видна при наблюдениях с основного пункта. Ширина припая определяется в западном направлении (Отчёт «Айсфьорд...», 2013).



Рис. 6 – Основной сектор визуальных ледовых наблюдений в заливе Грен-фьорд (заштрихованная область доступна только с дополнительного пункта в районе м. Финессет)

Основной пункт наблюдений за толщиной морского льда (припая) и снежного покрова располагается в 150 м от берега в районе порта поселка Баренцбург. Второй (дополнительный) пункт – в 300 м от берега. Последнее обстоятельство обусловлено тем, что

ледяной покров на акватории порта временами разрушается швартующимися судами, вывозящими уголь.

Для оценки результатов моделирования использовались сводные ледовые таблицы, составленные по данным регулярных наблюдений за припаем в районе поселка Баренцбург. Эти таблицы содержат в себе такие параметры, как значения максимальных за зимний сезон толщин припая, даты начала устойчивого ледообразования и образования устойчивого припая, даты начала весеннего взлома (или первой подвижки) и окончательного разрушения припая и др.

Также использовались данные специальных наблюдений за толщиной и солёностью припая, полученные в заливе Грен-фьорд в 2008-2011 гг. в рамках экспедиций ААНИИ.

Измерения проводились, по возможности, в одних и тех же точках припая, равномерно покрывающих его акваторию. Как правило, они были сосредоточены южнее поселка Баренцбург, где на акватории залива формируется устойчивый припай, обеспечивающий безопасность работ (Иванов и др., 2012).

Отбор образцов льда, для последующего определения его температуры и солёности, производился кольцевым буром диаметром 20 см. КERN распиливался на образцы, толщиной, как правило, не более 10 см, которые упаковывались в герметичные пакеты и доставлялись в гидрохимическую лабораторию ГМО «Баренцбург», где производились определения солёности воды, полученной из расплавленных образцов. В первый год исследований (2008 г.) для проверки достоверности результатов измерения выполнялись двумя различными приборами: ЕС-300 (ААНИИ), InoLab Cond 720 (ГМО «Баренцбург»).

Толщина льда измерялась на всех океанографических станциях, выполнявшихся с припая. Для этого использовалась стандартная рейка с ценой деления 1 см.

Также были использованы среднемесячные данные атмосферного реанализа ERA-Interim за 1979 – 2017 гг. Данный реанализ представляет собой синтез модельных и спутниковых данных, а также натурных наблюдений (метеостанции, дрейфующие буи и др.). Спутниковые данные обеспечивались спутниковыми наблюдательными системами NOAA, GOES, Meteosat, TOVS, ATOVS, DMSP и ERS. Данные были получены с сайта Европейского центра среднесрочного прогноза погоды – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (URL: <https://www.ecmwf.int/>). Подробное описание данных представлено в (Berrisford et al., 2011; Dee D.P. et al., 2011).

Использовались такие характеристики, как ПТВ на высоте 2 м, скорость ветра на высоте 10 м, балл общей облачности, толщина и плотность снежного покрова.

В данных реанализа ERA-Interim предоставлен жидкий эквивалент слоя твердых осадков, что представляет собой высоту слоя воды, который образуется при таянии снега. Перевод в высоту (толщину) снега выполнялся по формуле (1) (Наставление..., 1985):

$$h_s = \frac{a * \rho_w}{\rho_s}, \quad (1)$$

где  $a$  – запас воды в снежном покрове,  $\rho_w$  – плотность воды,  $\rho_s$  – плотность снега.

Вероятная толщина (высота) снежного покрова на припае рассчитывалась с использованием данных о количестве твердых осадков, полученных с сайта ВНИИГМИ-МЦД и из реанализа ERA-Interim.

Таким образом, были использованы следующие данные, полученные для района Баренцбурга:

1. Метеорологические наблюдения на станции Баренцбург: ПТВ, скорость ветра, облачность, относительная влажность и толщина снежного покрова (2000 – 2012 гг.);
2. Сводные ледовые таблицы: даты становления и разрушения припая, его максимальная за зиму толщина (2000 – 2012 гг.);
3. Данные по толщине и солёности припая (2008 – 2011 гг.);
4. Среднемесячные данные атмосферного реанализа ERA-Interim (2000 – 2012 гг.).

## Глава 4. Методы обработки

### 4.1. Статистический подход

Невозможность чёткой дифференциации роли различных факторов в формировании толщины ледяного покрова и его рельефа приводит к тому, что для изучения общих закономерностей, отражающих состояние ледяного покрова, используются статистические методы и при этом измеренные параметры состояния ледяного покрова рассматриваются как случайные величины (Рожков, Смолянцкий, 2007).

По этой причине основным методом исследования (анализа полученных данных), применявшимся в данной работе, являлся метод линейного и множественного линейного регрессионного анализа. Регрессионный анализ – статистический метод исследования влияния одной или нескольких независимых переменных (предикторов)  $x_1, x_2, \dots, x_r$  на зависимую переменную (предиктант) (Рожков, 1996).

Основные цели предложенного метода:

1. Определение степени детерминированности вариации зависимой переменной независимыми переменными;
2. Предсказание значения зависимой переменной с помощью независимой(-ых);
3. Определение вклада отдельных независимых переменных в вариацию зависимой.

В природе зависимости между характеристиками носят, в большинстве случаев, многофакторный характер, т.е. когда рассматриваемая переменная зависит не от одной, а от многих переменных. В таком случае возникает необходимость в построении модели множественной регрессии.

Нетрудно понять, что множественная регрессия является обобщением простой регрессии двух переменных на многомерный случай. Например, если мы имеем две независимые переменные, то в этом случае решением уравнения служит плоскость (сечение), проходящая в трехмерном пространстве таким образом, что разброс исходных точек относительно нее минимален (Малинин, 2008).

При статистическом подходе, как отмечают прогнозисты-практики, следует использовать простые прогностические зависимости, если они не противоречат физическим представлениям о процессе (Скрипник, 1988). Применение в уравнении большого количества предикторов крайне усложняет процесс отслеживания влияния изменчивости каждого из них на результаты расчета. Поэтому имеет смысл ограничиваться 2-3 основными предикторами

(Думанская, Котилевская, 2009). В первой части данной работы мы используем два предиктора: сумму градусо-дней мороза (сумму отрицательных температур воздуха за определенный период) и толщину снежного покрова на припаяе.

Диаграммы рассеяния строились с помощью программного продукта Grapher 11, изображения поверхности (множественная корреляция) – с помощью программного продукта STATISTICA.

Кроме того, использовался пакет прикладных программ MATLAB для первичной обработки данных: для нахождения начала отсчёта сумм градусо-дней мороза, непосредственного расчёта сумм градусо-дней мороза и создания непрерывных рядов данных толщин припая и снежного покрова на нём путём удаления дней, когда измерения данных характеристик не проводились (приложение 1).



## 4.2. Термодинамический подход

Методы математического моделирования являются традиционным инструментом при исследовании состояния и эволюции природных систем, к которым относится и морской ледяной покров.

Как известно (Доронин, 1978) эволюция морского льда (припая) определяется не только ПТВ, но и сложными условиями энергомассообмена на верхней и нижней поверхности льда, а также потоками тепла из нижележащих слоев воды. Нами была проведена оценка эволюции припая с помощью метода математического моделирования с учётом основных физических процессов, протекающих на верхней и нижней границе льда и в его толще.

В данном исследовании используется квазистационарная балансовая модель морского льда (Иванов, Макштас, 1990; Кулаков, Макштас, 2012), которая была разработана в ААНИИ в отделе взаимодействия океана и атмосферы. В настоящее время эта модель используется как термодинамический блок совместной динамико-термодинамической модели (Кулаков, Макштас, 2012) или как самостоятельный продукт для расчетов, когда динамикой (дрейфом) можно пренебречь (Иванов, Макштас, 1990). Важно отметить, что ветровой взлом (механическое разрушение) такой моделью не описывается.

Практика показала, что для припая, а также для районов, где лёд формируется только термодинамическими процессами, хорошо оправдывает себя именно одномерный подход. Данная модель является балансовой, поскольку основные уравнения модели – это уравнения теплового баланса на верхней и нижней границе морского льда. Оба уравнения «объединены» потоком тепла через лёд с учетом снежного покрова на его поверхности. Квазистационарность означает, что на каждом шаге по времени выполняется условие теплового баланса (термодинамического равновесия) в соответствии с уравнениями модели.

### 4.2.1. Квазистационарная балансовая модель морского льда ААНИИ

Основой рассматриваемой модели являются уравнения теплового баланса верхней (2) и нижней (3) поверхностей снежно-ледяного покрова:

$$H + LE + R + F = EH + \Phi_{k_{1,3}}, \quad (2)$$

$$EH = \Phi_0 + \Phi_{k_2}, \quad (3)$$

где  $H$ ,  $LE$  – вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла;  $R$ ,  $F$  – длинноволновый и коротковолновый радиационные балансы;  $EH$  – поток тепла через снежно-ледяной покров;  $\Phi_0$  – поток тепла от океана к нижней поверхности льда;  $\Phi_{k_i}$  – поток тепла, формирующийся вследствие фазовых переходов при таянии или нарастании льда или снега. Индекс  $i = 1$  обозначает лёд на верхней границе (снег отсутствует),  $i = 2$  – лёд на нижней границе,  $i = 3$  – поверхность снега.

Главные преимущества данной модели заключаются в корректном учете всех составляющих полного теплового баланса, а также в возможности учета внутренних параметров модели (таких как теплопроводность льда в зависимости от средней солености припайного льда, которая в свою очередь зависит от толщины льда).

Поток тепла через снежно-ледяной покров ( $EH$ ) определяется по формуле (4) при условии линейности профиля температуры в снеге и льду. Это является одним из «слабых» мест модели в применении к условиям фьордов, поскольку линейный профиль температуры льда и снега, согласно ряду фундаментальных исследований (Макштас, 1984), наиболее характерен для молодых или многолетних льдов (последних во фьордах не бывает).

$$EH = k_i \frac{T_w - T_s}{h_i + \frac{k_i}{k_s} h_s}, \quad (4)$$

где  $k_i$ ,  $k_s$  – коэффициенты теплопроводности льда и снега;  $h_i$ ,  $h_s$  – толщины льда и снега;  $T_s$  – температура снежно-ледяной поверхности;  $T_w$  – температура нижней поверхности льда.

В последней версии модели возможно использование алгоритма, основанного на применении полуэмпирической теории турбулентности Мони́на-Обухова (Монин, Обухов, 1954; Зилитинкевич, 1970). Этот алгоритм (Иванов, Макштас, 1989) позволяет рассчитывать потоки явного и скрытого тепла с учетом стратификации в приземном (приводном, приледном) слое воздуха, при произвольном расположении уровней измерения температуры, относительной влажности и скорости ветра над поверхностью суши (воды, снежно-ледяного покрова) и их количестве.

Вертикальный турбулентный поток явного тепла рассчитывается по следующей формуле (Зилитинкевич, 1970):

$$H = c_p \rho k u_* T_* \quad (5)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха,  $c_p$  – удельная теплоёмкость,  $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$  – динамическая скорость,  $T_*$  – масштаб изменения температуры,  $\kappa$  – постоянная Кармана.

Величины  $u_*$  и  $T_*$  определяются с помощью параметризации приземного слоя атмосферы, предложенной в работе (Зилитинкевич, Чаликов, 1968), в которой задаётся параметр шероховатости подстилающей поверхности, и используются различные функции устойчивости в зависимости от стратификации атмосферы (устойчивая, нейтральная или неустойчивая).

Вертикальный турбулентный поток скрытого тепла рассчитывается с использованием числа Боуэна ( $Bo$ ) по следующей формуле (Зилитинкевич, Чаликов, 1968):

$$LE = \frac{H}{Bo}, \quad (6)$$

Для расчёта длинноволнового радиационного баланса в исходном варианте модели используется формула Брента. Такой способ является наиболее распространённым.

$$R = \delta\sigma[T_a^4(a - b\sqrt{E}) + 4T_a^3(T_s - T_a)](1 - cN). \quad (7)$$

Мы также предлагаем использовать метод Аугштайна-Лонгло (Konig-Langlo, 1994):

$$R = 4\delta\sigma T_s T_a^3 - \delta\sigma T_a^4(0,765 + 0,22N^3). \quad (8)$$

В данных формулах:  $\delta$  – излучательная способность подстилающей поверхности,  $\sigma$  – постоянная Стефана-Больцмана,  $N$  – балл общей облачности,  $a$ ,  $b$  – эмпирические коэффициенты (Матвеев, 2000),  $c$  – коэффициент, описывающий влияние облачности (Матвеев, 2000).

Преимущество второго подхода (формула 8) заключается в том, что он разработан непосредственно для условий архипелага Шпицберген, тогда как эмпирические коэффициенты, используемые в формуле Брента, не привязаны к конкретным областям. Кроме того, важным преимуществом является то, что нисходящее излучение атмосферы рассчитывается отдельно от собственного излучения земной поверхности.

Как показали исследования, выполненные в ААНИИ (Makshtas et al., 1999; Священников и др., 2010; Священников и др., 2011), именно взаимодействие облачности и длинноволновой радиации могут являться причинами наблюдаемого в наши дни роста ПТВ на Шпицбергене. Именно этим объясняется использование формулы 8 в модели морского льда.

Приходящая коротковолновая солнечная радиация для безоблачного неба рассчитывается по формуле Зилмана (Zillman, 1971; Кулаков и др., 2012):

$$F_0 = \frac{S \cos^2 z_\theta}{(\cos z_\theta + 2,7)e * 10^{-5} + 1,085 \cos z_\theta + 0,1}, \quad (9)$$

где  $S$  – солнечная постоянная,  $z_\theta$  – солнечный зенитный угол.

