

Министерство природных ресурсов и экологии РФ

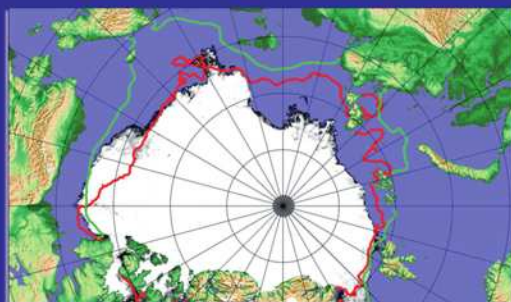
Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов
в Северном Ледовитом океане

2014



Санкт-Петербург

2015

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**

2014

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

Санкт-Петербург
ААНИИ
2015

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 2014 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.

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

Подписано в печать 20.03.2015

Формат 70×100 1/16

Тираж 200

Печать офсетная

Печ. л. 7,25

Заказ № 0574

Типография издательства Политехнического университета

195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29

ISBN 978-5-98364-067-2

© 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	22
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	34
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период (январь — март)	35
2.2. Развитие ледовых условий в весенний период (апрель — июнь)	42
2.3. Развитие ледовых условий в летний период (июль — сентябрь)	49
2.4. Развитие ледовых условий в осенний период (октябрь — декабрь)	56
2.5. Ледово-гидрологические процессы в устьевых областях рек	64
3. Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане и его морях	75
3.1. Термохалинные условия	75
3.1.1. Особенности вертикальной термохалинной структуры СЛО	77
3.1.2. Пространственное распределение температуры воды в слое атлантических и летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне	85
3.2. Гидрохимические условия	88
3.3. Уровень арктических морей	101
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	107
Заключение	114

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане и его морях в 2014 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 станциях и научной обсерватории «Мыс Баранова».

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 — зав. лабораторией канд. геогр. наук В.Ф. Радионов) и долгосрочных метеорологических прогнозов (ответственный — зав. лабораторией канд. геогр. наук В.В. Иванов).

Ледовый раздел посвящен описанию развития ледяного покрова и особенностей ледовых явлений в океане, арктических морях и устьевых областях основных арктических рек. 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 — зав. лабораторией канд. геогр. наук А.В. Юлин и зав. 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 — зав. отделом канд. геогр. наук И.М. Ашик).

Общее руководство подготовкой обзора осуществлялось директором ААНИИ 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 ААНИИ:

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. сотр. (п. 1.1);

Л.Ю. Рыжаков, ст. науч. сотр. (п. 1.1);
Г.А. Алексеенков, нач. отдела (п. 1.1);
В.Ф. Радионов, зав. лабораторией (п. 1.2, редактирование);
Е.И. Александров, ст. науч. сотр. (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. сотр. (п. 2.1 — 2.4);
С.М. Лосев, вед. науч. сотр. (п. 2.1 — 2.4);
Л.Н. Дымент, ст. науч. сотр. (п. 2.1 — 2.4);
Е.А. Усольцева, вед. инженер (п. 2.1 — 2.4);
С. В. Хотченков, вед. инженер (п. 2.1 — 2.4);
Ю.В. Налимов, нач. группы (п. 2.5);
А.А. Степанова, ведущий инженер (п. 2.5);
И.М. Ашик, зав. отделом (п. 3.3, редактирование);
М.С. Махотин, и.о. зав. лабораторией (п. 3.1);
Л.А. Тимохов, глав. науч. сотр. (п. 3.1);
В.Ю. Карпий, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
Н.В. Лебедев, ст. науч. сотр. (п. 3.1);
А.Е. Новихин, и.о. зав. лабораторией (п. 3.2);
О.А. Морозова, мл. науч. сотр. (п. 3.2);
И.А. Семерюк, мл. науч. сотр. (п. 3.2);
И.В. Рыжов, мл. науч. сотр. (п. 3.3);
В.И. Дымов, зав. лабораторией (п. 3.4);
Н.П. Яковлева, науч. сотр. (п. 3.4);
В.В. Алексеев, науч. сотр. (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 2014 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Процессы в этом районе находятся в тесной взаимосвязи с развитием и перестройкой процессов общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. процессов 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 2014 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 во втором, тихоокеано-американском секторе выделяются также три типа процессов — западный *З* и меридиональные *M*₁ и *M*₂.

Каждая из форм и типов имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому. Разновидности макропроцессов на полушарии имеют значимые различия в направленности крупномасштабных атмосферных 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 использованием его в анализе межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются как друг от друга, так 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, всегда имеется возможность выявить в эволюции макросиноптических процессов ряд существенных особенностей, определяющих тенденцию их развития. В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2014 г. были выявлены следующие особенности их развития.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2014 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, 1.1.2), а также карт среднегодовых полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, приземных значений давления и температуры воздуха и их аномалий (рис. 1.1.3 — 1.1.7)

Таблица 1.1.1

Годовые значения числа дней с формами и типами циркуляции и их отклонения от нормы в 2014 г.

Показатель	Индексы циркуляции атмосферы					
	Форма			Тип		
	<i>W</i>	<i>C</i>	<i>E</i>	3	M_1	M_2
Число дней	94	94	177	123	96	147
Аномалия	–33	1	32	–7	–9	16

Атмосферные процессы в 2014 г. в Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости меридионального воздухообмена. Число дней с зональными процессами на полушарии в 2014 г. было ниже нормы.

В первом секторе полушария преобладали положительные аномалии числа дней с меридиональными процессами разновидностей восточной (*E*) формы циркуляции. Число дней с данной формой по сравнению с 2013 г. увеличилось и превысило многолетнюю норму на 32 дня. Число дней с разновидностями меридиональной (*C*) формы циркуляции близко к многолетней норме; наиболее велика их повторяемость в период март — июнь (см. рис. 1.1.1).

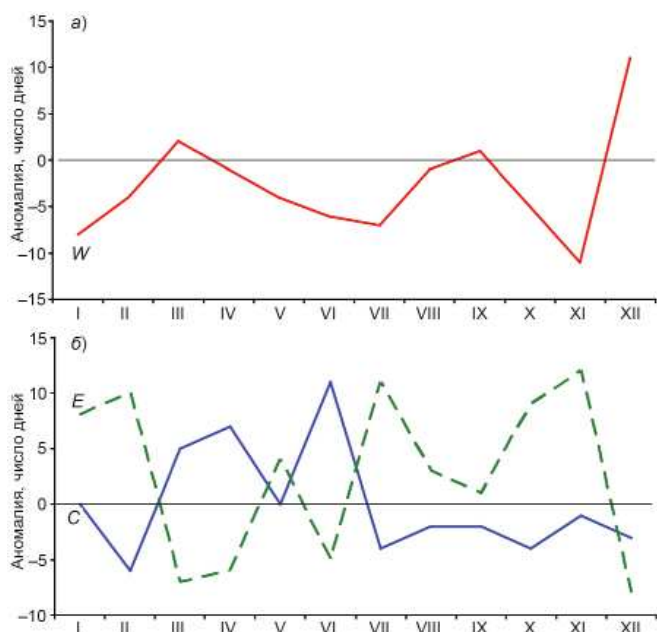


Рис. 1.1.1. Годовой ход среднемесячной аномалии числа дней с зональной (а) и меридиональными (б) формами циркуляции в атлантико-евразийском секторе в 2014 г. *W* — западная (зональная) форма, *C* — меридиональная форма, *E* — восточная (меридиональная) форма.

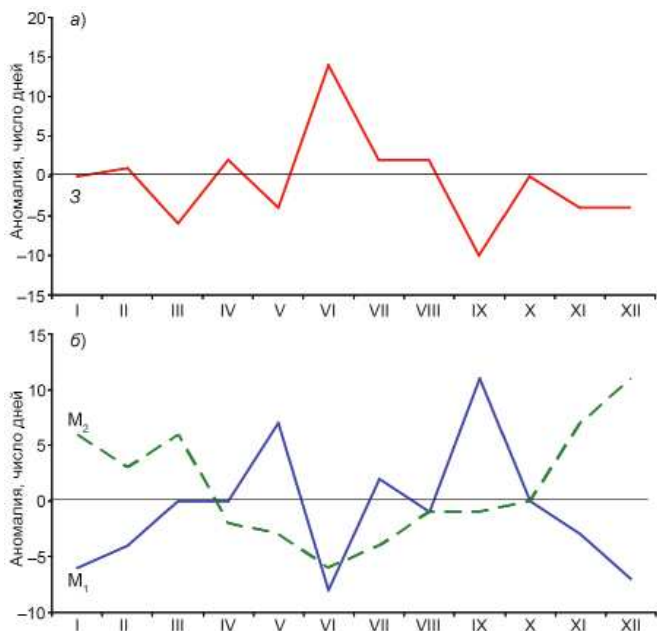


Рис. 1.1.2. Годовой ход среднемесячной аномалии числа дней с зональной (а) и меридиональными (б) формами циркуляции в тихоокеано-американском секторе в 2014 г. *З* — зональная форма, *M*₁ — первая меридиональная форма, *M*₂ — вторая меридиональная форма.

Во втором секторе в целом за 2014 г. аномально высокую повторяемость имели меридиональные процессы типа M_2 — она превысила многолетнюю норму на 16 дней. Наибольшая повторяемость отмечалась в холодный период года — в январе — марте, ноябре и декабре. В теплый период отмечалось преобладание процессов типа M_1 . Устойчиво зональные процессы отмечались только в июне.

В средней тропосфере, на изобарической поверхности 500 гПа, центр планетарного циркумполярного вихря в период май—июль и в сентябре находился в приполюсном районе, вблизи своего многолетнего положения. В период январь — апрель его основной центр чаще формировался над Канадой, а в августе, октябре и ноябре — над районом п-ова Таймыр.

Оси высотных гребней, блокирующих западный перенос воздушных масс, чаще были ориентированы на Европу и западное побережье Америки. Вследствие этого основной западный воздушный поток в средней тропосфере был направлен с Атлантического и Тихого океанов в полярный район Арктики.

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 в основном севернее своего многолетнего положения, в результате чего смещение циклонов в системах исландского и алеутского минимумов в полярный район Арктики происходило чаще по более высокоширотным по сравнению с 2013 г. траекториям.

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

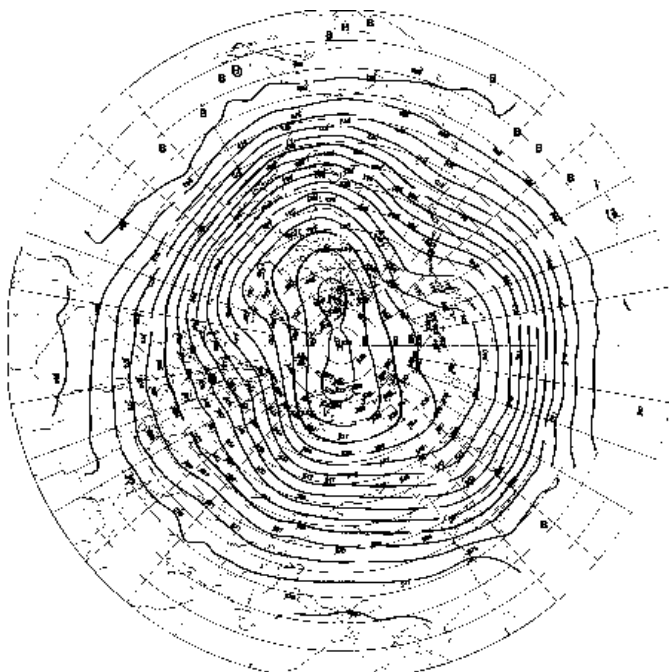


Рис. 1.1.3. Поле среднего геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь — декабрь 2014 г.

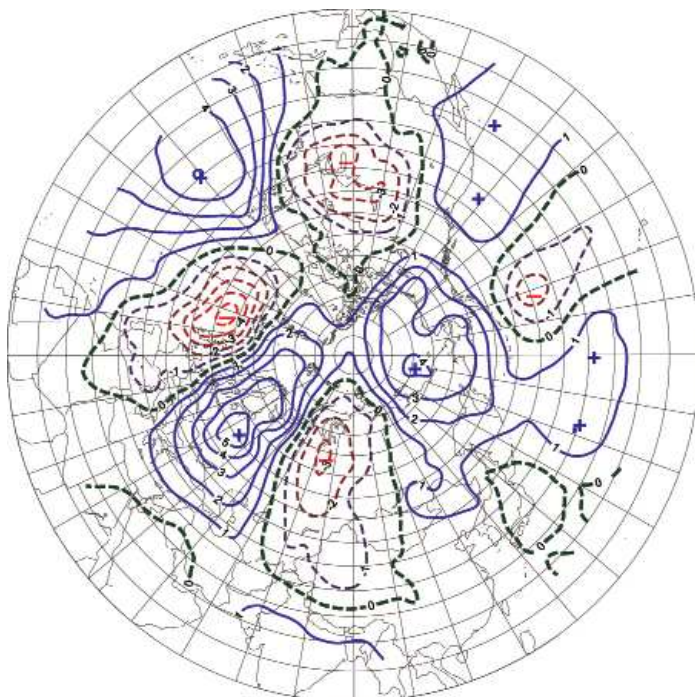


Рис. 1.1.4. Поле средней аномалии геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь — декабрь 2014 г.

В приземном поле в 2014 г. произошло значительное усиление исландского минимума: среднегодовое понижение давления в районе Исландии по сравнению с 2013 г. составило более 3 гПа. Его центр в 2014 г. чаще располагался южнее своего среднего многолетнего положения, что характерно для восточной формы циркуляции (рис. 1.1.5).

Под частым влиянием блокирующего гребня антициклона над Европой циклоны в системе исландского минимума чаще смещались в Арктику высокоширотными траекториями через акваторию Карского моря и далее в меридиональном направлении на район Западной Сибири. В связи с этим знак среднегодовой аномалии давления в Западной Арктике в 2014 г. по сравнению с 2013 г. сменился на противоположный — от положительных значений к отрицательным (рис. 1.1.6). Среднегодовой рост давления в Арктике в 2014 г. по сравнению с 2013 г. составил 1—2 гПа.

Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе в 2014 г. отмечалась над морями Норвежским, Гренландским, северо-восточной частью Карского и Лаптевых.

При высокоширотных траекториях циклонов в полярном районе Арктики в толще тропосферы преобладали воздушные потоки с южной составляющей. Вследствие этого адвекция холодных воздушных масс по сравнению с 2013 г. была ослаблена, что способствовало повышению температурного фона в полярном районе Арктики до значений, сопоставимых с наблюдавшимися в экстремально теплом 2012 г.

Наиболее значительное изменение температурного фона по сравнению с 2013 г. отмечалось в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, где среднегодовые значения температуры повысились на 4—5 °С.

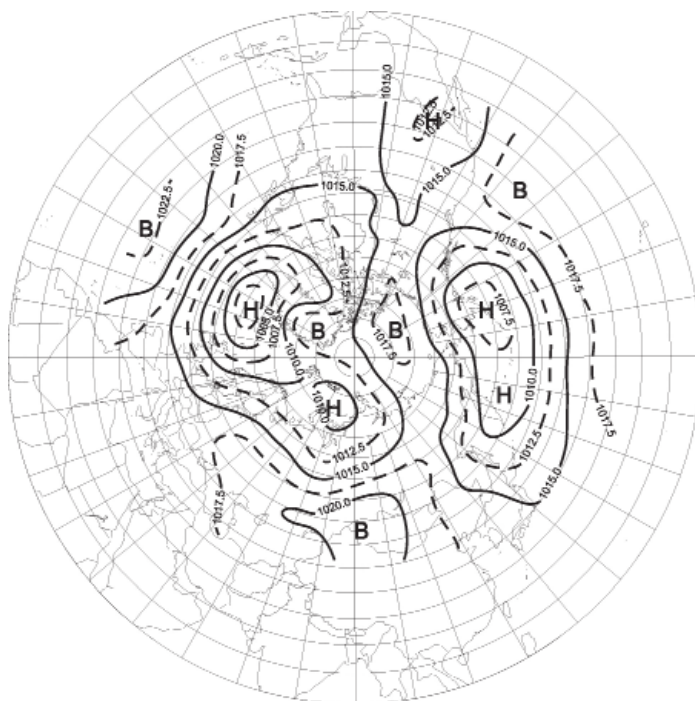


Рис. 1.1.5. Поле среднего приземного давления (гПа) за период январь — декабрь 2014 г.

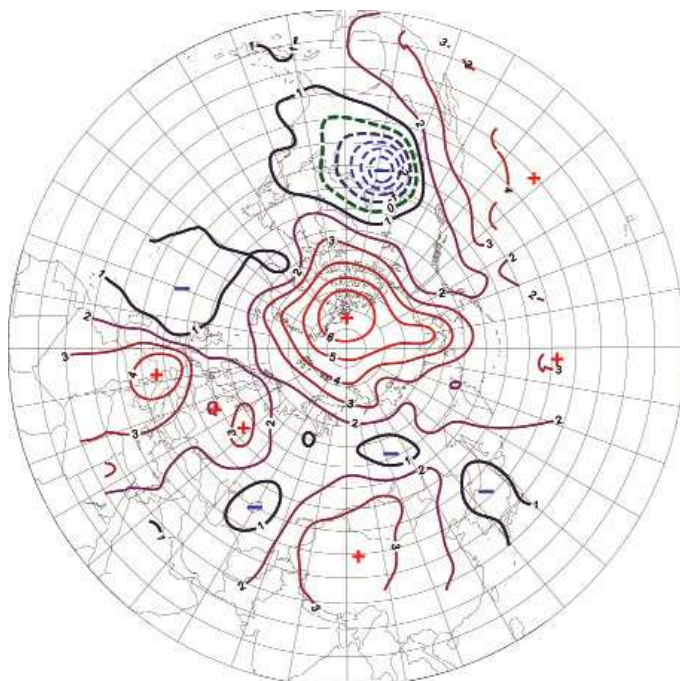


Рис. 1.1.6. Поле средней аномалии приземного давления (гПа) за период январь — декабрь 2014 г.

Наиболее крупные среднегодовые положительные аномалии температуры воздуха в 2014 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 2014 г. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2014 г. составила $3,7^{\circ}\text{C}$, что на $1,1^{\circ}\text{C}$ выше, чем в 2013 г., и на $0,5^{\circ}\text{C}$ ниже экстремального значения, ранее наблюдавшегося в 2012 г. (рис. 1.1.8).

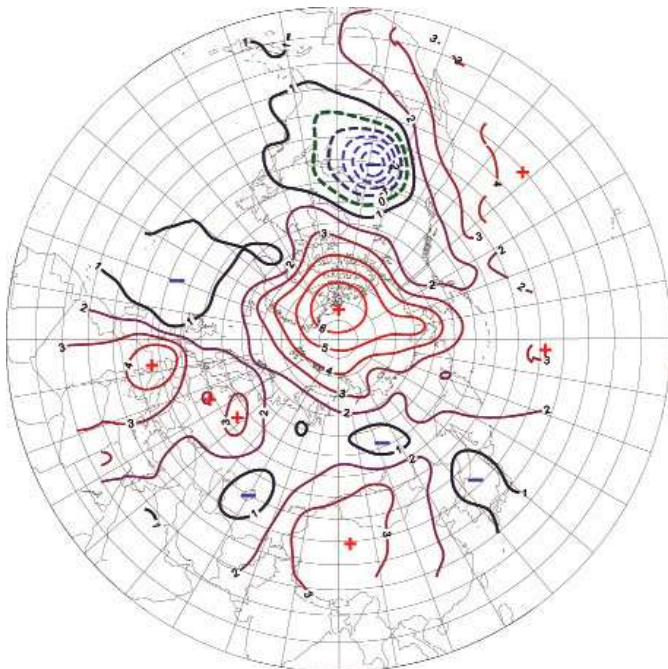


Рис. 1.1.7. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период январь — декабрь 2014 г.

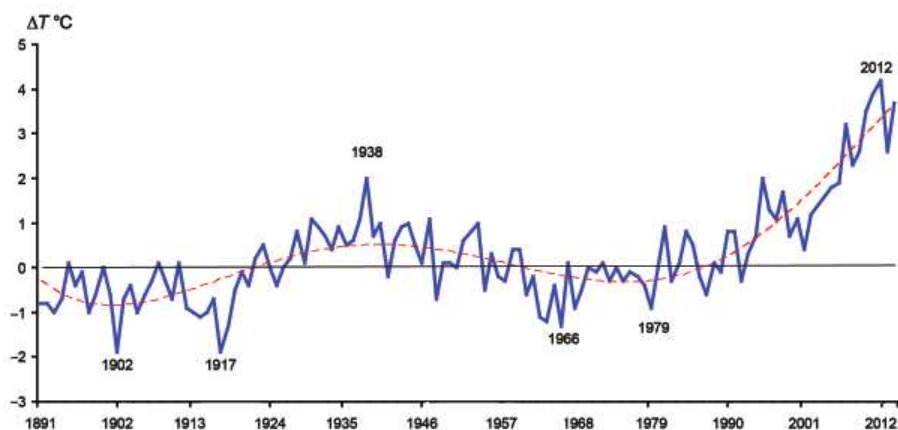


Рис. 1.1.8. Средние годовые аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в широтном поясе $70^{\circ} - 85^{\circ}$ с.ш. (1891—2014 гг.).

Структурный анализ внутригодовых и внутримесячных особенностей развития атмосферных процессов в 2014 г. проводился по комплексу метеорологических характеристик (форма, тип циркуляции и их разновидности, направление воздушных потоков, давление и температура воздуха и их аномалии) за различные периоды осреднения, как календарные, так и по естественным стадиям перестройки процессов различного временного масштаба.

Анализ развития процессов показал, что в течение 2014 г. от месяца к месяцу отмечались частые изменения 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 2014 г. по среднемесячным данным выглядит следующим образом:

январь — E_{M_2} → февраль — E_{M_2+3} → март — $(C+W)_{M_2}$ →
 → апрель — C_{3+M_2} → май — $(E+C)_{M_1}$ → июнь — C_3 →
 → июль — E_{M_1+3} → август — E_3 → сентябрь — $(W+E)_{M_1}$ →
 → октябрь — E_3 → ноябрь — E_{M_2} → декабрь — W_{M_2}

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

В тенденциях изменения давления и температуры воздуха в полярном районе Арктики выделяется шесть периодов.

В периоды январь — февраль, июнь — июль и октябрь — ноябрь полярный район Арктики, а в декабре его восточный сектор, находились под влиянием арктического антициклона, что обусловило формирование фона давления выше нормы. В периоды март — май, август — сентябрь полярный район Арктики, а в декабре

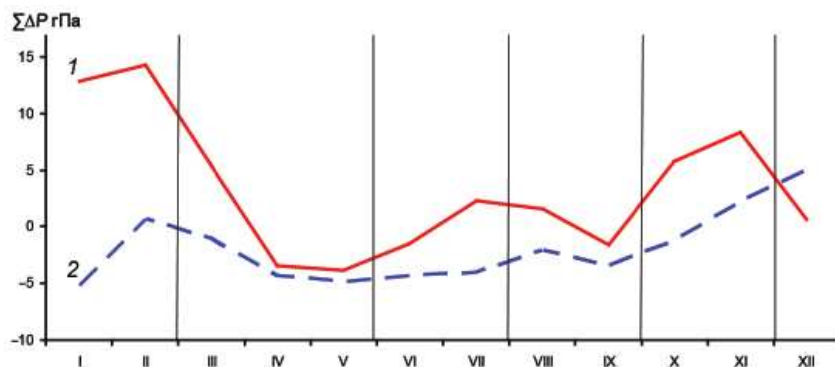


Рис. 1.1.9. Интегральные кривые среднемесячных значений аномалий давления в период январь — декабрь 2014 г. в европейском (1), и американском (2) секторах полярного района Арктики.

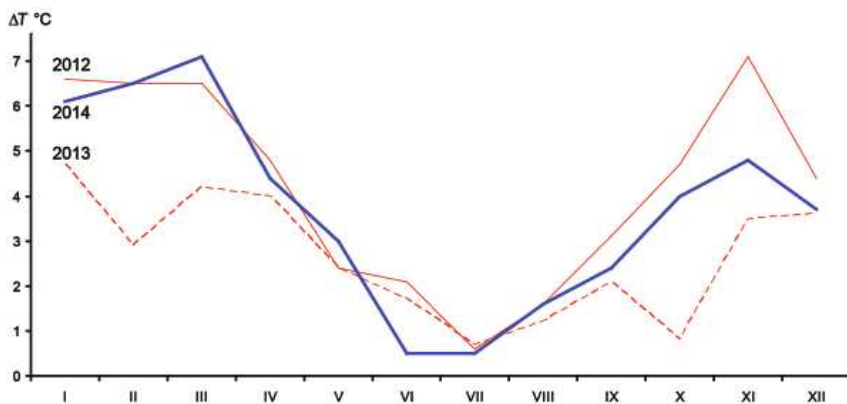


Рис. 1.1.10. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70 — 85° с.ш. в 2012, 2013 и 2014 гг.

западный его сектор чаще находились под влиянием циклонов Северной Атлантики и Тихого океана, что обусловило формирование фона давления ниже нормы.

Внутригодовые изменения среднемесячных значений аномалий температуры воздуха в Арктике в широтном поясе 70 — 85° с.ш. в январе — декабре 2014 г. представлены на рис. 1.1.10.

Во все месяцы 2014 г. преобладал фон температуры выше нормы. Наибольшие положительные значения аномалии отмечались в холодные месяцы года под влиянием циклонов Северной Атлантики. Наименьшие аномалии наблюдались в июне и июле под влиянием арктического антициклона.

По сравнению с 2013 г. наибольшее повышение температуры наблюдалось в январе — марте и октябре — декабре. Основные внутригодовые тенденции в изменении температурного фона в полярном районе в 2014 г. близки к соответствующим характеристикам 2012 г. (см. рис. 1.1.10).

Отмеченные тенденции изменения температуры воздуха в течение 2014 г. в целом согласуются со сменой направленности крупномасштабных атмосферных процессов, обусловленных различными траекториями фронтальных циклонов и преобладающим направлением воздушных потоков в полярный район Арктики. Так, усилению адвекции теплых воздушных масс и увеличению значений положительных аномалий температуры воздуха в 2014 г. способствовало, в первую очередь, повышение повторяемости циклонов с более высокоширотными траекториями и усиление меридионального воздухообмена между низкими и высокими широтами Северного полушария.

Более подробно основные особенности развития и перестроек синоптических процессов в каждом месяце 2014 г. описаны ниже.

В **январе** полярный район находился под влиянием высотного гребня континентального антициклона, под которым в приземном поле сформировался обширный антициклон. Вследствие этого циркумполярный вихрь на изобарической поверхности 500 гПа имел два центра. Один располагался над Канадой, второй — над континентальной частью Евразии.

В *первом (атлантико-евразийском) секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов восточной формы циркуляции.

Под влиянием обширного арктического антициклона циклоны в системе исландского минимума смещались с запада на восток до Западной Европы. Фон давления над западными морями был значительно выше нормы. Среднемесячные положительные аномалии давления над Баренцевым морем достигали значений выше 16 гПа. Воздушные потоки преимущественно южных направлений обусловили устойчивую во времени адвекцию теплых воздушных масс в Арктику. Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 10—11 °С) отмечались в канадо-гренландском районе.

Во *втором (тихоокеано-американском) секторе* аномально повышенную повторяемость имели крупномасштабные процессы типа M_2 . Характерной особенностью развития макропроцессов было усиление гребня арктического антициклона и взаимодействие его с гребнем антициклона над Северной Америкой. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались в восточном направлении по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики. Фон давления был ниже нормы. При воздушных потоках восточного и юго-восточного направлений формировался температурный фон с превышением нормы на 6—10 °С.

В *феврале* основной центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе Канады. Западный 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 север.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов восточной формы циркуляции. Циклоны смещались до Баренцева моря. Далее их движение было блокировано гребнями азиатского и арктического антициклонов. Фон давления в Карском море был значительно выше нормы, и аномалия в среднем за месяц составила более 14 гПа. При воздушных потоках южных направлений фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 12—13 °С) отмечались на севере Гренландского моря.

Во *втором секторе* направленность крупномасштабных процессов сохранилась при аномально высокой повторяемости типа M_2 . Отличием явилось усиление гребня арктического антициклона, что обусловило смену знака аномалий давления от отрицательных значений к положительным. Значения аномалий составили 2—7 °С.

В *марте* произошла кардинальная перестройка в направленности атмосферных процессов. Основная ось ложбины циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа сместилась из района моря Лаптевых на запад, в район Баренцева и Карского морей. В этих морях в приземном поле отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов меридиональной и западной форм циркуляции. Циклоны смещались до Карского моря. Далее их движение было блокировано гребнями азиатского и арктического антициклонов. Фон давления в Карском море был значительно ниже нормы; его аномалия в среднем за месяц превысила 16 гПа. При воздушных потоках южных направлений фон температуры по сравнению с февралем значительно повысился. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 10—11 °С) отмечались на севере Карского и Баренцева морей.

Во *втором секторе* направленность крупномасштабных процессов сохранилась при аномально высокой повторяемости меридиональных процессов типов M_1 и M_2 . Отличием явилось ослабление интенсивности арктического антициклона, что обусловило понижение фона давления на 2—6 гПа.

В *апреле* направленность крупномасштабных атмосферных процессов в средней тропосфере по сравнению с мартом, в целом, не изменилась. Основной центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался над северной частью Карского моря. Под влиянием блокирующего высотного гребня над Северной Атлантикой во всей толще тропосферы усилилась меридиональная циркуляция воздушных масс.

В *первом секторе* отмечалось увеличение повторяемости меридиональной формы циркуляции. Отличием по сравнению с мартом стало ослабление блокирующего гребня арктического антициклона над Восточно-Сибирским морем. Траектории циклонов в системе исландского минимума проходили восточнее, чем в марте. Вследствие этого центр очага отрицательной аномалии давления сместился с Карского моря на море Лаптевых.

Фон давления был значительно ниже нормы; его аномалия на севере морей Карского и Лаптевых составила в среднем за месяц более 15 гПа. При воздушных потоках юго-западного и юго-восточного направлений фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 10—11 °С) отмечались в районе моря Лаптевых.

Во *втором секторе* отмечалось ослабление блокирующего гребня арктического антициклона, что обусловило более высокоширотное смещение циклонов в системе алеутского минимума и влияние их на район Арктики. В районе Аляски произошла смена знака аномалии давления от положительных значений к отрицательным. Фон температуры воздуха в этом секторе был выше нормы на 3—5 °С.

В *мае* основной центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа сместился с северной части Карского моря в приполюсный район Арктики. В атлантико-евразийском секторе полушария произошло изменение знака высотного поля на противоположный. Гребень, блокирующий западный перенос воздушных масс в толще тропосферы, сместился с Северной Атлантики на европейскую часть России (ЕЧР). По северной периферии высотного гребня отмечалось прохождение циклонов в Арктике по высокоширотным траекториям.

В *первом секторе* произошла перестройка в направленности атмосферных процессов от меридиональной формы циркуляции к восточной. Циклоны смещались по сравнению с нормой по более высокоширотным траекториям. Фон давления был ниже нормы; его аномалия в среднем за месяц составила 4—6 гПа. Воздушные потоки преимущественно северных направлений с частыми отходами к югу обусловили сохранение положительных аномалий температуры. По сравнению с апрелем фон температуры понизился на 1—3 °С.

Во *втором секторе* произошла перестройка атмосферных процессов от зональной формы циркуляции к меридиональной типа M_1 . Под влиянием гребня гавайского антициклона над Тихим океаном циклоны в системе алеутского минимума смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям в полярный район. Фон давления был ниже нормы. При адвекции теплых воздушных масс фон температуры воздуха был выше нормы на 3—4 °С.

В *июне* произошла резкая перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов от восточной формы циркуляции к меридиональной. Основной центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе к северу от Баренцева моря. Под влиянием блокирующего высотного гребня над Северной Атлантикой во всей толще тропосферы усилилась меридиональная циркуляция воздушных масс. Приполюсный район находился под влиянием с юга высотного гребня азорского антициклона, под которым в приземном поле сформировался устойчивый арктический антициклон с центром над районом Канады.

В *первом секторе* особенностью приземного барического поля по сравнению с предыдущим месяцем стало усиление арктического антициклона. Давление повысилось на 8 гПа.

Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над континентальной частью Восточной Европы и Азией. В тыловой части этих циклонов происходила адвекция холодных воздушных масс с севера на Баренцево море и ЕЧР.

Над акваториями морей Карского и Лаптевых преобладали воздушные массы юго-восточного и южного направлений и положительные аномалии температуры воздуха.

Во *втором секторе* также произошла перестройка атмосферных процессов от меридиональной к зональной циркуляции с высокоширотными траекториям циклонов. Циклоны смещались через Аляску на континентальную часть Америки. В тылу этих циклонов наблюдались адвекция холодных воздушных масс и отрицательные аномалии температуры воздуха. Наибольшее понижение фона температуры воздуха до отрицательных аномалий отмечалось в восточной части Восточно-Сибирского моря и в морях Чукотском и Бофорта.

В *июле* произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов от меридиональной формы циркуляции к восточной. Основной центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа располагался в приполюсном районе Арктики. Блокирующий гребень над Северной Атлантикой сместился на ЕЧР. В приземном поле под гребнем сформировался устойчивый антициклон.

В *первом секторе* полярного района на фоне высокой повторяемости процессов восточной формы циркуляции выход циклонов Северной Атлантики в Арктику был блокирован гребнями арктического и континентального антициклонов.

Фон давления был выше нормы; аномалия в среднем за месяц составила от 2 до 6 гПа. Воздушные потоки были неустойчивыми по направлению. По сравнению с июнем фон температуры воздуха понизился, особенно в районе юго-западной части Карского моря, до отрицательных аномалий.

Во *втором секторе* направленность атмосферных процессов в целом сохранилась. Отличием по сравнению с июнем явилось усиление адвекции теплых воздушных масс. В этом секторе Арктики фон температуры воздуха изменился от отрицательных до положительных аномалий.

В *августе* основной центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа сместился из приполюсного района на севере Карского моря. Под влиянием циклонов в толще тропосферы блокирующий гребень континентального антициклона в Арктике разрушился и сместился на южные районы Европы.

В *первом секторе* на фоне ослабления атмосферных процессов восточной формы циркуляции отмечалось усиление процессов западной формы. Циклоны из систе-

мы исландского минимума смещались вдоль ВФЗ над акваторией западных морей Арктики. Фон давления понизился от положительных до отрицательных аномалий.

Над большей частью данного сектора фон температуры воздуха был выше нормы. Исключение составил район Карского моря, где под влиянием тыловой части циклонов сохранились отрицательные аномалии температуры.

Во *втором секторе* отмечалось усиление зональных процессов; циклоны смещались в Арктику по более высокоширотным траекториям. Фон давления повысился. Усилилась адвекция теплых воздушных масс, и наблюдалось повышение температурного фона на 1—2 °С.

В *сентябре* произошло смещение основного центра ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа из европейского района в гренландский, где в приземном поле отмечалась наиболее активная циклоническая деятельность.

В *первом (атлантико-евразийском) секторе* наблюдалось усиление процессов западной формы циркуляции — разновидностей с высокоширотными траекториями циклонов. Преобладали отрицательные аномалии давления. Усилилась адвекция теплых воздушных масс, и наблюдалось повышение фона температуры воздуха на 1—3 °С.

Во *втором секторе* наибольшую повторяемость имели процессы типа M_1 при высокоширотных траекториях циклонов в системе алеутского минимума, в результате чего фон давления понизился от положительных аномалий к отрицательным.

При усилении адвекции теплых воздушных масс произошло повышение температуры воздуха, которое составило от 2 до 4 °С.

В *октябре* произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов от западной формы циркуляции к восточной. Основной центр ЦПВ сместился на изобарической поверхности 500 гПа из гренландского сектора на Таймыр. Полярный район Арктики находился под влиянием высотных гребней, под которыми в приземном поле сформировался устойчивый антициклон.

В *первом секторе* полярного района на фоне высокой повторяемости процессов восточной формы циркуляции выход циклонов Северной Атлантики в Арктику был блокирован гребнями арктического и континентального антициклонов.

Знак аномалии фона давления сменился на противоположный — с отрицательного на положительный. Наиболее высокие положительные значения аномалии давления составили 10—12 гПа и отмечались в районе Карского и Баренцева морей. Воздушные потоки были неустойчивыми по направлению. Аномалии температуры воздуха в Карском море колебались от -2 до 6 °С.

Во *втором секторе* под влиянием гребней арктического антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район. Фон давления повысился на 10 гПа. В теплой части антициклона преобладали положительные аномалии температуры воздуха, которые составили от 2 до 10 °С.

В *ноябре* направленность крупномасштабных процессов в толще тропосферы сохранилась. Отличием по сравнению с октябрём явилось смещение оси высотного блокирующего гребня на запад, на район Гренландского моря, что обусловило усиление циклонической деятельности в приполюсном районе Арктики.

В *первом секторе* преобладал циклонический режим погоды. Наибольшая повторяемость циклонов наблюдалась в районе Карского моря. Фон давления по отношению к октябрю резко понизился — от положительных аномалий (10—12 гПа)

до отрицательных (2—4 гПа). Преобладали воздушные потоки юго-восточного и южного направлений. Фон температуры воздуха был выше нормы на 2—8 °С.

Во *втором секторе* произошла кардинальная перестройка в направленности атмосферных процессов — от зональной циркуляции к меридиональной типа M_2 . Под влиянием гребня гавайского антициклона циклоны в системе алеутского минимума в течение месяца устойчиво смещались по высокоширотным траекториям. Фон давления понизился. Устойчивые воздушные потоки юго-восточного направления обусловили адвекцию теплых воздушных масс с Тихого океана в Арктику. Наиболее высокие положительные аномалии температуры (до 9—11 °С) отмечались в районе Чукотского и восточной части Восточно-Сибирского морей.

В *декабре* в толще тропосферы произошла перестройка атмосферных процессов. Центр циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа сместился из таймырского района в гренландский. Основная ложбина вихря была ориентирована на юго-восток. Оси высотных блокирующих гребней азиатского и американского континентальных антициклонов были ориентированы на восточный сектор Арктики, где в приземном поле сформировался устойчивый высокий антициклон. Вследствие этого основной воздушный поток в средней тропосфере был направлен в полярный район Арктики.

В *первом секторе* произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов от восточной формы циркуляции к западной. Характерной особенностью этого макропроцесса явился обширный глубокий циклон над Северной Атлантикой, под влиянием которого знак аномалий фона давления сменился с положительного на отрицательный. Понижение среднемесячных значений аномалий давления в районе Гренландского, Норвежского и Баренцевого морях составило 14—16 гПа. Циклоны Северной Атлантики обусловили устойчивую адвекцию теплых воздушных масс в Арктику.

Во *втором секторе* направленность процессов в целом сохранилась. Как и в ноябре, отмечалось устойчивое преобладание процессов типа M_2 . Отличие для данного сектора Арктики заключалось в усилении арктического антициклона, росте давления и понижении положительных аномалий температуры воздуха на 2—5 °С.

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 воздуха в 2014 г. сохранился. Как было показано, основным отличием в 2014 г. по сравнению с 2013 г. явилось повышение температурного фона в целом по полярному району Арктики.

Тенденции изменений фоновых среднегодовых значений аномалий температуры воздуха в 2014 г. для акваторий морей российской Арктики в сравнении с 2013 г. и экстремально теплым 2012 г. приводятся на рис. 1.1.11.

В 2014 г. наиболее высокие положительные аномалии температуры воздуха отмечались в районе восточных морей — Чукотского и Восточно-Сибирского, а низкие — в районе западных морей — Баренцевого и Карского.

По сравнению с экстремально теплым за весь ряд наблюдений 2012 г., в 2013 и 2014 гг. отмечалось понижение температурного фона (на 2—3 °С) в Баренцевом и Карском морях. Выше отмечалось, что наиболее частые и устойчивые понижения температуры воздуха ниже многолетней нормы отмечались в районе Баренцева и Карского морей в период июль — октябрь 2014 г.

