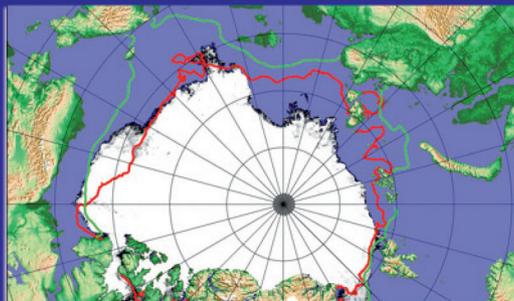
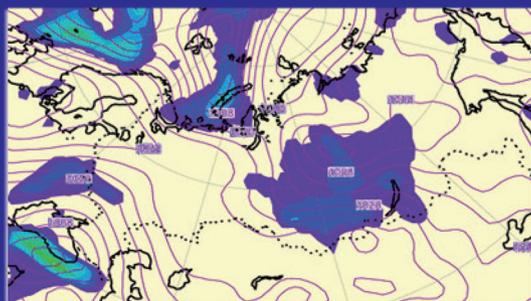


Министерство природных ресурсов и экологии РФ

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт



Санкт-Петербург

2014

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

**ОБЗОР
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ**

2013

*Под редакцией
д-ра геогр. наук, проф. И.Е.Фролова*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2014

УДК 551.5(02)(268.5)

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2013 г. Фактическая информация для составления обзора была получена по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, экспедиционных исследований, проводимых в рамках национальных программ, и наблюдений непосредственно на научной дрейфующей станции СП-40.

Обзор продолжает серию ежегодных обзоров, описывающих развитие метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане.

ISBN 978-5-98364-062-7

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2014

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
1. Метеорологические условия в Северной полярной области	6
1.1. Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за период январь—декабрь	6
1.2. Мониторинг климата приземной атмосферы Северной полярной области	23
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	35
Введение	35
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период (январь—март)	36
2.2. Развитие ледовых условий в весенний период (апрель—июнь)	43
2.3. Развитие ледовых условий в летний период (июль—сентябрь).....	51
2.4. Развитие ледовых условий в осенний период (октябрь—декабрь)	58
2.5. Ледово-гидрологические процессы в устьевых областях рек	66
3. Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане и его морях	77
3.1. Термохалинные условия	77
3.1.1. Особенности вертикальной термохалинной структуры СЛО.....	79
3.1.2. Пространственное распределение температуры воды в слое атлантических и летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне	87
Основные выводы	90
3.2. Гидрохимические условия	91
3.2.1. Предварительные результаты гидрохимических наблюдений в Карском море	91
3.2.2. Предварительные результаты гидрохимических наблюдений в море Лаптевых	94
3.2.3. Предварительные результаты гидрохимических наблюдений в морях Северного Ледовитого океана.....	96
3.2.4. Данные автономных дрейфующих комплексов (ИТР).....	100
3.3. Уровень арктических морей.....	104
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	110
Заключение	116

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2013 г. Фактическая информация для составления обзора была получена по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, экспедиционных исследований, проводимых в рамках национальных программ, и наблюдений непосредственно на береговых и научных дрейфующих станциях СП-40.

Обзор продолжает серию ежегодных обзоров, описывающих развитие метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане.

Метеорологический раздел посвящен описанию особенностей развития крупномасштабных метеорологических процессов и изменчивости различных метеорологических элементов. В составлении раздела принимали участие специалисты лабораторий метеорологии (ответственный — заведующий лабораторией канд. геогр. наук В.Ф. Радионов) и долгосрочных метеорологических прогнозов (ответственный — заведующий лабораторией канд. геогр. наук В.В. Иванов).

Ледовый раздел посвящен описанию развития ледяного покрова и особенностям ледовых явлений в океане, арктических морях и устьевых областях основных рек арктического бассейна. Основой для такого анализа послужили данные постоянного спутникового мониторинга, экспедиционных наблюдений на судах и дрейфующих станциях и архивные климатические данные. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела ледового режима и прогнозов (ответственные — заведующий лабораторией канд. геогр. наук А.В. Юлин и заведующий лабораторией канд. геогр. наук В.М. Смоляницкий).

Гидрологический раздел посвящен описанию гидрологических и гидрохимических условий в Северном Ледовитом океане и его морях. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела океанологии (ответственный — заведующий отделом канд. геогр. наук И.М. Ашик).

Общее руководство подготовкой обзора осуществлялось директором АНИИ д-ром геогр. наук И.Е. Фроловым.

Обзор предназначен для широкого круга специалистов, занимающихся изучением природной среды Арктики и осуществляющих хозяйственную деятельность в этом регионе.

В составлении обзора принимали участие ведущие специалисты АНИИ:
И.Е. Фролов, директор института (общее руководство, научное редактирование);
В.В. Иванов, зав. лабораторией (п. 1.1, редактирование);
А.Я. Коржиков, зав. группой (п. 1.1);
В.К. Куражов, ст. науч. сотрудник (п. 1.1);
Л.Ю. Рыжаков, ст. науч. сотрудник (п. 1.1);

Г.А. Алексеенков, начальник отдела (п. 1.1);
В.Ф. Радионов, зав. лабораторией (п. 1.2, редактирование);
Е.И. Александров, ст. науч. сотрудник (п. 1.2);
Н.Н. Брызгин, ст. науч. сотрудник (п. 1.2);
А.А. Дементьев, зав. лабораторией (п. 1.2);
А.В. Юлин, зав. лабораторией (п. 2.1 — 2.4, редактирование);
В.М. Смоляницкий, зав. лабораторией (п. 2.1 — 2.4);
А.С. Филиппова, вед. инженер (п. 2.1 — 2.4);
Ю.А. Горбунов, вед. науч. сотрудник (п. 2.1 — 2.4);
С.М. Лосев, вед. науч. сотрудник (п. 2.1 — 2.4);
Л.Н. Дымент, ст. науч. сотрудник (п. 2.1 — 2.4);
Е.А. Усольцева, мл. науч. сотрудник (п. 2.1 — 2.4);
С. В. Хотченков, вед. инженер (п. 2.1 — 2.4);
Ю.В.Налимов, начальник группы (п. 2.5);
А.А. Степанова, ведущий инженер (п. 2.5);
И.М. Ашик, зав. отделом (п. 3.3, редактирование);
С.А. Кириллов, зав. лабораторией (п.3.1);
М.С. Махотин, и.о. зав. лабораторией (п. 3.1);
Л.А. Тимохов, главный науч. сотрудник (п. 3.1);
В.Ю. Карпий, ст. науч. сотрудник (п. 3.1);
Н.В. Лебедев, ст. науч. сотрудник (п. 3.1);
А.Е. Новихин, и.о. зав. лабораторией (п. 3.2);
А.А. Намятов, ст. науч. сотрудник (п. 3.2);
О.А. Морозова, мл. науч. сотрудник (п. 3.2);
В.В. Поважный, ст. науч. сотрудник (п. 3.2);
И.В. Рыжов, мл. науч. сотрудник (п. 3.3);
В.И. Дымов, зав. лабораторией (п.3.4);
Н.П. Яковлева, науч. сотрудник (п. 3.4);
В.В. Алексеев, науч. сотрудник (п. 3.4);
С.О. Сороко, вед. инженер (оформление отчета).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

1.1. МОНИТОРИНГ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЛЯРНОМ РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗА ПЕРИОД ЯНВАРЬ — ДЕКАБРЬ

В настоящем разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов различного пространственно-временного масштаба и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе Северного полушария за период с января по декабрь 2013 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Процессы данного района тесно взаимосвязаны с развитием и перестройкой процессов общей циркуляции атмосферы (далее ОЦА), т.е. с процессами значительно более крупного масштаба, чем рассматриваемый район.

Полярный район находится под влиянием трех естественных синоптических районов. На него оказывают влияние основные центры действия атмосферы: на западе, в атлантико-евразийском секторе полушария — исландский минимум и азорский максимум, а также азиатский циклон летом и антициклон зимой; на востоке, в тихоокеано-американском секторе — алеутский минимум и гавайский максимум.

При анализе и диагностике крупномасштабных процессов 2013 г. учитывались основные элементы ОЦА: местоположение центра планетарного циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа, географическая ориентация планетарной фронтальной зоны, состояние длинных термобарических волн, развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов. Данные элементы ОЦА крайне важны при анализе развития и перестройки атмосферных процессов внутри года и оценке метеорологических процессов в отдельных районах Арктики.

Оценка пространственно-временной изменчивости процессов производилась средствами комплексного аэросиноптического анализа термобарических полей в толще тропосферы путем выделения квазиоднородных циркуляционных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных процессов по классификации Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса. В соответствии с данной классификацией для атлантико-евразийского сектора выделяются три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды — *W* (западная) форма циркуляции, а также два типа меридиональных процессов с волнами большой амплитуды — *C* (меридиональная) и *E* (восточная) формы циркуляции. Соответственно в тихоокеано-американском секторе выделяются также три типа процессов: западный — *З* и два меридиональных — M_1 и M_2 .

Каждая из форм и каждый из типов имеют ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. Разновидности макропроцессов на полушарии имеют значимые различия в направленности крупномасштабных атмо-

ферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. При этом для каждой из разновидностей характерна географическая ориентация основных блокирующих гребней антициклонов, влияющих на более высокоширотные или более низкоширотные по сравнению с нормой траектории циклонов в системах исландского и алеутского минимумов.

Для анализа макросиноптических процессов межгодовой изменчивости и их влияния на развитие гидрологических процессов в океане также использовался индекс арктической осцилляции. Индекс отражает состояние циркумполярного вихря (ЦПВ) и связанных с ним преобладающих зональных потоков воздушных масс. Поскольку индекс характеризует интенсивность воздушных потоков, осредненных по большому району, то в ряде случаев он не отражает географическую ориентацию центра ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны. В связи с этим в настоящем обзоре применение индекса ограничено анализом межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). Развитие процессов каждого года указывает на существование большого числа вариантов конкретных реализаций ОЦА. Несмотря на сложность взаимосвязей между элементами макроструктуры, множественность их возможных состояний и сочетаний, в эволюции макросиноптических процессов всегда имеется возможность выявить ряд существенных особенностей, определяющих тенденцию их развития. В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2013 г. были выявлены следующие особенности их развития.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2013 г. представлены в виде годовых и среднемесячных значений числа дней с основными формами и типами циркуляции по классификации Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса (табл. 1.1.1 и рис. 1.1.1), а также карт среднегодовых полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, приземного давления, температуры воздуха и их аномалий (рис. 1.1.2 — 1.1.9)

Таблица 1.1.1

Годовые значения числа дней с формами и типами циркуляции и их отклонения от нормы в 2013 г.

Показатель	Индексы циркуляции атмосферы					
	Форма			Тип		
	<i>W</i>	<i>C</i>	<i>E</i>	<i>З</i>	<i>М₁</i>	<i>М₂</i>
Число дней	122	98	145	85	123	157
Аномалия	-5	5	0	-44	23	21

Атмосферные процессы в 2013 г. в Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости разновидностей меридиональных процессов. Число дней с зональными процессами на полушарии в 2013 г. было ниже нормы.

В первом секторе полушария преобладали положительные аномалии числа дней с меридиональными процессами форм *C* циркуляции. Повторяемость данной формы циркуляции по сравнению с 2012 г. увеличилась на 27 дней и превысила

многолетнюю норму. Число дней с разновидностями восточной формы циркуляции близко к многолетней норме; их повторяемость была выше в теплый период года (май — сентябрь).

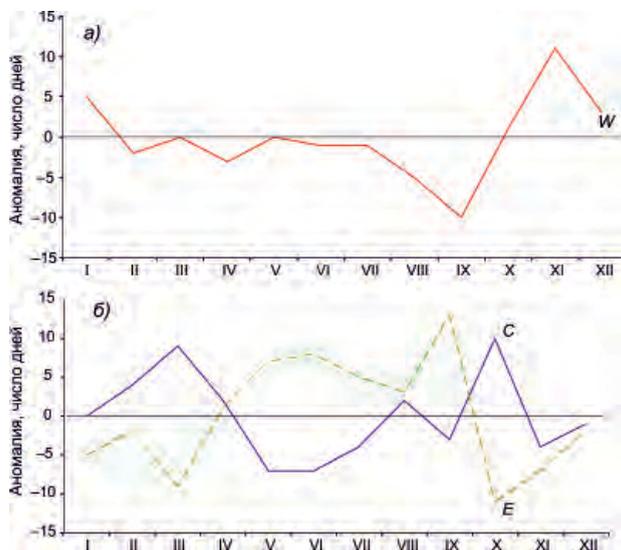


Рис. 1.1.1. Годовой ход среднемесячной аномалии числа дней с зональной (а) и меридиональными (б) формами циркуляции в атлантико-евразийском секторе в 2013 г. W — западная (зональная) форма, C — меридиональная форма, E — восточная (меридиональная) форма.

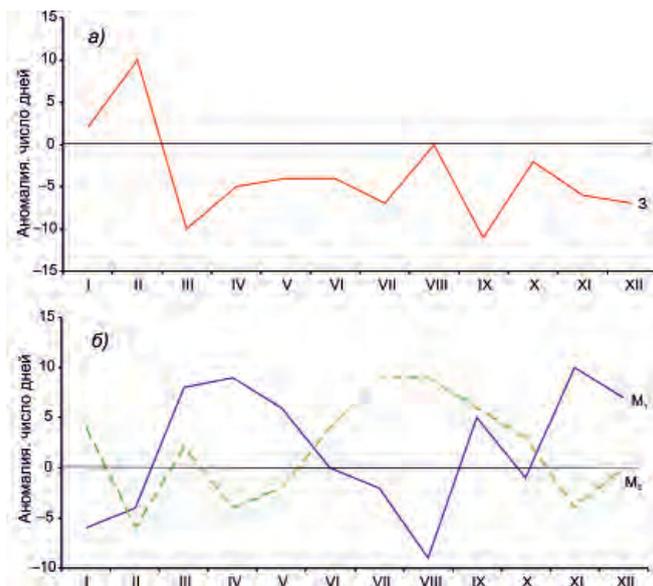


Рис. 1.1.2. Годовой ход среднемесячной аномалии числа дней с зональной (а) и меридиональными (б) формами циркуляции в тихоокеано-американском секторе в 2013 г. З — зональная форма, M₁ — первая меридиональная форма, M₂ — вторая меридиональная форма.

Во втором секторе аномально высокая повторяемость была характерна для меридиональных процессов типов M_1 и M_2 — она превысила многолетнюю норму на 23 и 21 день соответственно (рис. 1.1.2).

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центр планетарного циркумполярного вихря в мае — августе и ноябре находился в приполюсном районе, вблизи своего многолетнего положения.

Под частым влиянием на полярный район Арктики высотных блокирующих гребней антициклонов основные центры ЦПВ чаще всего в 2013 г. смещались на районы континентальной части Евразии и канадского сектора Арктики, где в приземном поле отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность.

Антициклонический режим циркуляции в толще тропосферы в приполюсном районе Арктики отмечался в январе — апреле, сентябре — октябре и декабре 2013 г.

Под влиянием длинных термобарических волн на периферии высотного полярного вихря от месяца к месяцу происходило изменение его структуры, системы тропосферных ПВФЗ и траекторий циклонов в системе исландского и алеутского минимумов. Так, в атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах полушария ВФЗ располагалась чаще южнее своего многолетнего положения, что определило смещение циклонов в системах исландского и алеутского минимумов в полярный район Арктики по более южным по сравнению с 2012 г. траекториям.

Среднегодовые значения геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа и их аномалии представлены на рис. 1.1.3 и 1.1.4.

В приземном поле в 2013 г. произошло значительное усиление исландского минимума: среднегодовое понижение давления в районе Исландии по сравнению с



Рис. 1.1.3. Поле среднего геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь — декабрь 2013 г.



Рис. 1.1.4. Поле средней аномалии геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь — декабрь 2013 г.

2012 г. составило более 3 гПа. Его центр в 2013 г. чаще располагался юго-западнее своего среднего многолетнего положения. Основная его ложбина была ориентирована на восток, юго-восток (рис. 1.1.5).

Под частым влиянием блокирующего гребня арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума чаще смещались по низкоширотным траекториям на континентальную часть Евразии.

Под влиянием блокирующих систем глубина циклонов, проходящих в полярный район в 2013 г., была меньше, чем в 2012 г. В связи с этим знак среднегодовой аномалии давления в Арктике в 2013 г. по сравнению с 2012 г. сменился на противоположный — от отрицательных значений к положительным (рис. 1.1.6). Среднегодовой рост давления в Арктике в 2013 г. по сравнению с 2012 г. составил 1—3 гПа.

Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе в 2013 г. отмечалась над Норвежским и Баренцевым морями, а также юго-западной частью Карского моря.

При низкоширотных траекториях циклонов в полярном районе Арктики в толще тропосферы отмечалась преобладающая направленность воздушных потоков с юго-восточной составляющей. Вследствие этого адвекция теплых воздушных масс по сравнению с 2012 г. была ослаблена, что способствовало понижению температурного фона в полярном районе Арктики.

Наиболее значительные понижения температурного фона по сравнению с 2012 г. отмечались в районе Карского и Баренцева морей, где среднегодовые значения температуры воздуха понизились до 2—3 °С.

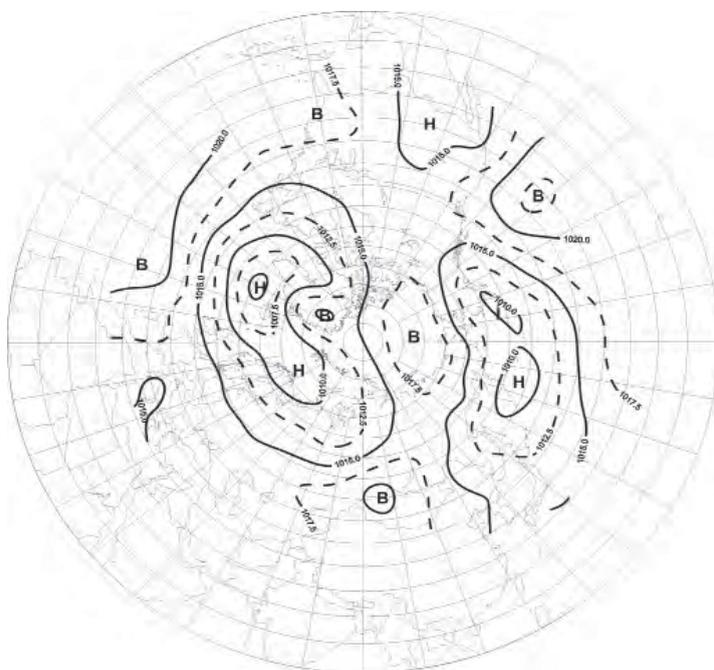


Рис. 1.1.5. Поле среднего приземного давления (гПа) за период январь — декабрь 2013 г.

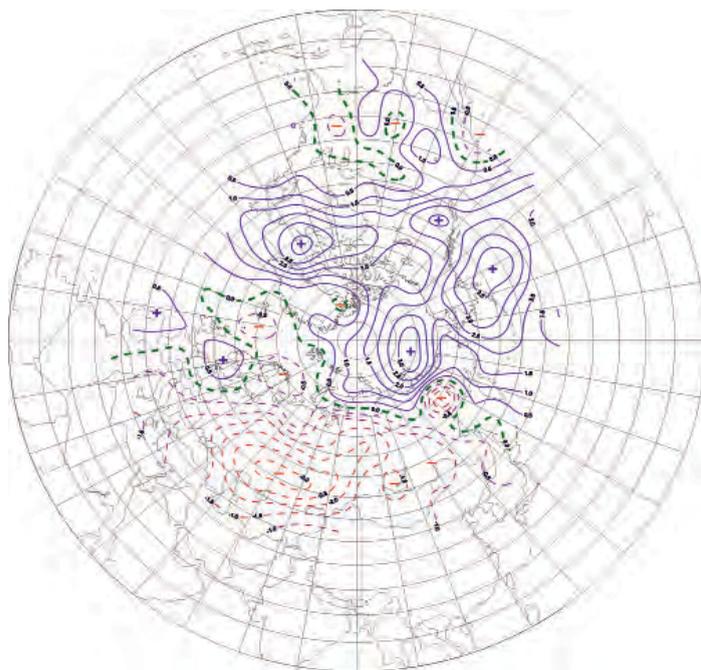


Рис. 1.1.6. Поле средней аномалии приземного давления (гПа) за период январь — декабрь 2013 г.

Наиболее крупные среднегодовые значения положительной аномалии температуры воздуха в 2013 г. отмечались в районах севернее Гренландии и Канады (рис. 1.1.7). Эти районы Арктики внесли наибольший вклад в формирование аномально высокого температурного фона полярного района в 2013 г. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2013 г. составила $2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, что на $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже экстремального значения, отмеченного в 2012 г. (рис. 1.1.8).

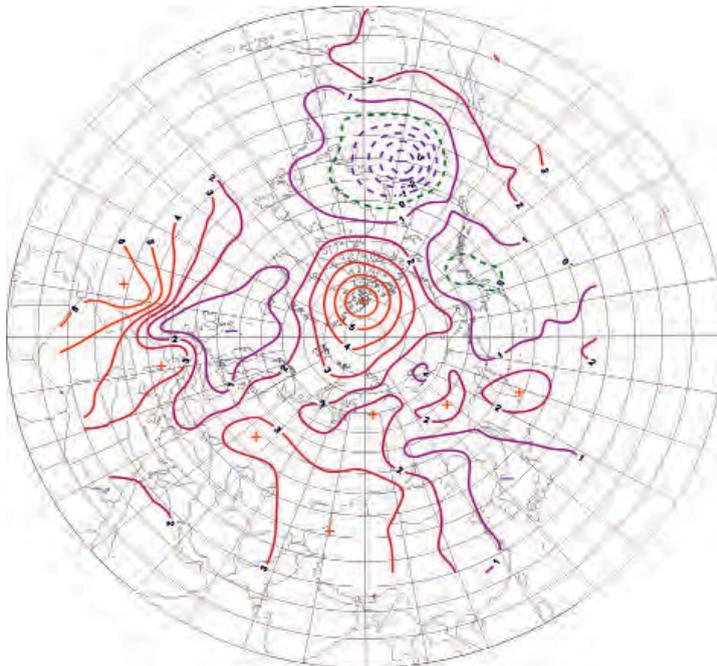


Рис. 1.1.7. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период январь — декабрь 2013 г.

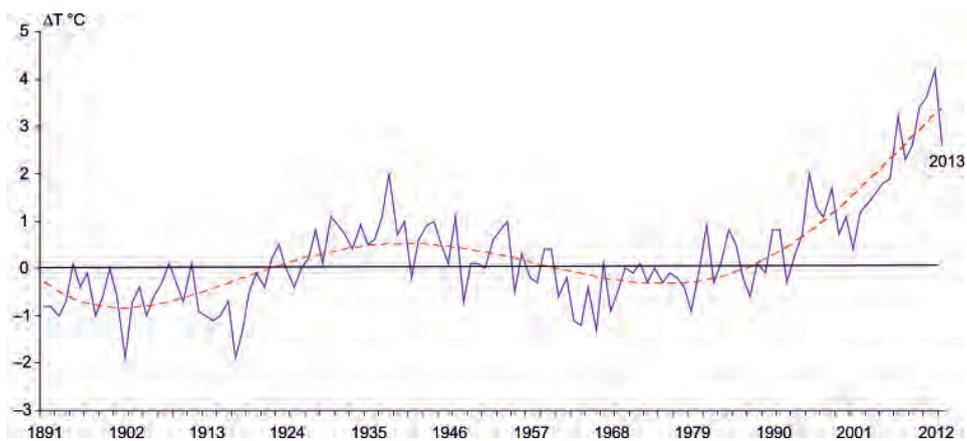


Рис. 1.1.8. Средние годовые аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в широтном поясе 70 ° — 85° с.ш. (1891—2013 гг.).

Структурный анализ внутригодовых и внутримесячных особенностей развития атмосферных процессов в 2013 г. проводился по комплексу метеорологических характеристик (форма, тип циркуляции и их разновидности, направление воздушных потоков, давление и температура воздуха и их аномалии) за календарные периоды осреднения и периоды осреднения по естественным стадиям перестройки процессов различного временного масштаба.

Анализ развития процессов показал, что в течение 2013 г. от месяца к месяцу отмечались частые перестройки направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов. Внутри года выделяется ряд стадий с однонаправленным развитием процессов, каждая из которых характеризуется рядом разновидностей форм и типов циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах Северного полушария.

Схема развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в Северном полушарии с января по декабрь 2013 г. по среднемесячным данным выглядит следующим образом:

январь — (W_{M_2+3}) → февраль — (C_3) → март — $(C_{M_1+M_2})$ →
 → апрель — $(E+C)_{M_1}$ → май — E_{M_1} → июнь — E_{M_2} →
 → июль — $E_{M_2+M_1}$ → август — E_{M_2+3} → сентябрь — $E_{M_1+M_2}$ →
 → октябрь — $(W+C)_{M_2+3}$ → ноябрь — W_{M_1} → декабрь — $(W+C)_{M_2+M_1}$

Внутригодовые тенденции изменений давления в полярном районе Арктики от месяца к месяцу представлены в виде интегральных кривых аномалий давления отдельно для европейского, азиатского, американского и приполюсного секторов Арктики на рис. 1.1.9. При положительных значениях аномалий давления интегральная кривая идет вверх, при отрицательных — вниз.

В тенденциях изменения давления и температуры воздуха в полярном районе Арктики выделяются четыре периода. В первый период (январь — март) под влиянием обширного высокого арктического антициклона во всех секторах полярного района отмечались устойчивые тенденции к повышению давления. В последующие периоды западный сектор Арктики часто находился под влиянием циклонов Северной Атлантики, что обусловило устойчивую тенденцию понижения давления. Над восточным сектором преобладал антициклонический режим циркуляции.

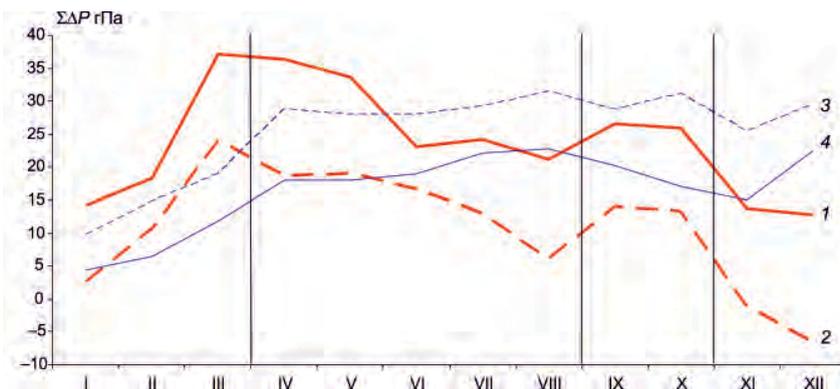


Рис. 1.1.9. Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в январе — декабре 2013 г. в приполюсном (1), европейском (2), азиатском (3) и американском (4) секторах полярного района Арктики.

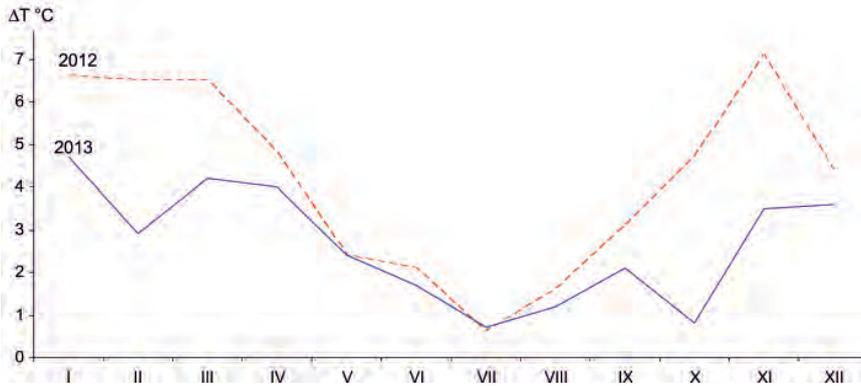


Рис. 1.1.10. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70 — 85° с.ш. в 2012 и 2013 гг.

Вследствие этого во все периоды за исключением третьего фон давления был выше нормы.

Внутригодовые изменения среднемесячных значений аномалий температуры в Арктике в широтном поясе 70 — 85° с.ш. в январе — декабре 2013 г. представлены на рис. 1.1.10.

Во все месяцы 2013 г. фон температуры воздуха оставался выше нормы, однако, как и в 2012 г., имелась устойчивая тенденция к понижению в период апрель — июль и к повышению в период август — декабрь. По сравнению с предшествующим 2012 г. фон температуры в 2013 г. понизился. Наибольшие отклонения температуры воздуха отмечались в холодный период года (см. рис. 1.1.10).

Отмеченные тенденции изменения температуры воздуха в течение 2013 г. в целом согласуются со сменой направленности крупномасштабных атмосферных процессов, обусловленных различными траекториями фронтальных циклонов и направлениями преобладающих воздушных потоков в полярный район Арктики. Так, ослабление адвекции теплых воздушных масс способствовало уменьшению значений положительных аномалий температуры воздуха в 2013 г. при ослаблении межширотного воздухообмена и повышенной повторяемости циклонов с более низкоширотными, чем в 2012 г., траекториями.

Основные особенности развития синоптических процессов в каждом месяце 2013 г. описаны ниже.

В *январе* центр циркумполярного вихря (далее ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе Канады. Восточный сектор Арктики находился под влиянием высотного антициклона, который блокировал выходы циклонов в полярный район. Вследствие этого основной западный воздушный поток в средней тропосфере был направлен на западную Арктику.

В *первом (атлантико-евразийском) секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции. Под влиянием гребня обширного арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума чаще смещались с запада на восток до акватории Баренцева и Карского морей. Фон давления в районе западных морей был значительно выше нормы. Среднемесячные положительные аномалии давления в районе

моря Лаптевых достигали значений более 16 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западного и юго-восточного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 3—4 °С) отмечались в районе морей Баренцева, Карского и Лаптевых.

Во *втором (тихоокеано-американском) секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гребня арктического антициклона и влияние его на район Аляски, где он взаимодействовал с гребнем гавайского антициклона. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториями и не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики.

В *феврале* произошла перестройка крупномасштабных атмосферных процессов от западной формы циркуляции к меридиональной. Основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа так же, как и в январе, располагался над районом Канады и его генеральная ложбина была ориентирована на Таймыр. Произошло ослабление высотного арктического антициклона.

В *первом секторе* особенностью приземного барического поля по сравнению с предыдущим месяцем стало ослабление влияния арктического антициклона. Фон давления понизился на 7—9 гПа. Неглубокие циклоны смещались до Карского моря. Далее их движение было заблокировано гребнями азиатского и арктического антициклонов. Своей теплой частью эти циклоны обусловили адвекцию теплых воздушных масс на акваторию Баренцева и Карского морей. Над акваториями морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского при антициклоническом режиме погоды преобладали крупные отрицательные аномалии температуры воздуха. Наибольшее понижение фона температуры воздуха отмечалось в районе Новосибирских островов. Среднемесячные отрицательные аномалии на ряде станций достигали 6—8 °С.

Во *втором секторе* также произошла перестройка атмосферных процессов от низкоширотных траекторий циклонов к высокоширотным траекториям. При ослаблении арктического антициклона циклоны сериями смещались севернее, чем в январе. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над Охотским морем и западной частью Берингова моря. Фон давления в полярном секторе был ниже нормы. Под влиянием атлантических и тихоокеанских циклонов в данном секторе Арктики преобладала адвекция теплых воздушных масс при южных направлениях воздушных потоков. Средние месячные значения аномалий температуры составили от 2 до 8 °С.

В *марте* произошла резкая перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов. В полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа располагался над юго-западной частью акватории Карского моря. В приполюсном районе преобладал обширный высотный антициклон, под которым в приземном поле сформировался устойчивый арктический антициклон.

В *первом секторе* под влиянием с севера гребня арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались по низкоширотным траекториям по континентальной части Евразии. Фон давления в данном секторе Арктики был значительно выше нормы — на 16—18 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-восточного и восточного направлений обусловили над акваторией за-

падных морей Арктики преобладающую адвекцию холодных воздушных масс. Фон температуры воздуха был ниже нормы. Наиболее часто отрицательные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 4—5°C) отмечались в районе южной части Баренцева и Карского морей.

Во *втором секторе* произошла кардинальная перестройка от зональных процессов к меридиональным. Аномально повышенная повторяемость была характерна для меридиональных процессов разновидностей M_1 и M_2 . Наиболее характерной особенностью данного макропроцесса стало влияние блокирующих гребней гавайского и арктического антициклонов на восточные районы Тихого океана и Берингово море. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума чаще смещались в меридиональном направлении через район Охотского моря и далее до района Аляски. Фон давления был выше нормы. Под влиянием восточной части тихоокеанских циклонов преобладала адвекция теплых воздушных масс с юго-восточной составляющей. Средние месячные значения положительных аномалий температуры воздуха в марте составили от 2 до 6 °С.

В *апреле* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался чаще в канадско-гренландском районе Арктики. Ось генеральной ложбины ЦПВ была ориентирована на Таймыр. Восточный сектор Арктики находился под влиянием высотного гребня антициклона. Вследствие этого основной западный перенос воздушных масс в средней тропосфере был направлен на западную Арктику и приполюсный район.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов разновидностей меридиональных форм циркуляции. Под влиянием гребня обширного арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума чаще смещались с запада на восток до акватории Баренцева и Карского морей. Фон давления в районе западных морей был значительно ниже нормы. Среднемесячные положительные аномалии давления в Баренцевом море достигали значений более 6 гПа. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 7—8 °С) отмечались в районе Карского и Восточно-Сибирского морей.

Во *втором секторе* аномально повышенная повторяемость была характерна для крупномасштабных процессов типа M_1 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гребня арктического антициклона и влияние его на район Берингова моря. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики.

Метеорологические условия в данном секторе Арктики формировались под влиянием обширного антициклона. Фон давления был выше нормы. Воздушные потоки были неустойчивыми по направлению. Фон температуры воздуха превышал норму на 1—5 °С.

В *мае* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился к востоку. Произошла перестройка высотного поля над востоком Арктики от антициклонического к циклоническому. Западный сектор Арктики находился под влиянием высотного гребня антициклона. Вследствие этого ВФЗ была смещена к северу.

В *первом секторе* произошло усиление восточной формы циркуляции. В приземном поле под высотным гребнем над европейской частью России сформировался антициклон, который блокировал западный перенос. Циклоны с Северной Атлантики смещались в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Наблюдалось ослабление арктического антициклона. Фон давления понизился до положительных аномалий. Воздушные потоки, неустойчивые по направлению с некоторым преобладанием северных направлений, обусловили ослабление адвекции теплых воздушных масс и понижение температурного фона по сравнению с предыдущим месяцем.

Во *втором секторе* характерная направленность процессов сохранилась. Метеорологические условия формировались на фоне ослабления арктического антициклона. Фон давления значительно понизился (на 12—14 гПа) — от крупных положительных до отрицательных аномалий. Фон температуры воздуха понизился на 2—3 °С, а над акваторией моря Бофорта до отрицательных аномалий.

В *июне* в полярном районе Арктики центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа чаще располагался в приполюсном районе. Продолжалось дальнейшее усиление над европейской частью России высотного блокирующего гребня. По ВФЗ отмечалось более частое смещение циклонов в Арктику, чем в предыдущие месяцы.

В *первом секторе* процессы восточной формы сохранились. Под влиянием с юга гребня континентального антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались по высокоширотным траекториям. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над ЦПБ Арктики. Фон давления в данном секторе Арктики значительно понизился — до отрицательных аномалий (8—10 гПа). Воздушные потоки преимущественно юго-западного и западного направлений обусловили преобладание адвекции теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы на 1—4 °С. Наиболее теплым оказался район юга Баренцева моря, где среднемесячная температура воздуха превысила 5 °С.

Во *втором секторе* повышенная повторяемость процессов типа M_1 сохранилась. Фон давления под влиянием перемещения циклонов с запада продолжал понижаться. Фон температуры воздуха при повышенной повторяемости юго-западных и юго-восточных потоков повысился до 1—4 °С.

В *июле* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался чаще в канадско-гренландском секторе Арктики. Ось генеральной ложбины ЦПВ была ориентирована на море Лаптевых. Западная Сибирь находилась под влиянием высотного гребня антициклона. Вследствие этого основной западный перенос воздушных масс в средней тропосфере был направлен на западную Арктику и приполюсный район.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов разновидностей восточной формы циркуляции. Под влиянием гребня азорского и арктического антициклонов циклоны в системе исландского минимума чаще смещались с запада на восток до акватории Гренландского моря. Фон давления в Гренландском и Баренцевом морях был ниже нормы. Среднемесячные отрицательные аномалии давления достигали значений более 3 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западного и южного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был значительно выше нормы. Наиболее крупные положительные

аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 5—6 °С) отмечались в районе юго-западной части Карского моря.

Во *втором секторе* аномально повышенная повторяемость была характерна для крупномасштабных процессов меридиональных разновидностей типа M_1 и M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гребня гавайского антициклона и влияние его на район Аляски и моря Бофорта. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики.

Метеорологические условия в данном секторе Арктики формировались под влиянием гребней арктического и гавайского антициклонов. Фон давления был выше нормы. Преобладали воздушные потоки, неустойчивые по направлению. Фон температуры воздуха был выше нормы на 1—2 °С.

В *августе* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился в приполюсный район Арктики. Вследствие этого ВФЗ располагалась южнее, чем в июле.

В *первом секторе* циклоны с акватории Северной Атлантики смещались в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Наблюдалось ослабление арктического антициклона. Фон давления понизился до отрицательных аномалий.

Воздушные потоки с преобладанием юго-западного и западного направлений сохранили адвекцию теплых воздушных масс. При этом отмечалось понижение температурного фона по сравнению с предыдущим месяцем на 2—3 °С.

Во *втором секторе* произошла перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов. Метеорологические условия формировались на фоне ослабления гребня гавайского антициклона и его влияния на район Арктики. Фон давления понизился на 3—4 гПа — от положительных до отрицательных аномалий. Фон температуры воздуха понизился на 1—2 °С — до отрицательных аномалий в Чукотском и Восточно-Сибирском морях.

В *сентябре* произошла перестройка высотного поля над полярным районом Арктики при усилении высотного гребня азорского антициклона и его влияния на район Баренцева моря и приполюсный район. Вследствие этого выход циклонов с Северной Атлантики в Арктику был блокирован. Произошло ослабление интенсивности ЦПВ и смещение его центра в канадский сектор Арктики.

В *первом секторе* резко возросла повторяемость процессов восточной формы циркуляции. Под влиянием арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались по высокоширотным траекториям в район Канады, где отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность. Фон давления над полярным районом и западным сектором резко повысился до положительных аномалий. Фон давления в Арктике значительно повысился по сравнению с августом — на 6—7 гПа. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили преобладающую адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы на 2—4 °С. Наиболее теплым оказался район Канадского Арктического архипелага, где среднемесячная аномалия температуры воздуха составила более 6 °С.

Во *втором секторе* отмечалась повышенная повторяемость процессов типа M_1 . Под влиянием перемещения циклонов с запада сохранилась тенденция к пони-

жению фона давления. Фон температуры воздуха при повышенной повторяемости восточных потоков был выше нормы на 1—4 °С.

В *октябре* центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа сместился из канадско-гренландского сектора в район архипелага Северная Земля. Оси ложбин ЦПВ были ориентированы на Канаду и Чукотку. Восточный сектор Арктики находился под влиянием высотного гребня антициклона. Вследствие этого основной западный перенос воздушных масс в средней тропосфере был направлен на континентальную часть Евразии и Аляску.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов разновидностей западной и меридиональной форм циркуляции. Под влиянием с севера гребня арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума чаще смещались с запада на восток над западными морями Арктики и далее на континентальную часть Евразии. Фон давления на акватории этих морей был ниже нормы. Среднемесячные отрицательные аномалии давления достигали значений менее 6 гПа. При смещении циклонов в системе исландского минимума по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям преобладали воздушные потоки восточных направлений с отходами к северу, которые обусловили адвекцию холодных воздушных масс. Фон температуры воздуха по сравнению с предыдущим месяцем понизился от положительных аномалий до отрицательных. Наиболее существенное понижение температуры воздуха отмечалось в районе юго-западной части Карского моря.

Во *втором секторе* аномально повышенная повторяемость была характерна для крупномасштабных процессов меридиональных разновидностей типа M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гребня гавайского антициклона и влияние его блокирующего гребня на район Америки. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума не оказывали существенного влияния на районы Аляски и моря Бофорта. Фон давления в большинстве районов восточного сектора Арктики был выше нормы. Преобладали воздушные потоки преимущественно восточных направлений. Фон температуры воздуха превышал норму на 1—2 °С повсюду за исключением акватории Восточно-Сибирского моря, где под влиянием тыловой части циклонов преобладала адвекция холодных воздушных масс. Отрицательные среднемесячные аномалии составили 1—3 °С.

В *ноябре* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился в приполюсный район Арктики. Вследствие этого ВФЗ сместилась к северу. Циклоны проходили в полярный район по высокоширотным траекториям.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции; циклоны из Северной Атлантики смещались в полярный район Арктики по высокоширотным траекториям.

Фон давления был значительно ниже нормы. Среднемесячные отрицательные аномалии давления достигали значений менее 12 гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-западных и южных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был значительно выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 4—6 °С) отмечались в районе северной части Карского и Баренцева морей.

Во *втором секторе* произошла перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов от меридиональных процессов типа M_2 к процессам

типа M_1 . Отмечалось усиление гавайского антициклона и влияние его блокирующего гребня на район Берингова моря. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались с меридиональной составляющей по высокоширотным траекториям в полярный район Арктики. Фон давления имел тенденцию к понижению. Фон температуры воздуха повысился. В районе Восточно-Сибирского моря произошла смена знака аномалий температуры воздуха от отрицательных ($2-3$ °C) к положительным ($1-2$ °C) аномалиям.

В *декабре* циркумполярный вихрь на изобарической поверхности 500 гПа имел два центра. Первый, основной его центр располагался чаще в канадско-гренландском секторе Арктики. Второй находился над районом Карского моря. На приполюсный район часто был ориентирован с востока высотный гребень антициклона. Вследствие этого основной западный перенос воздушных масс в средней тропосфере был направлен на континентальную часть Евразии.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции; циклоны в системе исландского минимума смещались по низкоширотным траекториям. Характерной особенностью данного макропроцесса явился обширный и глубокий циклон над Северной Атлантикой, который обусловил устойчивую адвекцию теплых воздушных масс на Евразию и холодных масс в тыловой его части на восточное побережье Северной Америки.

В полярном районе данного сектора Арктики фон давления был значительно ниже нормы. Среднемесячные отрицательные аномалии давления достигали значений менее $8-10$ гПа. Воздушные потоки преимущественно юго-восточного и южного направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс. Фон температуры воздуха был выше нормы на $2-4$ °C повсюду за исключением юго-западной части Карского моря, где среднемесячные значения температуры были близки к средним многолетним.

Во *втором секторе* произошла перестройка направленности крупномасштабных атмосферных процессов. Под влиянием с севера гребней арктического и азиатского антициклонов циклоны в системе алеутского минимума смещались на район Берингова моря по низкоширотным траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики. Фон давления в восточном секторе Арктики имел тенденцию к повышению. Фон температуры воздуха с положительными аномалиями от 2 до 4 °C сохранился.

Проведенный анализ развития и перестроек атмосферных процессов показал, что характерный для текущей циркуляционной стадии развития атмосферных процессов высокий температурный фон с преобладанием положительных аномалий температуры в 2013 г. сохранился. Как было показано, 2013 г. отличался от предшествующих лет, прежде всего, понижением температурного фона как в целом по полярному району Арктики, так и по отдельным его районам.

На рис. 1.1.11 приводятся фоновые среднегодовые значения аномалий температуры для акваторий морей российской Арктики в 2013 г. в сравнение с предшествующим экстремально теплым 2012 г.