Для учёта облачности используется параметризация Маршуновой (Маршунова, Черниговский, 1971; Кулаков и др., 2012) согласно которой коротковолновый радиационный баланс поверхности равен (10):

$$F = F_0(1 - cN)(1 - \alpha)(1 - i_0), \quad (10)$$

где  $F_0$  – приходящая солнечная радиация,  $N$  – балл общей облачности,  $c$  – эмпирический коэффициент, меняющийся для полярных районов от месяца к месяцу,  $\alpha$  – альbedo подстилающей поверхности,  $i_0$  – коэффициент пропускания, определяющий часть коротковолновой радиации, проходящей вглубь снежно-ледяного покрова.

Потоки тепла, формирующиеся вследствие выделения или поглощения теплоты кристаллизации, как остаточные члены уравнений баланса позволяют рассчитывать таяние снега и льда сверху, и таяние льда снизу. Они вычисляются по формуле (11):

$$\Phi_{ki} = \frac{L\rho\Delta h}{\Delta t}, \quad (11)$$

где  $L$  – теплота плавления морского льда или снега;  $\Delta h$  – толщина льда, стаявшего или наростшего снизу, льда и снега, стаявших сверху;  $\rho$  – плотность льда или снега;  $\Delta t$  – временной шаг.

При подстановке формул (4) – (6), (7)/(8), (10) и (11) в уравнение (2) получается линейное алгебраическое уравнение для  $T_s$ , определив которую, из уравнений (3) и (11) можно рассчитать изменение толщины льда и снега.

Данная модель реализована в виде отдельных блоков – шести режимов изменения толщины льда и снега, связанных с состоянием снежно-ледяного покрова и особенностями процессов энергообмена:

1. Режим льда и снега без таяния на поверхности
2. Режим таяния снега
3. Режим льда без снега при отсутствии таяния
4. Режим таяния льда без снега

5. Режим «поддержания»
6. Режим чистой воды

На основе выбора одного из шести режимов происходит расчёт толщин припая и снежного покрова.

#### 4.2.2. Особенности расчётов и обработки результатов

Модель ААНИИ реализована на языке FORTRAN (Иванов, Макштас, 1990). Возможно использование двух типов начальных данных: ежесуточные и среднемесячные. Мы использовали среднемесячные значения. В этом случае модель использует параболическую интерполяцию для получения ежесуточных значений.

Для проведения расчётов необходимо привести все данные в определённый вид с расширением файла «dat». Пример приведён на рис. 7.

Файл	Правка	Формат	Вид	Справка								
1	78	45	0	0	0	9	16	274	30	1	100	
265.17	263.39	259.55	261.45	268.69	274.91	278.67	277.93	275.12	274.17	269.32	263.73	
3.94	3.05	2.86	2.03	2.49	2.14	2.54	1.73	2.74	2.47	2.1	3.65	
7.6	6.4	5.5	7.4	8.5	7.2	8.4	7.5	8.9	9.3	7.5	6.3	
0.71	0.72	0.74	0.76	0.76	0.74	0.78	0.81	0.83	0.85	0.78	0.71	
2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
109.58	131	139.42	163.47	161.52	58.87	0	0	0.03	0.68	8.9	32.35	

Рис. 7 – Требуемый вид входных параметров модели (на примере данных по Баренцбурге за 2000 г.)

В первой строке содержатся общие входные данные модели: широта и долгота пункта, начальная температура поверхности, толщина верхнего квазиоднородного слоя моря, максимальное количество итераций и др. Со второй по шестую строки содержится информация о ПТВ (К), модуле скорости ветра (м/с), общей облачности (баллы), относительной влажности (%), потоке тепла от океана в верхний квазиоднородный слой или к нижней поверхности льда (Вт/м<sup>2</sup>) и количестве твёрдых осадков (см) соответственно. Столбцы соответствуют месяцам: с января по декабрь.

Для быстрой обработки большого количества исходных данных и приведения их в требуемый формат использовался пакет прикладных программ MATLAB.

После запуска модели и попадания в диалоговое окно необходимо выбрать дискретность данных (ежемесячные или ежесуточные), ввести название входного файла, выбрать требуемые параметризации, которые были подробно описаны в параграфе 4.2.1, и в конце обозначить название выходного файла. Пример диалогового окна приведён на рис. 8.

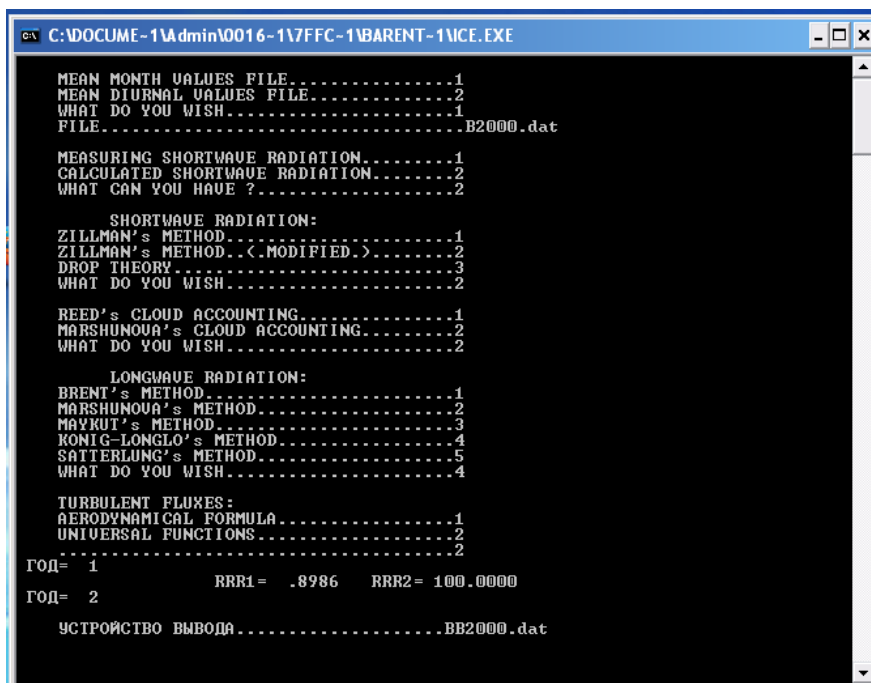


Рис. 8 – Диалоговое окно модели

Графики, отражающие результаты расчётов, строились с помощью программного продукта Grapher 11.

## Глава 5. Использование эмпирических зависимостей для описания эволюции припайного льда (на примере залива Билле-фьорд, п. Пирамида)

В ходе работы были построены диаграммы рассеяния для всего исследуемого периода, описывающие зависимость между толщиной припая и суммой градусо-дней мороза (приложение 2, рис. 2.1 – 2.9). Также были получены уравнения регрессии для каждого отдельного года, имеющие вид (12):

$$H_i = a + b\sqrt{\text{СГДМ}}, \quad (12)$$

где СГДМ – сумма градусо-дней мороза (отсчитывается от момента осеннего перехода температуры воздуха через «0», когда сумма отрицательных температур воздуха превысит сумму последующих возможных положительных значений),  $a$  и  $b$  – эмпирические коэффициенты, рассчитываемые индивидуально для каждого района, свободный член  $a$  отражает влияние неучтённых параметров (поток тепла снизу, радиация, толщина снега и др.).

Выбор такого вида эмпирического выражения основывается на выражении, полученном Стефаном (Зубов, 1945) и показывающим, что толщина припая на конкретный момент времени пропорциональна квадратному корню из СГДМ:

$$H_i = 3,5\sqrt{\text{СГДМ}}. \quad (13)$$

Важно отметить, что в зимний сезон 1949-1950 г. во второй половине марта произошёл ветровой взлом припая. Данное явление не описывается выше представленными выражениями (12, 13), поэтому при получении регрессионного уравнения для этого года мы использовали лишь временной промежуток, предшествующий ветровому взлому (приложение 2, рис. 2.2).

В большинстве рассматриваемых случаев коэффициент детерминации превышает 90 %, что говорит о достаточно высокой тесноте связи (Новоселов, Карандашева, 2013). Максимальная связь была отмечена в 1951 – 1952 г. (год максимальной толщины припая), она составила более 99 % (приложение 2, рис. 2.4). Минимальная связь наблюдалась в 1952 – 1953 (приложение 2, рис. 2.5) и 1953 – 1954 гг. (приложение 2, рис. 2.6) и составила 76 % и 81 % соответственно. Это связано с неравномерным нарастанием припая (оттепели) в эти ледовые сезоны. Во всех случаях уровень значимости меньше 0,001 ( $p < 0,001$ ).

Путём осреднения коэффициентов индивидуальных регрессионных уравнений было получено обобщенное уравнение (14):

$$H_i = -48,3260 + 2,9628\sqrt{\text{СГДМ}} \quad (14).$$

Аналогичным способом было получено ещё одно уравнение (15), с той лишь разницей, что были учтены только те года, когда коэффициент детерминации превышал 90 %:

$$H_i = -61,8215 + 3,3183\sqrt{\text{СГДМ}} \quad (15).$$

Полученные выражения (14) и (15) были отображены на рисунке 2.10 (приложение 2).

Как видно из полученных выражений, величина свободного члена ( $a$ ) меняется в довольно широком диапазоне из года в год: от 2,55 (в 1953 – 1954 гг.) до -152,76 (в 1956 – 1957 гг.). Очевидно это обусловлено межгодовыми различиями в интенсивности нарастания припая (различия в скорости осенне-зимнего уменьшения ПТВ). Коэффициент, описывающий влияние суммы градусо-дней мороза на толщину припая ( $b$ ), меняется в значительно более узком диапазоне: от 1,70 в 1950 – 1951 до 5,31 в 1956 – 1957 г. Большой разброс свободного члена позволяет использовать данную формулу только для весьма приблизительных (качественных) расчётов толщины припая, поэтому мы попытались улучшить полученные формулы.

Как известно, снежный покров оказывает значительное влияние на скорость нарастания припая, поскольку его теплопроводность в 7-10 раз меньше теплопроводности льда (Зубов, 1945). В связи с этим, как правило, лёд, покрытый снегом, тоньше, а температура на его верхней границе (раздел снег-лед) выше по сравнению со льдом без снежного покрова при одинаковых температурах воздуха. Например, на графиках, представленных ниже, хорошо видно, что в 1951 – 1952 гг. (рис. 10) при малой толщине снежного покрова нарастание припая происходило более интенсивно, чем в 1948 – 1949 гг. (рис. 9) при большей толщине снега.





Рис. 9 – Изменение толщины припая и снежного покрова в 1948-1949 году

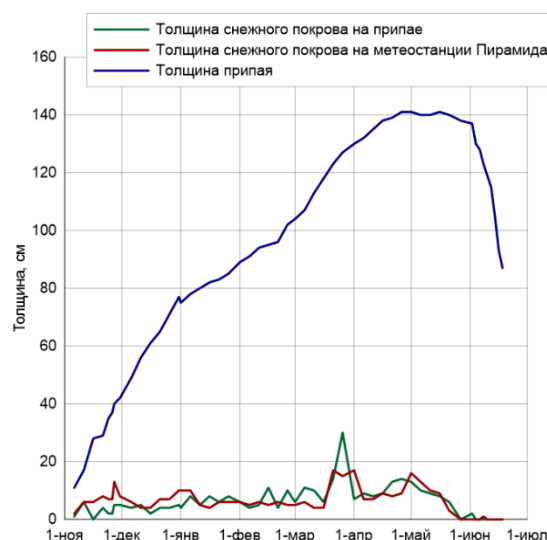


Рис. 10 – Изменение толщины припая и снежного покрова в 1951-1952 году

Однако проблема заключается в том, что снегомерные съёмки на припае в районе метеорологической станции Пирамида проводились крайне нерегулярно. В тоже время собственно на метеорологической станции измерения толщины снежного покрова выполнялись регулярно. По этой причине нами была предпринята попытка установить связь немногочисленных измерений снежного покрова на припае с параллельными регулярными измерениями снега на станции. Были построены графики зависимости толщины снежного покрова на припае от толщины снежного покрова на метеостанции (рис. 11, 12). Так как измерений снежного покрова на припае крайне мало, то данная идея столкнулась с объективными трудностями и полученные результаты (статистические зависимости) оказались неоднозначными. По нашему мнению, необходимо продолжить эти сравнительные исследования, чтобы была возможность использования данных регулярных измерений, которые до сих пор ведутся в ГМО «Баренцбург» и на припае в районе пос. Баренцбург.

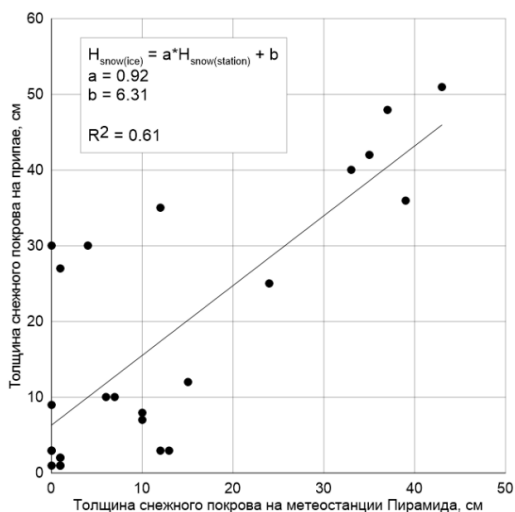


Рис. 11 – Зависимость толщины снежного покрова на припае от толщины снежного покрова на метеостанции в 1948-1949 гг.

