

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**

2007

Санкт-Петербург
ААНИИ
2008

УДК 551.5(02)(268.5)

ОБЗОР ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

2007

Научный редактор выпуска: д-р геогр. наук, проф. И.Е.Фролов

Подписано в печать 27.05.2008
Формат 70×100 1/16
Тираж 300

Печать офсетная
Усл. печ. л. 5,0
Заказ № 20

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38

ISBN 978-5-98364-020-7

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2008.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	2
1. Метеорологические условия северной полярной области	3
1.1. Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за 2007 г.	3
1.2. Мониторинг метеорологических параметров в северной полярной области	10
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	17
2.1. Развитие ледовых условий в зимний период	18
2.2. Начало таяния и разрушения льда в весенний период	21
2.3. Распределение ледяного покрова в летний период	25
2.4. Начало ледообразования и интенсивность осенних ледовых процессов	32
2.5. Ледовые процессы на устьевых участках рек	36
3. Гидрологические и гидрохимические условия Северного Ледовитого океана и его морей	41
3.1. Термохалинные условия и циркуляция водных масс	41
3.1.1. Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана	41
3.1.2. Состояние поверхностного слоя вод Арктического бассейна и арктических морей в 2007 г.	44
3.1.3. Поверхностная циркуляция летом 2007 г.	49
3.1.4. Особенности вертикального распределения температуры и солености летом 2007 г.	51
3.1.5. Состояние слоя вод тихоокеанского происхождения	51
3.1.6. Состояние слоя атлантических вод в Арктическом бассейне	53
3.1.7. Состояние нижних промежуточных и донных вод	60
3.2. Гидрохимические условия	64
3.2.1. Гидрохимические условия Арктического бассейна	64
3.2.2. Гидрохимические условия арктических морей	67
3.2.3. Образование «застойных» водных масс	70
3.3. Уровень арктических морей	71
3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей	74
Заключение	79

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане в 2007 году. Фактическая информация для составления обзора получена по данным государственной наблюдательской сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, проектов Всемирной метеорологической организации и экспедиционных исследований, проводимых в рамках национальных программ и проектов Международного полярного года 2007/08 (МПГ) российскими и зарубежными организациями.

Обзор особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане в 2007 г. выпущен на основе обобщения большого количества натурных материалов, полученных в рамках проведения МПГ 2008/08. В дальнейшем подобные обзоры планируется выпускать ежегодно.

В составлении обзора принимали участие ведущие специалисты ААНИИ.

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

Ледовый раздел посвящен описанию развития ледяного покрова и особенностям ледовых явлений в океане, арктических морях и устьевых областях основных арктических рек. Основой для такого анализа послужили данные спутникового мониторинга, экспедиционные наблюдения на судах и дрейфующих станциях и архивные климатические данные. В составлении раздела принимали участие специалисты отдела ледового режима и прогнозов (ответственный — зав. лабораторией канд. геогр. наук А.В.Юлин, 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 — и.о. зав. отделом канд. геогр. наук И.М.Ашик).

Общее руководство подготовкой обзора было осуществлено профессором, доктором географических наук И.Е.Фроловым.

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

1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

1.1. МОНИТОРИНГ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЛЯРНОМ РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗА 2007 г.

В данном 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 2007 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Атмосферные процессы здесь тесно взаимосвязаны с развитием и перестройками процессов общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. процессами значительно более крупного масштаба, чем рассматриваемый район.

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

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов 2007 г. учитывались основные элементы ОЦА: местоположение центра планетарного циркумполярного вихря на H_{500} ; географическая ориентация планетарной фронтальной зоны; состояние длинных термобарических волн; развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов. Оценка пространственно-временной изменчивости крупномасштабных процессов производилась средствами комплексного аэро-синоптического анализа термобарических полей в толще тропосферы путем выделения квазиоднородных циркуляционных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных процессов по классификации Г.Я.Вангенгейма—А.А.Гирса.

Для атлантико-евразийского сектора полушария выделяются три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды W (западная) форма циркуляции и два меридиональных процесса с волнами большой амплитуды С (меридиональная) и Е (восточная) формы циркуляции. Каждая из форм имеет ряд разновидностей, отражающих перестройку от одного макропроцесса к другому.

В тихоокеано-американском секторе полушария выделяется также три типа процессов: Z — западный и два меридиональных M_1 и M_2 .

Каждый макропроцесс имеет значимые отличия в направленности крупномасштабных атмосферных процессов и состоянии основных центров действия атмосферы. Так, при макропроцессе на полушарии C_{M1} над Атлантическим и Тихим океанами хорошо развиты гребни азорского и гавайского максимумов. Исландский и алеутский минимумы ослаблены и смещены к западу в районы Ньюфаундленда и Охотского моря.

Реальное состояние циркуляции в атмосфере и метеорологические условия каждого конкретного года существенно отличаются друг от друга и от среднего многолетнего состояния (нормы). Развитие процессов каждого года указывает на существование большого числа вариантов конкретных реализаций ОЦА.

Для анализа макросиноптических процессов межгодовой изменчивости и их влияния на развитие гидрологических процессов в океане использовался также индекс арктической осцилляции. Индекс отражает состояние циркумполярного полярного вихря (ЦПВ) и связанных с ним преобладающих зональных потоков воздушных масс. Индекс положителен при усилении (углублении) полярного циклона и отрицателен при его ослаблении.

При этом надо учитывать, что индекс характеризует интенсивность воздушных потоков, осредненных по большому району, но не отражает географическую ориентацию ЦПВ и положение высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны. Данные элементы ОЦА крайне важны при анализе развития и перестроек атмосферных процессов внутри года и оценке метеорологических процессов в отдельных районах Арктики. В связи с этим область применения индекса в настоящем обзоре ограничена использованием его в анализе межгодовой изменчивости атмосферных процессов и гидрологических условий в Арктике.

В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2007 г. были выявлены следующие особенности.

Атмосферные процессы Северного полушария развивались на аномально повышенном фоне зональной циркуляции в первом и втором секторе полушария (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Годовые значения числа дней с формами (W, C, E) и типами (З, M₁, M₂) и их отклонения от нормы

Форма, тип	W	C	E	З	M ₁	M ₂
Число дней	138	95	132	140	100	125
Аномалии	11	2	-13	11	0	-11

На рис. 1.1, 1.2, 1.3, 1.4 представлены карты средних за 2007 г. полей геопотенциальной поверхности H₅₀₀, приземного давления и аномалий давления и температуры воздуха.

На рис. 1.1 центр циркумполярного вихря (ЦПВ) смещен в западный район Арктики. Высотные ложбины его ориентированы на север Канады и район полуострова Таймыр. Ось высотного гребня ориентирована через районы Америки в восточный канадско-американский район Арктики.

В приземном поле циклоны в Атлантическом и Тихом океанах смещались в зональном направлении высокоширотными траекториями, что обусловило формирование в евразийском секторе Арктики отрицательных аномалий приземного давления. В восточном секторе Арктики под влиянием арктического антициклона сформировались положительные аномалии давления.

При таком развитии макропроцесса в Арктике преобладали воздушные потоки преимущественно юго-западных, южных и юго-восточных направлений, что и обусловило устойчивую в течение всего года адвекцию теплых воздушных масс. В 2007 г. экстремальные положительные аномалии температуры воздуха отмечались в евразийском секторе Арктики, где среднегодовые значения анома-



Рис. 1.1. Средняя карта изобарической поверхности 500 гПа за 2007 г.

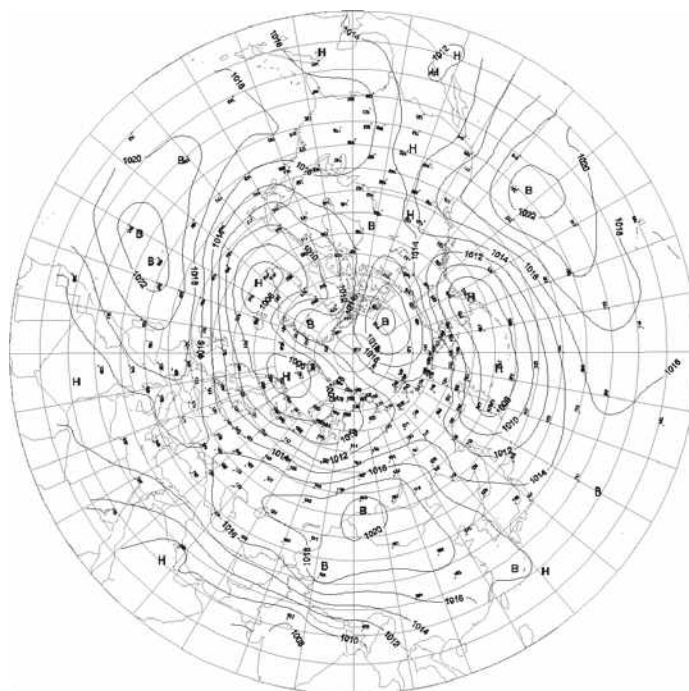


Рис. 1.2. Среднее приземное давления за период 2007 г.

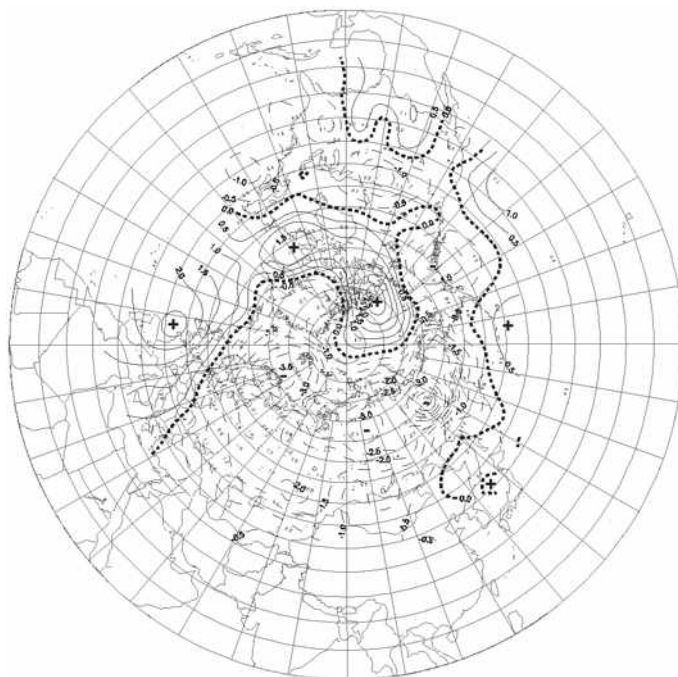


Рис. 1.3. Средние аномалии приземного давления за период январь–декабрь 2007 г.

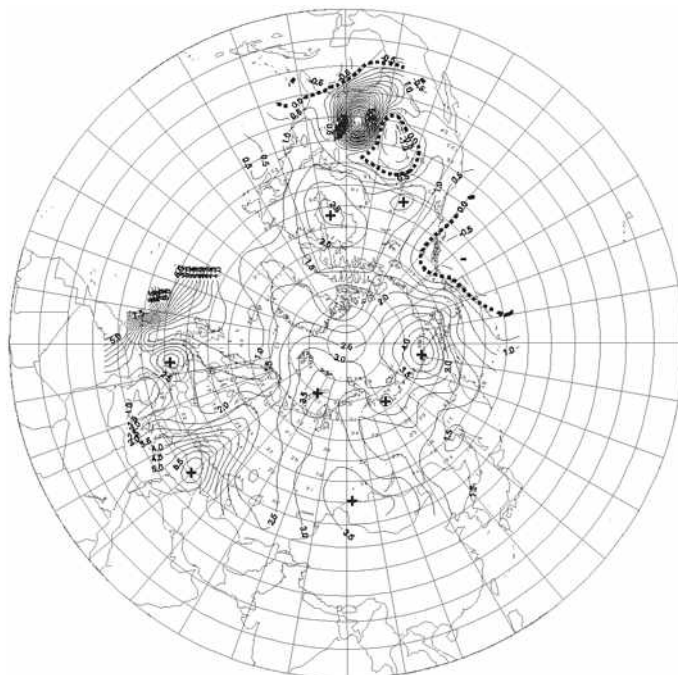


Рис. 1.4. Средние аномалии приземной температуры воздуха за период январь–декабрь 2007 г.

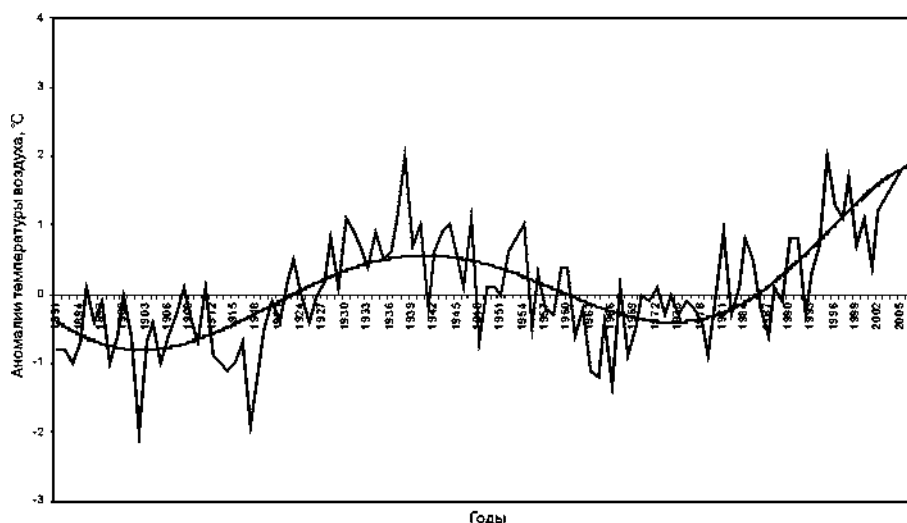


Рис. 1.5. Средние годовые аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70–85° с.ш. (1891–2007 гг.)