Наиболее высокие положительные аномалии температуры сохранились в Баренцевом и Карском морях с тенденцией их понижения к востоку в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых. По сравнению с экстремально теплым за весь

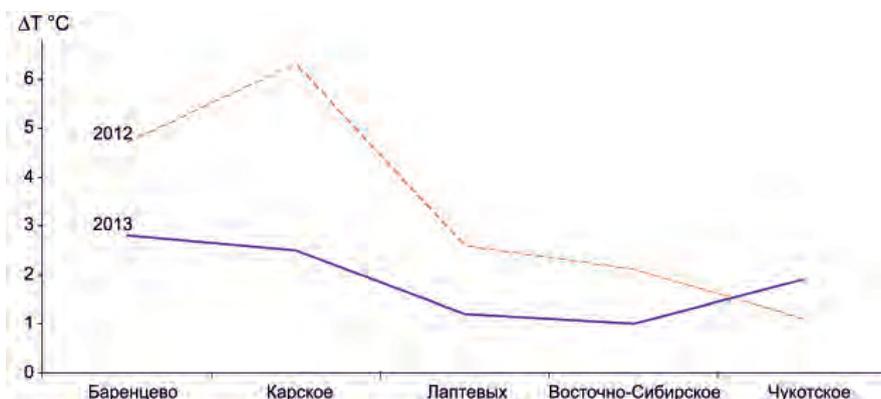


Рис. 1.1.11. Средние годовые значения аномалии температуры воздуха (°C) по акватории арктических морей Евразии в 2012 и 2013 гг.

ряд наблюдений 2012 г. в 2013 г. отмечалось понижение температурного фона (на 2—3 °C) во всех морях российской Арктики за исключением Чукотского моря.

Выше отмечалось, что наиболее частые и устойчивые понижения температуры ниже многолетней нормы отмечались в районе Восточно-Сибирского моря в период июнь — октябрь 2013 г. Самые низкие среднемесячные значения аномалий температуры (от -2 до -5 °C) наблюдались в феврале в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском.

Анализ структурных особенностей циркуляции атмосферы внутри каждого месяца в 2013 г. проводился по естественным стадиям однонаправленного развития процессов — элементарным синоптическим процессам (ЭСП). Анализ показал, что в каждом месяце отмечались частые перестройки процессов.

Переходы от одного ЭСП к другому сопровождались сменой знака барических полей и направления преобладающих воздушных потоков в полярном райо-

Таблица 1.1.2

Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма — Гирса с января по декабрь 2013 г. с внутримесячной детализацией атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам

ЭСП	Январь		ЭСП	Февраль		ЭСП	Март	
	А—Е	Т—А		А—Е	Т—А		А—Е	Т—А
1—4	W	M ₂	1—4	W	M ₂	1—3	C	M ₂
5—7	C	M ₂	5—7	W	3	4—6	C	M ₂
8—10	W	3	8—10	E	3	7—10	W	M ₁
11—15	E	M ₂	11—15	E	3	11—13	W	M ₁
16—18	E	3	16—18	E	M ₂	14—16	C	M ₁
19—21	W	M ₂	19—23	C	3	17—19	C	M ₂
22—24	C	M ₂	24—28	C	M ₂	20—22	W	M ₂
25—28	W	3				23—27	C	M ₂
29—31	W	M ₂				28—31	E	M ₁
Итого	W 17 (5) C 6 (0) E 8 (-5)	3 10 (2) M ₁ 0 (-6) M ₂ 21 (4)	Итого	W 7 (-2) C 10 (4) E 11 (-2)	3 16 (10) M ₁ 0 (-4) M ₂ 12 (-6)	Итого	W 10 (0) C 17 (9) E 4 (-9)	3 0 (-10) M ₁ 14 (8) M ₂ 7 (2)

Апрель			Май			Июнь		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1—3	<i>C</i>	M_1	1—5	<i>W</i>	M_2	1—4	<i>E</i>	M_1
4—6	<i>C</i>	M_2	6—10	<i>E</i>	3	5—7	<i>E</i>	M_1
7—9	<i>W</i>	M_2	11—14	<i>W</i>	3	8—10	<i>W</i>	M_1
10—12	<i>E</i>	M_1	15—19	<i>E</i>	3	11—13	<i>C</i>	M_1
13—15	<i>E</i>	M_1	20—23	<i>E</i>	M_2	14—16	<i>W</i>	M_1
16—20	<i>E</i>	M_1	24—26	<i>C</i>	3	17—19	<i>W</i>	M_2
21—23	<i>E</i>	M_1	27—31	<i>E</i>	M_1	20—22	<i>E</i>	M_2
24—27	<i>C</i>	3				23—26	<i>E</i>	3
28—30	<i>W</i>	M_2				27—30	<i>E</i>	M_2
Итого	<i>W</i> 6 (–3) <i>C</i> 10 (2) <i>E</i> 14 (1)	3 4 (–5) M_1 17 (9) M_2 9 (–4)	Итого	<i>W</i> 9 (0) <i>C</i> 3 (–7) <i>E</i> 19 (7)	3 7 (–4) M_1 15 (6) M_2 9 (–2)	Итого	<i>W</i> 9 (–1) <i>C</i> 3 (–7) <i>E</i> 18 (8)	3 4 (–4) M_1 16 (0) M_2 0 (4)
Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1—3	<i>E</i>	M_2	1—3	<i>C</i>	M_2	1—3	<i>W</i>	M_1
4—6	<i>E</i>	3	4—7	<i>E</i>	3	4—6	<i>E</i>	M_1
7—9	<i>W</i>	M_1	8—11	<i>E</i>	M_2	7—9	<i>E</i>	M_2
10—12	<i>W</i>	M_1	12—14	<i>E</i>	M_2	10—13	<i>E</i>	M_2
13—15	<i>W</i>	M_1	15—17	<i>W</i>	3	14—18	<i>E</i>	M_1
16—18	<i>C</i>	M_1	18—21	<i>E</i>	3	19—22	<i>E</i>	3
19—22	<i>C</i>	M_1	22—24	<i>C</i>	3	23—27	<i>C</i>	M_2
23—27	<i>E</i>	M_2	25—27	<i>C</i>	M_2	28—30	<i>E</i>	M_1
28—31	<i>E</i>	M_2	28—31	<i>W</i>	M_1			
Итого	<i>W</i> 9 (–1) <i>C</i> 7 (–4) <i>E</i> 15 (5)	3 3 (–7) M_1 16 (–2) M_2 2 (9)	Итого	<i>W</i> 7 (–5) <i>C</i> 9 (2) <i>E</i> 15 (3)	3 14 (0) M_1 4 (–9) M_2 3 (9)	Итого	<i>W</i> 3 (–10) <i>C</i> 5 (–3) <i>E</i> 22 (13)	3 4 (–11) M_1 14 (5) M_2 2 (6)
Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1	<i>E</i>	M_1	1—5	<i>W</i>	M_2	1—3	<i>C</i>	M_1
2—4	<i>C</i>	M_1	6—9	<i>W</i>	M_2	4—5	<i>W</i>	M_2
5—8	<i>C</i>	M_2	10—11	<i>C</i>	M_2	6—8	<i>W</i>	M_2
9—11	<i>W</i>	3	12—15	<i>W</i>	M_1	9—11	<i>C</i>	M_1
12—14	<i>C</i>	3	16—18	<i>W</i>	M_1	12—15	<i>E</i>	M_1
15—18	<i>C</i>	3	19—21	<i>E</i>	3	16—20	<i>E</i>	M_2
19—21	<i>C</i>	M_2	22—24	<i>E</i>	3	21—25	<i>W</i>	M_2
22—24	<i>W</i>	M_2	25—27	<i>W</i>	M_1	26—28	<i>W</i>	3
25—27	<i>W</i>	M_2	28—30	<i>W</i>	M_1	29—31	<i>W</i>	M_2
28—31	<i>W</i>	3						
Итого	<i>W</i> 13 (1) <i>C</i> 10 (10) <i>E</i> 1 (–11)	3 14 (–2) M_1 4 (–1) M_2 13 (3)	Итого	<i>W</i> 22 (11) <i>C</i> 2 (–4) <i>E</i> 6 (–7)	3 6 (–6) M_1 13 (10) M_2 11 (–4)	Итого	<i>W</i> 16 (3) <i>C</i> 6 (–1) <i>E</i> 9 (–2)	3 3 (–7) M_1 10 (7) M_2 18 (0)

Примечания: 1. ЭСП — элементарный синоптический процесс; А—Е — атлантико-европейский сектор полушария; Т—А — тихоокеано-американский сектор полушария. 2. В скобках приведены среднемесячные аномалии числа дней с формами (*W*, *C*, *E*) и типами (M_1 , M_2) атмосферной циркуляции.

не Арктики и были обусловлены крупномасштабной перестройкой основных форм атмосферной циркуляции. Основные разновидности форм и типов циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах Северного полушария для каждого ЭСП представлены в табл. 1.1.2.

1.2. МОНИТОРИНГ КЛИМАТА ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха по районам Северной полярной области (СПО) и арктическим морям (рис. 1.2.1). Исходными данными послужили данные наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев МПАБ и дрейфующей станции СП-40.

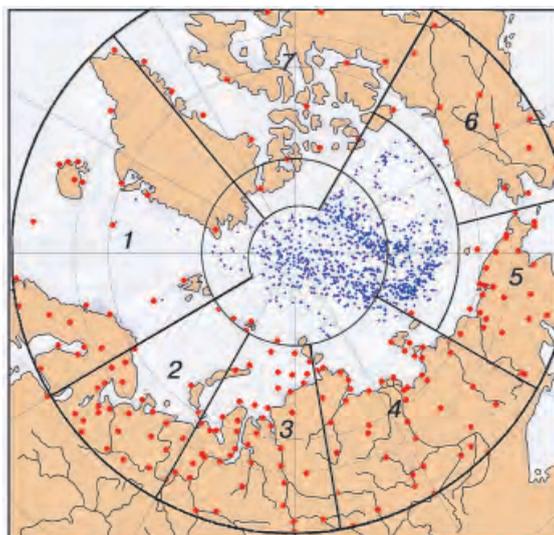


Рис. 1.2.1. Сеть метеорологических станций и границы районов в Северной полярной области.

1 – Атлантический, 2 – Североевропейский, 3 – Западно-Сибирский, 4 – Восточно-Сибирский,
5 – Чукотский, 6 – Аляскинский, 7 – Канадский.

Температура воздуха

Основным методом получения пространственно осредненных по территории Северной полярной области и территориям климатических районов аномалий температуры воздуха является метод оптимального осреднения. Оценки аномалий получены относительно рекомендованного ВМО стандартного периода 1961—1990 гг. В качестве сезонов рассматривались: зима (декабрь — февраль), весна (март — май), лето (июнь — август) и осень (сентябрь — ноябрь). За год принимался период с декабря предыдущего года по ноябрь рассматриваемого.

Оценка аномалий средних сезонных и среднегодовой температуры воздуха за 2013 г. по отдельным широтным зонам (60—85, 60—70 и 70—85° с.ш.) представлена в табл. 1.2.1.

Значение пространственно осредненной аномалии среднегодовой температуры воздуха СПО составило 1,4 °С, и 2013 г. стал одиннадцатым теплым годом по рангу теплых лет за период с 1936 г. Наиболее теплым годом был 2011 г. с анома-

лией температуры 2,3 °С. Аномалия среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70—85° с.ш. оказалась равной 1,9 °С, а в зоне 60—70° с.ш. — 1,0 °С. Эти значения оказались соответственно десятым и семнадцатым по рангу теплых лет.

Таблица 1.2.1

**Аномалии ΔT (отклонения от нормы за 1961—1990 гг.)
средней температуры воздуха в 2013 г. на территории СПО
и по широтным зонам (за год и за сезоны)**

φ° с.ш.	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
70–85	1,9	10	2,0	17	2,3	7	1,1	9	2,2	11
60–70	1,0	17	0,2	44	0,6	32	1,5	1	1,8	4
60–85	1,4	11	1,0	25	1,2	19	1,4	2	2,0	6

Примечание. R — ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936—2012 гг.

В 2013 г. на территории отдельных широтных зон области наиболее крупные аномалии температуры воздуха были отмечены к северу от 70° с.ш. в весеннем и летнем сезонах. Для широтной зоны 70—85° с.ш. весной аномалия составила 2,3 °С, а летом 1,1 °С. Эти значения стали седьмым и девятым по рангу теплых лет.

К югу от 70° с.ш. крупные аномалии температуры воздуха имели место в летнем и осеннем сезонах. В летнем сезоне для широтной зоны 60—70° с.ш. пространственно осредненная аномалия составила 1,5 °С, и, таким образом, летний сезон оказался наиболее теплым с 1936 г. Предыдущий наиболее теплый сезон с аномалией 1,3 °С отмечался в 2003 г. Аномалия температуры в осеннем сезоне стала четвертым значением в ряду убывающих температур.

В целом по СПО лето 2013 г. оказалось вторым наиболее теплым летом с 1936 г., а самым теплым был летний сезон 2012 г. с аномалией температуры 1,5 °С.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой и средних сезонных температур воздуха на территории СПО приведено на рис. 1.2.2. Значения аномалий, пространственно осредненных в целом по рассматриваемым районам, представлены в табл. 1.2.2, а для районов арктических морей и территории суши севернее 70° с.ш. — в табл. 1.2.3.

В 2013 г. области крупных положительных аномалий температуры располагались преимущественно в евразийском секторе, на территории Северо-европейского,

Таблица 1.2.2

**Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961—1990 гг.) средней температуры воздуха
в 2013 г. для отдельных районов СПО (за год и сезоны)**

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R								
Атлантический	1,3	14	2,1	10	0,7	33	1,4	5	1,1	22
Северо-европейский	1,8	12	2,2	30	-0,2	52	2,8	1	2,2	9
Западно-Сибирский	1,9	13	2,0	28	1,3	30	1,9	2	2,5	15
Восточно-Сибирский	1,5	12	-0,5	57	2,3	10	1,1	18	2,9	6
Чукотский	1,1	22	-0,5	46	3,1	7	0,7	20	1,0	31
Аляскинский	1,2	17	0,7	34	-0,8	63	1,8	2	3,1	3
Канадский	1,1	21	1,0	32	1,8	13	0,5	30	1,0	26

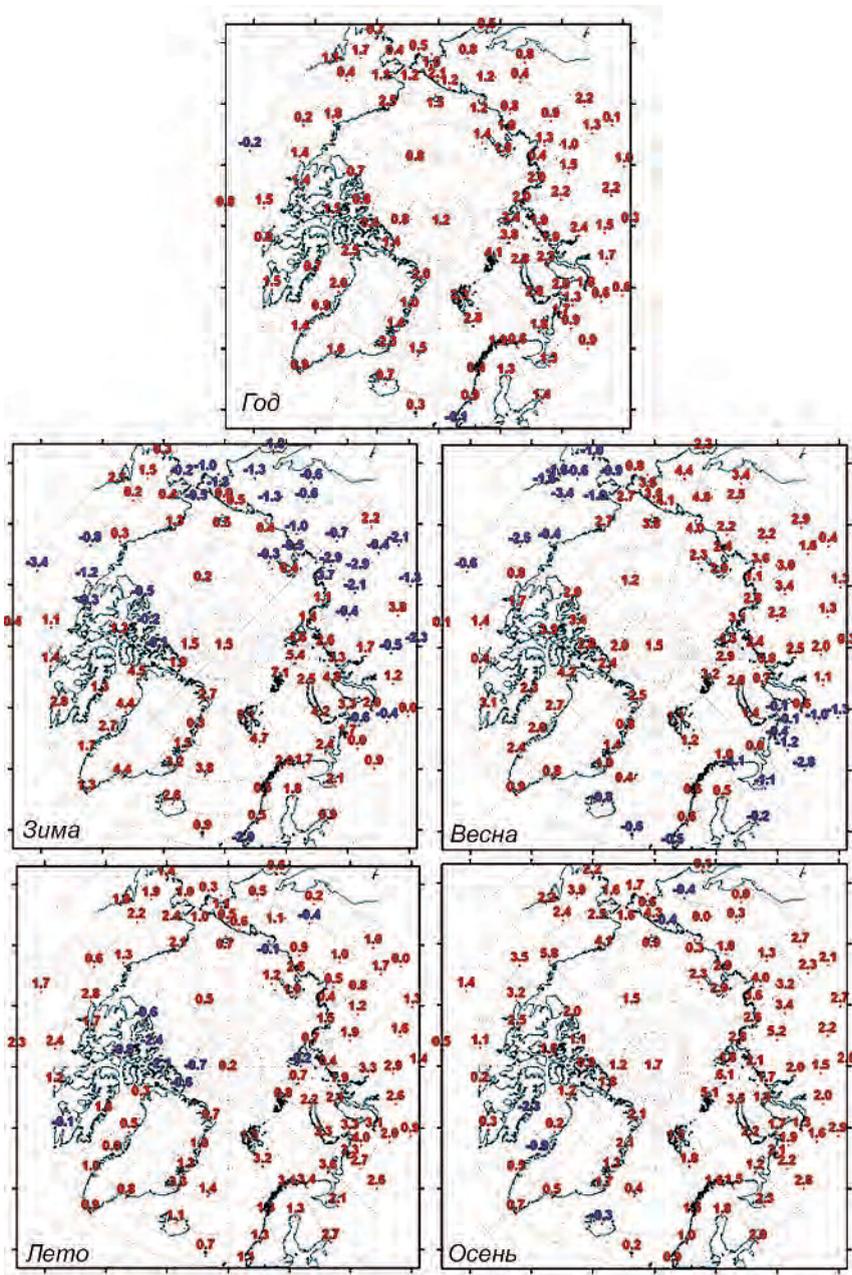


Рис. 1.2.2. Значения аномалий среднегодового и средних сезонных значений температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на станциях Северной полярной области.

Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского районов. Самые крупные аномалии наблюдались на территории Северо-европейского и Западно-Сибирского районов. Значения пространственно осредненной по территории районов аномалии составили 1,8 и 1,9 $^{\circ}\text{C}$ соответственно.

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961—1990 гг.) средней температуры воздуха в 2013 г. для районов севернее 70° с.ш. (за год и по сезонам)

Море, часть климатического района	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R								
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,9	10	3,0	17	1,2	26	1,8	6	1,6	19
Баренцево море	2,7	6	4,1	15	1,4	27	2,8	1	2,4	9
Карское море	2,6	15	3,8	17	2,0	21	1,5	8	3,0	17
Море Лаптевых	1,6	19	-0,3	54	2,5	11	1,2	12	3,0	12
Восточно-Сибирское море	1,4	17	0,2	50	3,1	7	1,0	17	1,8	23
Чукотское море	1,5	15	0,0	38	3,4	10	0,7	20	1,9	13
Море Бофорта	1,5	20	0,3	45	1,3	23	0,6	19	3,9	3
Северная часть Канадского района	1,2	19	1,8	20	2,9	6	-0,5	69	0,6	42

В зимнем сезоне основной очаг положительных аномалий температуры воздуха располагался на территории Евразии (см. рис. 1.2.2). Однако сами значения аномалий были сравнительно невелики. Лишь в Атлантическом районе значение пространственно осредненной по району аномалии оказалось десятым значением в ряду убывающих температур и составило 2,1 °С. Несколько большее значение аномалии имело место в Североевропейском районе (2,2 °С), но и здесь прошедшая зима оказалась только тридцатой в ряду теплых зим с 1936 г. В восточной части азиатского сектора (Восточно-Сибирском и Чукотском районах) наблюдались отрицательные аномалии температуры воздуха. Значения пространственно осредненных по территории каждого из районов аномалий температуры воздуха составили -0,5 °С.

На метеостанциях в районах арктических морей большие положительные аномалии температуры наблюдались в Баренцевом и Карском морях. Самые высокие значения положительных аномалий наблюдались в Карском море. Здесь аномалии температуры воздуха на отдельных станциях (см. рис. 1.2.2) достигали 7 °С. В целом по району Баренцева моря пространственно осредненная аномалия составила 4,1 °С (табл. 1.2.3). Зима 2012/13 г. стала здесь пятнадцатой теплой зимой по рангу теплых лет с 1936 г.

В весеннем сезоне основная область крупных положительных аномалий температуры воздуха располагалась в восточной части евразийского сектора (Восточно-Сибирский и Чукотский районы). Пространственно осредненная аномалия температуры по Чукотскому району составила 3,1 °С. Здесь прошедшая весна оказалась седьмой по рангу теплых лет с 1936 г. В южных частях Североевропейского и Аляскинского районов наблюдались отрицательные аномалии температуры воздуха. Значения пространственно осредненной аномалии температуры воздуха здесь составили -0,2 и -0,8 °С соответственно.

В районах арктических морей и над территорией суши выше 70° с.ш. наблюдались преимущественно положительные аномалии температуры воздуха. Высокие значения положительных аномалий обнаруживались в морях евразийского сектора. Самая крупная аномалия имела место в районе Чукотского моря. Значение пространственно осредненной аномалии составило 3,4 °С. В юго-западной части

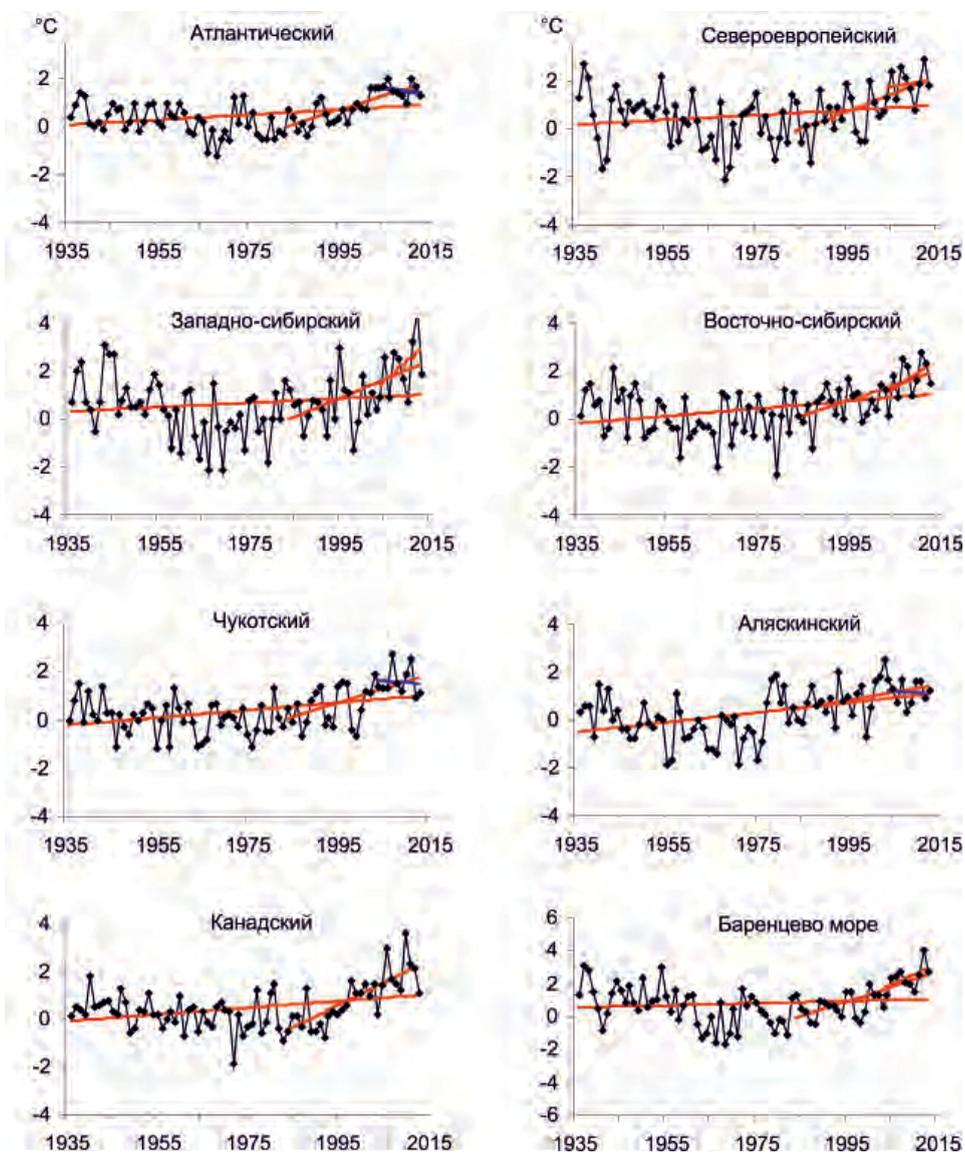


Рис. 1.2.3. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов и широтной зоны 60—85° с.ш.

Карского моря и южной части Баренцева моря на метеорологических станциях отмечались небольшие отрицательные аномалии температуры воздуха.

В летнем сезоне наиболее крупные аномалии температуры были отмечены в западных частях евразийского и американского секторов. Значения пространственно осредненных по территориям Североевропейского, Западно-Сибирского и Аляскинского районов аномалий температуры воздуха составили 2,8; 1,9 и 1,8 °С соответственно. В Североевропейском районе прошедшее лето стало наиболее

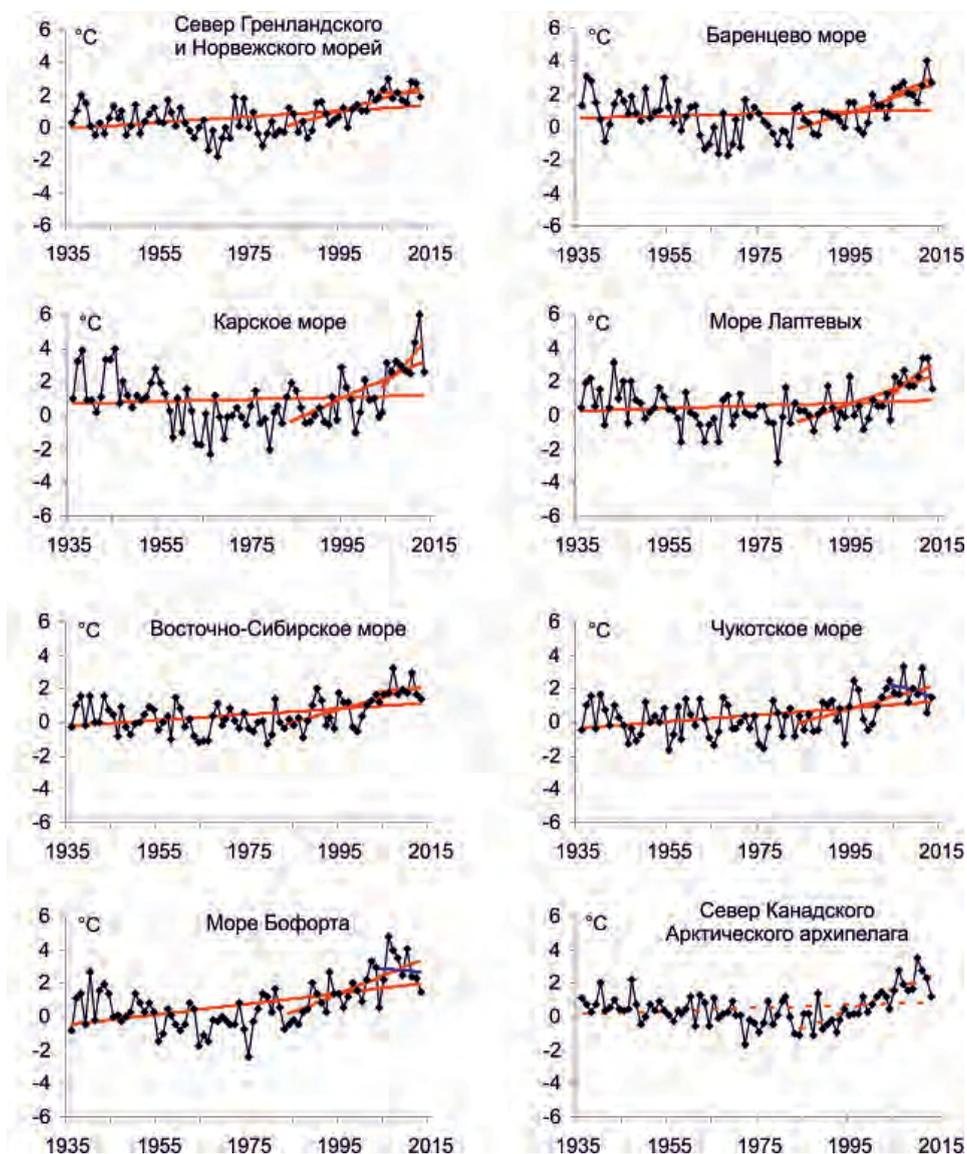


Рис. 1.2.4. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для районов арктических морей.

теплым, а в Западно-Сибирском и Аляскинском районах — вторым по рангу теплых лет с 1936 г. На акватории арктических морей и территории суши севернее 70° с.ш. наиболее высокие значения положительных аномалий отмечались в районе Баренцева моря (2,8 °C). Для района Баренцева моря лето 2013 г. оказалось наиболее теплым за весь период наблюдений с 1936 г.

В осеннем сезоне на станциях СПО наиболее крупные аномалии температуры были отмечены в центральной части евразийского и на западе американского секто-

Коэффициент линейного тренда b ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) средней за сезон и за год (декабрь—ноябрь) температуры воздуха за период 1936—2013 гг. по регионам СПО и вклад тренда в дисперсию D (%)

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %	b	D , %
1936—2013 гг.										
Атлантический	0,15	27,6	0,13*	34,5	0,10	38,0	0,06	16,2	0,11	33,5
Североевропейский	0,03	3,1	0,24	35,6	0,09	21,1	0,06	9,7	0,10	20,8
Западно-Сибирский	-0,03	2,5	0,23	26,1	0,09	25,0	0,06	7,4	0,09	15,8
Восточно-Сибирский	0,17	21,1	0,24	33,5	0,11	31,6	0,10	14,3	0,16	34,9
Чукотский	0,02	3,1	0,24	34,0	0,16	48,2	0,20	31,4	0,16	40,6
Аляскинский	0,32	32,1	0,19	24,3	0,17	47,5	0,12	18,3	0,20	47,0
Канадский	0,22	27,4	0,06	10,5	0,11	35,1	0,19	35,3	0,14	35,1
70—85° с.ш.	0,09	15,5	0,19	39,1	0,12	47,2	0,11	21,4	0,13	33,0
60—70° с.ш.	0,14	28,7	0,18	42,4	0,12	52,6	0,10	26,5	0,14	47,5
60—85° с.ш.	0,10	23,0	0,18	42,3	0,12	51,3	0,11	26,3	0,13	42,0
1984—2013 гг.										
Атлантический	0,93	65,0	0,53	55,4	0,49	73,8	0,53	71,9	0,62	77,3
Североевропейский	1,19	42,2	0,36	24,8	0,46	50,0	0,97	57,7	0,73	61,9
Западно-Сибирский	0,81	27,9	0,85	38,6	0,34	37,2	1,14	49,4	0,79	54,4
Восточно-Сибирский	0,06	3,6	0,91	49,7	0,65	61,2	0,92	55,3	0,64	63,8
Чукотский	0,15	9,4	0,88	45,8	0,45	48,7	0,87	51,4	0,58	57,6
Аляскинский	-0,03	1,5	-0,02	1,4	0,13	15,3	1,04	58,3	0,28	38,5
Канадский	1,38	64,8	0,73	45,9	0,53	63,2	1,16	76,4	0,95	77,0
70—85° с.ш.	1,17	70,8	0,86	66,1	0,49	75,1	1,22	84,0	0,93	86,3
60—70° с.ш.	0,24	22,2	0,57	54,3	0,39	65,8	0,70	69,6	0,47	69,2
60—85° с.ш.	0,54	52,1	0,40	40,1	0,44	72,3	0,91	80,7	0,57	79,8
2004—2013 гг.										
Атлантический	0,30	11,0	-1,41	61,6	-0,19	32,9	0,56	38,1	-0,18	24,9
Североевропейский	-1,58	21,4	1,08	23,2	0,59	25,2	1,13	32,3	0,31	15,9
Западно-Сибирский	0,39	4,7	3,92	53,5	1,19	45,6	1,19	27,1	1,67	41,3
Восточно-Сибирский	-0,23	5,1	2,44	42,6	1,92	69,2	0,81	33,3	1,24	48,0
Чукотский	0,54	13,0	0,99	23,4	-0,97	37,5	-0,93	23,7	-0,30	6,7
Аляскинский	-0,84	29,6	-1,78	48,5	-0,54	15,5	1,44	37,1	-0,43	10,0
Канадский	1,56	27,3	0,34	6,1	1,35	54,3	0,39	11,9	0,90	27,8
70—85° с.ш.	1,08	30,8	1,38	46,0	0,58	45,8	1,16	54,5	1,05	46,9
60—70° с.ш.	-1,06	35,0	0,79	27,6	0,36	37,5	0,30	18,9	0,10	9,0
60—85° с.ш.	0,02	0,8	0,56	20,0	0,52	52,7	0,82	51,1	0,48	42,6

*Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды на 5 %-ном уровне значимости.

ра. Значения пространственно осредненных по территориям Восточно-Сибирского и Аляскинского районов аномалий температуры воздуха составили 2,9 и 3,1 $^{\circ}\text{C}$ и оказались соответственно шестым и третьим значениями по рангу теплых лет.

Таблица 1.2.5

Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) средней за сезон и за год (декабрь—ноябрь) температуры воздуха за период 1936—2013 гг. по районам арктических морей и вклад тренда в дисперсию D (%)

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	$D, \%$	b	$D, \%$	b	$D, \%$	b	$D, \%$	b	$D, \%$
	1936—2013 гг.									
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,21	24,3	0,22	40,4	0,17	56,6	0,11	21,1	0,18	39,9
Баренцево море	-0,04	3,7	0,18	27,4	0,08	21,6	0,05	9,2	0,07	12,7
Карское море	-0,08	5,9	0,23	24,6	0,06	17,4	0,06	6,2	0,06	9,1
Море Лаптевых	0,00	0,4	0,19	25,1	0,10	24,5	0,04	4,6	0,08	15,7
Восточно-Сибирское море	0,12	19,2	0,23	31,3	0,15	39,3	0,18	24,5	0,17	39,4
Чукотское море	0,17	19,7	0,25	30,1	0,17	44,6	0,18	29,6	0,19	41,3
Море Бофорта	0,38	48,4	0,14	25,8	0,15	42,5	0,21	32,5	0,22	51,0
Северная часть канадского района	0,12	14,4	0,04	6,4	0,06	15,2	0,16	29,5	0,11	22,4
	1984—2013 гг.									
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,36	59,2	0,64	47,4	0,54	75,6	0,72	66,2	0,80	75,0
Баренцево море	1,58	62,4	0,62	41,3	0,39	44,0	1,04	65,3	0,91	73,6
Карское море	1,69	47,4	1,13	46,8	0,45	54,0	1,63	59,2	1,22	64,7
Море Лаптевых	0,52	27,2	1,02	52,6	0,75	62,4	1,44	69,8	0,93	67,8
Восточно-Сибирское море	0,46	33,4	0,96	48,1	0,57	52,1	1,07	55,3	0,76	65,2
Чукотское море	0,68	35,5	0,88	37,1	0,36	35,8	0,93	56,6	0,71	58,3
Море Бофорта	1,17	62,6	0,18	12,2	0,32	32,8	1,59	79,5	0,82	71,0
Северная часть канадского района	1,64	68,3	1,05	61,9	0,58	52,4	1,11	71,3	1,09	81,3
	2004—2013 гг.									
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,13	23,9	-2,03	59,4	-0,09	9,2	1,33	66,7	0,08	1,4
Баренцево море	1,14	16,9	1,50	34,2	0,24	9,1	2,28	67,9	1,29	52,4
Карское море	2,58	27,7	4,86	56,3	1,57	63,9	2,75	52,2	2,94	60,2
Море Лаптевых	1,07	18,9	2,89	49,5	1,72	56,7	1,96	51,9	1,91	54,0
Восточно-Сибирское море	1,36	34,8	1,79	39,5	-0,69	21,6	-1,35	32,9	0,28	10,8
Чукотское море	0,27	5,8	0,56	13,1	-1,73	44,0	-0,90	33,2	-0,45	30,2
Море Бофорта	-0,57	11,6	0,62	15,9	1,59	50,9	1,88	40,0	0,88	5,5
Северная часть Канадского района	1,77	32,9	0,79	17,9	1,22	32,9	0,13	3,4	0,98	33,7

* Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды на 5 %-ном уровне значимости.

На акватории арктических морей наиболее высокие значения положительных аномалий имели место в районе моря Бофорта (3,9 °C). Осень 2013 г. в районе моря стала третьей по рангу теплых лет с 1936 г.

Временные ряды пространственно осредненных по территории климатических районов аномалий среднегодовой температуры воздуха, аппроксимированные

линейным трендом за весь период, последний тридцатилетний и десятилетний периоды, представлены на рис. 1.2.3, а для районов арктических морей — на рис. 1.2.4.

Оценка линейного тренда приведена в табл. 1.2.4 и 1.1.2.5. В период 1936—2013 гг. наблюдается статистически значимый (на 5-% уровне значимости) положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха для широтных зон 60—70 и 70—85° с.ш. и в целом для СПО. Линейное (по тренду) повышение температуры воздуха за 78 лет составило 1,1; 1,0 и 1,0 °С соответственно. По оценкам для отдельных климатических районов значимый тренд прослеживается во всех районах, кроме Североευропейского и Западно-Сибирского. Потепление за 78 лет составляет в отдельных районах от 0,78 до 1,56 °С.

Для СПО в целом значимый тренд обнаруживается во всех сезонах. В весеннем, летнем и осеннем сезонах значения линейного тренда по отдельным широтным зонам близки друг к другу. Наибольшее линейное повышение температуры воздуха наблюдается в весеннем сезоне — около 1,4 °С за 78 лет.

В течение последних тридцати лет (1984—2013 гг.) температура воздуха повышалась во всех регионах СПО. В целом для СПО линейное повышение среднегодовой температуры за 30 лет составило около 1,7 °С. Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (0,93 °С/10 лет в зоне 70—85° с.ш. по сравнению с 0,47 °С/10 лет в зоне 60—70° с.ш.). В основном это обусловлено более быстрым повышением температуры в зимнем сезоне к северу от 70° с.ш.

В последнее десятилетие наиболее заметное повышение температуры наблюдалось в весеннем и осеннем сезонах в широтной зоне к северу от 70° с.ш.

По всем арктическим морям в период 1936—2013 гг. знак тренда среднегодовой температуры положительный. Наиболее быстро температура воздуха повышалась над акваторией Карского моря и на севере Канадского Арктического архипелага. Линейное повышение среднегодовой температуры воздуха здесь составило около 3,7 и 3,3 °С за 30 лет соответственно.

В последнем 30-летнем периоде статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) линейный тренд среднегодовой температуры прослеживается во всех районах арктических морей. Потепление в районах морей за эти тридцать лет составило от 2,3 °С (Восточно-Сибирское и Чукотское моря) до 3,7 °С (Карское море).

Атмосферные осадки

Оценка многолетних изменений количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха. За холодный сезон принимается период с октября по май, а за теплый — с июня по сентябрь.

В табл. 1.2.6 представлены относительные аномалии сезонных и годовых сумм осадков в 2012—2013 гг. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО в 2012—2013 гг. годовая сумма осадков была ниже нормы на 4,6 %, главным образом, за счет более сухого холодного периода к югу от 70° с.ш. (на 4,9 % ниже нормы) и более сухого теплого периода к северу от 70° с.ш. (на 10,7 % ниже нормы). Сопоставление годовых сумм осадков, выпавших в 2012—2013 гг. в отдельных климатических районах, показывает, что менее всего осадков выпало в Канадском районе (на 22,6 % ниже нормы) из-за существенно меньшего количества осадков в холодном периоде (на 29,4 % ниже нормы), а более всего — в Аляскинском районе (на 12,4 % выше нормы).

Таблица 1.2.6

Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2012—2013 гг.

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	99,5	106,4	101,6
Североевропейский	106,9	78,5	94,6
Западно-Сибирский	92,3	74,6	83,8
Восточно-Сибирский	89,1	96,7	93,1
Чукотский	80,7	104,6	91,2
Аляскинский	119,0	106,8	112,4
Канадский	70,6	83,6	77,4
70–85° с.ш.	101,4	89,3	96,0
60–70° с.ш.	95,1	97,5	96,5
60–85° с.ш.	96,2	93,7	95,4

Таблица 1.2.7

Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) сезонных и годовых сумм осадков за период 1936—2012 гг. и изменение сумм осадков в долях (%) от нормы за 1961—1990 гг.

Район, широтная зона	Холодный период		Теплый период		Год	
	b	%	b	%	b	%
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	5,17	4,7	-0,36	-0,3	4,81	3,1
Североевропейский (южная часть)	15,09	38,8	2,71	7,0	17,80	25,3
Западно-Сибирский (южная часть)	8,45	24,4	-3,07	-8,9	5,38	8,1
Восточно-Сибирский (южная часть)	2,32	12,1	0,40	2,1	2,72	6,5
Чукотский (южная часть)	-1,30	-4,6	-0,33	-1,2	-1,62	-3,3
Аляскинский (южная часть)	2,86	13,1	-1,17	-5,4	1,69	3,6
Канадский (южная часть)	0,23	1,3	3,10	17,5	3,33	9,1
60–70° с.ш.	4,76	12,4	0,23	0,6	5,00	7,5
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	8,94	29,6	0,67	2,2	9,61	20,9
Баренцево море	6,22	21,4	-0,43	-1,5	5,78	11,9
Карское море	0,36	2,1	-1,31	-7,7	-0,95	-2,9
Море Лаптевых	-3,06	-19,6	-3,14	-20,1	-6,19	-19,4
Восточно-Сибирское море	-7,01	-43,7	-4,48	-27,9	-11,48	-37,0
Чукотское море	-10,25	-45,7	-3,62	-16,1	-13,86	-35,5
Море Бофорта	-0,95	-7,6	0,60	4,8	-0,35	-1,5
Канадский (северная часть)	0,70	9,2	0,43	5,6	1,12	6,9
70–85° с.ш.	1,11	6,3	-0,91	-5,1	0,20	0,6
Атлантический	6,63	8,1	-0,02	0,0	6,61	5,5
Североевропейский	11,47	32,7	1,55	4,4	13,02	21,0
Западно-Сибирский	5,04	18,5	-2,33	-8,6	2,71	5,2
Восточно-Сибирский	0,26	1,4	-0,95	-5,3	-0,69	-1,8
Чукотский	-4,03	-16,5	-2,21	-9,0	-6,24	-14,3
Аляскинский	2,13	11,1	-1,43	-7,5	0,35	0,8
Канадский	0,42	3,0	2,10	15,0	2,52	8,7
60–85° с.ш.	3,18	10,1	-0,44	-1,4	2,73	5,0

Примечание. Жирным шрифтом выделены статистически значимые тренды на 5 %-ном уровне значимости.