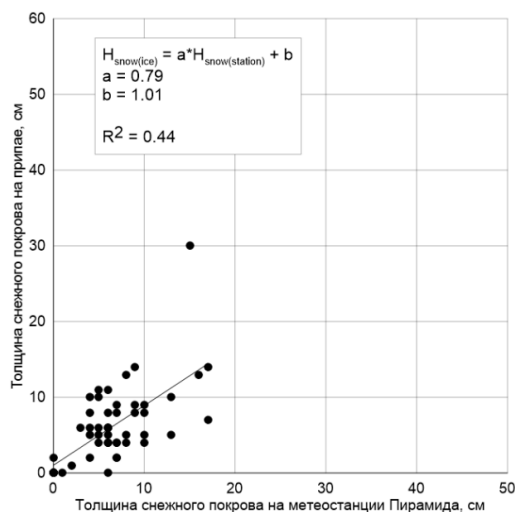


Рис. 12 – Зависимость толщины снежного покрова на припае от толщины снежного покрова на метеостанции в 1951-1952 гг.

Для получения более точной, с нашей точки зрения, формулы мы решили использовать метод множественной регрессии и рассмотреть влияние не только СГДМ, но и толщины снежного покрова ( $H_s$ ). Мы искали статистическую зависимость следующего вида:

$$H_i = a + b\sqrt{\text{СГДМ}} + cH_s \quad (16)$$

где  $a$ ,  $b$  и  $c$  – эмпирические коэффициенты, подбираемые индивидуально для каждого района.

К сожалению, мы располагали сведениями об измеренных толщинах снежного покрова, относящимися только к первой половине 10-ти летнего периода наблюдений в Пирамиде (1948 – 1952 гг.). Нами были получены регрессионные уравнения для каждого года и построены графики (приложение 3, рис. 3.1 – 3.4), отображающие влияние СГДМ и толщины снежного покрова на толщину снежного покрова.

Во всех рассматриваемых ледовых сезонах (1948 – 1952 гг.) наблюдалась очень высокая теснота связи, коэффициент детерминации превышал 90 %. Максимальный коэффициент детерминации наблюдался, как и в ранее рассматриваемых диаграммах рассеяния, в сезоне 1951 – 1952 гг.  $P$ -уровень значимости составил меньше 0,001. Вышеописанным способом, путём осреднения полученных индивидуальных коэффициентов регрессионных уравнений, было получено среднее для четырёх лет уравнение:

$$H_i = -18,8942 + 2,3926\sqrt{\text{СГДМ}} - 0,2149H_s. \quad (17)$$

Полученное выражение (17) было отображено на рисунке 3.5 (приложение 3).

Стоит отметить, что диапазон изменения свободного коэффициента «а» значительно сузился, в данном случае он изменяется от 0,15 (1950 – 1951 гг.) до -35,56 (1951 – 1952 гг.).

В таблице 1 показаны толщины припая, вычисленные по полученной формуле (17) по числу градусодней мороза и толщине снега на припаяе на конец каждого месяца для периода 1948 – 1952 гг. для залива Билле-фьорд. В предпоследнем столбце приведены средние за рассматриваемый период, а в последнем – разности между максимальным и минимальным значениями. В предпоследней строке приведены значения максимальной толщины припая по данным натурных измерений, а в последней – разность между наблюденной и предвычисленной максимальной толщиной льда.

Таблица 1

**Вычисленные толщины припая в заливе Билле-фьорд**

	1948-1949	1949-1950	1950-1951	1951-1952	Среднее	Разность
Ноябрь	37	32	-	41	37	9
Декабрь	61	39	41	62	51	23
Январь	79	51	58	73	65	28
Февраль	83	63	64	89	75	26
Март	87	-	80	98	88	18
Апрель	99	-	95	110	101	15
Май	104	-	97	-	100	7
Данные наблюдений	122	45	90	141	100	-
Разности	-18	18	7	-31	-6	-

Также для оценки полученных новых эмпирических выражений (14, 15, 17), которые представлены в таблице 2, были вычислены ожидаемые толщины припая для каждого отдельного года, а также построены графики для сравнения рассчитанных значений с реально наблюдаемыми (приложение 4, рис. 4.1 – 4.9).

## Полученные в ходе исследования эмпирические выражения

№	Эмпирическое выражение	Примечания
1	$H_i = -48,3260 + 2,9628\sqrt{\text{СГДМ}}$	Учтены все года
2	$H_i = -61,8215 + 3,3183\sqrt{\text{СГДМ}}$	Учтены года, когда коэффициент детерминации > 90%
3	$H_i = -18,8942 + 2,3926\sqrt{\text{СГДМ}} - 0,2149H_s$	Учтены только 1948 – 1952 гг., когда имелись инструментальные определения толщины снега на припаяе

Как следует из рисунков 4.1 – 4.9 (приложение 4), расхождения между расчётными и наблюдаемыми толщинами припая имеют место при использовании всех трех зависимостей. В тоже время формула 3, учитывающая толщину снега, дает более точные результаты в начальный период ледообразования, однако в целом результаты расчетов с использованием всех зависимостей довольно близки между собой.

Необходимо отметить, что все три полученные формулы применимы лишь при наличии ледяного покрова (устойчивого припая). Иными словами, недопустимо их использование при небольших значениях СГДМ, когда ПТВ имеет отрицательные величины, но устойчивый припай ещё не успел образоваться.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что лучше всего оценке поддаются года с большой суммой градусо-дней мороза и минимальным количеством промежутков с положительными значениями ПТВ (оттепели), наблюдаемых в течение периода формирования устойчивого припая, в результате чего образуется более мощный ледяной покров, а его нарастание происходит максимально равномерно. Это связано с тем, что в соответствии с предположением (приближением) Стефана-Зубова (Зубов, 1945), вертикальный градиент температуры во льду остаётся постоянным по знаку, следовательно, отсутствуют переходы ПТВ, приравненной к температуре поверхности льда, через «0» и даже её приближения к «0». В этом случае ПТВ может превысить температуру средних слоёв льда, что противоречит основным приближениям метода Стефана-Зубова.

## **Глава 6. Применение одномерной термодинамической модели ААНИИ для описания ледового режима фьордов**

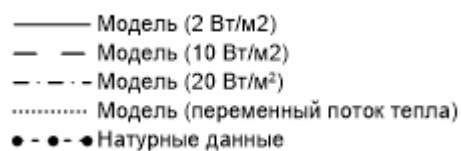
### **6.1. Билле-фьорд, п. Пирамида**

Для проверки работоспособности модели нами были проведены расчёты сезонной эволюции толщины припая для отдельных лет. Расчёты показали, что модель выходит на стационарный режим (неизменность максимальных толщин припая), в среднем, за 2-3 года (не более 5 лет).

Поток тепла от океана, как уже указывалось ранее, является внешним параметром модели, то есть подбирается и задаётся исходя из особенностей исследуемого района. Поток тепла равный  $2 \text{ Вт/м}^2$  является средним для всего года значением для всего Арктического бассейна. Он получен, как остаточный член уравнения баланса тепла с учетом материкового стока, выносом льда из пролива Фрама, количеством стаявшего и образовавшегося льда во всем Арктическом бассейне за годовой цикл (Макштас, 1984). Однако во фьордах этот поток, как правило выше (Иванов и др., 2012), поэтому мы также использовали средний поток тепла равный  $10 \text{ Вт/м}^2$ . Мы провели расчёты, используя оба значения, однако для ряда случаев смоделированные значения толщины припая значительно превышали измеренные значения. Результаты за все года (1948 – 1957 гг.) представлены в приложении 5.

Расчёты с потоком тепла в  $2 \text{ Вт/м}^2$  неплохо описали, например, лишь первую половину 1949 года (рис. 13). Фазы увеличения и уменьшения толщины зимой и весной, а также увеличения толщины припая осенью 1952 г. хорошо описываются с использованием потока тепла от нижележащих слоев воды равного  $10 \text{ Вт/м}^2$  (рис. 14).





Поскольку поток тепла от нижележащих слоев воды в Арктике не является постоянным во времени, а закономерно меняется в течение года (Макштас, 1984), мы также провели расчёты, когда поток тепла для «летних» месяцев (июнь – сентябрь) равен нулю (на поверхности моря наблюдается устойчивый распресненный квазиоднородный слой, препятствующий распространению потока тепла из нижележащих слоев воды), а для «зимних» (октябрь – май) –  $3 \text{ Вт/м}^2$  (поток тепла в подледный слой может осуществляться по причине конвективных процессов). Такие значения были выбраны не случайно, мы исходили из того, что средний для Арктики поток тепла от нижележащих слоев воды, как уже говорилось выше, в среднем равен  $2 \text{ Вт/м}^2$ . Предположив, что летом теплоотдача от нижележащих слоев воды (в нашем случае это могут АВ) в подледный распресненный квазиоднородный слой и к нижней поверхности льда не происходит (поток принимается равным  $0 \text{ Вт/м}^2$ ), мы условно «перераспределили» этот поток на оставшиеся 8 месяцев, не изменяя среднее годовое поступление. Таким образом для «зимних» месяцев мы получили поток равный  $3 \text{ Вт/м}^2$ . Такой подход лишь незначительно уменьшил максимальную толщину припая во всех рассматриваемых годах, практически повторив результаты численных экспериментов со «стандартной» величиной равной  $2 \text{ Вт/м}^2$ .

Как показали расчёты, нарастание льда, согласно модели, происходит равномерно (однонаправленно). Однако в действительности это не всегда так. Например, в зимний период 1949 г. (приложение 5, рис. 5.2) и 1953 г. (приложение 5, рис. 5.6) происходило уменьшение толщины припая с последующим его нарастанием, а в марте 1950 г. вообще произошло полное разрушение льда (исчезновение устойчивого припая) и его повторное образование в начале апреля (приложение 5, рис. 5.3). Подобные события моделью не воспроизводятся. Вероятно, это связано с тем, что мы использовали среднемесячные значения, которые восстанавливались до ежесуточных значений путём интерполяции. Таким образом, изменчивость синоптического масштаба не учитывалась (сглаживалась). Также это может быть связано с тем, что при моделировании эволюции припая мы используем величину выпавших твёрдых осадков на метеостанции, а не реальную толщину снежного покрова на припае. Несомненно, они связаны между собой, однако мы не знаем особенностей снегонакопления на припае, поскольку наша попытка проследить эту взаимосвязь, описанная в главе 5, не дала достаточно адекватных результатов.

## 6.2. Грен-фьорд, п. Баренцбург

Мы провели моделирование эволюции припая в заливе Грен-фьорд для современного периода наблюдений: 2000 – 2011 гг. Верхняя временная граница объясняется тем, что зима 2010 – 2011 года была последней, когда в заливе Грен-фьорд образовывался устойчивый припай.

К сожалению, у нас отсутствовали данные инструментальных наблюдений за изменением толщины припая в течение года для исследуемой акватории. По этой причине мы использовали сводные годовые ледовые таблицы (архив ВНИИГМИ-МЦД) для верификации результатов моделирования. Мы сравнили даты формирования устойчивого припая и очищения фьорда ото льда (первое и окончательное разрушение припая), а также максимальные толщины льда согласно ледовым таблицам (данные визуальных и инструментальных наблюдений в ГМО «Баренцбург») с аналогичными величинами по результатам модельных расчётов. Результаты представлены в табл. 3.

Как следует из таблицы, в большинстве случаев модельные оценки не совпадают с наблюдаемыми результатами. По-видимому, потоки тепла как в  $2 \text{ Вт/м}^2$ , так и в  $10 \text{ Вт/м}^2$  остаётся недостаточным, поскольку, согласно предвычисленным датам, модельное ледообразование начинается раньше реально наблюдаемого, а модельное очищение (исчезновение льда) акватории залива ото льда – позже.

Однако в ряде случаев нам удалось достигнуть удовлетворительных результатов. Например, для внешних условий (атмосфера), наблюдавшихся в 2003 г., задавая поток тепла от нижележащих слоев воды равным  $10 \text{ Вт/м}^2$ , большинство сравниваемых модельных оценок и наблюдаемых значений были близки между собой. Это касается как дат начала ледообразования/очищения ото льда, так и максимальной толщины припая. Различия между датами составили всего лишь 2 дня, что для временного разрешения модели можно рассматривать как вполне успешным результатом. В 2004, 2005 и 2011 гг., даты очищения ото льда (при  $10 \text{ Вт/м}^2$ ) отличается от наблюдаемой на 3-5 дней, а в 2010 г. (при  $2 \text{ Вт/м}^2$ ) – всего лишь на 2 дня, что также можно рассматривать как вполне удовлетворительные результаты.



Сравнение толщин льда и дат начала ледообразования (выделены голубым) и очищения ото льда (выделены оранжевым) согласно натурным наблюдениям (ледовым таблицам) и модельным расчётам.