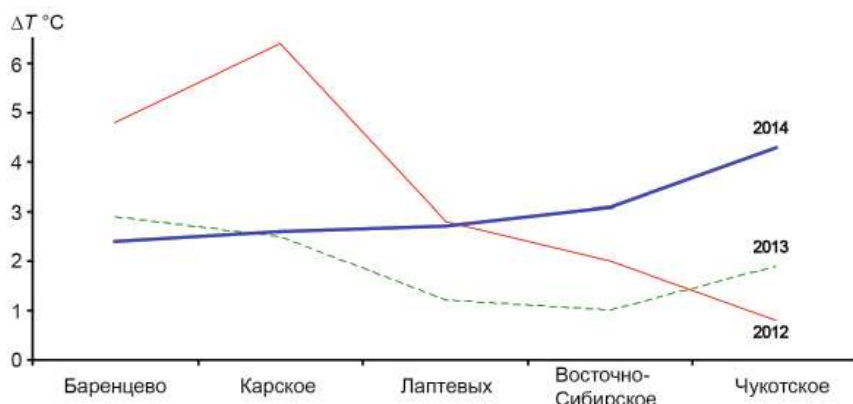


Рис. 1.1.11. Средние годовые значения аномалии температуры воздуха (°C) по акватории арктических морей Евразии в 2012, 2013 и 2014 гг.

В Чукотском и Восточно-Сибирском морях температурный фон в 2014 г. оказался выше, чем в 2012 и 2013 гг. на 1—3 °C. В холодный период года среднемесячные значения положительных аномалий достигали 6—10 °C.

Анализ структурных особенностей циркуляции атмосферы внутри каждого месяца в 2014 г. проводился по естественным стадиям однонаправленного развития процессов — по 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 районе 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.

Таблица 1.1.2

Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма — Гирса с января по декабрь 2014 г. с внутримесячной детализацией атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам

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

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

Примечания: 1. ЭСП — элементарный синоптический процесс; А—Е — атлантико-европейский сектор полушария; Т—А — тихоокеано-американский сектор полушария. 2. В скобках приведены среднemesячные аномалии числа дней с формами (*W*, *C*, *E*) и типами (3, M_1 , M_2) атмосферной циркуляции.

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 результаты наблюдений 250 стационарных метеорологических станций, а также данные, поступающие с дрейфующих буев МПАБ.

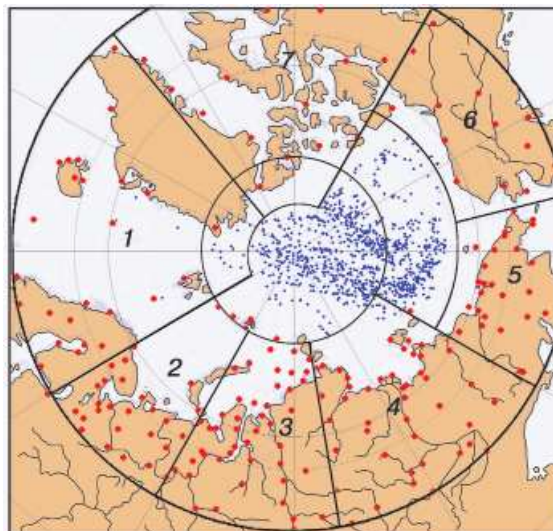


Рис. 1.2.1. Сеть метеорологических станций и границы районов Северной полярной области.
1 – Атлантический, 2 – Североевропейский, 3 – Западно-Сибирский, 4 – Восточно-Сибирский,
5 – Чукотский, 6 – Аляскинский, 7 – Канадский.

Температура воздуха

Основным методом получения 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.

Таблица 1.2.1

**Аномалии ΔT (отклонения от нормы за 1961—1990 гг.)
средней температуры воздуха в 2014 г. на территории СПО
и по широтным зонам (за год и за сезоны)**

φ° с.ш.	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
70—85	2,6	4	3,7	3	3,6	2	0,7	23	2,5	9
60—70	1,7	1	1,8	9	2,8	2	1,1	7	1,2	19
60—85	2,2	3	2,7	3	3,2	2	0,9	13	1,8	10

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

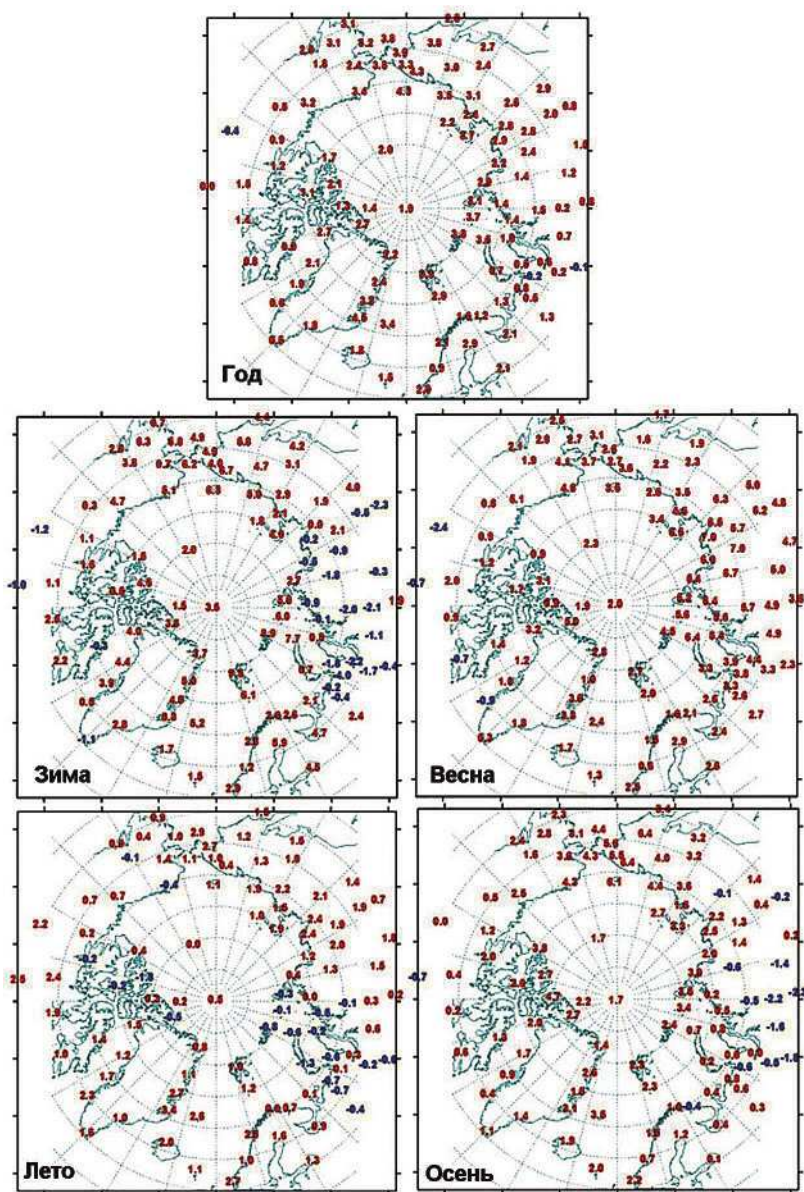


Рис. 1.2.2. Значения аномалий среднегодового и средних сезонных значений температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на станциях Северной полярной области.

Оценка аномалий средних сезонных и среднегодовой температуры воздуха за 2014 г. по отдельным широтным зонам (60—85, 60—70 и 70—85° с.ш.) представлена в табл. 1.2.1.

Значение осредненной по территории СПО аномалии среднегодовой температуры воздуха составило 2,2 $^{\circ}\text{C}$, и 2014 г. стал третьим теплым годом по рангу теплых лет за период с 1936 г. Наиболее теплым годом был 2011 г. с аномалией температуры 2,3 $^{\circ}\text{C}$. Аномалия среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70—85° с.ш.

оказалась равной 2,6 °С, а в зоне 60—70° с.ш. — 1,7 °С. Соответственно эти значения оказались четвертым и первым по рангу теплых лет.

В 2014 г. области наиболее крупных аномалий температуры были отмечены к северу от 70° с.ш. в зимнем и весеннем сезонах. Для широтной зоны 70—85° с.ш. зимой аномалия составила 3,7 °С, а весной 3,6 °С. Это соответствует третьему и второму значениям по рангу теплых лет.

К югу от 70° с.ш. области наиболее крупных аномалий температуры воздуха наблюдались в весеннем сезоне. Пространственно осредненная аномалия температуры в весеннем сезоне для широтной зоны 60—70° с.ш. составила 2,8 °С; таким образом, весенний сезон оказался вторым по рангу теплых лет с 1936 г.

В целом по СПО весна 2014 г. оказалась второй теплой весной с 1936 г. Наиболее теплым был весенний сезон 2011 г. с аномалий температуры 3,4 °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 2014 г. области крупных положительных аномалий температуры чаще располагались в приатлантическом и притихоокеанском секторах СПО. Значения анома-

Таблица 1.2.2

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961—1990 гг.) средней температуры воздуха в 2014 г. для отдельных районов СПО (за год и по сезонам)

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
Атлантический	2,4	1	3,9	1	2,0	4	1,8	3	2,0	4
Североевропейский	1,6	16	2,8	23	2,8	5	0,2	44	0,7	36
Западно-Сибирский	1,4	20	0,8	37	4,8	4	-0,1	54	0,1	55
Восточно-Сибирский	2,3	4	0,6	38	5,8	1	1,6	6	1,1	35
Чукотский	3,3	1	4,5	2	2,9	8	1,5	6	4,3	2
Аляскинский	2,8	1	4,5	3	3,1	5	0,6	22	2,8	7
Канадский	1,3	15	1,6	19	1,1	30	0,9	13	1,5	19

Таблица 1.2.3

Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961—1990 гг.) средней температуры воздуха в 2014 г. для районов севернее 70° с.ш. (за год и по сезонам)

Море, часть климатического района	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R	ΔT , °С	R
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	3,2	1	6,1	1	2,5	6	1,8	7	2,4	7
Баренцево море	2,0	15	4,1	16	2,8	5	0,0	50	1,3	29
Карское море	2,2	17	2,2	32	5,5	3	-0,3	64	1,4	41
Море Лаптевых	2,8	4	1,6	20	5,7	1	1,5	11	2,5	18
Восточно-Сибирское море	3,1	2	3,7	2	3,4	6	1,4	10	4,0	4
Чукотское море	3,8	1	5,5	2	3,3	11	1,1	12	5,3	1
Море Бофорта	2,5	10	3,5	5	3,2	5	0,4	30	3,1	8
Северная часть Канадского района	1,8	8	2,4	11	2,0	15	0,4	42	2,5	5

лии температуры воздуха, осредненной по территории Атлантического, Чукотского и Аляскинского районов, составило 2,4; 3,3 и 2,8 °С соответственно. Самые крупные аномалии наблюдались в районах арктических морей.

В зимнем сезоне основной очаг положительных аномалий температуры воздуха располагался на территории притихоокеанского сектора (рис. 1.2.2). Значение аномалии, осредненной по территории Чукотского и Аляскинского районов, оказалось равным 4,5 °С в каждом из них (см. табл. 1.2.2). Второй очаг положительных аномалий температуры был расположен в Атлантическом районе. Значение пространственно осредненной аномалии там составило 3,9 °С. По рангу теплых лет зимний сезон оказался наиболее теплым в Атлантическом районе, а в Чукотском и Аляскинском районах стал вторым и третьим за период с 1936 г.

На метеорологических станциях в районах арктических морей и на территории суши севернее 70° с.ш. отмечались преимущественно положительные аномалии температуры воздуха. Крупные положительные аномалии наблюдались на станциях северной части Гренландского и Норвежского морей и на станциях района Чукотского моря. Здесь аномалии температуры воздуха достигали 6—9 °С. В целом, по району северной части Гренландского и Норвежского морей пространственно осредненная аномалия составила 6,1 °С, а по району Чукотского моря 5,5 °С (см. табл. 1.2.3). Зима 2013/14 г. в этих районах оказалась соответственно первой и второй по рангу теплых лет с 1936 г.

В весеннем сезоне основная область крупных положительных аномалий температуры воздуха располагалась в центральной части евразийского сектора. Осредненная по территории Восточно-Сибирского района аномалия температуры воздуха составила 5,8 °С. Для Восточно-Сибирского района это наиболее теплая весна с 1936 г. В южной части Канадского района наблюдались отрицательные аномалии температуры воздуха. В целом, значение осредненной по территории района аномалии температуры составило 1,1 °С.

В районах арктических морей и на территории суши севернее широты 70° наблюдались только положительные аномалии температуры воздуха. Высокие значения положительных аномалий обнаруживались в районе морей евразийского сектора. Наиболее крупные аномалии имели место на станциях в районе моря Лаптевых. Значение осредненной по району моря аномалии составило 5,7 °С.

В летнем сезоне наиболее крупные аномалии температуры воздуха были отмечены в северной части Северной Атлантики и в восточной части азиатского сектора. Аномалия температуры в районах Атлантическом, Восточно-Сибирском и Чукотском составила 1,8, 1,6 и 1,5 °С соответственно. Лето 2014 г. оказалось третьим теплым летом по рангу теплых лет в Атлантическом районе и шестым в Восточно-Сибирском и Чукотском.

На акватории арктических морей и территории суши севернее 70° с.ш. наиболее высокие значения положительных аномалий отмечались в районе северной части Гренландского и Норвежского морей и в районах морей восточного сектора российской Арктики. В районе северной части Гренландского и Норвежского морей осредненная аномалия составила 1,8 °С. Это седьмое значение по рангу теплых лет за весь период наблюдений с 1936 г. Отрицательные аномалии температуры воздуха имели место на станциях в северной части Канадского района.

В осеннем сезоне на станциях СПО наиболее крупные аномалии температуры были отмечены в притихоокеанском секторе. Значения осредненных по территории

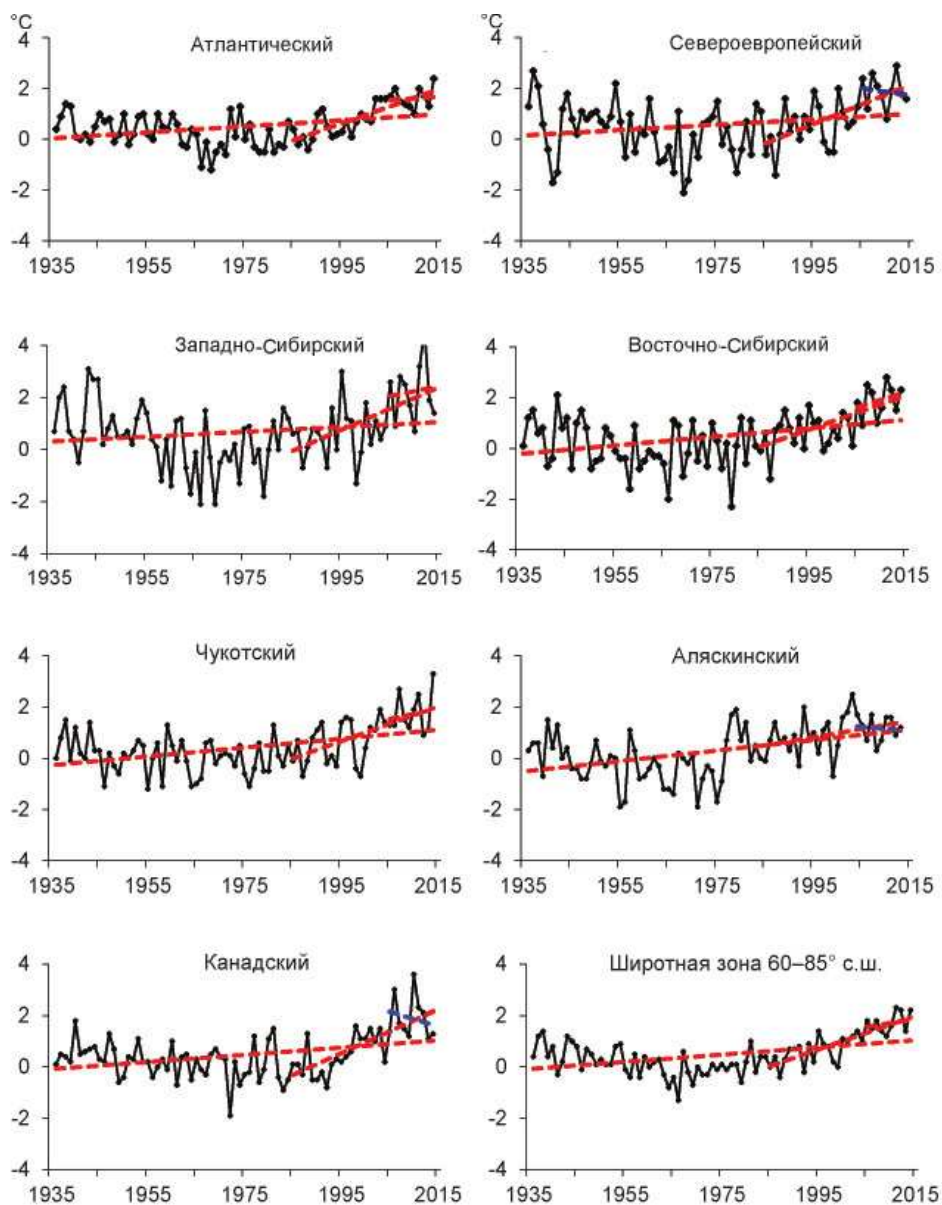


Рис. 1.2.3. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов и широтной зоны 60—85° с.ш.

ям Чукотского и Аляскинского районов аномалий температуры воздуха составили 4,3 и 2,8 °C и оказались соответственно вторым и седьмым значениями по рангу теплых лет.

На акватории арктических морей наиболее высокие значения положительных аномалий имели место в районе Чукотского моря (5,3 °C). Осень 2014 г. стала там первой по рангу теплых лет с 1936 г.

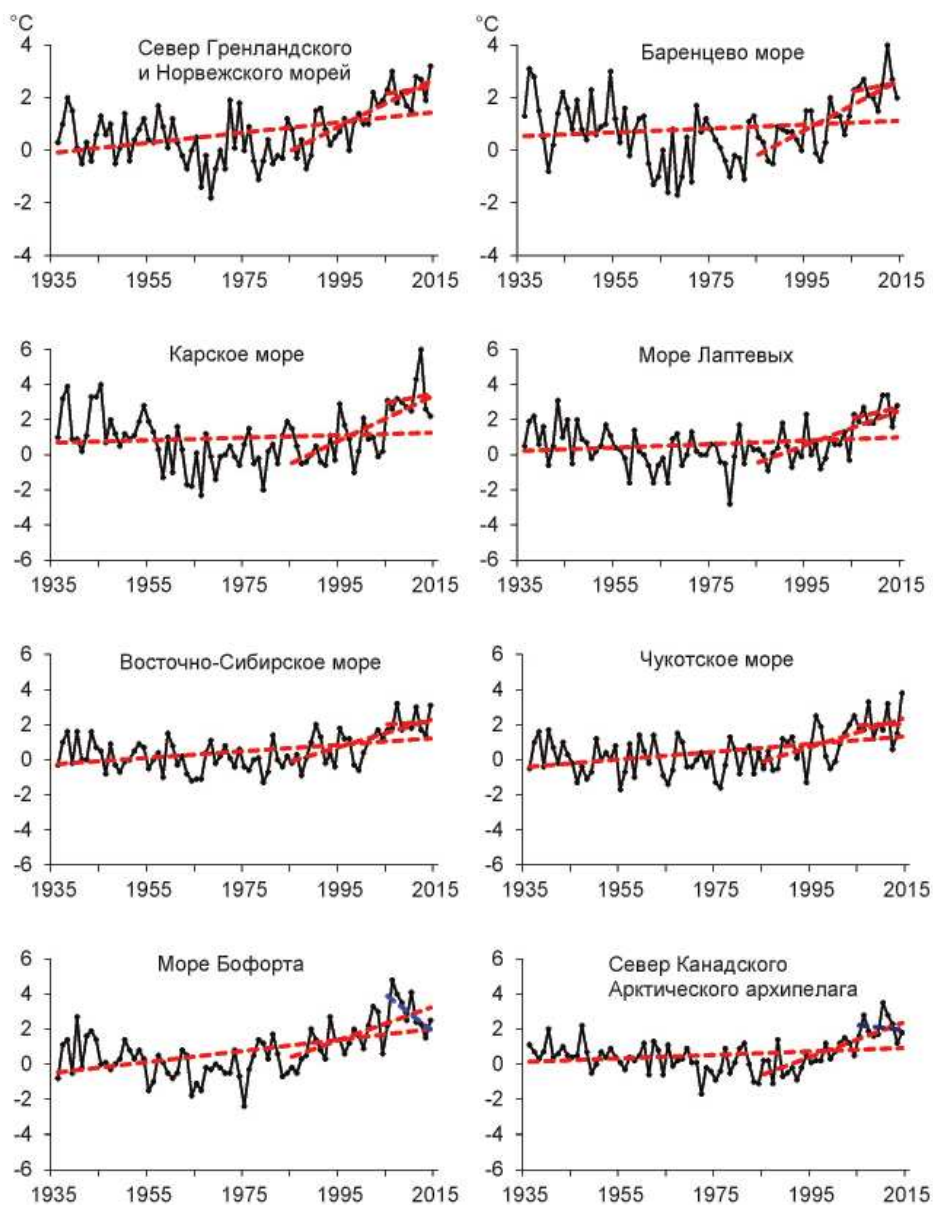


Рис. 1.2.4. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для районов арктических морей.

Временные ряды пространственно осредненных аномалий среднегодовой температуры воздуха, аппроксимированные линейным трендом за весь период, последний тридцатилетний и десятилетний периоды, для территории климатических районов 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 1.2.5. В период 1936—2014 гг. наблюдается статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости)

Таблица 1.2.4

**Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) средней за сезон
и за год (декабрь — ноябрь) температуры воздуха за период 1936—2014 гг.
по регионам СПО и вклад тренда в дисперсию (%)**

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	%	b	%	b	%	b	%	b	%
1936—2014 гг.										
Атлантический	0,18	31,4	0,14	36,9	0,11	14,9	0,07	19,5	0,13	37,1
Североевропейский	0,05	4,5	0,25	37,8	0,08	14,2	0,06	9,8	0,11	22,4
Западно-Сибирский	–0,03	2,5	0,26	29,3	0,08	5,4	0,05	6,4	0,09	16,7
Восточно-Сибирский	0,17	21,0	0,28	37,6	0,12	69,3	0,10	14,7	0,17	37,4
Чукотский	0,06	8,9	0,25	36,1	0,17	16,2	0,23	34,9	0,18	44,1
Аляскинский	0,35	34,9	0,21	26,9	0,16	25,1	0,14	20,9	0,22	49,7
Канадский	0,22	28,3	0,06	11,1	0,11	34,0	0,19	36,0	0,15	36,2
70—85° с.ш.	0,12	19,4	0,19	45,3	0,12	47,8	0,12	23,7	0,14	36,1
60—70° с.ш.	0,15	30,8	0,22	42,3	0,12	54,2	0,10	27,9	0,15	49,8
60—85° с.ш.	0,12	26,5	0,20	45,5	0,12	34,0	0,11	28,4	0,14	44,9
1985—2014 гг.										
Атлантический	1,08	70,3	0,61	61,9	0,53	76,0	0,60	76,9	0,71	82,0
Североевропейский	1,40	49,8	0,47	31,4	0,42	45,9	0,88	53,0	0,79	65,9
Западно-Сибирский	1,07	38,4	0,88	39,7	0,33	35,8	0,95	41,3	0,81	55,8
Восточно-Сибирский	0,08	4,7	1,11	54,3	0,65	61,3	0,82	50,1	0,67	65,1
Чукотский	0,48	25,8	0,86	45,1	0,43	47,2	1,09	61,0	0,72	63,2
Аляскинский	0,08	3,7	0,07	4,00	0,09	10,1	1,10	61,0	0,34	42,1
Канадский	1,22	60,0	0,69	43,2	0,52	62,4	1,09	73,0	0,88	73,5
70—85° с.ш.	1,33	76,9	0,48	45,9	0,47	71,7	1,27	86,3	0,89	88,2
60—70° с.ш.	0,34	30,7	0,87	66,4	0,39	65,8	0,63	65,6	0,56	71,3
60—85° с.ш.	0,68	61,9	0,64	57,1	0,42	70,5	0,90	80,4	0,66	82,0
2005—2014 гг.										
Атлантический	0,06	2,5	–0,27	15,8	0,28	33,9	0,92	55,9	0,25	17,2
Североевропейский	–2,02	27,6	1,33	27,9	0,35	13,9	–0,45	12,9	–0,20	8,7
Западно-Сибирский	–1,28	15,2	3,48	49,8	0,27	9,3	–1,09	21,2	0,35	9,9
Восточно-Сибирский	–1,03	22,6	2,87	46,6	0,85	55,7	–0,59	24,3	0,53	29,1
Чукотский	2,75	46,9	1,60	36,8	–0,65	25,0	–0,90	22,7	0,70	25,8
Аляскинский	0,30	7,1	0,49	11,3	0,72	28,5	1,99	49,6	0,88	46,3
Канадский	0,46	8,2	–1,65	34,5	0,22	11,7	–0,91	30,1	–0,47	16,3
70—85° с.ш.	–0,01	0,5	0,93	30,1	0,15	10,9	0,10	6,9	0,29	23,9
60—70° с.ш.	–0,33	10,6	1,57	49,9	0,33	34,0	–0,20	12,7	0,34	18,0
60—85° с.ш.	–0,11	7,5	1,17	37,2	0,31	32,6	0,13	10,0	0,38	38,0

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

положительный линейный тренд среднегодовой температуры для широтных зон 60—70 и 70—85° с.ш. и в целом для СПО. Линейное (по тренду) повышение температуры воздуха за 79 лет в этих широтных зонах составило 1,18; 1,11 и 1,11 °C со-

**Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) средней за сезон
и за год (декабрь — ноябрь) температуры воздуха за период 1936—2014 гг.
по районам арктических морей и вклад тренда в дисперсию (%)**

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	%	b	%	b	%	b	%	b	%
1936—2014 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,25	28,4	0,23	42,4	0,18	58,4	0,12	23,6	0,20	43,0
Баренцево море	–0,02	1,4	0,19	29,6	0,07	20,4	0,06	09,9	0,08	14,5
Карское море	–0,07	5,2	0,27	28,0	0,05	15,1	0,06	06,3	0,08	10,6
Море Лаптевых	0,01	1,6	0,23	29,5	0,10	26,6	0,05	06,3	0,10	19,1
Восточно-Сибирское море	0,15	23,3	0,25	33,8	0,16	41,0	0,20	27,6	0,19	42,6
Чукотское море	0,21	24,3	0,27	32,2	0,17	45,7	0,22	34,0	0,22	44,6
Море Бофорта	0,39	50,3	0,16	28,9	0,15	42,4	0,23	34,9	0,23	52,2
Северная часть Канадского района	0,14	16,4	0,05	8,3	0,05	14,9	0,17	31,7	0,10	24,6
1985—2014 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,65	66,8	0,72	52,4	0,55	76,0	0,82	73,2	0,94	80,8
Баренцево море	1,76	68,3	0,68	44,4	0,38	41,5	1,05	65,9	0,97	77,6
Карское море	2,01	57,9	1,21	48,9	0,42	50,3	1,59	57,7	1,31	69,1
Море Лаптевых	0,66	34,8	1,18	55,8	0,71	60,6	1,49	71,9	1,01	71,0
Восточно-Сибирское море	0,65	43,1	0,92	46,8	0,52	49,2	1,26	63,1	0,84	68,2
Чукотское море	1,07	48,7	0,73	32,7	0,34	34,4	1,23	66,8	0,84	63,1
Море Бофорта	1,14	61,6	0,17	11,5	0,30	30,1	1,63	80,5	0,81	67,2
Северная часть Канадского района	1,52	65,9	0,96	58,5	0,51	47,0	1,13	72,4	1,03	79,2
2005—2014 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,49	12,5	–0,72	24,9	0,25	26,8	1,62	75,9	0,41	20,2
Баренцево море	–0,87	15,3	1,52	34,6	0,29	11,1	0,72	23,3	0,42	18,2
Карское море	–1,94	25,1	4,25	51,5	0,30	10,8	–0,22	04,3	0,60	15,5
Море Лаптевых	–0,71	14,5	3,18	52,0	0,59	27,3	–0,28	15,3	0,70	31,3
Восточно-Сибирское море	2,05	46,2	2,15	46,1	–0,75	23,5	–1,81	47,5	0,41	16,4
Чукотское море	2,08	34,3	2,07	46,7	–0,88	24,6	0,68	16,9	0,99	15,8
Море Бофорта	–1,25	–27,7	0,48	12,7	0,87	27,3	0,46	12,0	0,14	53,4
Северная часть Канадского района	1,16	22,2	–0,64	17,3	–0,36	10,4	–0,58	16,7	–0,11	5,1

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

ответственно. По оценкам для отдельных климатических районов значимый тренд прослеживается во всех районах, кроме Северо-европейского и Западно-Сибирского. Потепление за 79 лет составляет в районах от 0,71 до 1,74 °C.

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. Наиболее значительное линейное повышение температуры воздуха наблюдается в весеннем сезоне и составляет около $1,6^{\circ}\text{C}$ за 79 лет.

В течение последних тридцати лет (1985—2014 гг.) температура воздуха повышалась во всех регионах СПО. В целом для СПО линейное повышение среднегодовой температуры составило около $2,0^{\circ}\text{C}$ за 30 лет. Продолжает сохраняться более высокая скорость потепления в широтной зоне к северу от 70° с.ш. ($0,89^{\circ}\text{C}/10$ лет в зоне 70° — 85° с.ш. по сравнению с $0,56^{\circ}\text{C}/10$ лет в зоне 60° — 70° с.ш.). В основном это происходит за счет более быстрого повышения температуры в зимнем сезоне к северу от 70° с.ш.

В последний десятилетний период наиболее заметное повышение температуры воздуха наблюдалось в весеннем, летнем и осеннем сезонах в широтной зоне к югу от 70° с.ш.

В районах арктических морей в период 1936—2014 гг. повсюду знак тренда в ходе среднегодовой температуры воздуха был положительным. Наиболее высокими темпами повышение температуры происходит в притихоокеанском секторе — в районах морей Чукотского и Бофорта. Линейное повышение среднегодовой температуры воздуха здесь составило около $1,7$ и $1,8^{\circ}\text{C}$ за 79 лет.

В последнем 30-летнем периоде статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) линейный тренд в ходе среднегодовой температуры прослеживается во всех районах арктических морей. Наиболее высокими темпами повышение температуры происходит в районе Карского моря и на севере Канадского Арктического архипелага. Линейное повышение среднегодовой температуры воздуха здесь составило около $3,9$ и $3,1^{\circ}\text{C}$ за 30 лет.

В последнем десятилетнем периоде повсюду в районах арктических морей, за исключением северной части Канадского района знак, тренда в ходе среднегодовой температуры воздуха был положительным.

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 за период с октября 2013 г. по сентябрь 2014 г. для СПО и для отдельных климатических районов. В целом для СПО за этот период годовая сумма осадков была выше нормы (на 5,1 %), главным образом, за счет более влажного холодного периода (на 6,7 %).

Наибольшее количество осадков за год выпало в Западно-Сибирском районе (на 19,5 % выше нормы), а наименьшее — в Канадском районе (на 9,4 % ниже нормы) вследствие более сухого холодного периода, когда осадков выпало на 29,2 % ниже нормы.

На рис. 1.2.5 приведены временные ряды годовых сумм осадков для районов арктических морей. В табл. 1.2.7 представлены оценки трендов хода сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2014 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—2014 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции статистически значимого их увеличения. Годовые суммы осадков возросли на 4,9 % за 79 лет по сравнению с нормой за 1961—1990 гг. Однако это увеличение обеспечено, главным образом,

Таблица 1.2.6

**Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков
с октября 2013 г. по сентябрь 2014 г.**

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	97,3	89,5	94,9
Североевропейский	123,5	100,4	113,4
Западно-Сибирский	123,2	115,5	119,5
Восточно-Сибирский	105,7	101,4	103,4
Чукотский	105,4	91,4	99,2
Аляскинский	120,4	117,6	118,9
Канадский	70,8	108,9	90,6
70—85° с.ш.	107,3	99,6	103,9
60—70° с.ш.	110,6	107,4	108,7
60—85° с.ш.	106,7	103,1	105,1

Таблица 1.2.7

**Коэффициент линейного тренда b (°C/10 лет) сезонных и годовых сумм осадков
за период 1936—2014 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	4,95	4,6	−0,65	−1,4	4,30	3,2
Североевропейский (южная часть)	15,29	39,8	2,72	8,7	18,01	24,7
Западно-Сибирский (южная часть)	9,03	26,4	−2,47	−7,9	6,56	8,0
Восточно-Сибирский (южная часть)	2,44	12,9	0,42	1,9	2,86	6,4
Чукотский (южная часть)	−0,92	−3,4	−0,27	−1,3	−1,19	−3,0
Аляскинский (южная часть)	3,35	15,6	−0,72	−2,9	2,63	3,0
Канадский (южная часть)	−0,09	−,5	3,19	17,0	3,10	9,0
60—70° с.ш.	4,97	13,1	0,37	1,3	5,34	7,4
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	8,67	29,1	0,60	3,9	9,27	20,4
Баренцево море	6,40	22,4	−0,50	−2,6	5,90	11,6
Карское море	0,23	1,4	−1,22	−7,8	−0,99	−3,0
Море Лаптевых	−3,02	−19,6	−3,10	−19,3	−6,12	−19,0
Восточно-Сибирское море	−6,99	−44,1	−4,63	−31,3	−11,62	−35,9
Чукотское море	−9,80	−44,2	−3,75	−22,8	−13,55	−34,3
Море Бофорта	−0,99	−8,1	0,89	7,9	−0,10	−0,8
Канадский (северная часть)	0,49	6,5	0,38	4,5	0,87	7,0
70—85° с.ш.	1,15	6,6	−0,86	−6,0	0,29	0,4
Атлантический	6,39	7,9	−0,23	−0,6	6,16	5,6
Североевропейский	11,68	33,7	1,53	5,8	13,21	20,6
Западно-Сибирский	5,32	19,8	−1,95	−7,9	3,37	5,1
Восточно-Сибирский	0,35	2,0	−0,93	−4,7	−0,58	−1,8
Чукотский	−3,69	−15,3	−2,24	−11,8	−5,93	−13,7
Аляскинский	2,27	12,0	−1,23	−5,6	1,04	1,1
Канадский	0,14	1,0	2,14	14,4	2,28	8,7
60—85° с.ш.	3,26	10,5	−0,37	−1,6	2,89	4,9

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

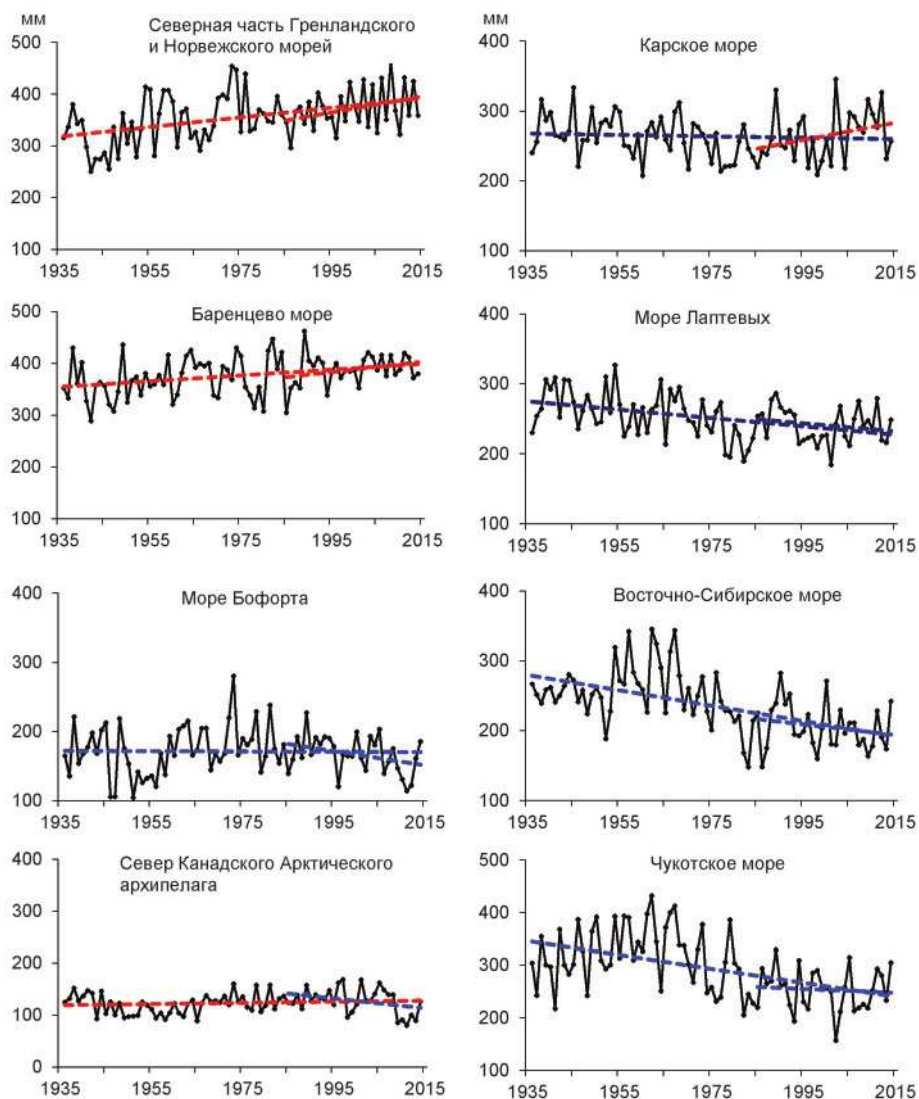


Рис.1.2.5. Временные ряды годовых сумм осадков.

их ростом в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 7,4 %). Здесь, в южных частях Североевропейского, Западно-Сибирского и Восточно-Сибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага количество осадков превысило норму на 6—25 %.

Относительно вклада в годовую сумму осадков теплого и холодного периодов можно отметить следующее. В целом по СПО в холодный период количество осадков возросло на 10,5 %. При этом в широтной зоне $60—70^{\circ}$ с.ш. прирост составил 13,1 %, а севернее, в зоне $70—85^{\circ}$ с.ш., — только 6,6 %. На всей же территории СПО уменьшение осадков в холодный период года отмечается лишь в Чукотском районе (на 15,3 %).

В теплый сезон количество осадков в СПО за период 1936—2014 гг. уменьшилось в целом по региону на 1,6 %. Наибольшее их уменьшение отмечалось в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 6,0 % от нормы). Статистически значимое увеличение количества осадков в теплом сезоне 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

Оценки развития ледовых условий в 2014 г. получены по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований в высокоширотных рейсах на судах и ледоколах, проводимых в ААНИИ, на арктической базе «Мыс Баранова» 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 2014 г. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива НЛЦ 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 Северного Ледовитого океана 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 эта 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. 2.1.1 показаны границы и положение квазиоднородных районов, по которым проводится описание развития ледовых условий.

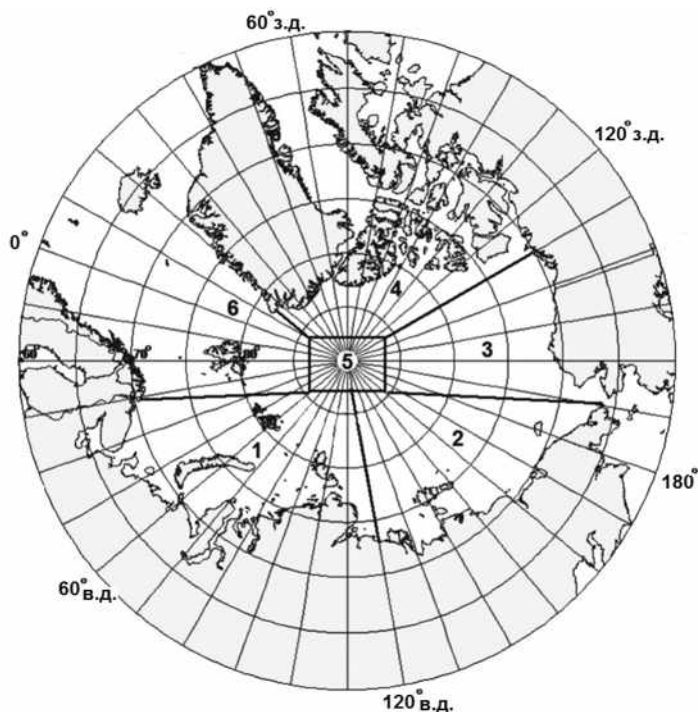


Рис. 2.1.1. Квазиоднородные районы Северного Ледовитого океана.