лий температуры воздуха превышали 4 °C. В среднем по полярному району аномалии температуры воздуха в 2007 г. также достигли экстремальных значений (рис. 1.5).

Структурный анализ развития процессов в 2007 г. показал, что за рассматриваемый период выделяется ряд стадий с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Схема разновидностей макропреобразований для выявленных квазиоднородных внутригодовых стадий с января по декабрь 2007 г. выглядит следующим образом: январь $(W+C)_3 \rightarrow$ февраль $E_{M1} \rightarrow$ март $(E+W)_{M1} \rightarrow$ апрель $C_{M2+3} \rightarrow$ май–июль $(W+E)_{M1+M2} \rightarrow$ август–октябрь $(E+W)_{3+M1} \rightarrow$ ноябрь $C_{M2} \rightarrow$ декабрь W_3 .

Из схемы видно, что в течение года крупномасштабные перестройки чаще всего отмечались в зимний и весенний периоды. В летний и осенний — отмечалось наиболее устойчивое развитие макропроцессов.

Основные особенности синоптических процессов для каждого внутригодового периода описаны ниже.

В *январе* наибольшую повторяемость в полушарии имели зональные процессы. Центр ЦПВ располагался в приполюсном районе. Циклоны Атлантики и Тихого океана обусловили пониженный фон давления в Арктике. Адвекция теплых воздушных масс отмечалась в большинстве районов. Отрицательные аномалии имели место в тыловой части циклонов над Норвежским морем, а также в районе Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

В *феврале* произошла крупномасштабная перестройка в циркуляции атмосферы от зональных форм (W_3) к меридиональным (E_{M2}). На уровне H_{500} и поверхности Земли над центральным полярным бассейном в приполюсном районе преобладал антициклональный знак поля и положительные аномалии давления. Температурный фон ниже нормы отмечался в прибрежных районах Норвежского, Баренцева, Карского, Лаптевых и Бофорта морей. Над остальными районами полярного региона отмечалась адвекция теплых воздушных масс.

В *марте* центр ЦПВ на H_{500} располагался над северной частью моря Баффина. В атлантическом секторе усилились зональные процессы, а в тихоокеанском

районе преобладание получили меридиональные процессы типа M_1 . Вследствие этого в западном районе Арктики преобладала циклоническая деятельность и сформировались отрицательные аномалии давления. Адвекция теплых воздушных масс отмечалась во всех морях западного района Арктики, а также в Восточно-Сибирском и Чукотском морях.

В восточном районе Арктики преобладал антициклональный знак поля и положительные аномалии давления. Под влиянием тыловой части циклонов алеутского минимума над данным районом преобладала адвекция холодных воздушных масс и сформировались отрицательные аномалии температуры.

В *апреле* центр ЦПВ на H_{500} сместился на север Баренцева моря. Вследствие этого над первым сектором полушария усилились меридиональные процессы. Циклоны Атлантики, огибая гребень азорского максимума, смещались в акватории Баренцева, Карского и Лаптевых морей. Они обусловили фон давления ниже нормы и устойчивую адвекцию теплых воздушных масс в полярный район Арктики.

В *мае–июле* произошла крупномасштабная перестройка атмосферных процессов от разновидности C_{M2+3} к $(W+E)_{M1+M2}$. ЦПВ на H_{500} имел два центра: над полуостровом Таймыр и Баффиновым морем. В приземном поле давления над полярным районом сформировался обширный антициклон, который обусловил положительные аномалии давления. Циклоны смещались по континентальной части Евразии и Северной Америки. Они обусловили адвекцию теплых воздушных масс с теплых континентов в Арктику.

В *августе–октябре* центр ЦПВ на H_{500} находился в западном секторе Арктики. Вследствие этого наиболее активная циклоническая деятельность наблюдалась в западном районе Арктики, что сформировало здесь устойчивые отрицательные аномалии давления. В восточном районе преобладал антициклональный знак поля и положительные аномалии давления. Над полярным районом Арктики преобладали положительные аномалии температуры воздуха. Наиболее крупные – до $5-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ – аномалии сформировались в Восточно-Сибирском и Чукотском морях.

В *ноябре* в полушарии преобладали меридиональные процессы разновидности C_{M2} . Центр ЦПВ на H_{500} сместился в северный район Канады. Вследствие этого в приполюсном районе сформировался антициклональный режим погоды и положительные аномалии давления. Наиболее активно циклоническая деятельность проявлялась в приатлантическом районе Арктики. Адвекция холодных воздушных масс имела место в Норвежском море и районе моря Линкольна. В остальных районах преобладали положительные аномалии температуры.

В *декабре* произошла кардинальная крупномасштабная перестройка процессов от меридиональных (C_{M2}) к зональным (W_3). Центр ЦПВ на H_{500} сместился в район Дейвисова пролива. Вследствие этого ВФЗ в западном районе Арктики сместилась к северу, что обусловило высокоширотное смещение циклонов в Арктику. Фон давления ниже нормы. Отмечалась устойчивая адвекция теплых воздушных масс.

В восточном районе Арктики отмечалась также высокоширотное смещение циклонов в системе алеутского минимума, что обусловило здесь устойчивую адвекцию теплых воздушных масс и формирование экстремально крупных (более $10\text{ }^{\circ}\text{C}$) аномалий температуры воздуха.

Структурные особенности развития процессов внутри каждого месяца в 2007 г. по элементарным синоптическим процессам (ЭСП) представлены в табл. 1.2.

Изменения ЭСП сопровождаются сменой знака барических полей и направлений преобладающих воздушных потоков в полярном районе Арктики при крупномасштабных перестройках атмосферной циркуляции.

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

Таблица 1.2

Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма–Гирса с внутримесячной детализацией атмосферных процессов по элементарным синоптическим процессам за 2007 г.

Январь			Февраль			Март		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1	W	3	1	C	M2	1–4	W	M2
2–7	W	3	2–6	C	M2	5–9	E	M2
8–10	W	M1	7–11	E	M2	10–12	C	M1
11–15	W	M2	12–15	E	3	13–17	W	M2
16–20	W	M2	16–18	E	3	18–20	W	3
21–23	C	3	19–21	E	M1	21–24	E	3
24–26	C	3	22–25	E	M1	25–27	E	3
27–29	C	M2	26–28	E	M1	28–31	E	M1
30	C	M2	–	–	–	–	–	–
Итого	W – 20 (8)	3 – 13 (5)	Итого	W – 0 (–9)	3 – 7 (1)	Итого	W – 12 (2)	3 – 10 (0)
	C – 11 (5)	M1 – 3 (–3)		C – 6 (0)	M1 – 10 (6)		C – 3 (–5)	M1 – 7 (1)
	E – 0 (–13)	M2 – 15 (–2)		E – 22 (9)	M2 – 11 (–7)		E – 16 (3)	M2 – 14 (–1)
Апрель			Май			Июнь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–4	C	M1	5	C	3	1–4	C	M2
5–8	C	M2	6–8	W	M1	5–7	C	M2
9–13	W	M2	9–13	W	M1	8–11	W	3
14–17	E	3	14–17	E	M2	12–15	W	M1
18–22	C	M2	18–21	E	M2	16–20	W	M1
23–26	E	3	22–25	W	M2	21–23	E	M1
27–29	C	3	26–27	E	3	24–26	E	3
30	C	3	28–31	E	M2	27–30	E	M1
Итого	W – 5 (–4)	3 – 12 (3)	Итого	W – 12 (3)	3 – 7 (–4)	Итого	W – 13 (3)	3 – 7 (–1)
	C – 17 (9)	M1 – 4 (–4)		C – 5 (–5)	M1 – 8 (–1)		C – 7 (–4)	M1 – 16 (0)
	E – 8 (–5)	M2 – 14 (1)		E – 14 (2)	M2 – 16 (5)		E – 10 (1)	M2 – 7 (1)
Июль			Август			Сентябрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1–4	E	M1	1	C	M1	1–3	W	M1
5–8	W	M1	2–4	E	3	4–6	W	3
9–12	W	M2	5–7	E	3	7–8	C	3
13–15	E	3	8–11	E	M1	9–13	W	M2
16–19	C	M1	12–14	E	M1	14–16	W	3
20–23	C	3	15–17	E	3	17–20	E	M2
24–26	W	3	18–20	E	3	21–23	W	M1
27–29	W	M1	21–23	E	M2	24–26	E	3
30	C	M1	24–26	W	M1	27–31	E	3
–	–	–	27–30	C	M1	–	–	–
–	–	–	31	W	M1	–	–	–
Итого	W – 14 (4)	3 – 10 (0)	Итого	W – 4 (–8)	3 – 12 (–2)	Итого	W – 17 (4)	3 – 15 (0)
	C – 10 (–1)	M1 – 17 (–1)		C – 5 (–1)	M1 – 16 (3)		C – 2 (–6)	M1 – 6 (–3)
	E – 7 (–3)	M2 – 4 (1)		E – 22 (10)	M2 – 3 (–1)		E – 11 (2)	M2 – 9 (3)
Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А	ЭСП	А–Е	Т–А
1	E	3	1	W	3	1	W	M2
2–4	E	M1	2–5	C	3	2–4	W	M2
5–8	E	3	6–8	E	M2	5–7	W	M2
9–13	C	3	9–12	C	3	8–11	W	M2
14–16	W	3	13–15	C	M2	12–15	W	M2
17–19	W	3	16–18	C	M2	16–18	C	M1
20–22	E	3	19–23	E	M2	19–20	C	3
23–25	E	3	24–25	W	M2	21–24	W	3
26–28	W	M2	26–28	C	M2	25–29	W	3
29–31	W	3	29–31	W	M2	30–31	C	3
Итого	W – 12 (0)	3 – 26 (+10)	Итого	W – 5 (–6)	3 – 9 (–3)	Итого	W – 24 (+14)	3 – 13 (3)
	C – 4 (–2)	M1 – 2 (–3)		C – 17 (+11)	M1 – 0 (–3)		C – 7 (+2)	M1 – 3 (0)
	E – 14 (+2)	M2 – 3 (–7)		E – 8 (–5)	M2 – 21 (+6)		E – 0 (–16)	M2 – 15 (–3)

Примечание: А–Е – Атлантико-Европейский сектор полушария; Т–А – Тихоокеано-Американский сектор полушария; в скобках указаны среднemesячные значения аномалии числа дней с формами W, C, E и типами 3, M1, M2 атмосферной циркуляции.

1.2. МОНИТОРИНГ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Мониторинг метеорологических параметров приземной атмосферы северной полярной области (СПО) ведется как для области в целом, так и для отдельных ее частей (рис. 1.6) на основе постоянно пополняемой базы приземных метеорологических данных. Исходными данными послужили данные наблюдений на 250 стационарных метеорологических станциях, а также данные, поступающие с дрейфующих буев.

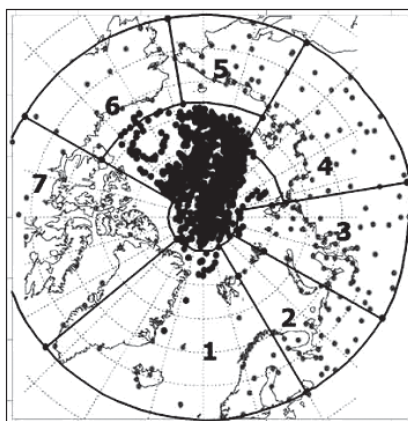


Рис. 1.6. Сеть метеорологических станций и границы районов в северной полярной области: 1 – Атлантический; 2 – Североевропейский; 3 – Западносибирский; 4 – Восточносибирский; 5 – Чукотский; 6 – Аляскинский; 7 – Канадский

Температура воздуха

Основным методом получения пространственно осредненных по территории северной полярной области аномалий температуры воздуха является метод оптимальной интерполяции и оптимального осреднения. Приводимые оценки аномалий температуры были 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 последующего.

Оценка аномалий средних сезонных и среднегодовой температуры воздуха за 2007 г. по отдельным широтным зонам дана в табл. 1.3. При расчете аномалий температуры взят период с декабря 2006 по ноябрь 2007 г. В 2007 г., как и в 2005-м, аномалия среднегодовой температуры воздуха СПО составила 1,8 °С (3,6σ). По величине аномалии 2007 г. разделил с 2005 г. первое место по рангу теплых лет за период с 1936 г. (рис. 1.7).

Таблица 1.3

Аномалия температуры воздуха (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) на территории СПО и отдельных широтных зон в среднем за год и за сезоны 2007 г.

Широтная зона, градусы с.ш.	Аномалии, °С					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
70–85	2,4	3,3	1,7	2,7	2,6	3,1	3,3	4,1	4,5	4,8
60–70	1,5	2,0	1,3	1,7	1,6	1,3	2,2	3,2	2,8	3,2
СПО	1,9	2,3	1,2	2,1	1,8	2,1	2,6	4,0	4,2	3,6

Примечание: зима – декабрь 2006 г. – февраль 2007 г.; весна – март–май; лето – июнь–август; осень – сентябрь–ноябрь; год – декабрь 2006 г. – ноябрь 2007 г.

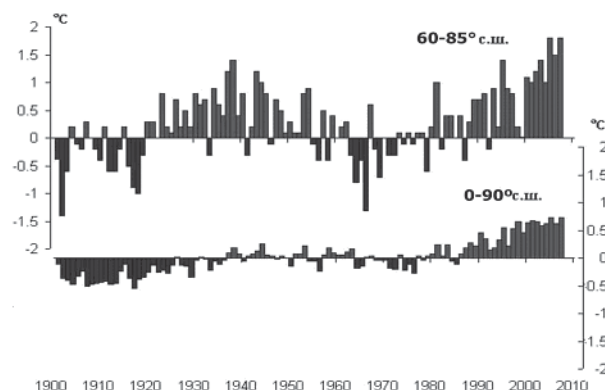


Рис. 1.7. Аномалии среднегодовой температуры воздуха Северного полушария и полярной области, °C: 0–90° с.ш. — относительно среднего за 1880–2006 гг.; 60–85° с.ш. — относительно среднего за 1961–1990 гг.