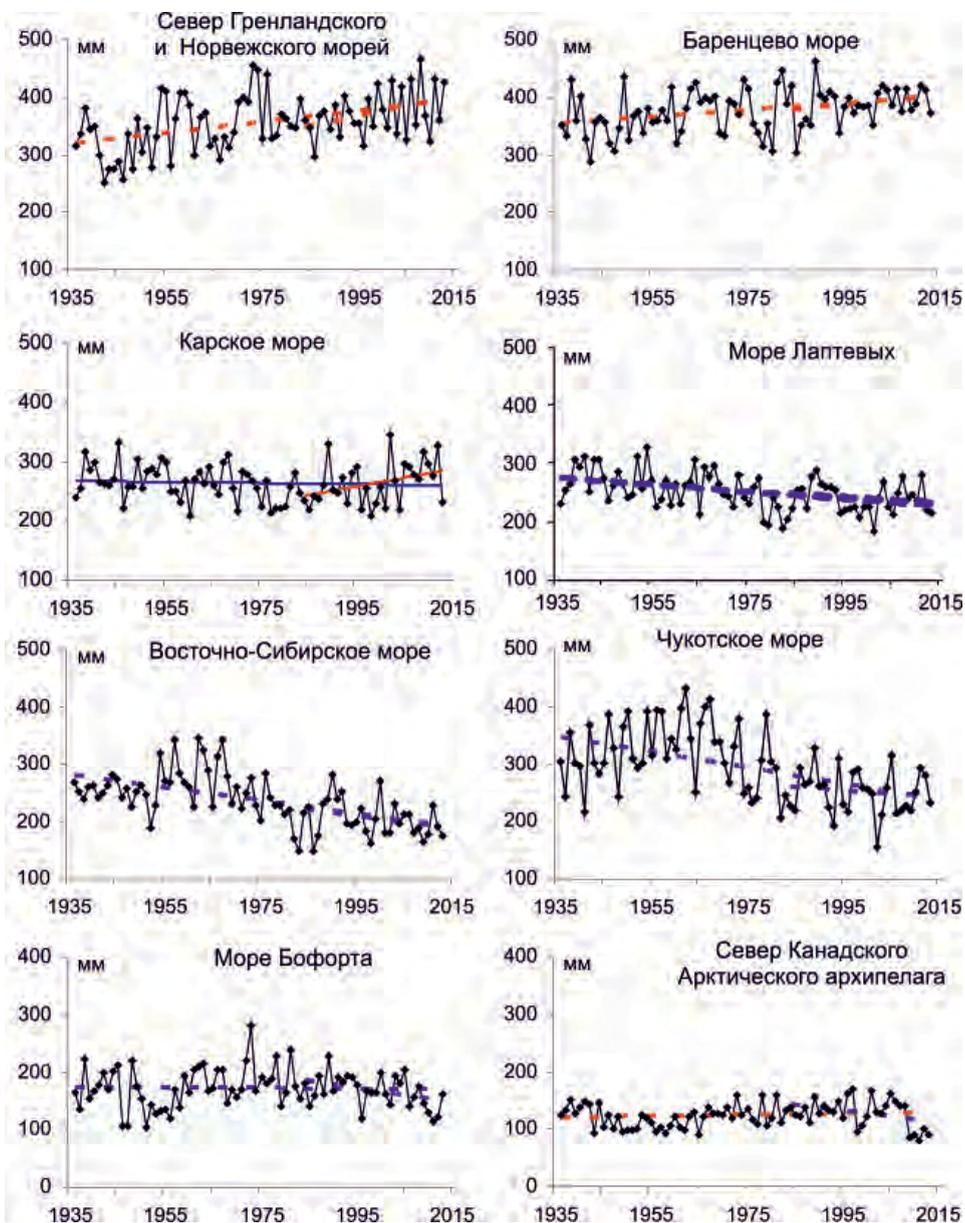


Рис.1.2.5. Временные ряды годовых сумм осадков.

На рис. 1.2.5 приведены временные ряды годовых сумм осадков для районов арктических морей. В табл. 1.2.7 представлены оценки трендов в изменении сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2013 г. по северным (70—85° с.ш.) и южным (60—70° с.ш.) частям климатических районов, а также для районов в целом.

В межгодовых изменениях годовых сумм осадков за период 1936—2013 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции статистически значимого их увеличе-

ния. Годовые суммы осадков за 78 лет возросли на 5 % по сравнению с нормой за 1961—1990 гг. Однако увеличение количества осадков в СПО полностью обеспечено их устойчивым увеличением в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 7,5 % от нормы). Здесь, в южных частях Североевропейского, Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага увеличение годовых сумм осадков составило от 7 до 25 % от нормы.

В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовых сумм осадков в морях азиатского сектора СПО (Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском). Уменьшение годовых сумм осадков за весь период составляет от 3 % (район Карского моря) до 37 % (район Восточно-Сибирского моря) от нормы за 1961—1990 гг.

Относительно распределения в годовой сумме доли осадков теплого и холодного периода можно отметить следующее. Увеличение годовых сумм осадков в СПО полностью обеспечивается увеличением количества осадков в холодный период. В целом по СПО в холодный период количество осадков возросло на 10 % в основном за счет широтной зоны 60—70° с.ш. (здесь прирост составил 12 %, а к северу от 70° с.ш. — только 6 %). На всей же территории СПО количество осадков в холодный период года уменьшилось лишь в Чукотском районе (на 16,5 %).

В теплый сезон количество осадков в СПО за период 1936—2013 гг. уменьшилось в целом по региону на 1,4 %. Наиболее значительное уменьшение отмечалось в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 5,1 % от нормы). Статистически значимое увеличение количества осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 15 % от нормы).

В заключение отметим, что результаты мониторинга состояния приземной атмосферы в Северной полярной области позволяют сделать вывод о сохранении в последние годы тенденции к потеплению в высоких широтах.

ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

ВВЕДЕНИЕ

Оценки развития ледовых условий в 2013 г. получены по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований в высокоширотных рейсах на судах и ледоколах, проводимых в ААНИИ, на дрейфующей станции СП-40 и при осуществлении ряда международных проектов.

Оценка квантилей распределения общей сплоченности 5 и 50 % (медиана) выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» за 1945—2004 гг. (включает данные ААНИИ за 1945—1992 гг., Балтийских ледовых служб за 1960—1979 гг., Национального ледового центра США за 1972—2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968—1998 гг. и Японского метеорологического агентства за 1970—2006 гг.). Расчет среднемесячных значений общей сплоченности для 2013 г. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива НПЦ США по снегу и льду.

Со всей доступной исходной информацией можно ознакомиться на сайте ААНИИ по ссылке <http://www.aari.nw.ru/projects/ecimo/index.php>.

Для иллюстрации ледовых условий в годовом цикле представлены совмещенные региональные карты ААНИИ, Канадской ледовой службы (КЛС) и Национального ледового центра США (НЛЦ). Совмещение карт выполнено путем перекрытия слоев: ААНИИ (верхний слой) — КЛС (средний слой) — НЛЦ (нижний слой). В результате карты ААНИИ характеризуют ледовые условия морей от Гренландского до Чукотского, а также Берингова, Охотского и Балтийского, карты КЛС — морей Бофорта, Баффина, Лабрадор, Девисова пролива и проливов Канадского Арктического архипелага, а карты НЛЦ — Арктического бассейна, моря Линкольна, южной части Гренландского моря (при этом полный охват карт НЛЦ — вся акватория СЛО и субполярные моря).

Для цветовой окраски карт использован стандарт ВМО (WMO/Td. 1215) для зимнего (по возрасту) и летнего (по общей сплоченности) периодов. В зонах стыковки карт ААНИИ и КЛС, НЛЦ наблюдается определенная несогласованность границ и характеристик ледовых зон вследствие ряда различий в ледовых информационных системах ААНИИ и КЛС, НЛЦ. Однако данная несогласованность несущественна для целей интерпретации ледовых условий в рамках настоящего обзора. Исходная информация доступна на сервере МЦД МЛ по следующим адресам <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004> (карты ААНИИ), <http://wdc.aari.ru/datasets/d0031> (карты КЛС), <http://wdc.aari.ru/datasets/d0032> (карты НЛЦ).

На рис. 2.В.1 показаны границы и положение квазиоднородных районов, по которым проводится описание развития ледовых условий.

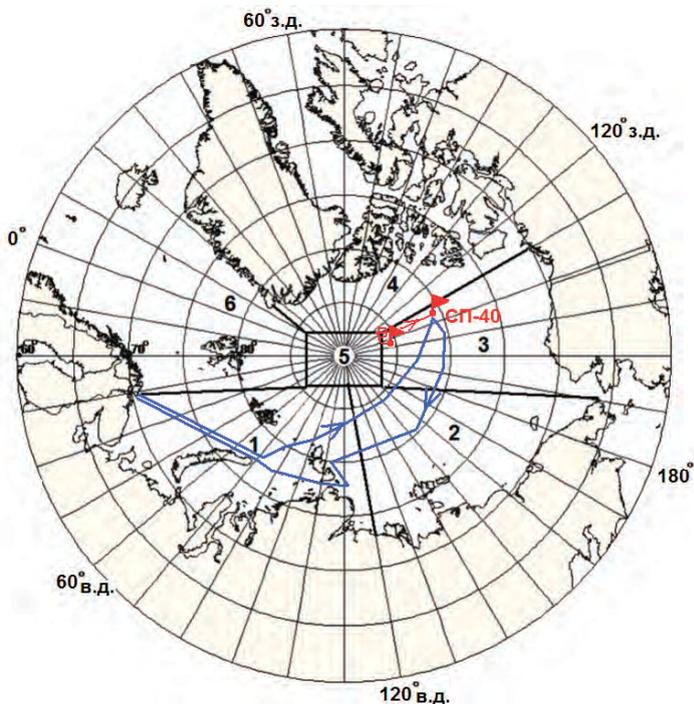


Рис. 2.В.1. Квазигодные районы СЛО и дрейф станции СП-40 в 2013 г.

1 — западный район российского сектора, 2 — восточный район российского сектора, 3 — аляскинский сектор, 4 — канадский сектор, 5 — приполюсный район, 6 — гренландский сектор. Красная кривая — дрейф СП-40; синяя кривая — рейс а/л «Ямал» в июне.

2.1. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД (ЯНВАРЬ — МАРТ)

Ледообразование в арктическом бассейне началось в середине сентября 2012 г., что на полмесяца позже средних сроков, но, в то же время, на полмесяца раньше, чем в осенний период предшествующего 2011 г. Характерной особенностью ледообразования в осенний период 2012 г. стала очень высокая его интенсивность, особенно в восточном секторе Арктики. Восточные моря полностью покрылись льдом в сроки, близкие к норме, что произошло впервые за последние 7—10 лет.

Полное замерзание арктических окраинных морей (последним из которых было Карское) произошло в середине января, что значительно позже средних многолетних сроков, но на полтора месяца раньше, чем в предшествующем 2012 г.

В результате позднего начала осенних ледовых процессов в конце 2012 г. в морях российского сектора Арктики преобладали однолетние тонкие и средние льды. Большое количество молодых льдов наблюдалось в Баренцевом и Карском морях. Небольшое количество остаточных льдов сохранилось в восточной части Восточно-Сибирского моря и в западной части Чукотского моря. Основная масса старых льдов была смещена в приполюсный район, в гренландский и канадский секторы Арктики.

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря 2012 г. составила 12,78 млн км² при норме 13,62 млн км², т.е. была на 6,1 % меньше средних многолетних значений.

Развитие ледовых условий в зимний период 2013 г. происходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительных аномалий температуры воздуха в Арктике. Особенно большие выносы тепла и положительные аномалии температуры воздуха наблюдались в западном районе российского сектора Арктики, над Баренцевым и Карским морями, а также западной частью моря Лаптевых.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период январь — март 2013 г. приведены на рис. 2.1.1 — 2.1.9.

Несмотря на позднее начало ледообразования в осенний период, его интенсивность в зимний период была велика, и темпы нарастания льда приблизились к средним многолетним значениям, особенно в морях восточного района российского сектора и в аляскинском секторе Арктики. В январе на акватории всех арктических морей, начиная от моря Лаптевых и далее на восток, преобладали однолетние средние льды (диапазон толщины 70—120 см). Только в окраинных морях российского сектора Арктики (Баренцевом, юго-западной части Карского и Чукотском) наблюдалось преобладание однолетних тонких и молодых льдов. Продолжалось становление припая на побережье и в проливах арктических морей (рис. 2.1.1).

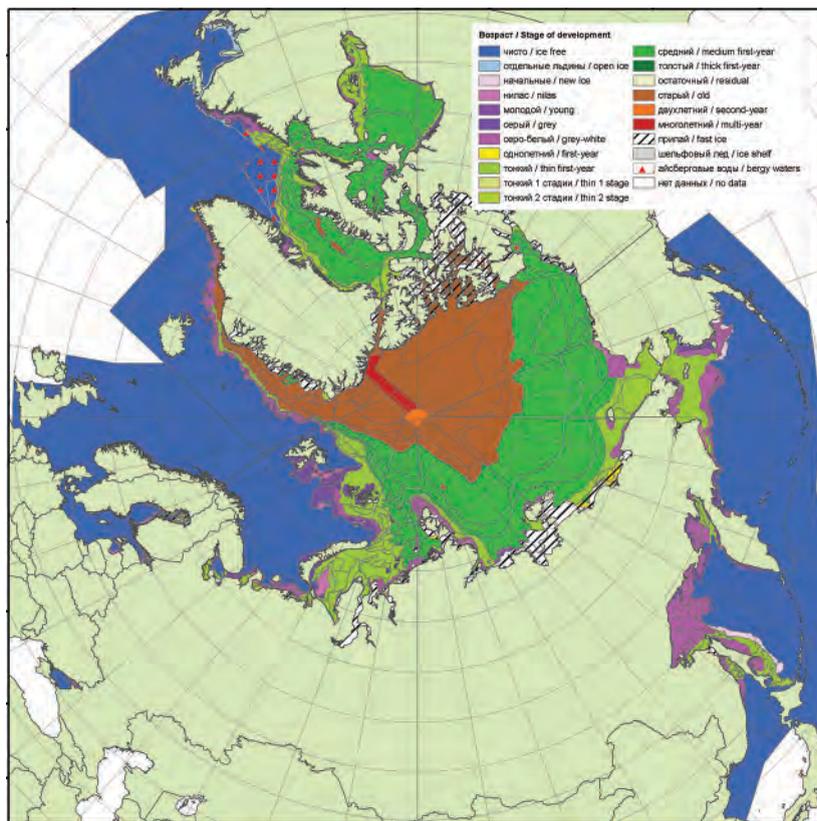


Рис. 2.1.1. Обзорная ледовая карта СЛО за 14—18 января 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

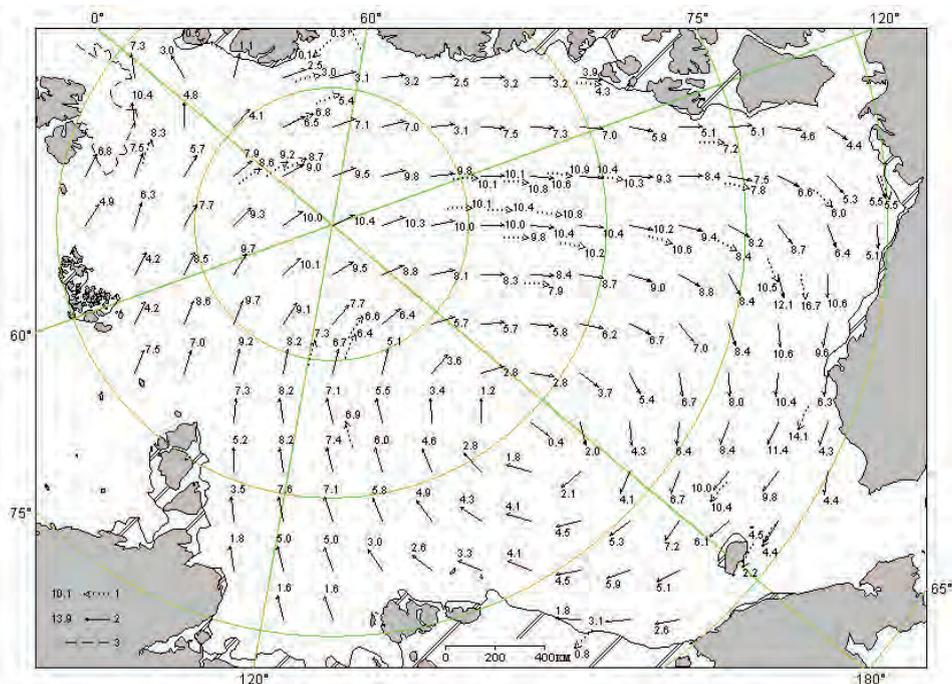


Рис. 2.1.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в январе 2013 г.

1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

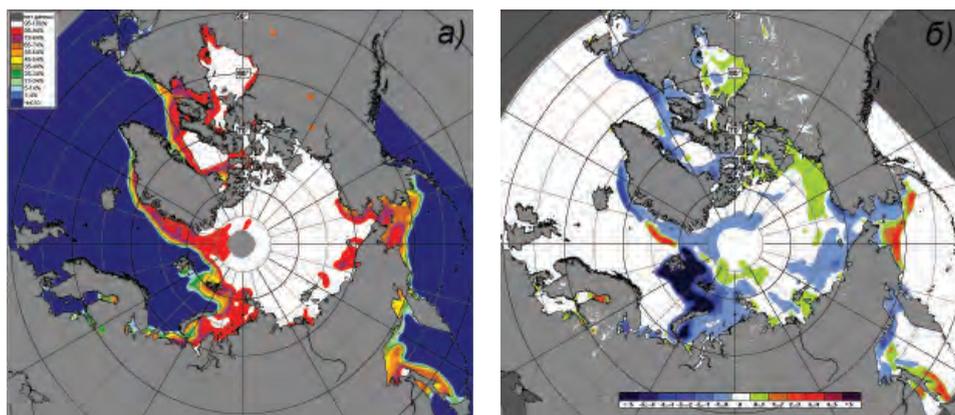


Рис. 2.1.3. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2013 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

В январе наблюдалась необычная картина развития поля дрейфа льда в СЛО. Традиционно существующий Трансарктический перенос как таковой отсутствовал. Вместо него наблюдалось развитие слабого выносного потока, захватывающего северные части морей Карского и Лаптевых, с выносом льда к побережью Гренландии. Канадский антициклонический круговорот получил обширное разви-

тие и вовлек в гигантский вихрь ледяной покров на 2/3 акватории СЛО. Центр круговорота располагался чуть севернее северной границы Восточно-Сибирского моря. Образовавшийся круговорот обусловил вынос льда из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и поступление льда в моря Бофорта и Чукотское (рис. 2.1.2).

В результате развития такой картины дрейфа льда сформировались крупные отрицательные аномалии сплоченности в морях западного района российского и гренландского сектора Арктики (на рис. 2.1.3 б зоны, выделенные синим цветом). Положительные аномалии сплоченности сформировались на севере Чукотского моря, в морях Бофорта и Беринговом (на рис. 2.1.3 б зоны, выделенные зеленым и красным цветами).

В феврале произошла перестройка крупномасштабных атмосферных процессов. Продолжалась адвекция тепла в западный район российского сектора Арктики, что привело к сохранению там отрицательной аномалии ледовитости и появлению большого количества молодых льдов. В море Лаптевых и далее на восток до моря Бофорта, а также в приполюсном районе температура воздуха была значительно ниже средних многолетних значений. Это привело к дальнейшему увеличению толщины льда и площади припая. В северных частях морей восточного района российского сектора Арктики и в море Бофорта лед перешел в возрастную градацию однолетних толстых. Непосредственно в самих морях преобладали однолетние средние льды (рис 2.1.4).

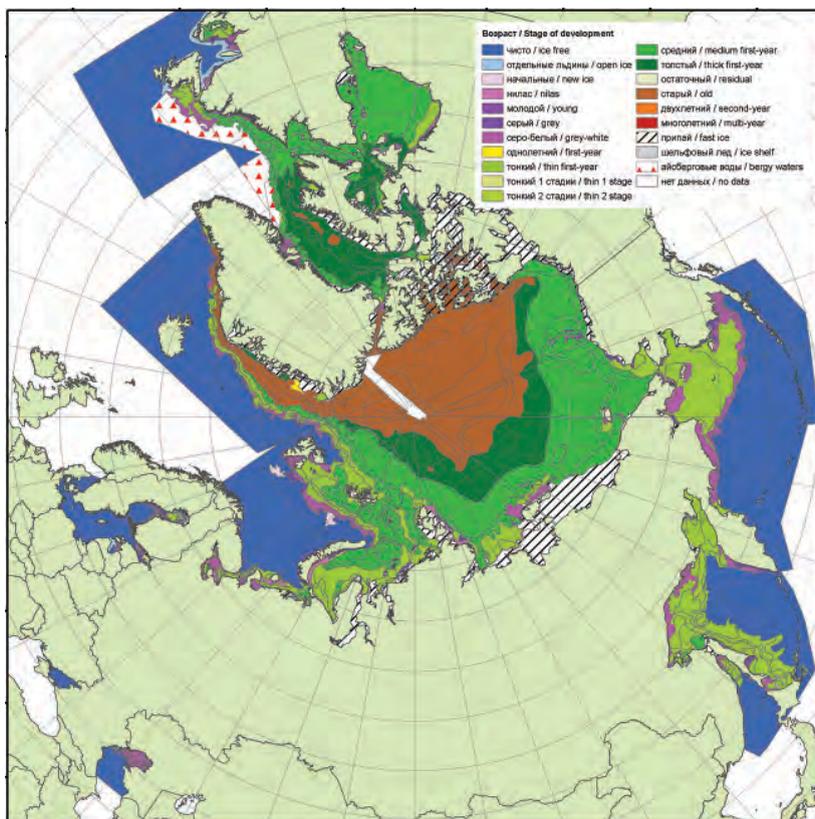


Рис. 2.1.4. Обзорная ледовая карта СЛО за 18—19 февраля 2012 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

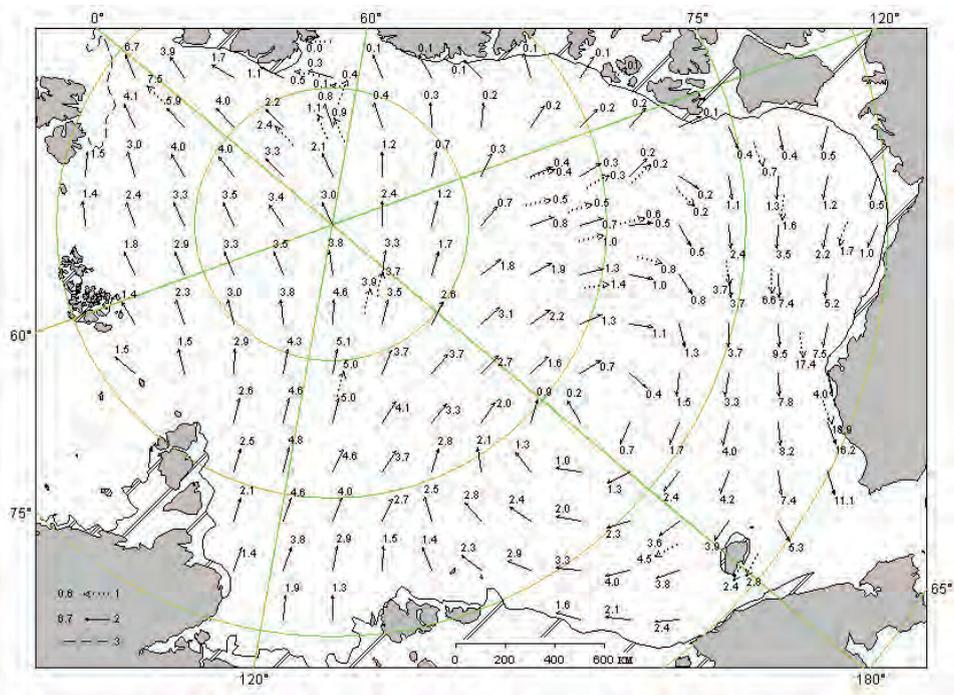


Рис. 2.1.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в феврале 2013 г.

Условные обозначения см. рис. 2.1.2.

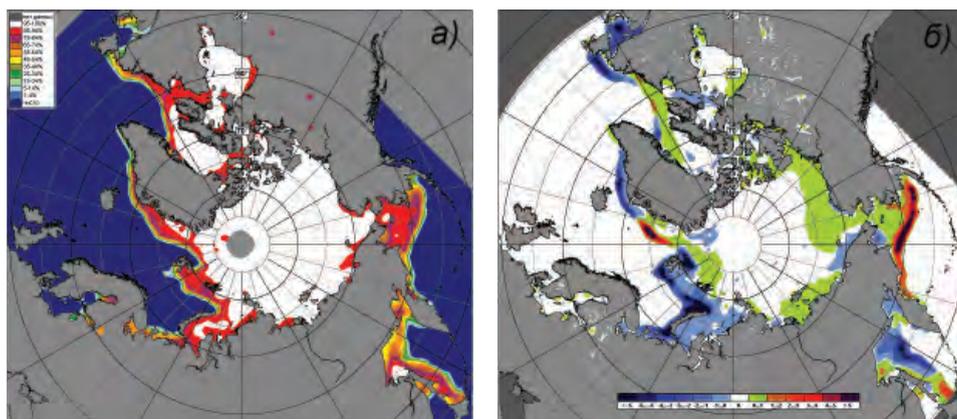


Рис. 2.1.6. Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2013 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

В феврале сформировался Трансарктический перенос льда со стрешнем, смещенным к архипелагу Новосибирские острова. Продолжал сохраняться хорошо развитый Канадский антициклонический круговорот с центром, расположенным над северной частью Чукотского моря, и хорошо развитой прибрежной ветвью дрейфа. Дрейф, направленный вдоль побережья Аляски, выносил льды из моря Бофорта в Чукотское море и Берингов пролив (рис. 2.1.5).

В результате такого дрейфа льда сохранилось характерное поле сплоченности льда с двумя хорошо выраженными областями отрицательных и положительных аномалий. В первую область вошли моря западного района российского и гренландского сектора Арктики, во вторую область — моря восточного района российского и аляскинского сектора Арктики, а также Берингово море (рис. 2.1.6 б).

В марте наблюдалось дальнейшее нарастание и развитие ледяного покрова. В возрастном составе льдов в морях восточного района российского и аляскинского секторов Арктики начали преобладать однолетние толстые льды. В морях западного района российского и в гренландском секторе Арктики преобладали однолетние средние льды, а также наблюдалось большое количество молодых льдов (рис. 2.1.7).

В марте сформировались и были хорошо выражены основные элементы общего поля дрейфа льда в океане — Трансарктический перенос льда и Канадский антициклонический круговорот. В результате Трансарктического переноса наблюдался вынос льдов из морей западного района российского сектора Арктики в гренландский сектор и далее в пролив Фрама.

В результате хорошо развитого Канадского антициклонического круговорота продолжался перенос льда вдоль аляскинского побережья из моря Бофорта в Чукотское море и вынос его через Берингов пролив. Результирующее поле среднемесячного дрейфа за март приведено на рис. 2.1.8.

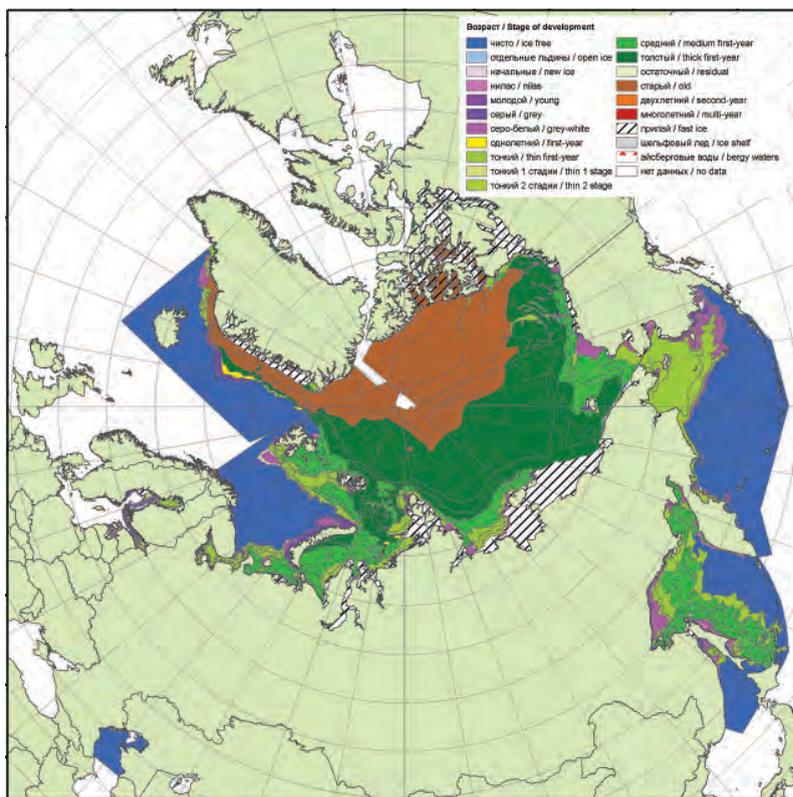


Рис. 2.1.7. Обзорная ледовая карта СЛЮ за 18—19 марта 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

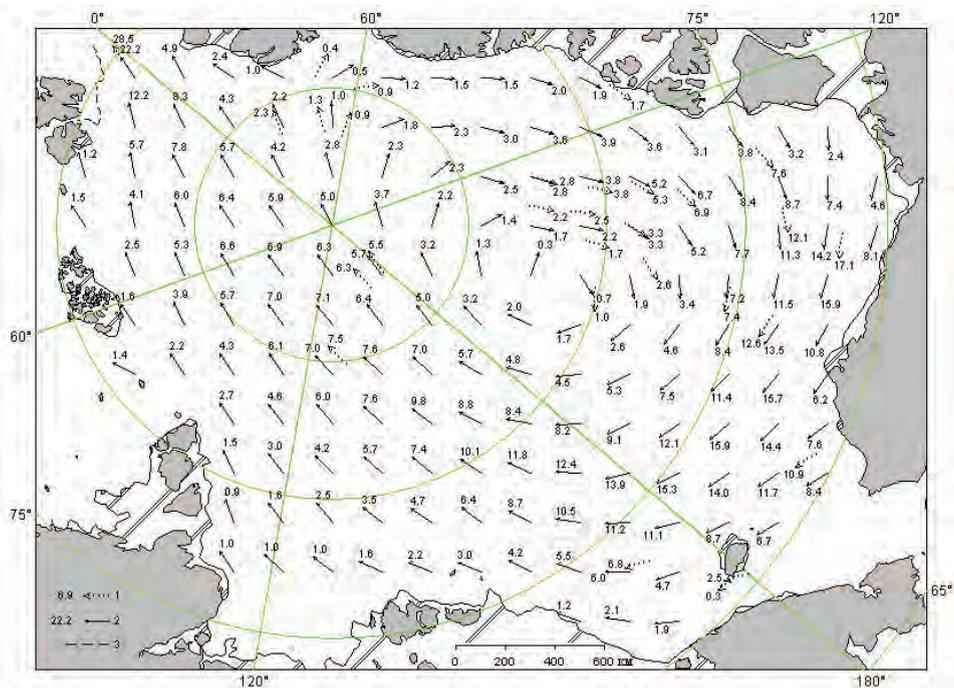


Рис. 2.1.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в марте 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 2.1.2.

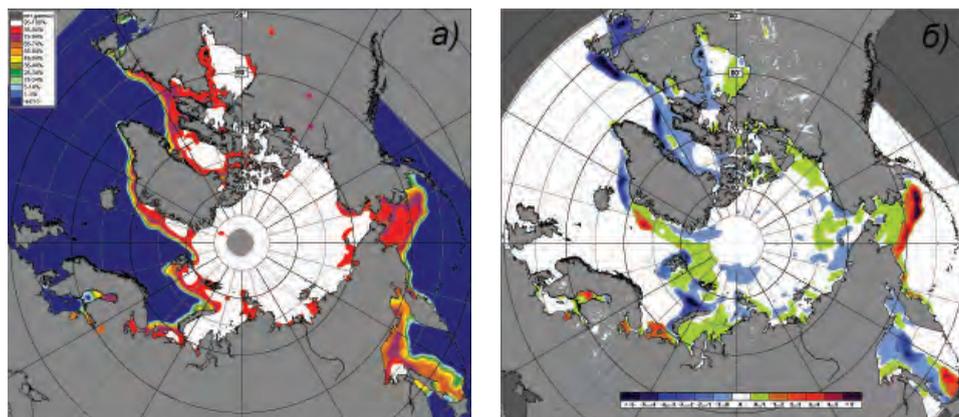


Рис. 2.1.9. Медианное распределение сплоченности льда в марте 2013 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

В поле сплоченности льда сформировались несколько центров отрицательных и положительных аномалий сплоченности, которые наблюдались в районах выноса и поступления льда в результате дрейфа (рис. 2.1.9 б).

Позднее начало ледообразования и достаточно высокая интенсивность нарастания льда в морях в течение зимних месяцев 2013 г. привели к тому, что толщина

льда по данным полярных станций во всех арктических морях была несколько меньше средних многолетних значений.

По данным полярных станций в западном районе российской Арктики аномалии толщины льда были на 20—40 см меньше нормы. В районе Новосибирских островов аномалии толщины льда были также меньше нормы, но величина аномалии составляла уже от 10 до –20 см. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях аномалии толщины льда имели разные знаки и приближались к норме.

Развитие припая в морях в течение трех зимних месяцев происходило с нормальной интенсивностью. Площадь припая была меньше средних многолетних значений во всех российских арктических морях, кроме Восточно-Сибирского моря. В конце марта суммарная площадь припая в российских арктических морях при норме 623 тыс. км² составила 591 тыс. км², что на 5 % меньше средних многолетних значений.

Развитие заприпайных полыней во всех морях было больше средних многолетних значений, но незначительно. Суммарная площадь полыней в конце марта составила 111 тыс. км² при норме 101 тыс. км², т.е. на 9 % превышала средние многолетние значения.

Весь первый квартал 2013 г. наблюдалось устойчивое сокращение количества старых льдов в результате их выноса из океана и увеличения количества однолетних льдов в результате ледопродуктивности. В распределении льда в полярном бассейне проявилась хорошо выраженная зональность. Старые льды наблюдались у гренландского и канадского побережья, а в центральной части бассейна располагалась обширная полоса однолетних толстых льдов. Далее, в северных частях российских арктических морей и море Бофорта, наблюдались однолетние средние льды. И, наконец, в прибрежной полосе наблюдались однолетние тонкие и молодые льды в заприпайных полынях (см. рис. 2.1 7).

Общее количество льдов в Северной полярной области по оценкам, выполненным в ААНИИ, в первом квартале года было на 3,5 % меньше среднего многолетнего значения за счет малой ледовитости морей гренландского сектора и западного района российского сектора Арктики (см. рис. 2.4.10).

2.2. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД (АПРЕЛЬ — ИЮНЬ)

Развитие ледовых условий в начале весеннего периода 2013 г. происходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительных аномалий температуры воздуха в Арктике. Особенно большие выносы тепла и положительные аномалии температуры воздуха наблюдались в западном районе российского сектора Арктики.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель — июнь 2013 г. приведены на рис. 2.2.1 — 2.2.9.

Дрейф всего океанического ледяного массива хорошо прослеживается по характерным ледовым образованиям — «языкам» старых льдов у восточного побережья Гренландии и в море Бофорта, по дрейфу станции СП-40, по развитию или закрытию заприпайных полыней в морях.

В апреле в распределении льдов по акватории СЛО произошел ряд существенных изменений. Практически на всей акватории СЛО однолетний лед перешел в возрастную градацию однолетних толстых. Только в западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение апреля в прибрежной и

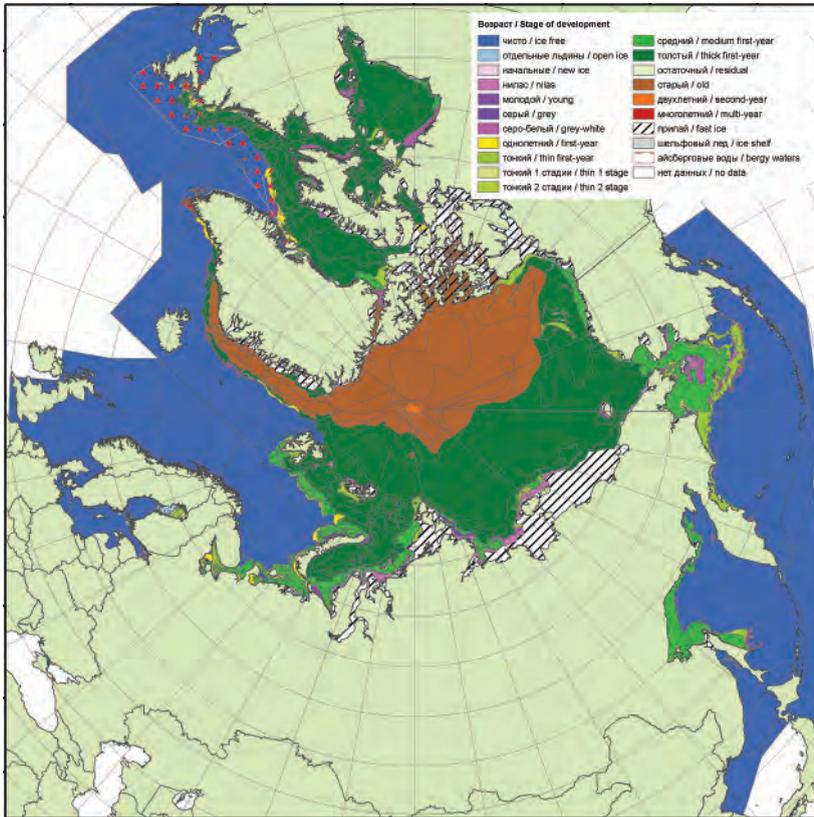


Рис. 2.2.1. Обзорная ледовая карта СЛО за 13 — 15 апреля 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

прикромочной зонах наблюдались однолетние тонкие и средние льды. Заприпайные полыньи в арктических морях были развиты слабо.

Старые льды наблюдались только в канадском, гренландском секторах и части приполюсного района Арктики и полностью отсутствовали в российских арктических морях и море Бофорта (рис. 2.2.1).

Основные структуры дрейфа в СЛО — Канадский антициклонический круговорот и Трансарктический перенос льдов — были развиты очень хорошо, хотя их центры были смещены относительно своего обычного положения. Центр Канадского антициклонического круговорота был смещен на север Чукотского моря. По южной его периферии наблюдался перенос льдов вдоль аляскинского побережья в Чукотское и Восточно-Сибирское моря и Берингов пролив.

Стрежень Трансарктического переноса льдов был смещен к Новосибирским островам. Это приводило к выносу однолетних льдов из моря Лаптевых в приполюсный район. Далее из приполюсного района в результате трансарктического дрейфа старые льды выносились в пролив Фрама (рис. 2.2.2).

В поле сплоченности ледяного покрова прослеживалась хорошо выраженная однородность. Зоны повышенной сплоченности наблюдались в Гренландском море и море Бофорта, вдоль аляскинского побережья, а также в северной части Берингова

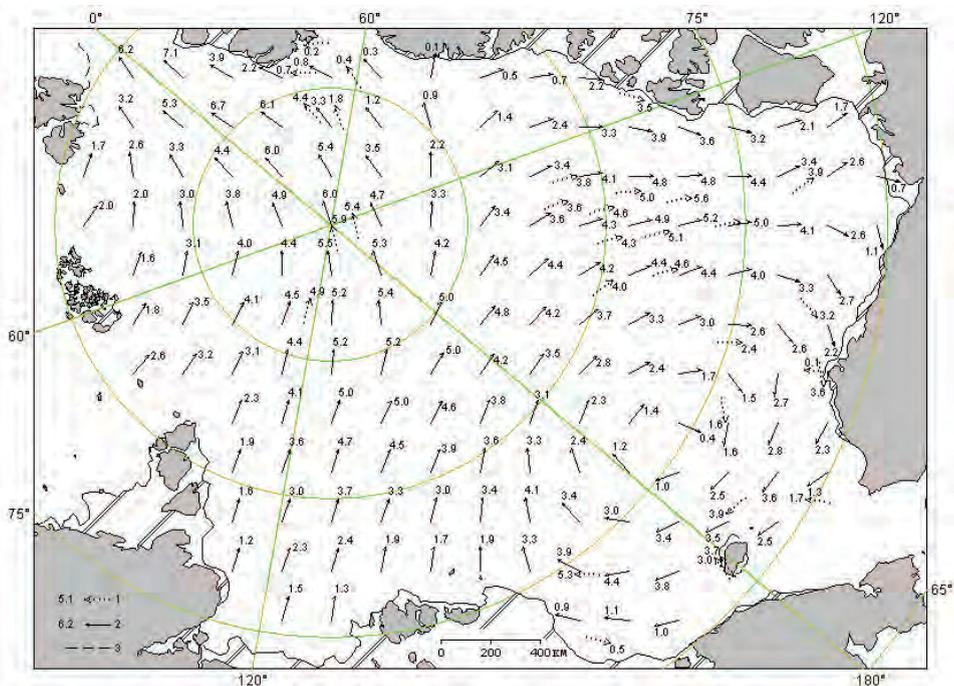


Рис. 2.2.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за апрель 2013 г.
 1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буйа, 2 — результаты расчета в узле сетки,
 3 — кромка молодого льда.

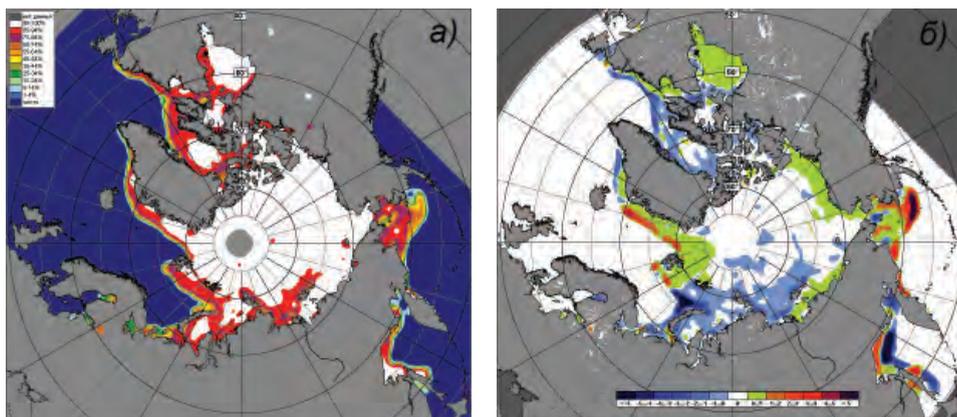


Рис. 2.2.3. Медианные распределения сплоченности льда в апреле 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I-SSMIS.

моря, куда выносились льды из моря Бофорта (на рис. 2.2.3 б зоны, выделенные зеленым цветом).

В конце мая в структурном составе льдов всего бассейна СЛО преобладали однолетние льды (преимущественно однолетние толстые льды), которые составляли около 65 % общего количества льда. Около 35 % общего количества льда состав-

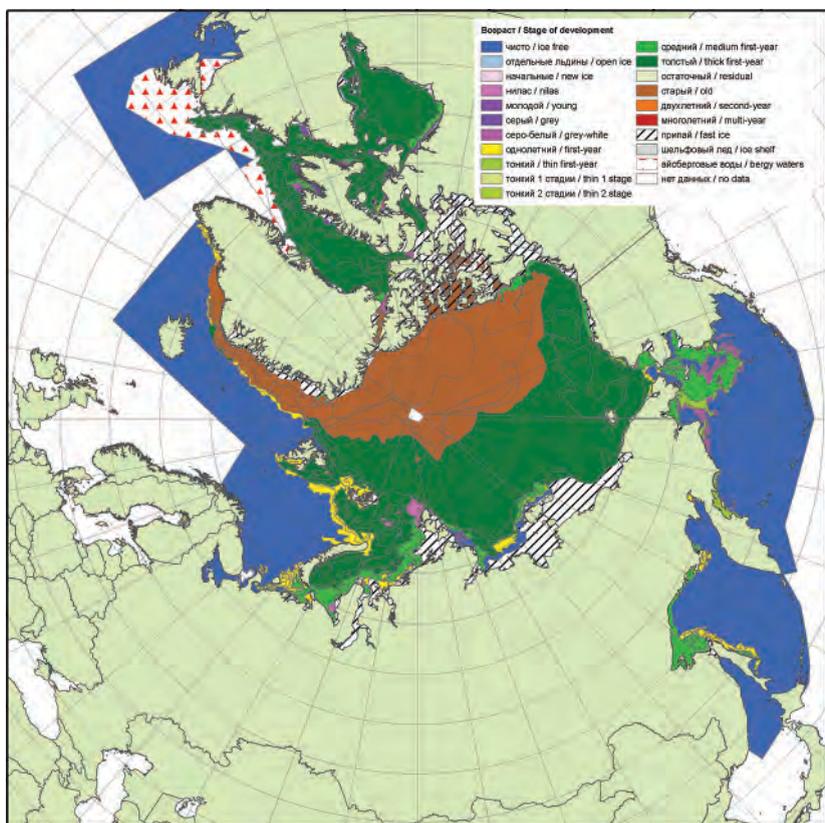


Рис. 2.2.4. Обзорная ледовая карта СЛО за 13—15 мая 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

ляли старые льды. Совсем незначительное количество молодых льдов наблюдалось в прикромочных областях морей западного района российского и гренландского секторов Арктики (в морях Баренцевом и Гренландском) и заприпайных полыньях.