1 — западный район российского сектора, 2 — восточный район российского сектора, 3 — аляскинский сектор, 4 — канадский сектор, 5 — приполюсный район, 6 — гренландский сектор.

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

В предшествующий осенний период (2013 г.) ледообразование в Арктическом бассейне началось в середине сентября, что на 10—15 суток позднее средних многолетних сроков. На северных границах арктических морей молодые льды стали наблюдаться 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 части моря Лаптевых и Восточно-Сибирском море. Уже в середине октября акватории этих морей были полностью покрыты молодыми льдами. Полное замерзание арктических окраинных морей (последним из которых были Карское и юго-запад Чукотского) произошло в конце декабря, что позднее средних многолетних сроков приблизительно на 15—20 суток, но на 30—40 суток раньше, чем в предшествующие годы (2011—2012 гг.).

В результате позднего начала осенних ледовых процессов в конце 2013 г. в морях российского сектора Арктики преобладали однолетние тонкие и средние льды. Большое количество молодых льдов наблюдалось в Баренцевом и Карском морях.

Значительное количество остаточных льдов сохранилось в северной части Восточно-Сибирского 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 2013 г. составила 12,67 млн км² при норме 13,62 млн км², т.е. была на 7 % меньше средних многолетних значений.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям за каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период январь — март 2014 г. приведены на рис. 2.1.2—2.1.10.

Несмотря на позднее начало ледообразования в осенний период, его интенсивность в зимний период была очень велика. Темпы нарастания льда приблизились к средним многолетним значениям, особенно в восточном районе российского сектора и в аляскинском секторе Арктики.

В *январе* на акватории всех арктических морей, начиная от северо-восточной части Карского моря и далее на восток, преобладали однолетние средние льды (диапазон толщины 70—120 см). Только в окраинных морях российского сектора Арктики (в 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. 2.1.2).

В январе наблюдалось необычное развитие поля дрейфа льда в СЛО. Традиционно существующий Трансарктический перенос как таковой отсутствовал. Вместо него наблюдалось развитие мощного антициклонического круговорота, который получил обширное распространение и вовлек в гигантский вихрь ледяной

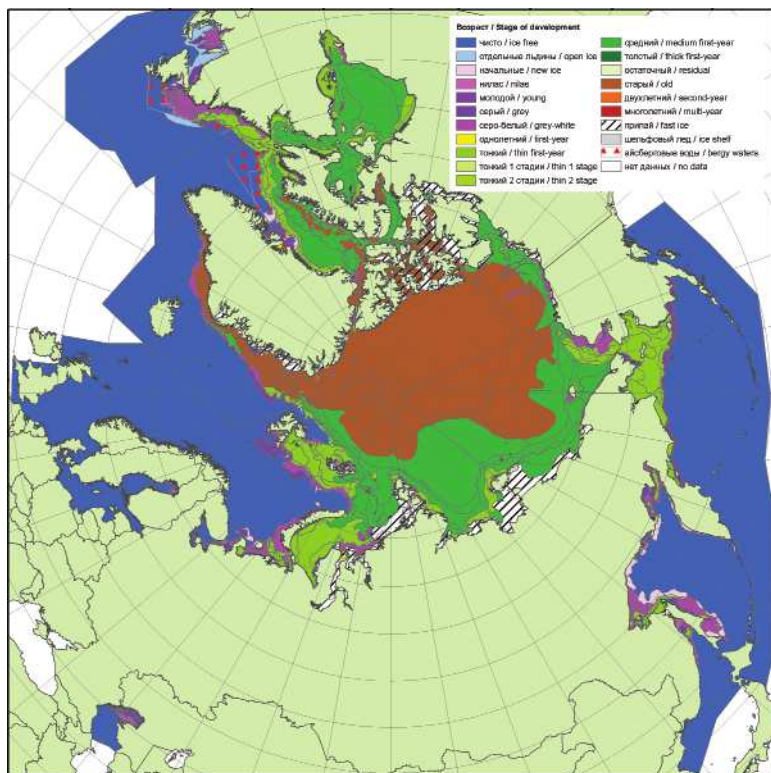


Рис. 2.1.2. Обзорная ледовая карта СЛО за 14—16 января 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

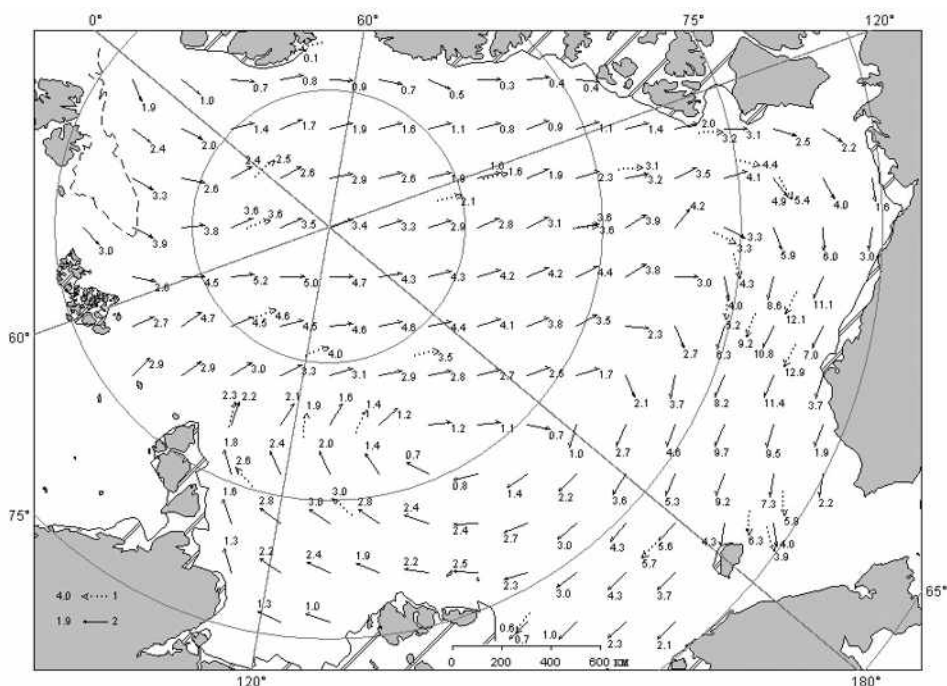


Рис. 2.1.3. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в январе 2014 г.
1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки.

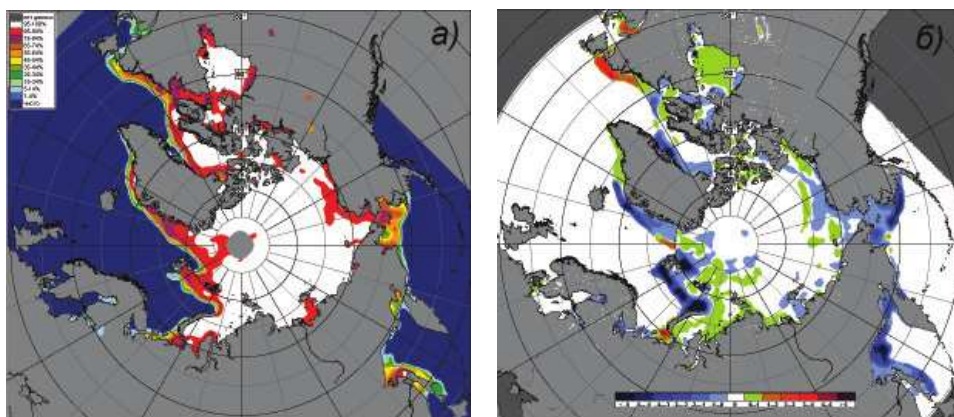


Рис. 2.1.4. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2014 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

покров на всей акватории СЛО. Центр круговорота располагался чуть севернее северной границы Восточно-Сибирского моря. Образовавшийся круговорот обусловил мощный вынос льда из северной части Баренцева и Карского морей и перенос льда в моря Бофорта, Чукотское, Восточно-Сибирское и Лаптевых (рис. 2.1.3).

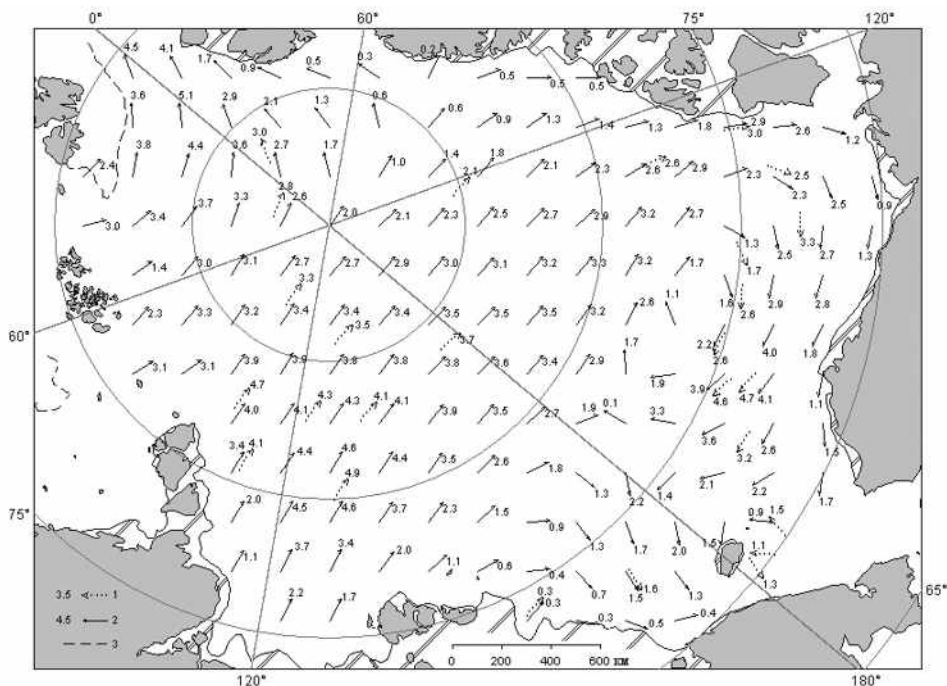


Рис. 2.1.6. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в феврале 2014 г.
1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

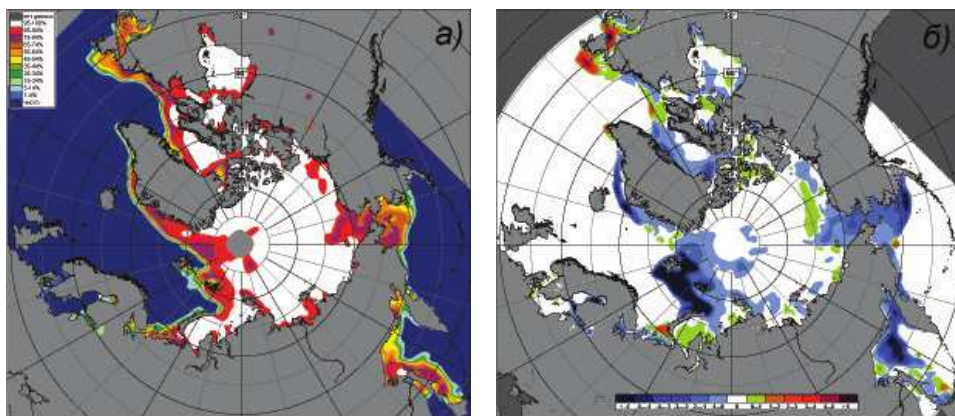


Рис. 2.1.7. Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2014 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

В поле дрейфа сформировался Трансарктический перенос со стрежнем, смещенным к морю Лаптевых, направленный к островам Канадского Арктического архипелага. Получил развитие Канадский антициклонический круговорот с центром, расположенным над северной частью моря Бофорта, и хорошо развитой прибрежной ветвью дрейфа, направленной вдоль побережья Аляски и выносящей льды из морей Бофорта и Чукотского на запад в Восточно-Сибирское море (рис. 2.1.6).

В результате сохранения такого характера дрейфа усилилось сформировавшееся еще в январе характерное поле сплоченности с двумя хорошо выраженными областями отрицательных аномалий сплоченности льда. В первую область вошли моря западного района российского сектора, а также гренландского сектора Арктики, во вторую область — Чукотское море и часть моря Бофорта (рис. 2.1.7).

В *марте* наблюдалось дальнейшее нарастание и развитие ледяного покрова, особенно в морях российского и аляскинского секторов Арктики. В возрастном составе льдов в морях восточного района российского сектора и в аляскинском секторе Арктики начали преобладать однолетние толстые льды. В морях западного района российского сектора Арктики (Баренцевом и юго-западной части Карского) и Чукотском море преобладали однолетние средние льды, а также наблюдалось большое количество молодых льдов (рис. 2.1.8).

В марте сформировались и были хорошо выражены основные элементы общего поля дрейфа льда в океане — Трансарктический перенос и Канадский антициклонический круговорот. В результате Трансарктического переноса, стрежень которого был направлен от Новосибирских островов к побережью Гренландии, наблюдался вынос льдов из морей западного района российского сектора Арктики в пролив Фрама.

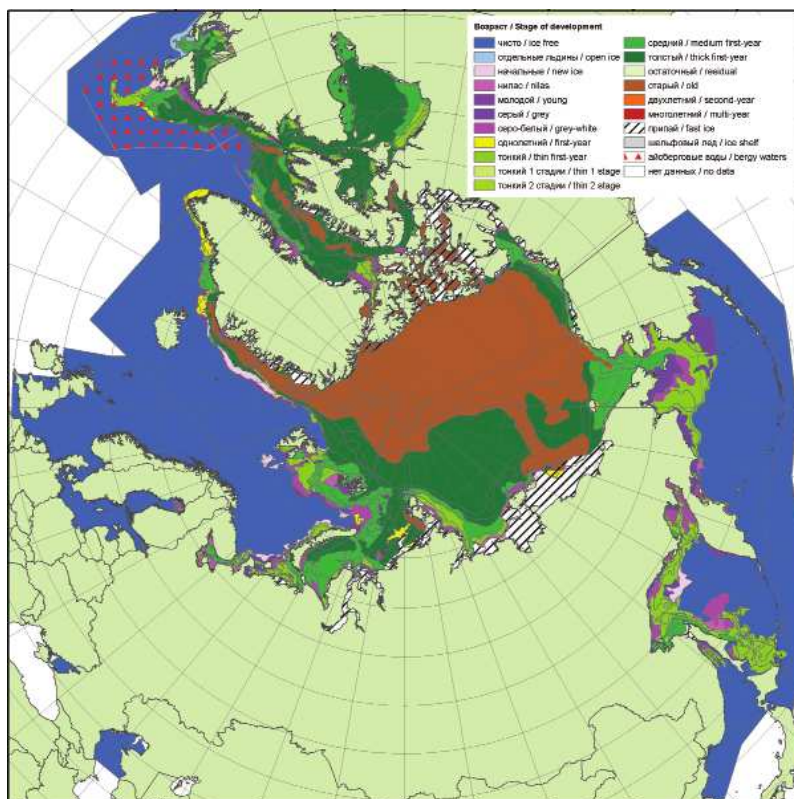


Рис. 2.1.8. Обзорная ледовая карта СЛЮ за 17—19 марта 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

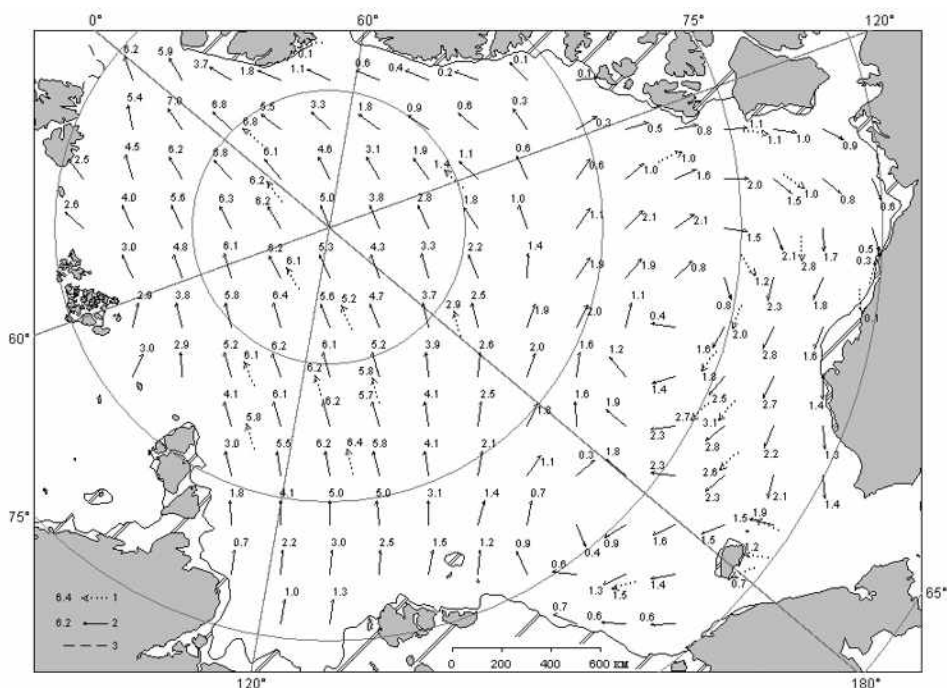


Рис. 2.1.9. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в марте 2014 г.

Условные обозначения см. рис. 2.1.6.

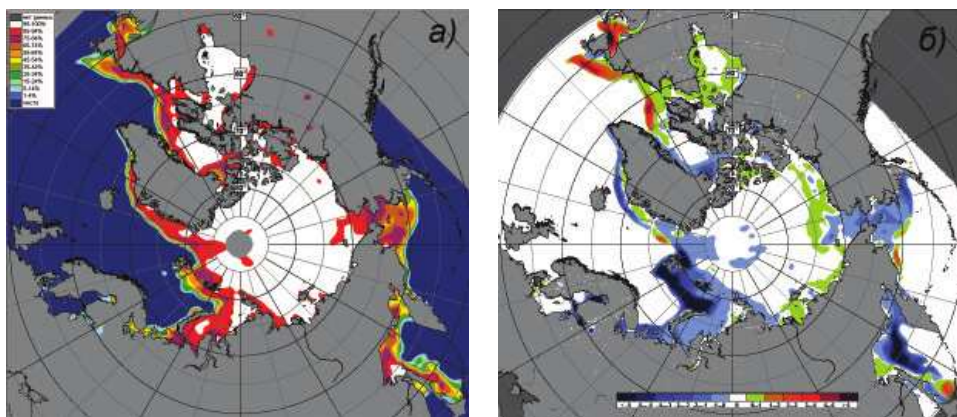


Рис. 2.1.10. Медианное распределение сплоченности льда в марте 2014 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

В результате хорошо развитого Канадского антициклонического круговорота продолжался перенос льда вдоль побережья Аляски из моря Бофорта в северную часть Чукотского моря и далее на запад в Восточно-Сибирское море. Результирующее поле среднемесячного дрейфа за март приведено на рис. 2.1.9.

В поле сплоченности льда сформировались несколько центров отрицательных и положительных аномалий сплоченности — в основном в тех районах, из которых в результате дрейфа выносило лед и в которые его приносило соответственно (рис. 2.1.10).

Позднее начало ледообразования и средняя интенсивность нарастания льда в морях в течение зимних месяцев 2014 г. привели к тому, что толщина льда, по данным полярных станций во всех арктических морях, несмотря на поздние сроки начала ледообразования, была ненамного меньше или близка к средним многолетним значениям.

По данным полярных станций, в западном районе российской Арктики аномалии толщины были на 5—20 см меньше нормы повсюду, кроме Байдарацкой и Обской губы, где наблюдались положительные аномалии толщины льда, составляющие 5—10 см. В море Лаптевых и районе Новосибирских островов аномалии толщины льда были близки к норме. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях наблюдались отрицательные аномалии толщины льда, составляющие 10—20 см.

Развитие припая в морях в течение первых двух зимних месяцев происходило с нормальной интенсивностью. Площадь припая была несколько меньше средних многолетних значений во всех российских арктических морях, кроме Восточно-Сибирского моря, в котором площадь припая оказалась больше нормы.

Общее количество льдов в Северной полярной области, по оценкам, выполненным в ААНИИ, в конце первого квартала 2014 г. составило 14,6 млн км², что на 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 на начало весеннего периода 2014 г. происходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительных аномалий температуры воздуха в Арктике. Значительный вынос тепла и положительные аномалии температуры воздуха наблюдались в западном районе российского сектора Арктики, над Баренцевым, Карским морями и западной частью моря Лаптевых.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель — июнь 2014 г. приведены на рисунках 2.2.1—2.2.9.

В *апреле* на акватории СЛО произошел ряд качественных изменений ледяного покрова. Практически на всей акватории СЛО однолетний лед перешел в возрастную градацию однолетних толстых льдов. Только в западном районе российского сектора Арктики (в Баренцевом и Карском морях) в течение апреля в прибрежной и прикромочной зонах наблюдались однолетние средние льды и небольшое количество тонких льдов. Заприпайные полыньи в арктических морях были развиты крайне слабо.

Старые льды наблюдались в канадском, гренландском и аляскинском секторах и в части приполюсного района Арктики. В северной части Восточно-Сибирского и Чукотского морей сохранялось обширное пятно остаточных льдов, перешедших в градацию двухлетних (рис. 2.2.1).

Основные структуры дрейфа в СЛО — Канадский антициклонический круговорот и Трансарктический перенос — были развиты очень хорошо, хотя их центры были смещены относительно своего обычного положения. Центр Канадского анти-

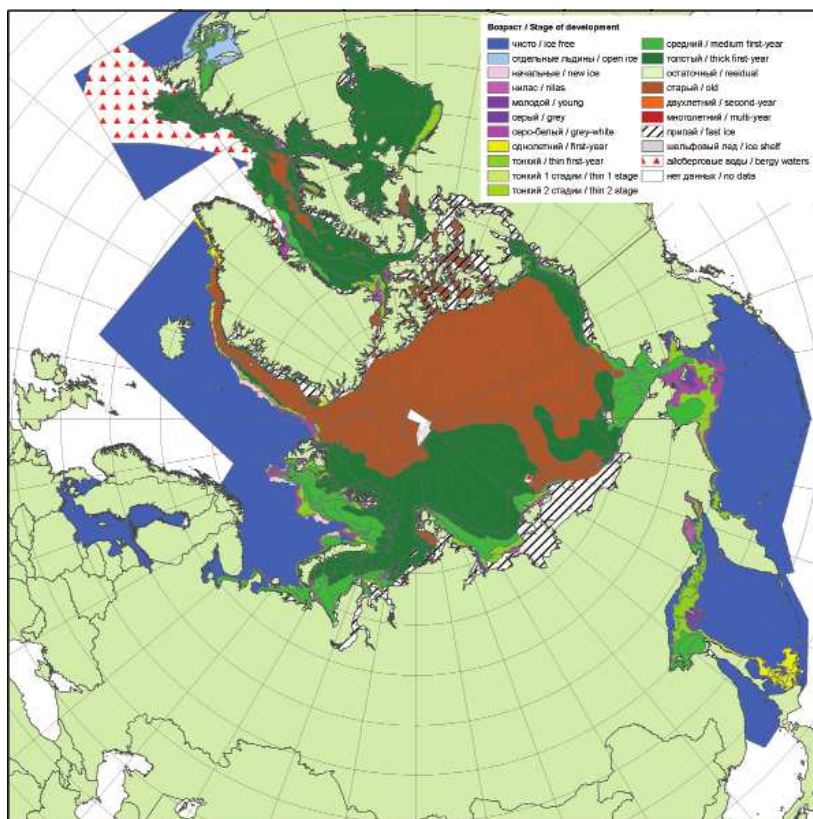


Рис. 2.2.1. Обзорная ледовая карта СЛО за 14 — 15 апреля 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

циклонического круговорота был смещен к побережью Аляски. По его южной периферии наблюдался перенос льдов вдоль побережья Аляски 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 морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в приполюсный район. Далее из приполюсного района в результате трансарктического дрейфа старые льды выносились в пролив Фрама вдоль восточного побережья Гренландии (рис. 2.2.2).

В поле сплоченности ледяного покрова хорошо прослеживалась однородность. Зоны пониженной сплоченности наблюдались в Гренландском, Баренцевом морях и в море Лаптевых, откуда льды выносились в результате дрейфа (зоны, выделенные голубым цветом на рис. 2.2.3 б).

В конце *мая*, который считается периодом максимального развития ледяного покрова, в структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды (преимущественно однолетние толстые льды), которые составляли около 50 % общего количества льда. Около 40 % общего количества льда составляли старые льды. Оставшееся количество льдов было представлено однолетними средними и тонкими льдами, а также молодыми льдами, которые

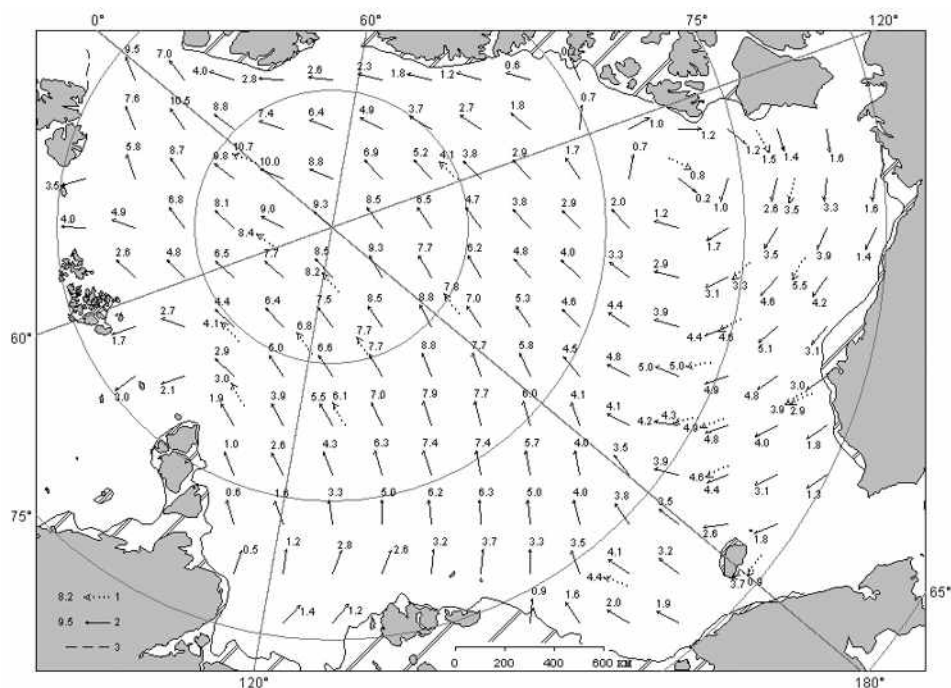


Рис. 2.2.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за апрель 2014 г.
1 — направление и скорость дрейфа (км/сут) автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки,
3 — кромка молодого льда.

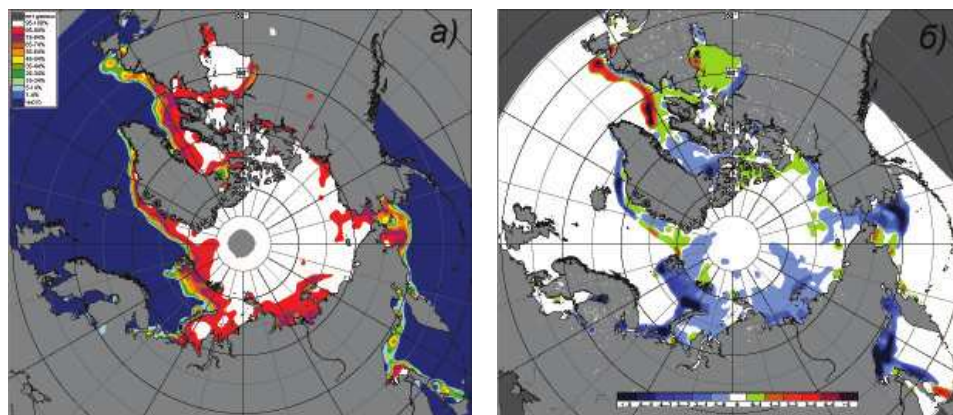


Рис. 2.2.3. Медианные распределения сплоченности льда в апреле 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

наблюдались в прикромочных областях морей российского и гренландского секторов Арктики (в Баренцевом, Гренландском и Чукотском морях) и в заприпайных полыньях.

Однолетние льды занимали весь западный район российского сектора Арктики и более половины приполюсного района. Старые льды наблюдались преимуще-

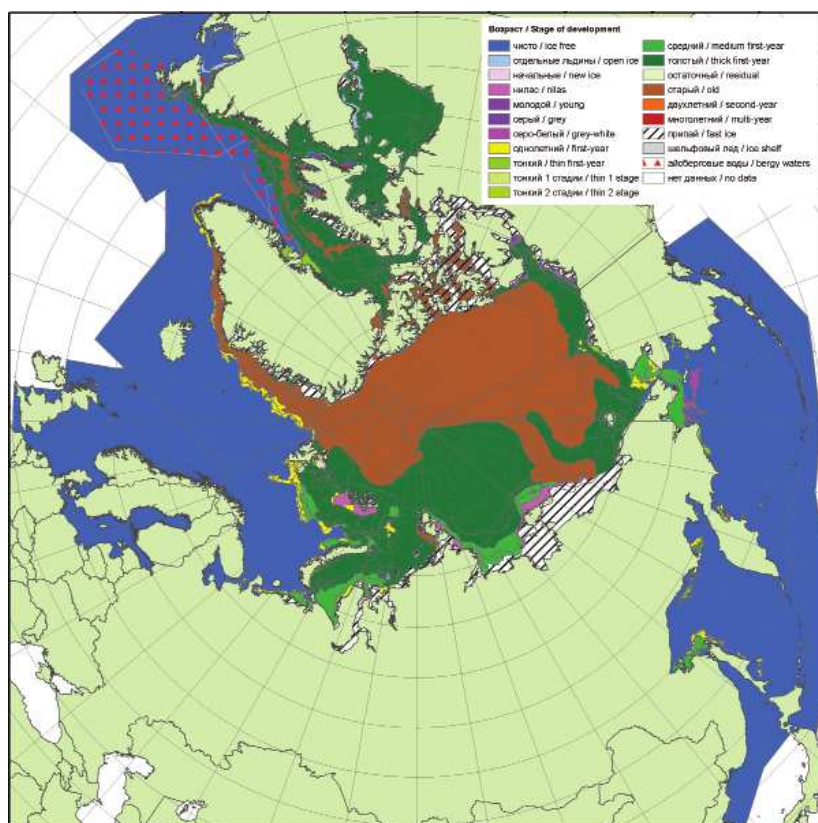


Рис. 2.2.4. Обзорная ледовая карта СЛО за 12—15 мая 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

ственно в канадском, гренландском и аляскинском секторах Арктики и частично в восточном районе российского сектора Восточно-Сибирского моря (рис. 2.2.4).

В поле дрейфа наблюдалось необычно обширное распространение Трансарктического переноса, охватившего выносом льда все моря российского сектора Арктики, кроме Баренцева и Карского, и направленного к северным границам этих морей и в пролив Фрама. Канадский антициклонический круговорот наблюдался в виде слабо развитого круговорота у побережья Аляски (рис. 2.2.5).

В распределении сплоченности льдов в мае в связи с развитием обширного Трансарктического переноса и выносом льда практически из всех окраинных морей наблюдалась отрицательная аномалия сплоченности во всех окраинных морях — от моря Лаптевых до моря Бофорта (зоны, выделенные голубым цветом на рис. 2.2.6 б).

В весенний период интенсивность нарастания льда в западном и восточном районах арктического сектора Арктики была невелика, что при позднем начале ледообразования осенью привело к пониженной толщине льда в российских арктических морях. Сформировавшиеся еще в первом квартале отрицательные аномалии толщины льда в российских арктических морях сохранились и во втором квартале. Аномалии толщины льда в конце периода нарастания (май) по данным полярных станций везде были отрицательными и составляли от -10 до -20 см (рис. 2.2.7).

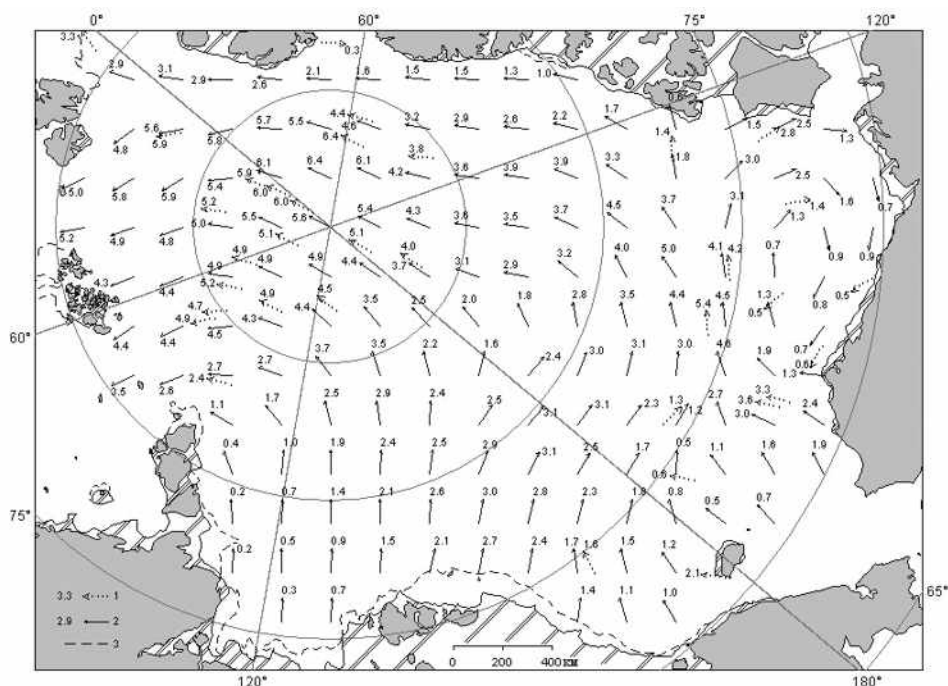


Рис. 2.2.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда за май 2014 г.

Условные обозначения см. рис. 2.2.2.

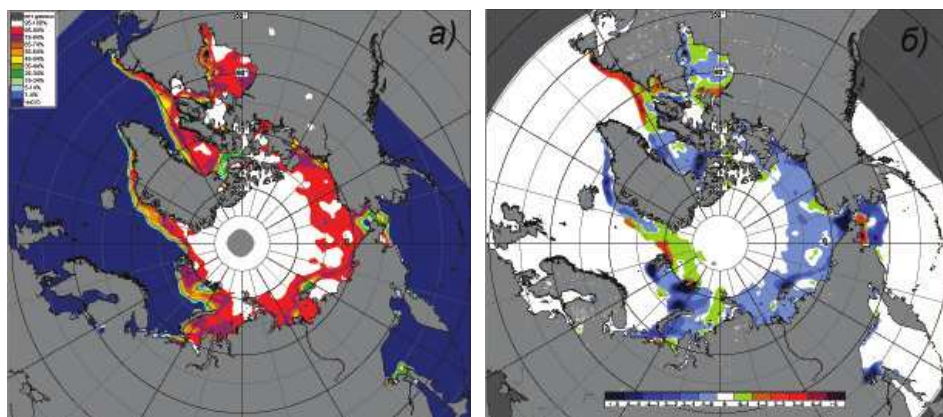


Рис. 2.2.6. Медианные распределения сплоченности льда в мае 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

Припай в морях западного района российского сектора Арктики был развит меньше, чем в среднем многолетнем, а в морях восточного района, наоборот, — больше, чем в среднем многолетнем. В Карском море площадь припая в период его максимального развития была почти на 40 % меньше нормы. Площадь припая в море Лаптевых оказалась меньше среднего многолетнего значения не столь существенно — только на 8 %. В Восточно-Сибирском море площадь припая почти на

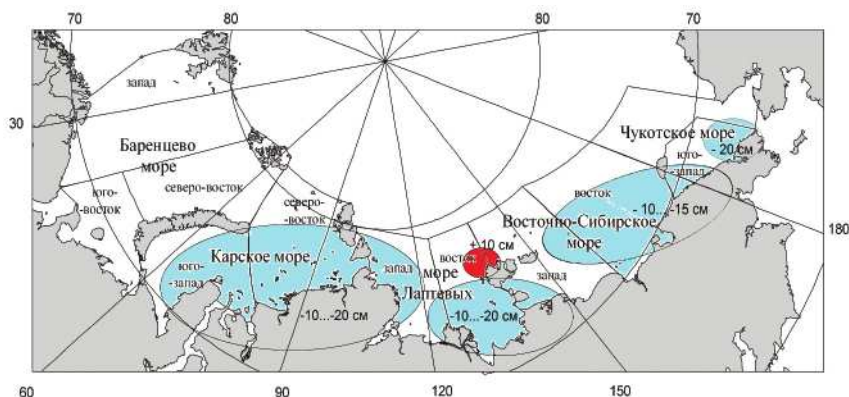


Рис. 2.2.7. Аномалии толщины льда в морях российского сектора Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания льда (май) в 2014 г.

9 % превысила среднее многолетнее значение. Припай вдоль чукотского побережья был близок к норме (11 % при норме 12 %).

В **июне** началось чрезвычайно быстрое очищение от льда морей западного района российского сектора Арктики — Баренцева и Лаптевых. В этих морях сформиро-

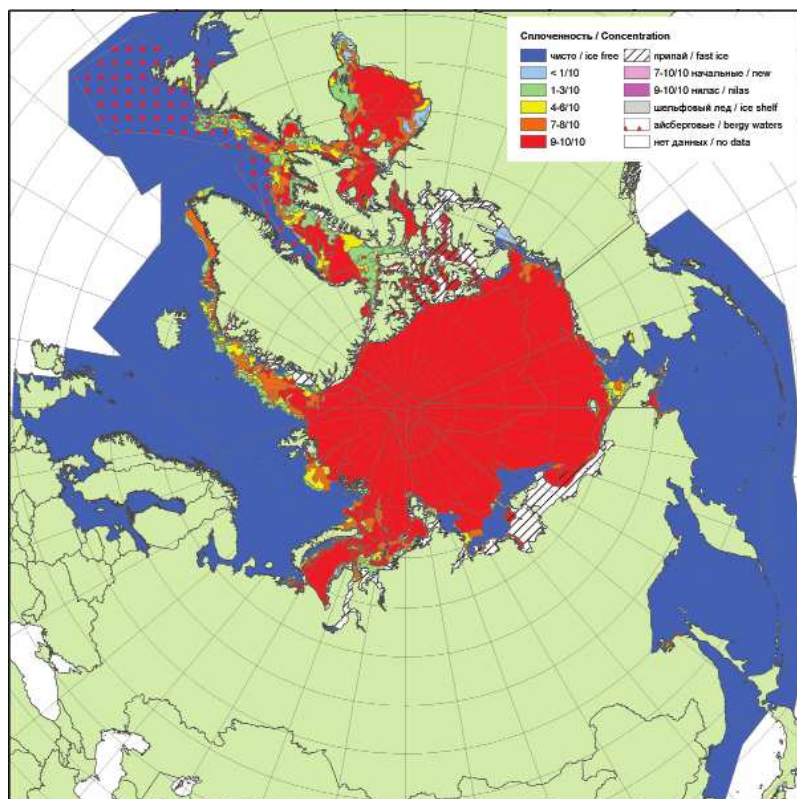


Рис. 2.2.8. Обзорная ледовая карта СЛЮ за 16—19 июня 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

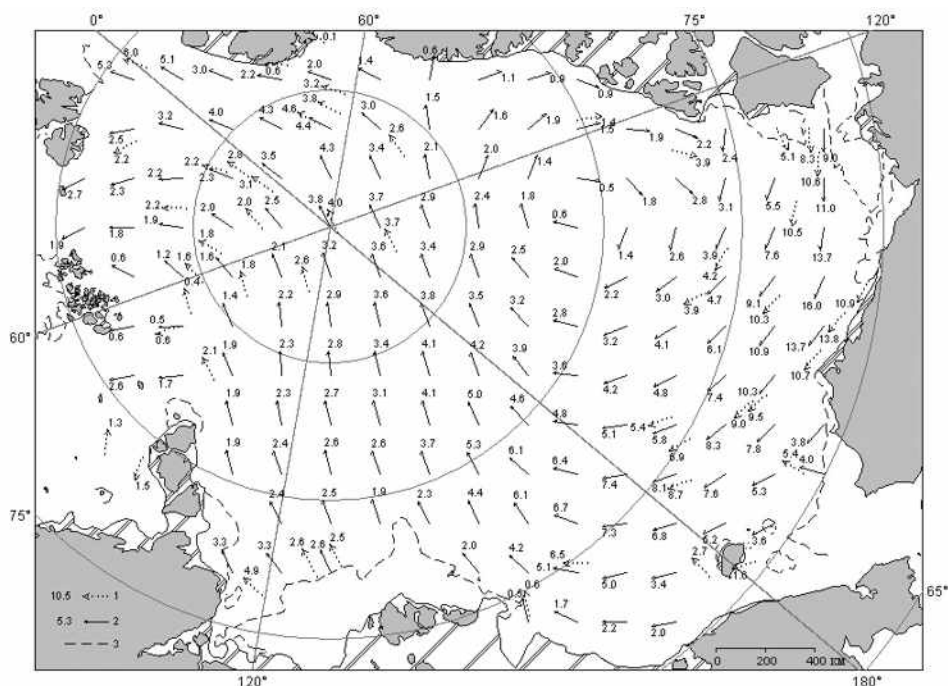


Рис. 2.2.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июнь 2014 г.