В 2007 г. году к северу от 70° с.ш. более высокие значения аномалий тепла наблюдались в основном в районах азиатского сектора Арктики (рис. 1.8), а в 2006 г. большие значения наблюдались в районе морей СЕБ и севера Канадского Арктического архипелага.

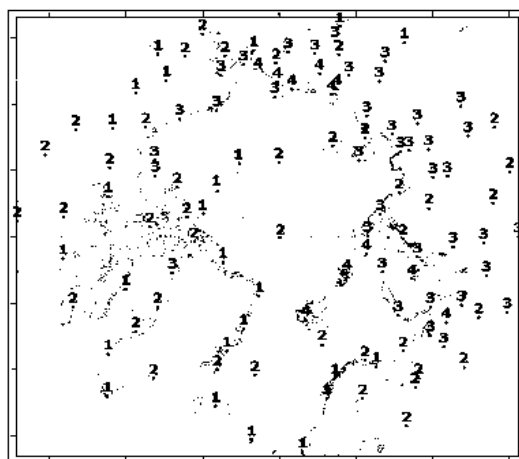


Рис. 1.8. Аномалии среднегодовой температуры воздуха, T °C, в СПО в 2007 г.

Значение аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. составило 2,6 °C (4,8 σ). Это наиболее высокое значение по рангу теплых лет. Аномалия среднегодовой температуры воздуха в зоне 60–70° с.ш. оказалась также первой по рангу теплых лет и составила 1,6 °C (3,2 σ).

В 2007 г. на территории отдельных широтных зон наиболее крупные аномалии были отмечены в летнем и осеннем сезонах. Летом: для широтной зоны 70–85° с.ш. аномалия составила 1,7 °C (4,1 σ). Это соответствует первому и второму значению по рангу теплых лет. Осенний сезон для обеих широтных зон стал третьим по рангу теплых лет. В целом на территории СПО среднесезонная температура воздуха летом 2007 г. стала первой, а осенью — второй по рангу теплых лет.

Сопоставление значений аномалий среднегодовой температуры воздуха в 2007 г. для отдельных климатических районов показало, что очаги крупных аномалий температуры располагались преимущественно на территории азиатского сектора СПО. Самая крупная аномалия наблюдалась на территории Чукотского района (табл. 1.4). Значение нормированной аномалии составило 4,5 σ . В остальных районах (кроме Аляскинского) величины нормированных аномалий составили от 2,4 до 2,8 σ .

Таблица 1.4

Аномалии (отклонение от нормы за 1961–1990 гг.) среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха в 2007 г. для отдельных районов СПО, °C

Климатический район	Аномалии, °C					Нормированные аномалии				
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Атлантический	2,0	1,9	1,3	1,1	1,5	1,7	2,1	3,2	1,4	2,5
Североевропейский	3,2	3,5	1,2	2,5	2,6	1,4	2,3	1,2	2,3	2,6
Западносибирский	3,1	4,3	0,4	3,6	2,8	1,2	2,4	0,6	2,3	2,8
Восточносибирский	2,7	3,7	0,8	2,9	2,5	1,4	2,6	1,1	1,9	2,8
Чукотский	0,9	3,2	2,9	3,7	2,7	0,7	2,3	4,8	3,7	4,5
Аляскинский	1,9	0,1	1,7	3,0	1,7	0,8	0,0	2,4	2,5	1,9
Канадский	3,3	1,0	1,4	1,1	1,7	2,1	0,9	2,3	1,1	2,4

В зимнем сезоне значительные аномалии температуры воздуха наблюдались в Канадском (2,1 σ) и Атлантическом (1,7 σ) районах. В Атлантическом районе зима 2006–2007 гг. оказалась девятой, а для Канадского района третьей за рассматриваемый период по рангу теплых лет.

В весеннем сезоне крупные аномалии температуры были отмечены в атлантико-евразийском секторе Арктики. Здесь значения нормированных аномалий температуры составили от 2,1 до 2,6 σ . Для Западносибирского и Восточносибирского района весна 2007 г. стала третьей по рангу теплых лет.

В летнем сезоне крупные аномалии температуры воздуха наблюдались в атлантическом, канадском и тихоокеанском районах Арктики. Наиболее крупная аномалия температуры наблюдалась в Чукотском районе (2,9 °C или 4,8 σ). Для Чукотского района лето 2007 г. стало наиболее теплым по рангу теплых лет.

В осеннем сезоне крупные аномалии температуры продолжали сохраняться в Чукотском районе (3,7 °C или 3,7 σ , третье по рангу теплых лет).

В 2007 г. в Северном Ледовитом океане в рамках Международного полярного года среди прочих проводились метеорологические наблюдения во время рейса НЭС «Академик Федоров» и на вновь открытой дрейфующей станции СП-35. На рисунках 1.9 и 1.10 представлена среднесуточная температура воздуха и ее аномалии, наблюденные на борту НЭС «Академик Федоров» и на СП-35. По сравнению

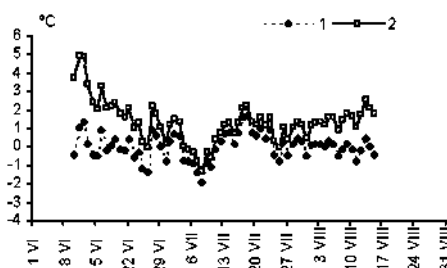


Рис. 1.9. Среднесуточная температура воздуха (1) и ее аномалии (2) в районе плавания НЭС «Академик Федоров» с 10.06 по 15.08.2007 г.

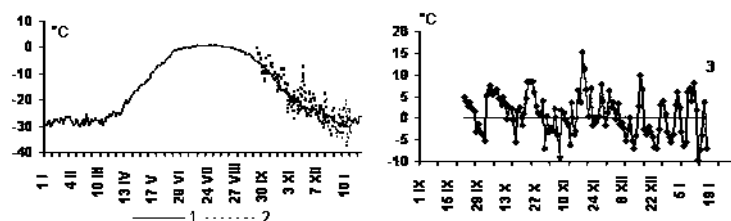


Рис. 1.10. Годовой ход средних многолетних значений среднесуточной температуры воздуха на станции СП-35 (1) по данным наблюдений на станциях СП-4 – СП-31, в районе дрейфа СП-35 (2); среднесуточная температура воздуха и ее аномалии (3) на СП-35 с 22.09.07 по 17.01.08 г.

с аномалиями среднесуточной температуры в осенне-зимнем сезоне по данным наблюдений на дрейфовавших в 2003–2006 гг. в околополюсном районе станциях СП-32 – СП-34, на станции СП-35, дрейфующей к северу от Северной Земли, нет резко выраженного преобладания аномалий одного знака (кривая 3 на рис. 1.10).

Временные ряды пространственно осредненных аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов широтной зоны 60–85° с.ш. и в целом в СПО представлены на рис. 1.11, а для районов арктических морей – на рис. 1.12.

Оценка линейного тренда среднегодовой температуры воздуха СПО и отдельных широтных зон за период 1936–2007 гг. выявила наличие статистически

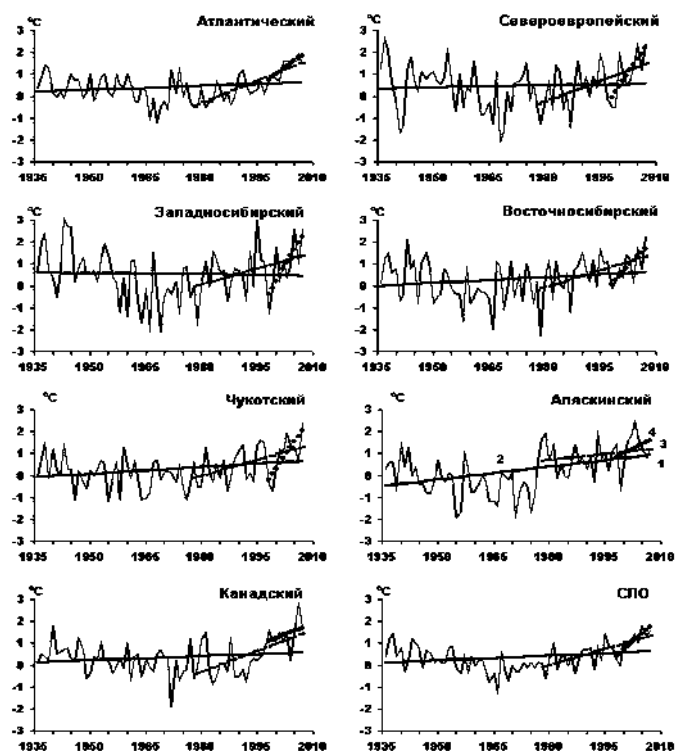


Рис. 1.11. Аномалии среднегодовой температуры воздуха, °C (1 – аномалии; 2, 3, 4 – линейные тренды за 1936–2007 гг., 1978–2007 гг. и 1998–2007 гг. соответственно)

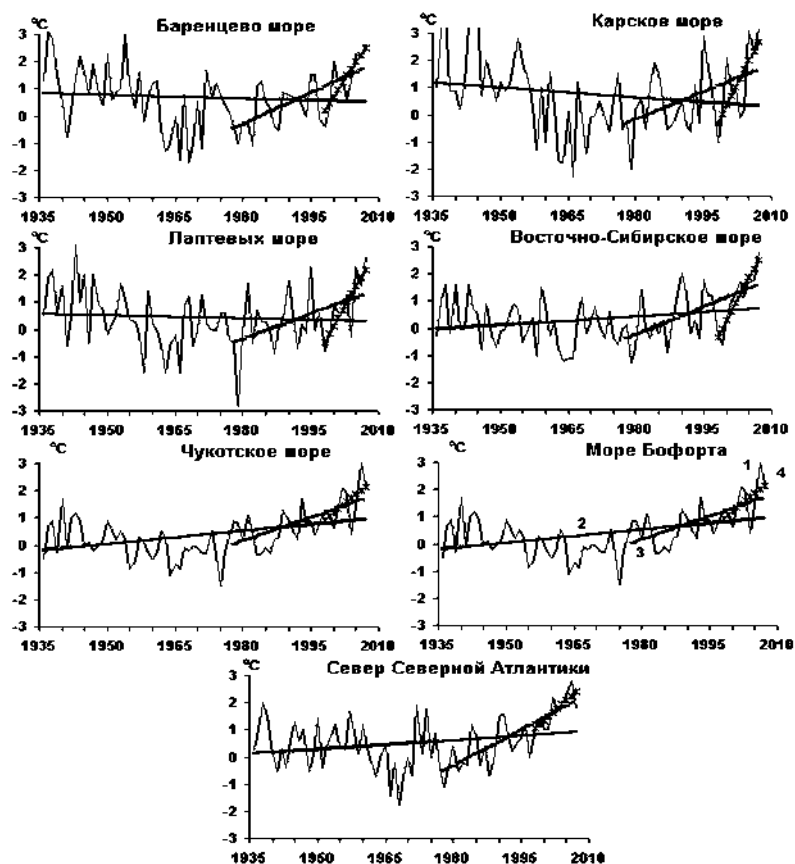


Рис. 1.12. Аномалии среднегодовой температуры воздуха над арктическими морями, °C (1 – аномалии; 2, 3, 4 – линейные тренды за 1936–2007 гг., 1978–2007 гг. и 1998–2007 гг.)

значимого положительного линейного тренда в целом для СПО и для широтной зоны 60–70° с.ш.

Для отдельных климатических районов значимый тренд среднегодовой температуры прослеживается только в Атлантическом, Аляскинском и Чукотском районах, где он соответственно равен 0,06, 0,20 и 0,10 °C/10 лет (потепление составило 0,4; 1,4 и 0,7 °C за 72 года).

Также можно отметить наличие статистически значимого линейного тренда в температуре зимнего, весеннего и летнего сезонов в широтной зоне к югу от 70° с.ш., а также в температуре весеннего и летнего сезона в широтной зоне к северу от 70° с.ш.

Для периода 1978–2007 гг. в СПО и в отдельных широтных зонах характерны статистически значимые положительные тренды температуры для всех сезонов (кроме зимнего для широтной зоны к югу от 70° с.ш.), а также в целом за год.

За тридцатилетний период потепление на территории северной полярной области составило около 1,47 °C. При этом надо отметить, что севернее 70° с.ш. скорость потепления выше, чем к югу от 70° с.ш. Соответственно значение линейного тренда среднегодовой температуры воздуха широтной зоны к северу от 70° с.ш. составляет около 0,69 °C/10 лет, а к югу – 0,39 °C/10 лет.

В последнем десятилетии в среднем за год потепление происходило практически по всей территории северной полярной области. Об этом свидетельствуют статистически значимые линейные тренды по отдельным широтным зонам и по области в целом. Наиболее выраженное потепление наблюдалось в зимний и летний периоды в атлантическом секторе Арктики, а также в осенний период в азиатском секторе.

Атмосферные осадки

Оценка многолетних изменений количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха. Подсчет осадков проводился по следующей методике. На каждой станции рассчитывались относительные аномалии сумм осадков, затем рассчитывались средние аномалии в пределах климатического района и по имеющимся нормам переводились в соответствующие значения сумм. За холодный сезон принимается период с октября по май, а за теплый — с июня по сентябрь. В первом случае преимущественно характеризуются суммы твердых осадков, во втором — жидких.

В табл. 1.5 представлены относительные аномалии сезонных и годовых сумм осадков в 2007 г. В целом для СПО осадков выпало выше нормы на 10 %. К югу от 70° с.ш. осадков выпало больше как в зимнем, так и летнем сезоне, к северу от 70° с.ш. осадков выпало более нормы только в холодном сезоне.