Год	Натурные наблюдения			Модельные расчёты			
	Первое	Устойчивое / окончательное	Максимальная толщина	2 Вт/м <sup>2</sup>	Максимальная толщина	10 Вт/м <sup>2</sup>	Максимальная толщина
2000	5 фев	28 фев	-		-		-
	29 май	29 май		12 июл		28 июн	
				8 дек		9 дек	
2001	20 янв	5 фев	-		-		-
	11 июн	11 июн		11 июл		26 июн	
	27 ноя			27 окт		28 окт	
2002		19 янв	-		-		-
	8 июн	10 июн		5 июл		-	
	22 дек	22 дек		30 ноя		-	
2003	19 июн	19 июн	90	8 июл	127	25 июн	96
	22 ноя	22 ноя		20 ноя		24 ноя	
2004	12 июн	12 июн	90	29 июн	100	17 июн	72
	23 ноя	21 дек		5 ноя		6 ноя	
2005	7 июн	7 июн	49	21 июн	59	10 июн	26
	19 дек			21 ноя		28 ноя	
2006		27 мар	-		-		-
	13 апр	13 апр		1 июн		26 апр	
				4 ноя		9 ноя	
2007	21 фев	-	-		-		-
	-	-		21 июн		9 июн	
				22 ноя		25 ноя	
2008	3 мар	-	-		-		-
	29 май	29 май		25 июн		11 июн	
	21 дек	21 дек		29 окт		1 ноя	
2009	29 мая	29 мая	50	16 июн	66	11 июн	40
				17 дек		1 ноя	
2010	15 янв	30 янв	38		81		48
	14 июн	14 июн		16 июн		4 июн	
	15 дек	15 дек		7 ноя		8 ноя	
2011	12 июня	20 июня	63	28 июн	73	17 июн	47
				23 ноя		26 ноя	

Так как для некоторых районов архипелага не всегда имеются расположенные в непосредственной близости метеостанции, либо данные с этих метеостанций могут быть по каким-либо причинам недоступны, мы попытались выяснить, возможно ли использовать другие источники метеоданных. Наш выбор пал на данные атмосферного реанализа ERA-Interim, поскольку они находятся в открытом доступе, а также являются глобальными, то есть при необходимости их можно подобрать для любых, интересующих нас районов. Все расчёты проводились с использованием величины потока океанического тепла равного  $2 \text{ Вт/м}^2$ .

К сожалению, во всех случаях (2000 – 2011 гг.) расчёты толщины припая с использованием данных реанализа ERA-Interim дали, завышенные результаты относительно модельных оценок толщин припая, полученных с использованием данных ближайшей метеостанции (в нашем случае ГМО «Баренцбург»). В связи с этим, рекомендуется, при возможности, использовать именно данные натурных наблюдений при дальнейших расчётах.

В качестве примера на рисунках 17, 18 приведены сравнительные расчёты для 2003 и 2006 года соответственно. В 2003 г. наблюдались максимальные смоделированные толщины припая, а в 2006 г. минимальные. Все графики, отражающие результаты расчётов за все периоды (2000 – 2011 гг.) приведены в приложении 6.

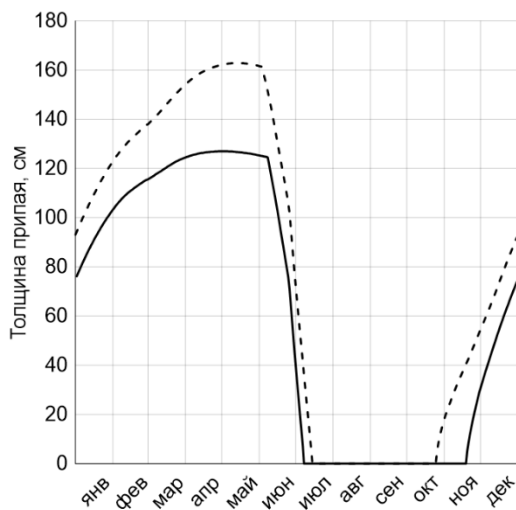


Рис. 17 – Вычисленная толщина припая в 2003 г.

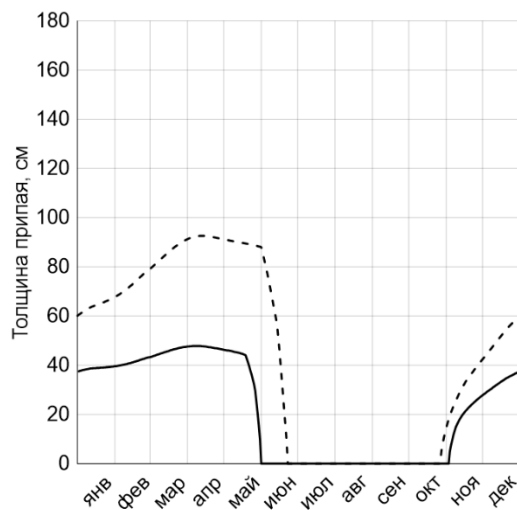


Рис. 18 – Вычисленная толщина припая в 2006 г.

----- Модель (ERA-Interim)  
 ————— Модель (метеостанция Баренцбург)

### 6.3 Предложения по улучшению модели. Расчёт коэффициента теплопроводности льда

В стандартной версии модели коэффициент теплопроводности льда задаётся постоянным и равным 2,09 Вт/мК. Мы предлагаем использовать эмпирические соотношения, связывающие коэффициент теплопроводности со средневзвешенными по толщине льда значениями его температуры и солёности. Использование эмпирических соотношений значительно упрощает вычислительные процедуры по сравнению со сложными представлениями (моделями) коэффициента теплопроводности, учитывающими, например, такие сложные, с математической точки зрения, параметры, как количественное соотношение фаз, формы и размеры включений во льду и т.п. (Доронин, 2001). Имеется ряд эмпирических формул, описывающих эту зависимость. Например, одна из наиболее используемых в различных моделях, предложена в работе (Доронин, Грушкина, 1964):

$$k_i = k_0 + \frac{\beta S_i}{T_i}, \quad (18)$$

где  $k_0$  – коэффициент теплопроводности пресного льда;  $T_i$ ,  $S_i$  – температура и солёность льда;  $\beta$  – коэффициент, равный 0,1172 Вт/(м\*‰).

Учитывая, что модель основывается на принципе линейного распределения температуры в толще льда, то средневзвешенное значение температуры легко найти как среднее между его температурой на верхней и нижней границах.

Среднюю солёность льда мы можем получить, зная его толщину. Как было показано в работе (Назинцев, Панов, 2000), зависимость средней солёности льда от его толщины можно аппроксимировать несколькими линейными функциями в зависимости от его возраста (см. рис. 19). Для молодых и тонких льдов (толщиной менее 0,4 м) эта зависимость имеет вид (1), для льдов толщиной более 0,4 м – (2), для многолетнего льда – (3), однако последние не встречаются в фьордах Шпицбергена.

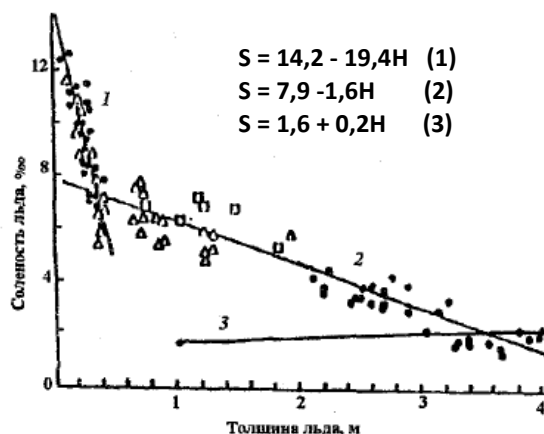


Рис. 19 – Зависимость средней солёности льда от его толщины (Назинцев, Панов, 2000)

(1 – молодой лёд; 2 – однолетний лёд толщиной более 0,4 м; 3 – многолетний лёд)

Нами были проанализированы натурные данные о толщине припая и его средней по толщине солёности, полученные в заливе Грен-фьорд в 2008 – 2011 гг. в рамках экспедиций ААНИИ. Результаты представлены на рисунке 20. На нем видно, что средняя солёность неплохо коррелирует с толщиной припая, что подтверждает возможность использования предложенной зависимости в одномерной модели ААНИИ, а именно в эмпирических формулах для коэффициентов теплопроводности и теплоемкости льда.

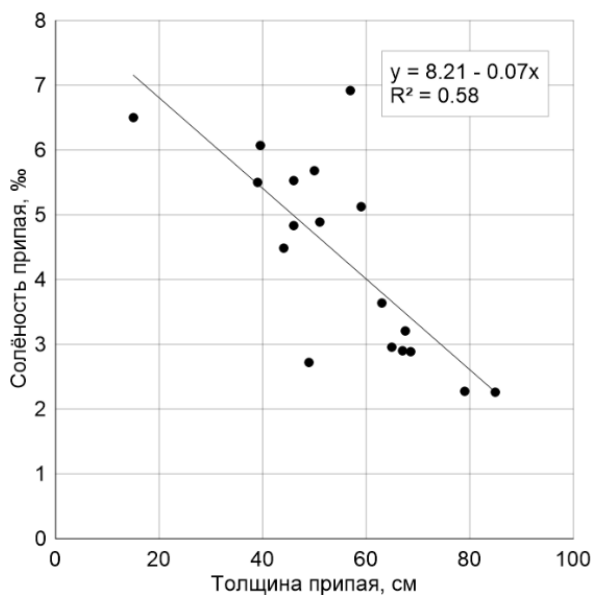


Рис. 20 – Зависимость солёности припая от его толщины

Были проведены расчёты средней солёности льда с использованием оригинальной эмпирической формулы, полученной нами (19):

$$S = 8,21 - 0,07H. \quad (19)$$

Также была вычислена солёность льда по формулам Рывлина (Панов, Назинцев, 2000), при этом при толщине припая менее 40 см использовалась формула для молодого льда, а при толщине более 40 см – для однолетнего льда (см. рис. 19, формулы (1) и (2) соответственно). Результаты расчётов представлены в таблице 4.

Таблица 4

**Солёность льда согласно натурным наблюдениям (2008 – 2011 гг.) и согласно результатам расчётов по формулам Рывлина и оригинальной эмпирической формуле**

Толщина льда, см	Солёность льда		
	По натурным данным	По эмпирической формуле	По формулам Рывлина
15	6.5	7.2	11.3
39	5.5	5.5	6.6
44	4.4	5.1	7.2
46	5.5	5.0	7.2
49	2.8	4.8	7.1
50	5	4.7	7.1
46	5.7	5.0	7.2
51	4.6	4.6	7.1
39.5	5.8	5.4	6.5
57	7	4.2	7.0
59	5.3	4.1	7.0
63	3.8	3.8	6.9
79	2.6	2.7	6.6
68.5	3.1	3.4	6.8
67.5	3.2	3.5	6.8
85.5	2.3	2.2	6.5
67	3	3.5	6.8
65.5	2.9	3.6	6.9

Кроме того, были построены графики зависимости между вычисленными солёностями припая и измеренными (см. рис. 21, 22). Из них можно сделать вывод, что оригинальная эмпирическая формула (19) значительно лучше описывает солёность льда (коэффициент корреляции составил 0,75), по сравнению с формулой Рывлина. Связь между солёностью, вычисленной по Рывлину, и реально наблюдаемой прослеживается слабо (коэффициент корреляции равен 0,41).

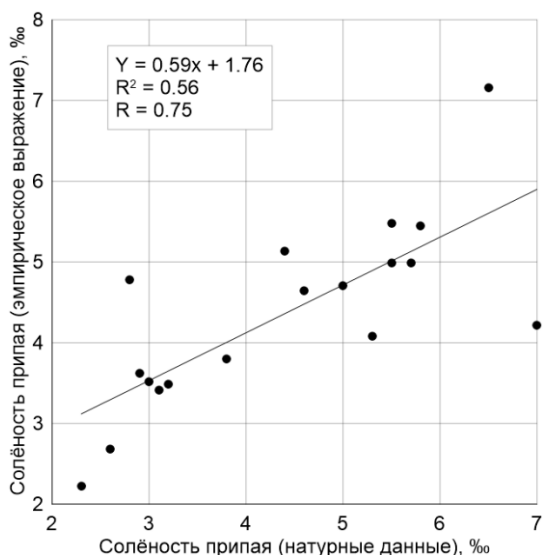


Рис. 21 – Корреляция между наблюдаемой солёностью припайного льда и вычисленной по оригинальной эмпирической формуле

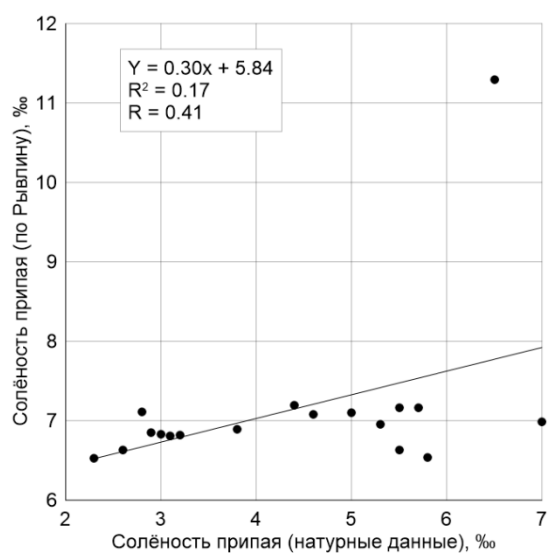


Рис. 22 – Корреляция между наблюдаемой солёностью припайного льда и вычисленной по формулам Рывлина

Полученные зависимости позволяют, используя эмпирические формулы для коэффициента теплопроводности и теплоемкости, производить пересчет его значений на каждом временном шаге модели с учетом меняющейся (рассчитываемой) толщины льда и, как следствие, его средней температуры и солёности. Соответствующие численные эксперименты мы планируем осуществить в наших дальнейших исследованиях.

## Заключение

При выполнении ВКР были рассмотрены теоретические основы ледообразования и ледотаяния за счёт термодинамических процессов, протекающих в прилёдных слоях атмосферы и океана. В качестве основы использовалась одномерная балансовая модель морского льда, разработанная в ААНИИ.