Условные обозначения см. рис. 2.2.2.

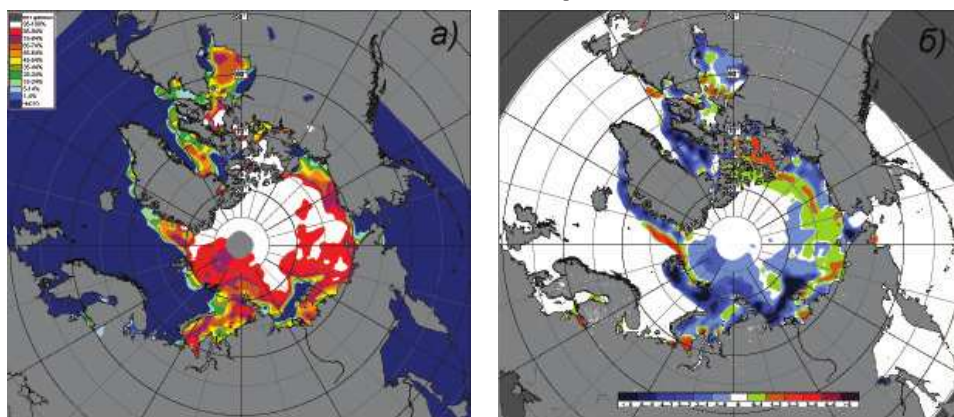


Рис. 2.2.9. Медианные распределения сплоченности льда в июне 2014 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

вались крупные положительные аномалии ледовитости. Очистение было, в первую очередь, связано с интенсивным дрейфом выносного характера из этих морей, адвекцией тепла в эти районы, постоянным наличием заприпайных полыней и последующим развитием тепловых процессов таяния и разрушения льда (рис. 2.2.8).

В поле дрейфа ледяного покрова в июне были четко выражены две основные структуры дрейфа: хорошо развитые Канадский антициклонический круго-

ворот с центром, смещенным к берегам Канадского Арктического архипелага, и Трансарктический перенос со стрежнем, смещенным к западу от своего обычного положения. Наблюдался мощный вынос льда из моря Лаптевых (рис. 2.2.9).

В результате хорошего развития основных структур дрейфа льда из западных морей российского сектора Арктики происходил интенсивный вынос льда, вследствие чего образовывались разряжения. В то же время, наблюдался перенос льда в восточные моря российского сектора Арктики (Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта) и увеличение там сплоченности ледяного покрова. В поле сплоченности ледяного покрова сформировались крупные отрицательные аномалии (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.10 б) во всех западных районах российских арктических морей и Баренцевом море. Зоны положительной аномалии сплоченности (выделены зеленым цветом на рис. 2.10 б) сформировались в тех районах, куда наблюдался перенос льда, — в восточных частях морей, а также у побережья моря Бофорта.

Общее количество льдов в СЛО, по оценкам, выполненным в отделе ледового режима и прогнозов ФГБУ «ААНИИ», во втором квартале оказалось в среднем на 4 % меньше среднего многолетнего значения (см. рис. 2.4.10).

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

К началу летнего периода в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях сложились следующие гидрометеорологические и ледовые условия: положительные аномалии температуры воздуха, преобладание однолетних льдов в российском секторе Арктики, сохранение значительного количества двухлетних льдов в северо-восточной части Карского и северной части Восточно-Сибирского моря, смещение основного массива старых льдов в гренландский и канадский секторы Арктики.

В структурном составе льдов бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды, которые составляли около 60—65 % общего количества льда. Около 35—40 % общего количества льда составляли старые льды. Однолетние льды занимали западный и восточный районы российского сектора и прибрежную часть аляскинского сектора Арктики. Старые льды наблюдались преимущественно в канадском и гренландском секторах Арктики, в части приполюсного района и в мористой части аляскинского сектора.

В начале июля в результате выносного характера дрейфа и интенсивного разрушения льда в морях западного района российского сектора Арктики сформировались обширные зоны чистой воды. В морях Баренцевом и Лаптевых ледовитость оказалась на 20—25 % меньше средних многолетних значений.

В морях восточного района российского сектора Арктики и в море Бофорта также сформировались отрицательные аномалии ледовитости, но они были не так значительны. Ледовитость в этих морях была меньше нормы на 5—10 %.

На таком благоприятном фоне, который особенно ярко проявился в западных морях российского сектора Арктики, начались летние процессы.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градиентам на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль — сентябрь 2014 г. приведены на рис. 2.3.1—2.3.9.

В *июле* продолжалось интенсивное очищение западных морей Арктики (Баренцева, юго-западной части Карского и Лаптевых), а также Чукотского моря.

К концу июля значительная часть акватории этих морей очистилась от дрейфующих льдов. Аномалии ледовитости в этих морях составили $-35\ldots-60\%$. Большое количество льдов сохранялось в северо-западной части Карского моря, а также в морях Восточно-Сибирском и Бофорта. Интенсивность развития ледовых условий в этих районах была близка к средней многолетней (рис. 2.3.1).

В поле дрейфа льда (рис. 2.3.2) наблюдалось хорошо выраженное развитие основных структур дрейфа — Трансарктического переноса льда и Канадского антициклонического круговорота.

Стрежень Трансарктического переноса льда располагался на линии северная часть моря Лаптевых — северное побережье Гренландии. Наблюдался интенсивный вынос льда из моря Лаптевых.

Центр Канадского антициклонического круговорота был смещен к полюсу и располагался на параллели 80° в.д., в северной части моря Бофорта. Его развитие обусловило поступление старых льдов в море Бофорта, интенсивный прибрежный перенос старых льдов вдоль побережья Аляски и поступление этих льдов в северные части морей Чукотского и Восточно-Сибирского. Поступление льдов в моря восточного района российского сектора Арктики обеспечило сохранение в них ледовитости, близкой к норме.

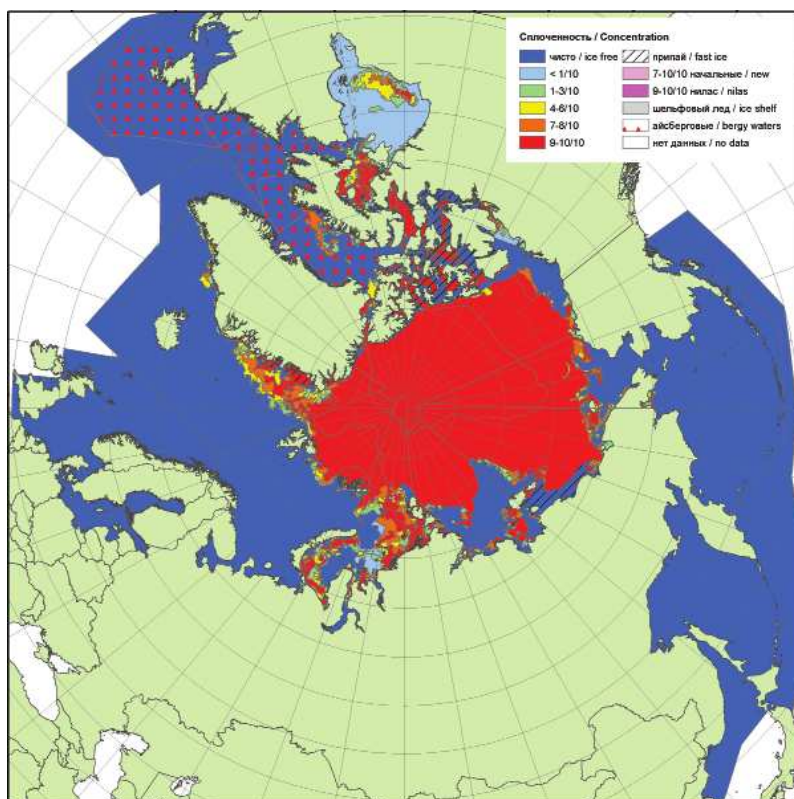


Рис. 2.3.1. Обзорная ледовая карта за 14—15 июля 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

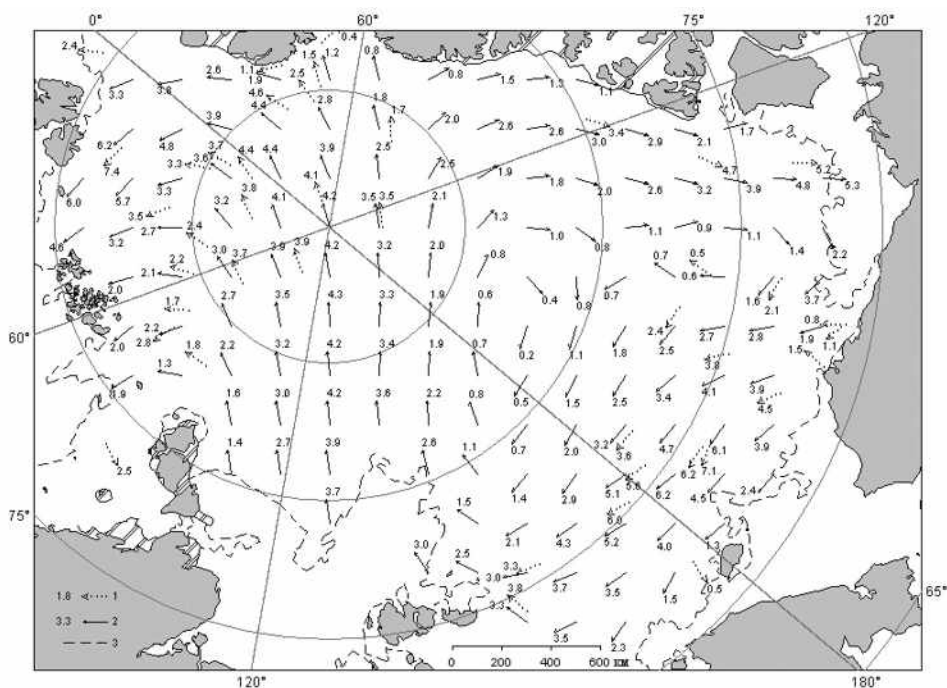


Рис. 2.3.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за июль 2014 г.

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

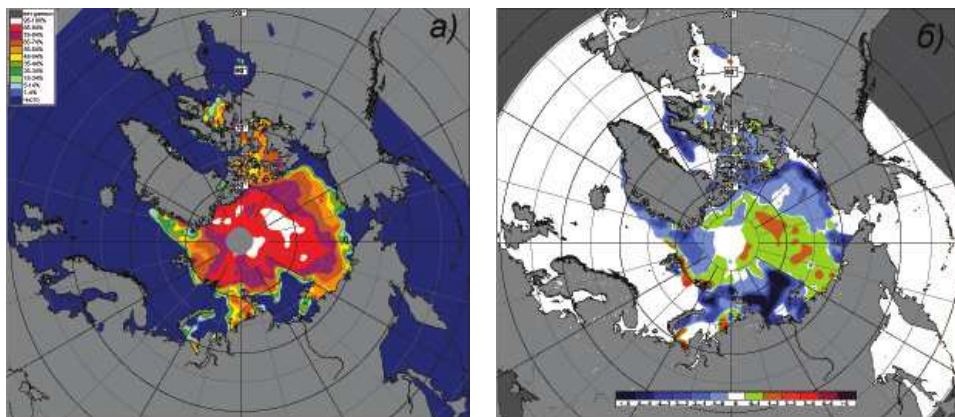


Рис. 2.3.3. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была меньше нормы (рис. 2.3.3 а). Основной вклад в формирование отрицательных аномалий ледовитости и сплоченности льда вносили окраинные западные моря и море Лаптевых (зоны, выделенные на рисунке синим цветом). Положительные аномалии сплоченности льда наблюдались в морях Восточно-Сибирском и Бофорта, а также в припо-

люсном районе и гренландском секторе, 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, и произошло это в среднем на 5—15 суток раньше средних многолетних сроков.

В течение **августа** продолжалось 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). Так же быстро очистилась вся прибрежная часть моря Бофорта и значительная часть Чукотского моря.

Граница отступления дрейфующих льдов на север, в море Лаптевых, в августе 2014 г. превзошла свой исторический минимум, наблюдавшийся в 2007 и 2012 гг. Вместе с тем, сохранялось большое количество льдов, включая двухлетние, в северо-восточной части Карского и Восточно-Сибирского морей (рис. 2.3.4).

В августе в поле дрейфа льда существенных изменений не наблюдалось. Трансарктический перенос льда сохранил свое положение и обусловил экстремальный вынос льдов из моря Лаптевых на север. Канадский антициклонический круговорот также был развит и поддерживал поступление льдов в моря Бофорта, Восточно-Сибирское и Чукотское (рис. 2.3.5).

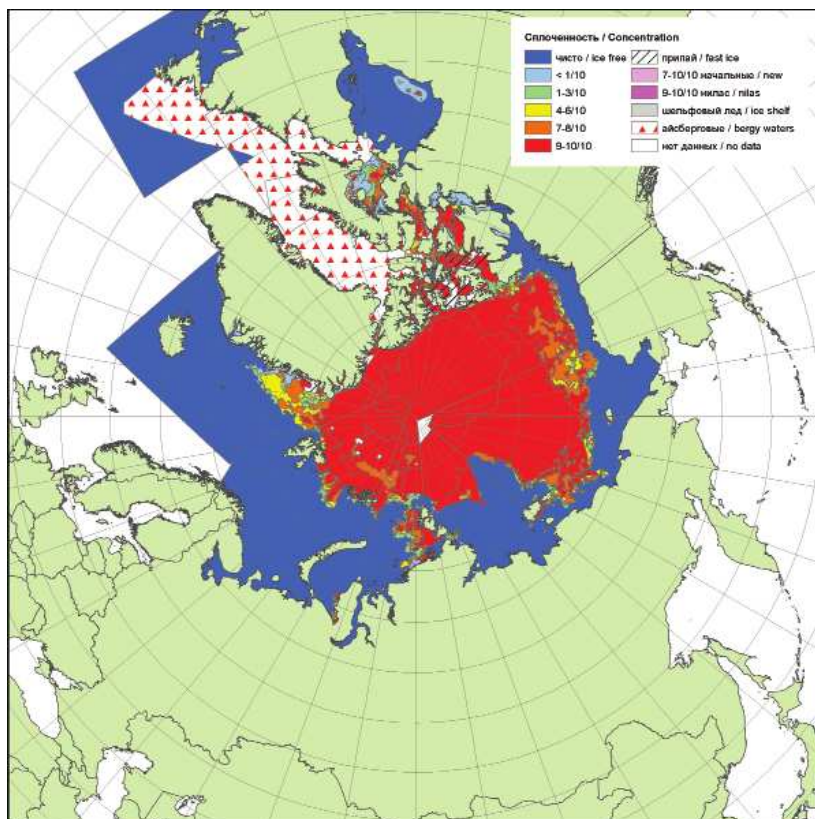


Рис. 2.3.4. Обзорная ледовая карта за 11—12 августа 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

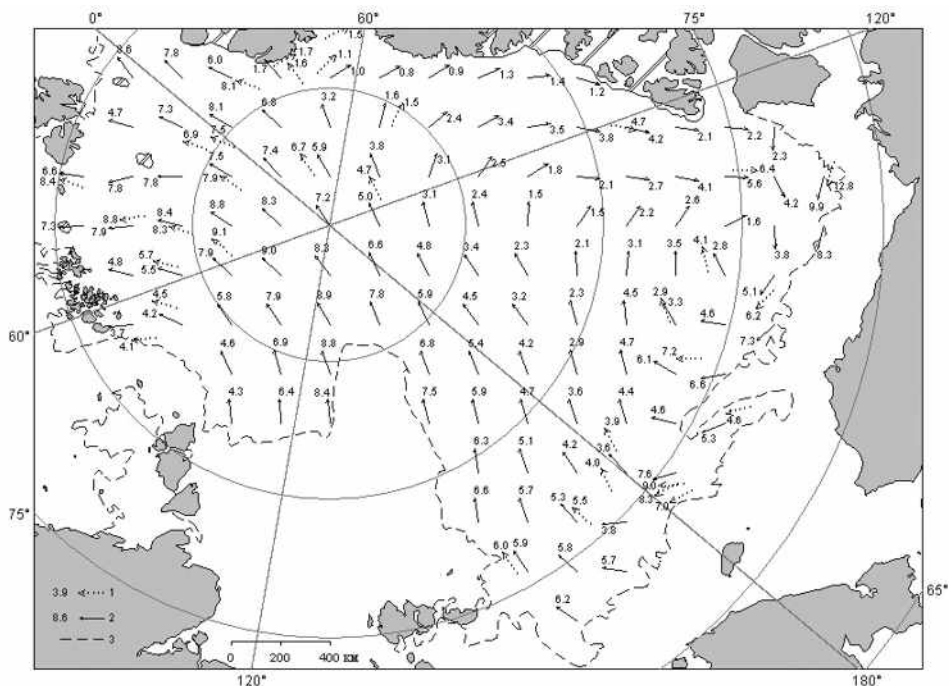


Рис. 2.3.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2014 г.

Условные обозначения см. рис. 2.3.2.

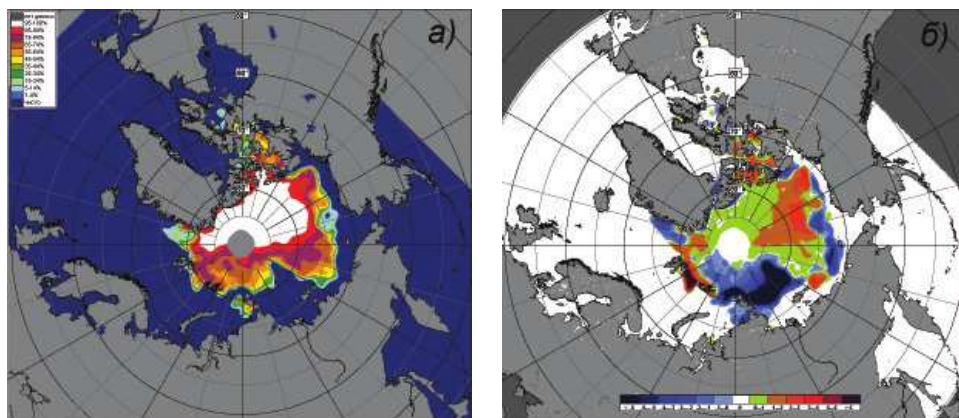


Рис. 2.3.6. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

В результате смещения массива арктических льдов к побережью Гренландии и к Канадскому Арктическому архипелагу, переноса льда в моря Бофорта и Восточно-Сибирское в этих районах сформировались положительные аномалии сплоченности льда (на рис. 2.3.6 зоны, выделенные зеленым и красным цветами). В результате интенсивного таяния и выноса льда в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых в поле

сплоченности льда сформировались отрицательные аномалии (на рис. 2.3.6 зоны, выделенные синим цветом).

В течение первой половины **сентября** продолжалось сокращение площади ледяного покрова в СЛО. Уменьшение ледовитости отмечалось и в окраинных морях, в которых еще сохранялись остаточные льды, — на северо-востоке Карского, в Восточно-Сибирском и Бофорта.

В середине сентября в прикромочной зоне дрейфующих льдов в районе параллели 80° с.ш. началось ледообразование. В конце сентября волна ледообразования подошла к северным границам арктических морей. Ледообразование также начало отмечаться в зонах остаточных льдов в морях Карском, Восточно-Сибирском, Бофорта.

Основная масса льдов, сохранившихся после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, сместилась в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики. Большие массивы остаточных льдов наблюдались в морях Карском, Восточно-Сибирском и Бофорта (рис. 2.3.7).

В сентябре в поле дрейфа льда (рис. 2.3.8) существенных изменений не наблюдалось. Трансарктический перенос льда сохранил свое положение и поддерживал вы-

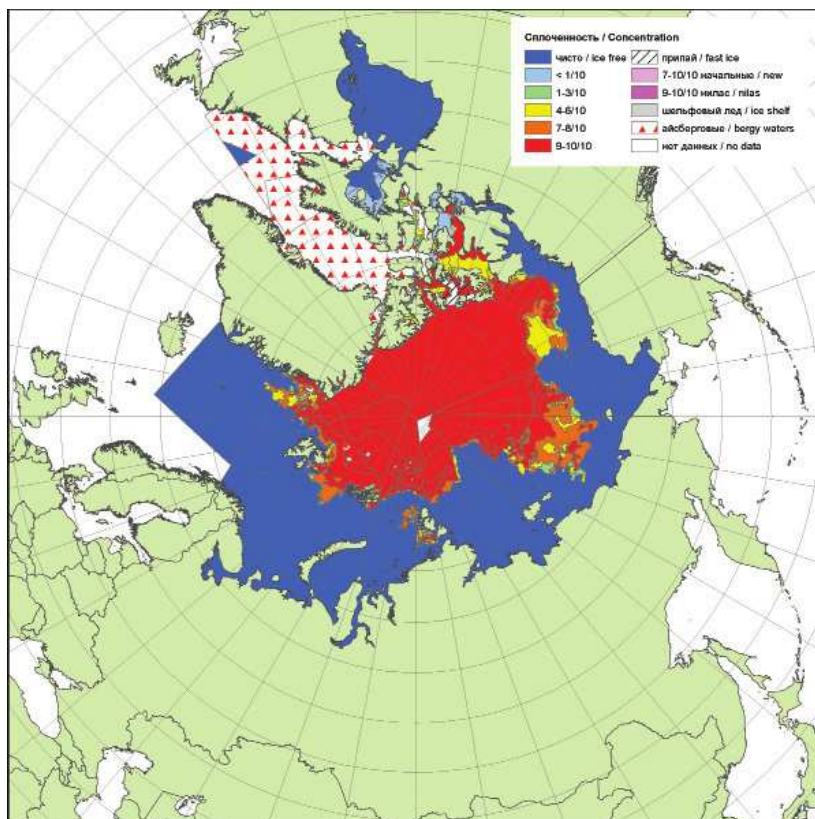


Рис. 2.3.7. Обзорная ледовая карта за 15—16 сентября 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

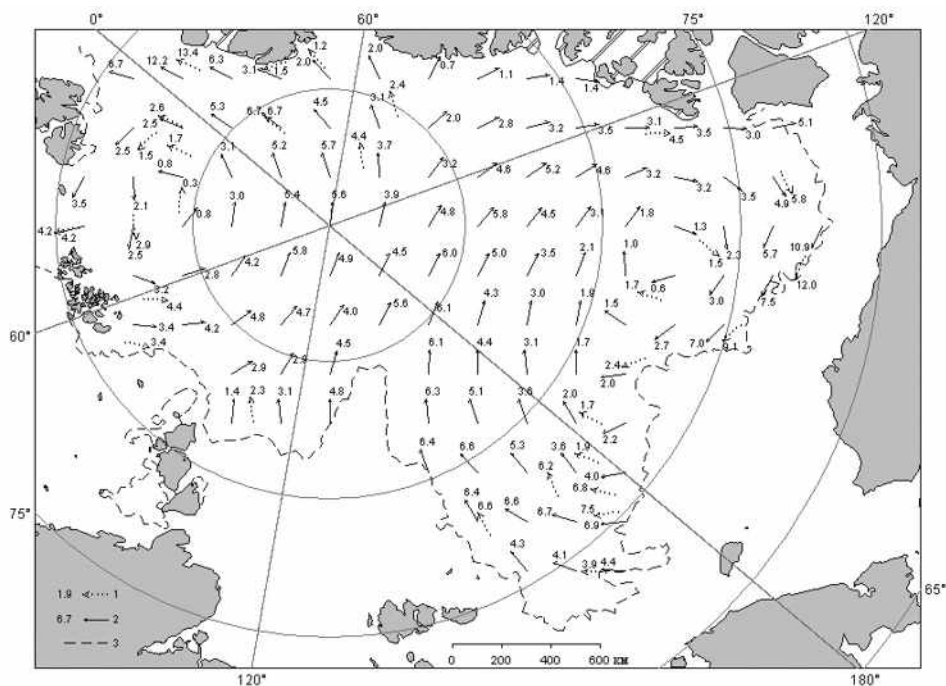


Рис. 2.3.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за сентябрь 2014 г.
Условные обозначения см. рис. 2.3.2.

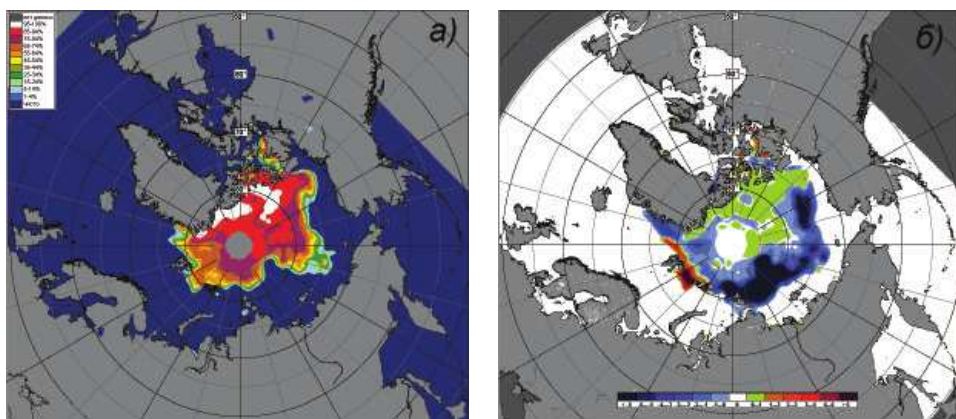


Рис. 2.3.9. Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

нос льдов из моря Лаптевых. Канадский антициклонический круговорот также был развит и поддерживал поступление льдов в моря Бофорта и Восточно-Сибирское.

В сентябре сохранились значительные отрицательные аномалии сплоченности льда в морях западного района российского сектора Арктики (на рис. 2.3.9 зоны, выделенные темно-синим цветом). Положительные аномалии сплоченности сохраня-

лись, в целом, во всей восточной части Северного Ледовитого океана (на рис. 2.3.9 б зоны, выделенные зеленым и красным цветами).

Общая площадь дрейфующих льдов в Северном Ледовитом океане в середине сентября 2014 г. составила 5,1 млн км² при норме 6,3 млн км², что на 19 % меньше средних многолетних значений (табл. 2.3.1). Вместе с тем, нужно отметить, что в целом по СЛО и в западном секторе 45°з.д.—95°в.д. (Гренландское — Карское моря) в 2014 г. площадь льда на 145—150 тыс. км² превысила среднее значение за последние десять лет (2004—2014 гг.). В двух других крупных секторах — секторе 95°в.д. — 170°з.д. (моря Лаптевых — Чукотское, Берингово, Охотское) и секторе 170 — 45°з.д. (море Бофорта и канадская Арктика) площадь льда в середине сентября 2014 г. оказалась на 90—140 тыс. км² меньше среднего значения за последнее десятилетие.

Таблица 2.3.1

Медианные значения ледовитости (*S*) за 15 — 21 сентября 2014 г. и ее аномалии по отношению к периодам 2002—2014 и 1978—2014 гг. по данным наблюдений SSMR-SSM/I-SSMIS, алгоритм NASATEAM

Район, сектор	<i>S</i> , тыс. км ²	Аномалия, тыс. км ²						
		2009	2010	2011	2012	2013	2002— 2014	1978— 2014
СЛО	5065,1	−192,9	373,4	502,8	1619,5	−23,6	144,7	−1168,6
45°з.д. — 95°в.д. (Гренландское — Карское моря)	1388,4	−6,4	67,3	165,3	396,4	553,3	147,6	−74,9
95°в.д. — 170°з.д. (моря Лаптевых — Чукотское, Берингово, Охотское)	1233,9	−308,0	−92,8	−128,6	444,7	−308,2	−139,6	−815,4
170°з.д. — 45°з.д. (море Бофорта и канадская Арктика)	2442,8	−39,8	−91,5	31,9	193,4	−132,6	−86,7	−703,0

После самого теплого летнего периода 2012 г., когда наблюдалась минимальная за весь период наблюдений площадь льда в Северном Ледовитом океане, в течение последующих двух лет площадь распространения льда увеличилась и в среднем за сентябрь 2014 г. составила 5,2 млн км², что на 1,6 млн км² больше, чем было в то же время в 2012 г. (см. рис. 2.4.10).

Нужно отметить, что летний ледовый период 2014 г. был самым тяжелым за последние два десятилетия для восточного побережья Канады, а тяжелые льды в проливе Виктория блокировали главную трассу Северо-Западного прохода на протяжении всего сезона.

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

Ледообразование в арктическом бассейне началось в середине сентября 2014 г., что на полмесяца позже средних сроков. На северных границах всех арктических морей (от Баренцева до Бофорта) молодые льды стали наблюдаться в начале октября. Ледообразование в осенний период 2014 г. характеризовалось слабой интенсивностью.

Количество молодых льдов, появившихся в СЛО с середины сентября по середину октября, составило приблизительно 1,6 млн км² (это на 0,4 млн км² меньше среднего многолетнего значения).

Ледообразование в арктических морях России в осенний период началось позже нормы на 5—15 суток, и особенно поздно в Чукотском море — на 30—50 суток.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям за каждый месяц, а также поля среднемесячного дрейфа за период октябрь — декабрь 2014 г. приведены на рис. 2.4.1—2.4.9.

В середине **октября** началось ледообразование и молодые льды появились в прибрежной части всех окраинных арктических морей, кроме Чукотского. Одновременно с подходом волны ледообразования к северным границам морей оно началось и среди остаточных льдов, которые сохранились на северо-западе Карского и в центральной части Восточно-Сибирского моря. Интенсивность ледообразования была низкой.

В третьей декаде октября обширные акватории всех окраинных морей — от Гренландского до Бофорта — были свободны от льда (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-

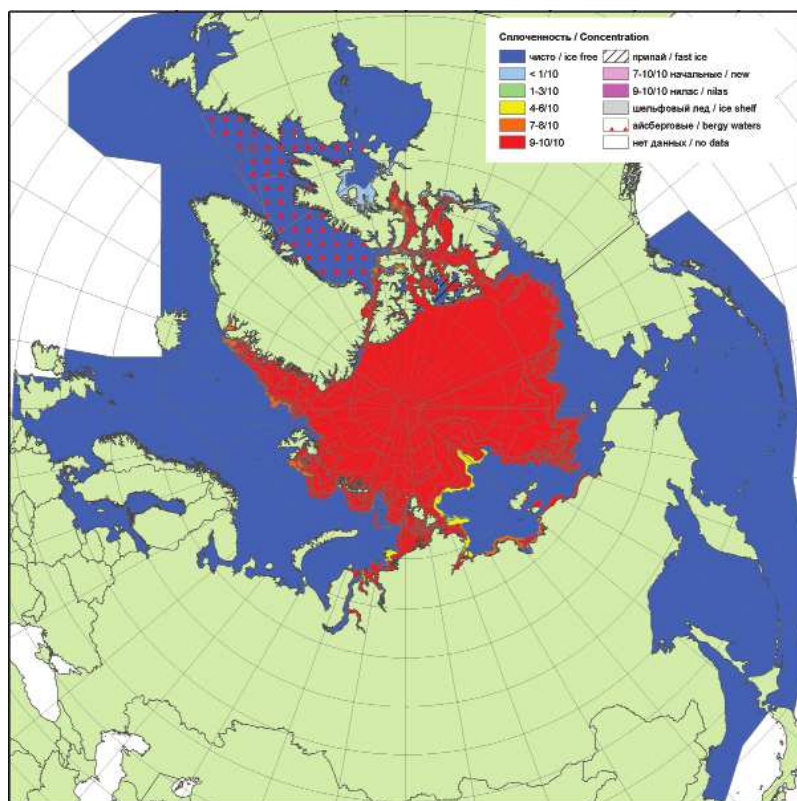


Рис. 2.4.1. Обзорная ледовая карта за 13—14 октября 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

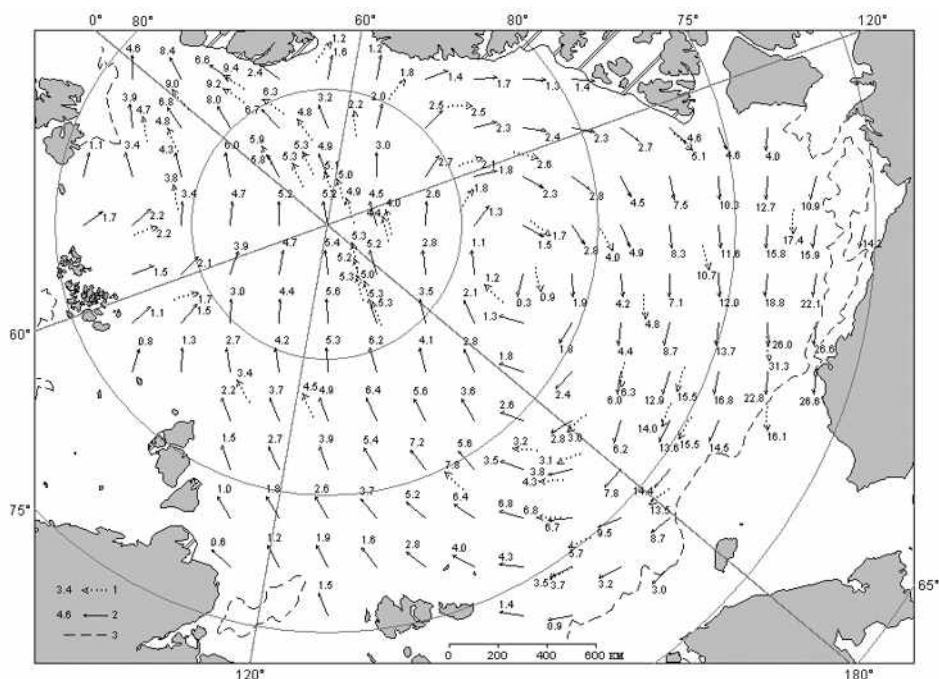


Рис. 2.4.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за октябрь 2014 г.

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

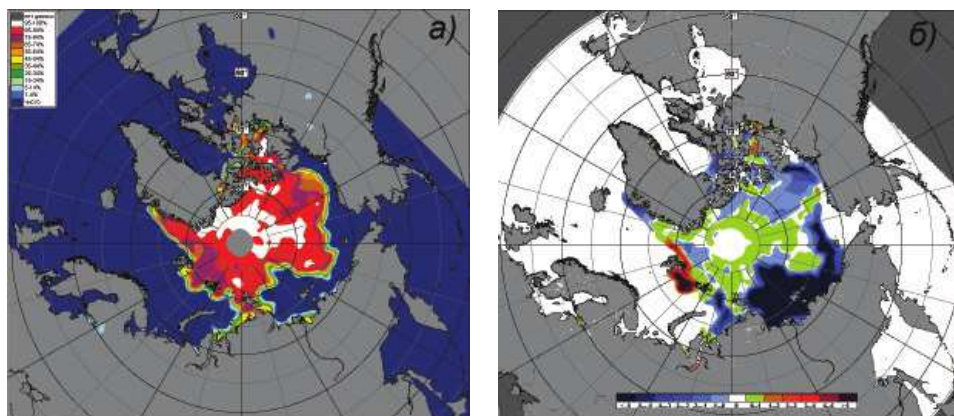


Рис. 2.4.3. Медианное распределение сплоченности льда в октябре 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

Сибирского не смог помешать быстрому распространению молодого льда в этих морях. Центр Канадского антициклонического круговорота льда был смещен к приполюсному району. Круговорот был хорошо развит, включая его прибрежную ветвь, направленную 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 сформировались области пониженной и повышенной сплоченности. Области пониженной сплоченности наблюдались в окраинных морях — от Баренцева до Бофорта, в котором в течение всего октября наблюдались обширные акватории, свободные от льда (на рис. 2.4.2 б зоны, выделенные синим цветом). Зоны повышенной сплоченности наблюдались в приполюсном районе и в гренландском секторе Арктики, куда лед выносился в процессе Трансарктического переноса, а также в Чукотском море, куда лед приносило прибрежной ветвью Канадского антициклонического круговорота (на рис. 2.4.2 б зоны, выделенные зеленым цветом).

В ноябре продолжалось ледообразование и увеличение толщины льда. Нарастание льда в самом бассейне и окраинных морях происходило со средней интенсивностью. Это хорошо прослеживается по появлению льдов старшего возраста в окраинных морях. 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).

В восточных окраинных морях (восточная часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей) ледообразование развивалось крайне медленно и обширные акватории этих морей были свободны от льда.

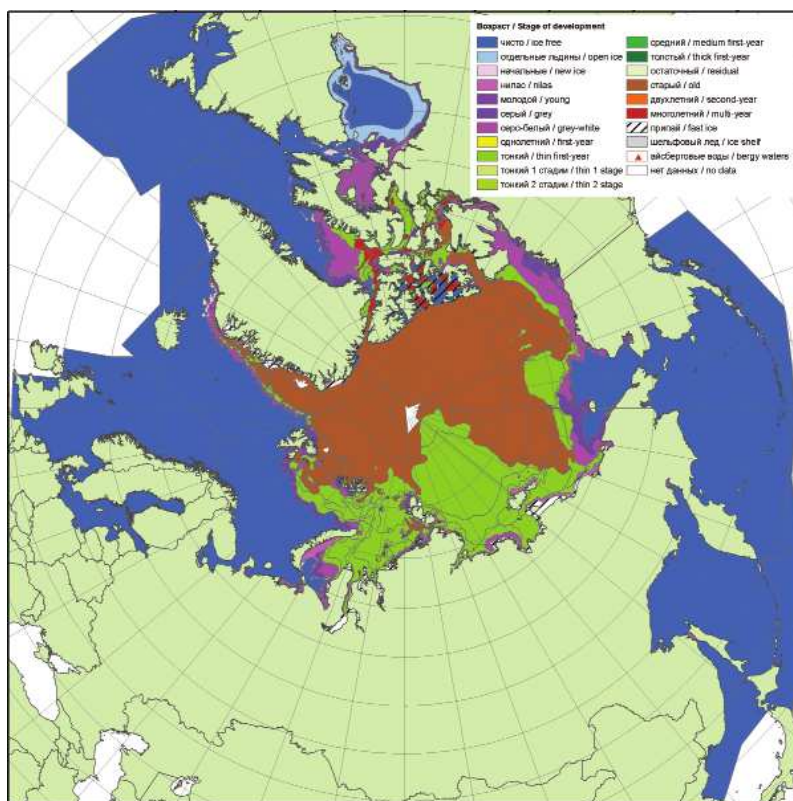


Рис. 2.4.4. Обзорная ледовая карта за 17—18 ноября 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

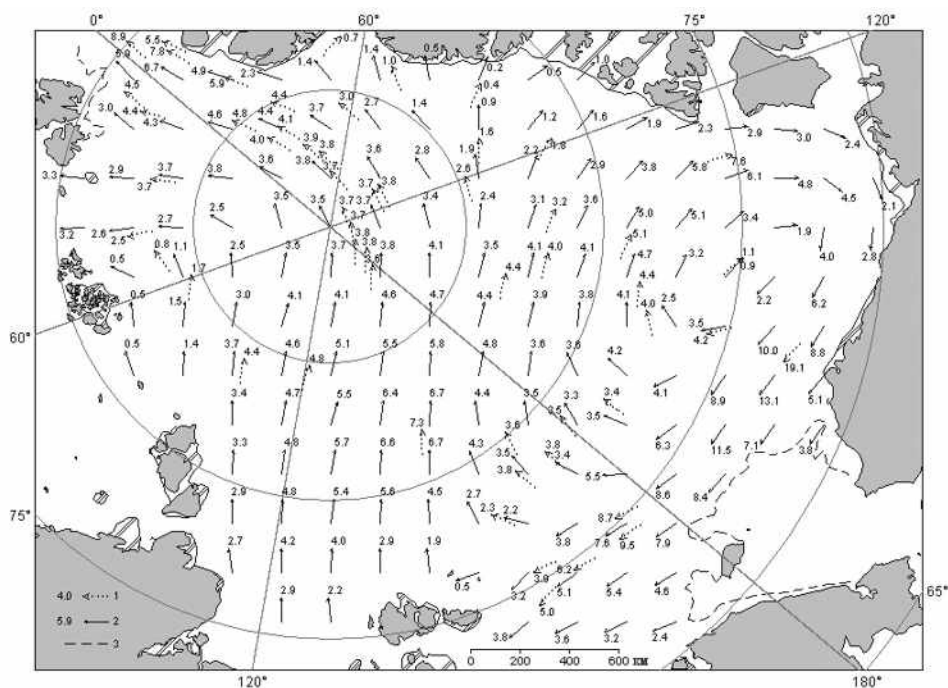


Рис. 2.4.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за ноябрь 2014 г.