Однолетние льды занимали весь российский сектор Арктики и более половины приполюсного района и аляскинского сектора. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики и частично в приполюсном районе (рис. 2.2.4).

В поле дрейфа наблюдалось обширное развитие Трансарктического переноса льда, в результате которого льды выносились из морей российского сектора Арктики. Канадский антициклонический круговорот практически отсутствовал. Наблюдался слабый дрейф льда вдоль побережья Северной Америки, выносящий льды из моря Бофорта в северную часть Чукотского моря (рис. 2.2.5).

Принципиальных изменений в распределении льдов в мае по сравнению с апрелем не наблюдалось. Однако в мае под воздействием воздушного переноса южных направлений в морях Баренцевом и Лаптевых начали формироваться устойчивые полыньи, что привело к формированию крупных отрицательных аномалий сплоченности льда (на рис. 2.2.6 б зоны, выделенные темно-синим цветом).

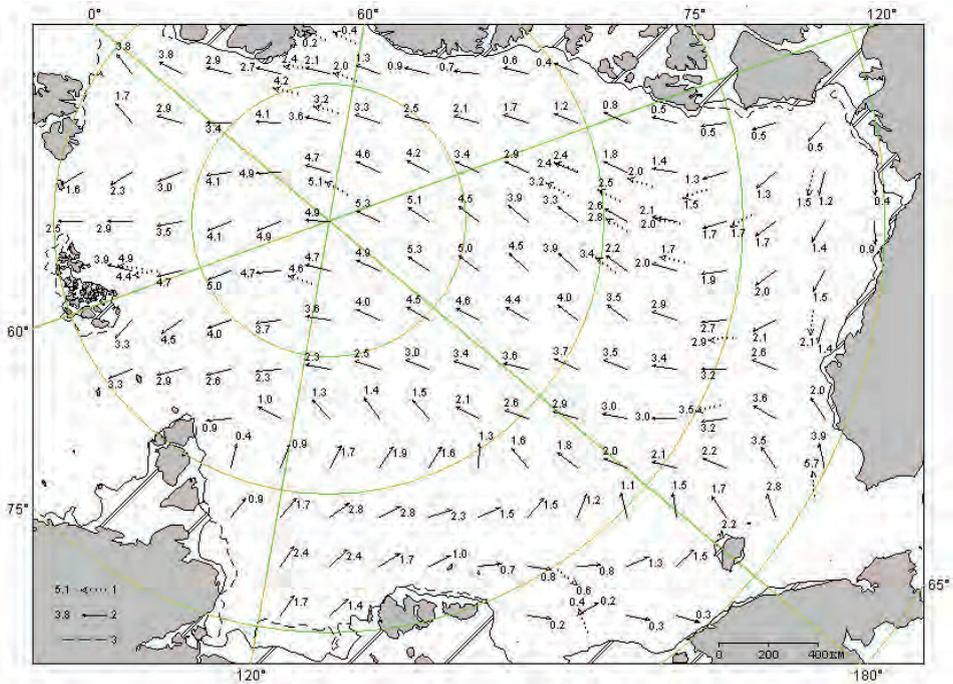


Рис. 2.2.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда за май 2013 г.

Условные обозначения см. рис. 2.2.2.

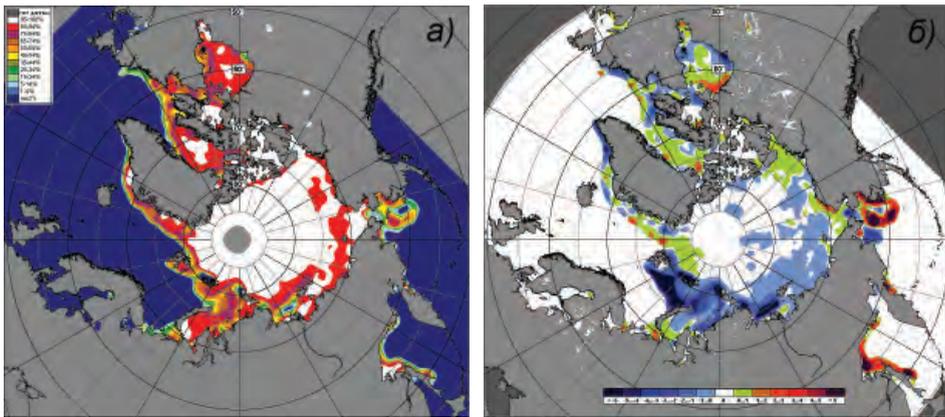


Рис. 2.2.6. Медианные распределения сплоченности льда в мае 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I-SSMIS.

В июне началось чрезвычайно быстрое очищение морей западного района российского сектора Арктики — Баренцева и Лаптевых. В этих морях сформировались крупные положительные аномалии ледовитости. Очищение, в первую очередь, было связано с интенсивным дрейфом выносного характера из этих морей, адвекцией тепла в эти районы, постоянным наличием запримайных полыней и последующим развитием процессов таяния и разрушения льда (рис. 2.2.7).

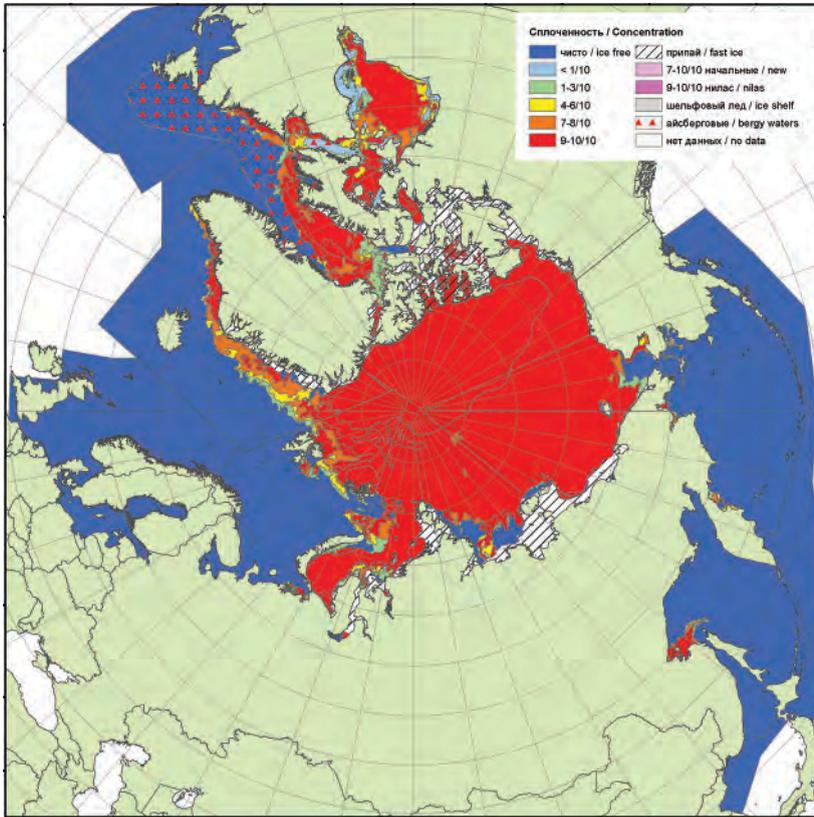


Рис. 2.2.7. Обзорная ледовая карта СЛЮ за 17—18 июня 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

Поле дрейфа ледяного покрова в июне представляло собой достаточно сложную картину, состоящую из двух круговоротов — Канадского антициклонического, центр которого был смещен к берегам Канадского Арктического архипелага, и циклонического с центром, расположенным в приполюсном районе. Трансарктический перенос льда как таковой отсутствовал (рис. 2.2.8).

В результате циклонического дрейфа льда в поле сплоченности ледяного покрова сформировались крупные отрицательные аномалии во всех морях западного района российского сектора (на рис. 2.2.9 б зоны, выделенные темно-синим цветом). Зоны положительной аномалии сплоченности сформировались в морях восточного района российского сектора, а также в море Бофорта (на рис. 2.2.9 б зоны, выделенные зеленым цветом).

Развитие припая в российских арктических морях в течение весенних месяцев проходило с различной интенсивностью для морей западного и восточного районов Арктики. В июне наблюдалось значительное уменьшение площади припая в результате его взлома и разрушения практически во всех арктических морях. Суммарная площадь припая в российских арктических морях в конце июня составила 385 тыс. км² при норме в 500 тыс. км², т.е. была на 23 % меньше нормы.

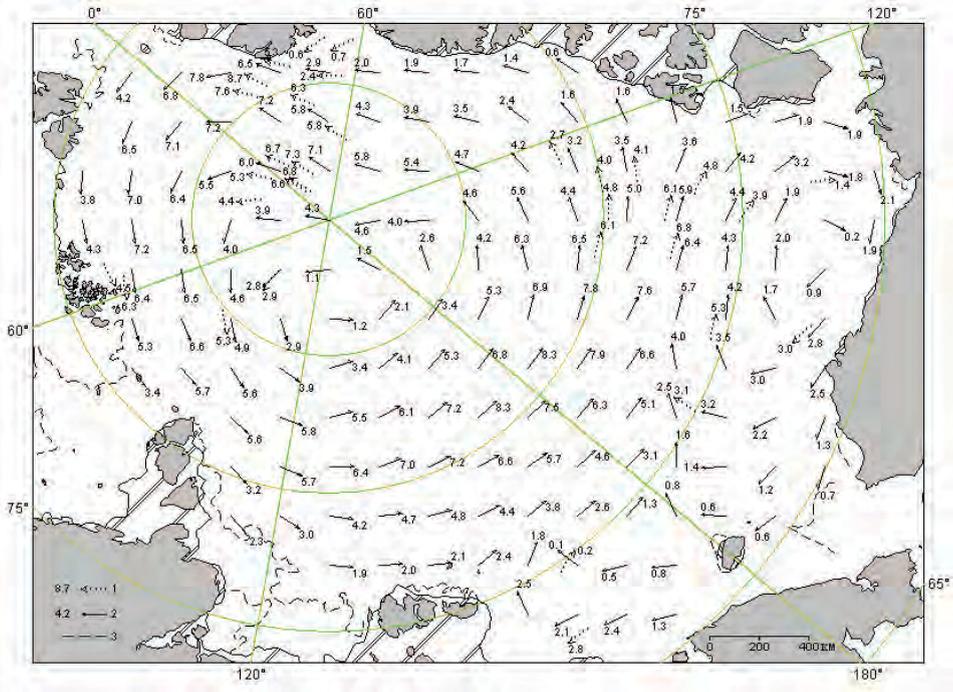


Рис. 2.2.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июнь 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 2.2.2.

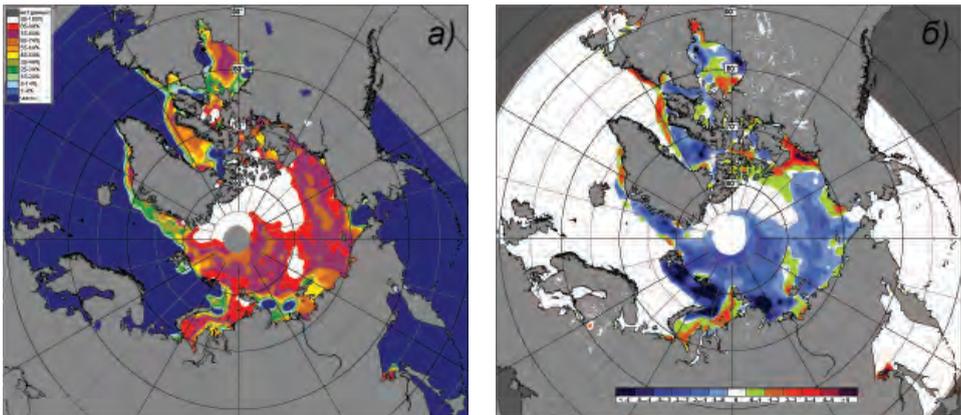


Рис. 2.2.9. Медианные распределения сплоченности льда в июне 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I-SSMIS.

Развитие заприпайных полыней в этих морях, наоборот, превысило средние многолетние значения. В конце июня площадь заприпайных полыней составила 520 тыс. км², что на 47 % больше среднего многолетнего значения, равного 220 тыс. км². Крупные заприпайные полыни сформировались в морях западного района российского сектора Арктики.

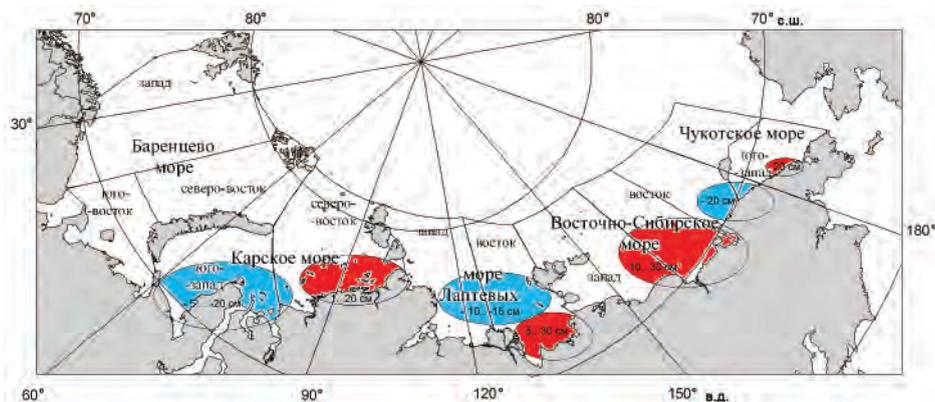


Рис. 2.2.10. Аномалии толщины льда в морях российского сектора Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания льда (конец мая) в 2013 г.

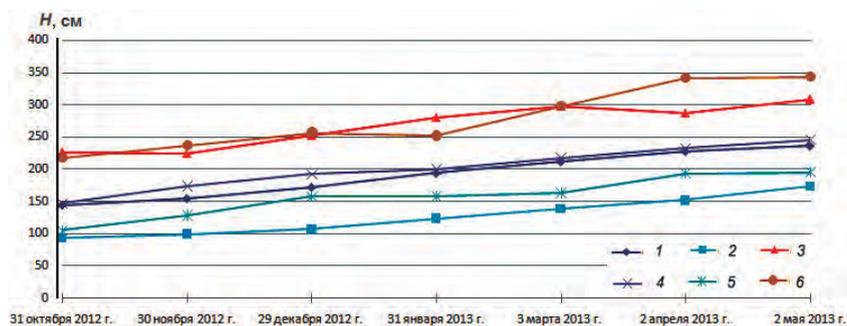


Рис. 2.2.11. Изменение толщины льда (см) по данным прямых измерений на дрейфующей станции СП-40.

1 — средняя, 2 — минимальная, 3 — максимальная, 4 — средняя EM-31 (магниторезонансный измеритель), 5 — минимальная EM-31, 6 — максимальная EM-31.

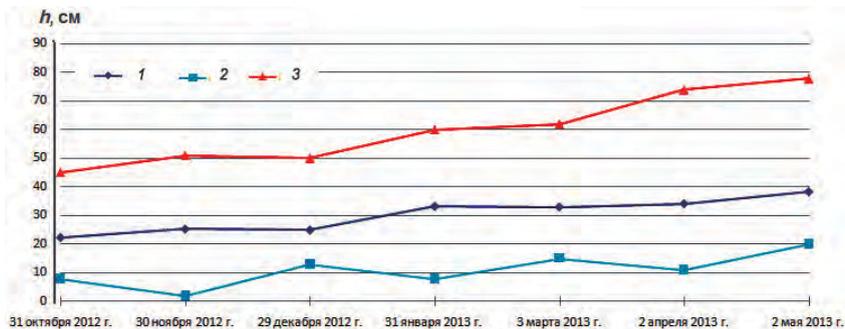


Рис. 2.2.12. Изменения высоты снежного покрова по данным прямых измерений на дрейфующей станции СП-40.

1 — средняя, 2 — минимальная, 3 — максимальная.

Во втором квартале сохранилась и значительно усилилась тенденция, наметившаяся в зимние месяцы 2013 г., — пониженная площадь припая и увеличенная площадь заприпайных полыней.

В весенний период интенсивность нарастания льда была невелика в западном районе и превышала среднее многолетнее значение в восточном районе российского сектора Арктики, что при позднем начале ледообразования осенью привело к отрицательным аномалиям толщины льда в первом районе и положительным во втором (рис. 2.2.10).

Измерения морфометрических характеристик льда на дрейфующей станции СП-40 показали, что интенсивность нарастания льда в весенний период 2013 г. в высоких широтах была близка к средним многолетним значениям. За период с конца октября по первую декаду мая увеличение толщины льда составило 50 см (от 150 до 200 см). Увеличение толщины льда происходило в среднем по 2,8 см за декаду, что для этого периода близко к средним многолетним значениям.

Высота снежного покрова в весенний период 2013 г. оказалась близкой к среднему многолетнему значению. По данным измерений, наибольшая высота снежного покрова на начало мая составила 39 см при характерном среднем многолетнем значении для этого района, равном примерно 40 см.

Ход изменения толщины льда и высоты снежного покрова по данным прямых измерений на полигоне СП-40 приведен на рис. 2.2.11 и 2.2.12.

Общее количество льда в Северном Ледовитом океане по оценкам, выполненным в ААНИИ, во втором квартале 2013 г. оказалось в среднем на 3 % меньше среднего многолетнего значения за счет малой ледовитости морей западного района российского сектора Арктики — Гренландского, Баренцева и Карского морей (см. рис. 2.4.10).

По количеству льда в СЛО весенний период 2013 г. оказался одним из наиболее ледовитых за последнее десятилетие. Количество льда в СЛО в 2013 г. во всех районах превысило показатели 2012 г. и почти на 150 тыс. км² превысило среднее количество льда за период 2002—2013 гг.

2.3. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД (ИЮНЬ — СЕНТЯБРЬ)

К началу летнего периода в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях сложились следующие гидрометеорологические и ледовые условия: положительные аномалии температуры воздуха в Арктике, преобладание однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора Арктики, смещение массива старых льдов в канадский и гренландский секторы Арктики и в приполюсный район.

В структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли около 65—70 % общего количества льда. Около 30—35 % общего количества льда составляли старые льды. Однолетние льды занимали российский и практически весь аляскинский секторы Арктики. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики и в приполюсном районе.

На начало июля в результате выносного характера дрейфа и интенсивного разрушения льда в морях западного района российского сектора Арктики сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости. Они оказались на 20—30 %

меньше средних многолетних значений ледовитости в Баренцевом и Карском морях и западной части моря Лаптевых. В этих морях в начале летнего периода сформировались крупные зоны чистой воды, которые способствовали дальнейшему теплонакоплению и очищению этих районов от льда.

В морях восточного района российского сектора Арктики и в море Бофорта также сформировались отрицательные аномалии ледовитости, но они были незначительно меньше нормы — не более чем на 4—8 %.

На таком благоприятном фоне, который сформировался в начале летнего периода и особенно хорошо проявился в западных окраинных морях российского сектора Арктики, начались летние процессы.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градициям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль — сентябрь 2013 г. приведены на рис. 2.3 1—2.3.9.

В июле продолжалось интенсивное очищение крайних западных морей (Баренцева, Карского и Лаптевых). К концу июля значительная часть акватории этих морей очистилась от дрейфующих льдов; аномалии ледовитости составили от –30 до –50 %. Большое количество льда сохранялось в северо-западной части Карского моря, восточной части Восточно-Сибирского моря, морях Чукотском и Бофорта. В этих районах наблюдалось близкое к среднему многолетнему развитие ледовых условий (рис. 2.3.1).

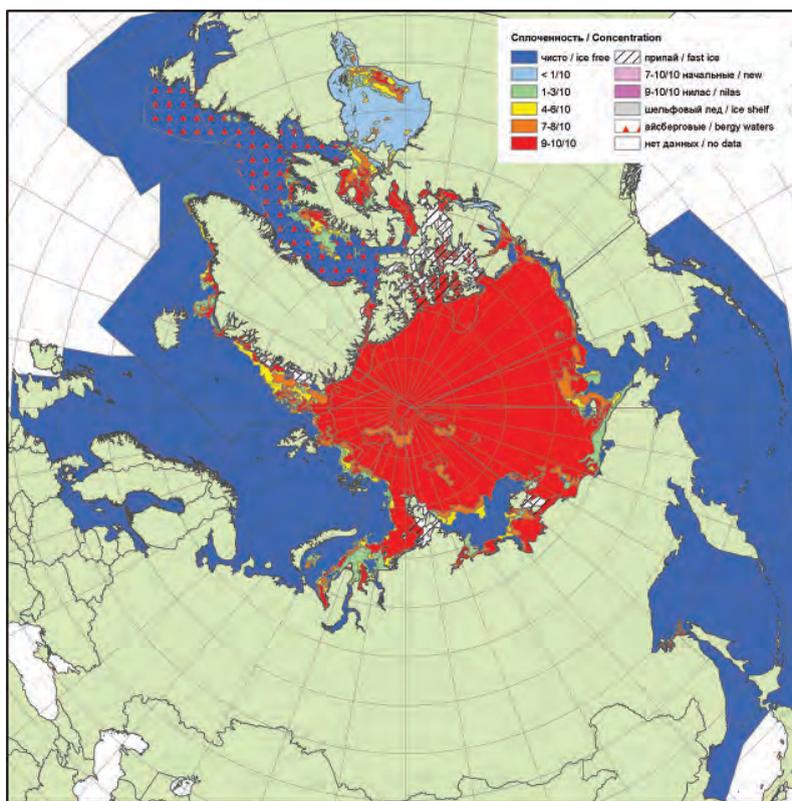


Рис. 2.3.1. Обзорная ледовая карта за 15—16 июля 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

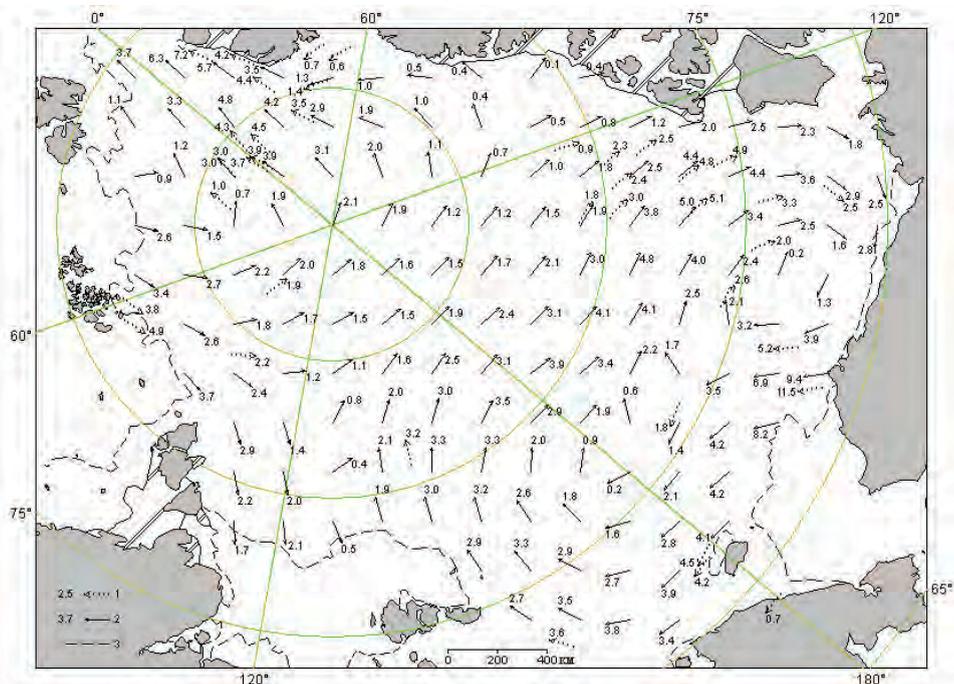


Рис. 2.3.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за июль 2013 г.

1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

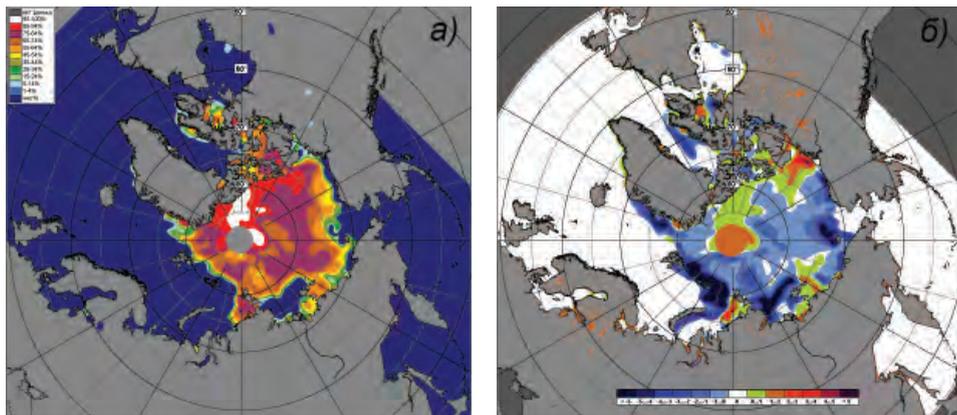


Рис. 2.3.3. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

В поле дрейфа льда наблюдалось хорошо выраженное развитие только одной из основных структур — Канадского антициклонического круговорота. Его развитие обусловило поступление льдов в море Бофорта и в моря восточного района российского сектора Арктики, поддерживая в них ледовитость, близкую к норме. Трансарктический перенос льда был развит крайне слабо и практически не влиял на формирование общей структуры дрейфа льда в СЛО (рис. 2.3.2).

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была меньше нормы. Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости и сплоченности льда, вносили окраинные западные моря (на рис. 2.3.3 б зоны, выделенные синим цветом). Положительные аномалии сплоченности льда наблюдались в морях Восточно-Сибирском и Бофорта, а также в районе Гренландии, куда был направлен основной вынос льдов (на рис. 2.3.3 б зоны, выделенные зеленым и красным цветами).

Припай в российских арктических морях в июле полностью разрушился, что произошло в среднем на 5—15 суток раньше средних многолетних сроков.

В течение августа продолжались таяние и сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда в западном районе российского сектора Арктики (моря Баренцево, Карское, Лаптевых). Граница отступления дрейфующих льдов в этих морях превзошла абсолютный исторический минимум развития ледяного покрова, наблюдавшийся в 2007 г. Таким образом, для этих окраинных арктических морей был установлен новый минимум развития ледяного покрова в августе. В морях восточного района российского сектора Арктики и море Бофорта ледовые условия были близки к норме. В августе сформировалась четко выраженная оппозиция в развитии ледовых условий между западной и восточной частями Северного Ледовитого океана (рис. 2.3.4).

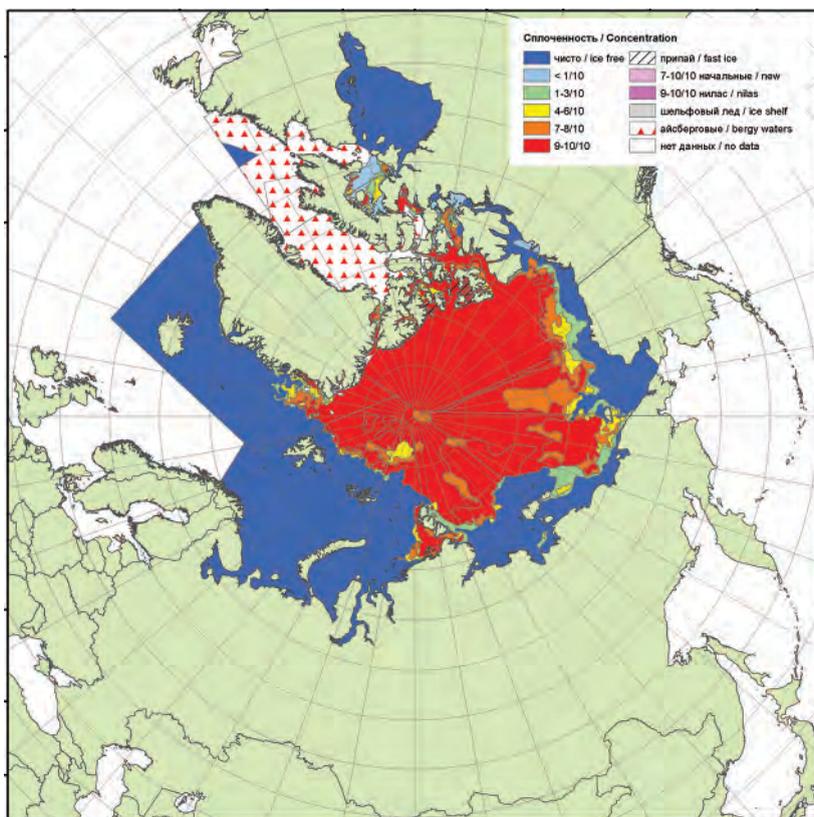


Рис. 2.3.4. Обзорная ледовая карта за 12—20 августа 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

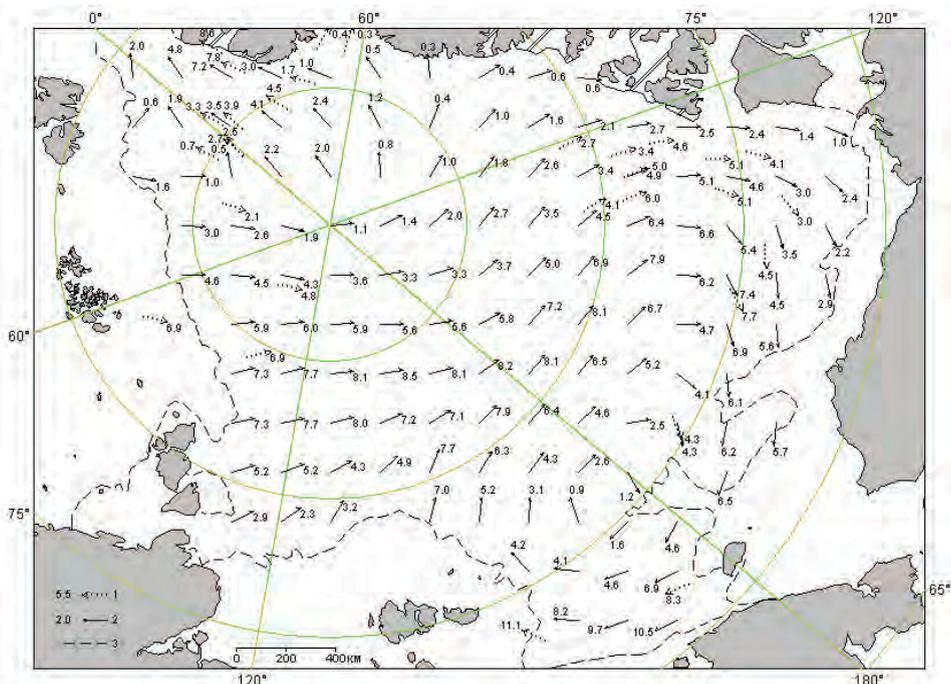


Рис. 2.3.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 2.3.2.

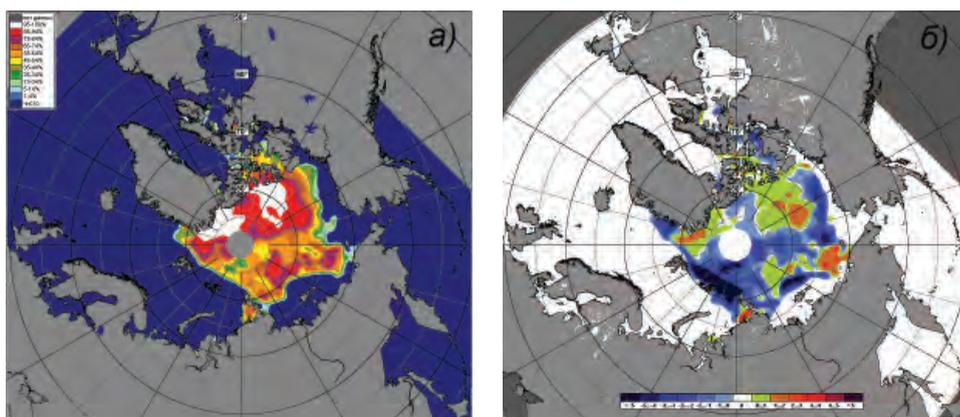


Рис. 2.3.6. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

В августе в поле дрейфа льда существенных изменений не наблюдалось. Трансарктический перенос льда полностью отсутствовал и, следовательно, не оказывал влияния на формирование общей структуры дрейфа льда в СЛЮ. Канадский антициклонический круговорот был хорошо развит и поддерживал высокую ледовитость в морях Бофорта, Восточно-Сибирском и Чукотском (рис. 2.3.5).

В результате смещения массива арктических льдов к побережью Гренландии и островам Канадского Арктического архипелага, поступления льда в моря Бофорта и Восточно-Сибирское в этих районах сформировались положительные аномалии сплоченности льда (на рис. 2.3.6 б зоны, выделенные зеленым и красным цветом). В результате интенсивного таяния и разрушения льда в морях Гренландском, Баренцевом, Карском и Лаптевых в поле сплоченности льда сформировались отрицательные аномалии (на рис. 2.3.6 б зоны, выделенные синим цветом).

В течение сентября происходило дальнейшее очищение российских арктических морей. В процесс очищения были вовлечены и восточные моря — Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта. Однако если Чукотское море полностью очистилось от льдов, то в морях Восточно-Сибирском и Бофорта сохранилось большое количество остаточных льдов.

Основная масса льдов, сохранившихся после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, сместилась в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики (рис. 2.3.7).

Поле дрейфа ледяного покрова приведено на рис. 2.3.8. Сформировавшееся в сентябре поле дрейфа льда имело чрезвычайно необычную структуру: образовался

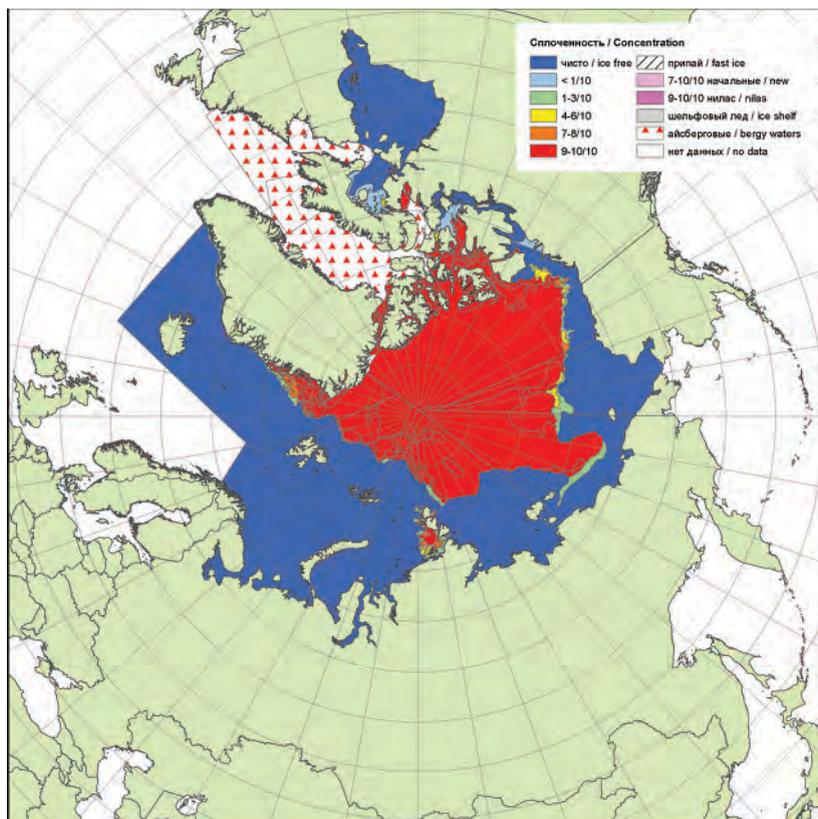


Рис. 2.3.7. Обзорная ледовая карта за 16—17 сентября 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

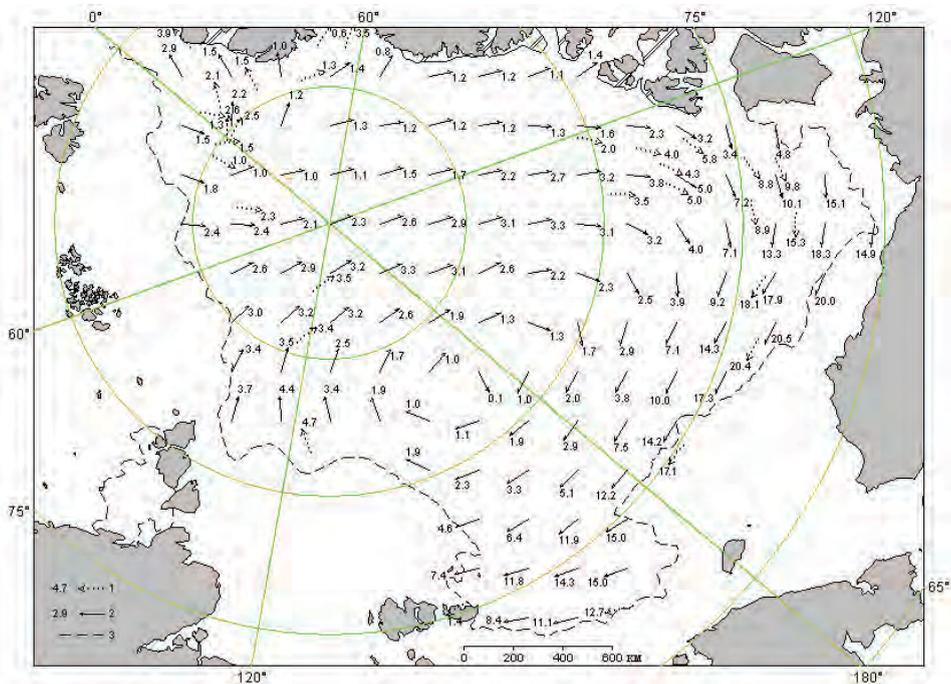


Рис. 2.3.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за сентябрь 2013 г. Условные обозначения см. рис. 2.3.2.

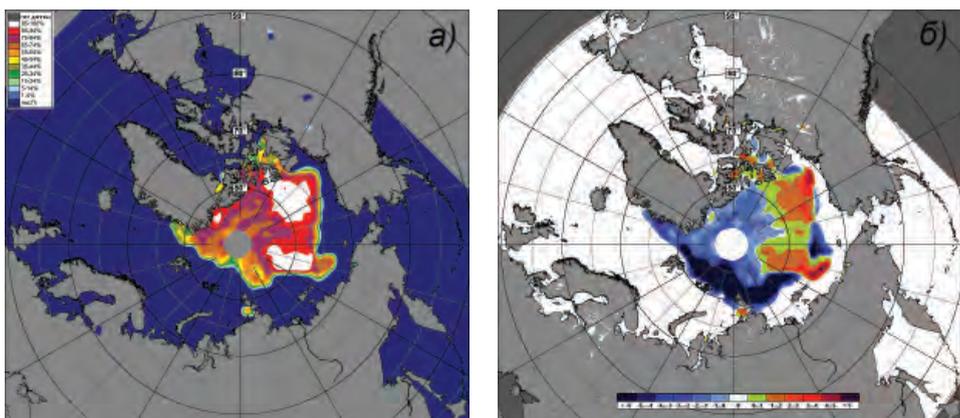


Рис. 2.3.9. Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

хорошо выраженный антициклонический круговорот с центром, смещенным на северную часть Восточно-Сибирского моря. Трансарктический вынос льда практически полностью отсутствовал. Сформировавшееся поле дрейфа поддерживало большую остаточную ледовитость в морях восточного района российского и канадского секторов Арктики.

В сентябре сохранились значительные отрицательные аномалии сплоченности льда в морях западной части СЛО — в гренландском секторе и западном районе российского сектора Арктики (на рис. 2.3.9 б зоны, выделенные темно-синим цветом). Положительные аномалии сплоченности сохранялись в целом во всей восточной части СЛО — в канадском секторе и в восточном районе российского сектора Арктики (на рис. 2.3.9 б зоны, выделенные зеленым и красным цветами).

По оценкам, выполненным в лаборатории режимных пособий ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2013 г. составила 5,1 млн км² при норме 6,3 млн км², что на 19 % меньше средних многолетних значений. Вместе с тем, нужно отметить, что значение общей ледовитости СЛО и ледовитости двух его крупных секторов превосходили среднее значение ледовитости за последнее десятилетие (2002 — 2013 гг.).

Ледовитость в СЛО и двух его секторах в 2013 г. оказалась значительно выше, чем ледовитость, наблюдавшаяся в этих районах за последние пять лет. Только в западном секторе (45° з.д. — 95° в.д., Гренландское — Карское моря) был установлен новый исторический минимум ледовитости (табл. 2.3.1).

Таблица 2.3.1

Медианные значения ледовитости за 16 — 22 сентября 2013 г. и ее аномалии по отношению к периодам 2002—2013 и 1978—2013 гг. по данным наблюдений SSMR-SSM/I-SSMIS, алгоритм NASATEAM

Район, сектор	S, тыс. км ²	Аномалии, тыс. км ²					Среднее за период	
		2008	2009	2010	2011	2012	2002— 2013	1978— 2013
СЛО	5103,0	461,2	-173,1	419,0	525,5	1632,2	79,5	-1184,3
45°з.д. — 95°в.д. (Гренландское — Карское моря)	827,0	-377,7	-554,1	-496,6	-395,2	-156,4	-433,4	-643,6
95°в.д. — 170°з.д. (моря Лаптевых — Чукотское, Берингово, Охотское)	1554,4	183,7	3,8	233,7	194,0	740,4	129,1	-523,5
170°з.д. — 45°з.д. (море Бофорта и канадская Арктика)	2721,6	655,1	377,1	681,8	726,7	1048,2	383,8	-17,2

На рис. 2.4.10 приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов за период с 26 октября 1978 г. по 22 сентября 2013 г. по годам на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I-SSMIS, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости показывает, что практически весь зимний, весенний и летний периоды количество льда в целом по СЛО было меньше среднего многолетнего значения (нормы за 1978—2013 гг.). Вместе с тем, необходимо отметить, что значения ледовитости оказались больше, чем за последнее пятилетие.

2.4. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД (ОКТАБРЬ—ДЕКАБРЬ)

Ледообразование в арктическом бассейне началось в середине сентября 2013 г., что на полмесяца позже средних многолетних сроков. На северных границах арктиче-

ских морей молодые льды стали формироваться в начале октября. Ледообразование в осенний период 2013 г. характеризовалось очень большой интенсивностью.

Близкое к норме ледообразование началось среди остаточных льдов в северо-восточной части Карского моря, а также в мористой и прибрежной частях морей Лаптевых и Восточно-Сибирском. Уже в середине октября акватории этих морей были полностью покрыты молодыми льдами. Полное замерзание арктических окраинных морей (последними из которых были Карское море и юго-запад Чукотского моря) произошло в конце декабря, что позже средних многолетних сроков приблизительно на две-три недели, но на один-полтора месяца раньше, чем в предшествующие годы (2011—2012 гг.).

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градициям за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период октябрь—декабрь 2013 г. приведены на рис. 2.4.1—2.4.9.