Таблица 1.5

Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков в 2007 г.

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	113,6	103,5	110,5
Североевропейский	126,8	111,0	119,9
Западносибирский	120,3	101,0	111,0
Восточносибирский	112,4	122,4	117,7
Чукотский	82,2	87,8	84,6
Аляскинский	103,4	93,0	97,8
Канадский	107,1	83,8	95,0
60–70° с.ш.	115,1	108,8	112,5
70–85° с.ш.	118,9	93,3	107,4
60–85° с.ш.	114,0	103,7	109,6

Сопоставление годовых сумм осадков, выпавших в 2007 г. в отдельных климатических районах, показало, что более всего осадков выпало в районах атланτικο-евразийского сектора Арктики. Так, в Атлантическом, Североевропейском, Западносибирском и Восточносибирском районах выпало осадков на 10–20 % больше нормы. В Чукотском, Аляскинском и Канадском районах осадков выпало от 5 до 15 % ниже нормы. Менее всего в этих районах осадков выпало в теплый период (от 84 до 93 % от нормы). В Чукотском районе менее нормы осадков выпало также и в холодном сезоне.

На рис. 1.13 приведены временные ряды аномалий годовых сумм осадков для районов арктических морей.

Главной особенностью в межгодовых изменениях осадков за период 1936–2007 гг. по широтным зонам является сохранение тенденции статистически значимого увеличения годовых сумм осадков в целом по региону (на 6,2 %), а также к югу от 70° с.ш. (на 9,2 % от нормы).

Наибольший прирост количества осадков наблюдался в атлантическом секторе Арктики и примыкающих к нему районах. Здесь в южных частях Гренландского и Норвежского морей, в Скандинавии, в Западной Сибири, в южной части Канадского Арктического архипелага рост годовых сумм осадков составил от 6 до 25 % от нормы.

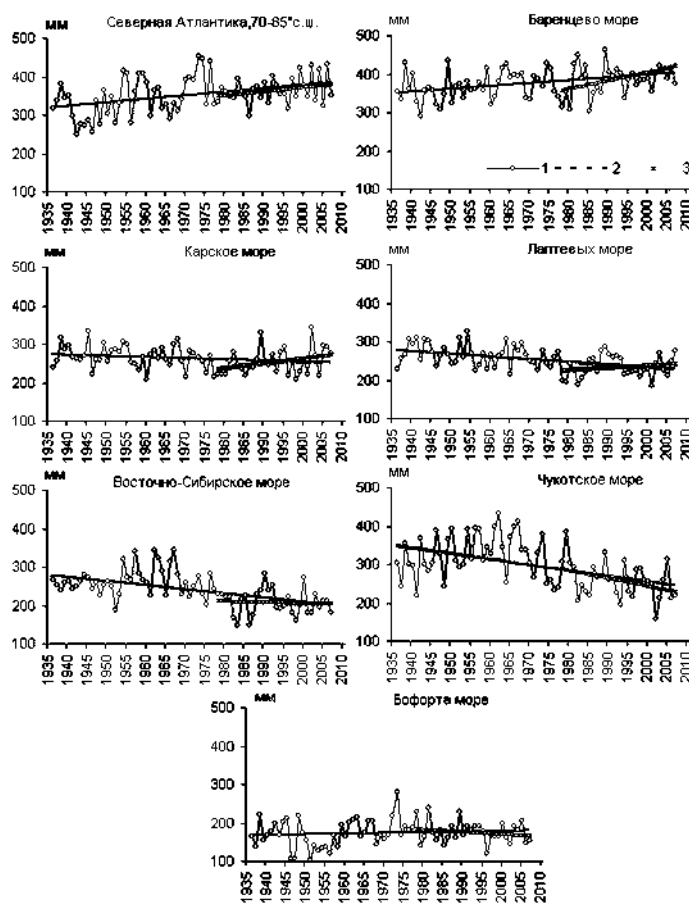


Рис. 1.13. Временные ряды годовых сумм осадков

К северу от 70° с.ш. рост годовых сумм осадков отмечен в северных частях Гренландского и Норвежского морей, Баренцева моря, на севере Канадского арктического архипелага, а также на севере Аляски. Здесь увеличение осадков составило от 6 до 20 % от нормы. В то же время в районах морей азиатского сектора Арктики (Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском) отмечается уменьшение от 8 до 36 % годовых сумм осадков.

В холодном сезоне по всем районам, кроме Чукотского климатического района, отмечается рост осадков. Более всего количество твердых осадков выросло в атлантическом секторе: в Атлантическом районе суммы твердых осадков за 72 года увеличились от многолетней нормы на 11 %, в Североевропейском — на 33%, в Западносибирском — на 20 %. Напротив, в теплом сезоне заметное увеличение осадков происходило только на территории Канадского арктического архипелага (на 16 %). В районах азиатского сектора количество жидких осадков уменьшилось.

В целом результаты мониторинга состояния приземной атмосферы северной полярной области с 1936 по 2007 г. позволяют сделать вывод о пока продолжающемся потеплении в высоких широтах.

2. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

Оценки особенностей развития ледовых условий в 2007 г. получены по данным государственной наблюдательской сети, данным центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований, проводимых в ГУ «АНИИ», на дрейфующих станциях «Ледовая база» и СП-35, высокоширотных рейсов на атомоходе «Россия» в экспедиции «ТрансАрктика-2007» и НЭС «Академик Федоров» в высокоширотной экспедиции «Арктика-2007» и ряда международных проектов (рис. 2.1).

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

Оценка квантилей распределения общей сплоченности 5 и 50 % (медиана) выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО

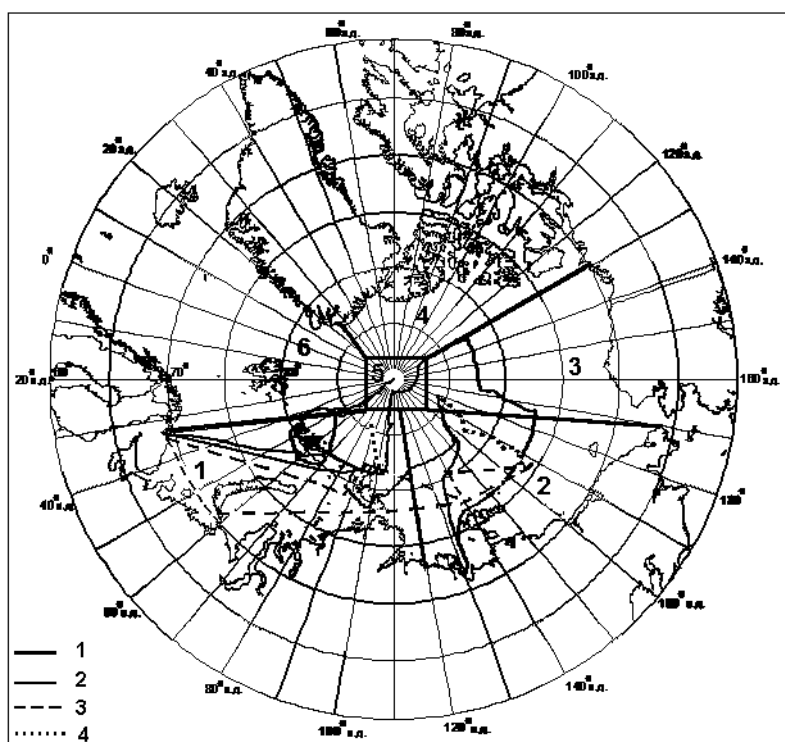


Рис. 2.1. Районы Северного Ледовитого океана и их границы (1): 1 — западный район российского сектора; 2 — восточный район российского сектора; 3 — аляскинский сектор; 4 — канадский сектор; 5 — приполюсный район; 6 — гренландский сектор, и маршруты экспедиций: НЭС «Академик Федоров» в экспедиции «Арктика-2007» (2), а/л «Россия» в экспедиции «ТрансАрктика-2007» (3) и дрейфующие станции — «Ледовая База», СП-35 (4)

«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 2007 г. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива Национального центра данных США по снегу и льду (<http://nsidc.org>).

2.1. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Формирование ледовых условий в осенний период 2006 г. и зимний период 2007 г. проходило на фоне позднего начала ледообразования и малой остаточной ледовитости в арктических морях. Особенности макроциркуляции атмосферы в полярной области привели к преобладанию дрейфа выносного характера из морей российского сектора Арктики с дальнейшим выносом льдов через приполюсный район в Гренландское море. В январе–марте 2007 года из Арктического бассейна в Гренландское море было вынесено на 27 % больше ледяного покрова, чем в среднемноголетнем, приблизительно 280 тыс. км² льда при норме 220 тыс. км².

В морях за припаем постоянно наблюдались заприпайные полыньи. В российских арктических морях и море Бофорта преобладали однолетние льды. Основной массив старых льдов был смещен в канадский сектор Арктики. Отдельные языки старых льдов, наблюдавшиеся в российском секторе Арктики (на 75° с.ш. в Чукотском море и 80° с.ш. в море Лаптевых), в течение января–марта сместились на 120–180 миль на север.

Среднемесячные (3-х средние) поля распределения общей сплоченности и векторов дрейфа ледяного покрова за период январь–март 2007 г. приведены на рис. 2.2–2.7.

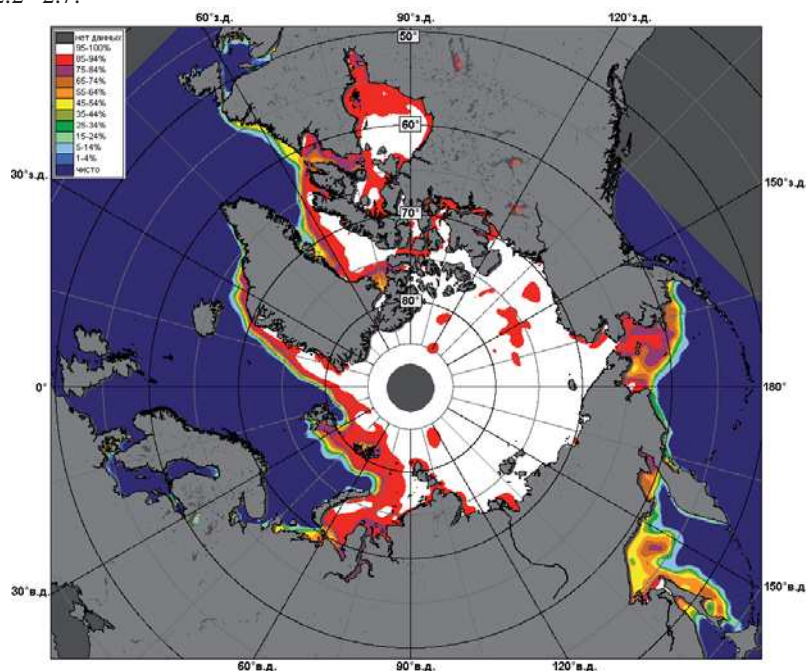
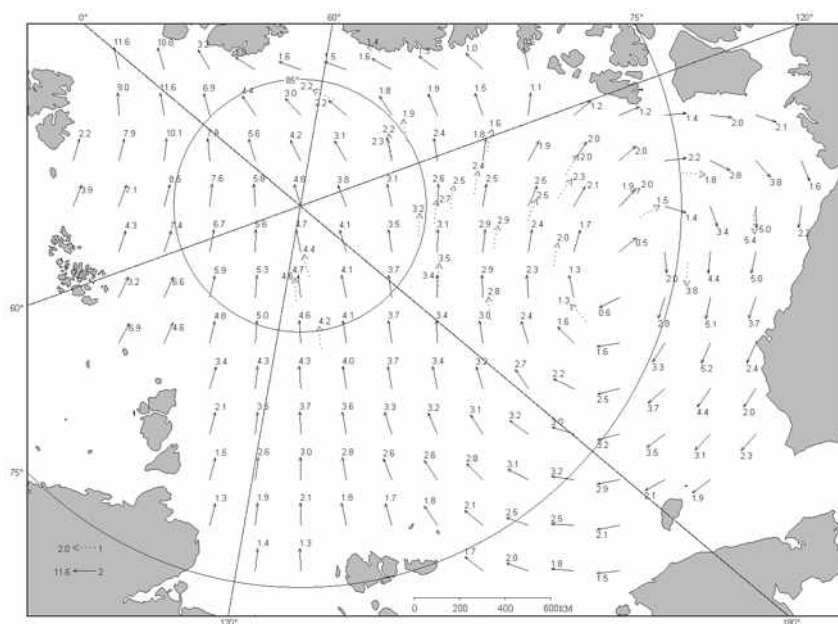


Рис. 2.2. Среднемесячное распределение ледяного покрова в январе 2007 г.