Условные обозначения см. рис. 2.4.2.

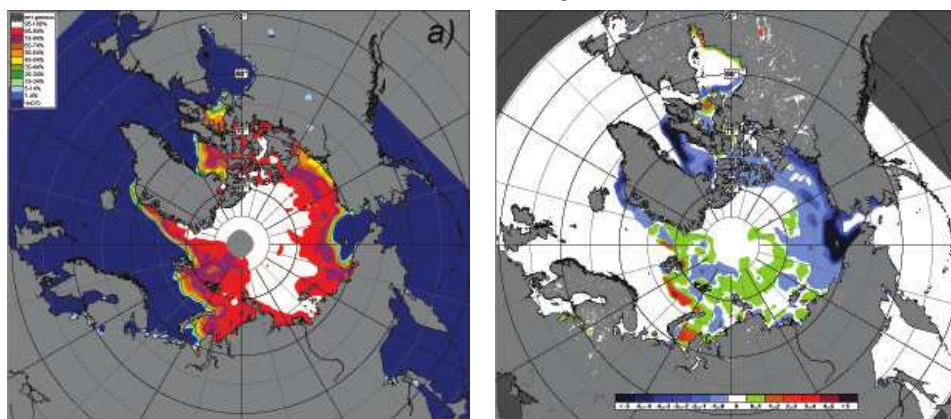


Рис. 2.4.6. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

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 около 50 % площади СЛО (рис. 2.4.4).

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

такой мощный вынос льдов, который наблюдался 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 океана и в западных окраинных морях (на рис. 2.4.6 б зона, выделенная зеленым цветом). Отрицательная аномалия сплоченности наблюдалась в Восточно-Сибирском и Чукотском морях (на рис. 2.4.6 б зона, выделенная синим цветом).

В **декабре** наблюдались дальнейшее развитие ледяного покрова и увеличение его толщины. Несмотря на позднее начало ледообразования в осенний период, интенсивность нарастания льда была близка к средней многолетней во всех морях, кроме Чукотского. В середине декабря в северной части акваторий всех арктических морей, начиная от Баренцева моря и далее на восток до моря Бофорта (кроме Чукотского моря), 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.

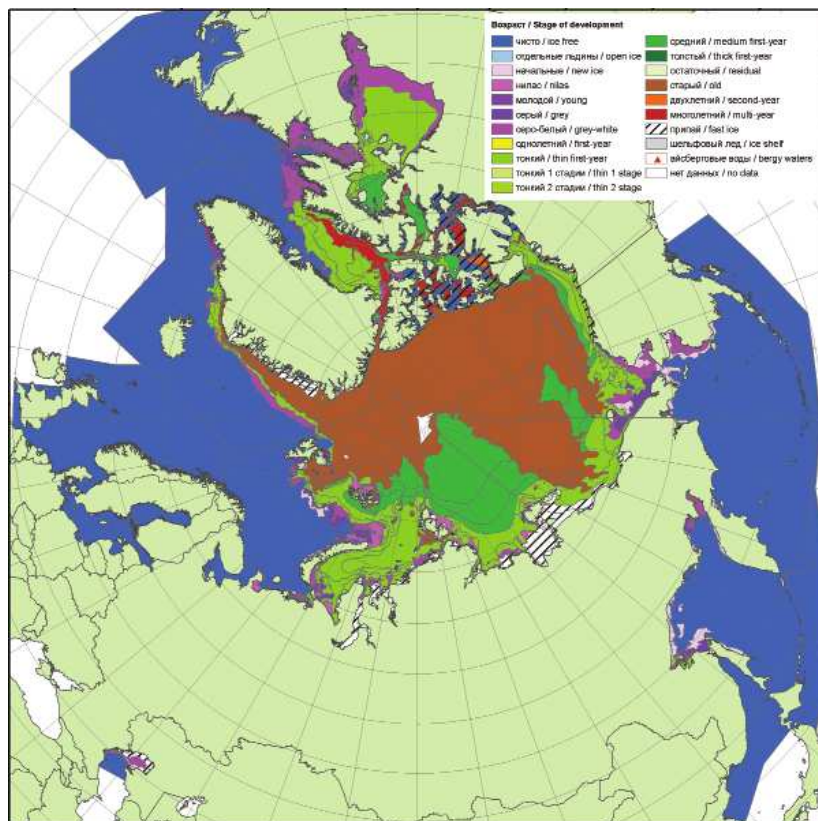


Рис. 2.4.7. Обзорная ледовая карта за 15—16 декабря 2014 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США.

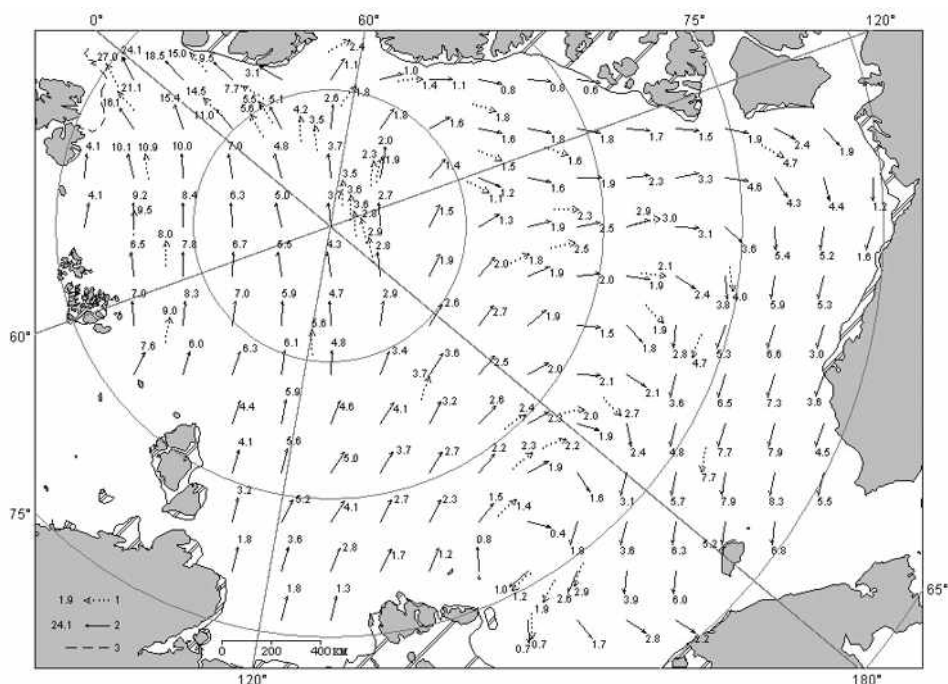


Рис. 2.4.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) за декабрь 2014 г.
Условные обозначения см. рис. 2.4.2.

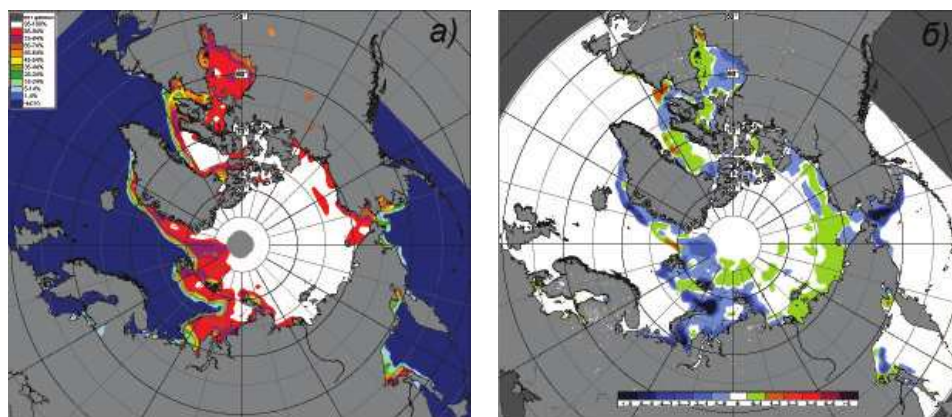


Рис. 2.4.9. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2014 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2014 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

Только в окраинных морях российского сектора Арктики (Карском и Чукотском), в самых крайних их частях, наблюдались преобладание молодых льдов 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 в пролив Фрама, а также Канадский антициклонический круговорот с центром, смещенным в северную часть Восточно-Сибирского моря, и хорошо выраженной ветвью прибрежного дрейфа льда, направленного вдоль побережья Аляски в сторону Чукотского моря (рис. 2.4.8).

В поле сплоченности (рис. 2.4.9 б) отрицательные аномалии (зоны, выделенные синим цветом) сохранялись в морях западного района российского сектора Арктики. Одновременно отмечалось формирование зон положительных аномалий сплоченности (зоны, выделенные зеленым цветом) в морях восточного района российского сектора Арктики и море Бофорта.

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 2014 г.) по годам на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости показывает, что общее количество льда в целом по СЛО и его отдельным секторам в течение всего 2014 г. было меньше среднего многолетнего значения.

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в конце декабря 2014 г. составила 12,89 млн км² при норме 13,62 млн км², т.е. была на 5 % меньше средних многолетних значений (см. рис.2.4.10).

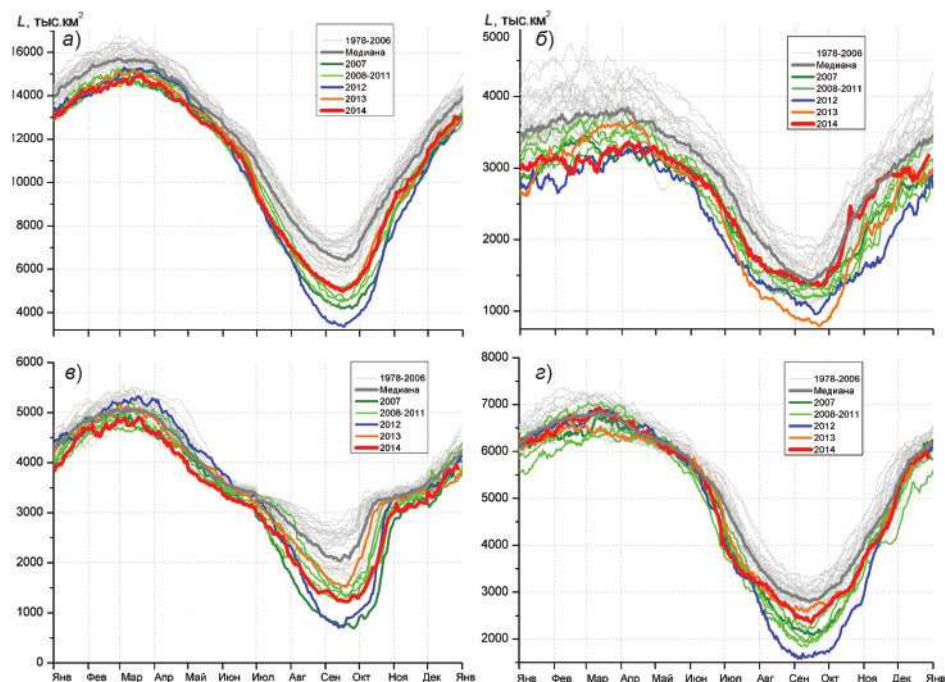


Рис. 2.4.10. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северной полярной области и трех меридиональных секторов за период 26 октября 1978 г. — 30 декабря 2014 г. по годам на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2, алгоритмы NASATEAM/BOOTSTRAP.

- 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).

Однако развитие ледовых условий в разных секторах и в разные сезоны года характеризовалось своими особенностями.

Основной вклад в формирование легких ледовых условий в течение всего года вносили моря восточного района российского сектора Арктики (меридиональный сектор 95° в.д.—170° з.д., моря Лаптевых — Чукотское и Берингово, Охотское).

Однако в двух других секторах Арктики — меридиональных секторах 95° в.д. — 170° з.д. (Гренландское — Карское моря) и 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 сравнении ледовитости в 2014 г. в этих секторах со средними значениями за последнее десятилетие (период 2002—2012 гг.) выяснилось, что ледовитость в 2014 г. (как и в 2013 г.) была самой большой за последнее десятилетие.

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, расположенных на устьевых участках рек, и кодом КН-02 с полярных станций, расположенных на устьевых взморьях рек Оби и Енисея.

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна Карского моря

Нарастание льда в зимне-весенний период

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось на реках Таз и Енисее в январе и на реке Оби в феврале. В апреле на реках Оби и Енисее продолжалось нарастание льда, в то время как на реке Таз уже отмечалось его таяние.

В табл. 2.5.1 приведены данные о нарастании льда ежемесячно с января по апрель на устьевых участках рек Оби, Енисея и Таз.

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	63	9	82	19	82	0	83	1
Таз	Тазовское	86	24	107	21	108	1	104	–4
Енисей	Игарка	81	20	90	9	95	5	99	4
	Дудинка	86	23	103	17	118	15	125	7
	Караул	104	43	123	19	136	13	141	5

В табл. 2.5.2 приведены аномалии толщины льда по вышеуказанным пунктам на конец апреля, т.е. в период, близкий к периоду максимального нарастания льда. Толщина льда оказалась меньше средних многолетних значений на 19—33 см

Таблица 2.5.2

Толщина льда в конце апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина, см		
		2014 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	83	102	–19
Таз	Тазовское	104	137	–33
Енисей	Игарка	99	97	2
	Дудинка	125	131	–6
	Караул	141	137	+4

на устьевых участках рек Оби и Таз. На устьевом участке реки Енисея в пунктах Игарка и Караул толщина льда была близка к норме (больше нормы на 2—4 см), в п. Дудинка — меньше нормы на 6 см.

Высота снега на льду в конце апреля в рассматриваемых пунктах составляла от 18 см в п. Салехард до 43 см в остальных наблюдательных пунктах.

В табл. 2.5.3 приведены данные о нарастании льда ежемесячно с января по май на устьевых взморьях рек Оби и Енисея по данным полярных станций.

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	90	30	121	31	135	14	141	6	139	–2
Енисейский залив	Сопочная Карга	106	30	125	19	136	11	144	8	143	–1

Наибольшее нарастание льда наблюдалось в Обской губе в январе и феврале и в Енисейском заливе в январе. В мае и июне было отмечено незначительное таяние льда.

В табл. 2.5.4 приведены аномалии толщины льда на устьевом взморье рек Оби и Енисея 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 рек Оби и Енисея

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Среднее	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	141	139	2
Енисейский залив	Сопочная Карга	144	167	–23

Толщина льда в конце апреля на устьевом взморье реки Оби была близка к норме, в то время как на устьевом взморье реки Енисея — на 23 см меньше нормы.

Высота снега на льду в конце апреля составила 29 см в п. Сопочная Карга и 49 см в п. Новый Порт.

Характеристика процесса вскрытия рек

Признаком начала разрушения льда весной является образование закраин. В 2014 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря закраины появились: на реках Оби и Енисее во второй декаде мая, на реке Таз в третьей декаде мая.

Первая подвижка льда на устьевых участках реки Оби была отмечена 20 мая, реки Таз — 15 июня, реки Енисей — с 16 мая по 3 июня. Затопы льда наблюдателями отмечались на реке Енисее ниже по течению от п. Игарка с 17 по 19 мая.

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

Таблица 2.5.5

Сроки вскрытия и очищения на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обь	Салехард	21.05	26.05	–5	24.05	1.06	–8
Таз	Тазовское	15.06	11.06	4	18.06	15.06	3
Енисей	Игарка	20.05	28.05	–8	1.06	8.06	–7
	Дудинка	30.05	4.06	–5	6.06	11.06	–5
	Караул	4.06	9.06	–5	10.06	16.06	–6

Весенний ледоход начался на устьевых участках рек Оби и Енисей на 5—8 дней раньше нормы, на устьевом участке реки Таз на 4 дня позже нормы.

Продолжительность весеннего ледохода на устьевых участках рек составила: 3 дня на реках Оби и Таз, 6—12 дней на реке Енисее.

Очищение от льда устьевых участков рек бассейна Карского моря произошло на 5—8 дней раньше средних многолетних сроков на реках Оби и Енисее. На реке Таз очищение произошло на 3 дня позже нормы.

В табл. 2.5.6 приведены сроки взлома припая и очищения от льда, а также аномалии в сравнении с нормой на устьевых взморьях рек Оби и Енисее.

Таблица 2.5.6

Сроки вскрытия на устьевых взморьях рек Оби и Енисей

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая	22.06	20.06	+2
		Очищение от льда	28.06	1.07	–3
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая	18.06	21.06	–3
		Очищение от льда	25.06	24.06	1

Взлом припая устьевых взморий рек Оби и Енисей и очищение от льда отмечались близко к средним многолетним срокам. Период между взломом припая и окончательным очищением составляет 6—7 дней.

Характеристика процесса замерзания

Замерзание крупных рек бассейна Карского моря часто начинается с появления заберегов. В 2014 г. на устьевых участках крупных рек сроки появления заберегов преимущественно были близки к норме. Сроки устойчивого появления плавуче-

чего льда в пунктах Тазовское (река Таз), Дудинка и Караул (река Енисей) близки к норме, а в пунктах Игарка (река Енисей) и Салехард (река Обь) на 4—7 дней раньше нормы. Ледостав во всех пунктах наблюдался раньше средних многолетних сроков на 4—6 дней; исключение составил п. Тазовское, где явление наступило в срок, близкий к норме.

Продолжительность периода с плавучим льдом составила от 0 дней в пунктах Дудинка и Караул до 8 дней в п. Салехард.

В табл. 2.5.7 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии на устьевых участках рек Оби, Енисея и Таз.

Таблица 2.5.7

Характеристика ледовых условий на устьевых участках крупных рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2014 г.	Средняя*	Аномалия, сутки	2014 г.	Средняя*	Аномалия, сут	2014 г.	Средняя*	Аномалия, сутки
Обь, Салехард	16.10	18.10	–2	17.10	24.10	–7	25.10	29.10	–4
Таз, Тазовское	9.10	10.10	–1	11.10	12.10	–1	13.10	14.10	–1
Енисей, Игарка	19.10	17.10	2	13.10	17.10	–4	19.10	23.10	–4
Енисей, Дудинка	18.10	16.10	2	18.10	17.10	1	18.10	24.10	–6
Енисей, Караул	16.10	12.10	4	18.10	19.10	–1	18.10	24.10	–6

*Средняя за весь период наблюдений.

В табл. 2.5.8 приведены сроки замерзания устьевого взморья рек Оби и Енисея по данным стационарной сети.

Таблица 2.5.8

Сроки замерзания на устьевых взморьях рек Оби и Енисея

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обская губа	Новый Порт	Устойчивое появление плавучего льда	11.10	11.10	0
		Полное замерзание	17.10	16.10	1
Енисейский залив	Сопочная Карга	Устойчивое появление плавучего льда	15.10	10.10	5
		Полное замерзание	24.10	23.10	1

На устьевом взморье реки Оби процесс замерзания происходил в сроки, близкие к средним многолетним. На устьевом взморье реки Енисея замерзание произошло на 5 дней позже нормы. Продолжительность периода с плавучим льдом составила от 6 до 9 дней.

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 на устьевых участках рек.

Таблица 2.5.9

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

Река	Пункт	31 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	23	36	13	51	15
Таз	Тазовское	15	42	27	62	20
Енисей	Игарка	18	34	26	59	25
	Дудинка	16	36	20	54	18
	Караул	14*	48	34	67	19

Наибольшее нарастание льда наблюдалось на устьевом участке реки Оби в январе (15 см), на устьевых участках рек Енисея и Таз — в ноябре (20—34 см).

Таблица 2.5.10

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

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Среднее	Аномалия
Обь	Салехард	51	64	–13
Таз	Тазовское	62	78	–16
Енисей	Игарка	59	59	0
	Дудинка	54	73	–19
	Караул	67	88	–21

Толщина льда в конце декабря 2014 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря была на 13—21 см меньше нормы; исключение составил п. Игарка, где толщина льда соответствовала норме.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составила от 13 см (п. Салехард) до 43 см (пункты Дудинка и Игарка).

В табл. 2.5.11 приведены данные о нарастании льда за октябрь — декабрь, а в таблице 2.5.12 — аномалия толщины льда на конец декабря на устьевых взморьях рек Оби и Енисея.

Таблица 2.5.11

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

Устьевое взморье	Пункт	30 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обская губа	Новый Порт	14	46	32	75	29
Енисейский залив	Сопочная Карга	16	52	36	74	22

Наибольшее нарастание льда в осенне-зимний период отмечено в ноябре (32—36 см).

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

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Средняя	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	75	79	–4
Енисейский залив	Сопочная Карга	74	99	–25

Толщина льда на конец декабря 2014 г. на устьевых взморьях рек Оби и Енисея была меньше средних многолетних значений.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла 39 см в п. Новый Порт и 14 см в п. Сопочная Карга.

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

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках большинства рек бассейна моря Лаптевых было отмечено в январе и только на реках Яне и Оленёк (п. Тюмети) — в феврале. В апреле на устьевом участке рек Хатанги и Оленёк (п. Тюмети) наблюдалось таяние льда.

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	126	29	149	23	160	11	155	–5
Оленёк, Тюмети	108	17	130	22	143	13	135	–8
Оленёк, Усть-Оленёк	138	40	166	28	192	26	212	20
Лена, Кюсюр	125	34	141	16	149	8	155	6
Лена, Хабарово	151	26	176	25	201	25	219	18
Яна, Юбилейная	105	31	145	40	155	10	164	9

В табл. 2.5.14 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. в период, близкий к периоду максимального нарастания льда.

Толщина льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых на конец апреля на 4—21 см превышала норму на устьевых участках рек Хатанги, Оленёк (п. Усть-Оленёк) и Яны и была меньше нормы на 3—20 см на устьевых участках рек Оленёк (п. Тюмети) и Лены.

В конце апреля высота снега на льду в рассматриваемых пунктах существенно различалась: от 3 см в п. Хабарово на реке Лене до 30 см в пунктах Хатанга и Тюмети на реке Оленёк.

Таблица 2.5.14

Толщина льда на конец апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Среднее	Аномалия
Хатанга	Хатанга	155	151	+4
Оленёк	Тюмети	135	138	–3
	Усть-Оленёк	212	191	21
Лена	Кюсюр	155	175	–20
	Хабарово	219	225	–6
Яна	Юбилейная	164	152	12

Характеристика процесса вскрытия рек

В 2014 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых закраины появились во второй и третьей декадах мая. Процесс вскрытия ледяного покрова сопровождался образованием заторов на устьевых участках рек Оленёк (п. Тюмети), Лены (п. Кюсюр) и Яны.

В табл. 2.5.15 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Оленёк, Лены и Яны и их аномалии.

Таблица 2.5.15

Сроки вскрытия на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Хатанга	Хатанга	1.06	12.06	–11	5.06	17.06	–12
Оленёк	Тюмети	27.05	02.06	–6	3.06	13.06	–10
	Усть-Оленёк	8.06	17.06	–9	10.07	21.06	–11
Лена	Кюсюр	23.05	01.06	–9	4.06	11.06	–7
	Хабарово	30.05	07.06	–8	4.06	15.06	–11
Яна	Юбилейная	28.05	30.05	–2	5.06	6.06	–1

Весенний ледоход начался на устьевых участках рек раньше средних многолетних сроков (на реке Яне — в срок, близкий к норме (–2 дня)).

Продолжительность весеннего ледохода составила от 2 дней (п. Усть-Оленёк) до 12 дней (п. Кюсюр).

Очищение от льда устьевых участков рек произошло преимущественно раньше средних многолетних сроков на 7—12 дней (на реке Яне — в срок, близкий к норме).

Характеристика процесса замерзания

Замерзание устьевых участков рек бассейна моря Лаптевых началось преимущественно с появления заберегов в более поздние по отношению к норме сроки; исключение составила река Хатанга, где заберегов зафиксировано не было.

В табл. 2.5.16 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2014 г. и их аномалии.

Из таблицы видно, что на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых осенью 2014 г. замерзание происходило в более поздние по сравнению с нормой сроки.

**Характеристика ледовых условий в осенний период на устьевых участках
крупных рек**

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавающего льда			Дата ледостава		
	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Хатанга, Хатанга	—	—	—	7.10	2.10	5	7.10	4.10	3
Оленёк, Тюмети	1.10	27.09	4	1.10	1.10	0	15.10	9.10	6
Оленёк, Усть-Оленёк	3.10	2.10	1	4.10	1.10	3	7.10	5.10	2
Лена, Кюсюр	11.10	8.10	3	13.10	8.10	5	29.10	22.10	7
Быковская протока р. Лены, Хабарово	15.10	8.10	7	15.10	11.10	4	25.10	18.10	7
Яна, Юбилейная	30.09	28.09	2	1.10	1.10	0	8.10	7.10	1

Продолжительность периода с плавающим льдом различна — от 0 на реке Хатанге до 16 дней на реке Лене (п. Хабарово).

Ледостав был отмечен на устьевых участках рек Хатанги и Яны в сроки, близкие к средним многолетним, на устьевых участках рек Оленёк и Лены — на 2—7 дней позже нормы.

Наращение льда в осенне-зимний период

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

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	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга	Хатанга	27	57	30	88	31
Оленёк	Тюмети	30	70	40	96	26
	Усть-Оленёк	24	96	72	141	45
Лена	Кюсюр	5	89	84	106	17
	Хабарово	18	87	69	131	44
Яна	Юбилейная	19	34	15	64	30

Наибольшее нарастание льда в осенне-зимний период отмечено в ноябре на устьевых участках рек Оленёк и Лены (40—84 см). На устьевых участках рек Хатанги и Яны, по данным наблюдений, наибольшее нарастание льда отмечено в декабре (30—31 см).

Таблица 2.5.18

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

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	88	92	–4
Оленёк	Тюмети	96	83	13
Оленёк	Усть-Оленёк	141	100	41
Лена	Кюсюр	106	85	21
Хабарово (Быковская протока)	Хабарово	131	123	8
Яна	Юбилейная	64	76	–12

На устьевых участках рек Оленёк и Лены толщина льда в конце декабря 2014 г. превышала норму на 8—41 см, а на реках Хатанге и Яне была на 4—12 см меньше среднемесячных значений.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла: 23 см на реке Хатанге, 0 — 13 см на реке Оленёк, 3 — 8 см на реке Лене и 43 см на реке Яне.

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

Нарастание льда в зимне-весенний период

В табл. 2.5.19 приведены данные о 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 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
Индигоирка	Чокурдах	92	18	105	13	116	11	120	4
Колыма	Колымское	92	13	100	8	106	6	108	2
	Черский	73	17	85	12	97	12	96	–1

Максимальное нарастание льда было отмечено на устьевых участках рек в январе (13—18 см). В апреле в п. Черский (река Колыма) наблюдалось небольшое стаивание льда, в то время как в п. Чокурдах (река Индигоирка) и в п. Колымское (река Колыма) нарастание льда продолжалось.

В табл. 2.5.20 приведены толщина льда и ее аномалии в период, близкий к периоду максимальному нарастанию льда, — на конец апреля.

Аномалии толщины льда на конец апреля на устьевых участках рек Индигоирки и Колымы составили на 32—47 см меньше нормы.

Таблица 2.5.20

Толщина льда на конец апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Среднее	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	120	167	–47
Колыма	Колымское	108	140	–32
	Черский	96	142	–46

Высота снега на льду в конце апреля в п. Колымское на реке Колыме составляла 30 см. В п. Черский на реке Колыме и на реке Индиگیرке снег на льду в указанный срок уже отсутствовал.

Характеристика процесса вскрытия рек

Закраины — первый признак разрушения льда — на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря были отмечены в третьей декаде 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		
		2014 г.	Средняя	Аномалия, сут	2014 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка	Чокурдах	5.06	07.06	–2	7.06	10.06	–3
Колыма	Колымское	4.06	30.05	5	7.06	04.06	3
	Черский	5.06	02.06	3	7.06	09.06	–2

Весенний ледоход, продолжительность которого составила 2—3 дня, начался на 2 дня раньше нормы в устьевой части реки Индиگیرки и на 3—5 дней позже нормы на реке Колыме. Затопы льда отмечались только на устьевой части реки Индиگیرки.

Очищение от льда устьевых участков крупных рек бассейна Восточно-Сибирского моря было отмечено в сроки, близкие к норме.

Характеристика процесса замерзания

В табл. 2.5.22 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2014 г. и их аномалии.

Таблица 2.5.22

Характеристика ледовых условий в осенний период на устьевых участках крупных рек

Река, пункт	Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2014 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Индиگیرка, Чокурдах	11.10	05.10	6	13.10	09.10	4
Колыма, Колымское	16.10	08.10	8	19.10	12.10	7
Колыма, Черский	17.10	07.10	10	19.10	10.10	9

Плавучий лед на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы появился на 6—10 дней позже средних многолетних сроков. Ледостав наблюдался на 4—9 дней позднее нормы.

Продолжительность периода с плавучим льдом составила 2—3 дня.

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.23 приведены данные о нарастании льда на устьевых участках рек Индигирки и Колымы за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.24 — толщина льда и ее аномалии 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
Индигирка	Чокурдах	–13	57	44	76	19	20
Колыма	Колымское	—	32	—	51	19	21
	Черский	—	38	—	68	30	27

Таблица 2.5.24

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

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2014 г.	Среднее	Аномалия
Индигирка	Чокурдах	76	91	–15
Колыма	Колымское	51	74	–23
	Черский	68	69	–1

В связи с отсутствием информации о толщине льда на конец октября его нарастание подсчитано за декабрь: на устьевом участке реки Индигирки оно составило 19 см, а на устьевом участке реки Колымы — 19—30 см.

В конце декабря толщина льда, наблюдаемая в п. Черском на реке Колыме, была близка к норме, а на устьевых участках реки Индигирки и в п. Колымское на реке Колыме — на 15—23 см меньше нормы (см. табл. 2.5.24).

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла: 13 см на устьевом участке реки Индигирки и 13—18 см на устьевом участке реки 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 2014 г. выполнен на основе данных отечественных и зарубежных источников, пополнивших базу данных термохалинных характеристик (БДТХ) отдела океанологии ААНИИ.

Всего в БДТХ в 2014 г. была загружена информация с 9629 вертикальных профилей распределения температуры и солёности воды по глубине, полученных с помощью автономных дрейфующих комплексов ИТР (Ice-Tethered Profiler), в морских научно-исследовательских рейсах, а также в экспедициях, для передвижения в которых использовался самолет Twin Otter (проект NPEO) (табл. 3.1.1, рис. 3.1.1).

Таблица 3.1.1

**Сведения о наблюдениях за температурой и солёностью воды,
выполненных на акватории СЛО в 2014 г. и загруженных
в базу данных термохалинных характеристик отдела океанологии ААНИИ**

№ п/п	Экспедиция	Дата станции		Число станций
		первой	последней	
1	ИТР-68	04.12.2013	03.05.2014	375
2	ИТР-69	05.12.2013	11.03.2014	170
3	ИТР-70	04.12.2013	15.07.2014	2183
4	ИТР-74	05.12.2013	21.07.2014	430
5	ИТР-76	11.04.2014	02.10.2014	692
6	ИТР-77	10.03.2014	05.08.2014	1525
7	ИТР-78	11.03.2014	02.07.2014	1167
8	ИТР-79	21.03.2014	26.09.2014	1500
9	ИТР-80	13.08.2014	02.10.2014	556
10	ИТР-81	16.08.2014	02.10.2014	94
11	ИТР-82	22.08.2014	02.10.2014	82
12	ИТР-86	15.08.2014	02.10.2014	96
13	ИТР-87	28.08.2014	02.10.2014	70
14	НИС «Johan Hjort»	19.01.2014	26.01.2014	52
15	НИС «Scotia»	29.01.2014	04.02.2014	11
16	НИС «Hakon Mosby»	31.01.2014	04.02.2014	94
17	НИС «G.O. Sars»	06.02.2014	26.02.2014	13
18	NPEO 2014 (самолет «Twin Otter»)	12.04.2014	24.04.2014	14
19	Шпицберген-Весна-2014	13.04.2014	23.04.2014	35
20	«Север-2014» (научно-исследовательский стационар «Ледовая база “Мыс Баранова”»)	13.05.2014	20.05.2014	18

№ п/п	Экспедиция	Дата станции		Число станций
		первой	последней	
21	Арктический плавучий университет (НИС «Профессор Молчанов»)	02.06.2014	26.06.2014	153
22	ВГКШ (НЭС «Академик Фёдоров»)	19.07.2014	30.09.2014	129
23	НИС «Helmer Hanssen»	07.08.2014	17.08.2014	67
24	НИС «Annika Marie»	21.08.2014	06.09.2014	34
25	TRANSDRIFT-XXII/ЛАПЭКС-2014 (НИС «Виктор Буйницкий»)	14.09.2014	27.09.2014	29
26	BGOS-2014 (CCGS «Louis St-Laurent»)	23.09.2014	15.10.2014	40

Большая часть представленной информации была получена в 2014 г. на акватории глубоководной части СЛО в Арктическом бассейне с помощью 13 ИТР буев, оснащенных профилографами, обеспечивающими непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод.

Помимо непрерывной информации с профилографов, поступление данных о гидрологическом состоянии СЛО обеспечивали российские и зарубежные экспедиции, проводимые с площадок ледоколов и научно-исследовательских судов, таких

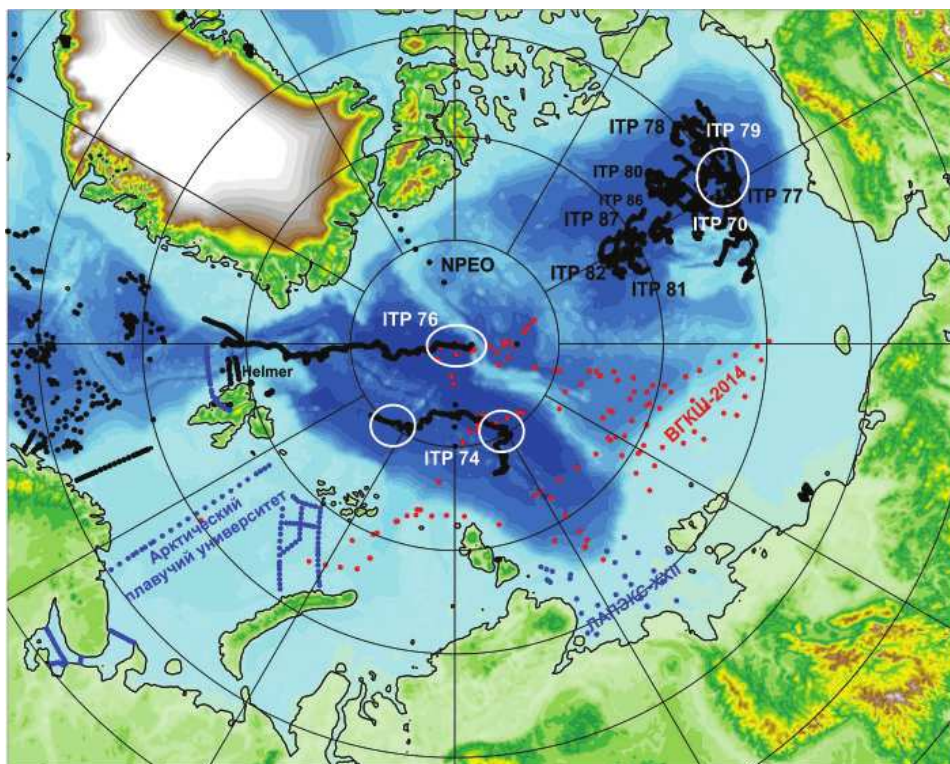


Рис. 3.1.1. Положение океанографических станций, выполненных на акватории СЛО в 2014 г. и занесенных в БД термохалинных характеристик отдела океанологии ААНИИ.

как НЭС «Академик Фёдоров» (рейс по определению и обоснованию внешней границы континентального шельфа РФ (ВГКШ)), НИС «Профессор Молчанов» (проект «Арктический плавучий университет»), НИС «Виктор Буйницкий» (экспедиция ЛАПЭКС-2014) и др.

3.1.1. Особенности вертикальной термохалинной структуры СЛО

Для изучения особенностей термохалинной структуры СЛО в 2014 г. был осуществлен анализ вертикального распределения температуры и солёности воды в предварительно выделенных группах океанографических станций. В качестве таковых использовались станции ИТР-74 и ИТР-76 в Евразийском суббассейне, а также ИТР-70 и ИТР-79 в Канадской глубоководной котловине (см. рис. 3.1.1). В каждой группе станций рассчитывались основные статистические характеристики (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения) вертикальных профилей температуры и солёности воды. При дальнейшем анализе полученные статистические характеристики сравнивались с климатическими средними и их стандартными отклонениями, рассчитанными за период с 1900 по 2000 г. для этих же районов. Область поиска исторических данных (рис. 3.1.1, белые контуры) была на 50—100 км шире по сравнению с выделенной группой станций.

Для исследования состояния термического режима атлантической водной массы (АВ) в Баренцевом, Карском и Лаптевых морях использовались данные, полученные экспедициями «Арктический плавучий университет-2014» на НИС «Профессор Молчанов» и ВГКШ-2014 на НЭС «Академик Фёдоров».

Амеразийский суббассейн

В 2014 г. распределение термохалинных характеристик по глубине в целом соответствовало значениям, наблюдавшимся на протяжении последних нескольких лет.

В поверхностном слое по-прежнему наблюдалось существенное распреснение в сравнении с климатической нормой. Значение аномалии солёности поверхностного слоя воды в южной части Канадской глубоководной котловины по данным ИТР-70 и ИТР-79 в течение всего года составляло почти -2 ‰ (рис. 3.1.2 — 3.1.4). Температура верхнего перемешанного слоя варьировала в пределах от $-1,5\text{ °C}$ (март) до $-1,3\text{ °C}$ (сентябрь) и незначительно превышала климатическое среднее вследствие повышения температуры замёрзания воды из-за наличия распреснённого слоя.

Под верхним перемешанным слоем, на глубине более 30 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 ‰. Максимальное значение температуры слоя ЛТВ по данным ИТР-70 в южной части Канадской глубоководной котловины наблюдалось во втором квартале 2014 г. и составило $0,9\text{ °C}$ (рис. 3.1.3).

В целом, для всего 2014 г. наибольшие значения температуры ЛТВ по данным ИТР-70, ИТР-79 варьировали в пределах $-0,1... 0,1\text{ °C}$, что на $1,3—1,4\text{ °C}$ выше климатической нормы (см. рис. 3.1.2—3.1.4). Так же как и в предыдущие несколько лет, глубина нижней границы ЛТВ (170 м) превышала среднее климатическое значение (120 м).