Практическая часть работы заключалась в изучении, критическом контроле и обработке исторических и современных гидрометеорологических данных, полученных на российских метеорологических станциях, расположенных на арх. Шпицберген. Это таблицы метеорологических наблюдений ТМ-1 (1948-1957 гг.), ледовых наблюдений ТГМ-2 (1948-1957 гг.), сводные ледовые таблицы (2000-2011 гг.). Материалы получены в Госфонде ААНИИ. Также использовались данные реанализа ERA-Interim.

В данной работе использовались два основных метода моделирования морского льда: статистический и термодинамический.

В результате выполненного исследования были получены следующие основные результаты:

1. Выполнен литературный обзор и проанализированы результаты предшествующих исследований, которые связаны с прошлыми и современными изменениями климата Шпицбергена.

2. Исследованы и представлены статистические зависимости изменения толщин ледяного покрова (припая) от сумм градусо-дней мороза и толщин снежного покрова. С помощью метода множественной регрессии были получены оригинальные эмпирические выражения, которые позволяют рассчитывать толщины припая по имеющейся прогностической метеорологической информации.

3. Одномерная балансовая модель ААНИИ позволила более детально рассчитать эволюцию припая с использованием основных метеорологических параметров, наблюдающихся в приземном (приледном) слое атмосферы, с учетом реальной стратификации приземного слоя и основных теплофизических свойств морского льда.

4. Поток тепла от нижележащих слоев воды в квазиоднородный слой и к нижней поверхности льда является важнейшим внешним параметром модели, позволяющим существенно улучшить результаты моделирования.

5. Модель ААНИИ может использоваться для исследования (прогноза, оценки сценариев) влияния внешних (атмосфера, океан) и внутренних (теплофизические свойства морского льда) факторов на эволюцию припая в фьордах Шпицбергена при условии более корректного описания (параметризации) изменения толщины снега на поверхности льда.



## Литература

1. Баренцево море // Большая Советская Энциклопедия в 30 т. / гл. ред. А. М. Прохоров. 3-е изд. Т. 2. М.: Советская энциклопедия, 1970.
2. Быдин Ф. И. Исследование роста льда в природных условиях // Известия научно-исследовательского института гидротехники, 1932. Т. 4.
3. Быдин Ф. И. Зимний режим рек и методы его изучения // Исследование рек СССР. Вып. 5. Л.: ГГИ, 1933.
4. Гренландское море // Большая Советская Энциклопедия в 30 т. / гл. ред. А. М. Прохоров. 3-е изд. Т. 7. М.: Советская энциклопедия, 1972.
5. Доронин Ю.П., Грушкина А.С. К учёту влияния термических факторов на сплочённость льда в массивах // Труды ААНИИ, 1964. Т. 271
6. Доронин Ю.П. Физика океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. 294 с.
7. Доронин Ю.П. Рост и таяние морского льда. СПб: Гидрометеиздат, 2001. 41 с.
8. Думанская И.О., Котилевская А.М. Оценка возможности использования прогностических методик XX века в современной практике ледового обслуживания мореплавания на неарктических морях России // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2009. №343. С. 60-78.
9. Зилитинкевич С.С., Чаликов Д.В. Определение универсальных профилей скорости и температуры в приземном слое атмосферы // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968. Т. 4. С. 294–302.
10. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
11. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Издательство Главсевморпути, 1945. 360 с.
12. Иванов Б.В., Макштас А.П. Процессы в прикромочных зонах морских дрейфующих льдов // В кн.: «Структура изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне». Л., Гидрометеиздат, 1989. с. 67.
13. Иванов Б.В., Макштас А.П. Квазистационарная нульмерная модель арктических льдов // Труды ААНИИ, 1990. Т.420. Математическое моделирование ледяного покрова, расчёты и прогнозы. С. 18-31.
14. Иванов Б.В., Журавский Д.М. Ледовые условия в заливе Грен-фьорд (Шпицберген) в течение 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики, 2010. № 2 (85). С. 27–31.

15. Иванов Б.В., Павлов А.К., Журавский Д.М., Тверберг В. Куда «пропала» атлантическая вода // Информационно-аналитический сборник «Российские полярные исследования», 2010. №1. С. 16–17.
16. Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. Исследования снежно-ледяного покрова залива Грен-фьорд (арх. Шпицберген): исторические данные, натурные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики, 2012. №2(92). С. 43-54.
17. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. AARI–ЮСМ – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики, 2012. №2(92). С. 6-18.
18. Макштас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 67 с.
19. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Санкт-Петербург: РГГМУ. 2008. 408 с.
20. Маршунова М.С., Черниговский Н.Т. Радиационный режим зарубежной Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 180 с.
21. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 778 с.
22. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР, 1954. № 24(151). С. 163-187.
23. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 84 с.
24. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 9. Гидрометеорологические наблюдения на морских станциях и постах. Часть I. Гидрометеорологические наблюдения на береговых станциях и постах. // Л.: Гидрометеиздат, 1984. 213 с.
25. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 3. Часть I. Метеорологические наблюдения на станциях // Л.: Гидрометеиздат, 1985. 301 с.
26. Новосёлов А.С., Карандашева Т.К. Статистические методы обработки экологической информации: методические указания для выполнения практических работ. Вологда: ВоГТУ, 2013. 44 с.
27. Печуров Л.В. Шпицберген. М.: Мысль, 1983. 123 с.
28. Рожков В.А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга I. Санкт-Петербург: Прогресс-Погода. 1996. 153 с.

29. Рожков В.А., Смолянцкий В.М. Многомерный статистический анализ полей общей сплоченности морского льда Северной полярной области // Известия Русского географического общества. 2007.Т. 139. № 3. С. 22-31.
30. Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В. Влияние характеристик облачности на радиационный режим острова Западный Шпицберген // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Комплексные исследования архипелага Шпицберген (под ред. акад. Матишова Г.Г.), 2010. Изд. ГЕОС. С. 474-480.
31. Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В., Журавский Д.М., Тимачев В.Ф., Семенов А.В., Солдатова Т.А., Анциферова А.Р. Исследование радиационных климатических факторов и метеорологического режима архипелага Шпицберген // Российские исследования по программе МПГ 2007/08. Т. III «Метеорологические и геофизические исследования» (под ред. Алексеева Г.В. и др.), 2011.
32. Скрипник Е.Н. Разработка методов прогнозов малой заблаговременности ледовых условий на судоходной трассе Архангельск - Святой Нос и на подходах к основным портам и портопунктам Белого моря в весенний и осенний периоды. Отчет по оперативно-методической теме. Архангельск: Северное УГМС. 1988. 90 с.
33. Тисленко Д.И., Иванов Б.В., Смоляницкий В.М., Священников П.Н., Исаксен К., Гьетлен Х. Сезонные и многолетние изменения ледовитости в районе архипелага Шпицберген за период 1979–2015 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики, 2016. №3(109). С. 50-59.
34. Ульянец Е.К., Матрюков С.И., Червякова Н.В., Угрюмов А.И. Оценка сезонных особенностей изменения климата в Северо-Европейском регионе // Ученые записки РГГМУ, 2010. № 13. С. 70-82.
35. Шестериков Н.П. Некоторые особенности нарастания припайного льда в районе Мирного // Проблемы Арктики и Антарктики, 1963. № 13. С. 19–26.
36. Berrisford P., Dee D.P., Poli P., Brugge R., Fielding K., Fuentes M., Kållberg P.W., Kobayashi S., Uppala S., Simmons A. The ERA-Interim archive Version 2.0 // ECMWF, 2011. 23 p.
37. Dee D.P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Q. J. R. Meteorol. Soc., 2011. Vol. 137, Issue 656. PP. 553–597.
38. Gerland S., Renner A.H.H. Sea-ice mass-balance monitoring in an Arctic fjord // Annals of Glaciology, 2007. № 46. PP. 435-442.

39. Ivanov B.V., Sviashchennikov P.N., Zhuravskiy D.M., Pavlov A.K., Førland E.J., Isaksen K. Sea ice metadata for Billefjorden and Grønfjorden, Svalbard // *Czech Polar Reports*, 2014. № 4(2). PP. 129-139.
40. Ivanov B.V., Sviashchennikov P.N., Zhuravskiy D.M., Pavlov A.K., Forland E.J. Metadata for a long-term climate series from the Russian meteorological station “Pyramiden” (1948-1957) at Svalbard // *Czech Polar Reports*, 2014. №4(1). PP. 42-47.
41. König-Langlo G., Augstein E. Parameterization of the downward long-wave radiation at the Earth’s surface in polar regions // *Meteorologische Zeitschrift*, 1994. № 3. PP. 343–347.
42. Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N. and V.F. Timachev. Accounting for clouds in sea ice models // *J. Atmosph. Res*, 1999. Vol. 52. PP. 77–113.
43. Muckenhuber S., Nilsen F., Korosov A., Sandven S. Sea ice cover in Isfjorden and Hornsund, Svalbard (2000–2014) from remote sensing data // *The Cryosphere*, 2016. V. 10. PP. 149-158.
44. Nilsen F., Cottier F., Skogseth R., Mattsson S. Fjord-shelf exchange controlled by ice and brine production: The interannual variation of Atlantic Water in Isfjorden, Svalbard // *Continental Shelf Research*, 2008. V. 28. PP. 1838-1853.
45. Nordli Ø, Przybylak R., Ogilvie A., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898-2012 // *Polar Research*, 2014. Vol. 33.
46. Onarheim I.H., Smedsrud L.H., Ingvaldsen R.B., Nilsen F. Loss of sea ice during winter north of Svalbard // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014. Vol. 66 (0). PP. 1-9.
47. Wang C., Cheng B., Wang K., Gerland S., Pavlova O. Modelling snow ice and superimposed ice on landfast sea ice in Kongsfjorden, Svalbard // *Polar Research*, 2015. Vol. 34. PP. 1-16.
48. Zillman I.W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans // *Meteorol. Study*. 1972. Vol. 26. PP. 562-565.
49. <http://barentsburg.narod.ru/Image/МАР.jpg>
50. <https://www.ecmwf.int/> – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).
51. <https://global.britannica.com/place/Greenland-Sea> – Greenland Sea // *Encyclopædia Britannica*.
52. <http://meteo.ru/> – Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД).

*Фондовые материалы:*

1. Промежуточный научно-технический отчет по российско-норвежскому проекту «Ис-фьорд – прошлый и современный климат» // Госфонд ААНИИ, 2013. 56 с.
2. Сводные годовые ледовые таблицы для метеостанции Баренцбург за 2000 – 2011 гг. // Госфонды ААНИИ, ВНИИГМИ-МЦД, Мурманского УГМС.
3. Таблицы ледовых наблюдений на станции Пирамида (ТГМ-2) за 1948 – 1957 гг. // Госфонд ААНИИ, 1948-1957.
4. Таблицы метеорологических наблюдений на станции Пирамида (ТМ-1) за 1948 – 1957 года // Госфонд ААНИИ, 1948 – 1957.
5. Тисленко Д.И. Изменчивость термохалинной структуры вод в фьордах архипелага Шпицберген в период первого (1920-1940 гг.) и современного потепления в Арктике. Выпускная квалификационная работа, 2014.

## Приложение 1

### Вычислительный алгоритм, написанный на языке программирования MATLAB и предназначенный для вычисления сумм градусо-дней мороза

```
clearall
mas = xlsread ('1956-1957.xlsx');
%% Нахождение начала отсчёта сумм градусо-дней мороза
% summ - сумма отрицательных температур
% sump - сумма положительных температур
n=1;
m=1;
summ=0;
sump=1;
while abs(summ)<abs(sump)
    a=0;
    while a~=1
        if mas(n,1)<0 & mas(n-1,1)>0
            summ=mas(n,1);
            a=1;
        end
        n=n+1;
    end
    % Нашли (n-1) - предположительную строку начала отсчёта сумм отрицательных температур
    m=n-1;
    a=0;
    while a~=1
        if mas(m+1,1)<0
            summ = summ + mas(m+1,1);
        else a=1;
        end
        m=m+1;
    end
    % Нашли сумму отрицательных температур
    sump=mas(m,1);
    while m<length(mas)
        if mas(m+1,1)>0
            sump=sump+mas(m+1,1);
        end
        m=m+1;
    end
    % Нашли сумму положительных температур
end
n=n-1; % !!!! строка начала отсчёта сумм градусо-дней мороза
%% Нахождение суммы градусо-дней мороза
mas(1:n-1,:)=[]; %убрали строки до начала отсчёта
MAS=mas(1,:);
p=2;
while p<=length(mas)
    if mas(p,1)<=0
        MAS(p,1)=MAS(p-1,1)+mas(p,1);
    elseif mas(p,1)>0
        MAS(p,1)=MAS(p-1,1);
    end
    p=p+1;
end
```

```
end
p=p+1;
end
[I,J]=size(mas);
MAS=[MAS(:,1) mas(:,2:J)];
MAS(isnan(MAS(:,2)),:)=[];
MAS=abs(MAS);
xlswrite('rez1956-1957',MAS) %запись результата
```