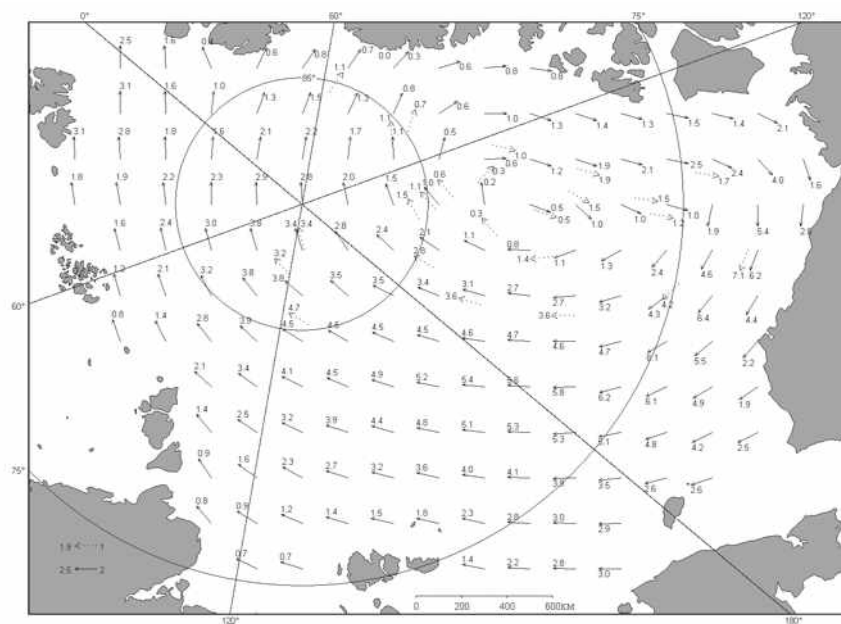


Рис. 2.5. Поле результирующего дрейфа льда за февраль 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

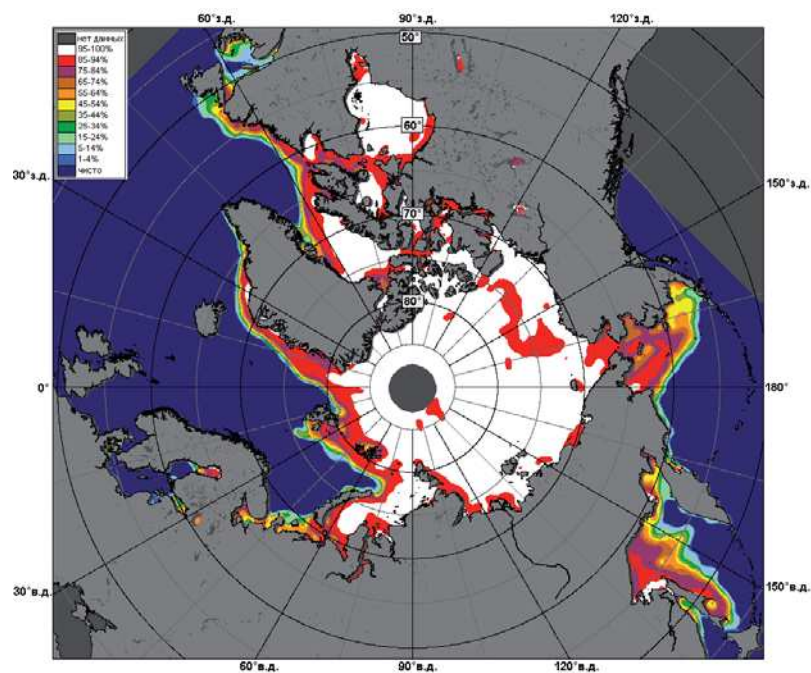


Рис. 2.6. Среднемесячное распределение ледяного покрова в марте 2007 г.

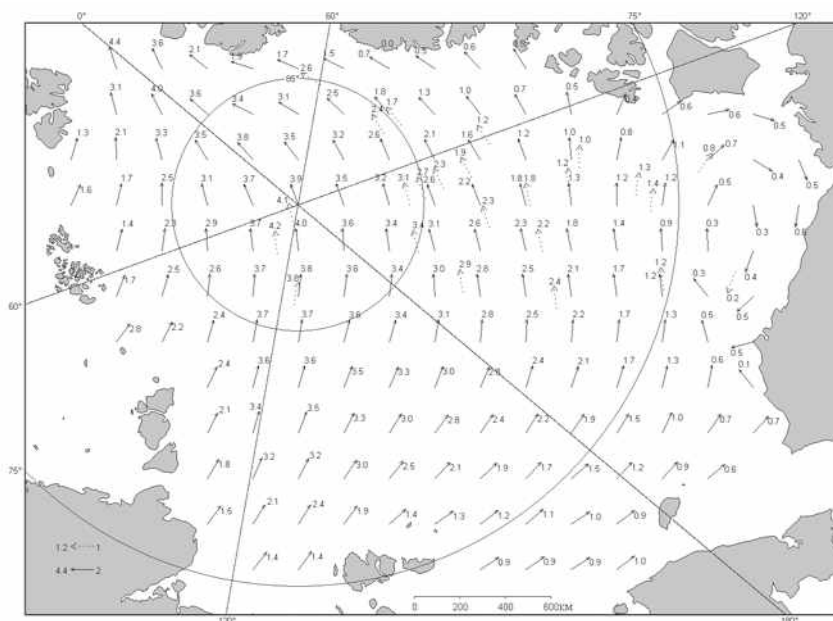


Рис. 2.7. Поле результирующего дрейфа льда за март 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

2.2. НАЧАЛО ТАЯНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

Позднее начало ледообразования в осенний период 2006 г. и положительные аномалии температуры воздуха по арктическому побережью в зимний период 2007 г. привели к медленному нарастанию толщины льда и формированию отрицательных аномалий толщины льда в морях российской Арктики. По данным полярных станций, наибольшая отрицательная аномалия толщины льда сформировалась в юго-западной части Карского моря (-30 см). В северо-восточной части Карского моря аномалия составила $-5...-10$ см, на ряде полярных станций толщина льда была близка к норме. В морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском аномалия толщин льда по всему побережью достигала $-10...-20$ см. Исключением был район Новосибирских островов, где толщина припайного льда оказалась больше нормы (рис. 2.8).

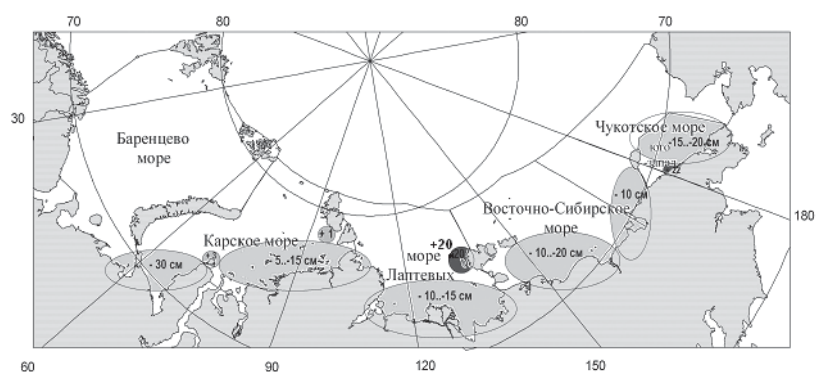


Рис. 2.8. Аномалии толщин льда в 2007 г. по данным полярных станций на период максимального нарастания (конец апреля)

В весенний период сохранялся выносной характер дрейфа из морей российского и аляскинского секторов Арктики. Интенсивность выноса льда была близка к среднемноголетней. Во всех морях российского сектора Арктики преобладали только однолетние льды. Большое количество однолетних льдов наблюдалось также в аляскинском секторе Арктики. Основная масса старых льдов наблюдалась в канадском и гренландском секторах Арктики.

Выносной характер дрейфа из морей российского и канадского секторов Арктики обусловил постоянное наличие в них заприпайных полыней и зон молодых льдов, которые явились источниками накопления тепла и начала таяния ледяного покрова. Таяние ледяного покрова в окраинных морях началось ранее среднемноголетних сроков. Первыми вытаивали молодые льды за припаем. В результате этих процессов в июне практически во всех морях образовались обширные зоны чистой воды. Это совсем не характерно для конца весеннего периода. Ледовые условия, сложившиеся в арктических морях российского и канадского секторов Арктики, скорее были более характерны для июля, чем для июня.

На северных границах морей, по данным наблюдений экспедиции «Транс-Арктика-2007» на а/л «Россия», в июне начали отмечаться первые признаки начала таяния (появление снежиц). Количество старых льдов (преимущественно двухлетних) в языках льдов на северных границах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского не превышало 50–70 %, остальные льды являлись однолетними толстыми. Толщина поля сморози двухлетнего льда, на которое была высажена научно-исследовательская «Ледовая база», составляла 240–300 см.

Среднемесячные распределения полей общей сплоченности и векторов дрейфа ледяного покрова за период апрель–июнь 2007 г. приведены на рис. 2.9–2.14.

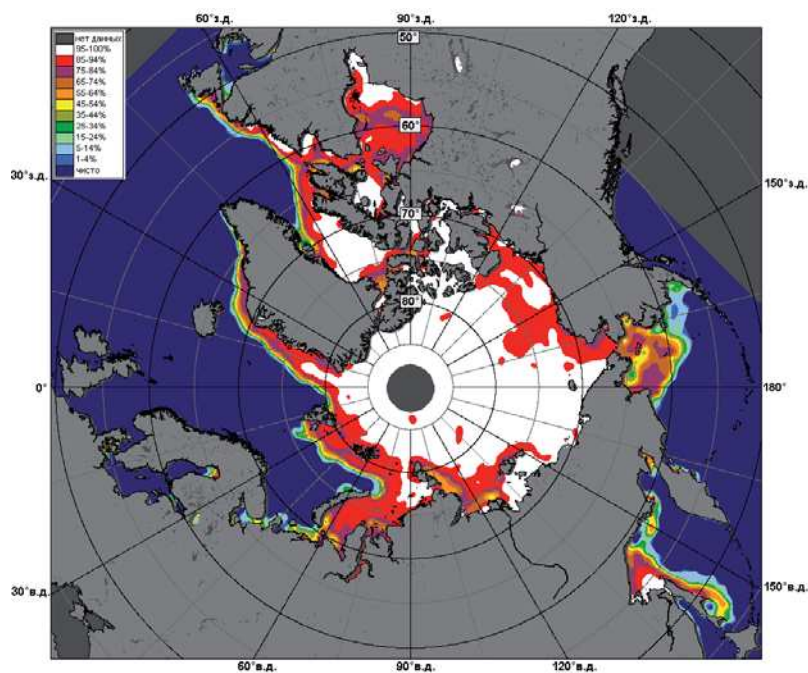


Рис. 2.9. Среднемесячное распределение ледяного покрова в апреле 2007 г.

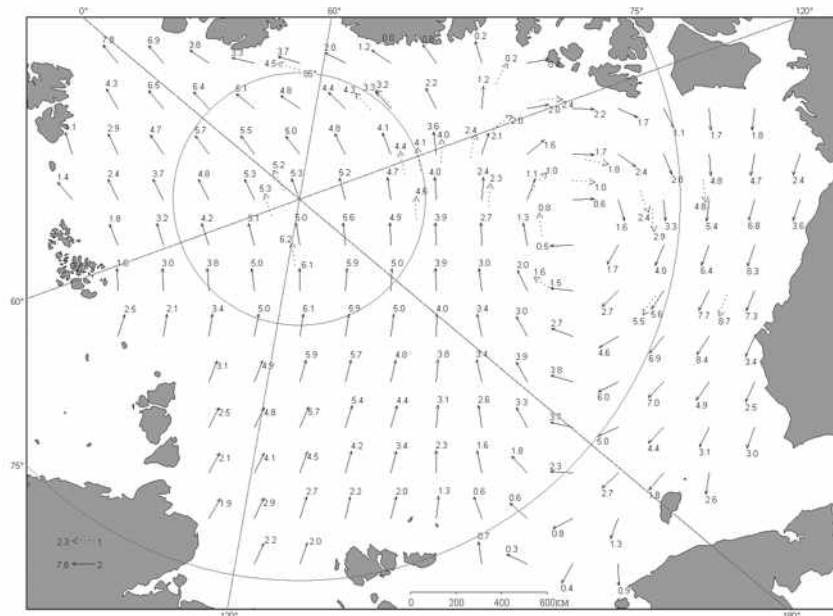


Рис. 2.10. Поле результирующего дрейфа льда за апрель 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

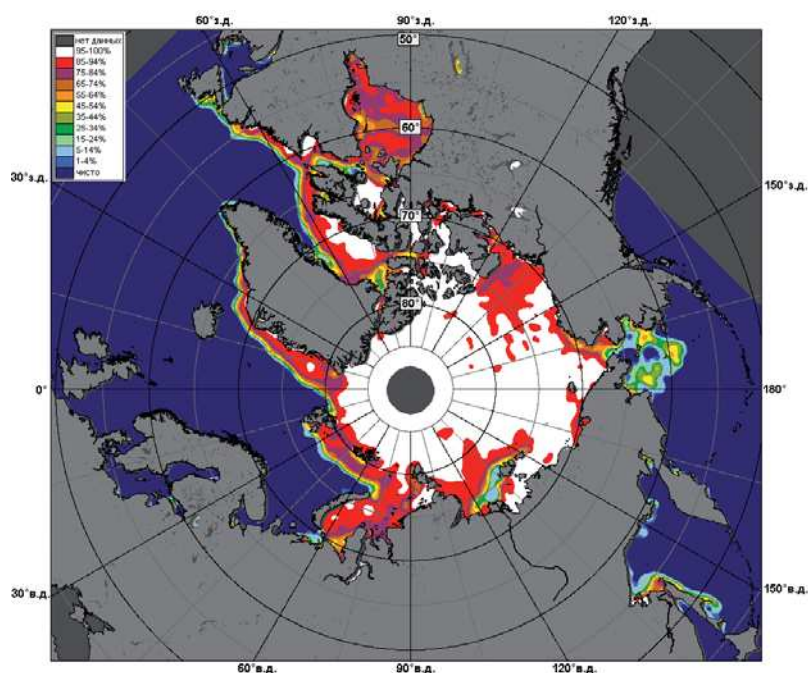


Рис. 2.11. Среднемесячное распределение ледяного покрова в мае 2007 г.

Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях

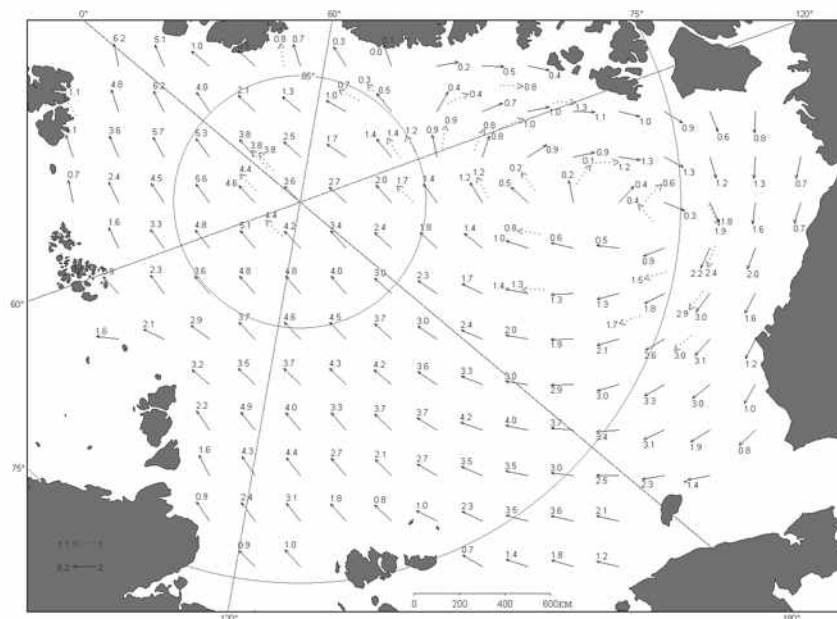


Рис. 2.12. Поле результирующего дрейфа льда за май 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

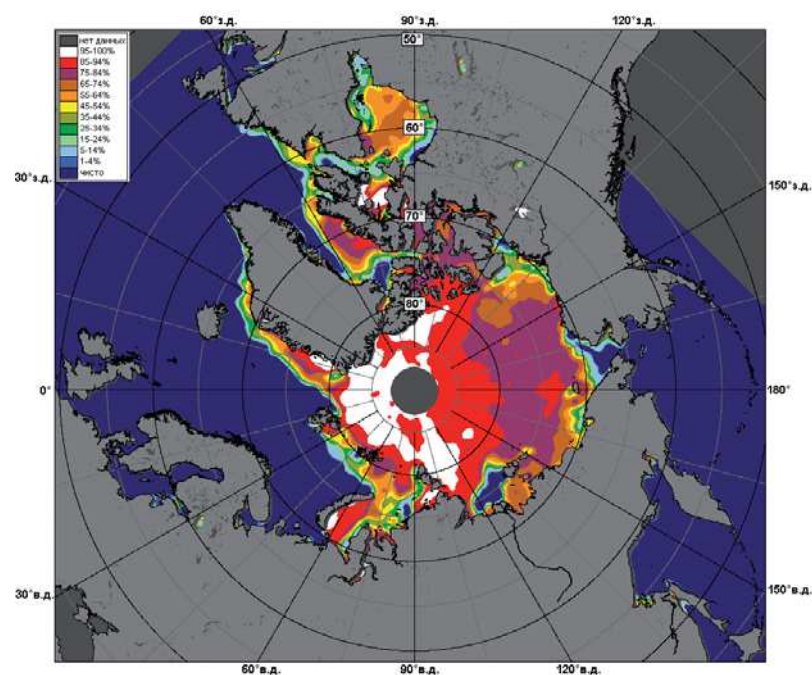


Рис. 2.13. Среднемесячное распределение ледяного покрова в июне 2007 г.

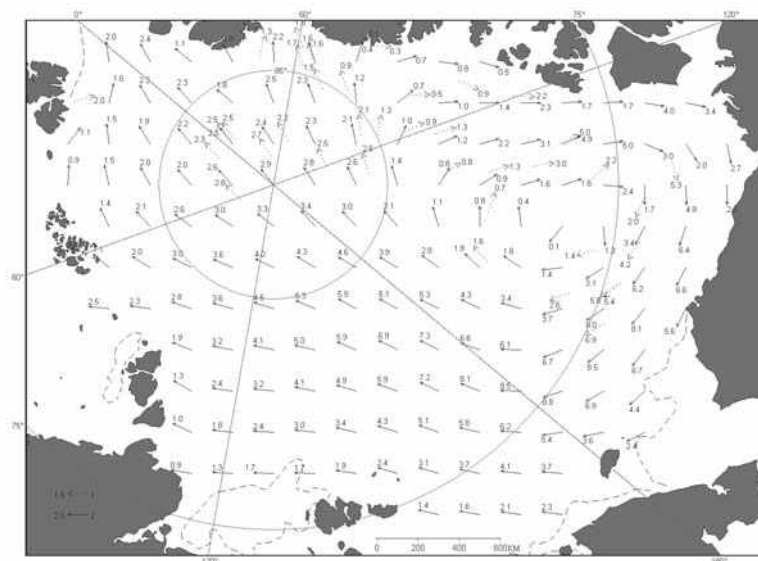


Рис. 2.14. Поле результирующего дрейфа льда за июнь 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

2.3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

В летний период особенности атмосферных циркуляционных процессов обусловили аномальное распределение ледяного покрова в Арктическом бассейне. Наблюдался продолжительный антициклонический тип погоды (как постоянно действующий природный фактор) в канадском арктическом секторе, который время от времени распространялся на огромные пространства Арктического бассейна, включая приполюсный район и моря российского сектора. Такая погодная ситуация способствовала активному разрушению ледяного покрова на больших площадях. В российском секторе Арктики и приполюсном районе наблюдался устойчивый дрейф ледяного покрова в северо-западном направлении.

Кроме этого, активизация циклонической деятельности в Баренцевом, Карском и море Лаптевых и приполюсном районе способствовала большой изменчивости ветрового режима, дрейфу льда, развитию высокой степени разрушенности и торошения ледяного покрова.

Положительные аномалии температуры воздуха, раннее начало таяния и большие пространства чистой воды за припаем (заприпайные полыньи) послужили развитию зон накопления тепла и очагов интенсивного очищения морей ото льда.

Уже в самом начале летнего периода во всех российских арктических морях сформировалась отрицательная аномалия ледовитости от -20 до -30 %. Интенсивное таяние и разрушение ледяного покрова, его вынос за пределы морей, вследствие преобладания восточных и юго-восточных воздушных переносов, привели к формированию в морях аномально легких ледовых условий. В российском секторе Арктики наблюдалось значительное смещение кромки льда на север.

Особенно интенсивно ледяной покров выносился и разрушался в восточных арктических морях — Восточно-Сибирском, Чукотском и море Бофорта. При норме выноса льда за июль—сентябрь в 64 тыс. км² для Восточно-Сибирского моря и приноса в 25 тыс. км² для Чукотского моря, в летний период 2007 г. из этих морей

Таблица 2.1

Характеристика ледовитости арктических морей в августе 2007 г.

Моря	Ледовитость в августе, %		
	норма	август	аномалия
Баренцево	10	3	-7
Карское	31	28	-28
Ляптевых	49	27	-22
Восточно-Сибирское	76	0	-76
Чукотское	31	0	-31
Бофорта	60	25	-35

было вынесено 100 и 70 тыс. км² льда соответственно. Из центрального полярного бассейна в Гренландское море было вынесено около 150 тыс. км² льда при норме 88 тыс. км², то есть почти в 2 раза больше.

В августе акватории российских арктических морей полностью очистились ото льда (кроме западной части моря Лаптевых). Сформировавшиеся аномалии ледовитости оказались экстремальными для 60-летнего ряда наблюдений практически во всех российских арктических морях и море Бофорта. Прежде никогда так рано эти моря не очищались ото льдов (табл. 2.1). Общее уменьшение количества льда в Северном Ледовитом океане наблюдалось до середины сентября.

Наблюдения, выполненные на НЭС «Академик Федоров» в экспедиции «Арктика-2007», охватили значительные области Арктического бассейна, часть из которых никогда ранее не посещалась отечественными судами (рис. 2.1). Проведенные наблюдения позволили оценить качественное состояние ледяного покрова в летний период в различных районах Арктического бассейна, которое невозможно оценить по снимкам ИСЗ: торосистость, разрушенность и возрастной состав льда.

Аномальные процессы атмосферной циркуляции над акваторией Арктического бассейна в летний период 2007 г., обусловившие устойчивые южные и юго-восточные воздушные переносы в восточном районе российского сектора Арктики и в приполюсном районе, способствовали формированию высокой разрушенности (преимущественно 3–4, 4 балла) и раздробленности льдов, значительных скоростей дрейфа льда, носящего выносной характер. Кромка льдов в восточном секторе Арктики в течение летнего сезона смещалась на север и в сентябре достигла 85° с.ш. В результате площадь сплоченных льдов в Арктическом бассейне в летний период 2007 г. сократилась до минимальных значений. В российском секторе Арктики преобладали однолетние льды. Старые льды (преимущественно двухлетние) наблюдались в приполюсном районе, однако их количество не превышало 30 %. Льды возрастом 3 года и старше были зафиксированы в канадском и гренландском секторах Арктики.

На рис. 2.15 приведен снимок, характеризующий состояние ледяного покрова в приполюсном районе. Хорошо видно преобладание однолетнего толстого льда с высокой степенью разрушенности.

Уже к концу августа поле сморози, на которое была высажена дрейфующая станция «Ледовая база» в начале июня, практически полностью разрушилось на отдельные обломки. Разрушенность льдов, как однолетних, так и старых, составляла 3–4 балла. Состояние поля, на которое была высажена дрейфующая станция «Ледовая база», в конце дрейфа хорошо видно на рис. 2.16.

В период с конца 1950-х до конца 1980-х гг. колебания ледовитости арктических морей проходили на повышенном фоне, который с 1990-х гг. сменился пониженным фоном вследствие потепления, начавшегося с середины 1980-х гг. С 1990 г. в изменении суммарной площади льдов российских арктических морей начали преобладать



Рис. 2.15. Состояние ледяного покрова в приполюсном районе в конце июля — начале августа 2007 г. (фото С.В.Фролова)



Рис. 2.16. Состояние ледяного поля дрейфующей «Ледовой базы» 23 августа 2007 г. (фото С.В.Фролова)

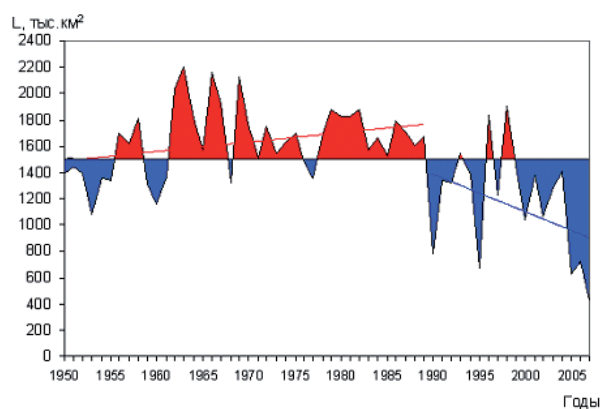


Рис. 2.17. Изменения суммарной ледовитости российских арктических морей в августе за период 1950–2007 гг.

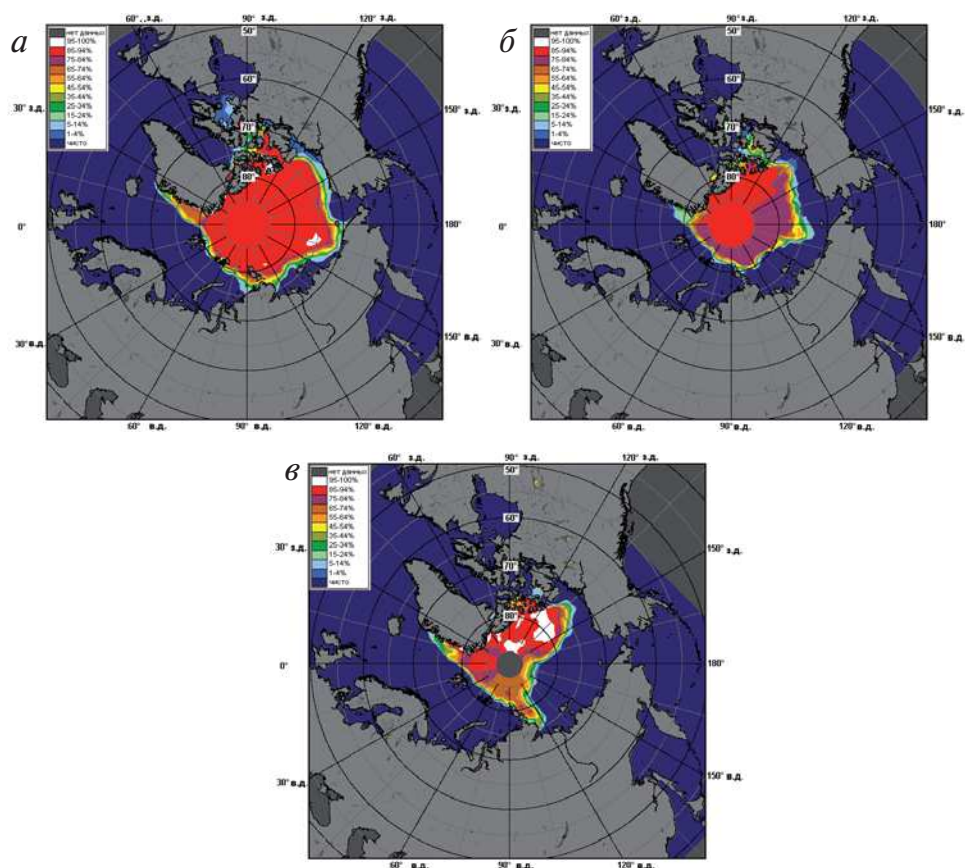


Рис. 2.18. Распределение общей сплоченности морского льда в сентябре за период 1945–2004 гг. (а), экстремально малое 5% вероятности за период 1945–2004 гг. (б), среднее за сентябрь 2007 г. (в)

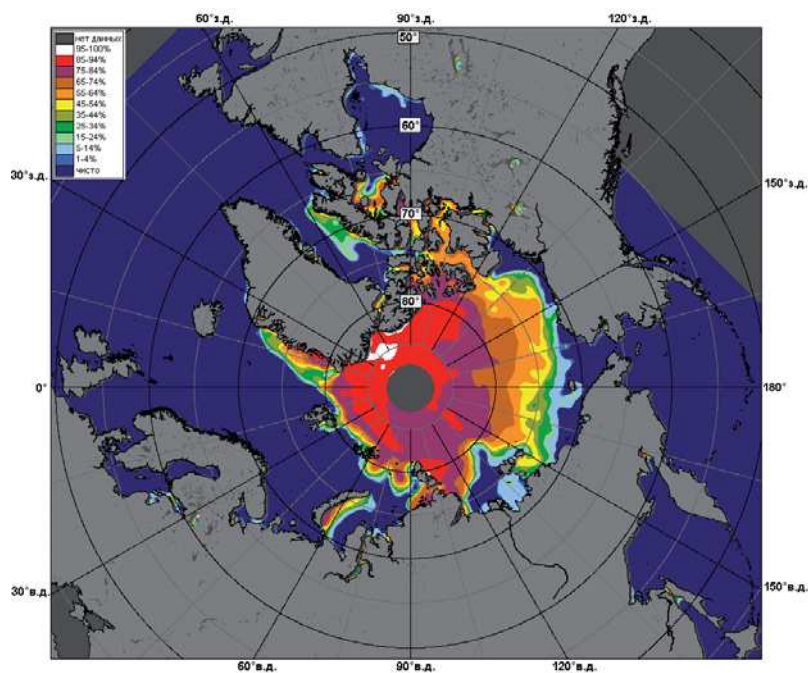


Рис. 2.19. Среднемесячное распределение ледяного покрова в июле 2007 г.