На глубине от 170 до 210 м в Канадской глубоководной котловине залегают так называемые зимние тихоокеанские воды, затекающие через Берингов пролив и сме-

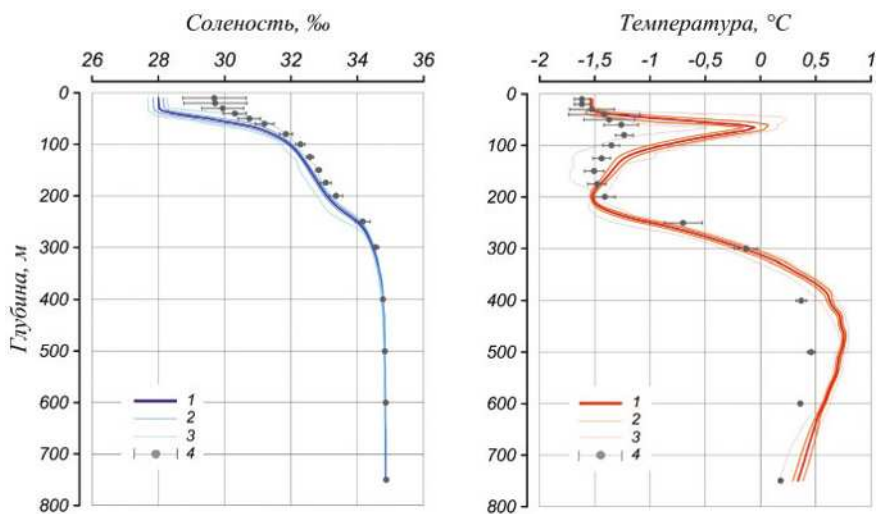


Рис. 3.1.2. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в Канадской глубоководной котловине в январе — марте 2014 г. по результатам измерений профилографа ИТР-70.

1 — профиль средних значений; 2 — область стандартного отклонения; 3 — минимальные и максимальные значения наблюдаемых характеристик; 4 — средние климатические значения и их стандартные отклонения, рассчитанные по историческим данным базы термохалинных характеристик СЛО отдела океанологии ААНИИ за январь — март за период с 1900 по 2000 г.

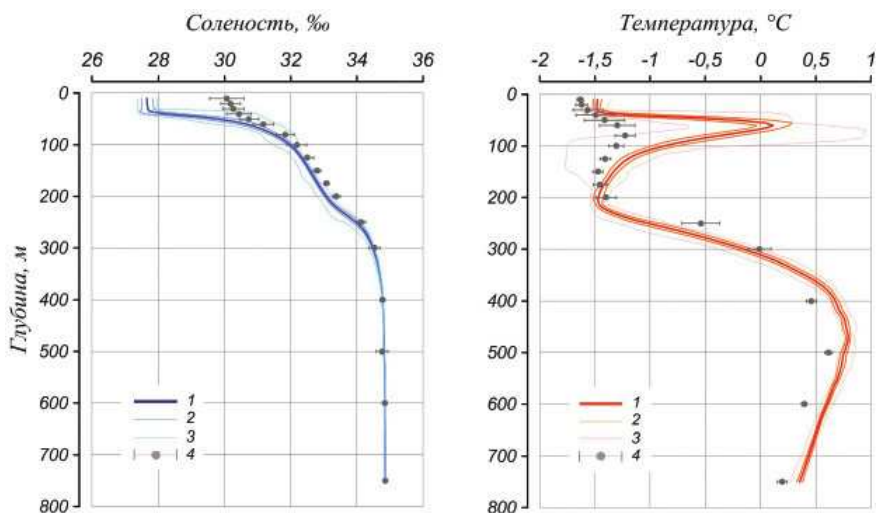


Рис. 3.1.3. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в Канадской глубоководной котловине в апреле — июне 2014 г. по результатам измерений профилографа ИТР-70.

Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

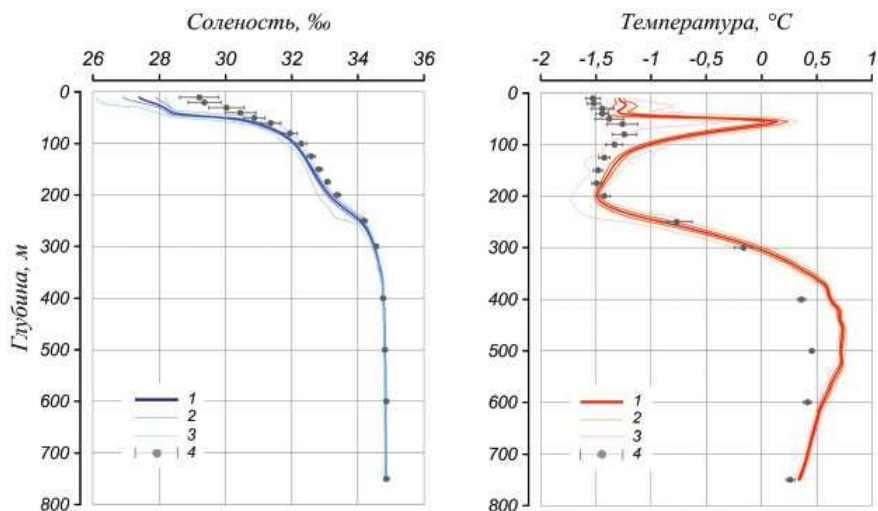


Рис. 3.1.4. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в Канадской глубоководной котловине в июле — сентябре 2014 г. по результатам измерений профилографа ИТР-79.
Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

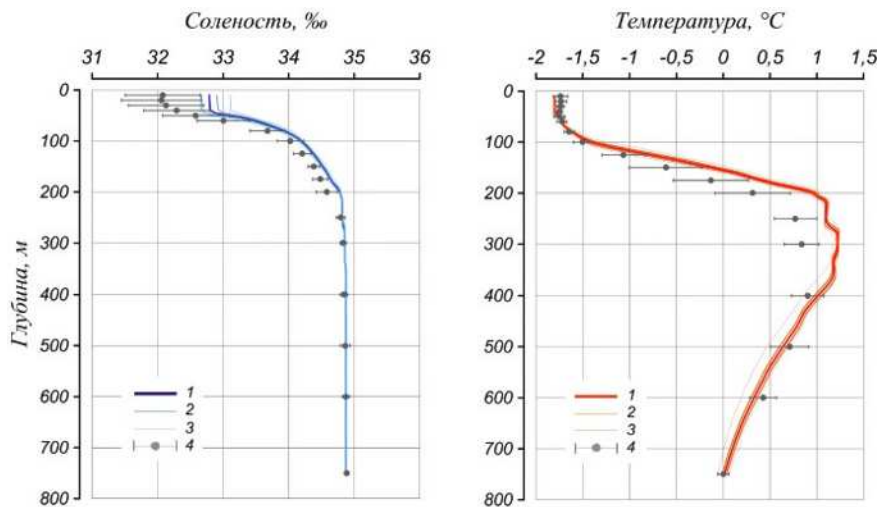


Рис. 3.1.5. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в котловине Амундсена в январе — марте 2014 г. по результатам измерений профилографа ИТР-74.
Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

шивающиеся с водами Чукотского моря в холодный период. Эти воды в Арктическом бассейне характеризуются низкими значениями температуры и значением солёности, равным 33,1 ‰, которое наблюдается в ядре данной прослойки. Характерной особенностью последних лет является заглубление ядра зимних тихоокеанских вод. По данным ИТР-70, ИТР-79, ядро холодных тихоокеанских вод залегало на глубине 210 м, в то время как по климатическим данным его глубина составляет 150—180 м.

На глубине более 210 м в Канадской глубоководной котловине наблюдается постепенное повышение температуры воды, обусловленное теплоотдачей атлантической водной массы (АВ). Верхняя граница АВ (0 °С), по данным за 2014 г., располагалась на глубине 300—310 м. Максимальные значения температуры воды в ядре АВ составили 0,7—0,8 °С, что на 0,3—0,4 °С выше климатической нормы. Полученные оценки аномалий температуры АВ практически полностью соответствуют значениям, полученным в предшествующий, 2013 г., что свидетельствует об отсутствии как положительного, так и отрицательного тренда температуры АВ в СЛО.

Евразийский суббассейн

Поверхностный слой в котловине Амундсена Евразийского суббассейна в первом квартале 2014 г., по данным дрейфа ИТР-74, характеризовался положительной аномалией солёности, прослеживающейся до глубины 250 м (рис. 3.1.5). Максимальное значение солёности поверхностного слоя составило 33,1 ‰, превысив климатическое среднее на 1 ‰. Температура поверхностного слоя, близкая к температуре замерзания, была незначительно ниже климатического значения вследствие повышенной солёности.

Во втором квартале 2014 г. поверхностный слой в северной части котловины Амундсена, по данным дрейфа ИТР-76, характеризовался отсутствием аномалий температуры и солёности. Значения солёности поверхностного слоя составили 31,3 ‰, а температура варьировала в пределах –1,7...–1,6 °С (рис. 3.1.6). Отсутствие аномалий солёности поверхностного слоя связано, по-видимому, с географическим положением рассматриваемых станций, находящихся на границе распространения атлантических/тихоокеанских вод в районе Северного полюса.

Поверхностный слой котловины Нансена в районе дрейфа ИТР-74 в третьем квартале 2014 г. характеризовался положительной аномалией солёности и отсутствием аномалии в распределении температуры воды (рис. 3.1.7). Значения солёности поверхностного слоя составили 34,1 ‰, что на 0,65 ‰ выше среднего климатического значения. Температура в поверхностном слое превышала климатическое среднее всего на 0,1 °С.

Слой атлантических вод в Евразийском бассейне СЛО продолжает характеризоваться значительными положительными аномалиями температуры воды, в некоторых случаях превышающими стандартные отклонения климатических значений в два раза. В целом, слой воды с положительными аномалиями расположен в диапазоне глубин от 80 до 700 м (см. рис. 3.1.5—3.1.7).

В зависимости от географического положения максимальные значения температуры АВ в Евразийском суббассейне в 2014 г. составили от 1,2 до 2,0 °С, что на 0,3—0,6 °С выше климатической нормы. Помимо аномалии термического состояния, продолжает прослеживаться аномалия в локализации ядра АВ и его границ. Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0 °С, залегала на 40 м выше своего климатического положения.

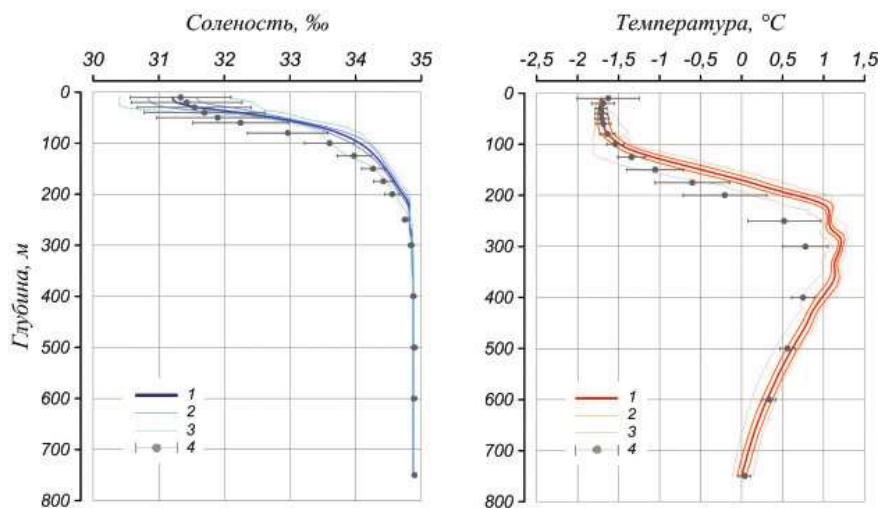


Рис. 3.1.6. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в котловине Амундсена в апреле — июне 2014 г. по результатам измерений профилографа ИТР-76.
Усл. обозначения см. рис. 3.1.2.

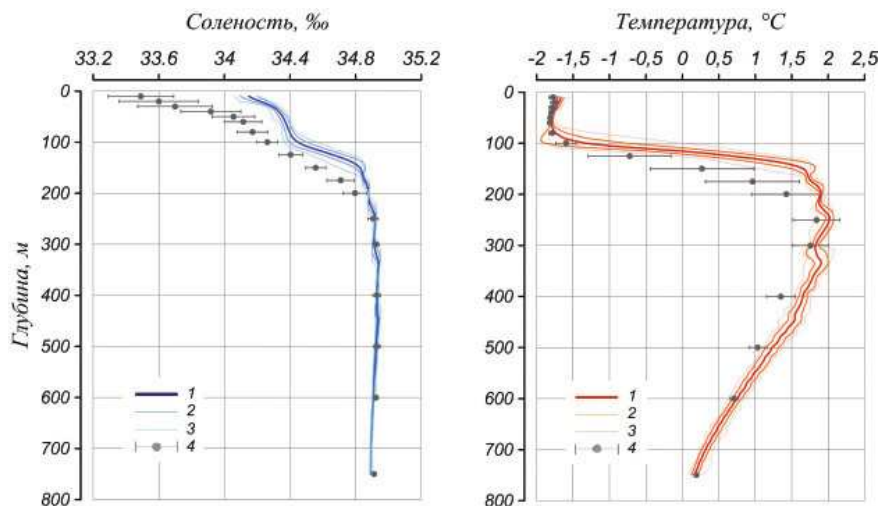


Рис. 3.1.7. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в котловине Нансена в июле — сентябре 2014 г. по результатам измерений профилографа ИТР-74.
Усл. обозначения см. рис. 3.1.2.

Баренцево море

Для анализа термического состояния теплых атлантических вод, проникающих в Баренцево море с запада с Нордкапским течением, в июне 2014 г. в экспедиции «Арктический плавучий университет-2014» на НИС «Профессор Молчанов» были проведены океанографические работы на разрезе «Кольский меридиан» вдоль параллели 33°30'в.д. Максимальные значения температуры воды на разрезе наблюдались в его южной части в поверхностном слое и достигали 6 °С вследствие летнего радиационного прогрева (рис. 3.1.8). Максимальные значения солёности (35,05 ‰) наблюдались в центральной части разреза и отмечались во всей водной толще — от поверхности до дна.

На станциях № 40—54 почти всю толщу разреза занимала теплая атлантическая водная масса с температурой выше 0 °С и солёностью более 34,7 ‰. Ядро АВ с максимальными значениями температуры около 5,0 °С располагалось на станциях № 42–43 на глубине от 150 до 250 м. По мере продвижения на север температура в ядрах АВ понижалась, достигнув 1,3 °С на станциях № 57—58. По сравнению с 2013 г. среднее значение температуры АВ на разрезе было ниже на 0,5 °С. При этом максимальные значения температуры в ядрах АВ не претерпели изменений. Так, в июне 2013 и 2014 гг. максимальная температура АВ на разрезе «Кольский меридиан» составила 5,0 °С.

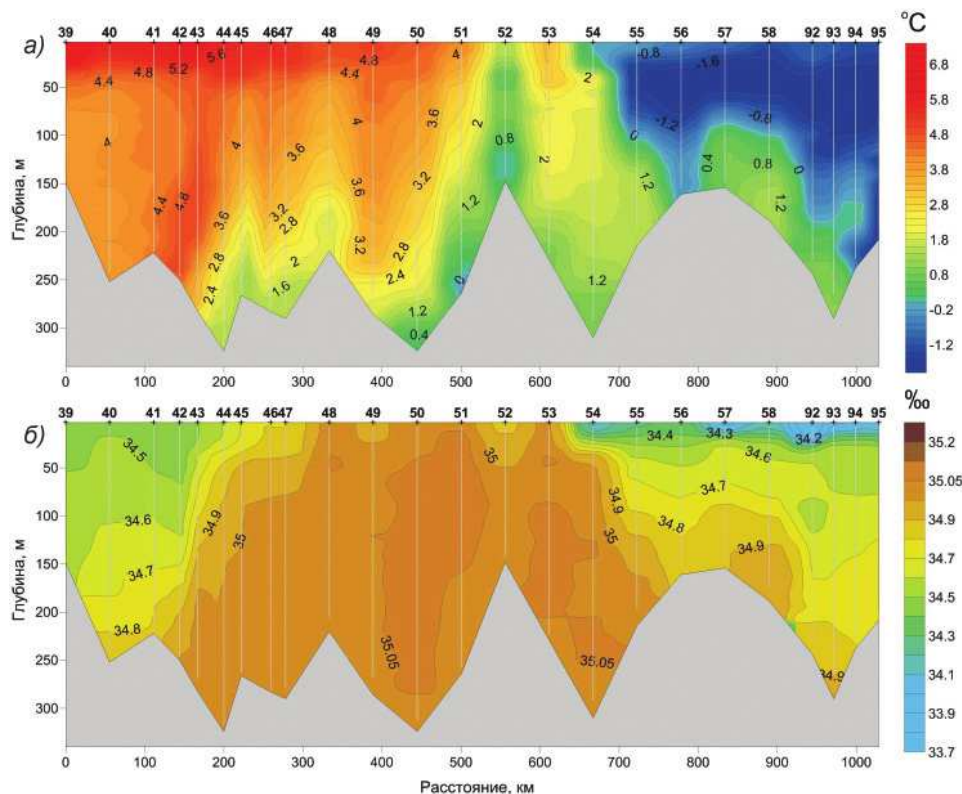


Рис. 3.1.8. Распределение температуры (а) и солёности (б) на вековом океанографическом разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море.

Цифры по оси абсцисс сверху — номера океанографических станций (возрастают в направлении с юга на север).

Море Лаптевых

Для исследования термического состояния атлантической водной массы, распространяющейся вдоль континентального склона моря Лаптевых, экспедицией ВГКШ-2014 на НЭС «Академик Фёдоров» был выполнен меридиональный океанографический разрез условно вдоль параллели 122°в.д. (рис. 3.1.9). Верхняя граница слоя АВ располагалась на глубине 130 м. Максимальная температура воды (1,78 °С) в слое АВ

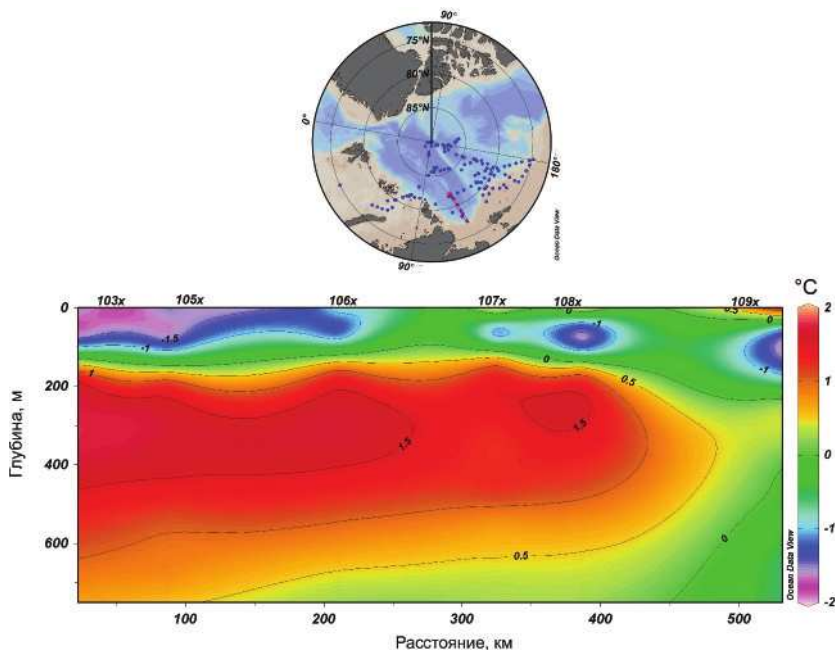


Рис. 3.1.9. Распределение температуры воды на меридиональном разрезе условно вдоль параллели 122°в.д.

наблюдалась в северной части разреза на горизонте 260 м. В южной части разреза на станции № 108х максимальная температура воды в ядре АВ составила 1,63 °С на глубине 230 м. Полученные значения температуры в ядре АВ превышают климатическую норму на 0,6—0,8 °С и соответствуют значениям летнего периода 2013 г., когда максимальная температура в ядре АВ в рассматриваемом районе (разрез вдоль параллели 126°в.д.) составляла 1,7—1,8 °С по данным экспедиции NABOS-2013.

На разрезе вдоль параллели 144°в.д. максимальная температура АВ составила 1,56 °С на горизонте 270 м, что на 0,9 °С выше климатической нормы (рис. 3.1.10). Для сравнения отметим, что в аналогичный период 2013 г. температура в ядре АВ составляла 1,3—1,4 °С на разрезе вдоль параллели 142°в.д.

Разрез, представленный на рис. 3.1.11, выполнен от района Северного полюса через котловины Макарова и Подводников до внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря. На всем протяжении разреза прослеживается слой атлантической водной массы с верхней границей в пределах 160—220 м с четко выраженными струями повышенных значений температуры воды. Максимальная температура в слое АВ наблюдалась в районе Северного полюса и составила 1,30 °С на горизонте 300 м (станция № 37х). Более высокие значения температуры в северной части разреза свя-

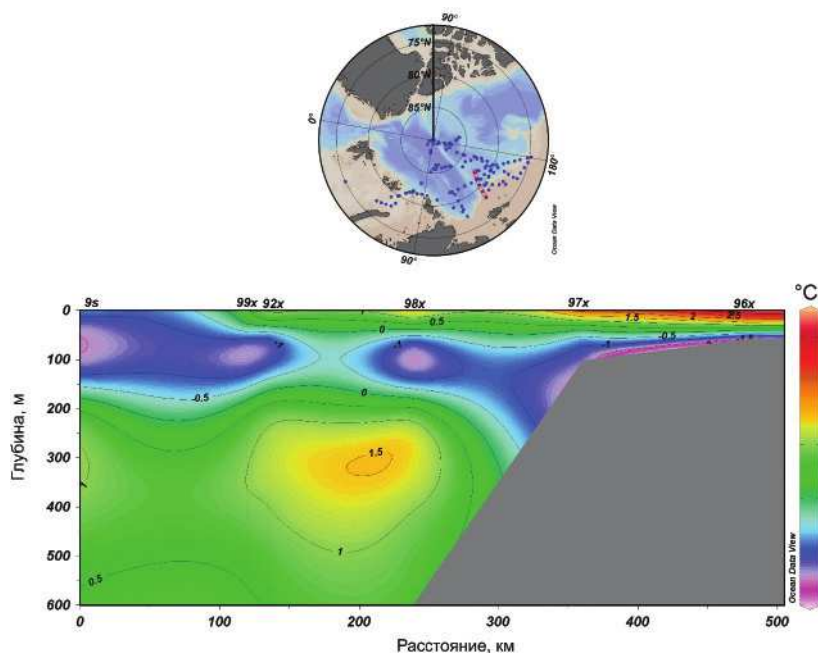


Рис. 3.1.10. Распределение температуры воды на разрезе условно вдоль параллели 144°в.д.

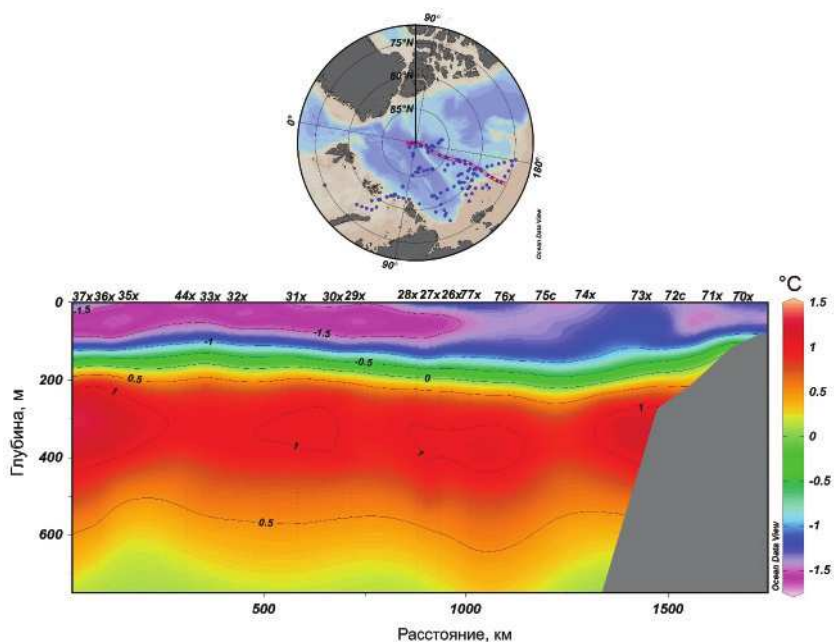


Рис. 3.1.11. Распределение температуры воды на разрезе от Северного полюса до шельфовой части Восточно-Сибирского моря условно вдоль параллели 167°в.д.

заны, по-видимому, с влиянием струи АВ, перемещающейся в северном направлении вдоль хребта Ломоносова от границы морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

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

Для анализа термического состояния АВ в 2014 г. и сравнения с данными за предыдущие годы были рассчитаны максимальные значения температуры воды в ядре АВ для летнего периода. Неполное покрытие данными наблюдений не позволяет получить непрерывное распределение термических характеристик для всего СЛО, однако дает возможность судить об общих тенденциях развития процессов, наблюдаемых в Арктическом бассейне.

По мере продвижения основной струи АВ вдоль континентального склона Евразии максимальные значения температуры в ядре данных вод понижаются от 5—6 °С (пролив Фрама) до 0,6—0,7 °С (Канадская глубоководная котловина) (рис. 3.1.12). При сравнении с предшествующим периодом стоит отметить, что в 2014 г. максимальная температура в ядре АВ к северу от морей Карского и Лаптевых была на 0,1—0,2 °С ниже, чем в 2013 г. Однако, учитывая, что данные в этих районах в 2014 г. в основном были получены с помощью обрывных ХВТ зондов, точность измерения которых составляет $\pm 0,1$ °С, установить генезис выявленной межгодовой изменчивости температуры воды представляется затруднительным. Значения температуры в ядре АВ в районе круговорота Бофорта в Амеразийском суббассейне не претерпели существенных изменений по сравнению с 2012 г. и составили 0,7—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 формируются на шельфе Чукотского моря в результате перемешивания поступающих из Берингова пролива теплых вод тихоокеанского 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 $-1,4$ °С, которая, как было показано многими исследователями, хорошо отображает положение локального максимума температуры.

Для анализа границ распространения и максимальных значений температуры слоя ЛТВ океанографические данные интерполировались в узлы регулярной сетки 200×200 км. Недостаточное покрытие данными измерений не позволяет установить ареал распространения ЛТВ в 2014 г. Максимальная температура слоя тихоокеанского происхождения в Арктическом бассейне составила 1,73 °С по данным ИТР-76 (рис. 3.1.13). Данный температурный максимум был хорошо локализован и располагался в центральной части Канадской глубоководной котловины.

На севере шельфовой части Чукотского моря наблюдались ЛТВ с температурой до 4,3 °С, проникшие через Берингов пролив в летний период 2014 г. По мере удаления от Берингова пролива температура ЛТВ вследствие потери тепла понижается, достигая отрицательных значений в районах, расположенных севернее 80° с.ш. Для сравнения в 2013 г. максимальные значения температуры ЛТВ в Канадской глубоководной котловине составили 2 °С, что на 0,3 °С выше, чем в 2014 г.

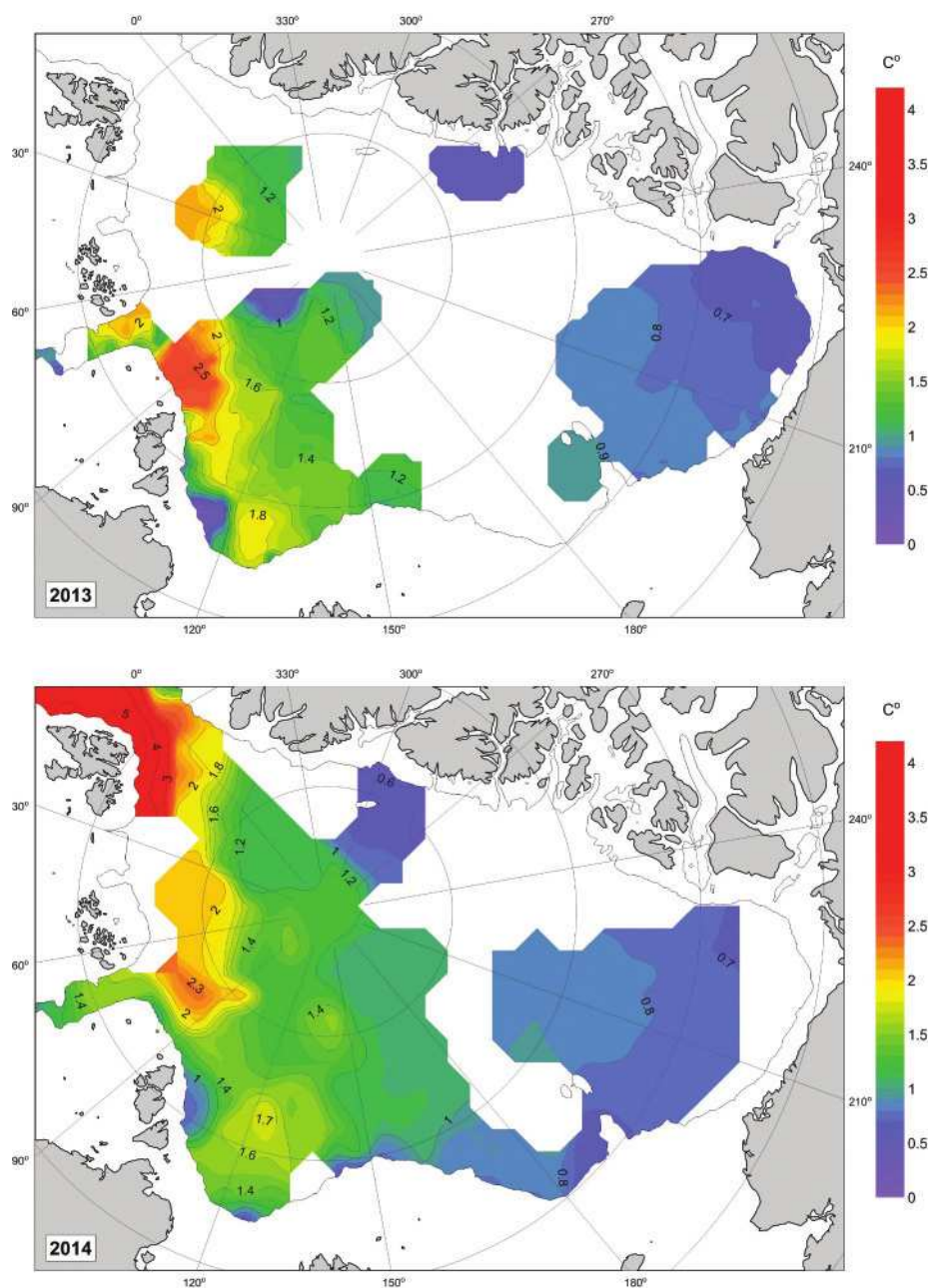


Рис. 3.1.12. Распределение максимальных значений температуры (°C) в ядре атлантической водной массы в летний период 2013 г. (вверху) и 2014 г. (внизу).

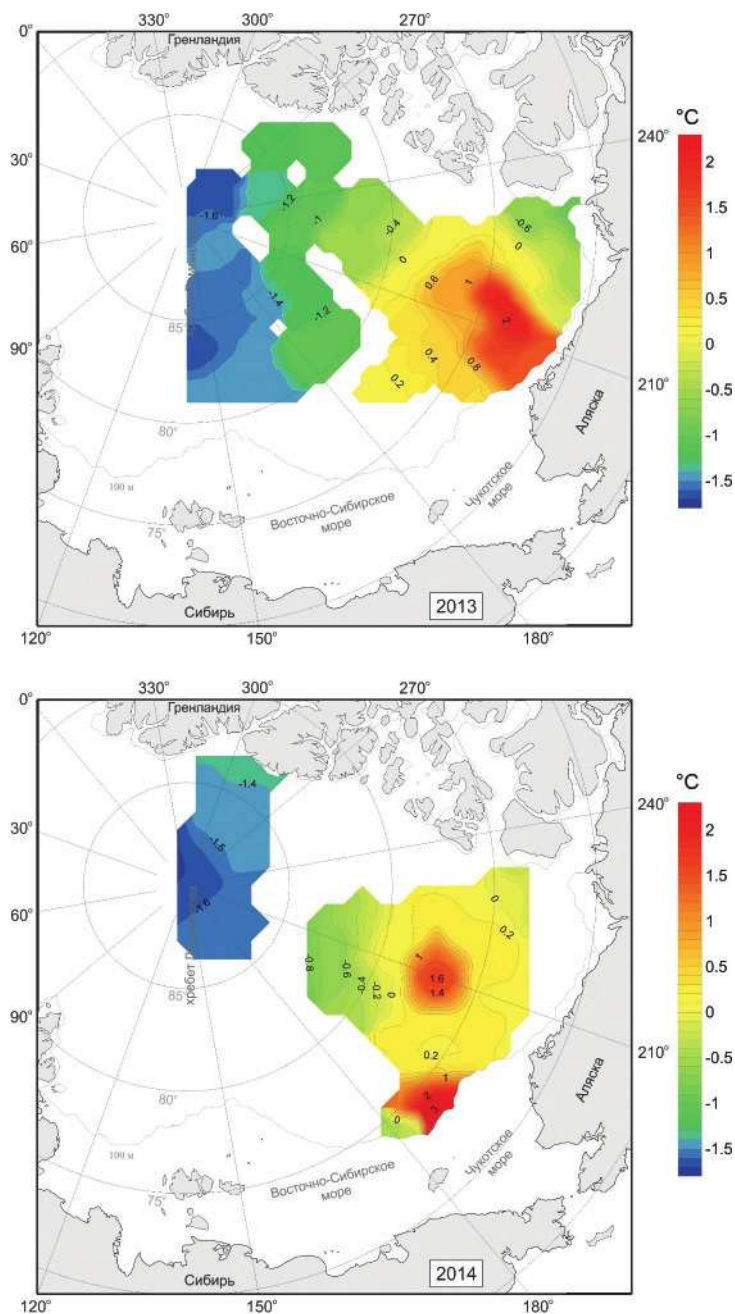


Рис. 3.1.13. Распределение максимальных значений температуры (°C) в слое летних тихоокеанских вод в 2013 г. (вверху) и 2014 г. (внизу).

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрохимические исследования в 2014 г проводились в следующих экспедициях: ЛАПЭКС-2014 (сентябрь 2014 г., НИС «Виктор Буйницкий») в шельфовой части моря Лаптевых, «Север» (весна 2014 г. со станции на мысе Баранова) и в рамках «Плавучего университета» (июнь 2014 г., НИС «Профессор Молчанов»).

Море Лаптевых

В экспедиции ЛАПЭКС-2014 выполнялась расширенная программа гидрохимических определений, включавшая в себя полное определение параметров цикла азота, определения растворенного кислорода, общего и неорганического фосфора, силикатов, элементов карбонатной системы (щелочности и водородного показателя pH).

Всего в рейсе было выполнено более 240 определений растворенного кислорода, в 240 пробах определено содержание кремния, органического и неорганического фосфора, pH, выполнено 250 определений комплекса параметров цикла азота (общего азота, аммония, нитратов и нитритов). В результате был собран обширный материал для исследования гидрохимического режима моря Лаптевых.

Анализ полученных в рейсе данных показал, что зона влияния речного стока распространялась на центральную и юго-восточную часть моря (рис. 3.2.1).

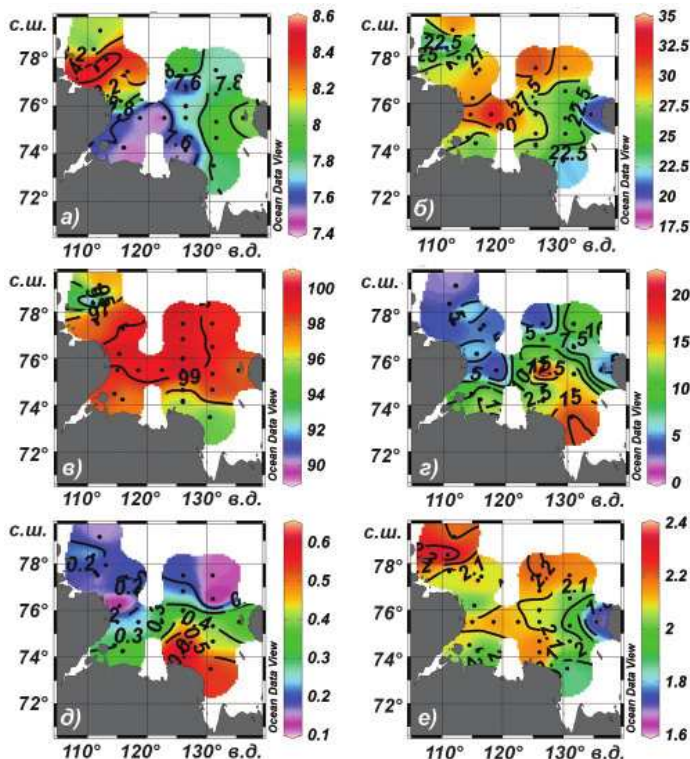


Рис. 3.2.1. Распределение гидрохимических параметров в поверхностном слое моря Лаптевых в сентябре 2014 г.

a — кислород, мл/л; *б* — соленость, ‰; *в* — кислород, %; *г* — кремний, мкмоль/л; *д* — фосфаты, мкмоль/л; *е* — щелочность, мг-экв/л.

Содержание кремния в поверхностном слое составило 13—18 мкмоль/л в юго-восточной части моря Лаптевых и 13—22 мкмоль/л в центральной, а содержание фосфатов — 0,36—0,54 мкмоль/л в юго-восточной части моря и 0,5—0,62 мкмоль/л в центральной части.

Распространение речного стока осенью 2014 г. в море Лаптевых было характерным для среднего многолетнего распределения речных вод по акватории моря Лаптевых (см. рис. 3.2.1).

Несмотря на то что содержание биогенных элементов в центральной части моря несколько выше, чем в юго-восточной, распределение солёности и общей щёлочности в поверхностном слое моря свидетельствуют о том, что юго-восточная часть моря в большей степени занята водами речного происхождения, чем центральный район. Если считать, что щёлочность поверхностного слоя моря Лаптевых определяется, главным образом, смешением речных и поверхностных арктических вод, так как при таянии и образовании морского льда общая щёлочность морской воды остается практически постоянной, можно оценить долю речных вод для разных районов моря.

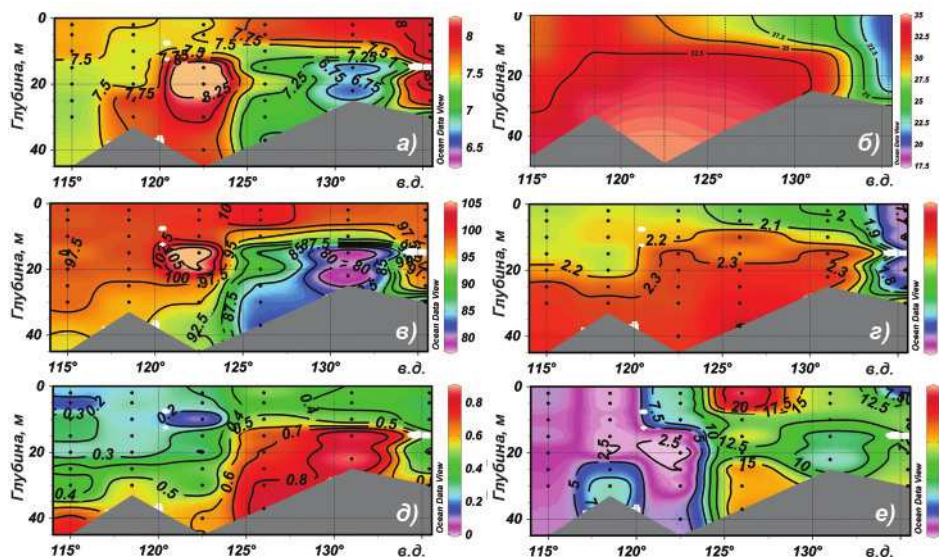


Рис. 3.2.2. Вертикальное распределение гидрохимических параметров вдоль параллели 75,5°с.ш. в сентябре 2014 г.

a — растворенный кислород, мл/л; *б* — общая солёность, ‰; *в* — растворенный кислород, %; *г* — общая щёлочность, мг-экв/л; *д* — фосфаты, мкмоль/л; *е* — кремний, мкмоль/л

По результатам расчетов, доля речных и морских вод в юго-восточной части моря в поверхностном слое составляет 0,22 и 0,78 соответственно, тогда как в центральном районе — 0,1 и 0,9. Несмотря на то что доля речных вод в центральной части моря меньше, чем в юго-восточной, толщина слоя речных вод в центральной, юго-восточной и в юго-западной частях моря одинаковая и не превышает 15 м. Исключение составляет район возле о. Столбовой, где толщина квазиоднородного слоя воды, обусловленного мощным материковым стоком, составляет 0—25 м при глубине моря 30 м (рис. 3.2.2).