## Приложение 2

### Графики зависимости толщины припая от суммы градусо-дней мороза (1948-1957 гг.)

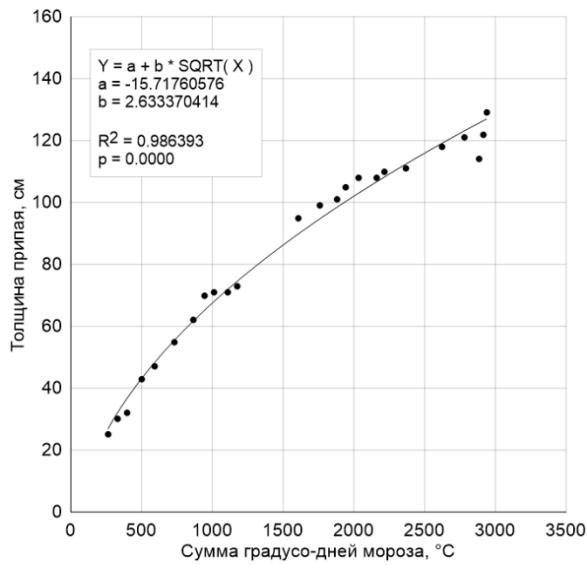


Рис. 2.1 – 1948-1949

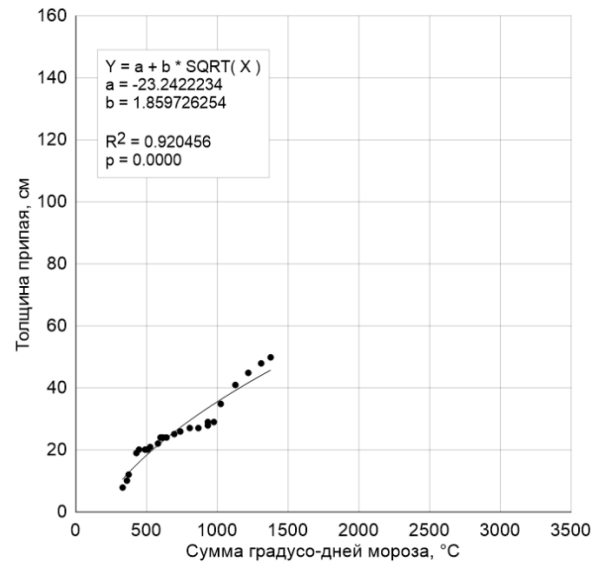


Рис. 2.2 – 1949-1950

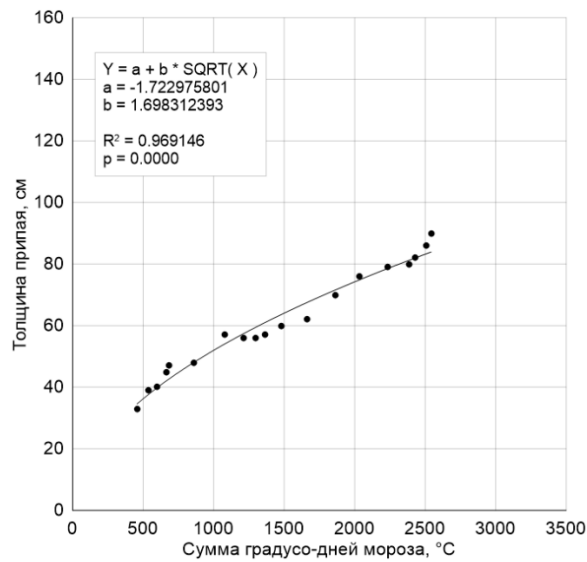


Рис. 2.3 – 1950-1951

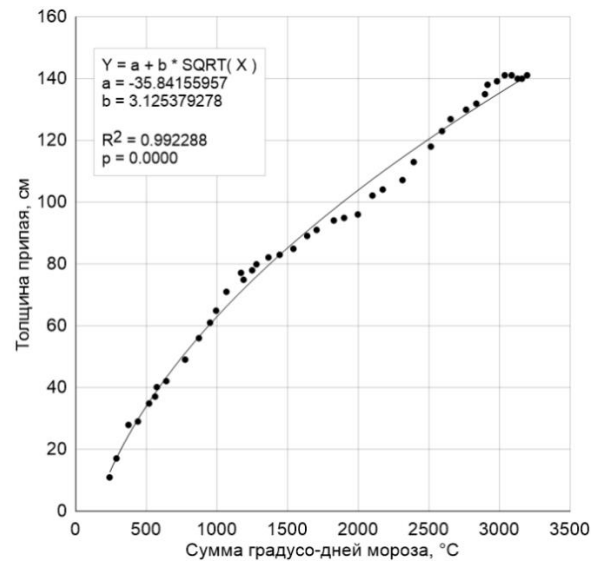


Рис. 2.4 – 1951-1952



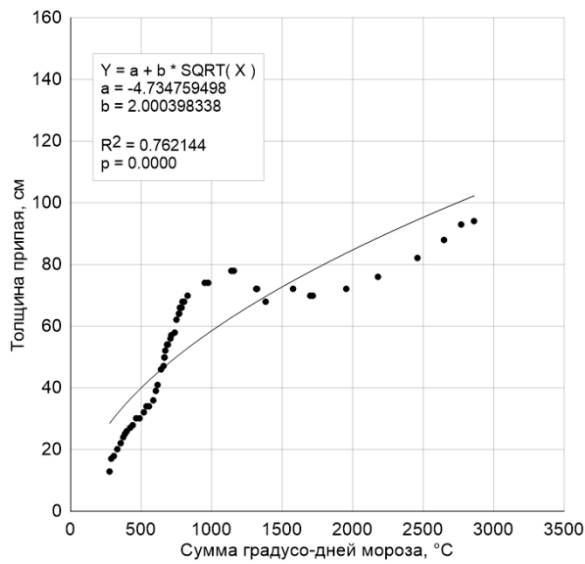


Рис. 2.5– 1952-1953

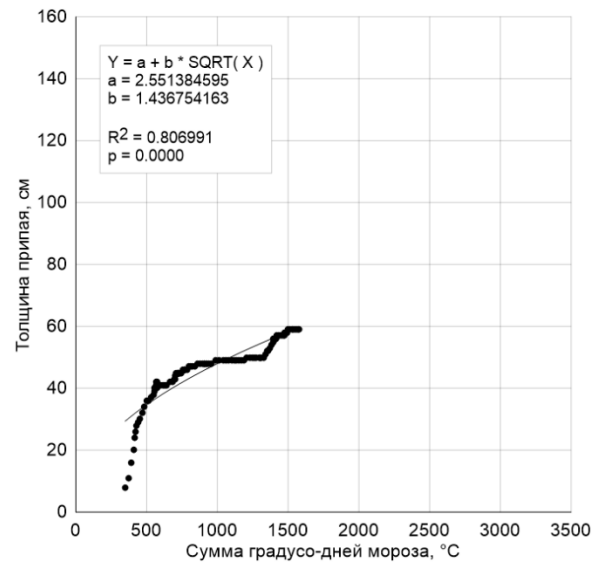


Рис. 2.6 – 1953-1954

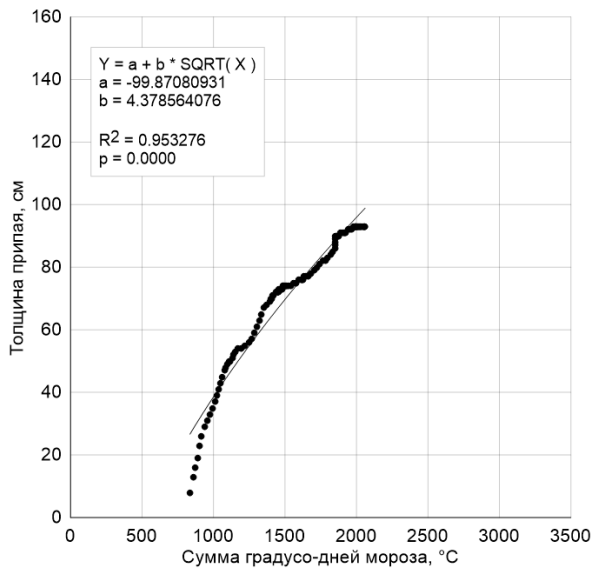


Рис. 2.7 – 1954-1955

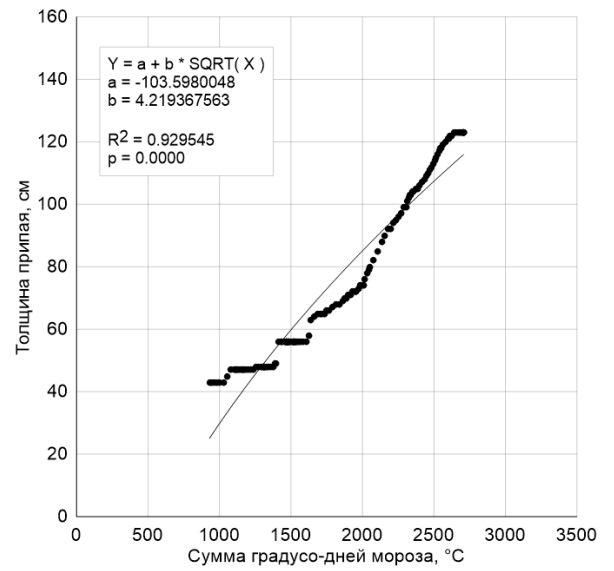


Рис. 2.8 – 1955-1956

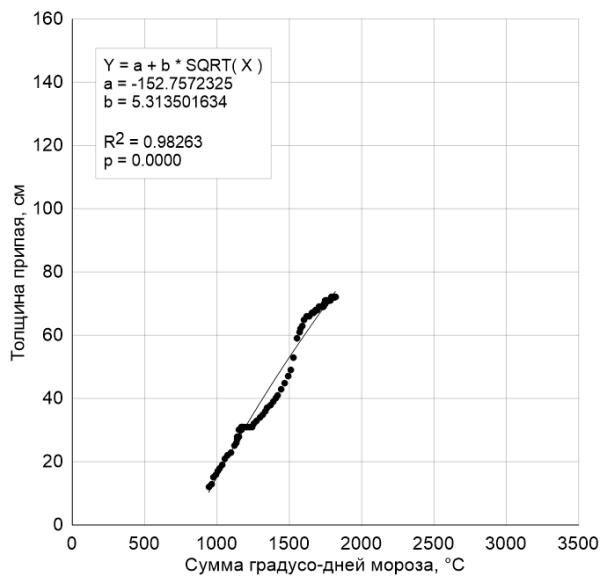


Рис. 2.9 – 1956-1957

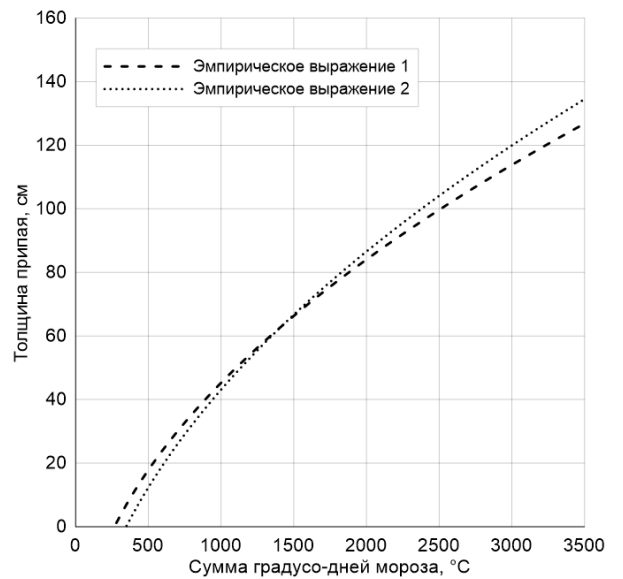


Рис. 2.10 – 1948-1957

### Приложение 3

Графики множественной корреляции между толщиной припая (зависимая переменная), суммой градусо-дней мороза и толщиной снежного покрова на припаяе (независимые переменные) (1948-1952 гг.)