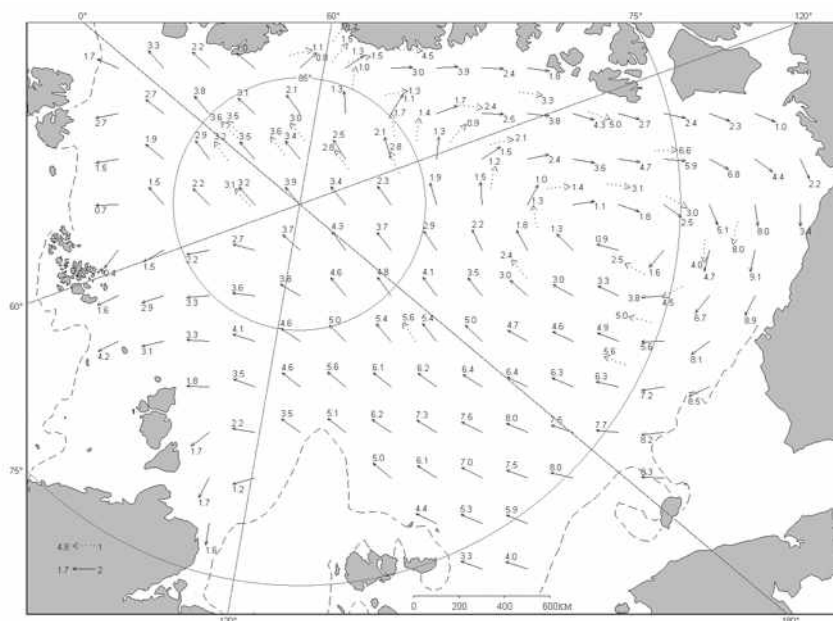


Рис. 2.20. Поле результирующего дрейфа льда за июль 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

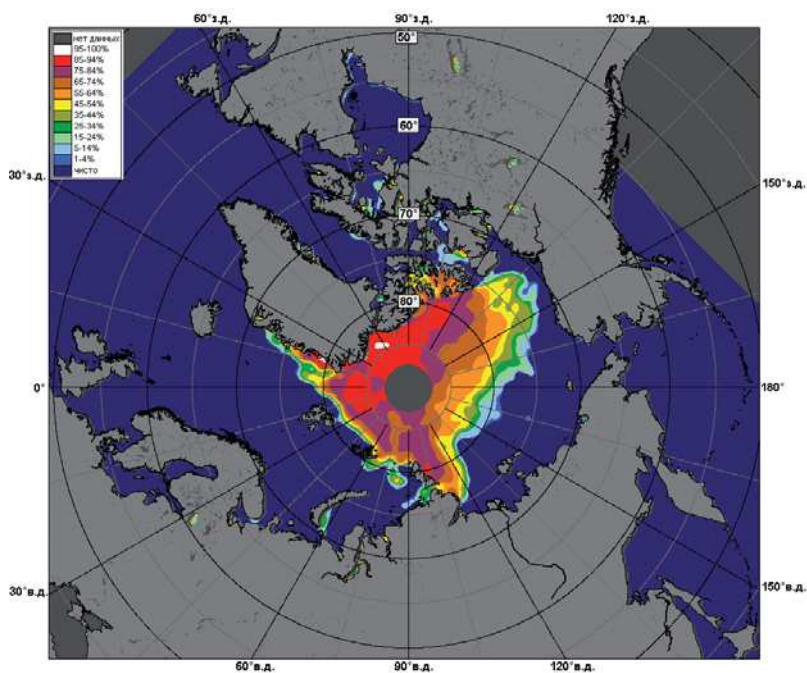


Рис. 2.21. Среднемесячное распределение ледяного покрова в августе 2007 г.

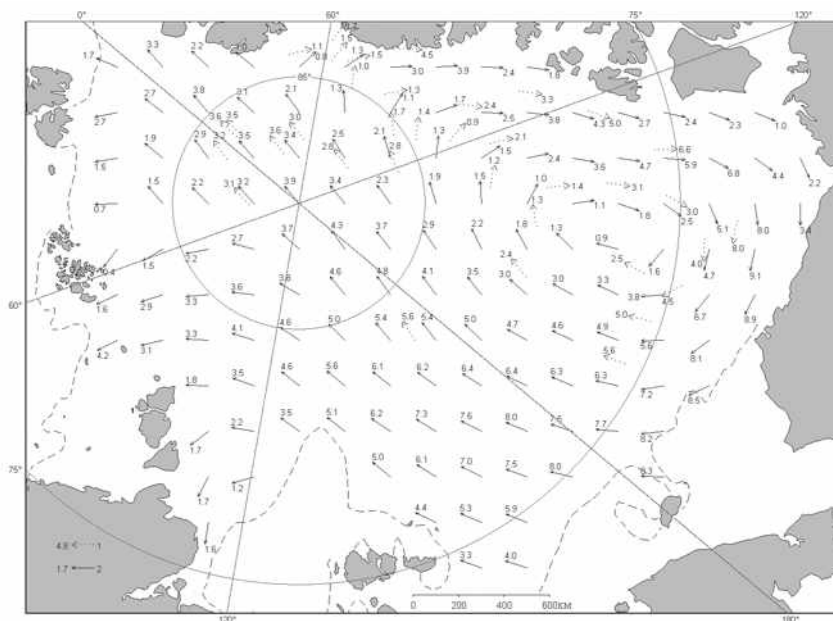


Рис. 2.22. Поле результирующего дрейфа льда за август 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

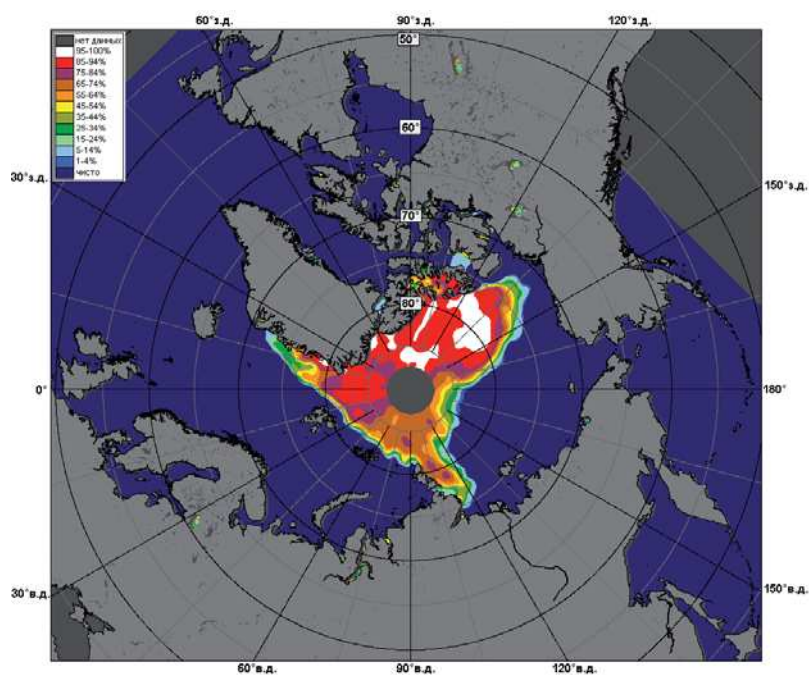


Рис. 2.23. Среднемесячное распределение ледяного покрова в сентябре 2007 г.

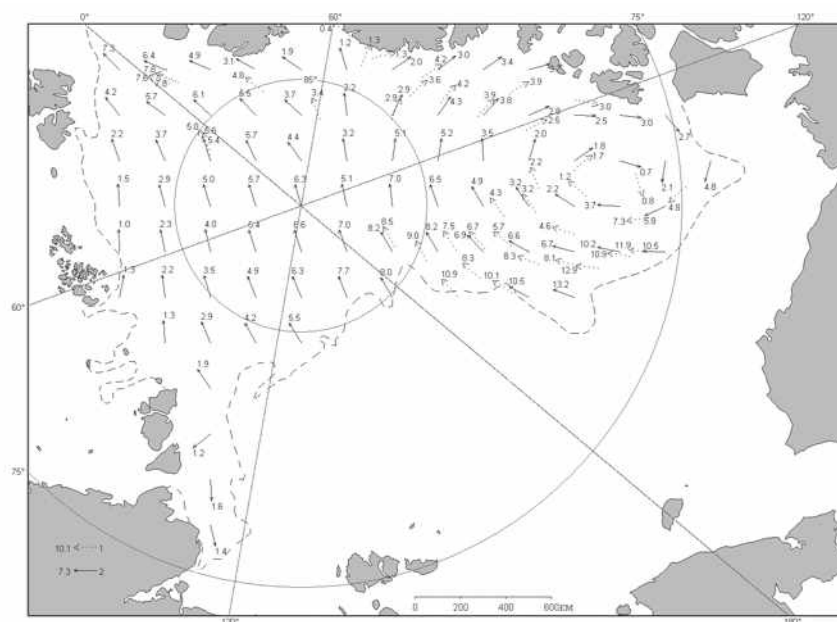


Рис. 2.24. Поле результирующего дрейфа льда за сентябрь 2007 г. (1 – направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 – рассчитанные характеристики дрейфа льда)

крупные отрицательные аномалии. Исключение составили 1996-й и 1998-й гг., когда на фоне отрицательного линейного тренда наблюдалась положительная аномалия ледовитости (рис. 2.17).

Изменчивость суммарной ледовитости российских арктических морей в целом за период 1950–2007 гг. приведена на рис. 2.17 и характеризуется хорошо выраженным отрицательным линейным трендом.

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в среднем в течение летнего периода сокращается на 25–30 %. В 2007 г. в летний период наблюдалось аномальное сокращение площади льдов, составившее по разным оценкам 40–50 %. По оценке, выполненной в лаборатории долгосрочных ледовых прогнозов ААНИИ, общая площадь льдов в океане в сентябре составляла 3,8 млн км² при норме 6,1 млн км².

На рис. 2.18 приведены сравнительные изображения общей сплоченности морского льда в сентябре за период 1945–2004 гг., экстремально малое наблюдавшееся распределение (5 % вероятности) и среднее распределение за сентябрь 2007 г. Хорошо видно, что площадь ледяного покрова в летний период 2007 г. близка к экстремально малой. Ледовые условия летнего периода 2007 г. можно отнести в группу экстремально легких лет.

Среднемесячные распределения общей сплоченности и векторов дрейфа ледяного покрова за период июль–август 2007 г. приведены на рис. 2.19–2.24. На них хорошо прослеживаются особенности очищения морей ото льдов и устойчивый дрейф льдов в западном направлении в результате устойчивого действия восточных и юго-восточных воздушных переносов.

2.4. НАЧАЛО ЛЕДООБРАЗОВАНИЯ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ОСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Ледообразование осенью 2007 г. началось в значительно более поздние сроки, чем среднемноголетние. По данным наблюдений в экспедиции «Арктика-2007» на НЭС «Академик Федоров», ледообразование среди остаточных льдов в высоких широтах началось в середине первой декады сентября при средних сроках, приходящихся на начало третьей декады августа (на 2 недели позже среднемноголетних сроков).

Скорость продвижения волны ледообразования в окраинные моря была очень медленной. При средних сроках появления льдов на северной границе арктических

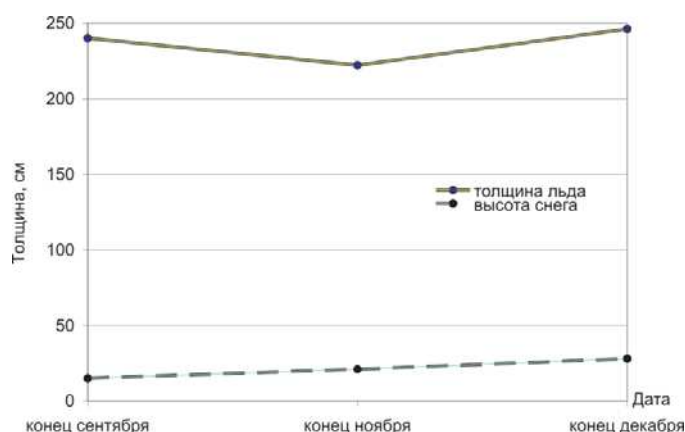


Рис. 2.25. Изменения толщины льда и высоты снега на дрейфующей станции СП-35 в сентябре–декабре 2007 г.