Растворенный кислород

Ядро атлантической трансформированной водной массы, залегающее на глубине 200 м на станции № 17, характеризуется относительно пониженным содержанием кислорода (6,98 мл/л, или 89,1 %), высоким содержанием кремния (6,44 мкмоль/л), фосфатов (0,87 мкмоль/л). Абсолютное значение щелочности в ядре атлантической водной массы составляет 2,376 мг-экв/л, значение щелочно-соленостного коэффициента ($(Alk / S \text{ ‰}) \times 104$) равно 681,6, и, таким образом, он не выходит за пределы средних значений в слое атлантических вод во всем Арктическом бассейне.

Характерной особенностью гидрохимического режима моря Лаптевых является максимум содержания кислорода в слое температурного скачка (рис. 3.2.3).

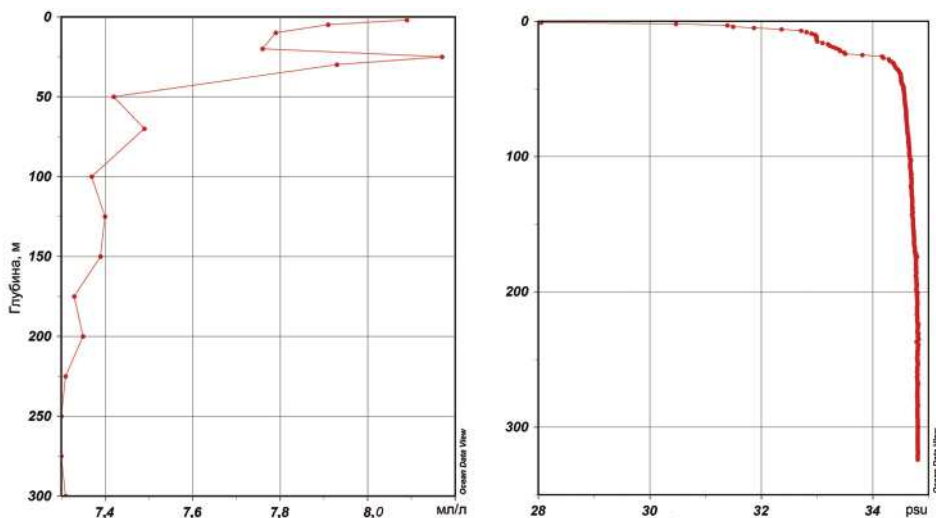


Рис. 3.2.3. Вертикальное распределение насыщения морской воды кислородом (мл/л) (слева) и солености (‰) (справа) на станции 4.

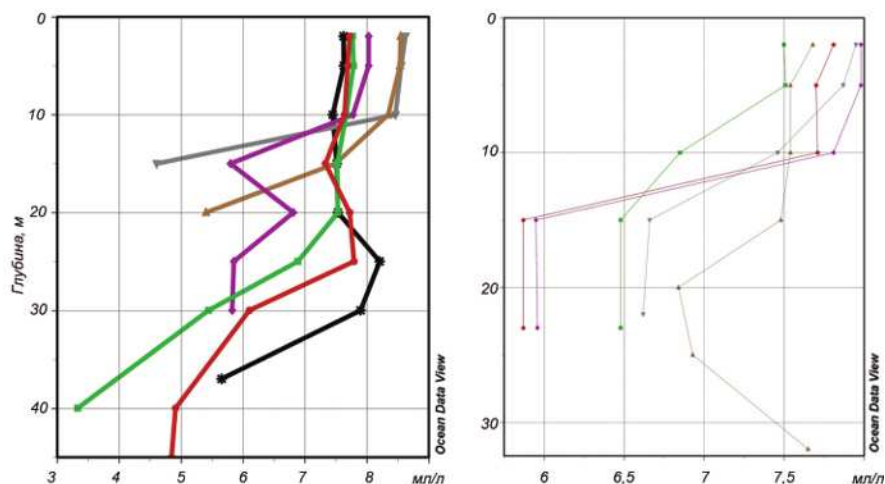


Рис. 3.2.4. Вертикальное распределение концентрации растворенного кислорода (мл/л) в юго-восточной части моря Лаптевых летом 2013 г. (слева) и 2014 г. (справа).

В сентябре 2014 г. максимум содержания кислорода наблюдался в промежуточном слое воды, но по сравнению с сентябрем 2013 г. вертикальные градиенты содержания кислорода в воде были менее выражены, хотя интенсивного конвективного перемешивания морской воды в период исследований не наблюдалось. В основном кислородный максимум в промежуточном слое воды наблюдается в северной части моря Лаптевых, где влияние речного стока сказывается в меньшей степени, чем в южной. Глубина залегания кислородного максимума в северной части моря в сентябре 2014 г. составила 10—25 м, а в южной— 5—15 м.

В сентябре 2013 г. в юго-восточной части моря Лаптевых наблюдался значительный дефицит кислорода в придонном слое воды, вызванный поступлением речных вод р. Лены (рис. 3.2.4). В сентябре 2014 г. дефицит кислорода в придонном слое воды был менее выражен, максимальное значение дефицита кислорода достигало 30 %.

Неорганический и общий азот

Основной формой неорганического азота в экосистеме моря Лаптевых являются нитраты. Вертикальный профиль распределения нитратов в море Лаптевых (рис. 3.2.5) имеет классический характер. Концентрация увеличивается с глубиной. В поверхностном слое не зафиксировано нулевых значений содержания нитратов, что свидетельствует о низком уровне первичной продуктивности в период исследований. Горизонтальное распределение содержания нитратов (рис. 3.2.6) на разрезе вдоль меридиана 126°в.д. отражает бедный нитратами поверхностный слой и их повышенное содержание в придонных горизонтах.

Вертикальное распределение содержания аммония и нитритов (см. рис. 3.2.5) имеет сходный характер для глубоководных и мелководных станций. Наблюдается существенный локальный максимум этих параметров в слое пикноклина, что отражает повышенную биологическую активность в аккумулированном органическом веществе. В поверхностном слое и в слое ниже пикноклина концентрации аммония и нитритов существенно ниже. На некоторых мелководных станциях после шторма отмечается повышенное содержание нитритов и аммония по всей глубине, что связано с ветровым перемешиванием слоев водной толщи и взаимодействием с донными осадками.

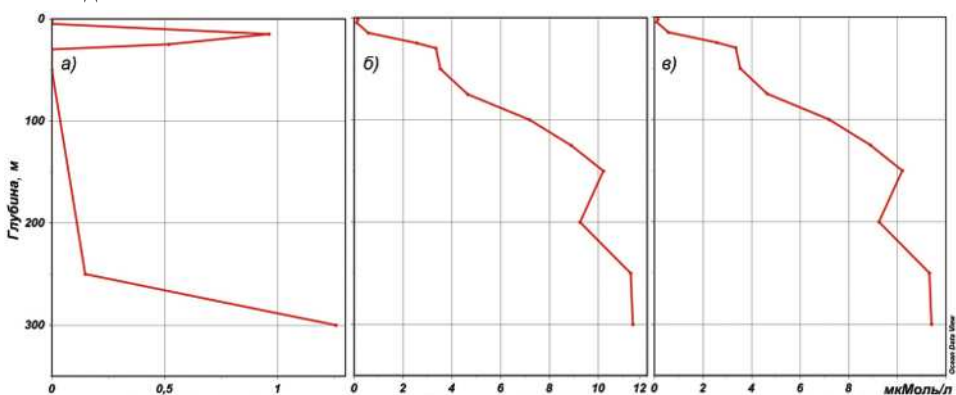


Рис. 3.2.5. Вертикальное распределение содержания нитритов (а), аммония (б) и нитратов (в) на самой северной станции разреза вдоль меридиана 126°в.д. (станция № 17).

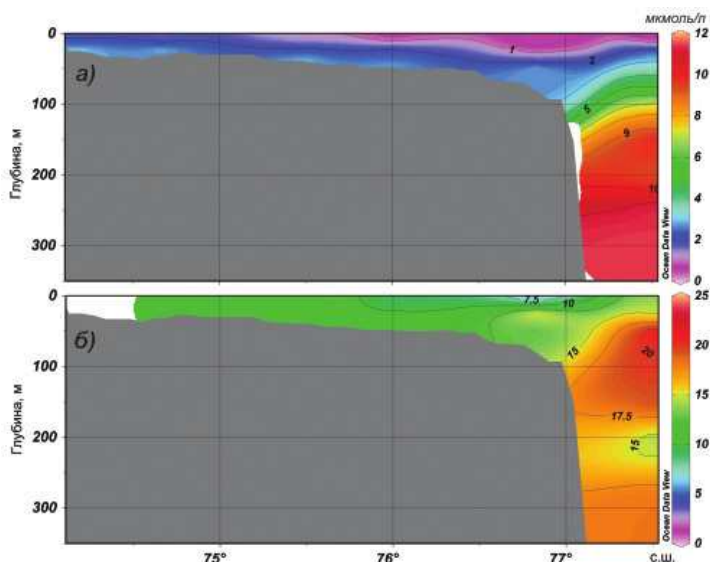


Рис. 3.2.6. Распределение содержания нитратов (а) и общего азота (б) на разрезе вдоль меридиана 126°в.д. в сентябре 2014 г.

Пролив Шокальского

В экспедиции «Север» весной 2014 г. со станции на мысе Баранова были получены новые предварительные данные о распределении гидрохимических характеристик в водах пролива Шокальского для последующих исследований процессов взаимодействия и трансформации водных масс и мониторинга природной среды в районе исследований.

Получены новые предварительные данные о распределении гидрохимических параметров в морском льду для последующих исследований роли морского льда в глобальном цикле потока CO_2 .

В ходе работ отобраны пробы морской воды на трех океанографических станциях в проливе Шокальского. Были выполнены 10 определений концентрации растворенного кислорода, 33 определения общей щелочности, 33 определения содержания фосфатов и 22 определения содержания кремния.

Были отобраны образцы морского льда. В одном керне морского льда была определена структура. Были выполнены четыре определения общей щелочности, четыре определения содержания фосфатов, четыре определения содержания кремния и четыре определения солености в различных слоях керна морского льда. Определение солености образцов морского льда проводилось с помощью экспериментального прибора, являющегося копией солемера ГМ-2007 (Россия).

Результаты гидрохимических наблюдений в морской воде пролива Шокальского практически полностью отсутствуют. База данных ААНИИ содержит гидрохимические данные, полученные в ходе экспедиционных наблюдений в августе 1948 г. в северной и южной частях пролива Шокальского. Содержание растворенного кислорода в августе 1948 г. в северной части пролива Шокальского изменялось от 7,15 до 8,66 мл. Поверхностный слой воды характеризовался незначительным дефицитом кислорода (0,3 %), подповерхностный максимум кислорода располагался на глубине

10 м, отмечалось небольшое перенасыщение воды кислородом (0,3—1,7 %) и на этой же глубине наблюдался минимум содержания фосфатов и кремния в морской воде.

Начиная с глубины 100 м и до дна температура воды незначительно повышалась, а соленость практически не изменялась. В этом же слое воды отмечен незначительный минимум содержания кислорода в воде и максимум содержания биогенных элементов. Вертикальное распределение биогенных элементов начиная с глубины 50—100 м и до дна однородное, среднее содержание фосфатов составляло 0,45 мкмоль/л, кремния — 9,58 мкмоль/л. Такое вертикальное распределение гидрологических и гидрохимических параметров свидетельствует о влиянии сильно трансформированных атлантических вод на гидрохимический режим вод пролива Шокальского. В южной части пролива Шокальского в августе 1948 г. наблюдались гидрохимические условия, схожие с гидрохимическими условиями в его северной части.

В экспедиции «Север» в мае 2014 г. был выполнен поперечный разрез в центральной части пролива Шокальского. Значения гидрохимических параметров согласуются с данными, полученными в августе 1948 г., и с данными океанографической станции, выполненной в августе 2007 г. Однако сравнение гидрохимических данных, полученных в разные сезоны года и в районах с достаточно высокой неоднородностью распределения параметров, затруднительно.

Поверхностный слой воды в мае 2014 г. характеризовался дефицитом кислорода (5 %), при абсолютном содержании растворенного кислорода в воде, равном 8,11 мл/л. Содержание кремния в поверхностном слое воды (7,40 мкмоль/л) несколько превышало содержание кремния в придонном слое (5,25 мкмоль/л). Дефицит кислорода и относительно высокое содержание биогенных элементов в поверхностном слое воды вызваны наличием льда. Летом 2007 г. поверхностный слой воды был насыщен кислородом, средняя концентрация фосфатов составляла 0,31 мкмоль/л, кремния — 4,99 мкмоль/л.

Характер вертикального распределения биогенных элементов весной и летом 2014 г. различается. Содержание растворенного кремния в воде от поверхности до глубины 50 м монотонно убывало от 7,41 мкмоль/л на поверхности до 4,57 мкмоль/л на глубине 50 м; начиная с глубины 50 м и до дна содержание кремния в воде увеличивалось незначительно. Возможно, поверхностный слой воды обогащается кремнием, поступающим в воду из морского льда. Содержание фосфатов в слое воды 0—50 м весной 2014 г. было практически постоянным и составляло в среднем 0,50 мкмоль/л; летом 1948 и 2007 гг. содержание фосфатов от поверхности до глубины 50 м монотонно возрастало. Летом 1948 и 2007 гг. концентрация фосфатов в слое воды от 50 м и до дна практически не меняется, а весной 2014 г. незначительно увеличивается с глубиной.

Ядро «теплой воды» располагается на глубине 130—140 м, что соответствует слою воды с минимальным содержанием кислорода (насыщение воды кислородом 88 %) и удельной щелочностью, равной 684. Средние значения удельной щелочности в слое атлантических вод в Арктическом бассейне составляют 680—684, однако данных гидрохимических наблюдений крайне мало для объективного анализа водных масс. В придонном слое воды на глубине 250 м температура воды повысилась по сравнению с вышележащим слоем, что, в свою очередь, отразилось на уменьшении абсолютного содержания кислорода, которое на глубине 200 м составило 7,63 мл/л, а на глубине 250 м — 7,45 мл/л; относительное содержание кислорода уменьшилось на 1 %.

Химический состав морского льда

В слое льда, находящемся на глубине 110—120 см от его поверхности, наблюдался минимум солености. Согласно данным, полученным В.Л. Цуриковой, для однолетних льдов Северного полушария характерен минимум солености в средних слоях льда. Минимум солености данного слоя льда соответствует минимум содержания кремния и величины общей щелочности. В целом, значения общей щелочности льда и содержания в нем кремния находятся в соответствии со значениями солености льда.

Были проведены предварительные эксперименты по изучению поглощения CO_2 из атмосферы талой водой при таянии морского льда, результаты которых показали, что содержание CO_2 в воздухе уменьшается за счет его поглощения талой водой, образующейся при таянии морского льда (рис. 3.2.7).

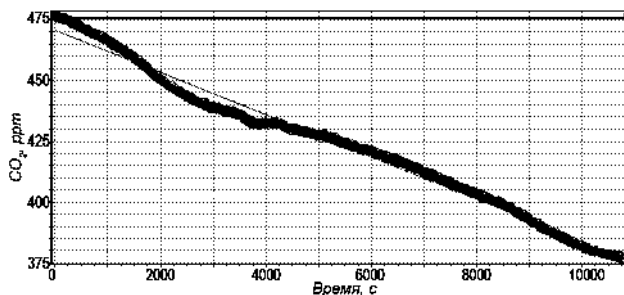


Рис. 3.2.7. Изменение содержания CO_2 в воздухе при таянии морского льда.

Белое, Баренцево и Гренландское моря

Основной целью гидрохимических исследований, проводившихся в 2014 г. в рамках «Плавучего университета», было получение комплексной информации о состоянии природной системы Белого, Баренцева и Гренландского морей, взаимодействии основных ее компонентов и влиянии на нее климатических изменений в северных полярных районах.

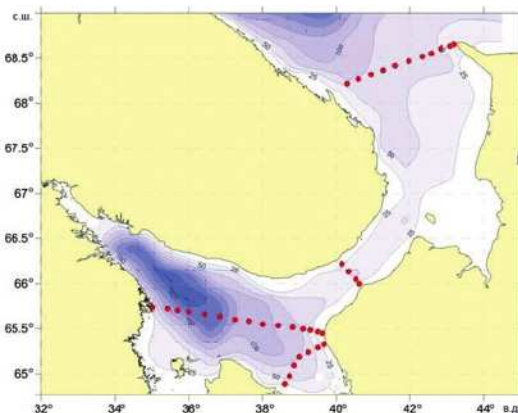


Рис. 3.2.8. Схема океанографических и гидрохимических работ в Белом море.

В ходе работ определялись водородный показатель и содержание кислорода, биогенных элементов (фосфор в составе фосфатов и кремний в составе силикатов) и тяжелых металлов.

Всего в ходе рейса было выполнено 12 океанографических разрезов, включающих 153 станции. На гидрохимический анализ вод была отобрана 6821 проба, в том числе 1705 проб на растворенный кислород, 1698 проб на фосфор фосфатов, 1708 проб на кремний и 1710 проб на водородный показатель (рН).

В Белом море работы проводились на четырех разрезах: 1) Ивановы Луды — мыс Зимнегорский, 2) мыс Керец — Унская губа, 3) р. Пулоньга — мыс Инцы, 4) мыс Канин Нос — мыс Святой Нос. Это позволило проследить процессы водообмена между Белым и Баренцевым морями и влияние речного стока (рис. 3.2.8).

Кислородный режим Белого моря отличался перенасыщением (до 125 %) в верхнем слое, обусловленным выхолаживанием и активным газообменом с атмосферой, и уменьшением концентрации кислорода до 80 % в глубоких слоях, что под-

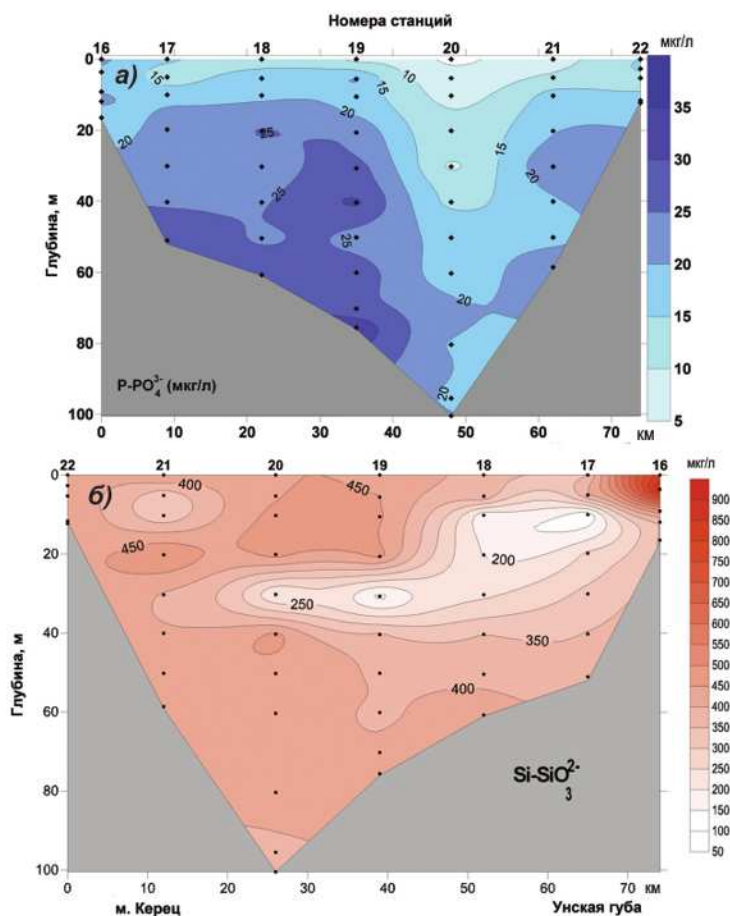


Рис. 3.2.9. Распределение гидрохимических характеристик вод Белого моря на разрезе Унская губа — мыс Керец.

а — содержание фосфора фосфатов ($\mu\text{кг/л}$), б — содержание кремния ($\mu\text{кг/л}$).

тверждает хорошую вентиляцию и водообмен с Баренцевым морем. Распределение водородного показателя не отличалось от типичного: максимальные значения наблюдались на поверхности, уменьшаясь по направлению ко дну на всех разрезах. Минимальные концентрации фосфора фосфатов и кремния наблюдались в поверхностном 50-метровом слое (рис. 3.2.9), что свидетельствует о потреблении биогенов фитопланктоном. С увеличением глубины концентрация биогенных элементов возрастала до 35 мкг/л для фосфора и 1200 мкг/л для кремния. В районе Унской губы (станция № 16) в поверхностном слое отмечалось резко повышенное содержание кремния, что обусловлено влиянием речного стока.

В Горле Белого моря концентрации кислорода и фосфора фосфатов практически однородны по всей глубине вследствие перемешивания вод из-за относительно малых глубин и разнонаправленных течений, в то время как содержание кремния (рис. 3.2.10) характеризовалось горизонтальным градиентом: концентрация уменьшалась по мере удаления от берега мыса Инцы до р. Пулоньги.

Разрез мыс Канин Нос — мыс Святой Нос на границе между двумя морями в зоне интенсивных разнонаправленных течений отличался большой вертикальной однородностью показателей и сравнительно высоким содержанием металлов. Однако со стороны мыса Канин Нос, где течение направлено из Белого моря, водная масса характеризуется повышенным содержанием кремния и цинка и более низкими значениями pH, в то время как водная масса со стороны мыса Святой Нос, где течение направлено из Баренцева моря в Белое, характеризуется пониженными концентрациями кремния, железа и меди и высокими значениями pH.

В целом, для придонных вод Белого моря характерны повышенная концентрация стронция (до 14 мг/л), что указывает на залегание более соленых баренцевоморских вод. В то же время, повышенные концентрации железа (до 900 мкг/л), меди (до 200 мкг/л), хрома (до 170 мкг/л во внутренней части моря и до 370 мкг/л на границе

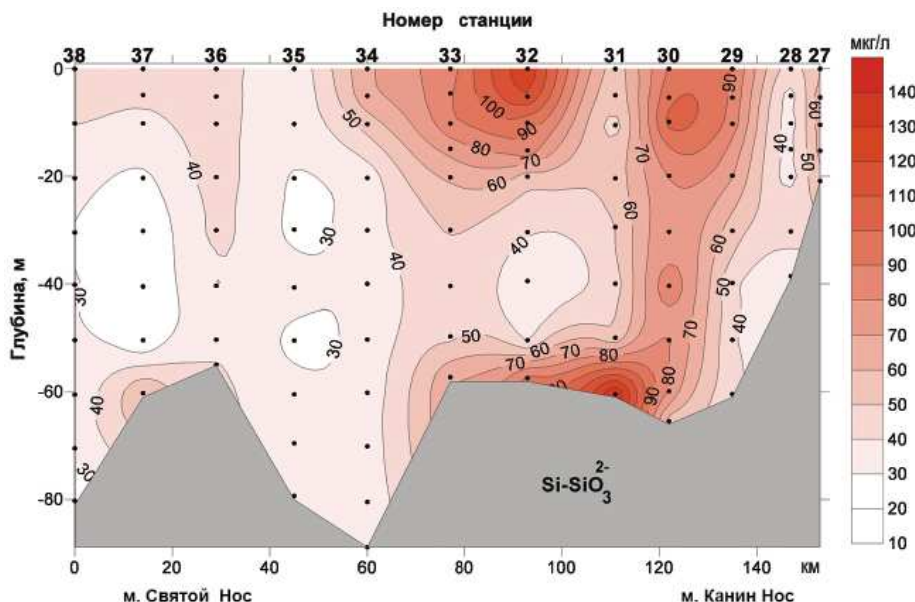


Рис. 3.2.10. Распределение кремния (мкг/л) на разрезе мыс Канин Нос — мыс Святой Нос.

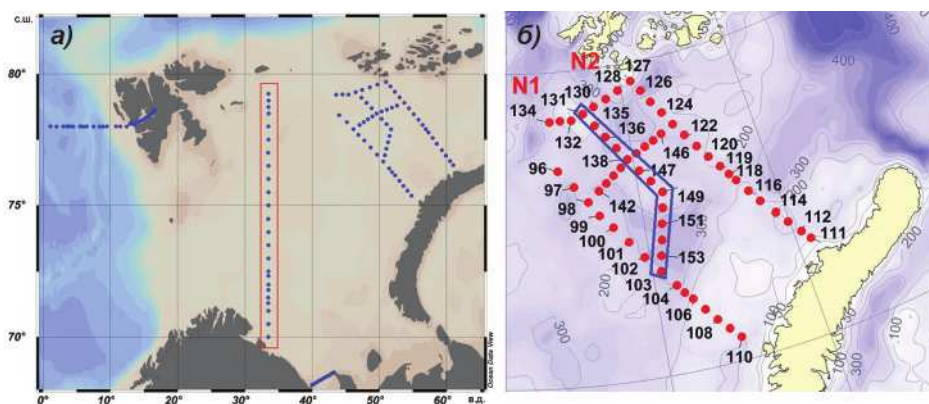


Рис. 3.2.11. Схема океанографических и гидрохимических работ в Баренцевом море.
 а — схема станций разреза «Кольский меридиан», б — схема станций в северо-восточной части Баренцева моря.

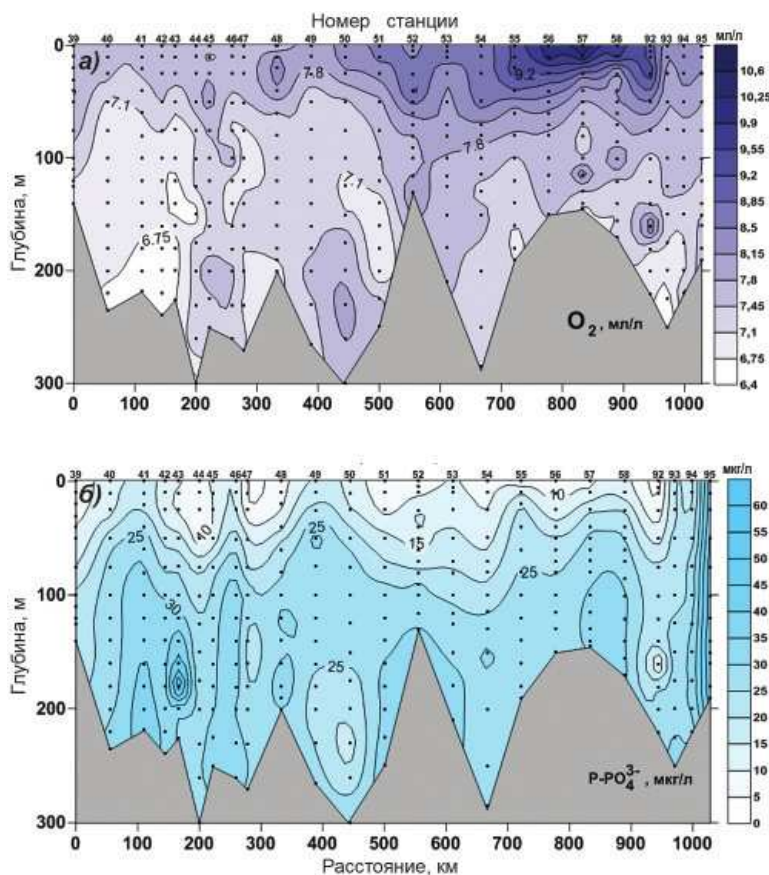


Рис. 3.2.12. Распределение содержания растворенного кислорода (мл/л) (а) и фосфора фосфатов (мкг/л) (б) на разрезе «Кольский меридиан».

между морями) и рубидия (до 200 мкг/л) наблюдались в поверхностном слое у берегов, что свидетельствует об их поступлении с поверхностным и речным стоком.

В Баренцевом море работы велись на шести разрезах: 5) Кольский меридиан, 6) о. Виктория — п-ов Адмиралтейства, 7) б. Русская Гавань — мыс Флора, 8) Запад — мыс Флора, 9) Северный крест поперек, 10) Северный крест вдоль (рис. 3.2.11).

Разрез «Кольский меридиан», расположенный в центральной части Баренцева моря вдоль меридиана 33°30'в.д., является уникальным по длительности океанографических наблюдений, ведущихся с 1900 г. В 2014 г. минимум кислорода (рис. 3.2.12), совпадающий с температурой выше 4,5 °С и максимумом фосфора (61 мкг/л), пришелся на глубину 150—200 м на станциях № 41—43. Вторая водная масса, которая имеет квазипостоянное положение в разные годы, выделяется по максимуму кислорода на поверхности в районе станций № 56—58.

Также особенностью структуры вод на разрезе являются минимум содержания биогенных элементов и локальный максимум содержания растворенного кислорода в районе станций № 49—50 на глубине более 150 м, где, вероятно, проходит граница ядра атлантических вод. Поверхностный слой воды до 50 м характеризуется минимальными концентрациями фосфора (рис. 3.2.13) и кремния (при среднем значении по разрезу 24 мкг/л Р — PO_4 и 93 мкг/л Si — SiO_2) и соответствует глубине фотического слоя, где происходит наиболее интенсивное потребление биогенных элементов фитопланктоном в весенний период. Содержание металлов варьирует в широких пределах (Sr 8 — 22 мг/л, Fe 0—5500 мкг/л, Cu 30—240 мкг/л, Rb 0—2500 мкг/л) без ярко выраженных особенностей в распределении из-за взаимного влияния нескольких водных масс, имеющих различные характеристики: атлантической, баренцево-морской и водной массы Северного Ледовитого океана.

Влияние атлантических вод на гидрохимическую структуру прослеживается далее в разрезе о. Виктории — п-ов Адмиралтейский (рис. 3.2.13). Здесь на глубине

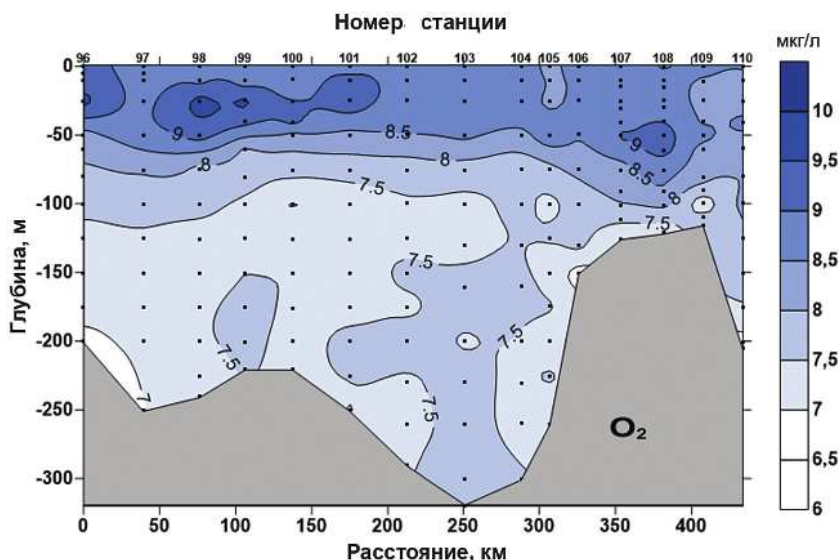


Рис. 3.2.13. Распределение растворенного кислорода (мкг/л) на разрезе о. Виктория — п-ов Адмиралтейства.

более 100 м проходят две струи атлантических вод, температура которых выше 0 °С и соленость выше 34,9 ‰: в северной части разреза с ядром в районе станций № 98—99 и южнее в районе станций № 104—105. В атлантических водах концентрация растворенного кислорода понижена (ниже 7,5 мл/л) везде за исключением локального максимума, относящегося к ядру атлантических вод. Подобная структура наблюдалась в 2012 г., однако минимум кислорода наблюдался в наиболее глубокой части разреза.

В отличие от концентрации кислорода содержание фосфора и кремния имеет классическое распределение, схожее с данными за 2012 и 2013 гг., с минимумом в слое до 50 м и постепенным возрастанием концентрации с глубиной (до 31 и 200 мкг/л соответственно). Однако повышенное содержание брома (до 150 мг/л), стронция (до 17 мг/л и железа до 1500 мкг/л) со стороны о. Виктории указывает на более соленую водную массу, которая прослеживается далее на разрезе Запад — мыс Флора на глубине 50—100 м по повышенным концентрациям брома и стронция. Содержание хрома у п-ова Адмиралтейский варьировало от 100 до 360 мкг/л, содержание меди — от 50 до 300 мкг/л и содержание цинка — от 50 до 350 мкг/л.

Структура вод на разрезах б. Русская Гавань — мыс Флора и Запад — мыс Флора не имеет каких-либо значимых отклонений: содержание кислорода уменьшается с глубиной, однако насыщение не опускается ниже 80 %, а содержание биогенов возрастает — до 32 мкг/л фосфора и 464 мкг/л кремния. Таким образом, максимальная концентрация кремния, зафиксированная здесь в 2012 г., была превышена примерно в два раза. В распределении содержания металлов наблюдается его повышение в придонных водах в центральной части разреза. Исключение составляет железо — его максимумы приурочены к прибрежным районам. На разрезе Запад — мыс Флора максимальные концентрации биогенных веществ, а также цинка, меди, хрома и железа смещены к материковому склону.

Экстремально низкое содержание кремния (менее 10 мкг/л) при относительно высоком содержании фосфора (более 5 мкг/л) в поверхностном слое вод на разрезе

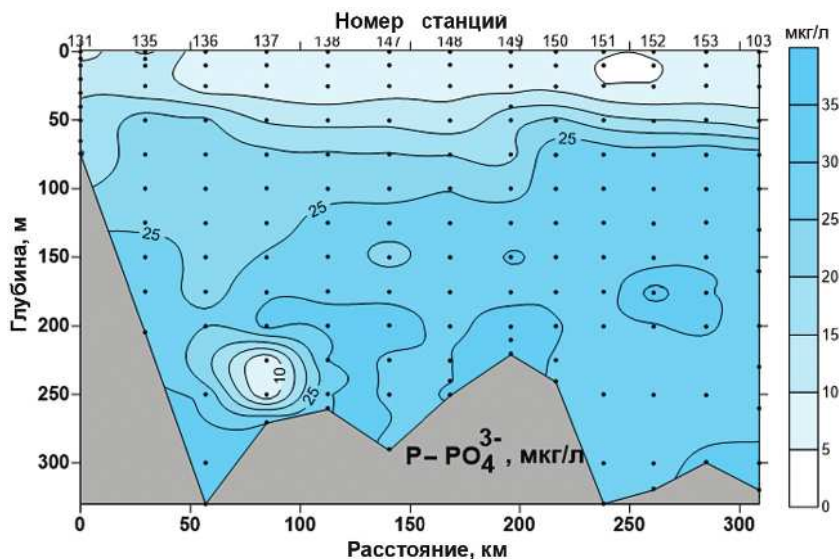


Рис. 3.2.14. Распределение фосфора (мкг/л) на разрезе Северный крест вдоль.

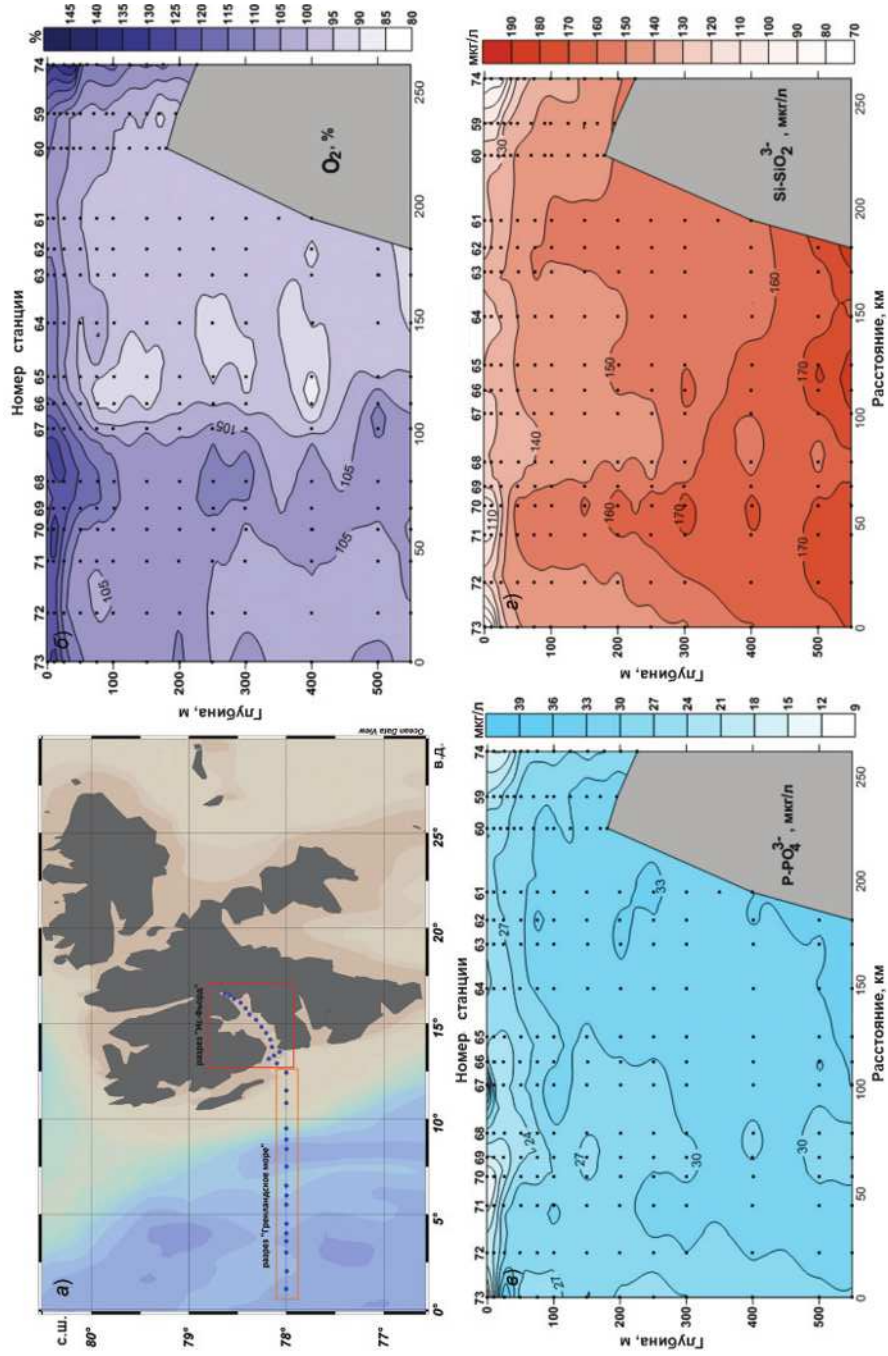


Рис. 3.2.15. Положение станций и гидрохимические характеристики на разрезе в Гренландском море.

a — схема станций разреза, *b* — распределение концентрации ($\%$) растворенного кислорода, *c* и *d* — распределение содержания (мкг/л) фосфора фосфатов(*c*) и кремния (*d*).

зах Северный крест поперек и Северный крест вдоль (рис. 3.2.14) при остальном «классическом» распределении параметров подразумевают лимитирующую роль кремния в развитии фитопланктона в этом районе. В районе Северный крест максимальные концентрации фосфора (34 мкг/л) и кремния (391 мкг/л) были измерены в придонном слое вод.