В октябре продолжилось интенсивное ледообразование, и молодые льды появились на акваториях всех окраинных арктических морей без исключения. Количество молодых льдов, появившихся в СЛО с середины сентября по середину октября составило 2,5 млн км², что на 0,5 млн км² больше среднего многолетнего значения. Высокую интенсивность нарастания льда подтверждает тот факт, что акватории центральных арктических морей (Лаптевых и Восточно-Сибирского) в течение октября оказались полно-

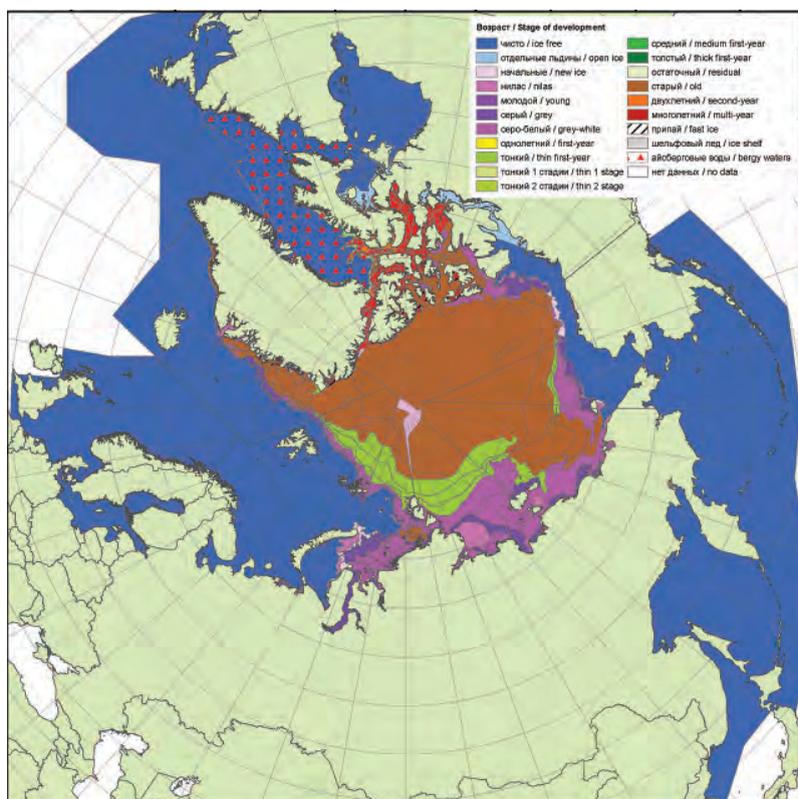


Рис. 2.4.1. Обзорная ледовая карта за 21—22 октября 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

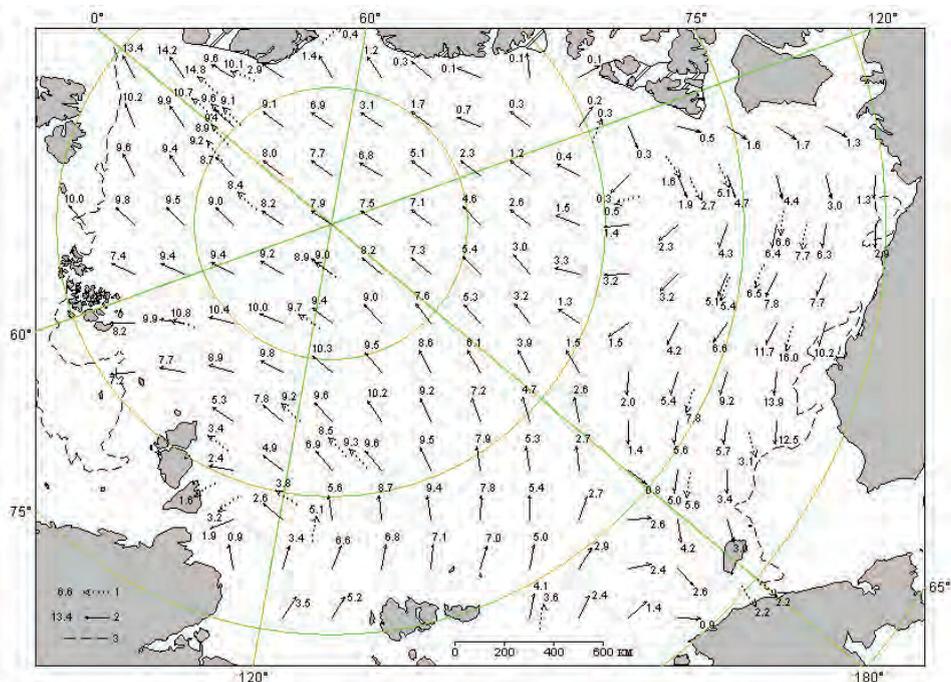


Рис. 2.4.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за октябрь 2013 г.

1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

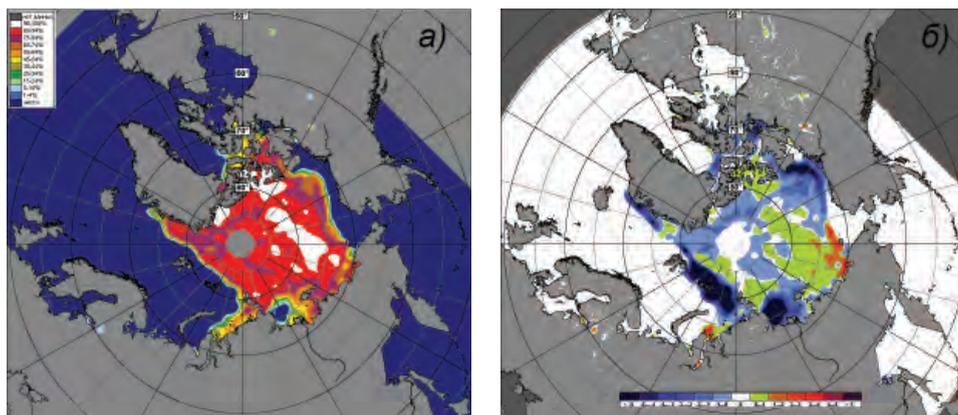


Рис. 2.4.3. Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

стью покрытыми молодыми льдами, а среди остаточных льдов океанического массива в третьей декаде октября наблюдались однолетние тонкие льды (рис. 2.4.1).

В октябре был хорошо развит Трансарктический перенос льда, стрежень которого проходил в направлении от архипелага Новосибирские острова до пролива Фрама. Однако даже интенсивный вынос льда из морей Лаптевых и Восточно-

Сибирского не смог помешать быстрому распространению молодого льда в этих морях. Центр Канадского антициклонического круговорота льда был смещен к островам Канадского Арктического архипелага. Сам круговорот был развит слабо; исключение составила его прибрежная ветвь, направленная вдоль северного побережья Аляски. В результате этого дрейфа в Чукотское море поступало большое количество льда из моря Бофорта (рис. 2.4.2).

В поле сплоченности льда сформировались три центра пониженной и один центр повышенной сплоченности льда. Центры пониженной сплоченности льда наблюдались в Баренцевом море, которое в течение всего октября оставалось свободным от льда в зонах вноса льдов из моря Бофорта и западной части моря Лаптевых. Зона повышенной сплоченности льда наблюдалась в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, в которые лед поступал под воздействием прибрежной ветви Канадского антициклонического круговорота (на рис. 2.4.3 б зоны, выделенные зеленым цветом).

В ноябре продолжались интенсивное ледообразование и увеличение толщины льда. Нарастание льда в самом бассейне и в окраинных морях происходило очень интенсивно. Это хорошо прослеживается по появлению в окраинных морях льдов старшего возраста. Если в начале ноября в морях преобладали молодые льды, то в середине ноября на значительной части акватории морей наблюдались уже однолетние тонкие льды (диапазон толщины 30—70 см).

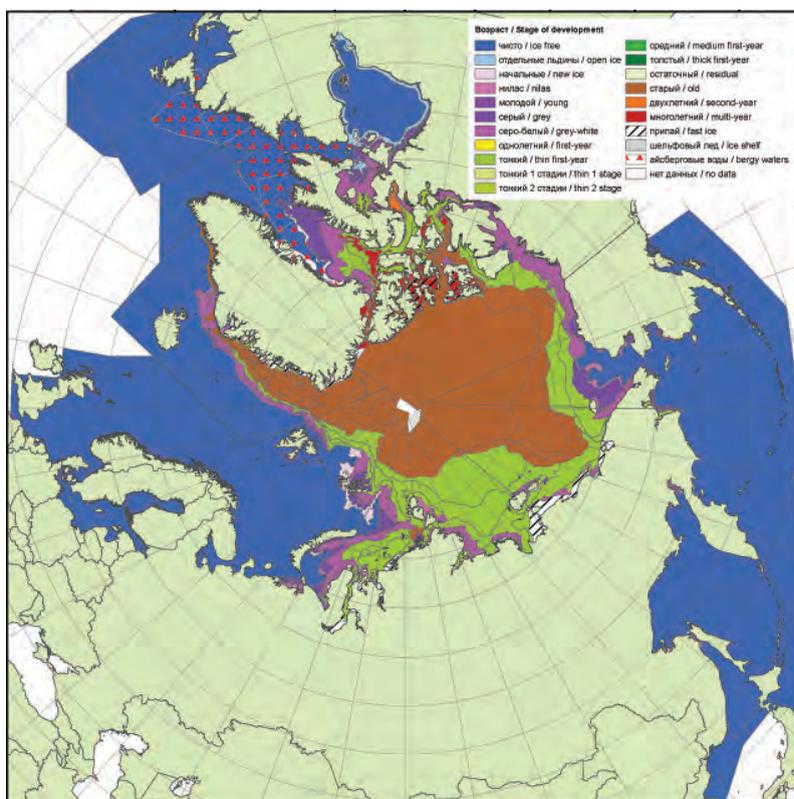


Рис. 2.4.4. Обзорная ледовая карта за 18—19 ноября 2013 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

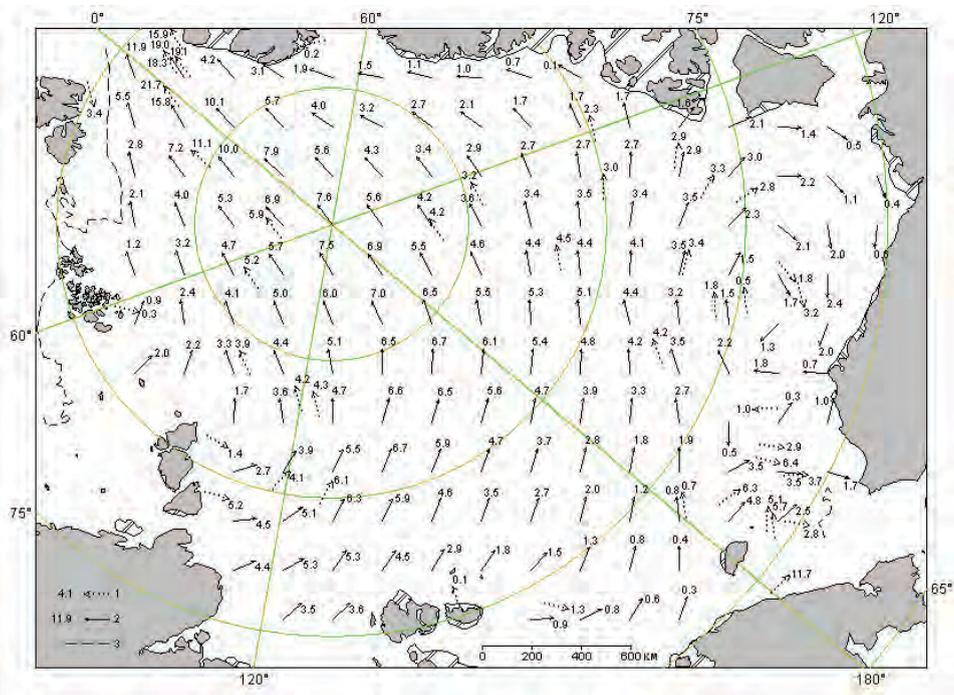


Рис. 2.4.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за ноябрь 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 2.4.2.

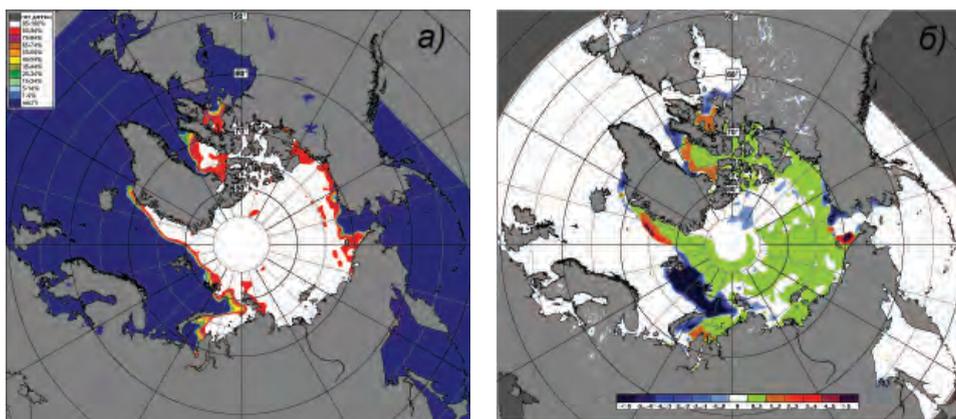


Рис. 2.4.6. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

Зоны преобладания остаточных льдов в виде двух гигантских отрогов наблюдались в северных частях морей Восточно-Сибирского и Бофорта. Общая площадь старых и остаточных после летнего таяния льдов составляла более 50 % площади СЛО (рис. 2.4.4).

В ноябре наблюдалось обширное развитие Трансарктического переноса льда, который охватил практически весь арктический бассейн (см. рис. 2.4.5). Однако

даже такой мощный вынос льдов из всех морей российского сектора Арктики в результате Трансарктического переноса не смог замедлить общее увеличение количества молодых и однолетних льдов в этих морях. Канадский антициклонический круговорот был развит крайне слабо и оказался смещенным в море Бофорта (рис. 2.4.5).

Интенсивное увеличение общего количества льда в СЛО привело к формированию обширной положительной аномалии сплоченности, наблюдаемой по всей акватории (на рис. 2.4.6 б зона, выделенная зеленым цветом). Отрицательная аномалия сплоченности наблюдалась в Баренцевом море (на рис. 2.4.6 б зона, выделенная синим цветом).

В декабре наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. Несмотря на позднее начало ледообразования в осенний период, интенсивность нарастания льда была очень велика. В середине декабря на акватории всех арктических морей, начиная от моря Лаптевых и далее на восток, наблюдалось преобладание однолетнего среднего льда (диапазон толщины 70—120 см).

В северных частях морей Восточно-Сибирского и Бофорта сохранялись обширные отроги старых и остаточных льдов.

Только в окраинных морях российского сектора Арктики (Карском и Чукотском), в самых крайних их частях, наблюдались преобладание молодых льдов

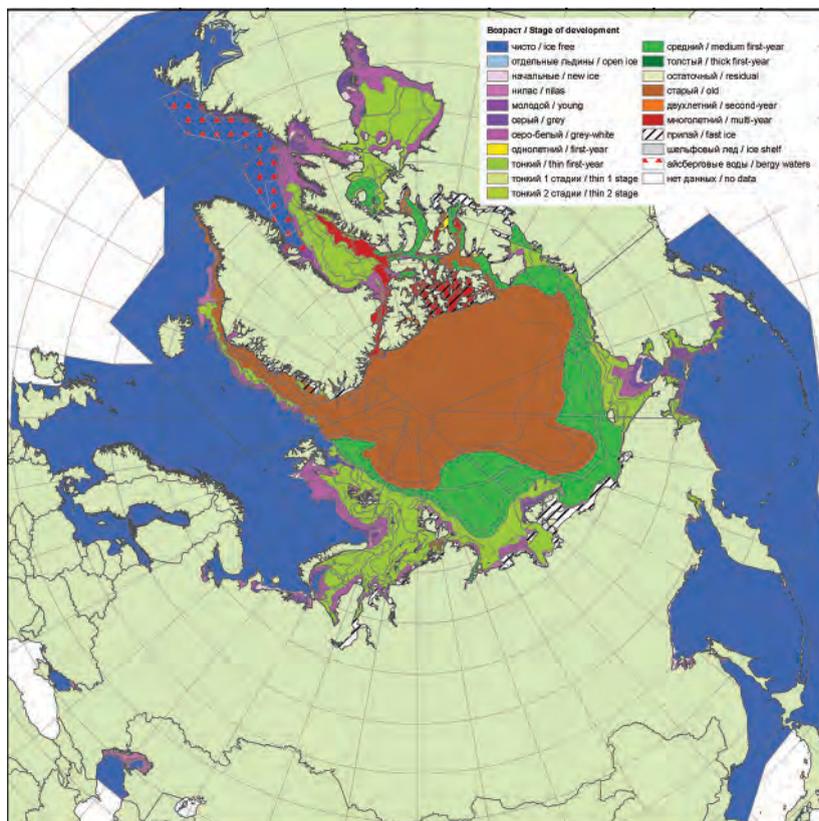


Рис. 2.4.7. Обзорная ледовая карта за 16—17 декабря 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

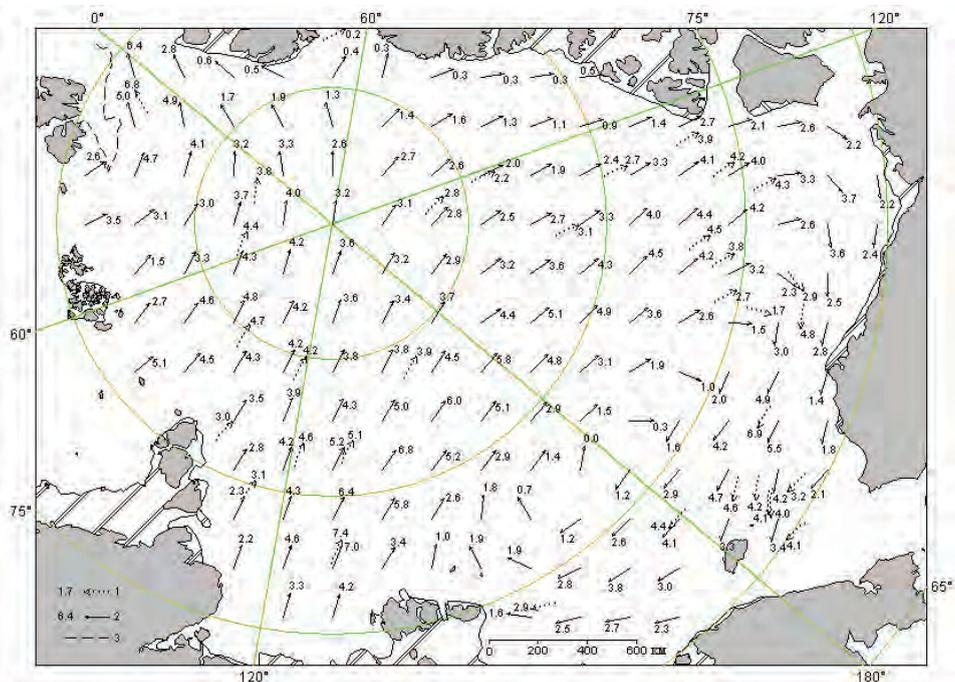


Рис. 2.4.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за декабрь 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 2.4.2.

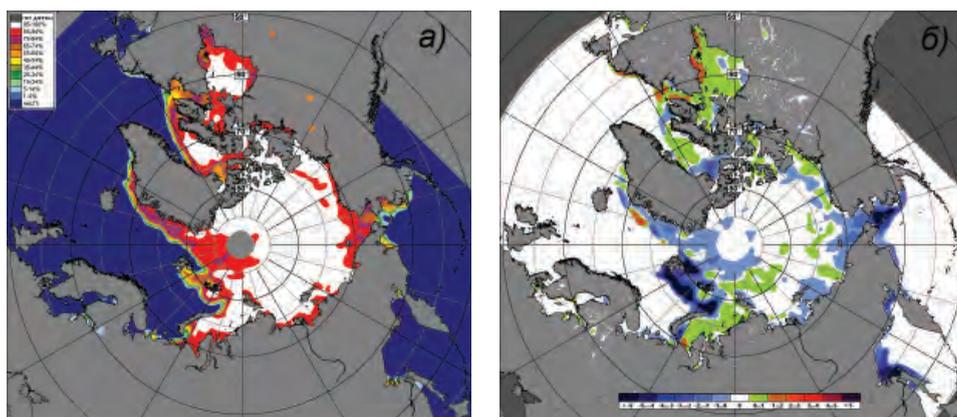


Рис. 2.4.9. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2013 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2013 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I, алгоритм NASATEAM.

и участки незамерзших акваторий. Большая часть акватории Баренцева моря также оставалась свободной от льдов (рис. 2.4.7).

В поле дрейфа наблюдались две хорошо выраженные структуры — Трансарктический перенос льда со стрешнем, смещенным к западу, выносящий льды из северной части моря Лаптевых, и Канадский антициклонический круговорот с центром, смещенным к северу от острова Врангеля, и хорошо выраженной

ветвью прибрежного дрейфа льда, направленного вдоль аляскинского побережья в сторону Чукотского моря (рис. 2.4.8).

В поле сплоченности льда отрицательные аномалии сохранялись в западных морях российского сектора Арктики (рис. 2.4.9 б зоны, выделенные синим цветом). Одновременно отмечалось формирование зоны положительной сплоченности льда (на рис. 2.4.9 б зоны, выделенные зеленым цветом) в северных частях морей Карского и Лаптевых, а также в канадском секторе Арктики.

На рис. 2.4.10 приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и ее отдельных секторов (за период с октября 1978 г. по декабрь 2013 г.) по годам на основе расчетов по данным SSMR–SSM/I, алгоритм NASATEAM.

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря 2013 г. составила 12,67 млн км² при норме 13,62 млн км², т.е. была на 7 % меньше средних многолетних значений.

Ход общей ледовитости в бассейне Северного Ледовитого океана показывает, что общее количество льда в течение всего 2013 г. было устойчиво меньше среднего многолетнего значения. Однако для развития ледовых условий в разных секторах и в разные сезоны года были характерны очень интересные особенности.

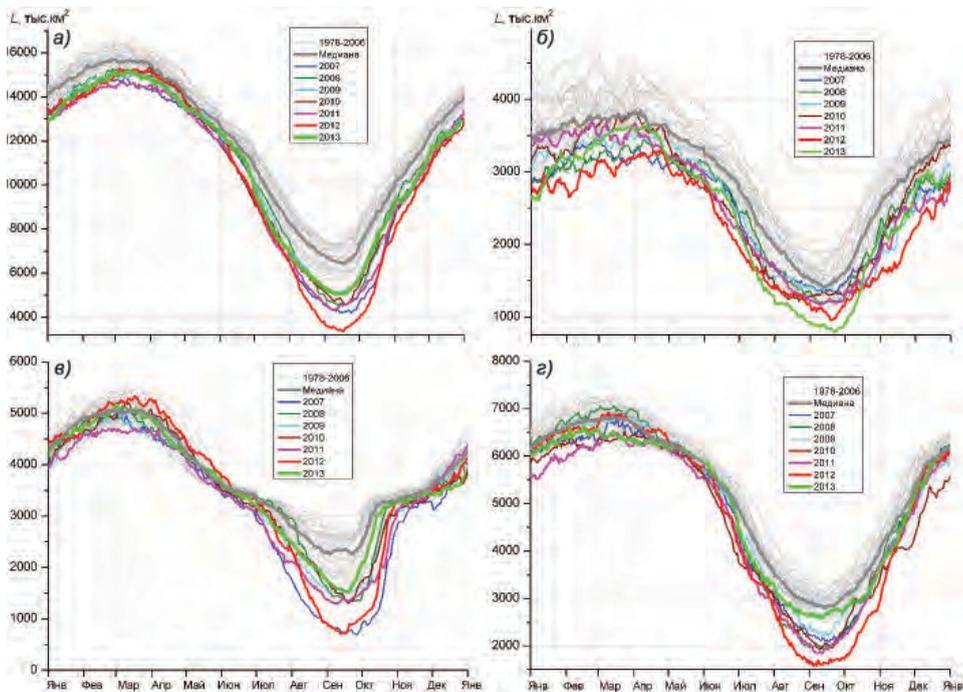


Рис. 2.4.10. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и трех меридиональных секторов за период 26 октября 1978 г. — 29 декабря 2013 г. по годам на основе расчетов по данным SSMR-SSM/I-SSMIS-AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

- а) Северная полярная область, б) сектор 45° з.д. — 95° в.д. (Гренландское — Карское моря),
- в) сектор 95° в.д. — 170° з.д. (моря Лаптевых — Чукотское и Берингово, Охотское),
- г) сектор 170 — 45° з.д. (море Бофорта и канадская Арктика).

Основной вклад в формирование легких ледовых условий в течение всего года вносили моря западного района российского сектора Арктики (меридиональный сектор 95° в.д. — 170° з.д.). Количество льда в этом секторе (моря Гренландское, Баренцево, Карское) в 2013 г. достигло очередного исторического минимума (см. рис. 2.4.10).

Однако в двух других секторах Арктики — сектор 95° в.д.—170° з.д. (моря Лаптевых — Чукотское и Берингово, Охотское) и сектор 170—45° з.д. (море Бофорта и канадская Арктика) общее количество льда в зимний, весенний и осенний сезоны вплотную приближалось к среднему многолетнему значению (за период наблюдений 1978—2013 гг.). При этом при сравнении данных о ледовитости в этих секторах за 2013 г. со средними значениями за последнее десятилетие (период 2002—2012 гг.) выяснилось, что ледовитость в 2013 г. была самой большой за последнее десятилетие

В 2013 г. проявилась четко выраженная оппозиция в ледовитости западной и восточной областей Арктики.

2.5. ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

Обзор ледово-гидрологических условий в устьевых областях рек бассейнов морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского составлен на основе ежедневной информации, полученной на АСПД ААНИИ кодом КН-15 с постов и станций наблюдений стационарной сети Росгидромета.

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна Карского моря

Нарастание льда в зимне-весенний период

Наиболее интенсивное нарастание льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось: на реках Оби и Таз в январе, на реке Енисее в пунктах Игарка и Караул — в феврале, в п. Дудинка — в январе. В апреле на реках Оби и Енисее нарастание льда продолжалось, в то время как на реке Таз уже отмечалось его таяние.

В табл. 2.5.1 приведены данные об увеличении толщины льда ежемесячно с января по апрель.

В табл. 2.5.2 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, в период, близкий к максимальному нарастанию льда. Толщина льда в апреле на устьевых участках рек Оби и Таз оказалась меньше средних многолетних значений на 10—44 см, в то время как на устьевом участке р. Енисея — больше нормы на 14—33 см.

Таблица 2.5.1

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	54	20	67	13	82	15	92	10
Таз	Тазовское	81	20	93	12	103	10	93	-10
Енисей	Игарка	88	11	112	24	129	17	130	1
	Дудинка	100	31	125	25	138	13	145	7
	Караул	95	27	128	33	151	23	164	13

Таблица 2.5.2

Толщина льда в конце апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина, см		
		2013 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	92	103	-10 (-11)
Таз	Тазовское	93	143	-44 (-50)
Енисей	Игарка	130	103	33 (27)
	Дудинка	145	130	14 (15)
	Караул	164	139	27 (25)

Высота снега на льду в конце апреля в рассматриваемых пунктах составляла от 8 см в Салехарде до 23—30 см в остальных наблюдательных пунктах.

Процесс нарастания льда в зимне-весенний период на устьевых взморьях крупных рек продолжался до второй декады мая. В табл. 2.5.3 приведены данные о нарастании льда ежемесячно с января по май.

Таблица 2.5.3

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу на устьевых взморьях крупных рек

Устьевое взморье	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля		20 мая	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обская губа	Новый Порт	108	52	125	17	136	11	148	12	149	1
Енисейский залив	Сопочная Карга	88	22	114	26	137	23	148	11	151	3

Наибольшее нарастание льда наблюдалось в январе в Обской губе (52 см) и в феврале в Енисейском заливе (26 см). В мае в Обской губе и в Енисейском заливе нарастание льда было незначительным.

В табл. 2.5.4 приведены аномалии толщины льда на устьевом взморье на конец апреля, т. е. в период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

Таблица 2.5.4

Толщина льда в конце апреля на устьевых взморьях крупных рек

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Среднее	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	148	141	7
Енисейский залив	Сопочная Карга	148	167	-19

Толщина льда в конце апреля на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря в районе Обской губы была больше, а районе Енисейского залива значительно меньше средних многолетних значений.

Высота снега на льду в конце апреля составила 15—19 см в п. Сопочная Карга и 40—49 см в п. Новый Порт.

Характеристика процесса вскрытия рек

Одним из признаков разрушения льда весной является образование закраин. В 2013 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились: на

р. Оби — в первую декаду мая, на р. Енисее — во вторую декаду мая, на р. Таз — в третью декаду мая.

Первая подвижка льда была отмечена на устьевом участке р. Оби 19 мая, на устьевом участке р. Енисея — с 13 по 30 мая. Затопы льда отмечались наблюдателями на р. Енисее между постами Игарка и Дудинка с 22 по 26 мая (в районе п. Потапово).

В табл. 2.5.5 приведены сроки начала весеннего ледохода на устьевых участках крупных рек и сроки очищения от льда, а также их аномалии по отношению к средним многолетним значениям.

Таблица 2.5.5

Сроки вскрытия на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2013 г.	Средняя	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обь	Салехард	23.05	26.05	-3	27.05	01.06	-5
Таз	Тазовское	07.06	11.06	-4	08.06	15.06	-7
Енисей	Игарка	21.05	28.05	-7	31.05	8.06	-8
	Дудинка	29.05	04.06	-6	01.06	11.06	-10
	Караул	03.06	09.06	-6	06.06	16.06	-10

Весенний ледоход начался на устьевых участках рек Оби и Таз на три-четыре дня раньше нормы, на устьевом участке р. Енисея — на шесть-семь дней раньше нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек составила от одного дня на р. Таз до 10 дней на р. Енисее (п. Игарка).

Очищение от льда устьевых участков рек бассейна Карского моря произошло на 5—7 дней раньше средних многолетних сроков на реках Оби и Таз. На р. Енисее очищение происходило на 8—10 дней раньше нормы.

Процесс вскрытия устьевых взморий крупных рек, впадающих в Карское море, охарактеризован на основе анализа данных наблюдений стационарной сети. На устьевом взморье р. Оби в настоящее время работает полярная станция, расположенная в бухте Новый Порт, на устьевом взморье р. Енисея — полярная станция Сопочная Карга. В табл. 2.5.6 приведены сроки взлома припая и очищения от льда, которые были отмечены на указанных полярных станциях.

Таблица 2.5.6

Сроки вскрытия на устьевых взморьях крупных рек

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2013 г.	Средняя	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	14.06	20.06	-6
		Очищение от льда	28.06	1.07	-3
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая	14.06	21.06	-7
		Очищение от льда	21.06	24.06	-3

Взлом припая устьевых взморий рек Оби и Енисея наблюдался на шесть-семь дней раньше, а очищение от льда — на три дня раньше средних многолетних сроков.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.5.7 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии по отношению к средним многолетним срокам.

Таблица 2.5.7

Характеристика ледовых условий на устьевых участках крупных рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2013 г.	Средняя*	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя*	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя*	Аномалия, сут
Обь, Салехард	18.10	18.10	0	18.10	24.10	-6	25.10	29.10	-4
Таз, Тазовское	04.10	10.10	-6	10.10	12.10	-2	10.10	14.10	—
Енисей, Игарка	—	17.10	—	10.10	17.10	-7	20.10	23.10	-3
Енисей, Дудинка	—	16.10	—	19.10	17.10	2	20.10	24.10	-4
Енисей, Караул	17.10	12.10	5	17.10	19.10	-2	18.10	24.10	-6

* Средняя за весь период наблюдений.

Замерзание рек бассейна Карского моря в 2013 г. происходило преимущественно раньше средних многолетних сроков: устойчивое появление плавучего льда на 2—7 дней (за исключением п. Дудинка, где плавучий лед появился на два дня позже нормы), ледостав на 3—6 дней. Самый поздний срок появления плавучего льда и образования ледостава отмечен на р. Оби (п. Салехард). Продолжительность осеннего ледохода составила от 0 дней (п. Тазовский) до 10 дней (п. Игарка).

В табл. 2.5.8 приведены сроки замерзания устьевого взморья крупных рек бассейна Карского моря по данным стационарной сети.

На устьевых взморьях рек Оби и Енисея процесс замерзания происходил в сроки, близкие к средним многолетним. Продолжительность осеннего ледохода составила 8—13 дней.

Таблица 2.5.8

Сроки замерзания на устьевых взморьях крупных рек

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2013 г.	Средняя*	Аномалия, сут
Обская губа	Новый Порт	Устойчивое появление плавучего льда	10.10	11.10	-1
		Полное замерзание	18.10	16.10	2
Енисейский залив	Сопочная Карга	Устойчивое появление плавучего льда	13.10	10.10	3
		Полное замерзание	26.10	23.10	3

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.9 приведены данные о нарастании льда за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.10 — аномалии толщины льда в конце декабря по отношению к средним многолетним значениям. Наибольшее нарастание льда наблюдалось на устьевом участке р. Енисей (23—27 см).

Таблица 2.5.9

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) в осенне-зимний период на устьевых участках рек

Река	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		H см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	34	54	20
Таз	Тазовское	46	62	16
Енисей	Игарка	35	60*	25
	Дудинка	40	63	23
	Караул	34*	61	27

* Значение рассчитано как среднее между результатами предшествующих и последующих замеров.

Таблица 2.5.10

Толщина льда и ее аномалия на конец декабря на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Среднее	Аномалия
Обь	Салехард	54	64	-10
Таз	Тазовское	62	78	-16
Енисей	Игарка	60	59	1
	Дудинка	63	73	-10
	Караул	61	88	-27

В конце декабря 2013 г. толщина льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря была меньше нормы на 10—27 см; исключение составил п. Игарка, где толщина льда была близка к норме.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составила от 23 см (п. Салехард) до 43—56 см (п. Дудинка и п. Игарка).

В табл. 2.5.11 приведены данные о нарастании льда на устьевых взморьях за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.12 — аномалии толщины льда в конце декабря по отношению к средним многолетним значениям.

Таблица 2.5.11

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) в осенне-зимний период на устьевых взморьях рек

Устьевое взморье	Пункт	30 ноября	31 декабря	
		H см	H см	ΔH см
Обская губа	Новый Порт	32	60	28
Енисейский залив	Сопочная Карга	45	76	31

Толщина льда и ее аномалия на конец декабря на устьевых взморьях рек

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Среднее*	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	60	79	-19
Енисейский залив	Сопочная Карга	76	99	-23

Наибольшее нарастание льда в осенне-зимний период отмечено в п. Сопочная Карга.

Толщина льда в конце декабря 2013 г. на устьевых взморьях рек бассейна Карского моря была значительно меньше средних многолетних значений за весь период наблюдений.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря соответствовала значениям за предшествующий год и составляла 5—9 см в п. Сопочная Карга и 20—29 см в п. Новый Порт.

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых***Нарастание льда в зимне-весенний период***

В табл. 2.5.13 приведены данные о нарастании льда на конец месяца в зимне-весенний период.

Таблица 2.5.13

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу в зимне-весенний период на устьевых участках рек

Река, пункт	31 января		29 февраля		31 марта		30 апреля	
	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга, Хатанга	90	19	111	21	130	19	146	16
Оленёк, Тюмети	98	19	113	15	137	24	143	6
Оленёк, Усть-Оленёк	135	25	161	26	184	23	201	17
Лена, Кюсюр	117	28	139	22	157	18	163	6
Лена, Хабарово	170	48	216	46	228	12	229	1
Яна, Юбилейная	90	22	116	26	132	16	141	9

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых было отмечено: на р. Лене в январе и в феврале, на реках Хатанга, Оленёк и Яна — в феврале. В апреле во всех пунктах отмечалось продолжение нарастания льда.

В табл. 2.5.14 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Толщина льда в конце апреля на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых была на 5 — 11 см меньше нормы на реках Хатанге, Яне и Лене (п. Кюсюр) и на 4 — 10 см больше нормы на реках Оленёк и Лене (п. Хабарово).

Толщина льда на конец апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Среднее	Аномалия
Хатанга	Хатанга	146	151	-5
Оленёк	Тюмети	143	137	6
	Усть-Оленёк	201	191	10
Лена	Кюсюр	163	175	-12
	Хабарово	229	225	4
Яна	Юбилейная	141	152	-11

В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах существенно различалась и составляла от 3 см на р. Лене (п. Хабарово) до 30 см на р. Оленёк (п. Тюмети).

Характеристика процесса вскрытия рек

В 2013 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились во второй и третьей декадах мая.

В таблице 2.5.15 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Оленёк, Лена и Яна и их аномалии по отношению к средним многолетним датам.

Таблица 2.5.15

Сроки вскрытия на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2013 г.	Средняя	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга	Хатанга	03.06	12.06	-9	08.06	17.06	-9
Оленёк	Тюмети	23.05	02.06	-10	02.06	13.06	-11
	Усть-Оленёк	—	17.06	—	03.07	21.06	12
Лена	Кюсюр	02.06	01.06	1	06.06	11.06	-5
	Хабарово	02.06	07.06	-5	09.06	15.06	-6

* По данным Якутского УГМС, дата начала ледохода — 26 мая, а дата очищения — 9 июня (причины различий не выяснены).

** По данным Якутского УГМС дата очищения — 27 мая.

Процесс вскрытия на устьевых участках крупных рек бассейна моря Лаптевых повсеместно сопровождался образованием заторов.

Весенний ледоход начался на устьевых участках рек Хатанги, Яны, частично Оленёк и Лены на 5—14 дней раньше средних многолетних сроков. На р. Лене (п. Кюсюр) весенний ледоход начался в срок, близкий к норме (+1 день). Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Хатанги составляет 5 дней, на устьевом участке реки Оленёк (п. Тюмети) — 10 дней, на устьевом участке реки Лены 4—7 дней, на устьевом участке реки Яны — 15 дней.

Очищение от льда устьевых участков рек произошло на 5—11 дней раньше средних многолетних сроков.

Особого рассмотрения заслуживает процесс вскрытия льда на р. Оленёк в районе п. Усть-Оленёк. Здесь из-за чрезвычайно низких уровней (до 126 см) весенний ледоход отсутствовал и лед стаивал на месте. В результате очищение было отмечено при уровне воды 138 см на 12 дней позже нормы.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.5.16 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2013 г. и их аномалии.

Таблица 2.5.16

Характеристика ледовых условий в осенний период на устьевых участках крупных рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут
Хатанга, Хатанга	—	—	—	01.10	02.10	–1	10.10	4.10	6
Оленёк, Тюмети	27.09	27.09	0	04.10	01.10	3	08.10	09.10	–1
Оленёк, Усть-Оленёк	5.10	2.10	3	05.10	01.10	4	07.10	05.10	2
Лена, Кюсюр	05.10	8.10	–3	11.10	8.10	3	26.10	22.10	4
Быковская протока р. Лены, Хабарово Яна, Юбилейная	13.10	8.10	5	12.10	11.10	1	17.10	18.10	–1
	28.09	28.09	0	28.09	01.10	–3	05.10	07.10	–2

На устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых осенью 2013 г. замерзание проходило в более поздние сроки по сравнению с нормой; исключение составили реки Хатанга и Яна, устойчивое появление плавучего льда на которых отмечено на 1—3 дня раньше нормы.

Продолжительность осеннего ледохода различна — от 2 дней на р. Оленёк до 15 дней на р. Лене.

Становление льда на р. Хатанге происходило на 6 дней позже нормы. На устьевых участках рек Оленёк, Лены и Яны ледостав был отмечен в сроки, близкие к средним многолетним.

Наращение льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.17 приведены данные о нарастании льда за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.18 — толщина льда и ее аномалия на конец декабря.

Наибольшее нарастание льда в осенне-зимний период отмечено на устьевых участках рек Хатанги, Оленёк и Лены. На устьевом участке р. Яны по данным наблюдений наибольшее нарастание льда отмечено в декабре.

Таблица 2.5.17

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу в осенне-зимний период на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	31 октября		30 ноября		31 декабря	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга	Хатанга	21	67	46	97	30	
Оленёк	Тюмети	33	63	30	91	28	
	Усть-Оленёк	36	70	34	98	28	
Лена	Кюсюр	6	63	57	91	28	
	Хабарово	—	76	—	125	49	
Яна	Юбилейная	32	50	18	74*	24	

*Значение расчетное в связи с отсутствием замеров на 31 декабря.

Таблица 2.5.18

Толщина льда и ее аномалия на конец декабря на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	97	92	5
Оленёк	Тюмети	91	83	8
Оленёк	Усть-Оленёк	98	100	-2
Лена	Кюсюр	91	85	6
Хабарово (Быковская протока)	Хабарово	125	123	2
Яна	Юбилейная	74	76	-2

В 2013 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых толщина льда в конце декабря преимущественно была близка к норме.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла: 13 см на р. Хатанге, от 8 до 18 см на р. Оленёк, от 3 до 13 см на р. Лене и 8 см на р. Яне.

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Наращение льда в зимне-весенний период

В табл. 2.5.19 приведены данные о наблюдаемой толщине льда и о его нарастании на конец месяца в зимне-весенний период на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря.

Таблица 2.5.19

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу в зимне-весенний период на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Индигирка	Чокурдах	86	27	118	32	132	14	137	5
Колыма	Колымское	72	11	99	27	111	12	115	4
	Черский	97	34	127	30	137	10	154	17

Максимальное нарастание льда в пунктах Чокурдах и Колымское отмечено в феврале (27—32 см), в п. Черском — в январе (34 см).

В табл. 2.5.20 приведены данные о толщине льда и ее аномалиях на конец апреля, т.е. период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Таблица 2.5.20

Толщина льда на конец апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Среднее	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	137	169	-32
Колыма	Колымское	115	122	-7
	Черский	154	142	12

Толщина льда в конце апреля 2013 г. на устьевом участке р. Индиگیرки составляла на 32 см меньше нормы, в то время как на р. Колыме толщина льда была как меньше нормы на 25 см (п. Колымское), так и больше нормы на 12 см (п. Черский).

Высота снега на льду в конце апреля на р. Колыме (п. Черский) составляла 5—10 см. В пунктах Колымское (р. Колыма) и Чокурдах (р. Индиگیرка) снег на льду в указанный срок у же отсутствовал.

Характеристика процесса вскрытия рек

Закраины на устьевых участках рек появились: на р. Индиگیرке 20 мая, на р. Колыме 15 мая.

В табл. 2.5.21 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Индиگیرки и Колымы.

Таблица 2.5.21

Сроки вскрытия крупных рек на устьевых участках

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2013 г.	Средняя	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка	Чокурдах	01.06	07.06	-6	02.06	10.06	-8
Колыма	Колымское*	23.05	30.05	-7	26.05	04.06	-9
	Черский	26.05	02.06	-7	02.06	09.06	-7

* По данным Якутского УГМС, дата начала ледохода относится к 21 мая.

Весенний ледоход начался на 6—7 дней раньше нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Индиگیرки составила 1 день, а на устьевом участке реки Колымы — 3—7 дней.

Заторы льда как выше, так и ниже поста отмечены не были.

Очищение от льда устьевых участков крупных рек бассейна Восточно-Сибирского моря произошло на 7—9 дней раньше нормы.

Характеристика процесса замерзания устьевых участков рек в осенний период

В табл. 2.5.22 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2013 г. и их аномалии.

Плавучий лед на устьевом участке р. Индиگیرки появился в срок, близкий к норме, на р. Колыме — на 4—6 дней раньше нормы. Ледостав отмечен в сроки, близкие к средним многолетним.

Характеристика ледовых условий в осенний период на устьевых участках крупных рек

Река, пункт	Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут	2013 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка, Чокурдах	04.10	05.10	-1	08.10	09.10	-1
Колыма, Колымское	04.10	08.10	-4	11.10	12.10	-1
Колыма, Черский	01.10	07.10	-6	07.10	10.10	-3

Продолжительность осеннего ледохода составила 4 дня на устьевом участке р. Индиگیرки и 5—6 дней на устьевом участке р. Колымы.

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.23 приведены данные о нарастании льда на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.24 — аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.5.23

Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу в осенне-зимний период на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	31 октября		30 ноября		31 декабря	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Индиگیرка	Чокурдах	—	59	—	74	15	20
Колыма	Колымское	—	67	—	79	12	21
	Черский	—	49	—	56	7	27

Таблица 2.5.24

Толщина льда и ее аномалия на конец декабря на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2013 г.	Среднее	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	74	91	-17
Колыма	Колымское	79	74	5
	Черский	56	69	-13

В связи с отсутствием информации о толщине льда на конец октября его нарастание рассчитано за декабрь: на устьевом участке реки Индиگیرки оно составило 15 см, на устьевом участке реки Колымы — 7—12 см.