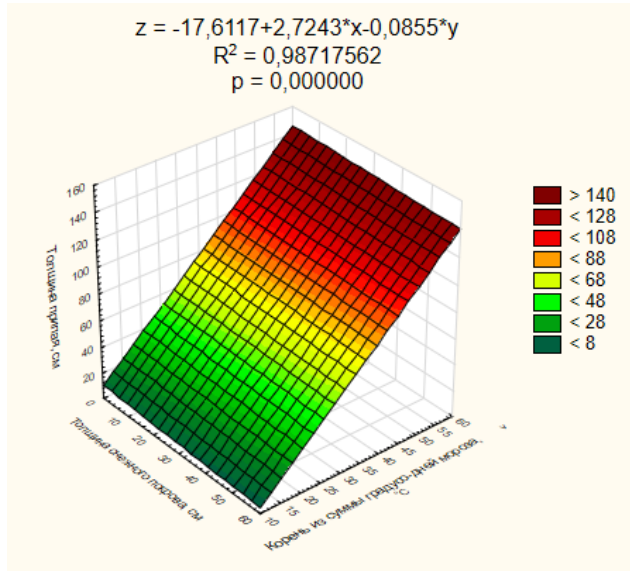


Рис. 3.1 – 1948-1949

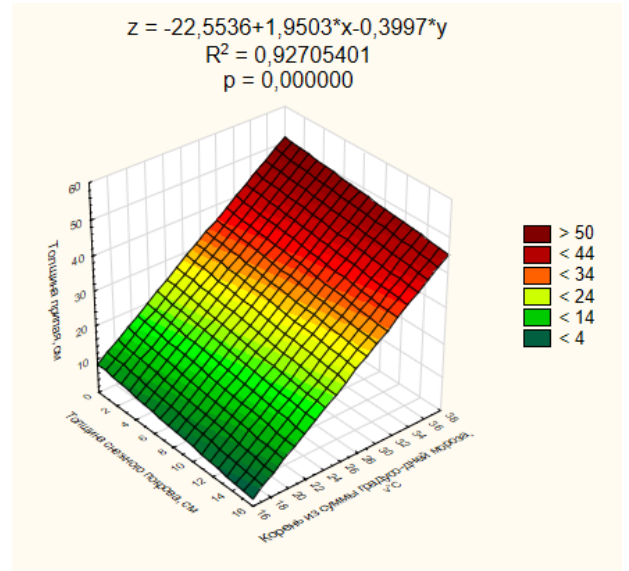


Рис. 3.2 – 1949-1950

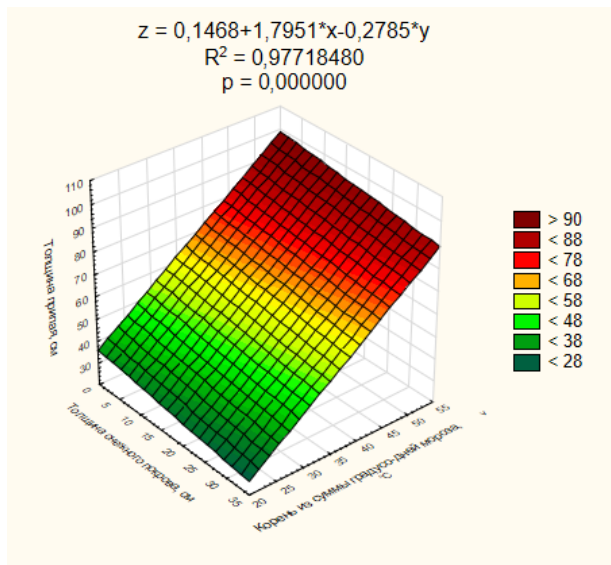


Рис. 3.3 – 1950-1951

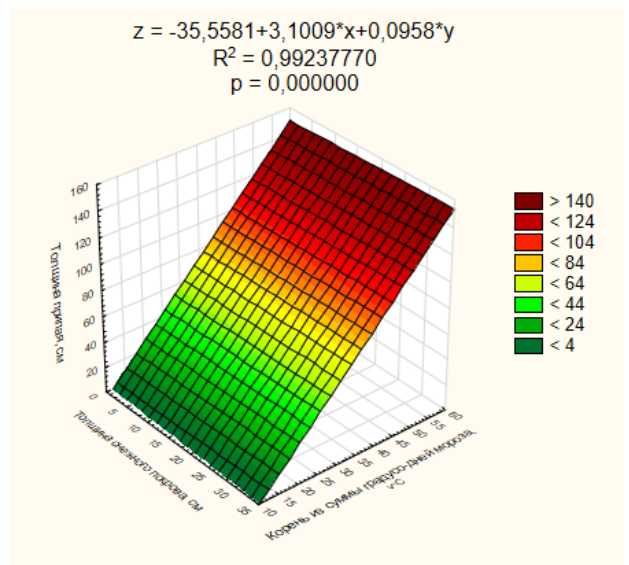


Рис. 3.4 – 1951-1952

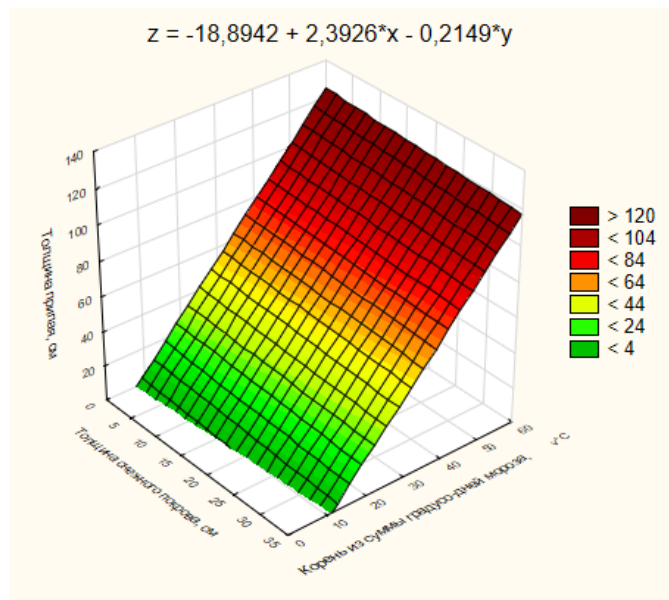


Рис. 3.5– 1948-1952

## Приложение 4

Изменение толщины припая согласно исходным натурным данным и значениям, вычисленным по новым эмпирическим зависимостям 1, 2 и 3 (номера согласно табл. 2)

Легенда:

- Натурные данные
- - - Эмпирическая зависимость 1
- ..... Эмпирическая зависимость 2
- - - Эмпирическая зависимость 3

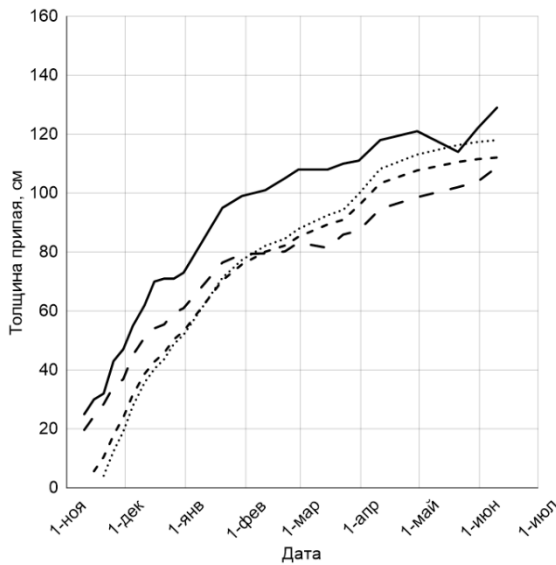


Рис. 4.1 – 1948-1949

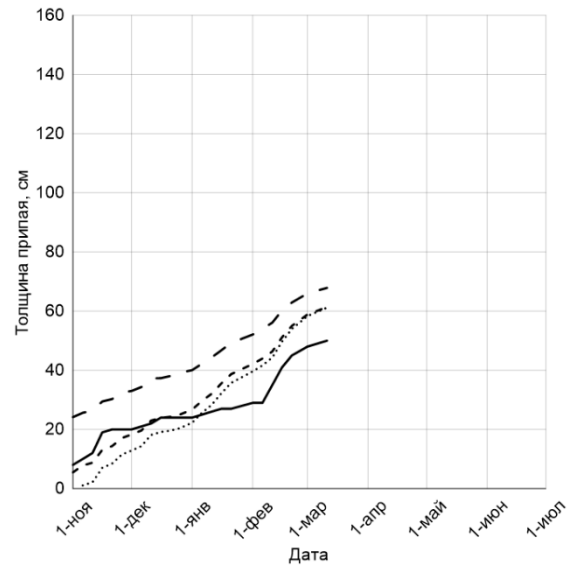


Рис. 4.2 – 1949-1950

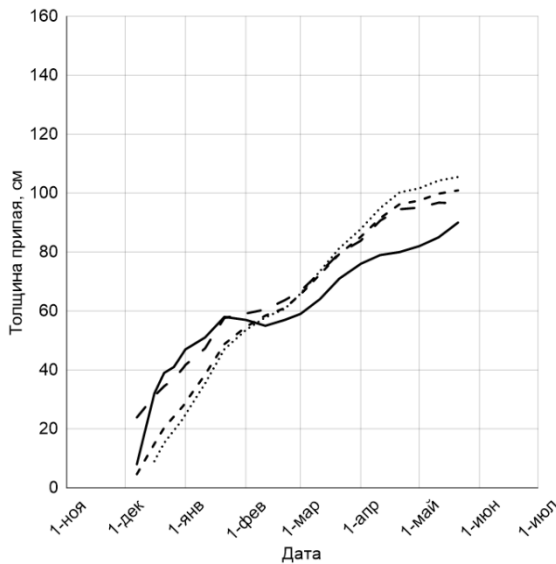


Рис. 4.3 – 1950-1951

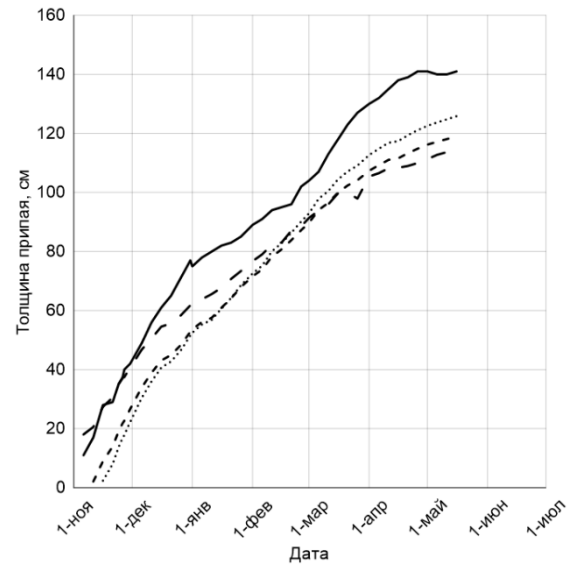


Рис. 4.4 – 1951-1952

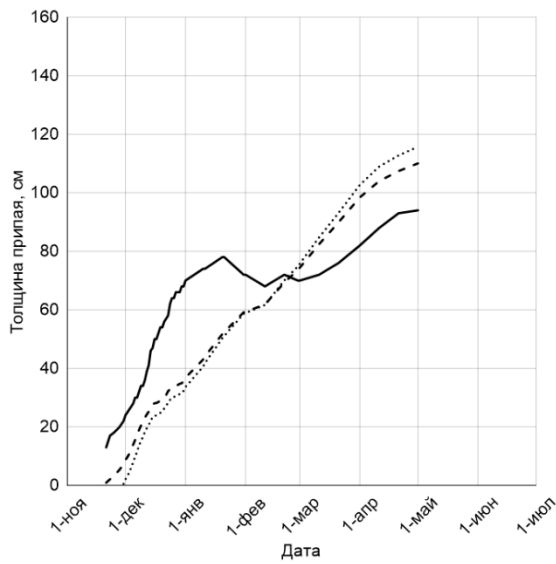


Рис. 4.5 – 1952-1953

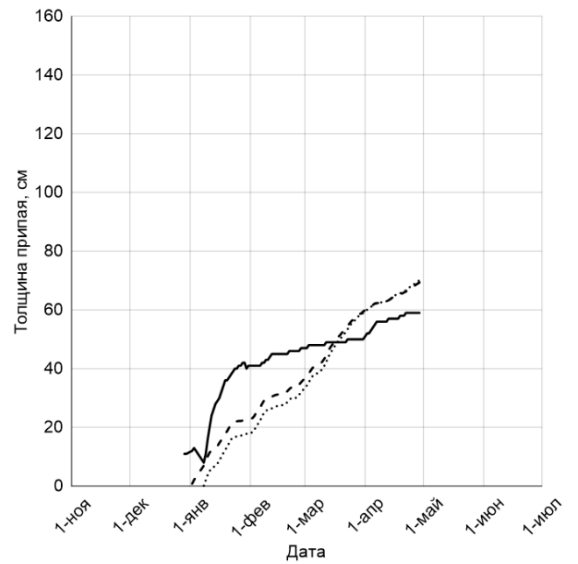


Рис. 4.6 – 1953-1954

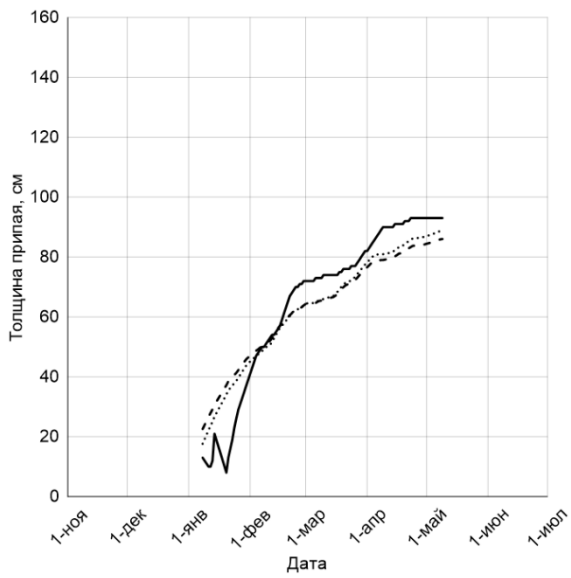


Рис. 4.7 – 1954-1955

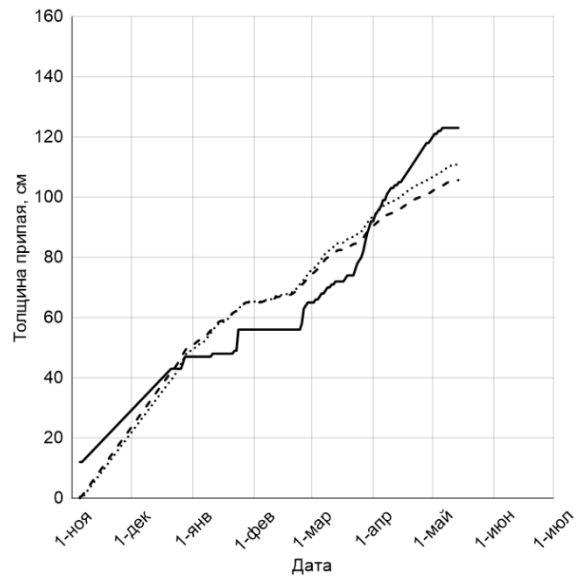


Рис. 4.8 – 1955-1956

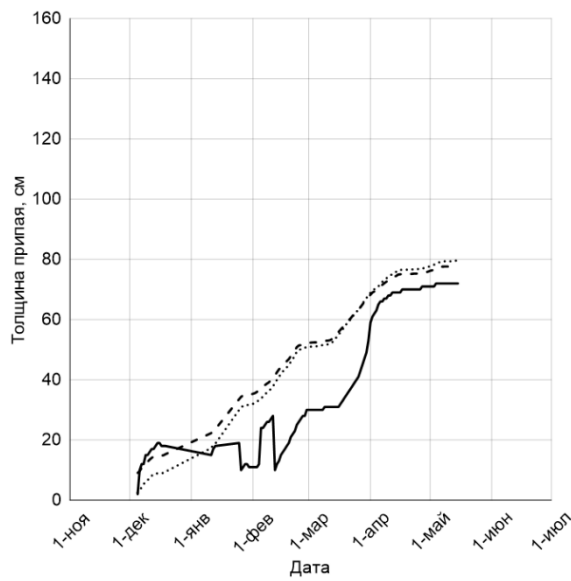


Рис. 4.9 – 1956-1957

## Приложение 5

Изменение толщины припая согласно исходным натурным данным и значениям, вычисленным по термодинамической модели