В Гренландском море работа проводилась на двух разрезах: 11) Ис-Фьорд и 12) Гренландское море (рис. 3.2.15), пересекающем стрежень Западно-Шпицбергенского течения, которое является основным «поставщиком» теплых атлантических вод в арктический бассейн. Здесь по содержанию кислорода выделяются три зоны: западная, характеризующаяся насыщением кислородом и пониженным содержанием фосфора и кремния у поверхности; восточная, у материкового склона, обедненная кислородом, с повышенным содержанием фосфора и кремния в поверхностном слое, соответствующая «старому» атлантическому ядру, и третья, на шельфе, с водами, перенасыщенными кислородом и обедненными биогенными веществами, относящаяся к границе теплого Западно-Шпицбергенского и холодного Прибрежного течения.

В целом по разрезу концентрация фосфора составляет 10—44 мкг/л, кремния — 76—190 мкг/л (рис. 3.2.15) при более высоком их содержании в верхнем фотическом слое, чем в Баренцевом море, что, очевидно, обусловлено запаздыванием развития фитопланктона из-за наличия ледяного покрова. Максимальные концентрации металлов, обусловленные стоком со Шпицбергена, приурочены к шельфовой зоне разреза, однако высокие концентрации рубидия (до 1000 мкг/л) наряду с пониженными концентрациями стронция (не более 8 мг/л) отмечались по всей толще западной части разреза.

Распределение гидрохимических параметров в заливах Ис-Фьорд и Бильефьорд определяется притоком атлантических и талых вод, конвекцией и фотосинтезом. Верхний слой до глубины 30 м был перенасыщен кислородом, концентрация которого уменьшалась с глубиной. Этот же фотический слой в результате развития фитопланктона был сильно обеднен фосфором и кремнием, содержание которых возрастало с глубиной с максимумом (фосфор — 37 мкг/л, кремний — 153 мкг/л) в понижениях дна. Такая же закономерность присутствует в распределении металлов: концентрации железа, меди, цинка и хрома возрастают у дна до 600, 250, 170 и 400 мкг/л соответственно.

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2014 г. наблюдения за уровнем моря велись в Карском море на двенадцати станциях, семь из которых расположены в юго-западной части моря (им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос), Амдерма, Усть-Кара, им. М.В. Попова (о. Белый), Новый Порт, Диксон и Сопочная Карга) и пять — в северо-восточной части моря (о-ва Известий ЦИК, о. Голомянный, 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.

Необходимо отметить, что на станциях им. М.В. Попова (о. Белый), Новый Порт, Амбарчик и Рау-Чуа наблюдения за уровнем ведутся только в навигацион-

ный период года — с июля по октябрь, в связи с чем оценить сезонную и многолетнюю изменчивость уровня на этих станциях не представляется возможным. На станции о. Визе регулярные наблюдения за уровнем моря велись только с февраля по июль, на станции м. Стерлегова — только в ноябре и декабре, а на станции о. Голомянный — с апреля по июнь. Наблюдения на станции Певек осуществлялись только в первой половине года, а во второй носили отрывочный характер. Существенные пропуски есть в данных наблюдений на станциях им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос) и ГМО им. Е.К.Федорова (мыс Челюскина). На станции Тикси наблюдения, прерванные в конце 2010 г., до сих пор не возобновлены — прервался 60-летний ряд наблюдений.

Таким образом, относительно полноценные наблюдения в течение года появлялись только на пяти станциях в Карском море (Амдерма, Усть-Кара, Диксон, Сопочная Карга и о-ва Известий ЦИК) и четырех станциях в море Лаптевых (Анабар, мыс Кигилях, пр. Санникова, о. Котельный).

На протяжении 2014 г. колебания уровня на станциях Карского моря — как в его юго-западной, так и в северо-восточной части — происходили на повышенном фоне, аномалии среднегодовых уровней составили от + 5 см (Диксон) до +11 см (Амдерма), а на станции о-ва Известий ЦИК +8 см. В море Лаптевых среднегодовой уровень был близок к норме. При этом в его юго-западной части, на станции Анабар, среднегодовой уровень на 3 см превышал среднее многолетнее значение, а в восточной части, в районе Новосибирских островов, изменялся от –7 см на станции пр. Санникова до +3 см на станции о. Котельный. 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 2014 г. сезонные колебания уровня в целом были близки к типичным, однако в некоторых случаях отмечались существенные отклонения.

В январе и феврале в соответствии с типичным годовым ходом уровня на всех станциях Карского моря (рис. 3.3.1) наблюдался пониженный фон колебаний уровня: от –2 см на станции о-ва Известий ЦИК в январе до –26 см на станции м. Челюскина в феврале. В марте вместо дальнейшего понижения уровня или сохранения его на прежнем уровне произошло его повышение до существенно положительных значений на всех станциях за исключением станции мыс Челюскина, где также отмечался подъем уровня, однако сохранились отрицательные аномалии. В апреле в Карском море продолжал сохраняться повышенный фон колебаний уровня моря, который составлял от +8 см на станции о. Визе до +21 см на станции Диксон. В мае произошло понижение среднего уровня от –3 см на станции о. Визе до +5 см на станции Диксон. Исключение составила станция Сопочная Карга, где средний уровень повысился и достиг +21 см, что объясняется сравнительно рано начавшимися процессами весеннего таяния и началом половодья. В июне направленность процессов изменения среднего уровня в юго-западной и северо-восточной частях Карского моря носила противоположный характер: если в юго-западной части моря уровень стал повышаться, то в северо-восточной части он понизился до слабо отри-

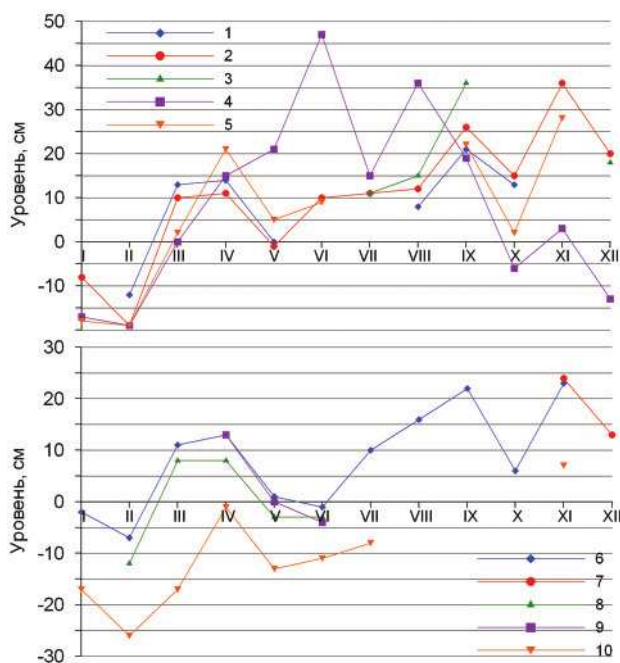


Рис. 3.3.1. Изменения среднемесячного значения уровня на станциях Карского моря в 2014 г. 1 — им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос), 2 — Амдерма, 3 — Усть-Кара, 4 — Сопочная Карга, 5 — Диксон, 6 — о-ва Известий ЦИК, 7 — мыс Стерлегова, 8 — о. Визе, 9 — о. Голомянный, 10 — ГМО им. Е.К. Федорова (мыс Челюскина).

пательных аномалий: от -1 см на станции о-ва Известий ЦИК до -11 см на станции мыс Челюскина.

В дальнейшем, в период с июля по декабрь, сезонные колебания уровня приобрели достаточно типичный характер для этого времени года. Колебания уровня в Карском море происходили на повышенном фоне с пиком, наблюдавшимся в сентябре, когда среднемесячное значение уровня составило от $+21$ см на станции мыс Большой Болванский Нос до $+36$ см на станции Усть-Кара. При этом необходимо отметить, что в октябре практически на всех станциях произошло существенное понижение фона колебаний уровня моря, которое составило 10 — 20 см, но положительные аномалии, хотя и слабо выраженные, сохранялись на всех станциях за исключением станции Сопочная Карга, где аномалия среднемесячного уровня составила -9 см. В ноябре на всех станциях вновь наблюдалось повышение среднего уровня — его аномалия составила от $+3$ см на станции Сопочная Карга до $+36$ см на станции Амдерма. В декабре в соответствии с типичными сезонными изменениями уровень моря понизился, но отрицательные значения наблюдались только на станции Сопочная Карга (-13 см), а на остальных станциях его значение изменялась от $+13$ см на станции мыс Стерлегова до $+20$ см на станции Амдерма.

В юго-западной части моря Лаптевых (п/ст Анабар) (рис. 3.3.2) в январе колебания уровня происходили на пониженном фоне (-16 см). В феврале произошло повышение среднего уровня до среднего многолетнего значения, и в дальнейшем на протяжении всего весеннего периода — с марта по май — колебания уровня проис-

ходили на слабо повышенном фоне (от +4 до +9 см). В июне фон колебаний уровня моря резко повысился, составив +40 см в период прохождения волны весеннего паводка, но в дальнейшем снова опустился к среднегодовому уровню и на протяжении всей второй половины года колебался около средних значений (от –8 до 9 см).

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских островов (см. рис. 3.3.2), с января по март среднемесячные значения уровня моря были ниже средних многолетних (от –8 до –22 см). В апреле наблюдалось повышение фонового уровня до +15 см на станции о. Котельный. В дальнейшем на протяжении периода май — ноябрь уровень в этом районе колебался около средних многолетних значений: от –16 см в мае на станции пр. Санникова до +17 см в октябре на станции о. Котельный. В декабре на станциях мыс Кигилях и пр. Санникова произошло существенное понижение уровня — до –22 и –28 см соответственно, а на станции о. Котельный при этом продолжала сохраняться положительная аномалия среднего уровня (+15 см). При этом обычного для сезонного хода уровня арктических морей подъема уровня в период май — июнь в этой части моря Лаптевых не отмечалось, хотя характерный подъем уровня в период сентябрь — октябрь наблюдался.

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

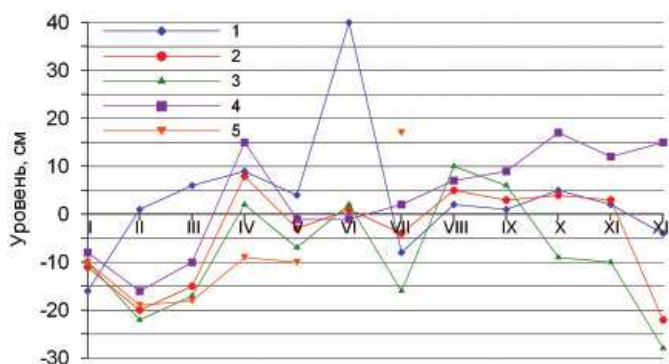


Рис. 3.3.2. Изменения среднемесячного уровня на станциях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в 2014 г.

1 — Анабар, 2 — мыс Кигилях, 3 — о. Котельный, 4 — пр. Санникова, 5 — Певек.

Сгонно-нагонные колебания уровня

Так же как и в последние несколько лет, в 2014 г. отмечены существенные изменения в режиме сгонно-нагонных колебаний уровня арктических морей. Ранее наиболее значительные анемобарические изменения уровня отмечались преимущественно в сентябре и октябре, реже в августе и ноябре и весьма редко в остальные месяцы года. В 2012 г. наиболее существенные сгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в периоды ноябрь — январь или июль — август, т. е. отмечался сдвиг пика сгонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне. То же самое наблюдалось и в 2013 г.

В 2014 г. наиболее значительные сгоны в юго-западной части Карского моря на станции Амдерма (–55 см) отмечались 13 февраля и 25 сентября, а на станции Усть-

Кара (–51 см) — 2 августа, в то время как в 2012 г. они наблюдались в мае и апреле, а в 2013 г. — в ноябре и сентябре соответственно. Наиболее значительный нагон в этом районе Карского моря наблюдался 12 сентября, когда уровень моря на станции Амдерма на 92 см превысил среднее значение.

Наиболее значительные понижения уровня моря (–73 см) были зафиксированные на станции им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос) 13 февраля, а наиболее значительный нагон — 31 октября, когда уровень поднялся на 97 см выше среднего многолетнего значения.

В районе Енисейского залива наиболее значительные понижения уровня моря были зафиксированы 8 января на станциях Сопочная Карга (–70 см) и о. Диксон (–72 см). Наиболее значительный подъем уровня отмечался в этом районе 12 августа (+123 см) на станции Сопочная Карга.

В северо-восточной части Карского моря наиболее значительное понижение уровня моря (–60 см) отмечалось в феврале на станции ГМО им. Е.К. Федорова (м. Челюскина), а наиболее значительный подъем уровня моря (+61 см) — 6 ноября на станции о-ва Известий ЦИК.

Наиболее значительный сгон в юго-западной части моря Лаптевых наблюдался на станции Анабар 21 марта (–85 см), а наиболее высоких отметок уровень моря достиг на той же станции 4 июня, когда отмечался пик прохождения волны весеннего половодья. Однако при этом необходимо отметить, что подъем уровня был сравнительно невелик и превысил среднее многолетнее значение только на 110 см.

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских островов, наиболее значительные сгоны были зафиксированы 23 октября, когда уровень моря на станции мыс Кигилях и пр. Санникова опустился ниже среднего многолетнего значения на 73 и 52 см соответственно, и 4—5 сентября, когда уровень на этих же станциях опустился ниже среднего многолетнего значения на 72 и 62 см соответственно. Наиболее значительный подъем уровня наблюдался 17 апреля на о. Котельный (+76 см).

Оценить сгонно-нагонные колебания уровня в Восточно-Сибирском море на протяжении всего 2014 г. невозможно в связи с отсутствием регулярных наблюдений. Известно, что в летний период года (июль — сентябрь) на станции Амбарчик сгон достиг значения –89 см относительно среднего многолетнего, а на станции Певек по данным, полученным за первые четыре месяца года, — значения –70 см. Максимальный нагон наблюдался 29 сентября на станции Рау-Чуа, когда уровень моря там превысил среднее многолетнее значение на 127 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 был близок к нулю (табл. 3.3.1). Его значение составляло от 0,006 до 0,030 см/год при среднем значении 0,016 см/год и средней квадратической ошибке $\pm 0,071$ 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.

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

Район	Период		
	1950—2014	1950—1986	1984—2014
Юго-запад Карского моря	$+0,286 \pm 0,029$	$+0,006 \pm 0,054$	$+0,441 \pm 0,080$
Восток Карского моря	$+0,122 \pm 0,033$	$+0,012 \pm 0,078$	$+0,022 \pm 0,090$
Новосибирские о-ва	$+0,215 \pm 0,039$	$+0,030 \pm 0,080$	$+0,270 \pm 0,120$
Среднее	$+0,208 \pm 0,034$	$+0,016 \pm 0,071$	$+0,244 \pm 0,097$

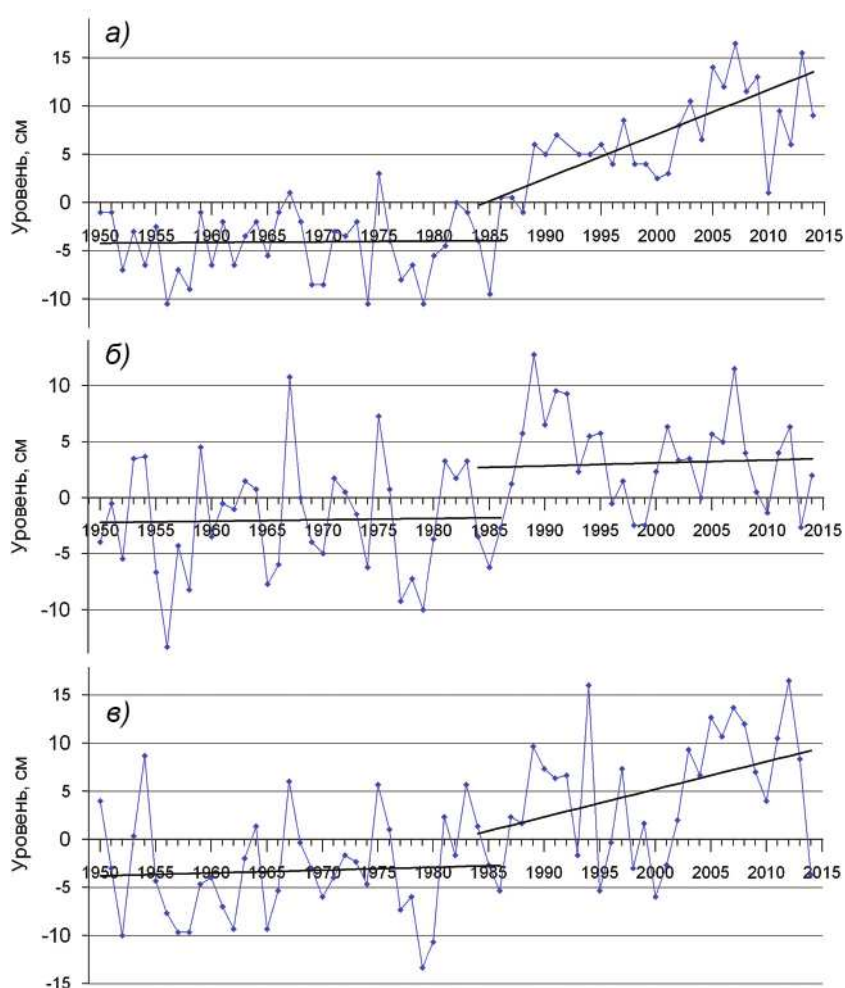


Рис. 3.3.3. Аномалии среднегодового уровня моря, осредненные по районам арктических морей.

а — юго-запад Карского моря, *б* — восток Карского моря, *в* — район Новосибирских островов. Прямыми линиями показаны линейные тренды.

Величина тренда за период 1984—2014 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,022 до 0,441 см/год при среднем значении тренда 0,244 см/год и средней квадратической ошибке $\pm 0,097$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован в юго-западной части Карского моря.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов, проходящих над акваторией арктических морей, приводит к усилению характерной для этих морей циклонической циркуляции и, следовательно, к понижению уровня моря в центре циркуляции и его 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 и 2013 гг. в 2014 г. произошло некоторое понижение фона колебаний уровня моря, особенно существенное в районе Новосибирских остров, где уровень впервые после 2001 г. опустился ниже средних отметок.

Выводы

Анализ данных наблюдений за колебаниями уровня на станциях арктических морей позволил сделать следующие выводы:

- на протяжении 2014 г. колебания уровня арктических морей происходили на фоне, превышающем средние многолетние значения;
- сезонные колебания уровня в целом были близки к типичным, однако в некоторых случаях отмечались существенные отклонения: в частности, в Карском море в весенний период года наблюдался не пониженный, а повышенный фон колебаний уровня;
- наиболее существенные стонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в периоды ноябрь — январь или июль — август; таким образом, отмечается сдвиг пика стонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне;
- отмечается уменьшение абсолютных значений экстремальных стонов и нагонов и, следовательно, колебаний уровня в целом;
- 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 и 2013 гг. в 2014 г. произошло некоторое понижение фона колебаний уровня моря, особенно существенное в районе Новосибирских остров, где уровень впервые после 2001 г. опустился ниже средних отметок.

3.4. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Ввиду отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях 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 вклю-

чает в себя Баренцево и Карское моря (западный сектор), а вторая — моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (восточный сектор).

Основными исходными данными для расчетов по модели 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 Брэкнелл (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 сплошности морского льда.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значений максимумов значительной высоты волн (significant wave height, H_s) 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 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 2014 г. преобладало волнение с высотой волн от 2 до 3 м (31 % случаев). Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило в 2014 г. 8 %. Это наименьшее число случаев 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 %, 2013 г. — 10 %).

Наиболее штормовыми месяцами года стали март, сентябрь, октябрь и декабрь. По числу штормов в Баренцевом море в 2014 г. выделяется октябрь, в течение кото-

Таблица 3.4.1

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) на акватории Баренцева моря в 2014 г.

Месяц	Высота волн, м									
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
Январь	—	7	13	7	4	—	—	—	—	—
Февраль	—	—	4	9	12	1	2	—	—	—
Март	—	2	7	12	5	1	2	1	1	—
Апрель	—	7	4	10	4	4	1	—	—	—
Май	2	14	12	3	—	—	—	—	—	—
Июнь	—	16	9	4	1	—	—	—	—	—
Июль	1	19	11	—	—	—	—	—	—	—
Август	—	14	16	1	—	—	—	—	—	—
Сентябрь	—	3	7	6	11	1	—	2	—	—
Октябрь	—	3	13	5	3	3	4	—	—	—
Ноябрь	—	—	8	14	5	3	—	—	—	—
Декабрь	—	1	10	8	7	3	1	—	—	1
Итого за год	3	86	114	76	55	16	10	3	1	1

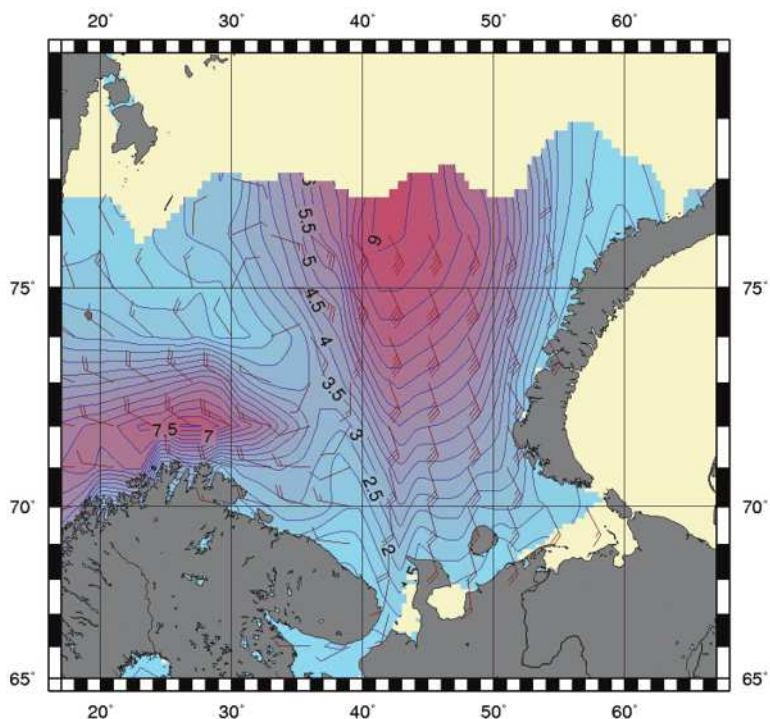


Рис. 3.4.1. Поля ветра и высоты волн (м) в Баренцевом море на 18 ч UTC 31 декабря 2014 г.

рого расчетная высота волн на акватории Баренцева моря семь раз превышали 5 м. Наиболее продолжительный шторм с высотой волн от 5,0 до 7,0 м отмечался в октябре (с 24 по 30 октября). В марте 2014 г. значение высоты волн на входе в Баренцево море превысило 8 м (7 марта, 12 ч). В сентябре 2014 г. высота волн в центральной части Баренцева моря дважды превысила 7 м (14 и 15 сентября). Максимальная высота волн в Баренцевом море по результатам расчетов отмечалась в декабре и составила более 9 м (31 декабря, 12 и 18 ч).

На рис. 3.4.1 приведены поля ветра и высоты волн в Баренцевом море на 18 ч UTC 31 декабря 2014 г.

Карское море

В табл. 3.4.2 приведена повторяемость различных градаций высоты волн на открытых участках Карского моря, свободных от льда в течение 2014 г. Из таблицы видно, что на акватории Карского моря в 2014 г. преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (42 %). Волнение с высотой волн более 5 м в Карском море в 2014 г. рассчитано не было. Это свидетельствует о снижении штормовой активности в Карском море по сравнению с периодом 2007—2013 гг. Наиболее штормовым месяцем стал сентябрь.

В конце июня Карское море стало открываться и полностью освободилось от льда во второй половине августа. Полностью закрылось оно в конце ноября — начале декабря.

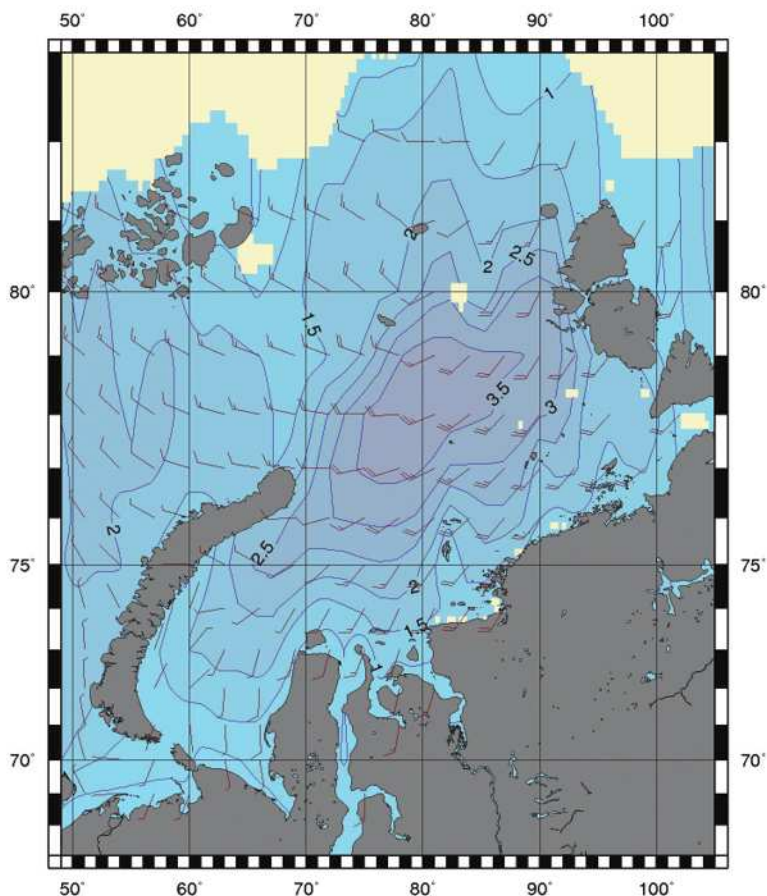


Рис. 3.4.2. Поля ветра и высоты волн (м) в Карском море на 12 ч UTC 29 сентября 2014 г.

На рис. 3.4.2 в качестве примера приведены поля ветра и высоты волн (H_s) на акватории Карского моря на 12 ч 29 сентября 2014 г.

Таблица 3.4.2

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Карском море в 2014 г.

Месяц	Высота волн, м			
	0—1	1—2	2—3	3—4
Июнь (с 24.06)	6	1	—	—
Июль	10	17	4	—
Август	4	14	12	1
Сентябрь	—	8	14	8
Октябрь	3	16	10	2
Ноябрь	4	12	9	5
Итого	27	68	49	16

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.

Таблица 3.4.3

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) на акватории моря Лаптевых в 2014 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
Июнь	15	13	2	—	—	—
Июль	6	19	6	—	—	—
Август	—	9	17	4	1	—
Сентябрь	—	7	12	5	3	3
Октябрь	4	12	10	4	1	—
Итого	25	60	47	13	4	3

Таблица 3.4.4

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) на акватории Восточно-Сибирского моря в 2014 г.

Месяц	Высота волн, м						
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7
Июнь	20	9	1	—	—	—	—
Июль	13	15	3	—	—	—	—
Август	1	16	11	2	1	—	—
Сентябрь	—	10	16	2	1	1	—
Октябрь	1	10	9	6	2	2	1
Ноябрь	11	12	7	—	—	—	—
Итого	46	72	47	10	4	3	1

Таблица 3.4.5

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Чукотском море в 2014 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
Июнь	19	8	3	—	—	—
Июль	4	20	5	2	—	—
Август	4	13	11	3	—	—
Сентябрь	—	6	12	10	2	—
Октябрь	—	5	13	5	6	2
Ноябрь	—	6	19	5	—	—
Декабрь (до 15.12)	1	2	4	4	2	2
Итого (198)	28	60	67	29	10	4

Из табл. 3.4.3—3.4.5 видно, что на акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского преобладали волны высотой от 1 до 2 м, а на акватории Чукотского моря — высотой от 1 до 3 м.

Наиболее штормовым месяцем в море Лаптевых стал сентябрь (высота волн трижды превышала 5 м — 4, 5 и 22 сентября).

Наиболее штормовым месяцем в Восточно-Сибирском море стал октябрь, когда расчетная высота волн составила более 6 м (24 октября в 12 и 18 ч), превысив, таким образом, значения за период 2008—2013 гг. Наиболее продолжительный шторм с высотой волн от 5,0 до 6,5 м также наблюдался в октябре (с 23 по 25 октября).

В Чукотском море наиболее штормовыми месяцами стали октябрь и декабрь. Максимальная высота волн, согласно расчетам, отмечалась в Чукотском море 9 декабря и составила более 5,5 м (00, 06 и 12 ч).

Все моря восточной Арктики стали открываться в начале июня, что является отличительной особенностью 2014 г. Особо следует отметить Восточно-Сибирское море. Обычно это море открывается в конце июля — начале августа, а закрывается в конце октября. В 2014 г. море стало открываться севернее Новосибирских островов уже в начале июня. В конце октября Восточно-Сибирское море стало быстро покрываться льдом, однако область чистой воды сохранялась в юго-восточной его части, у острова Врангеля, в течение ноября. Полностью Восточно-Сибирское море закрылось в начале декабря. Море Лаптевых закрылось в конце октября, а Чукотское — к середине декабря.

В сентябре область чистой воды в морях восточной Арктики распространялась до широты 84°. На рис. 3.4.3 в качестве примера приведены поля ветра и высоты волн (H_s) на акватории морей восточной Арктики на 00 ч 30 сентября 2014 г.

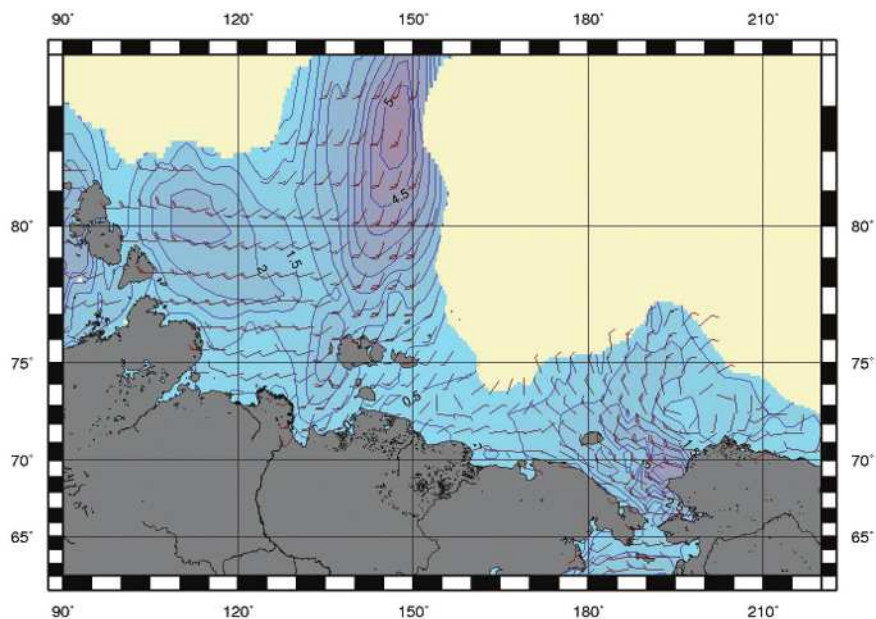


Рис. 3.4.3. Поля ветра и высоты волн (H_s м) в морях восточной Арктики на 00 ч UTC 30 сентября 2014 г.

Выводы

Анализ результатов модельных расчетов значительных высот волн ветрового волнения (H_s) за 2014 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 март, сентябрь, октябрь и декабрь. Повторяемость высоты волн более 5 м на акватории Баренцева моря в 2013 г. составила 8 %. Это наименьшее число случаев за весь расчетный период 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 (повторяемость 42 %). Волнение с высотой волн более 5 м в Карском море в 2014 г. рассчитано не было. Это свидетельствует о снижении штормовой активности в Карском море по сравнению с периодом 2007—2013 гг.

В восточной Арктике, на акваториях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м, а на акватории Чукотского моря — с высотой волн от 1 до 3 м.

Наиболее штормовым месяцем в море Лаптевых стал сентябрь (высота волн трижды превышала 5 м).

Наиболее штормовым месяцем в Восточно-Сибирском море стал октябрь, когда расчетная высота волн составила более 6,0 м, превысив, таким образом, значения за период 2008—2013 гг.

В Чукотском море наиболее штормовыми месяцами стали октябрь и декабрь. Максимальная расчетная высота волн в Чукотском море в декабре составила более 5,5 м.

Отличительной особенностью 2014 г. является раннее начало открытия всех морей восточной Арктики и позднее закрытие Восточно-Сибирского моря. Обычно Восточно-Сибирское море открывается в конце июля — начале августа, а закрывается в конце октября. В 2014 г. море стало открываться севернее Новосибирских островов уже в начале июня. В конце октября Восточно-Сибирское море стало быстро покрываться льдом, однако область чистой воды сохранялась в юго-восточной части моря у острова Врангеля в течение ноября. Полностью Восточно-Сибирское море закрылось в начале декабря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период январь—декабрь 2014 г., можно сделать следующие выводы.

Атмосферные процессы в 2014 г. в Северной полярной области развивались на фоне аномально повышенной повторяемости разновидностей меридиональных процессов. Число дней с зональными процессами на полушарии в 2014 г. было ниже нормы. В первом секторе полушария преобладали положительные аномалии числа дней с меридиональными процессами формы *E* циркуляции. Число дней с данной формой циркуляции превысило многолетнюю норму на 32 дня. Во втором секторе аномально высокую повторяемость имели меридиональные процессы типа M_2 , — она превысила многолетнюю норму на 16 дней.

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа центр планетарного циркумполярного вихря в период май — июль и сентябре находился в приполюсном районе, вблизи своего многолетнего положения. В период январь — апрель его основной центр чаще формировался над Канадой, а в августе, октябре и ноябре — над районом Таймыра.

Оси высотных гребней, блокирующих западный перенос воздушных масс, были чаще ориентированы на Европу и западное побережье Америки. Вследствие этого основной западный воздушный поток в средней тропосфере был направлен с Атлантического и Тихого океанов в полярный район Арктики.

В атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах Северного полушария ВФЗ располагалась чаще севернее своего многолетнего положения, что определило смещение циклонов в системах исландского и алеутского минимумов в полярный район Арктики по более высокоширотным траекториям по сравнению с 2013 г.

В приземном поле в 2014 г. произошло значительное усиление исландского минимума: среднегодовое понижение давления в районе Исландии по сравнению с 2013 г. составило более 3 гПа. Его центр в 2014 г. чаще располагался южнее своего среднего многолетнего положения. Основная его ложбина была ориентирована на северо-восток, восток. Наиболее активная циклоническая деятельность в полярном районе в 2014 г. отмечалась над морями Норвежским, Гренландским, северо-восточной частью Карского и Лаптевых.

Знак среднегодовой аномалии давления в полярном районе Арктики в 2014 г. по сравнению с 2013 г. сменился на противоположный — от положительных значений к отрицательным. Среднегодовой рост давления в Арктике в 2014 г. по сравнению с 2013 г. составил 1—2 гПа.

При высокоширотных траекториях циклонов в полярном районе Арктики в толще тропосферы отмечалась преобладающая направленность воздушных потоков с южной составляющей. Вследствие этого адвекция холодных воздушных масс по сравнению с 2013 г. была ослаблена, что способствовало повышению температурного фона в полярном районе Арктики до значений, сопоставимых с экстремально теплым 2012 г. Наиболее значительное повышение температурного фона по сравнению с 2013 г. отмечалось в районе Чукотского и Восточно-Сибирского морей, где среднегодовые значения температуры воздуха повысились на 4—5 °C.

Во все месяцы 2014 г. фон температуры воздуха оставался выше нормы. Наиболее высокие положительные аномалии отмечались в холодные месяцы года под влиянием циклонов с Северной Атлантики. Наиболее низкие аномалии наблюдались в июне и июле под влиянием арктического антициклона. Наиболее крупные среднегодовые значения положительных аномалий температуры воздуха в 2014 г. отмечались в районах севернее Гренландии и Канады. Эти районы Арктики внесли наибольший вклад в формирование аномально высокого температурного фона полярного района в 2014 г.

Результаты мониторинга атмосферных процессов и характера их проявления в условиях Арктики позволяют сделать основной вывод о том, что аномально высокий температурный фон в Северной полярной области, характерный для текущей циркуляционной эпохи (1996—2014 гг.), в 2014 г. сохранился. В среднем по полярному району аномалия температуры воздуха в 2014 г. составила $3,7^{\circ}\text{C}$, что на $1,1^{\circ}\text{C}$ выше, чем в прошлом 2013 г. и на $0,5^{\circ}\text{C}$ ниже экстремально высокого за весь ряд наблюдений значения, отмеченного в 2012 г.

Общая площадь дрейфующих льдов в Северном Ледовитом океане в середине сентября 2014 г. (период максимального сокращения) составила $5,1$ млн km^2 (при норме $6,3$ млн km^2), что на 19 % меньше средних многолетних значений.

Однако необходимо отметить, что в целом по СЛО и в его западном секторе 45° з.д. — 95° в.д. (Гренландское — Карское моря) в 2014 г. площадь льда превысила среднее значение за последнее десятилетие на 145 — 150 тыс. km^2 . В двух других секторах — 95° в.д. — 170° з.д. (моря Лаптевых — Чукотское, Берингово, Охотское) и 170° в.д. — 45° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика) площадь льда в середине сентября 2014 г. оказалась на 90 — 140 тыс. km^2 меньше среднего значения за последнее десятилетие.

После самого теплого летнего периода 2012 г., когда наблюдалось наибольшее за весь период наблюдений сокращение площади льда в СЛО, в течение последующих двух лет (2013—2014 гг.) площадь распространения льда устойчиво увеличилась и превышала сентябрьские показатели 2012 г. на $1,5$ млн km^2 .

Второй год подряд в российских арктических морях (Карском и Восточно-Сибирском) после летнего таяния сохранились остаточные льды.

Летний ледовый период 2014 г. был самым тяжелым за последние два десятилетия для восточного побережья Канады, где тяжелые льды в проливе Виктория блокировали главную трассу Северо-Западного прохода на протяжении всего сезона.

Ледообразование во всех арктических морях в осенний период 2014 г. началось позже нормы на 5 — 15 суток и экстремально поздно в Чукотском море — на 30 — 50 суток.

Согласно результатам наблюдений, выполненных в 2014 г., гидрологический режим СЛО продолжает характеризоваться аномальным состоянием по отношению к климатическому среднему. Распределение солёности в поверхностном слое характеризуется наличием дипольной структуры, выраженной отрицательными аномалиями солёности (-2 ‰) в Амеразийском суббассейне и положительными аномалиями солёности ($+1$ ‰ в зимний период и $+0,65$ ‰ в летний период) в Евразийском суббассейне.

Продолжает сохраняться положительная аномалия температуры ядра атлантических вод (АВ). В зависимости от географического положения максимальные значения температуры АВ в Евразийском суббассейне в 2014 г. фиксировались в преде-

лах 1,2—2,0 °С, что на 0,3—0,6 °С выше климатической нормы. В Амеразийском суббассейне максимальные значения температуры воды в ядре АВ составили 0,7—0,8 °С, превысив климатическую норму на 0,3—0,4 °С. Помимо аномалии термического состояния, продолжает прослеживаться аномалия локализации ядра АВ и его границ. Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0 °С, залегала на 40 м выше своего климатического положения.

Так же как и АВ, летние тихоокеанские воды в Амеразийском суббассейне характеризуются повышенными значениями температуры, превышающими климатическую норму на 1,3—1,4 °С. Максимальная температура слоя ЛТВ, по данным ИТР-76, в 2014 г. составила 1,73 °С. Как и в предшествующие несколько лет, нижняя граница ЛТВ залегала глубже (170 м) по сравнению со средним климатическим значением (120 м).

Полученные оценки аномалий температуры и солёности СЛО в 2014 г. практически полностью соответствуют значению, полученным в предшествующем 2013 г. Тенденций к повышению или понижению температуры воды АВ не наблюдается.