В конце декабря толщина льда на устьевом участке р. Индиگیرки и р. Колымы в п. Черском была меньше нормы на 17 на 13 см соответственно, а на р. Колыме в п. Колымское, напротив, на 5 см превысила норму.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла: 13 см на устьевом участке р. Индиگیرки и 13—18 см на устьевом участке р. Колымы.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ

Анализ термохалинного состояния вод Северного Ледовитого океана (СЛО) в 2013 г. выполнен на основании данных отечественных и зарубежных источников, среди которых дрейфующая станция СП-40, ледовый лагерь «Барнео», автономные дрейфующие комплексы ИТР (Ice-Tethered Profiler), восемь морских научно-исследовательских экспедиций, а также две экспедиции, для передвижения в которых использовался самолет Twin Otter (табл. 3.1.1).

Таблица 3.1.1

Сведения о наблюдениях за температурой и соленостью, выполненных на акватории СЛО в 2013 г. и загруженных в базу данных термохалинных характеристик отдела океанологии АНИИ

№ п/п	Экспедиция	Дата станции		Число станций
		первой	последней	
1	ИТР-56	01.01.2013	26.04.2013	412
2	ИТР-63	01.01.2013	18.10.2013	1161
3	ИТР-58	01.01.2013	04.12.2013	660
4	ИТР-65	01.01.2013	29.06.2013	533
5	ИТР-64	01.01.2013	24.08.2013	775
6	ИТР-62	01.01.2013	12.08.2013	425
7	ИТР-57	01.01.2013	04.12.2013	663
8	СП-40	18.10.2012	08.06.2013	155
9	PALEX/Барнео	05.04.2013	19.04.2013	18
10	ИТР61	10.04.2013	24.11.2013	907
11	НРЕО (авиа)	14.04.2013	19.04.2013	13
12	Шпицберген, весна	18.04.2013	27.04.2013	52
13	SwitchYard (авиа)	30.04.2013	15.05.2013	15
14	Плавучий университет	02.06.2013	21.07.2013	189
15	Арктика	03.06.2013	22.06.2013	31
16	Шпицберген, осень	22.08.2013	07.09.2013	73
17	NABOS	23.08.2013	19.09.2013	165
18	ИТР-70	25.08.2013	04.12.2013	991
19	ИТР-68	27.08.2013	02.12.2013	306
20	ИТР-69	28.08.2013	04.12.2013	302
21	Ямал — Арктика	28.08.2013	23.09.2013	93
22	ИТР-72	30.08.2013	04.12.2013	294
23	TRANSDRIFT-XXI	01.09.2013	17.09.2013	369
24	ИТР-59	03.09.2013	08.09.2013	10

№ п/п	Экспедиция	Дата станции		Число станций
		первой	последней	
25	ИТР-74	07.09.2013	04.12.2013	170
26	ИТР-75	11.09.2013	03.12.2013	156
27	ИТР-73	15.09.2013	14.10.2013	59
28	Louis S. St-Laurent	24.07.2013	30.08.2013	54

Основная часть представленной информации была получена на акватории глубоководной части СЛО в Арктическом бассейне, где в 2013 г. функционировало 16 ИТР буев, оснащенных профилографами, обеспечивающими непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод.

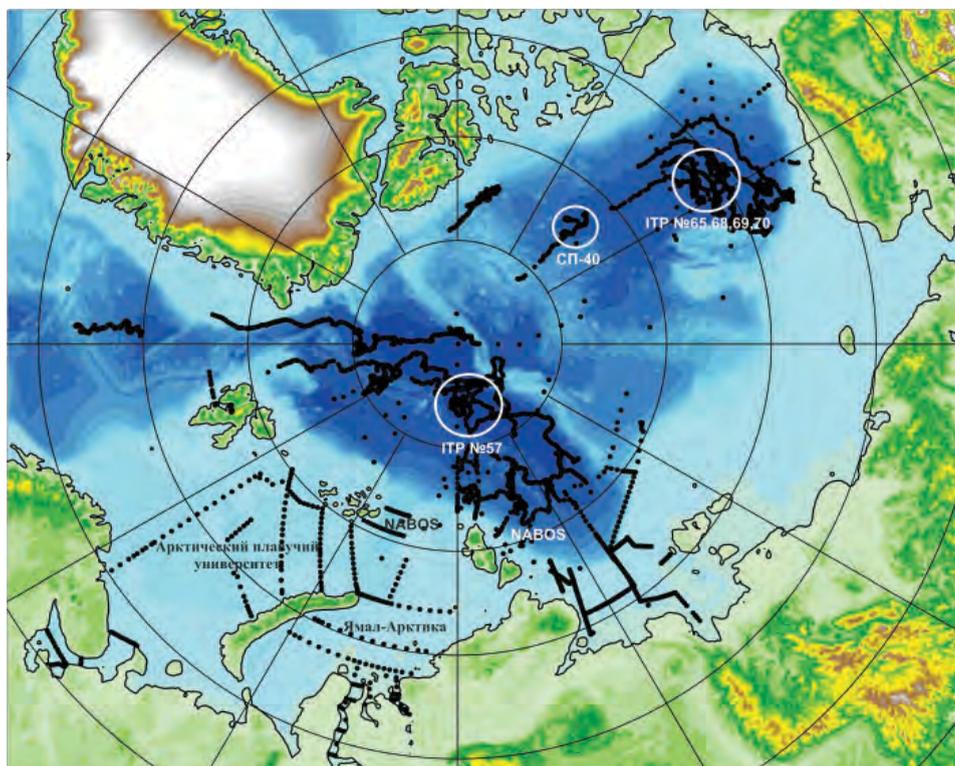


Рис. 3.1.1. Положение океанографических станций, выполненных на акватории СЛО в 2013 г. и занесенных в БД термохалинных характеристик отдела океанологии ААНИИ.

Помимо непрерывной информации с профилографов, поступление данных о гидрологическом состоянии СЛО обеспечивали российские и зарубежные экспедиции, проводимые с площадок дизельных и атомных ледоколов (а/л «Россия»), научно-исследовательских судов (НЭС «Академик Федоров», НИС «Профессор Молчанов», НИС «Виктор Буйницкий», «Луи Сен-Лоран»), а также с дрейфующих ледовых полей («Северный полюс-40» и ледовый лагерь «Барнео»).

3.1.1. Особенности вертикальной термохалинной структуры СЛО

Для анализа особенностей термохалинной структуры СЛО в 2013 г. был осуществлен расчет основных статистических характеристик (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения) вертикальных профилей температуры и солёности. При этом было проведено предварительное объединение исходных данных по географическому признаку, но в некоторых случаях использовались данные отдельных станций, типичных для всей выборки измеренных профилей из анализируемого района. В качестве таких географических зон использовались: район дрейфа ИТР-57 в котловине Амундсена; район дрейфа СП-40 в северной части Канадской котловины; район дрейфа ИТР-65, -68, -69, -70 в южной части Канадской котловины (район круговорота Бофорта); район работ экспедиции NABOS в восточной части котловины Нансена; Баренцево и Карское моря (экспедиции «Арктический плавучий университет» и «Ямал — Арктика»).

Сравнительный анализ выполнялся путем сопоставления вертикальных профилей основных статистических характеристик температуры и солёности, полученных для каждой из выделенных групп, с аналогами, определяемыми на стандартных горизонтах за весь исторический период наблюдений до 1993 г. в пределах полосы шириной 50–100 км в стороны от групп выбранных станций, показанных на рис. 3.1.1 белыми контурами.

Амеразийский суббассейн

В 2013 г. распределение термохалинных характеристик по глубине в целом повторяло тенденции, наблюдающиеся на протяжении последних нескольких лет. Существенное распреснение поверхностного слоя по сравнению с климатической нормой наблюдалось на всей акватории Амеразийского суббассейна и достигало нескольких промилле.

Анализ термохалинного состояния северной части Канадской глубоководной котловины по данным дрейфующей станции СП-40, проводившей океанографические наблюдения до 8 июня 2013 г., продемонстрировал отсутствие временной изменчивости рассматриваемых характеристик по глубине для всей первой половины 2013 г. (рис. 3.1.2 и 3.1.3). По данным измерений, аномалия солёности в поверхностном слое достигала -1 ‰ при значении солёности, равном 30 ‰, как в марте, так и в июне 2013 г. (см. рис. 3.1.2 и 3.1.3).

В центральной части Канадской глубоководной котловины по данным ИТР-65 (рис. 3.1.4) значения солёности в поверхностном слое в первом квартале 2013 г. варьировали в пределах 27,7–28,5 ‰, что почти на 2 ‰ ниже климатических значений. В третьем квартале 2013 г. наблюдаемое распреснение поверхностного слоя (27,2 ‰) по сравнению с климатической нормой (29,5 ‰) превысило 2 ‰ (рис. 3.1.5), что также наблюдалось в летний период 2012 г. Температура верхнего перемешанного слоя варьировала в пределах $-1,6 \dots -1,5$ °C и не превышала климатических средних.

Ниже верхнего перемешанного слоя глубже 25 м расположен слой летних тихоокеанских вод (ЛТВ), который является характерной особенностью Амеразийского суббассейна СЛО. Для этого слоя характерно наличие промежуточного максимума температуры воды в слое с солёностью от 31 до 33 ‰. Наиболее высокие значения температуры слоя ЛТВ наблюдаются в южной части Канадской глубоководной кот-

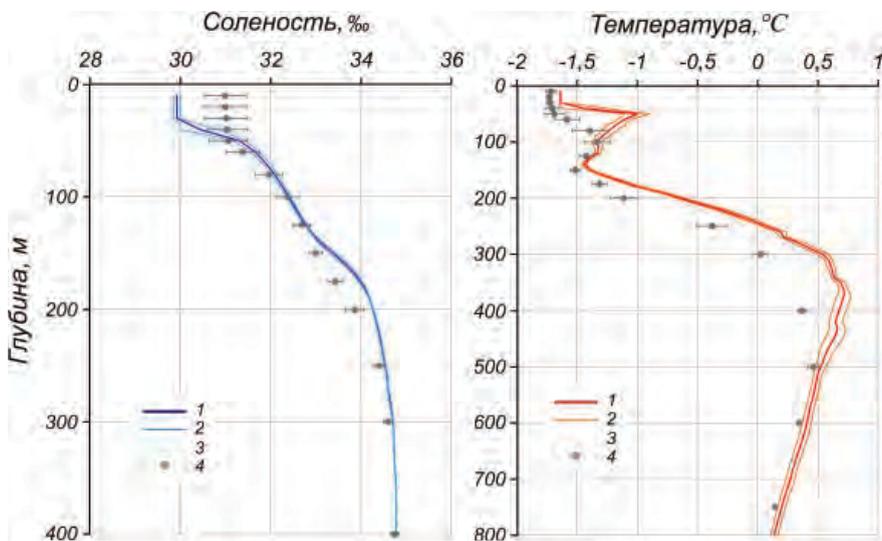


Рис. 3.1.2. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам измерений на дрейфующей станции СП-40 в марте 2013 г.

1 — профиль средних значений, 2 — область стандартного отклонения, 3 — минимальные и максимальные значения наблюдаемых характеристик, 4 — средние климатические значения и стандартные отклонения соответствующих характеристик по историческим данным базы термохалинных характеристик СЛО отдела океанологии ААНИИ за март в период с 1950 по 1993 г.

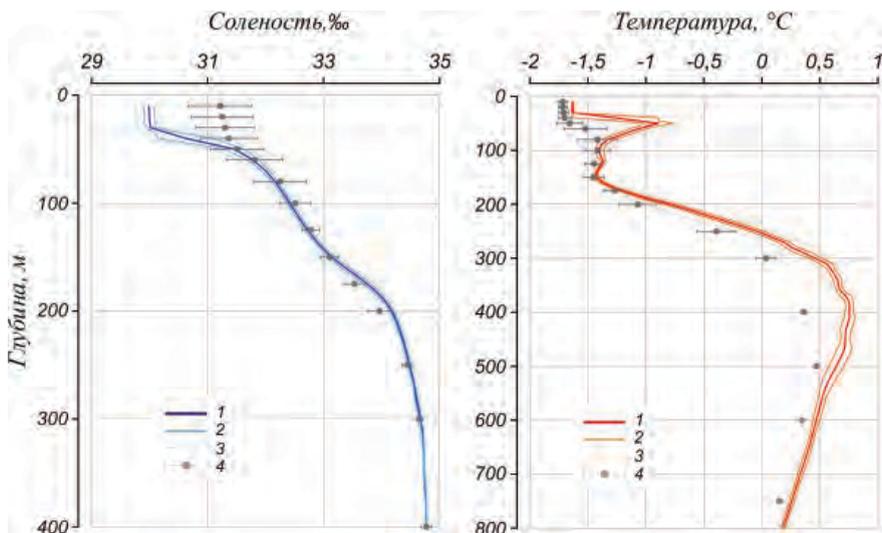


Рис. 3.1.3. Вертикальное распределение солёности и температуры воды по результатам измерений на дрейфующей станции СП-40 в апреле — мае 2013 г.

Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

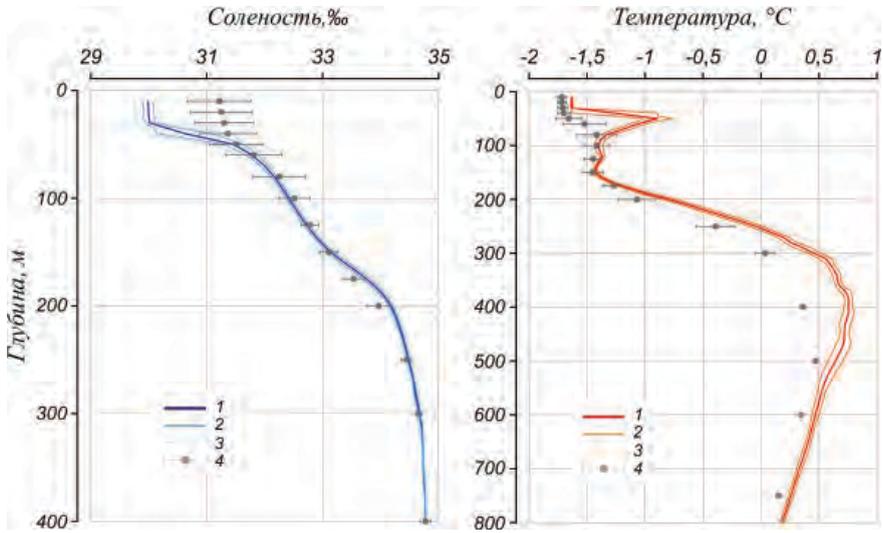


Рис. 3.1.4. Вертикальное распределение солености и температуры воды по результатам измерений профилографа ИТР-65 в центральной части Канадской глубоководной котловины в марте 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

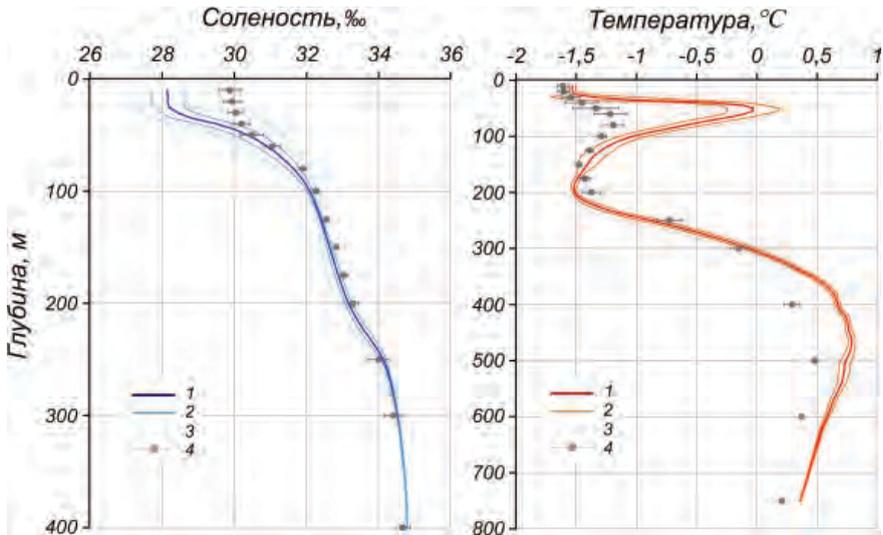


Рис. 3.1.5. Вертикальное распределение солености и температуры воды по результатам измерений профилографов ИТР-68, -69, -70 в центральной части Канадской глубоководной котловины в третьем квартале 2013 г.
Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

ловины, куда эти воды попадают, пройдя через Берингов пролив и Чукотское море. Так, максимум температуры ЛТВ по данным ИТР-65 составлял в марте 2013 г. 0,2 °С, что на 1,4 °С выше климатической нормы (рис. 3.1.4). По данным ИТР-64, в конце марта в слое ЛТВ были зарегистрированы аномально высокие значения температуры воды, достигавшие 2 °С в диапазоне глубин от 60 до 80 м.

Результаты измерений на дрейфующей станции СП-40 в северной части Канадской глубоководной котловины также демонстрируют наличие подповерхностного максимума температуры воды в пределах $-1,0...-0,8$ °С, что превышает климатические значения на 0,4—0,5 °С. При этом глубина залегания ядра теплового слоя вод тихоокеанского происхождения по сравнению с климатической нормой уменьшилась в северной и центральной частях Канадской котловины на 50 и 30 м соответственно. В летний период 2013 г. в центральной части канадской котловины средние значения температуры ЛТВ достигали 0 °С, что выше климатической нормы на 1,2—1,3 °С (см. рис. 3.1.5).

На глубинах от 190—200 м в Американо-Азиатском суббассейне залегают так называемые зимние тихоокеанские воды, затекающие через Берингов пролив и смешивающиеся с водами Чукотского моря в холодный период. Эти воды в Арктическом бассейне характеризуются низкими значениями температуры и соленостью, равной 33,1 ‰, наблюдаемой в ядре данной прослойки.

От глубин около 150—200 м в Американо-Азиатском суббассейне наблюдается постепенное повышение температуры воды, обусловленное теплоотдачей атлантической водной массы, отличающейся высокими значениями температуры и солености. Верхняя граница этого слоя (0 °С) располагается на глубинах от 250 м в северной части Канадской котловины (см. рис. 3.1.2 и 3.1.3) до 300 м в центре круговорота Бофорта (см. рис. 3.1.4 и 3.1.5). Значения максимальных температур в ядре АВ в зависимости от географического положения и сезона различались незначительно и составляли от 0,6 до 0,8 °С, что на 0,4 °С выше климатической нормы. Полученные оценки аномалий температуры в 2013 г. соответствуют значениям предшествующего 2012 г., что свидетельствует об отсутствии как положительного, так и отрицательного тренда температуры АВ в СЛЮ.

Евразийский суббассейн

Поверхностный слой Евразийского суббассейна в котловине Амундсена в районе дрейфа ИТР-57 характеризовался увеличением положительной аномалии солености в первой половине 2013 г. от 0,5 ‰ (март) до 1,6 ‰ (апрель — июнь) (рис. 3.1.6). Так, согласно результатам измерений профилографа, в марте на глубине 10 м диапазон изменений солености составлял от 31,8 до 32,6 ‰, в то время как в апреле—июне значения солености варьировали от 32,8 до 33,3 ‰ (см. рис. 3.1.6). В летний период 2013 г. значения солености в поверхностном слое превышали климатическую норму на 0,3—1,8 ‰ и изменялись в пределах 31,5—33 ‰ на глубине 10 м.

В зимний период температура поверхностного слоя, близкая к температуре замерзания, была незначительно меньше климатических значений вследствие повышенной солености, в то время как в летний период температура поверхностного слоя превышала климатические значения почти на 0,5 °С. По мере увеличения глубины как положительные, так и отрицательные аномалии температуры воды достигали нулевых значений в слое холодного галоклина на глубине 60—70 м.

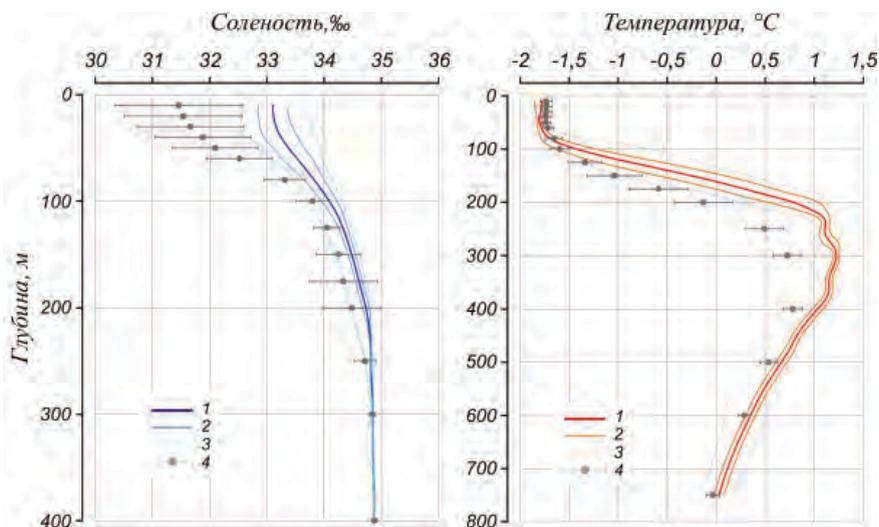


Рис. 3.1.6. Вертикальное распределение солености и температуры воды по результатам измерений профилографа ГТР-57 в районе котловины Амундсена (западный склон хребта Ломоносова) в апреле—июне 2013 г.
Усл. обозначения см. рис. 3.1.2.

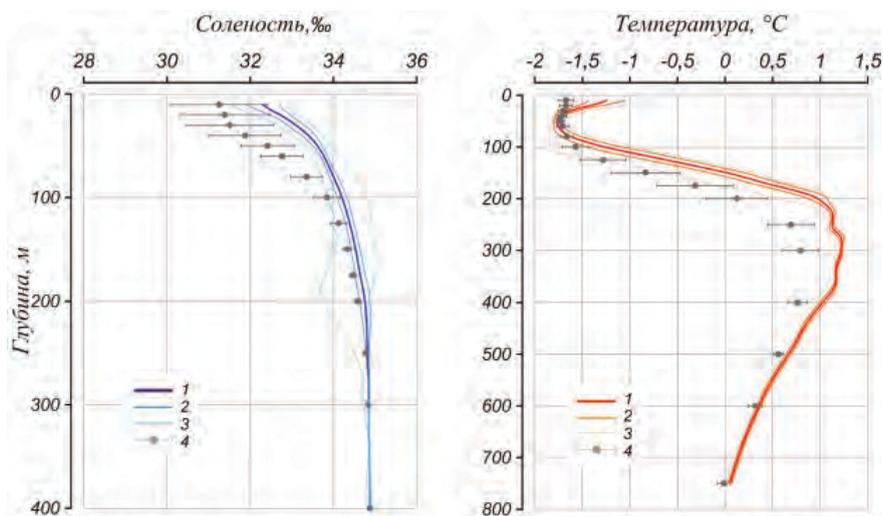


Рис. 3.1.7. Вертикальное распределение солености и температуры воды по результатам измерений профилографа ГТР-57 в районе центральной части котловины Амундсена в июле — августе 2013 г.
Усл. обозначения см. рис. 3.1.2.

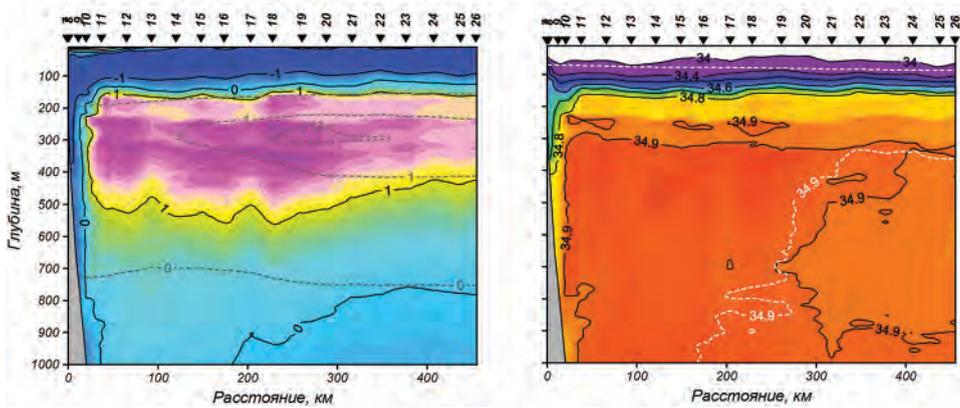


Рис. 3.1.8. Распределение температуры и солёности воды на разрезе вдоль меридиана 126° в.д. Серыми (слева) и белыми (справа) штриховыми линиями показаны климатические (за период 1950—1994 гг.) значения температуры и солёности.

Слой атлантических вод (АВ) в Евразийском бассейне СЛО продолжает характеризоваться высокими положительными аномалиями температуры воды, которые в некоторых случаях в два-три раза превосходят по амплитуде стандартные отклонения климатических значений. В целом, слой воды с положительными аномалиями расположен в диапазоне глубин от 80 до 700 м (рис. 3.1.6 и 3.1.7).

В ядре АВ температура воды в 2013 г. превышала климатические значения на 0,4—0,5 °С и варьировала около 1,2 °С (см. рис. 3.1.6 и 3.1.7). Кроме аномалии термического состояния, прослеживается аномалия в локализации ядра АВ и его границ: верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0° С, была расположена на глубине 140—150 м, что примерно на 50 м выше ее климатического положения. При этом глубина положения нижней границы слоя АВ примерно соответствовала климатическим значениям.

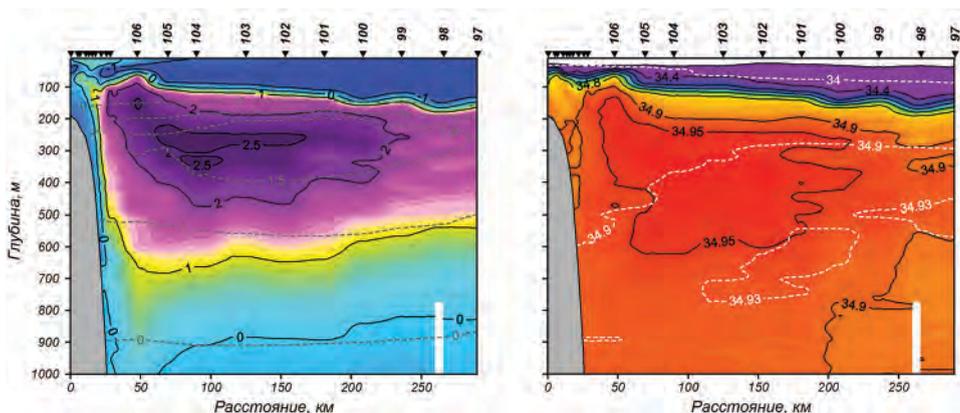


Рис. 3.1.9. Распределение температуры и солёности воды на разрезе вдоль меридиана 90° в.д. Серыми (слева) и белыми (справа) штриховыми линиями показаны климатические (за период 1950—1994 гг.) значения температуры и солёности воды.

Данные о термохалинных характеристиках в котловине Нансена получены экспедицией NABOS на НЭС «Академик Федоров» в августе — сентябре 2013 г. На рис. 3.1.8 показано распределение температуры и солёности на океанографическом разрезе, протянувшемся от бровки континентального склона моря Лаптевых в глубоководную часть котловины Нансена вдоль меридиана 126° в.д. В южной части разреза в поверхностном слое наблюдаются области с положительными значениями температуры. Для остальных станций, расположенных севернее, характерны отрицательные значения температуры и значения солёности менее 34 ‰. Изогалина 34 ‰ расположена в среднем на 20—30 м выше по сравнению с климатическими значениями.

Верхняя граница АВ наблюдается на глубине 150 м. Мощность слоя АВ незначительно уменьшается вдоль разреза в направлении с юга на север от 850 до 600 м. При этом на южных станциях разреза № 10—16 положительные значения температуры воды наблюдались до дна. Ядро атлантических вод располагалось на глубине 200—300 м, где температура составляла 1,7—1,8 °С, что на 0,7—0,8 °С выше климатической нормы. Положение верхней границы оказалось на 20—30 м выше относительно климатических значений.

На рис. 3.1.9 показано распределение температуры и солёности воды на океанографическом разрезе, протянувшемся от бровки континентального склона на север вдоль меридиана 90° в.д. Летняя арктическая водная масса с положительными температурами наблюдается только в южной части разреза (к югу от станции № 107) и занимает слой от поверхности до глубины 40 м. В остальной части разреза в верхнем слое залегает зимняя поверхностная арктическая водная масса, характеризующаяся отрицательными температурами, обусловленными процессами выхолаживания, и значениями солёности менее 34 ‰. Изогалина 34 ‰ располагается на 30—40 м выше по сравнению с климатическими данными, причем это различие возрастает в северном направлении.

Под поверхностными водами залегает промежуточная арктическая водная масса с низкими температурами и солёностью до 34,4 ‰. При этом нижняя граница этой водной массы заглубляется в направлении с юга на север от 100 до 150 м соответственно. Нижняя граница фрамовской ветви атлантических вод, традиционно определяемой по положению нулевой изотермы, залегает на глубине 850—900 м, а на станции №106 достигает дна. Ядро атлантических вод наблюдается на глубине 200—300 м, где температура превышает 2,5 °С, что более чем на 1 °С выше климатических значений. Верхняя граница атлантических вод расположена на 25—50 м выше по сравнению с климатическим положением, тогда как положение нижней границы практически совпадает с историческим средним.

Баренцево и Карское моря

Данные о термохалинном состоянии Баренцева и Карского морей в 2013 г. были получены в ходе проведения рейсов на НИС «Профессор Молчанов» в экспедициях «Арктический плавучий университет» (июнь — июль) и «Ямал — Арктика» (август — сентябрь) (см. рис. 3.1.1).

Для анализа термического состояния теплых атлантических вод (АВ), проникающих в Баренцево море с запада с Нордкапским течением, выполнялись работы на океанографическом разрезе «Кольский меридиан», расположенном вдоль 33° 30' в.д. Измерения на разрезе в 2012 и 2013 гг. производились практически в одно и то же время (5 июня 2012 г. и 7 июня 2013 г.), что позволило провести сравнение термического состояния АВ, поступающих в Баренцево море, которое проде-

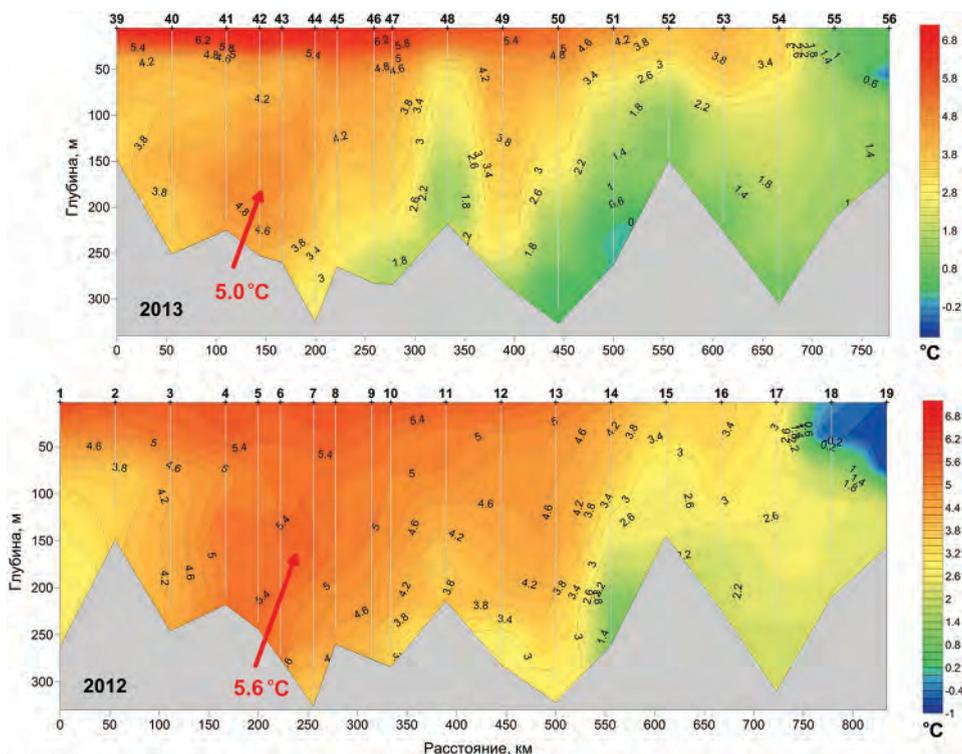


Рис. 3.1.10. Распределение температуры воды в Баренцевом море на разрезе «Кольский меридиан» в 2012 и 2013 гг.

монстрировало понижение температуры АВ в 2013 г. В 2012 г. температура ядра АВ в западной части разреза в слое от 100 до 250 м глубины составляла 5,6 °С, в то время как по данным за 2013 г. температура ядра АВ не превысила 5,0 °С (рис. 3.1.10). Подобная тенденция понижения температуры АВ на 1—1,2 °С в 2013 г. по сравнению с 2012 г. наблюдалась также и в восточной части Баренцева моря у побережья архипелага Новая Земля.

Одной из целей исследований экспедиции «Ямал — Арктика 2013» являлось изучение распространения и взаимодействия морских и речных вод на акватории Карского моря. На рис. 3.1.11 приведено вертикальное распределение температуры и солёности воды на широтном разрезе в Карском море вдоль параллели 75° с.ш. от архипелага Новая Земля до 84,2° в.д. Максимальные значения температуры воды в пределах 6,7—7,6 °С наблюдались в поверхностном слое. Фронтальный раздел между солёными и распресненными речным стоком водами наблюдался в западной части разреза между станциями № 8 и 9, в то время как в 2012 г. шлейф речных вод был найден только на самой восточной станции разреза.

Ниже слоя пикноклина, начиная с глубин 15—20 м (до дна в восточной части разреза), залегают воды с отрицательной температурой, образовавшиеся в результате осенне-зимней конвекции. В западной части разреза в районе станций № 10 и 11 на восточном склоне Новоземельского желоба на глубине от 80 до 200 м зафиксировано локальное повышение температуры воды почти до 0 °С. Данный источник

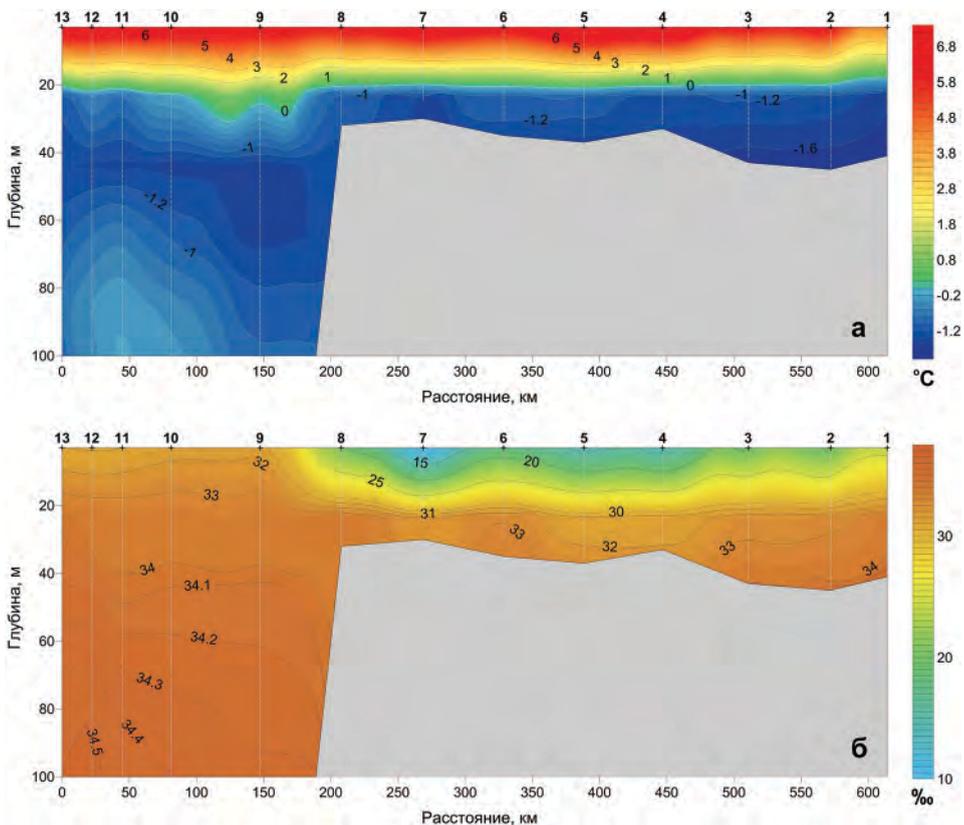


Рис. 3.1.11. Распределение температуры (а) и солёности (б) воды в верхнем 100-метровом слое на разрезе вдоль параллели 75° 00' с.ш. в Карском море.

тепла имеет адвективное происхождение и связан с проникновением теплых вод из Баренцева моря через пролив Карские Ворота.

3.1.2. Пространственное распределение температуры воды в слое атлантических и летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне

Для анализа термического состояния АВ в 2013 г. и сравнения с данными за предыдущие годы были рассчитаны максимальные значения температуры воды в ядре АВ для периода август — сентябрь. Неполное покрытие данными наблюдений за указанный период не позволяет получить непрерывное распределение термических характеристик для всего СЛЮ, однако дает возможность судить об общих тенденциях развития процессов, наблюдаемых в Арктическом бассейне.

Значения температуры в ядре АВ в районе круговорота Бофорта в Американо-Арктическом суббассейне не претерпели существенных изменений по сравнению с 2012 г. и составили 0,7—0,8 °С, что на 0,3 °С выше климатических значений (рис. 3.1.12). В Евразийском суббассейне по мере продвижения основной струи АВ вдоль континентального склона в восточном направлении наблюдается понижение температуры в ядре атлантических вод. Как и в Американо-Арктическом суббассейне, значения температуры воды в ядре АВ в Евразийском суббассейне в 2013 г. почти не отличались от ее

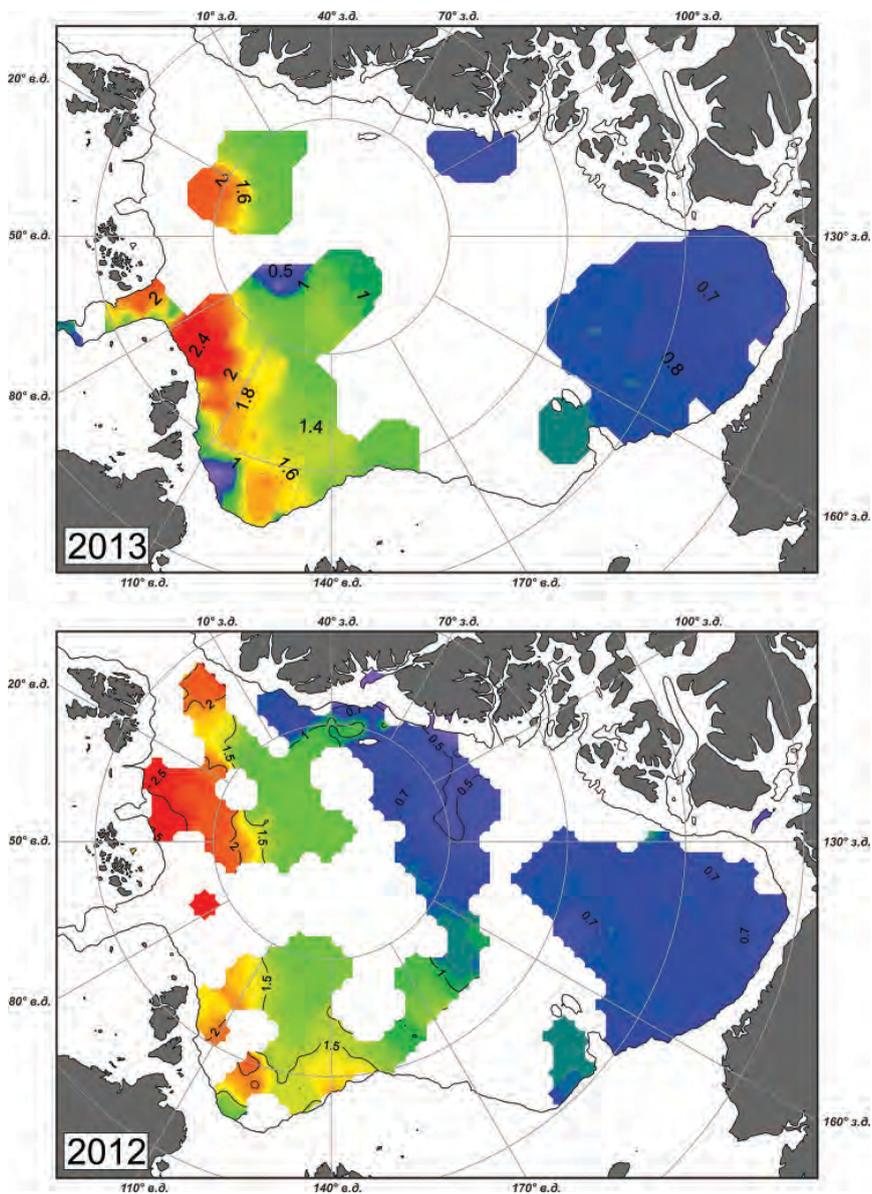


Рис. 3.1.12. Пространственное распределение температуры воды в ядре АВ в 2013 г. (сверху) и в 2012 г. (снизу).

значений в 2012 г. и изменялись в пределах 1,4—2,4 °С, превышая климатические значения на 0,5—0,8 °С.

В целом, на всей акватории СЛО аномалии температуры АВ продолжают оставаться положительными, изменяясь в достаточно широком диапазоне — от 0,4 °С в Амеразийском суббассейне до 0,4—1,0 °С в Евразийском суббассейне.

Летние тихоокеанские воды (ЛТВ) формируются на шельфе Чукотского моря в результате перемешивания поступающих из Берингова пролива теплых вод тихооке-

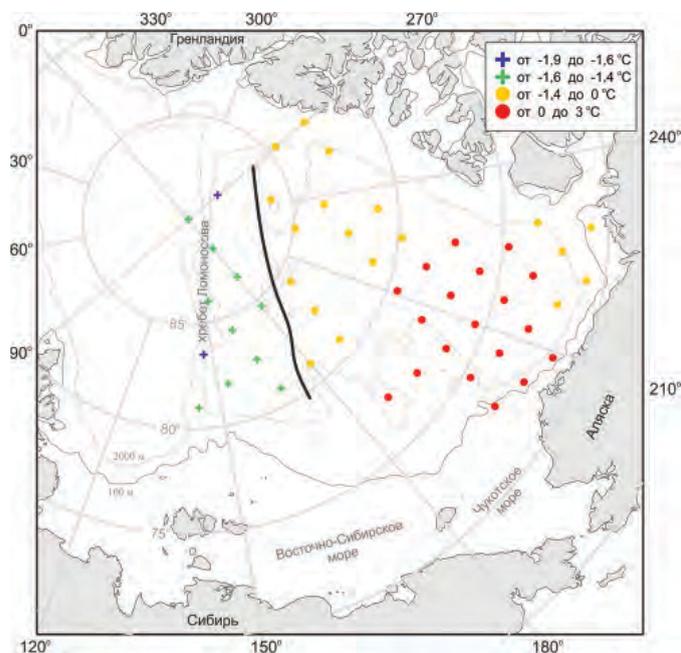


Рис. 3.1.13. Распространение ЛТВ в Арктическом бассейне в 2013 г.
 Цветом показана максимальная температура воды в слое с соленостью 31—33 ‰.
 Черная кривая — граница распространения ЛТВ.

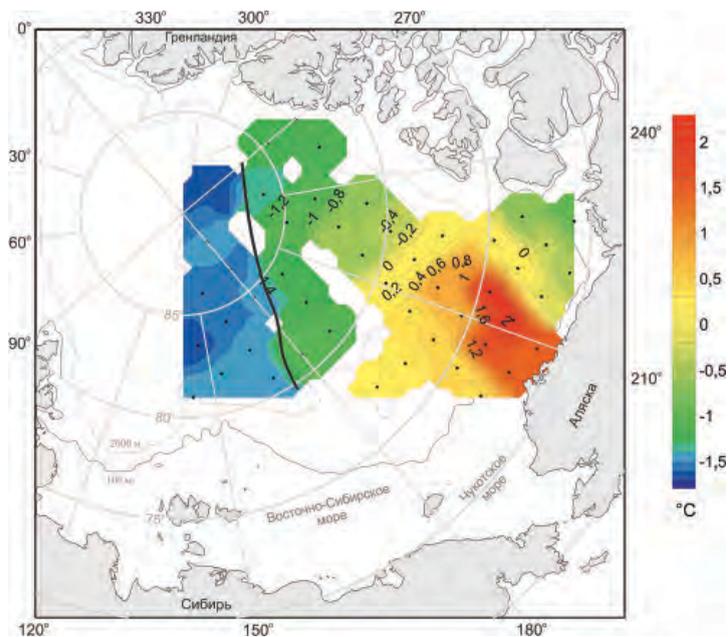


Рис. 3.1.14. Распределение максимальной температуры в слое с соленостью 31—33 ‰ в 2013 г.
 Черная кривая — граница распространения ЛТВ по изотерме $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, черные кружки — узлы регулярной
 сетки, в которые интерполировались данные наблюдений.