Легенда:

- Модель (2 Вт/м<sup>2</sup>)
- - - Модель (10 Вт/м<sup>2</sup>)
- · - · - Модель (20 Вт/м<sup>2</sup>)
- Модель (переменный поток тепла)
- - ● - ● Натурные данные

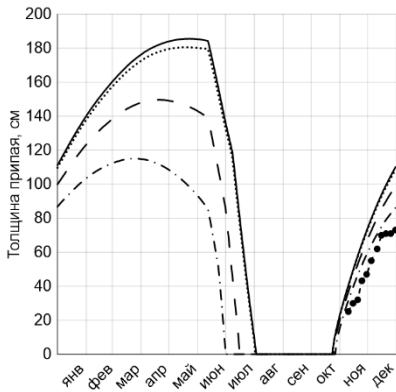


Рис. 5.1 – 1948

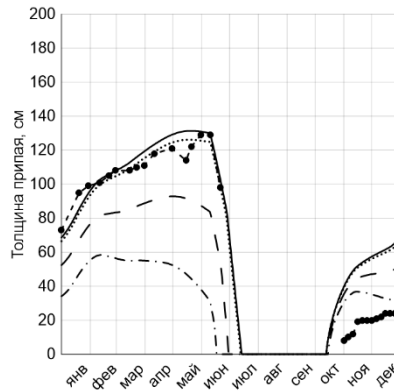


Рис. 5.2 – 1949

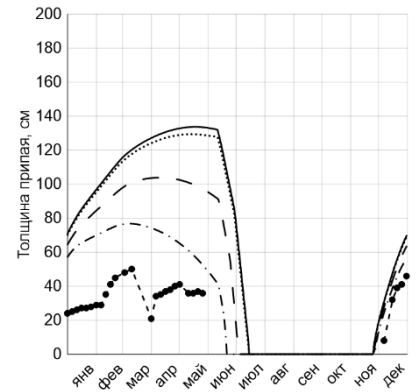


Рис. 5.3 – 1950

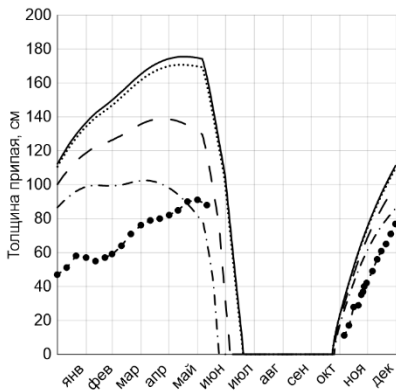


Рис. 5.4 – 1951

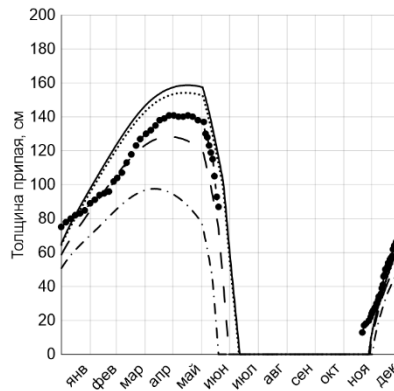


Рис. 5.5 – 1952

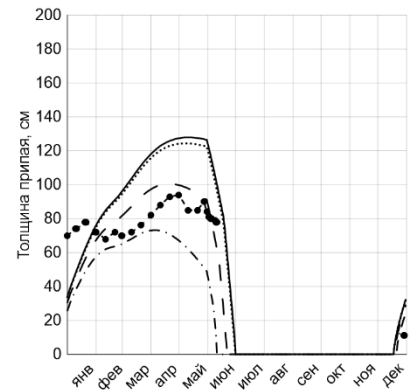


Рис. 5.6 – 1953

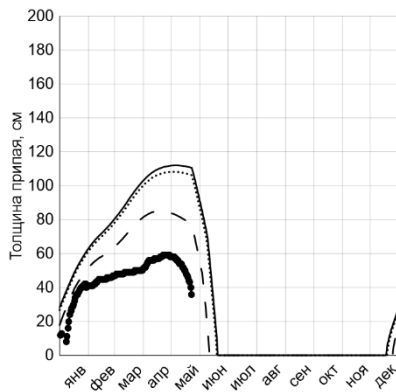


Рис. 5.7 – 1954

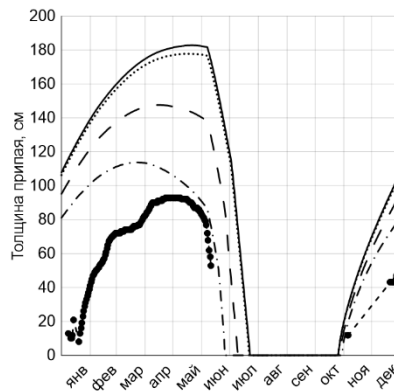


Рис. 5.8 – 1955

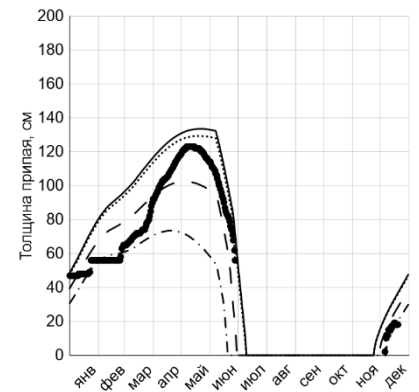


Рис. 5.9 – 1956

## Приложение 6

Изменение толщины припая согласно модельным расчётам по данным метеостанции Баренцбург и данным атмосферного реанализа ERA-Interim при потоке тепла от океана

в  $2 \text{ Вт/м}^2$

Легенда:

----- Модель (ERA-Interim)  
———— Модель (метеостанция Баренцбург)

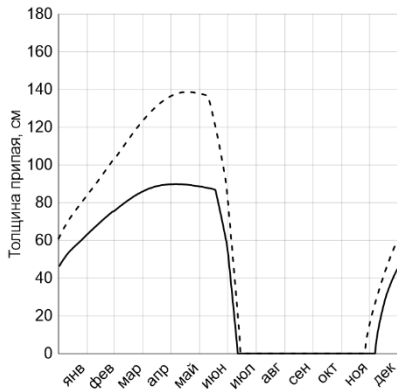


Рис. 6.1 – 2000

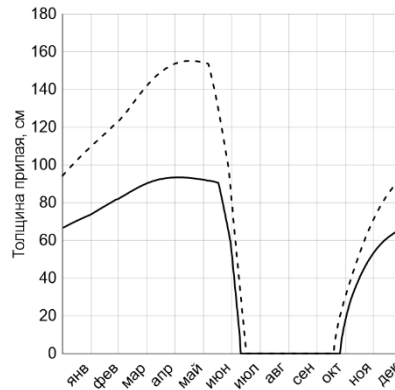


Рис. 6.2 – 2001

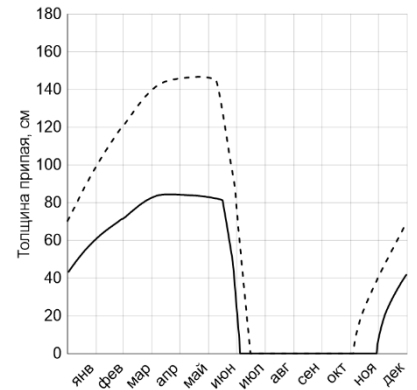


Рис. 6.3 – 2002

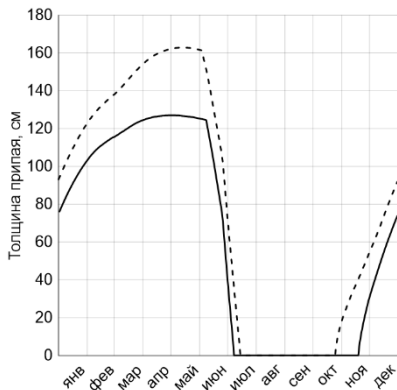


Рис. 6.4 – 2003

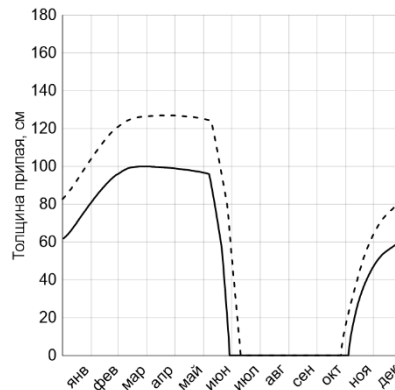


Рис. 6.5 – 2004

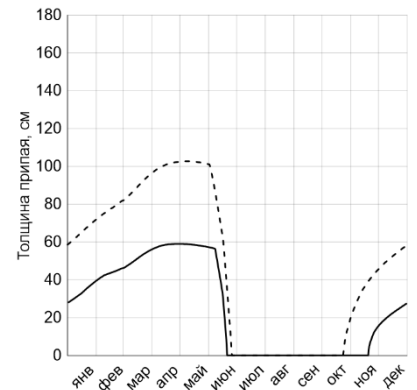


Рис. 6.6 – 2005

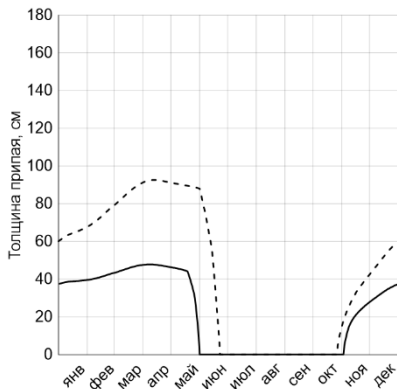


Рис. 6.7 – 2006

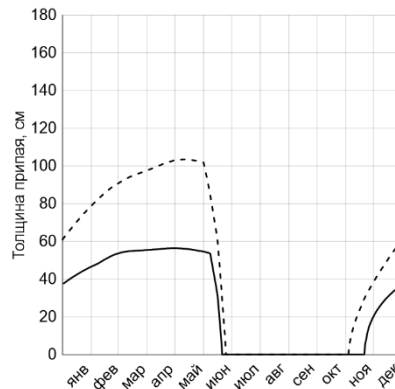


Рис. 6.8 – 2007

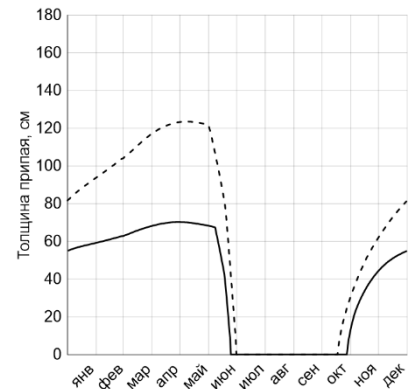


Рис. 6.9 – 2008

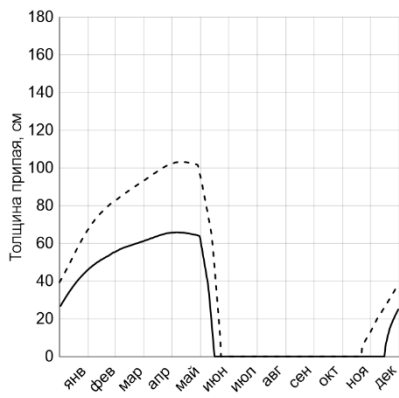


Рис. 6.10 – 2009

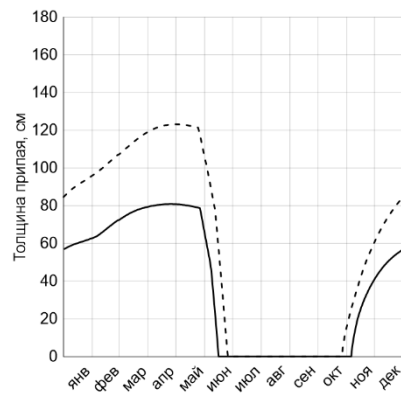


Рис. 6.11 – 2010

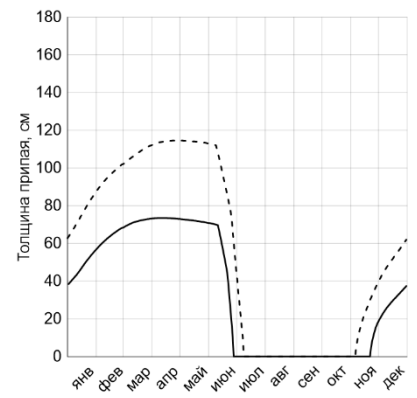


Рис. 6.12 – 2011