анского происхождения с собственными водами Чукотского моря в летний период. Дойдя до кромки шельфа, ЛТВ, обладая более высокой соленостью по сравнению с поверхностными водами СЛО, заглубляются и в Арктическом бассейне выделяются по наличию локального максимума температуры в слое с соленостью от 31 до 33 ‰. За верхнюю и нижнюю границы ЛТВ условно принимаются значения глубины положения изотермы $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, которая, как было показано многими исследователями, хорошо отображает положение локального максимума температуры.

Для анализа границ распространения и максимальных температур слоя ЛТВ океанографические данные интерполировались в узлы регулярной сетки 200×200 км. Согласно полученным данным, граница распространения ЛТВ в 2013 г. соответствовала своему среднему положению и располагалась над хребтом Менделеева (рис. 3.1.13). В Канадском секторе СЛО ЛТВ распространились как минимум до острова Элсмир. Отсутствие океанографических данных в акватории моря Линкольна не позволяет проследить протяженность границы распространения ЛТВ в сторону Гренландии.

Наибольшие значения температуры в слое ЛТВ наблюдались в юго-западной части Канадской котловины; аномально высокие значения ($2\text{ }^{\circ}\text{C}$) отмечались, по данным ИТР-64, в весенний период 2013 г (рис. 3.1.14). По мере удаления от Берингова пролива и юго-западной части Канадской котловины температура ЛТВ вследствие потери тепла понижалась, достигая отрицательных значений в районах, расположенных севернее 80° с.ш.

Основные выводы

Согласно результатам наблюдений, выполненных в 2013 г., гидрологический режим СЛО продолжает характеризоваться аномальным состоянием по отношению к климатическому среднему. Основные признаки аномального состояния заключаются в следующем.

Дипольная структура аномалий солености в поверхностном слое, наблюдаемая с 2007 г. и выраженная в высоких отрицательных аномалиях солености в Амеразийском суббассейне и незначительных положительных аномалиях в Евразийском, претерпела некоторые изменения. Величина аномалии в Амеразийском секторе сохранила знак, однако ее значения уменьшились от $-4\text{ }‰$ (2012 г.) до $-2\text{ }‰$ (2013 г.). В Евразийском суббассейне значения положительной аномалии солености варьировали в пределах $0,5\text{—}1,6\text{ }‰$ (зимний период) и $0,3\text{—}1,8\text{ }‰$ (летний период).

Продолжает сохраняться положительная аномалия температуры ядра атлантических вод. В западном секторе Арктики значения аномалии в котловине Амундсена составляют $0,4\text{—}0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, в котловине Нансена изменяются в диапазоне $0,7\text{—}0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, а к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа достигают $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В Амеразийском суббассейне положительная аномалия температуры атлантических вод не превышает $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Верхняя граница АВ как в Евразийском, так и в Амеразийском суббассейне залегает на 50 м выше по сравнению с климатической нормой.

Для летних тихоокеанских вод характерна аномально высокая температура — превышение климатической нормы достигает $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. В отдельных случаях аномалия температуры воды может достигать $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ИТР-64).

В заключение отметим, что, несмотря на сохраняющиеся аномалии термохалинных характеристик СЛО, существенных колебаний температуры и солености по сравнению с предыдущим годом не наблюдалось.

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Данные о гидрологическом и гидрохимическом состоянии СЛО в 2013 г. были получены в ходе трех научно-исследовательских экспедиций:

- «Ямал — Арктика» на НИС «Профессор Молчанов» в августе — сентябре 2013 г. в Карском море;
- «ЛАПЭКС» на НИС «Виктор Буйницкий» в сентябре 2013 г в море Лаптевых;
- «NABOS» на борту НЭС «Академик Федоров» в августе — сентябре 2013 г. в Северном Ледовитом океане.

Также для оценки гидрохимических условий вод Северного Ледовитого океана в 2013 г. были использованы данные автономных дрейфующих комплексов (Ice-Tethered Profiler, ИТР), некоторые из которых снабжены датчиками концентраций растворенного кислорода, рН, мутности, желтого вещества и хлорофилла.

3.2.1. Предварительные результаты гидрохимических наблюдений в Карском море

По данным гидрохимических наблюдений в акватории Карского моря (рис. 3.2.1) можно сделать вывод о том, что летом 2013 г. центральный район Карского моря был занят пресными и богатыми биогенными элементами водами

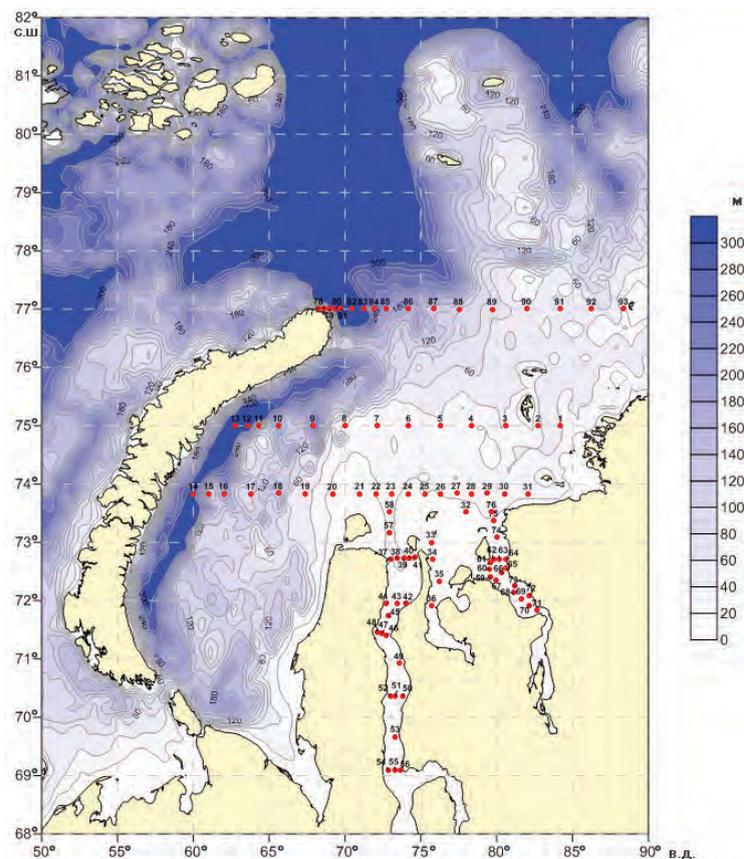


Рис. 3.2.1. Схема океанографических станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в экспедиции «Ямал—Арктика».

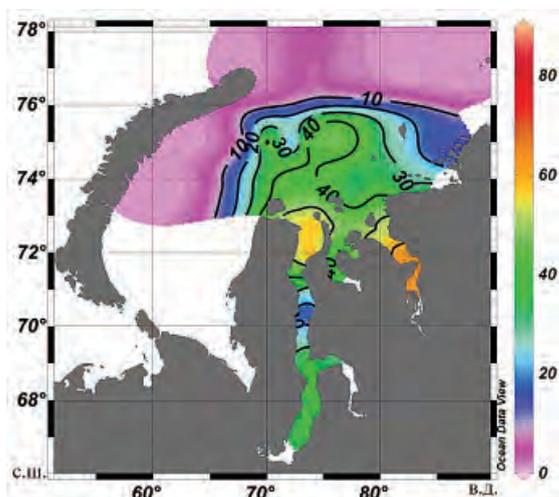


Рис. 3.2.2. Поверхностное распределение неорганического кремния в мкмоль/л.

речного происхождения, в отличие от 2012 г., когда речные воды распространялись на северо-восток, не затрагивая при этом центральный район моря (рис. 3.2.2). Такому северо-западному переносу речных вод в 2013 г. способствовали гидрометеорологические условия, обуславливавшие увеличение интенсивности течений Св. Анны и Ямальского. Юго-западный вариант распространения речного стока летом 2013 г. достаточно типичен для Карского моря. По данным экспедиций «Баркалав», в 2007 и 2008 гг. наблюдалась схожая ситуация.

Летом 2013 г. в Обь-Енисейском районе наблюдался дефицит растворенного кислорода в поверхностном слое воды, равный 3 % (рис. 3.2.3). Содержание кислорода снижается здесь за счет окисления выносимых с речным стоком органических и минеральных веществ. В 2012 г. дефицит кислорода в Обь-Енисейском районе достигал 10 %. В северной части района исследования насыщение кислородом поверхностного

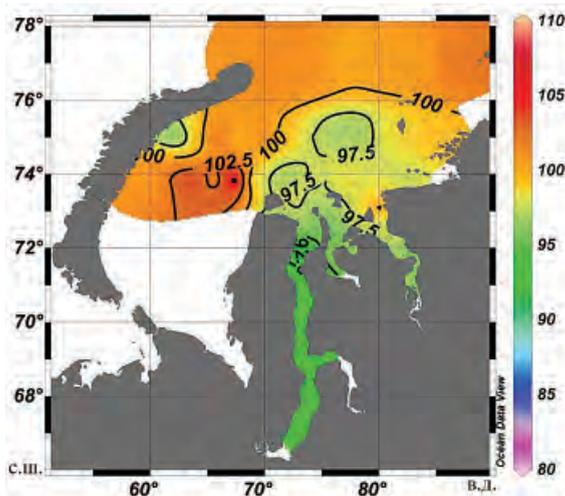


Рис. 3.2.3. Поверхностное распределение растворенного кислорода (% насыщения).

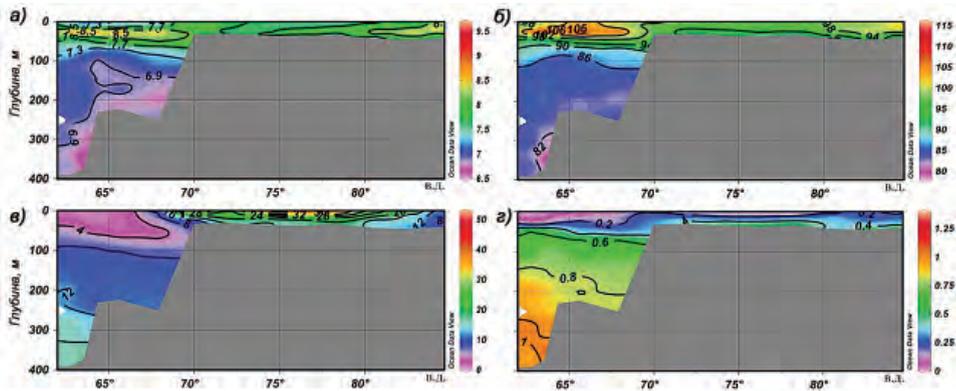


Рис. 3.2.4. Распределение растворенного кислорода (*а* — в мг/л, *б* — в % насыщения), кремния, мкмоль/л (*в*) и фосфатов, мкмоль/л (*г*) на разрезе вдоль параллели 75° с.ш.

слоя воды составляло 100 %. В 2012 г. насыщение воды кислородом было несколько выше (101—102 %). Поверхностный слой воды северо-западного района исследования вдоль архипелага Новая Земля перенасыщен кислородом (102 %). В этом районе при таянии Новоземельского ледяного массива создаются благоприятные условия для развития фитопланктона и, следовательно, для насыщения воды кислородом.

Стратификация водной толщи по содержанию растворенного кислорода и биогенных элементов в Обь-Енисейском районе была выражена слабо. Насыщение воды кислородом понижалось до 54 %. В слое воды от поверхности до слоя пикноклина содержание растворенного кислорода и биогенных элементов однородно (94 %), фосфатов — 0,71 мкмоль/л, силикатов — 37,5 мкмоль/л. Наибольшее содержание растворенного кремния в Обской губе — 86 мкмоль/л.

Яркой особенностью гидрохимического режима Карского моря является максимум кислорода в промежуточном слое воды. В глубоководном районе Карского моря западнее 70° в.д. максимум кислорода наблюдается на глубине 25 м (рис. 3.2.4). Среднее абсолютное значение содержания кислорода составляет 8,80 мг/л, относительное содержание — 106 %. В районе распространения речных вод средняя концентрация кремния составляет 8 — 36 мкмоль/л, что существенно выше по сравнению

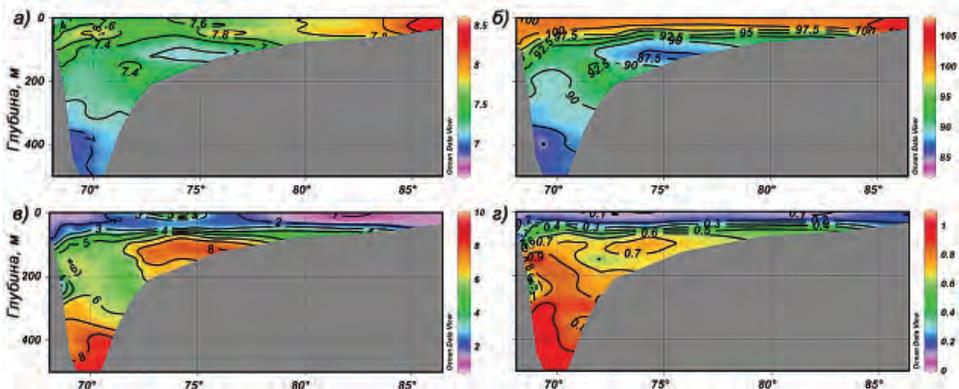


Рис. 3.2.5. Распределение растворенного кислорода (*а* — в мг/л, *б* — в % насыщения), кремния, мкмоль/л (*в*) и фосфатов, мкмоль/л (*г*) на разрезе вдоль параллели 77° с.ш.

с 2012 г., а содержание фосфатов несколько меньше, чем в 2012 г. В Новоземельской впадине наблюдаются наибольшие концентрации биогенных элементов в придонном слое воды, так как здесь происходит интенсивное окисление органического вещества, о чем свидетельствует дефицит кислорода, равный 1 %. Содержание кремния достигает 17 мкмоль/л, фосфатов — 1,10 мкмоль/л (см. рис. 3.2.4).

На глубине 75 — 150 м отчетливо выделяется «язык» атлантической водной массы (между станциями № 84 и 88). Содержание растворенного кислорода в атлантической водной массе понижено и составляет 7,10 мл/л, что соответствует 86,4 % насыщения (рис. 3.2.5). Кроме того, атлантическая водная масса выделяется повышенным содержанием кремния (8,52 мкмоль/л) и фосфатов (0,70 мкмоль/л).

В целом, содержание биогенных элементов монотонно возрастает с глубиной, а содержание растворенного кислорода убывает. Среднее абсолютное значение содержания кислорода в западной части разреза составляет 7,60 мл/л, что меньше, чем в восточной части разреза (8,00 мл/л), при одинаковых значениях насыщения воды кислородом (см. рис. 3.2.5). Это объясняется тем, что в западной части разреза средняя соленость морской воды несколько выше, чем в восточной.

3.2.2 Предварительные результаты гидрохимических наблюдений в море Лаптевых

Схема океанологических станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в море Лаптевых, представлена на рис. 3.2.6.

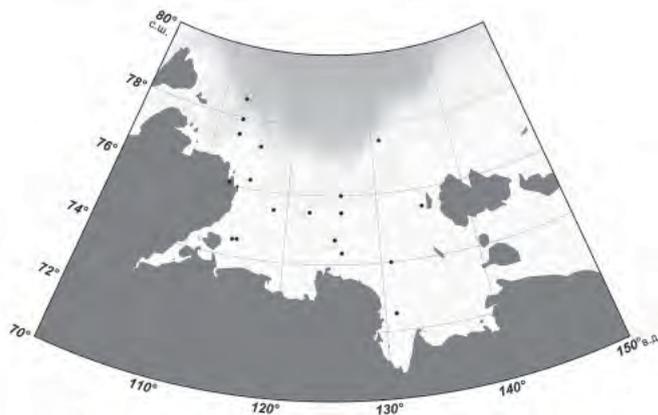


Рис. 3.2.6. Схема океанологических станций.

Растворенный кислород. Обобщенные вертикальные профили концентрации растворенного кислорода представлены на рис. 3.2.7. Концентрация растворенного кислорода в поверхностном слое изменялась от 7,3 до 9,0 мл/л, а ее относительное значение — от 93 до 110 %. В придонном слое мелководной части моря (на глубине до 50 м), наблюдалось резкое понижение концентрации растворенного кислорода до 5—6 мл/л при минимальном значении, равном 3,3 мл/л. При этом относительные значения концентрации растворенного кислорода составляли 60—80 % при минимуме 40 %. Такой характер распределения концентрации растворенного кислорода свидетельствует о наличии ярко выраженных «застойных» вод в придонном слое.

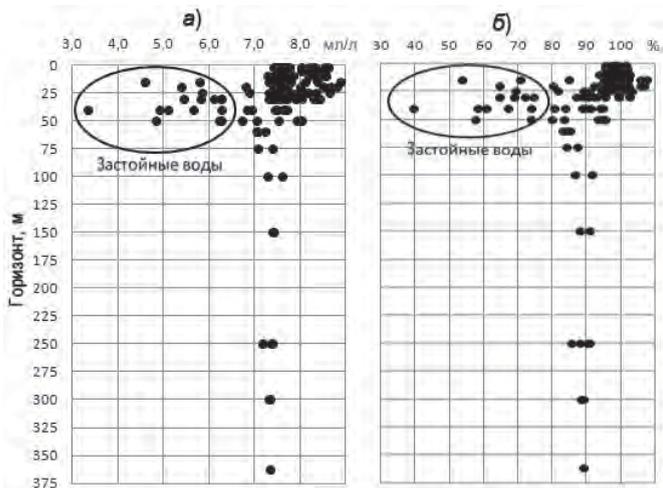


Рис. 3.2.7. Обобщенные вертикальные профили концентрации растворенного кислорода (а) и относительных величин концентраций растворенного кислорода (б).

На более глубоководных станциях (на глубине более 100 м) концентрация растворенного кислорода составляла 7,0—7,5 мг/л, а ее относительные значения 85—92 %.

Биогенные элементы: фосфаты, кремний. Обобщенные вертикальные профили концентрации фосфатов и кремния представлены на рис. 3.2.8. Вертикальное распределение концентрации фосфатов характеризовалось резким увеличением от поверхности (0,4—0,8 мкмоль/л) до горизонта 50 м (1,2—2,5 мкмоль/л). Ниже этого горизонта диапазон изменения концентрации фосфатов был незначителен и составлял 2,2—2,4 мкмоль/л. В «застойных» водах концентрация фосфатов увеличивалась до 2,5—3,3 мкмоль/л. Вертикальные профили концентрации кремния указывают на наличие двух максимумов:

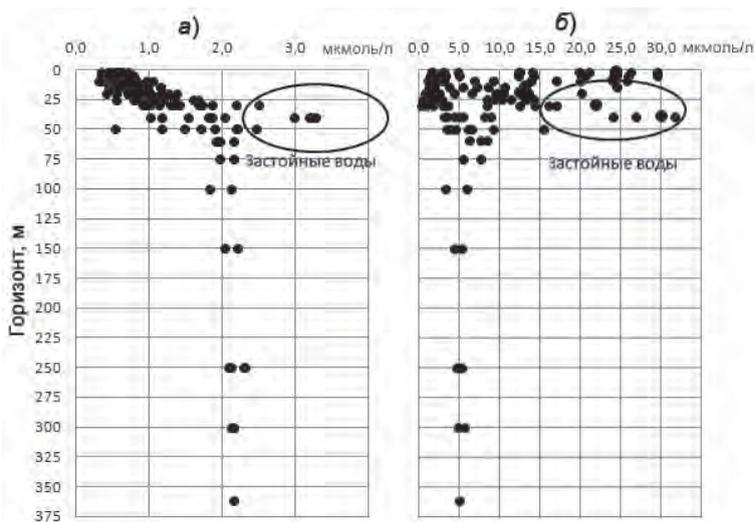


Рис. 3.2.8. Обобщенные вертикальные профили концентрации фосфатов (а) и кремния (б).

- первый максимум (до 30 мкмоль/л) располагался в поверхностном слое и соответствовал наличию речного стока;
- второй максимум (до 33 мкмоль/л) располагался в придонном слое мелководных станций и приурочен к залеганию «застойных» вод.

На глубине более 100 м концентрации кремния были близки к соответствующим значениям для атлантических вод (~5 мкмоль/л).

Гидрохимические исследования, выполненные в море Лаптевых в сентябре 2013 г., показывают, что в этот период наблюдались ярко выраженные «застойные» воды с минимальными концентрациями растворенного кислорода и максимальными концентрациями фосфатов и кремния, а также максимальной мутностью. Концентрация растворенного кислорода была ниже предельно допустимой концентрации для рыбохозяйственных водоемов.

3.2.3. Предварительные результаты гидрохимических наблюдений в морях Северного Ледовитого океана

Схема океанологических станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в Арктическом бассейне СЛО, представлена на рис. 3.2.9.

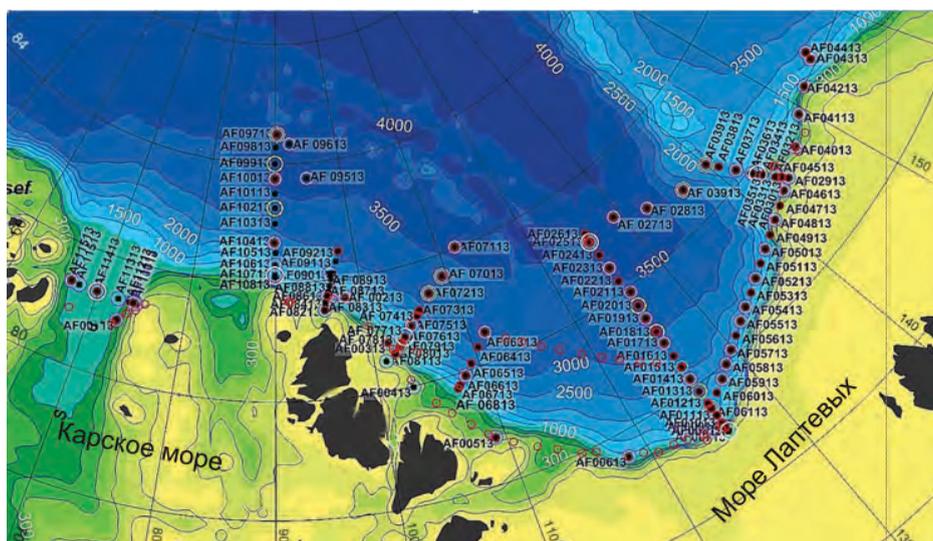


Рис. 3.2.9. Расположение станций СТД-зондирования и отбора проб для определения концентраций растворенного минерального кремния, фосфора (черные кружки), растворенного органического фосфора (розовые кружки), растворенного органического азота и углерода (голубые кружки), растворенного и взвешенного органического углерода (желтые кружки), взвеси и углеводородов (белые кружки), метана (красные кружки).

Растворенный кремний

Результаты исследований показывают типичное распределение растворенного кремния, соответствующее заключительным стадиям вегетационного периода, с локальными особенностями процесса на удаленных друг от друга разрезах. Пренебрежимо малое содержание кремния (до 0,18 мкмоль/л) в поверхностных водах прибрежных зон западных разрезов в районах мыса Арктический, Северной Земли, представленных обедненными атлантическими водами, незначительно воз-

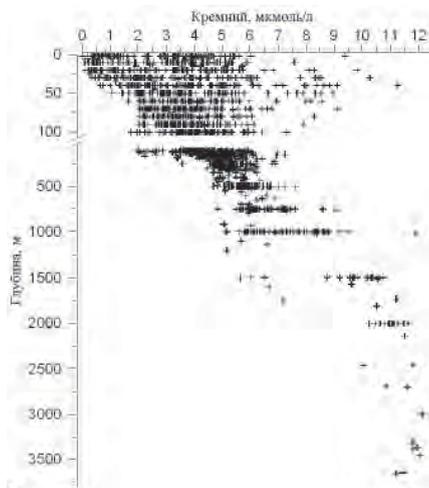


Рис. 3.2.10. Вертикальное распределение растворенного кремния на всех станциях (включая шельфовые).

растало с приближением к ледовой кромке (1,70—2,28 мкмоль/л). В поверхностных водах центральной и восточной частей моря Лаптевых отмечалось ощутимое содержание кремнекислоты (до 4,21 мкмоль/л), обусловленное влиянием речного стока.

Восточнее хребта Ломоносова в поверхностных водах Восточно-Сибирского моря концентрация растворенного кремния возрастает, но остается в пределах, лимитирующих продукционные процессы (до 9,81—11,3 мкмоль/л). Здесь, помимо речного стока, проявляется влияние тихоокеанских вод. Концентрация кремния практически на всех станциях возрастает с глубиной (в районах, подверженных влиянию речного стока, повышение концентрации растворенного кремния с глубиной выражено слабее, в вертикальном ее распределении на таких станциях имеется характерный промежуточный минимум). Наибольший градиент концентрации растворенного кремния соответствует пикноклину (рис. 3.2.10). Ниже следует монотонное увеличение содержания растворенного кремния с глубиной (в придонных водах концентрация на всех разрезах не превышает 13 мкмоль/л).

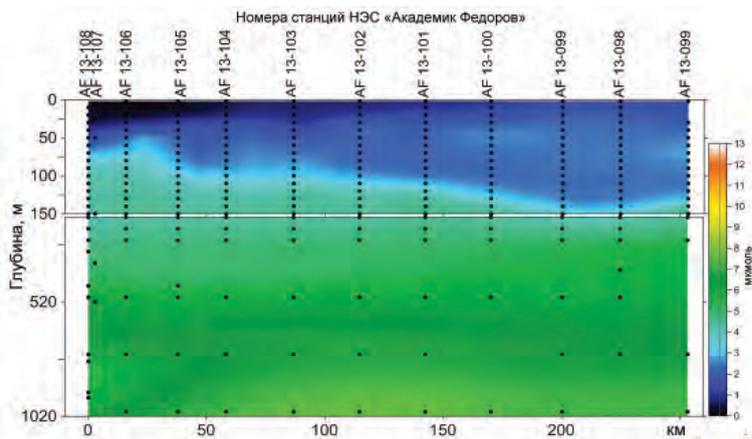


Рис. 3.2.11. Вертикальное распределение растворенного кремния на разрезе вдоль параллели 90° в.д.

Отчетливо выделяется атлантическая водная масса (концентрация кремния 4,8—5,3 мкмоль/л), распределение которой прослеживается вдоль материкового склона (рис. 3.2.11). Модифицированную воду Баренцева моря отличает чуть большее содержание растворенного кремния.

Минеральный фосфор

Содержание минерального фосфора в исследуемых районах изменялось от 0,07 мкмоль/л на поверхности до 1,06 мкмоль/л в придонных горизонтах (рис. 3.2.12). В вертикальном распределении фосфатов по глубине на всех станциях выделяется однородный слой (0—30 м) с низкой концентрацией минерального

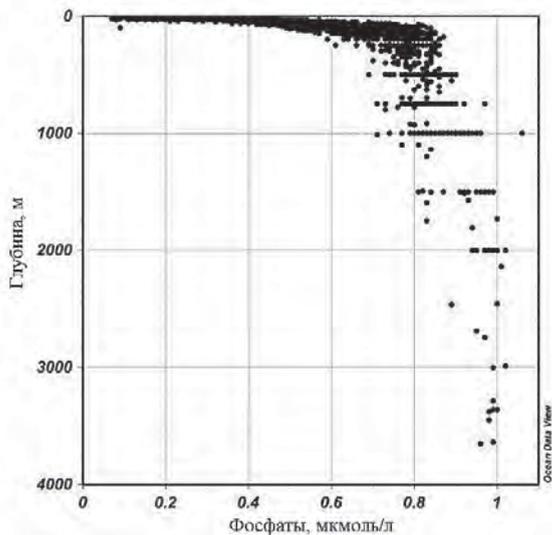


Рис. 3.2.12. Изменчивость содержания минерального фосфора на всех станциях.

фосфора (0,07—0,2 мкмоль/л). Пониженное содержание фосфатов в верхнем эвфотическом слое соответствует сезонной динамике биогенных веществ и показывает, что процесс летнего потребления фитопланктоном фосфатов еще не завершен. Минимальные концентрации минерального фосфора наблюдались на станциях, расположенных над склоном. Ярко выраженное повышение концентрации фосфатов от 0,2 до 0,7—0,8 мкмоль/л происходит в верхней части галоклина до глубины 100—150 м (нижняя граница галоклиновых вод).

В слое атлантических вод, ядро которых расположено на глубине 250—300 м, наблюдалось незначительное увеличение содержания минерального фосфора; при этом максимальные его значения соответствовали придонному горизонту (0,9—1,06 мкмоль/л). Такой характер вертикального распределения минерального фосфора характерен для большинства станций исследуемого района (рис. 3.2.13). Однако на некоторых станциях наблюдался однородный по концентрации фосфатов слой от 250—300 м и до глубины 1000 м. Кроме того, на тех горизонтах, где отмечалось присутствие баренцевоморской воды, прослеживалось и незначительное уменьшение содержания минерального фосфора.

Наибольшая пространственная изменчивость в распределении содержания минерального фосфора прослеживается в слое от 30 до 150 м (см. рис. 3.2.13) до

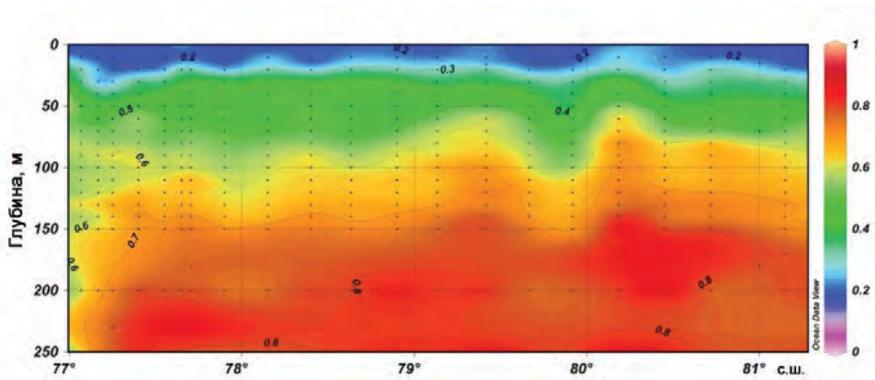


Рис. 3.2.13. Вертикальное распределение минерального фосфора на разрезе по меридиану 125° в.д. от склона моря Лаптевых.

0,2 мкмоль/л на глубине 30 км, что связано, скорее всего, с изменчивостью вертикального положения галоклина.

Органический фосфор

Содержание органического фосфора на исследуемой акватории изменялось от аналитического нуля до 0,55 мкмоль/л и, как правило, не превышало 0,5 мкмоль/л (рис. 3.2.14). Максимальные значения содержания органического фосфора наблюдались в поверхностном слое, где преобладают продукционно-деструкционные процессы, и обычно составляли около 0,3 мкмоль/л. В глубинных слоях содержание органического фосфора уменьшалось до 0,1—0,2 мкмоль/л. Значительная вертикальная изменчивость в распределении органического фосфора наблюдалась в слое галоклина, где на отдельных станциях в слое 100—120 м был отмечен локальный максимум его содержания.

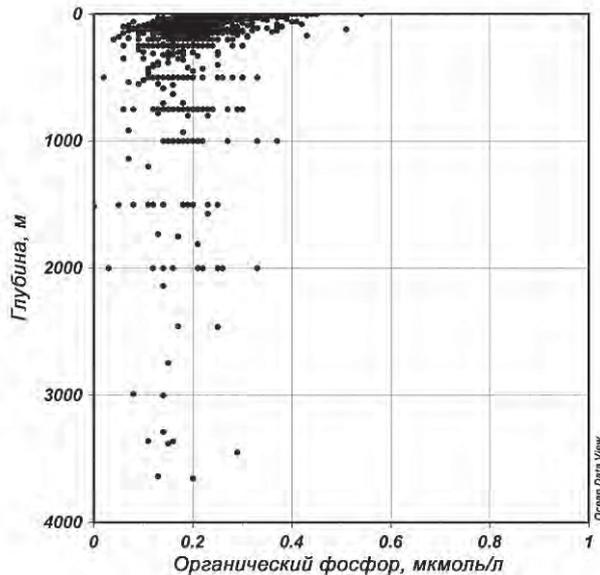


Рис. 3.2.14. Изменчивость содержания органического фосфора на всех станциях

3.2.4. Данные автономных дрейфующих комплексов (ИТР)

Для оценки гидрохимических условий вод Северного Ледовитого океана в 2013 г. были использованы данные автономных дрейфующих комплексов (Ice-Tethered Profiler, ИТР) (рис. 3.2.15), некоторые из которых снабжены датчиками концентраций растворенного кислорода (O_2), pH, мутности (turb), желтого вещества (CDOM) и хлорофилла (chl). Зондирование осуществлялось в верхнем 760-метровом слое. К сожалению, информация, представленная на сайте Океанографического института в Вудсхоле (США) (<http://www.whoi.edu/itp>), кроме температуры и солености, содержит только данные концентраций растворенного кислорода, данные по остальным датчикам в свободном доступе отсутствуют.

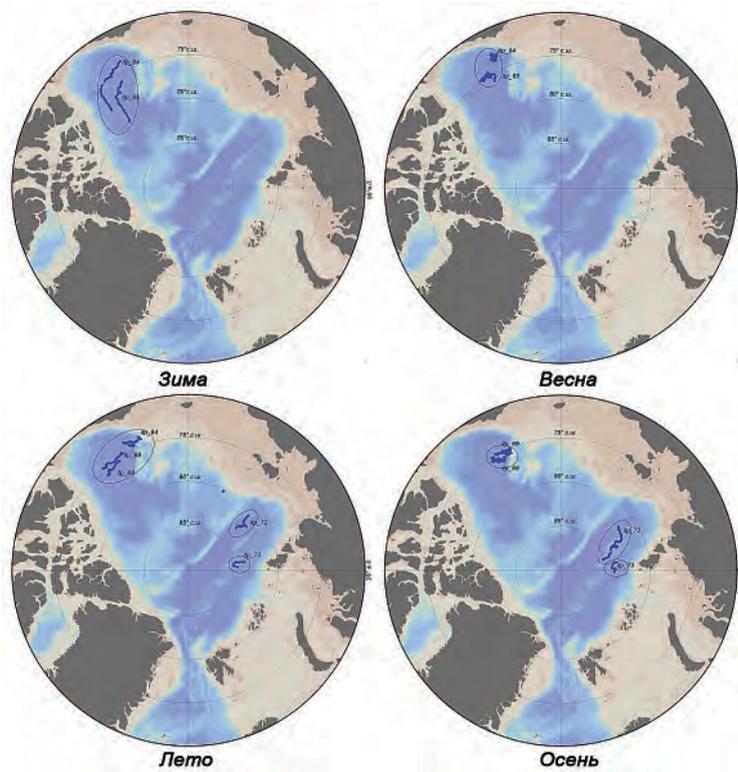


Рис. 3.2.15. Положение ИТР-буев и области выборки данных из гидрохимической базы данных для каждого из сезонов в 2013 г.

Амеразийский суббассейн

Зимний сезон 2013 г. характеризовался высокими отрицательными аномалиями солености в поверхностном слое (до 2 ‰), а также положительными аномалиями температуры воды летних тихоокеанских вод (ЛТВ), превышающими климатическую норму на 1,0 °С, а в отдельных случаях даже на 2,0 °С. Другой аномальной характеристикой являлось сохранение положительной аномалии температуры ядра атлантических вод, которая в Амеразийском суббассейне составляла около 0,4 °С.

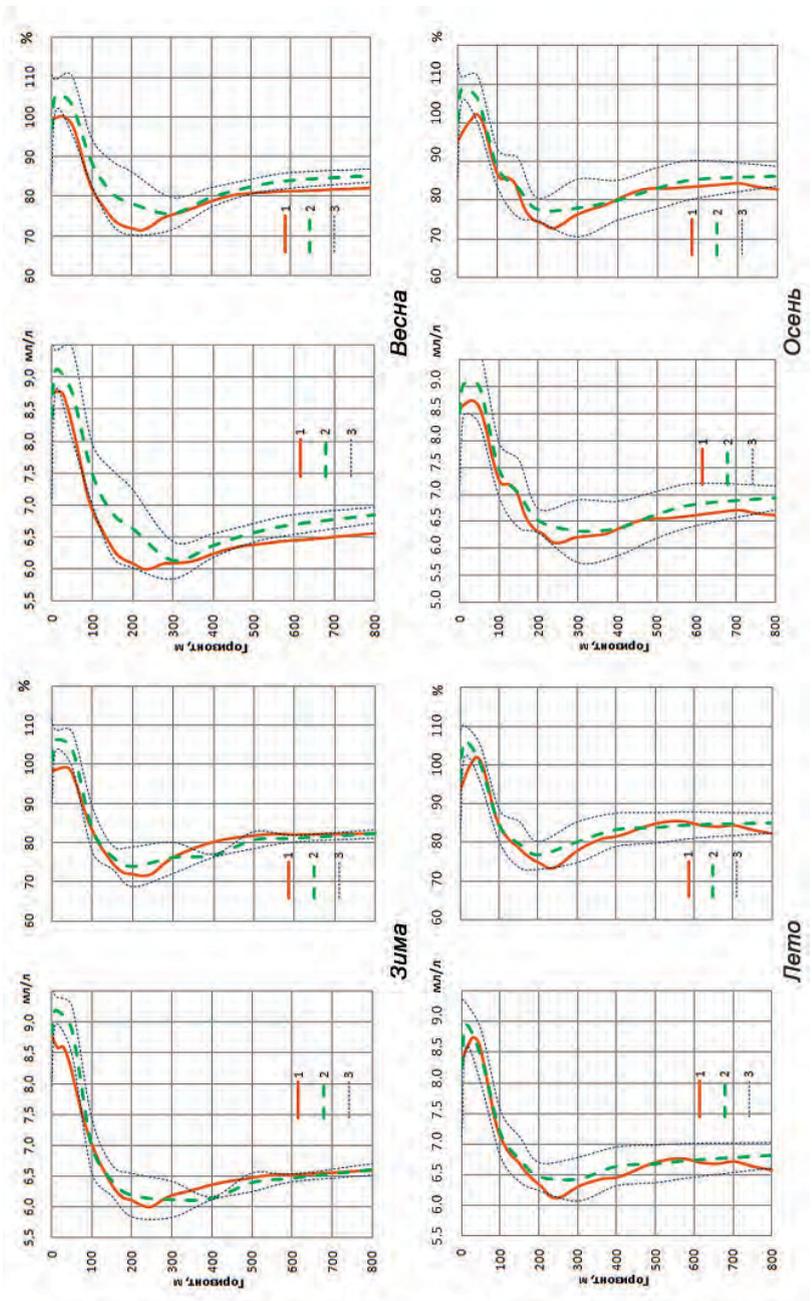


Рис. 3.2.16. Вертикальное распределение концентрации растворенного кислорода (слева) и относительного насыщения (справа) по результатам измерений ГТР-буев в Американо-Северном суббассейне Северного Ледовитого океана в разные сезоны 2013 г.

1 — профиль средних значений по результатам измерений ГТР-буев, 2 — средние климатические значения по базе данных ААНИИ, 3 — область стандартного отклонения средних значений.

Уменьшение концентрации кислорода по сравнению со средними значениям из банка данных ААНИИ составляло 0,6 мл/л на горизонте 10 м и 0,73 мл/л на горизонте 50 м. Далее с глубиной эта разница довольно быстро уменьшалась и на горизонте 100 м фактически становилась равной нулю (рис. 3.2.16). Разность между реально наблюдаемыми аномалиями концентрации растворенного кислорода и теоретически возможными составила 0,5—0,6 мл/л, что привело к появлению отрицательных аномалий относительного насыщения. Максимальное уменьшение насыщения в летних тихоокеанских водах по сравнению со значениям из банка данных ААНИИ составило 6 %. С глубиной эта разность довольно быстро уменьшалась и на горизонте 100 м фактически становилась равной нулю (см. рис. 3.2.16).

В Атлантической водной массе (АВ), располагающейся в Амеразийском суббассейне от глубин 150—200 м и ниже и характеризующейся более высокими значениями температуры и солёности по сравнению с вышележащими слоями, концентрация растворенного кислорода и его относительное насыщение уменьшались и достигали своего минимума в слое 200—220 м. Диапазон изменения этих параметров в данной водной массе составлял 6,0—6,6 мл/л и 72—81 % соответственно. Профили средних значений концентрации растворенного кислорода в АВ и относительного насыщения фактически совпадали со средними значениям из банка данных ААНИИ или находились в области стандартных отклонений средних значений (см. рис. 3.2.16).

Весной как абсолютные, так и относительные концентрации растворенного кислорода в поверхностных водах и лежащей ниже атлантической водной массе фактически совпадали с их зимними значениями. Увеличение относительной концентрации растворенного кислорода за счет увеличения интенсивности фотосинтетической деятельности составляло всего 1 %. Профили средней концентрации растворенного кислорода и относительного насыщения от поверхности до глубины 600 м (по данным ИТР-бுவ) находились в области стандартных отклонений по выборке из базы данных ААНИИ.

Летом наблюдалось увеличение относительного содержания растворенного кислорода еще в среднем на 2 % (по сравнению с весенними значениями), причем максимум наблюдался в слое 25—40 м. Такой же характер распределения этого параметра наблюдается и по средним многолетним данным. В Атлантической водной массе концентрация растворенного кислорода и относительное насыщение по данным ИТР-бுவ составляли 6,1—6,6 мл/л и 72—86 % соответственно.

Осенью средние значения концентрации растворенного кислорода и его относительного содержания фактически не отличались от летних значений.

Евразийский суббассейн

В летний период по данным ИТР-72, находившегося в районе котловины Амундсена, наблюдались отрицательные аномалии концентрации растворенного кислорода фактически во всем слое работы профилографа (0—760 м). Абсолютные значения аномалий составляли 0,2—0,4 мл/л (рис. 3.2.17 и 3.2.18). Средние значения насыщения не превышали 100 % и были на 2—3 % ниже средних по выборке из базы данных ААНИИ, но находились в области стандартных отклонений средних значений.

В районе котловины Нансена (буй ИТР-73) в поверхностном слое наблюдалась положительные аномалии концентрации растворенного кислорода и относительного насыщения (0,5 мл/л и 5 % соответственно). В поверхностном слое средние значения относительной концентрации растворенного кислорода превышали 100 %.

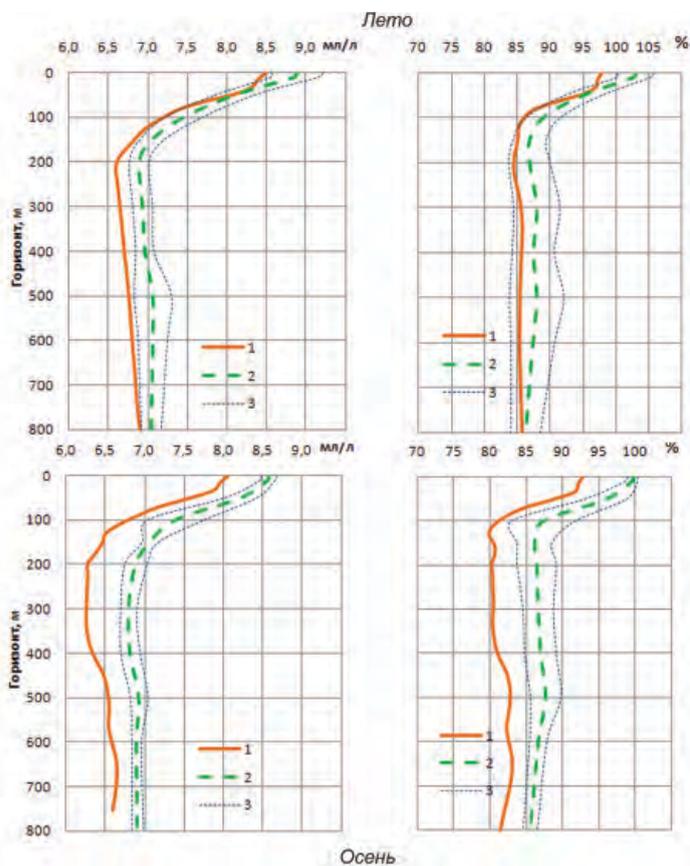


Рис. 3.2.17. Вертикальное распределение концентраций растворенного кислорода и относительного насыщения по результатам измерений ИТР-72 в Евразийском суббассейне СЛО летом и осенью 2013 г.

Условные обозначения см. рис. 3.2.16.

Положительные аномалии с глубиной быстро уменьшались и на горизонте 50 м полностью исчезали.

Нулевое значение аномалий концентраций растворенного кислорода наблюдалось и в атлантических водах до горизонта 400 м. Ниже этого горизонта опять прослеживались положительные аномалии этих параметров, причем с глубиной наблюдалось их постепенное увеличение. В Атлантической водной массе (ниже горизонта 200 м) значения концентрации растворенного кислорода и его относительного содержания по данным обоих буйев фактически не различались и составляли 6,6—7,1 мл/л и 84—88 % соответственно.

В осенний период дрейф буйа ИТР-72 проходил по границе между котловинами Нансена и Амундсена над хребтом Гаккеля, а буй ИТР-73 продолжал дрейфовать в районе котловины Нансена (см. рис. 3.2.15). В обоих случаях наблюдались отрицательные аномалии концентрации растворенного кислорода и его относительного содержания во всем слое работы профилографа. В поверхностном слое, до границы залегания атлантических вод (150—200 м), концентрация растворенного

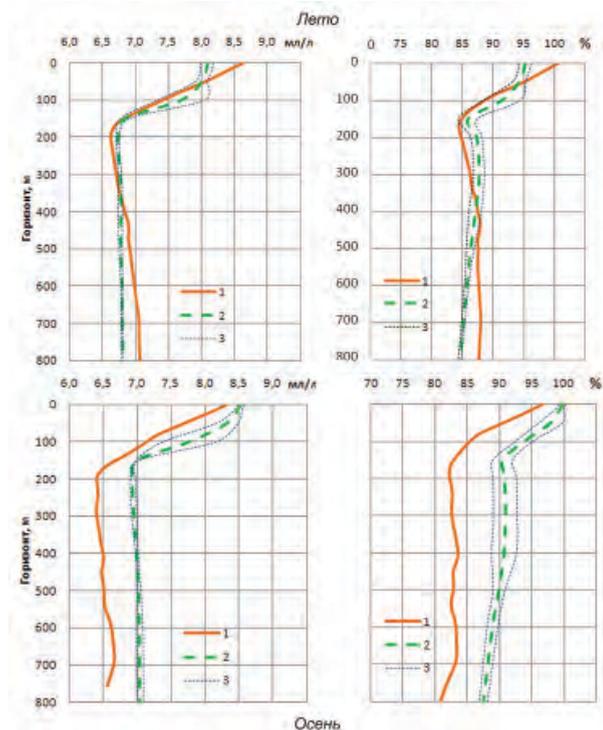


Рис. 3.2.18. Вертикальное распределение концентраций растворенного кислорода и относительного насыщения по результатам измерений ИТР-73 в Евразийском суббассейне СЛО летом и осенью 2013 г. Условные обозначения см. рис. 3.2.16.

кислорода и его относительное содержание в районе дрейфа буя ИТР-73 были несколько выше, чем в районе дрейфа буя ИТР-72, — на 0,15 мл/л и 3 % соответственно. В Атлантической водной массе (ниже горизонта 200 м) значения концентрации растворенного кислорода и его относительного содержания по данным обоих буев фактически не различались и составляли 6,3—6,7 мл/л и 80—83 % соответственно.

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2013 г. наблюдения за уровнем моря велись в Карском море на девяти станциях, пять из которых расположены в юго-западной части моря (им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос), Амдерма, Усть-Кара, Диксон и Сопочная Карга) и четыре — в северо-восточной части моря (о-ва Известий ЦИК, о. Визе, мыс Стерлегова, ГМО им. Е.К.Федорова (мыс Челюскина)), в море Лаптевых на четырех станциях (Анабар, мыс Кигилях, пр. Санникова, о. Котельный) и в Восточно-Сибирском море на трех станциях (Амбарчик, Рау-Чуа, Певек). Чукотское море наблюдениями за уровнем моря освещено не было.

При этом необходимо отметить, что на станции о. Визе регулярные наблюдения за уровнем моря велись только с марта по июнь, а на станциях Амбарчик и Рау-Чуа — только в летний период года (июль — сентябрь), причем наблюдения

на станции Рау-Чуа носили отрывочный характер. На станции Тикси наблюдения, прерванные в конце 2010 г., до сих пор не возобновлены, а на станции о-ва Дунай регулярные наблюдения за уровнем моря прекратились в июле 2011 г.

На протяжении 2013 г. колебания уровня арктических морей происходили на несколько превышающем средние многолетние значения фоне. Аномалии среднегодовых колебаний уровня при этом составили от +1 до +21 см для станций юго-западной части Карского моря и от –3 до –6 см для станций его северо-восточной части.

В юго-западной части моря Лаптевых среднегодовой уровень на 3 см превышал средние многолетние значения, а в восточной части моря, в районе Новосибирских проливов, среднегодовой уровень был близок к норме (–2 см), но при этом у северного побережья Новосибирских остров (о. Котельный) отмечалась значительная положительная аномалия среднегодового уровня (+18 см). Оценить фон колебаний уровня в Восточно-Сибирском море не представляется возможным в связи с отсутствием регулярных данных за годовой период наблюдений.

Сезонные колебания уровня арктических морей

Как правило, сезонные колебания уровня арктических морей отличаются хорошо выраженным годовым ходом, характеризующимся минимумом весной (март — май) и максимумом осенью (сентябрь — ноябрь). В 2013 г. сезонные колебания уровня в целом были близки к типичным, однако в некоторых случаях отмечались существенные отклонения.

В Карском море на станциях Амдерма и Усть-Кара (рис. 3.3.1) фон колебаний уровня был повышенным на протяжении всего 2013 г. (от –1 до +34 см) с минимальными среднемесячными значениями на станции Амдерма в марте — мае (от –1 см до +12 см) и максимальными в июле и октябре (+34 и +32 см соответственно).

На станции Сопочная Карга в январе — марте фон колебаний уровня моря был пониженным (от –9 до –27 см), после чего стал повышаться и в июле достиг максимального среднемесячного значения (+49 см), что было приурочено к весеннему паводку. В августе уровень моря понизился до значений на 10 см ниже средних многолетних, после чего в ноябре повысился до +15 см, а в декабре понизился до –6 см.

На остальных станциях Карского моря (о-ва Известия ЦИК, мыс Стерлегова, ГМО им. Е.К.Федорова (мыс Челюскина), им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос)) фон колебаний уровня был несколько ниже многолетнего и среднегодовые значения находились в пределах от –3 до –6 см (см. рис. 3.3.1). В январе и феврале среднемесячные значения уровня моря были отрицательными, хотя и близкими к среднегодовым (от –28 до +6 см). В весенний период (март) наблюдались резкое понижение среднемесячных значений уровня моря (в пределах от –21 до –40 см) и затем — плавное их повышение до конца года. Минимальные среднемесячные значения, наблюдавшиеся весной (март — май), не превысили –40 см; максимальные значения осенью (октябрь — декабрь) составили от +7 до +28 см.

Нужно отметить, что данные за второе полугодие на станциях ГМО им. Е.К. Федорова (мыс Челюскина) и им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос) частично отсутствуют, что затрудняет оценку сезонных колебаний уровня в этих районах.

В юго-западной части моря Лаптевых (п/ст Анабар) (рис. 3.3.2) в январе — марте колебания уровня происходили на пониженном фоне (–25 ... –33 см). В апре-

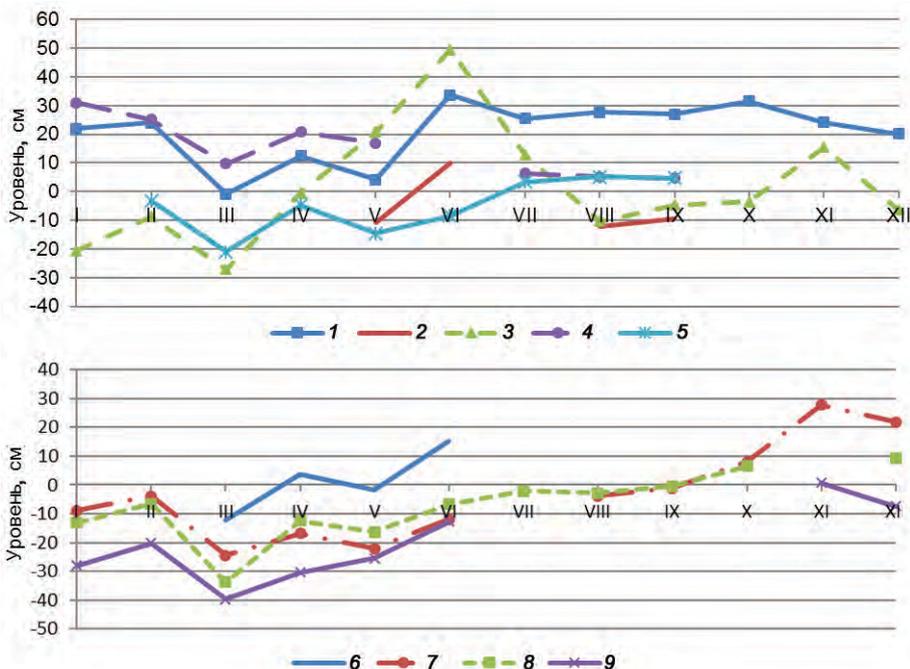


Рис. 3.3.1. Изменения среднемесячного значения уровня на станциях Карского моря в 2013 г. 1 — Амдерма, 2 — о. Диксон, 3 — Сопочная Карга, 4 — Усть-Кара, 5 — им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос), 6 — о. Визе, 7 — о-ва Известий ЦИК, 8 — мыс Стерлегова, 9 — ГМО им. Е.К. Федорова (мыс Челюскина).

ле фон колебаний уровня моря резко повысился, составив +17 см, и в дальнейшем сохранял положительные значения в мае (+56 см), в период прохождения волны весеннего паводка, и в июне (+38 см). В дальнейшем фон колебаний уровня моря постепенно снижался, и в июле — октябре его аномалия приблизилась к среднегодовым значениям и не превышала 6 см по абсолютной величине. В ноябре среднемесячное значение составляло +16 см, а в декабре стало отрицательным и составило -13 см.

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских проливов на станции мыс Кигилях фон колебаний был близок к многолетнему. В первое полугодие среднемесячные значения уровня моря возросли от -22 см в январе до -7 см в мае. В июле — июне среднемесячные значения достигли положительных значений (+10 и +11 см соответственно), в августе — сентябре понизились до -9 см, а в октябре — ноябре вновь возросли до +17 см. В декабре средний уровень вновь понизился до -6 см.

Похожая ситуация наблюдалась на станции пр. Санникова, однако колебания уровня моря здесь происходили на повышенном фоне. Среднемесячные значения возросли от -3 см в январе до +31 см в июне. В августе — сентябре произошел небольшой спад среднемесячных значений (+12 и +14 см соответственно), а в октябре — ноябре среднемесячные значения уровня вновь возросли до +20 и +23 см соответственно, что не характерно для сезонного хода уровня арктических морей.

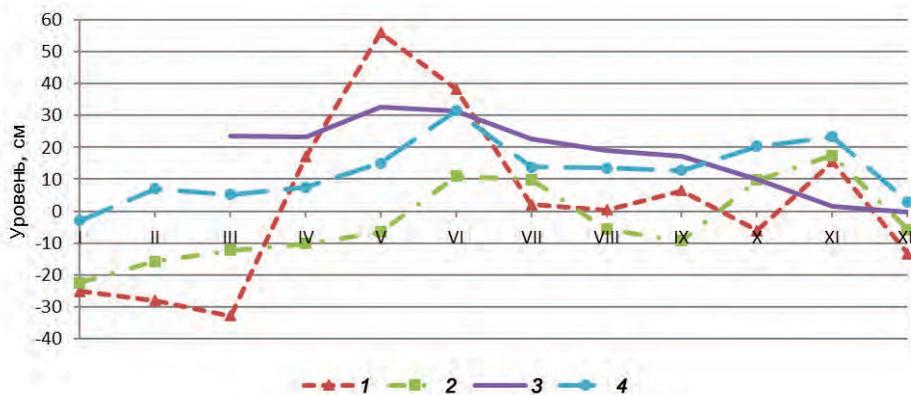


Рис. 3.3.2. Изменения среднемесячного уровня на станциях моря Лаптевых в 2013 г.
 1 — Анабар, 2 — мыс Кигилях, 3 — о. Котельный, 4 — пр. Санникова.

На станции о. Котельный (рис. 3.3.2), колебания уровня происходили на повышенном фоне на протяжении всего 2013 г. При этом если в январе положительные аномалии были сравнительно невелики (+14 см), то в феврале среднемесячные значения уровня возросли и его аномалии увеличились до +25 см, а в марте и апреле до +23 см. В мае — июне средний уровень в этой части моря Лаптевых достиг максимальных значений (от +31 до +33 см), что соответствует типичной сезонной изменчивости уровня арктических морей. После этого в целом от июня к декабрю среднемесячные значения уровня моря в этом районе уменьшались, и характерного для сезонного хода уровня арктических морей подъема уровня в сентябре — октябре не отмечалось. В декабре среднемесячное значение уровня сравнивалось со среднеемноголетним значением.

Оценить характер сезонных колебаний уровня в Восточно-Сибирском море не представляется возможным в связи с отсутствием регулярных наблюдений на протяжении года.

Сгонно-нагонные колебания уровня

Так же как в и последние несколько лет, в 2013 г. отмечены существенные изменения в режиме сгонно-нагонных колебаний уровня арктических морей. Ранее наиболее значительные анемобарические изменения уровня отмечались преимущественно в сентябре — октябре, реже в августе и ноябре и весьма редко в остальные месяцы года. В 2012 г. наиболее существенные сгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в ноябре — январе или июле — августе, т. е. отмечался сдвиг пика сгонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне. То же самое наблюдалось и в 2013 г.

В 2013 г. наиболее значительные сгоны в юго-западной части Карского моря на станциях Амдерма (–39 см) и Усть-Кара (–65 см) отмечались в ноябре и сентябре соответственно, в то время как в 2012 г. они наблюдались в мае и апреле. Наиболее значительные нагоны в этом районе Карского моря произошли на станциях Амдерма и Усть-Кара 21 февраля и 12 января, когда значение уровня моря превышало среднее значение на 95 и 100 см соответственно.

В районе Енисейского залива наиболее значительные понижения уровня моря были зафиксированы 21 января на станции Сопочная Карга (–88 см). Наиболее значительный подъем уровня отмечался в этом районе 9 июня также на станции Сопочная Карга (+87 см).

В северо-восточной части Карского моря наиболее значительное понижение уровня моря отмечалось в марте на станциях о-ва Известий ЦИК и мыс Стерлегова (на 54 и 74 см соответственно), а наиболее значительный подъем уровня моря (на +65 и +63 см) — на тех же станциях 19 и 26 ноября.

Наиболее значительный сгон в юго-западной части моря Лаптевых наблюдался в январе (–86 см), а наиболее высоких отметок уровень моря достиг на станции Анабар 24 мая, когда отмечался пик прохождения паводковой волны. Однако при этом необходимо отметить, что подъем уровня был сравнительно невелик и превысил среднее многолетнее значение только на 122 см.

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских островов, наиболее значительные сгоны были зафиксированы 25 января, когда уровень моря на станции мыс Кигилях опустился на 66 см ниже среднего многолетнего значения. Наиболее значительные нагоны наблюдались 10 и 11 июня на станциях пр. Санникова (+77 см) и о. Котельный (+115 см).

Оценить сгонно-нагонные колебания уровня в Восточно-Сибирском море на протяжении всего 2013 г. невозможно в связи с отсутствием регулярных наблюдений. Известно, что в летний период года (июль — сентябрь) на станции Амбарчик сгон достиг значения –86 см, а на станции Рау-Чуа –143 см. Максимальный нагон наблюдался 23 августа, когда уровень моря превысил средний многолетний на 85 см.

Многолетние изменения уровня арктических морей

Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 г. носили стационарный характер и линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю (табл. 3.3.1). Его значение составляло от 0,006 до 0,030 см/год при среднем значении 0,017 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,070$ см/год. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рис. 3.3.3): в 1985 г. начался резкий подъем уровня моря, и в конце 1980-х — начале 1990-х годов его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня моря, и во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям. Однако в конце 1990-х — начале 2000-х годов уровень моря вновь стал повышаться и в 2005—2009 гг. достиг наблюдавшихся ранее максимумов и даже превысил их.

Таблица 3.3.1

Линейный тренд уровня (см/год) по районам арктических морей, определенный для трех разных периодов

Район	Период		
	1950–2013	1950–1986	1984–2013
Юго-запад Карского моря	+0,284 \pm 0,030	+0,006 \pm 0,053	+0,460 \pm 0,089
Восток Карского моря	+0,124 \pm 0,033	+0,016 \pm 0,078	+0,020 \pm 0,091
Новосибирские о-ва	+0,235 \pm 0,038	+0,030 \pm 0,080	+0,365 \pm 0,113
Среднее	+0,214 \pm 0,034	+0,017 \pm 0,070	+0,282 \pm 0,098

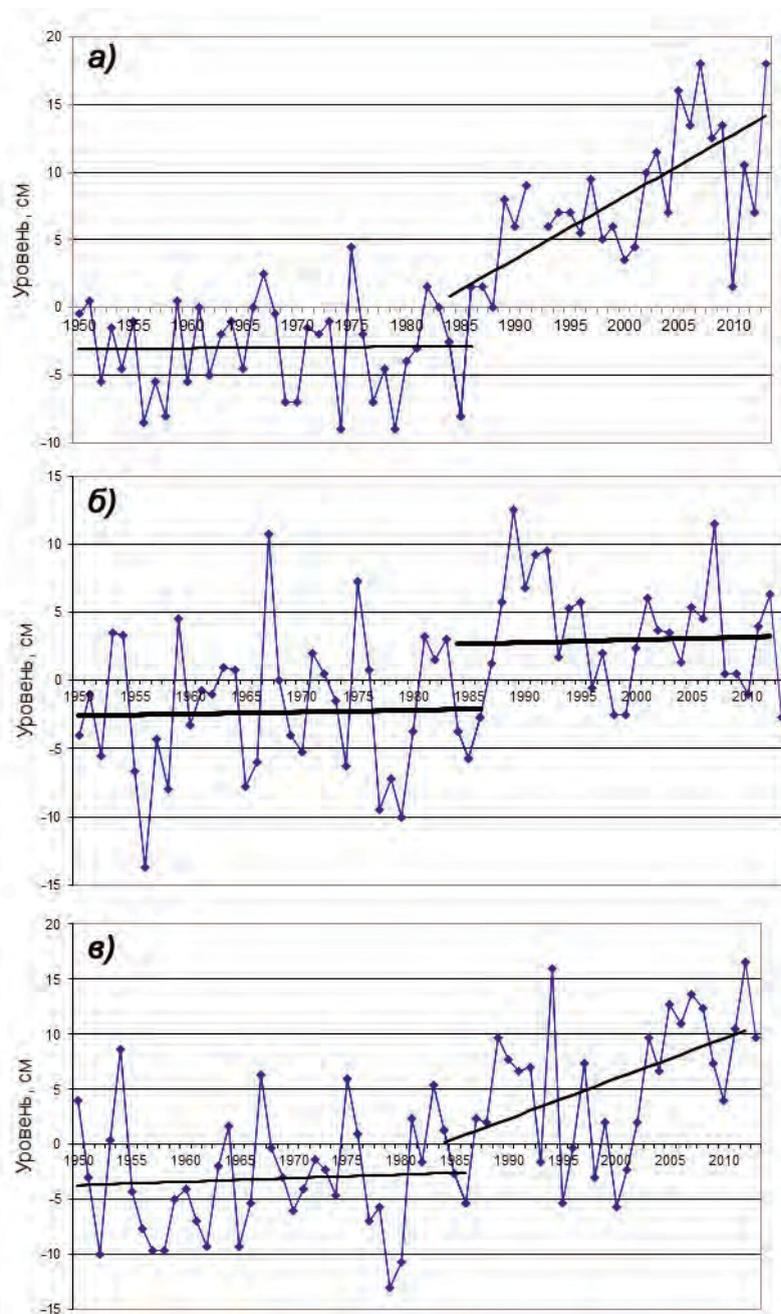


Рис. 3.3.3. Аномалии среднегодового уровня моря, осредненные по районам арктических морей.
а — юго-запад Карского моря, *б* — восток Карского моря, *в* — Новосибирские острова.
 Прямые линии показаны линейные тренды.

Величина тренда за период 1984—2013 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,020 до 0,493 см/год при среднем значении тренда 0,292 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,016$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован в юго-западной части Карского моря и в районе Новосибирских островов.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающихся в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов, проходящих над акваторией арктических морей, приводит к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, следовательно, к понижению уровня моря в центре циркуляции и повышению вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер.

После понижения среднего уровня моря в 2010 г., отмечавшегося практически на всей акватории арктических морей, последовавшего за ним повышения среднего уровня в 2011 г. и сохранения повышенного фона в 2012 г. в 2013 г. произошло некоторое снижение фона колебаний уровня моря при сохранении в целом его положительных значений.

3.4. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Ввиду отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения на акватории арктических морей России обзор ветрового волнения основывается на результатах модельных расчетов и прогнозов.

Расчеты морского волнения осуществлялись с использованием авторской спектрально-параметрической модели, разработанной в ЛО ГОИН и модифицированной в ААНИИ. Район Российской Арктики аппроксимируется двумя большими расчетными областями с шагом $1,0^\circ$ по долготе и $0,5^\circ$ по широте. Первая расчетная область включает в себя Баренцево и Карское моря (западный сектор), а вторая — моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (восточный сектор). Основными исходными данными в расчетах являлись поля атмосферного давления на уровне моря (или поля составляющих скорости ветра на высоте 10 м), температура воздуха на высоте 2 м, а также батиметрические данные в узлах расчетной сетки. Исходные данные оперативно поступают из метеорологического центра Брэнкелл (Великобритания, EGRR) в ААНИИ в центр коммутации сообщений (ЦКС UNIMAS) автоматизированной системы передачи данных (АСПД) Росгидромета (формат данных GRIB1). Положение кромки льда задавалось путем ежедневного усвоения спутниковых многоканальных микроволновых данных (SSM/I) о сплоченности морского льда.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значений максимума значительных высот волн (H_s , significant wave height), обеспеченностью 13 % на акватории арктических морей России для отдельных месяцев года. Сведения о распределении величины H_s для Баренцева моря приведены в табл. 3.4.1, для Карского моря — в табл. 3.4.2, для акватории морей восточной части Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) — в табл. 3.4.3 — 3.4.5.

Баренцево море

Из табл. 3.4.1 видно, что на акватории Баренцева моря в 2013 г. преобладало волнение с высотой волн от 2 до 3 м (35 % случаев). Повторяемость случаев высо-

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
на акватории Баренцева моря в 2013 г.**

Месяц	Высота волн, м								
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9
Январь	—	3	5	7	8	4	4	—	—
Февраль	—	7	8	8	3	2	—	—	—
Март	—	3	10	13	4	1	—	—	—
Апрель	—	5	18	4	3	—	—	—	—
Май	1	12	11	7	—	—	—	—	—
Июнь	—	11	18	1	—	—	—	—	—
Июль	1	15	11	3	1	—	—	—	—
Август	2	7	13	6	3	—	—	—	—
Сентябрь	—	4	13	10	2	1	—	—	—
Октябрь	—	1	7	7	10	2	1	3	—
Ноябрь	—	—	5	9	9	3	2	1	1
Декабрь	—	1	7	6	4	6	6	1	—
Итого за год	4	69	126	81	47	19	13	5	1

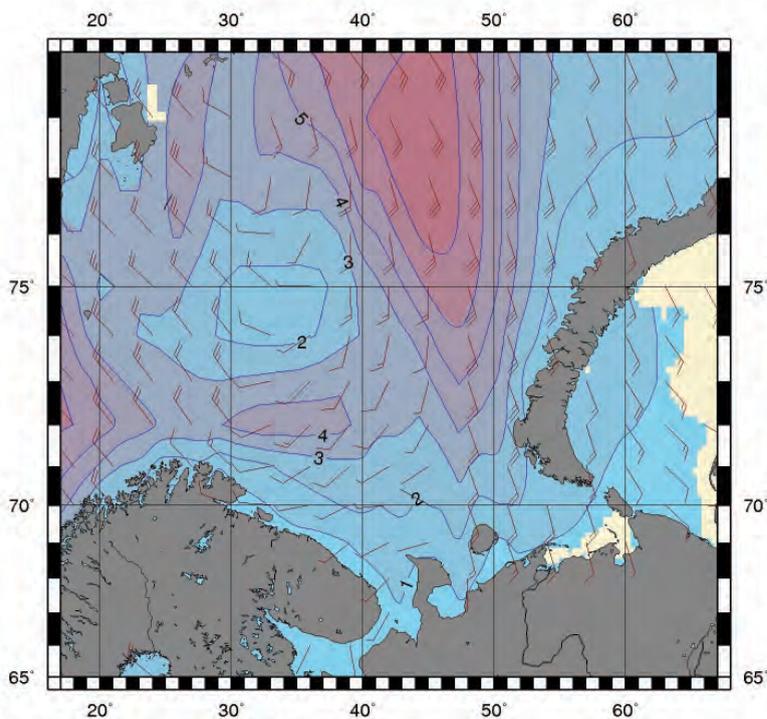


Рис. 3.4.1. Поля ветра и высоты волн (м) на акватории Баренцева моря на 06 ч UTC 17 ноября 2013 г.

ты волн более 5 м на акватории Баренцева моря составила в 2013 г. 10 %. Это наименьшее значение повторяемости за весь расчетный период начиная с 2007 г., что свидетельствует о снижении штормовой активности на акватории Баренцева моря (2007 г. — 30 %, 2008 г. — 27 %, 2009 г. — 24 %, 2010 г. — 23 %, 2011 г. — 16 %, 2012 г. — 13 %).

Наиболее штормовыми месяцами в 2013 г. были январь, октябрь, ноябрь и декабрь. По числу штормов в Баренцевом море выделяется декабрь, в течение которого расчетная высота волн на акватории Баренцева моря тринадцать раз превышала 5 м. В октябре 2013 г. значения высоты волн трижды превышали 7,0 м (11, 29 и 30 октября). По результатам расчета максимальная высота волн отмечалась в ноябре на входе в Баренцево море и составила более 8 м (23 ноября, 12 и 18 ч), в то время как в период с 2007 по 2011 г. она достигала 10—12 м. Таким образом, в 2013 г. на акватории Баренцева моря как число случаев высоты волн более 5 м, так и значение максимальной высоты волн были меньше, чем в период 2007—2011 гг.

На рис. 3.4.1 приведены поля ветра и высоты волн на акватории Баренцева моря на 06 ч UTC 17 ноября 2013 г.

Карское море

В табл. 3.4.2 приведена повторяемость высоты волн на открытых участках Карского моря, свободных от льда в течение 2013 г. Из таблицы видно, что на акватории Карского моря в 2013 г. преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (51 %) и лишь однажды в октябре высота волн превышала 5 м (4 октября, 12 и 18 ч). Это наименьшая повторяемость случаев с высотой волны более 5 м на акватории Карского моря за весь расчетный период начиная с 2007 г. Наиболее штормовым месяцем стал октябрь.

До середины января 2013 г. в Карском море сохранялись открытые, свободные от льда участки воды, затем море покрылось льдом. В середине июня Карское море стало открываться и в сентябре полностью освободилось от льда, а закрылось к середине декабря 2013 г.

На рис. 3.4.2 в качестве примера приведены поля ветра и высоты волн H_s на акватории Карского моря на 18 ч 04 октября 2013 г.

Таблица 3.4.2

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Карском море в 2013 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
Январь (до 18.01)	3	8	4	3	—	—
Февраль — май	Море покрыто льдом					
Июнь (с 15.06)	7	8	1	—	—	—
Июль	8	21	2	—	—	—
Август	3	22	6	—	—	—
Сентябрь		14	15	1	—	—
Октябрь		6	13	7	4	1
Ноябрь	2	15	9	4	—	—
Декабрь (до 15.12)	1	10	3	1	—	—
Итого	24	104	53	16	4	1

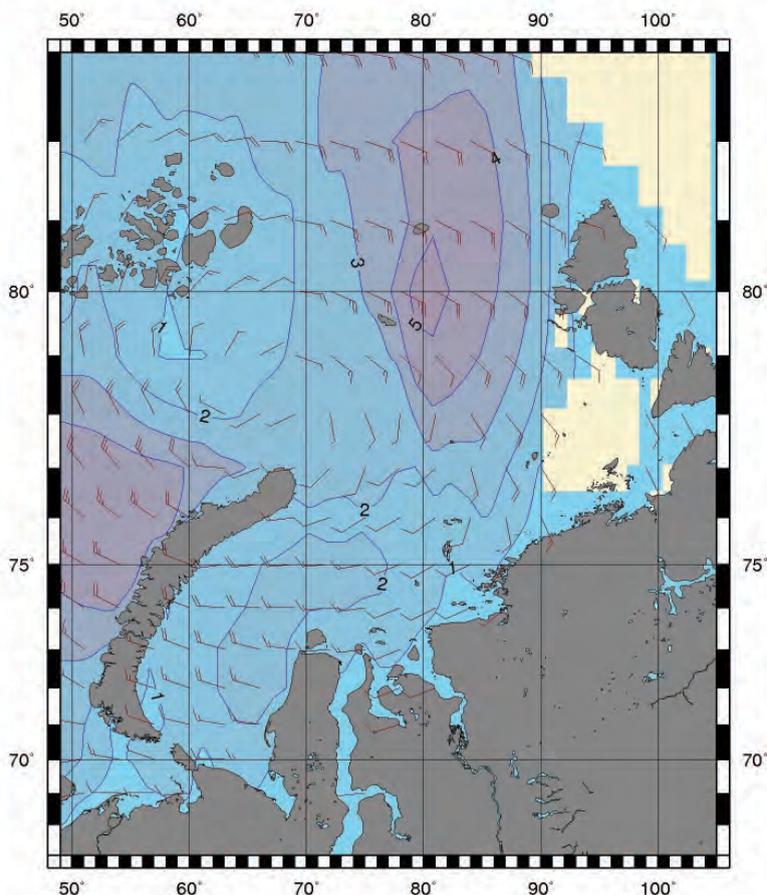


Рис. 3.4.2. Поля ветра и высоты волн (м) на акватории Карского моря на 18 ч UTC 4 октября 2013 г.

Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское

Поскольку большую часть года моря восточной части Арктики покрыты льдом, в табл. 3.4.3—3.4.5 приведено распределение значительных высот волн только для тех месяцев, когда площадь свободных от льда акваторий позволяла выполнить оценки основных характеристик волнения. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Из табл. 3.4.3—3.4.5 видно, что на акваториях всех трех морей преобладали волны высотой от 1 до 2 м.

Наиболее штормовым месяцем в море Лаптевых стал сентябрь. Высота волн не превышала 4,5 м (11, 20 и 21 сентября).

Наиболее штормовым месяцем в Восточно-Сибирском море также стал сентябрь, когда расчетная высота волн превысила 5,0 м (20 сентября, 00 и 06 ч). Следует отметить, что в 2011 — 2012 гг. в сентябре расчетные значения высоты волн на акватории Восточно-Сибирского моря не превышали 4 м.

Таблица 3.4.3

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
на акватории моря Лаптевых в 2013 г.**

Месяц	Высота волн, м				
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5
Июнь (с 15.06)	8	6	2	—	—
Июль	10	19	2	—	—
Август	6	12	12	1	—
Сентябрь	—	12	12	3	3
Октябрь (до 20.10)	1	13	4	2	—
Итого	25	62	32	6	3

Таблица 3.4.4

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
на акватории Восточно-Сибирского моря в 2013 г.**

Месяц	Высота волн, м					
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
Июль (с 20.07)	12	—	—	—	—	—
Август	2	16	11	2	—	—
Сентябрь	—	15	9	2	3	1
Октябрь (до 20.10)	3	14	1	2	—	—
Итого	17	45	21	6	3	1

Таблица 3.4.5

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Чукотском море в 2013 г.**

Месяц	Высота волн, м					
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
Июнь (с 15.06)	4	10	2	—	—	—
Июль	3	22	6	—	—	—
Август	3	16	12	—	—	—
Сентябрь	—	9	3	12	5	1
Октябрь	1	3	14	10	3	—
Ноябрь	2	6	12	5	4	1
Декабрь (до 17.12)	1	7	7	2	—	—
Итого	14	73	56	29	12	2

В Чукотском море наиболее штормовыми месяцами стали сентябрь и ноябрь. Расчетная высота волн 27 сентября (00 ч) превысила 5 м, а 8 ноября (06 ч) — 5,5 м.

Моря Лаптевых и Чукотское стали открываться во второй половине июня, а Восточно-Сибирское — в конце июля. Закрылись моря Лаптевых и Восточно-Сибирское во второй половине октября, а Чукотское — в середине декабря (на месяц позже, чем в 2012 г.). В сентябре область чистой воды на акватории морей Восточной Арктики распространялась до 82—83° с.ш. В качестве примера на рис. 3.4.3 представлены результаты модельного расчета ветрового волнения для восточного сектора Арктики на 20 сентября 2013 г. (06 ч).

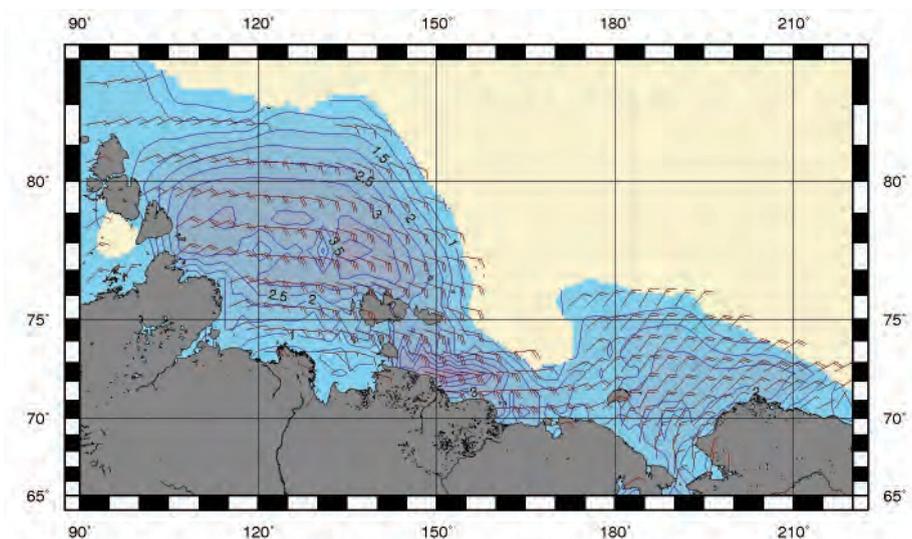


Рис. 3.4.3. Поля ветра и высоты волн (H_s м) на акватории морей Восточной Арктики на 06 ч UTC 20 сентября 2013 г.

Выводы

Анализ результатов модельных расчетов значительной высоты волн ветрового волнения (H_s) за 2013 г. на акватории арктических морей России показал, следующее.

В *Баренцевом море* преобладало волнение с высотой волн от 2 до 3 м. Наиболее штормовыми месяцами года стали январь, октябрь, ноябрь и декабрь. Повторяемость случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составила в 2013 г. 10 %. Это наименьшее за весь расчетный период значение начиная с 2007 г., что свидетельствует о снижении штормовой активности на акватории Баренцева моря.

В *Карском море* преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (51 %), и лишь однажды в октябре высота волн на акватории Карского моря превысила 5 м. Это наименьшая повторяемость случаев с высотой волн более 5 м на акватории Карского моря за весь расчетный период начиная с 2007 г.

На акватории *морей Восточной Арктики* преобладало волнение от 1 до 2 м.

На акватории *моря Лаптевых* наиболее штормовым месяцем был сентябрь; высота волн не превышала 4,5 м.

На акватории *Восточно-Сибирского моря* наиболее штормовым месяцем стал сентябрь, когда расчетная высота волн превысила 5,0 м.

На акватории Чукотского моря наиболее штормовыми месяцами стали сентябрь и ноябрь: расчетная высота волн в сентябре превысила 5,0 м, а в ноябре — 5,5 м. Чукотское море закрылось в середине декабря 2013 г. (на месяц позже, чем в 2012 г.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов, характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период январь — декабрь 2013 г., можно сделать следующие выводы.

Атмосферные процессы в 2013 г. в Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости разновидностей меридиональных процессов. Повторяемость зональных процессов на полушарии в 2013 г. была ниже нормы. В первом секторе полушария преобладали положительные аномалии повторяемости меридиональных процессов форм С циркуляции, которая по сравнению с 2012 г. увеличилась на 27 дней и превысила многолетнюю норму на пять дней. Во втором секторе аномально высокая повторяемость была характерна для меридиональных процессов типов M_1 и M_2 . Она превысила многолетнюю норму на 23 и 21 день соответственно.

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центр планетарного циркумполярного вихря в 2013 г. наиболее часто смещался на районы континентальной части Евразии и канадского сектора Арктики. Приполюсный район и восточный сектор Арктики чаще, чем в 2012 г., находились под влиянием высотных блокирующих гребней антициклонов, где в приземном поле отмечалась наиболее активная антициклоническая деятельность.

Под частым влиянием высотных блокирующих гребней антициклонов на полярный район Арктики основные центры ЦПВ в 2013 г. чаще всего смещались на районы континентальной части Евразии и канадского сектора Арктики, где в приземном поле отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность.

В приземном поле в 2013 г. произошло значительное усиление исландского минимума: среднегодовое падение давления в районе Исландии по сравнению с 2012 г. составило более 3 гПа. Центр исландского минимума в 2013 г. чаще располагался юго-западнее своего среднего многолетнего положения. Основная его ложбина была ориентирована на юго-восток. Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе Арктики в 2013 г. отмечалась над Норвежским и Баренцевым морями, а также над юго-западной частью Карского моря.

Глубина циклонов, проходящих в полярный район в 2013 г., была меньше, чем в 2012 г. Знак среднегодовой аномалии давления в Арктике в 2013 г. по сравнению с 2012 г. сменился на противоположный — от отрицательных значений к положительным. Среднегодовой рост давления в Арктике в 2013 г. по сравнению с 2012 г. составил 1—3 гПа.

При низкоширотных траекториях циклонов в полярном районе Арктики в толще тропосферы отмечалась преобладающая направленность воздушных потоков с юго-восточной составляющей. Вследствие этого по сравнению с 2012 г., когда преобладали южное и юго-западное направления воздушных потоков с частыми отходами к западу, адвекция теплых воздушных масс была ослаблена, что способствовало понижению температурного фона в полярном районе Арктики.

Наиболее значительное понижение температурного фона по сравнению с 2012 г. отмечалось в Карском и Баренцевом морях, где среднегодовые значения температуры воздуха понизились до 2—3 °С.

Во все месяцы 2013 г. фон температуры воздуха оставался выше нормы, но имел устойчивую тенденцию к понижению в период январь — июль и к повышению в период август — декабрь. Наиболее высокие аномалии температуры воздуха отмечались в холодный период года.

Результаты мониторинга атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях Арктики позволяют сделать основной вывод о том, что аномально высокий температурный фон в Северной полярной области, характерный для текущей циркуляционной эпохи (1996—2013 гг.), в 2013 г. сохранился. Наиболее крупные среднегодовые значения положительных аномалий температуры воздуха в 2013 г. отмечались в районах севернее Гренландии и Канады. Эти районы Арктики внесли наибольший вклад в формирование аномально высокого температурного фона полярного района в 2013 г. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2013 г. составила 2,6 °С, что на 1,6 °С ниже экстремального значения, ранее отмеченного в 2012 г.

Для развития ледовых условий в 2013 г. были характерны следующие особенности.

Несмотря на позднее начало ледообразования в осенний период 2012 г., процессы ледообразования и последующего нарастания льда в зимний период 2013 г. происходили очень интенсивно, что привело к формированию положительных аномалий толщины льда в ряде районов арктических морей.

Весенний период 2013 г. оказался одним из наиболее ледовитых за последнее десятилетие. Количество льда в СЛО в 2013 г. во всех районах превысило показатели 2012 г. и почти на 150 тыс. км² превысило среднее количество льда за период 2002—2013 гг.

В летний период 2013 г. наблюдалось интенсивное очищение морей западного района Арктики (Гренландского, Баренцева, Карского) и развитие ледовых условий, близкое к норме, в морях восточного района Арктики (Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта, район канадского сектора). В 2013 г. проявилась ярко выраженная оппозиция в ледовитости западного и восточного районов Арктики.

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2013 г. составила 5,1 млн км² при норме 6,3 млн км², что на 19 % меньше средних многолетних значений за длинный ряд наблюдений с 1979 г. Вместе с тем, нужно отметить, что общая ледовитость СЛО и ледовитость в двух его крупных секторах превосходили среднее значение ледовитости за последнее десятилетие (2002—2013 гг.).

Количество льда в секторе 45—95° з.д. (Гренландское — Карское моря) в 2013 г. было аномально малым, что привело к появлению очередного исторического минимума ледовитости в этом секторе.

Ледообразование в арктическом бассейне началось в середине сентября 2013 г., что на полмесяца позже средних многолетних сроков. Однако на акватории окраинных морей восточного района Арктики (моря Лаптевых, Восточно-Сибирское, Бофорта) ледообразование началось в сроки, близкие к средним многолетним.

Согласно результатам наблюдений, выполненным в 2013 г., гидрологический режим СЛО продолжает характеризоваться аномальным состоянием по отношению к климатическому среднему. Основные признаки аномального состояния заключаются в следующем:

— дипольная структура аномалий солёности в поверхностном слое, наблюдаемая с 2007 г. и выраженная в высоких отрицательных аномалиях солёности в Американо-Северном суббассейне и незначительных положительных ее аномалиях в Евразийском суббассейне, претерпела некоторые изменения. Величина аномалии в Американо-Северном секторе сохранила знак, однако ее значения уменьшились от -4 ‰ (2012 г.) до -2 ‰ (2013 г.). В Евразийском суббассейне значения положительной аномалии солёности варьировали в пределах $0,5\text{—}1,6 \text{ ‰}$ (зимний период) и $0,3\text{—}1,8 \text{ ‰}$ (летний период);

— продолжает сохраняться положительная аномалия температуры ядра атлантических вод. В западном секторе Арктики значения положительной аномалии в котловине Амундсена составляют $0,4\text{—}0,5 \text{ °C}$, в котловине Нансена изменяются в диапазоне $0,7\text{—}0,8 \text{ °C}$, а к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа достигают 1 °C . В Американо-Северном суббассейне положительная аномалия температуры атлантических вод не превышает $0,4 \text{ °C}$. Верхняя граница АВ как в Евразийском, так и в Американо-Северном суббассейне залегает на 50 м выше по сравнению с климатической нормой;

— летние тихоокеанские воды демонстрируют аномально высокую температуру: превышение климатической нормы достигает $1,4 \text{ °C}$, а в отдельных случаях может достигать даже 3 °C (ИТР-64).

В заключение можно отметить, что, несмотря на сохраняющиеся аномалии термохалинных характеристик СЛО, существенных колебаний значений температуры и солёности по сравнению с предыдущим годом не наблюдалось.

Подписано в печать 4.03.2013
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Усл. печ. л. 9,7
Заказ 0705

Типография издательства Политехнического университета
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29

ДЛЯ ЗАМЕТОК