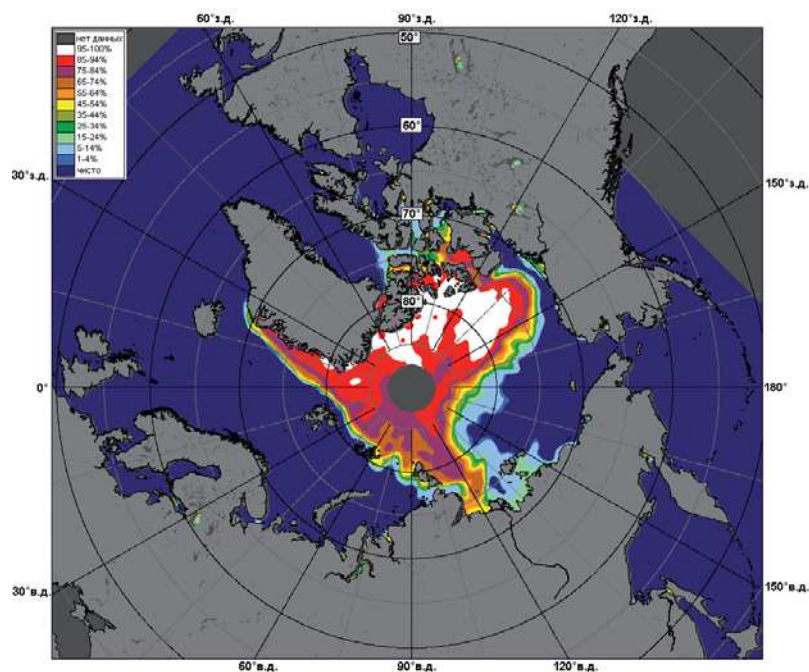


Рис. 2.26. Среднемесячное распределение ледяного покрова в октябре 2007 г.



Рис. 2.27. Поле результирующего дрейфа льда за октябрь 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

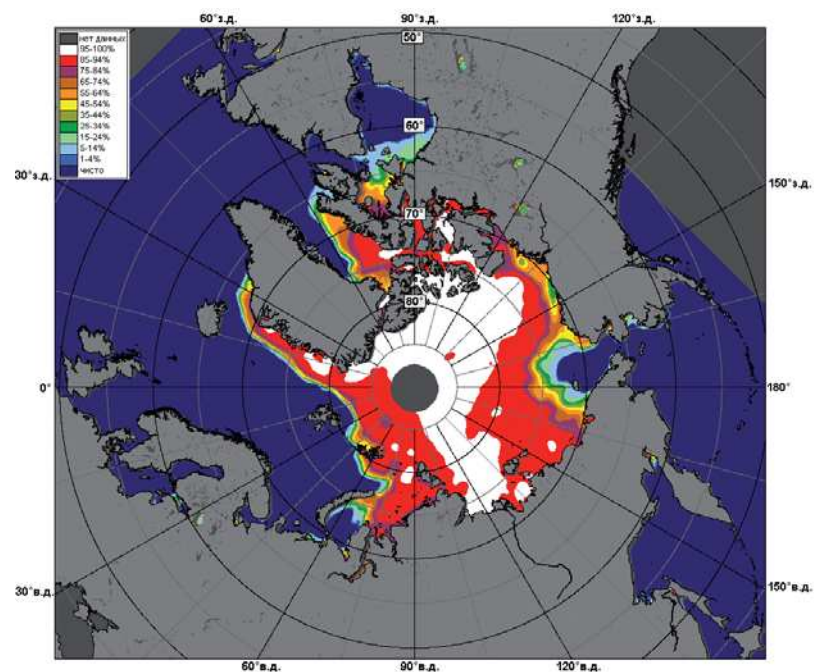


Рис. 2.28. Среднемесячное распределение ледяного покрова в ноябре 2007 г.

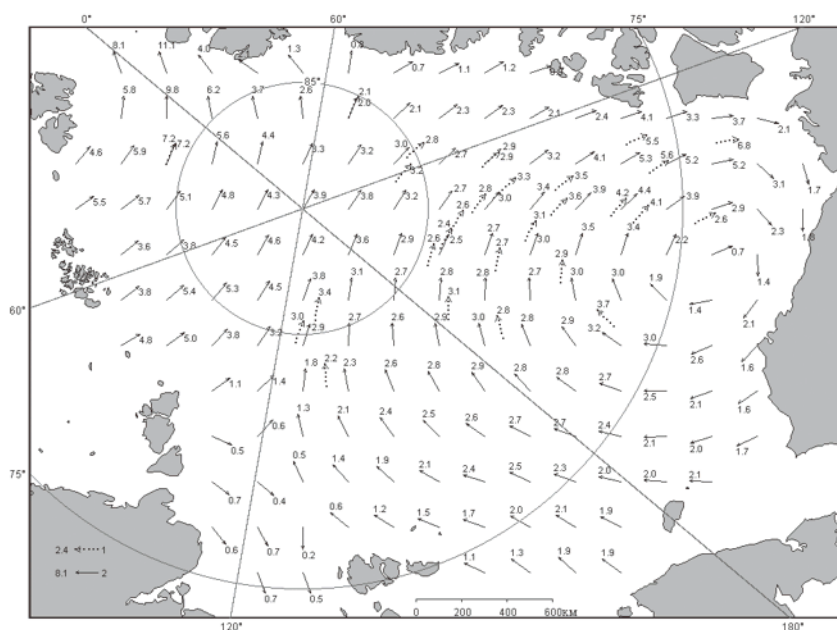


Рис. 2.29. Поле результирующего дрейфа льда за ноябрь 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

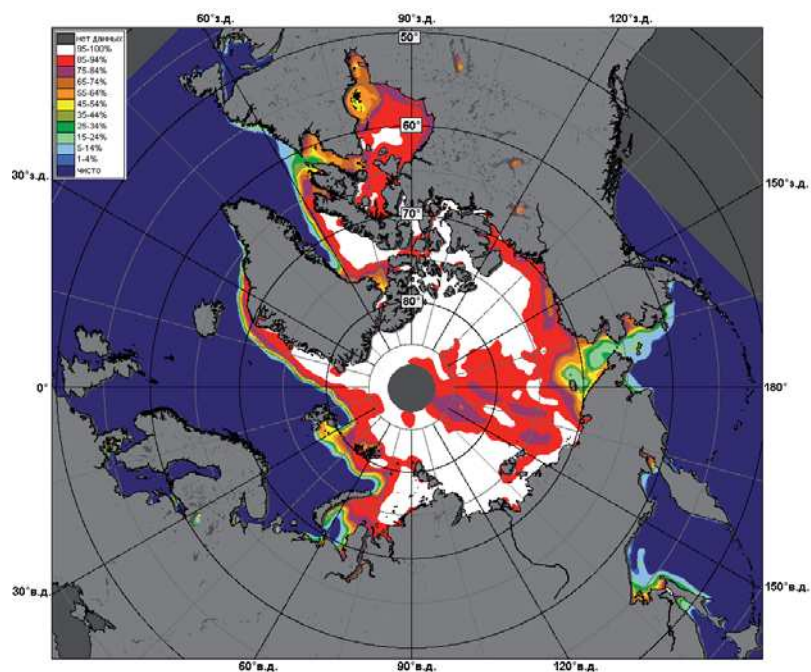


Рис. 2.30. Среднемесячное распределение ледяного покрова в декабре 2007 г.

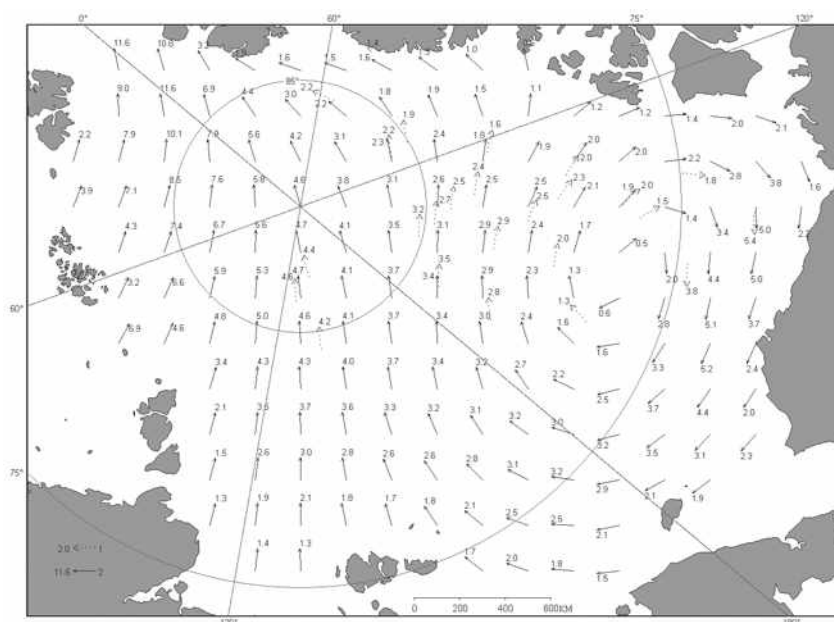


Рис. 2.31. Поле результирующего дрейфа льда за декабрь 2007 г. (1 — направление и скорость дрейфа буев (км/сут); 2 — рассчитанные характеристики дрейфа льда)

морей в середине сентября, волна устойчивого ледообразования подошла сюда на месяц позже.

Осенние ледовые процессы в российских арктических морях начались на чистой воде при отсутствии остаточных льдов и положительных аномалий температуры воздуха практически по всему побережью российской Арктики. Ледообразование во всех арктических морях началось позже среднемноголетних сроков. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском устойчивое ледообразование началось на 15–20 суток позже, а в Карском, Чукотском морях и в море Бофорта — на 30–40 суток позже среднемноголетних сроков.

Процессы нарастания льда также проходили более замедленно. В декабре 2007 г. в морях наблюдались более тонкие льды, чем обычно. Если в центральных российских арктических морях (северо-восточной части Карского моря, море Лаптевых, западной части Восточно-Сибирского моря) однолетние льды достигли градации однолетних тонких (30–70 см), то в окраинных районах (Баренцево море, юго-запад Карского моря, Чукотское море) преобладали молодые льды толщиной 15–30 см. Только в районе архипелага Северная Земля припайный лед перешел в градацию однолетнего среднего льда (по данным полярных станций это 70–75 см). Старые льды отмечались только в море Лаптевых.

На рис. 2.25 приведены измерения толщины льда на дрейфующей станции СП-35.

Данные полигонных измерений толщины льда и высоты снежного покрова, выполненные на дрейфующей станции СП-35, хорошо иллюстрируют невысокую интенсивность нарастания толщины остаточных и старых льдов. За 2 осенних месяца средняя толщина льда по полигону увеличилась на 6 см, высота снежного покрова на 14 см.

Толщина однолетнего льда в российском и аляскинском секторах Арктики к концу года была меньше среднемноголетней вследствие позднего начала ледообразования и меньшей интенсивности нарастания льда. Граница старых льдов здесь наблюдалась значительно севернее своего обычного положения. Основная масса старых льдов оказалась смещенной в приполюсный район, канадский и гренландский сектора Арктики.

Среднемесечные распределения общей сплоченности и векторов дрейфа ледяного покрова за период октябрь–декабрь 2007 г. приведены на рис. 2.26–2.31. На них хорошо прослеживаются особенности развития ледообразования и продвижения волн ледообразования и дрейфа ледяного покрова.

Характерные черты осенних процессов — это их позднее начало и малая интенсивность. В результате этого в морях российского и аляскинского секторов Арктики преобладали однолетние тонкие льды, наблюдалось большое количество молодых льдов, часть акватории морей (Баренцева, Карского и Чукотского) еще не была охвачена ледообразованием. Общее количество льда в Северном Ледовитом океане было меньше среднемноголетнего, старые льды смещены в канадский и гренландский сектора Арктики.

2.5. ЛЕДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА УСТЬЕВЫХ УЧАСТКАХ РЕК

Ледово-гидрологические условия на устьевых участках рек бассейна Карского моря

Толщины льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря с января до конца апреля повсеместно наблюдались меньше нормы (табл. 2.2).

В весенний период 2007 г. подвижки льда на устьевых участках рек Обь и Енисей наблюдались на 5–12 дней раньше нормы. Весенний ледоход на устьевых участках рек начался на 6–16 дней раньше нормы. Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Оби составила 3 дня, а на устьевом участке реки Енисей — 17 дней в с. Селиваниха и 4 дня в районе с. Караул.

Таблица 2.2

Характеристика ледовых условий весной 2007 г.

Река – пункт	Толщина льда на конец апреля, см			Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия
Обь – Салехард	86	105	–19	21.V	27.V	–6	24.V	31.V	–7
Енисей – Селиваниха	83	116	–33	5.V	21.V	–16	22.V	2.VI	–11
Енисей – Караул	99	144	–45	3.VI	10.VI	–7	7.VI	16.VI	–9

Очищение ото льда устьевых участков рек произошло на 7–11 дней раньше средних многолетних сроков (табл. 2.2). Процесс вскрытия устьевых участков рек бассейна Карского моря произошел раньше средних многолетних сроков. На реке Енисей на участке Селиваниха–Игарка он сопровождался образованием заторов льда в период с 5 по 24 мая.

На устьевых участках рек Обь и Енисей в 2007 г. плавучий лед появился на 6–18 дней позже средних многолетних сроков (табл. 2.3). Продолжительность осеннего ледохода на всех устьевых участках рек составила 0–3 дня. Исключение составил участок реки в районе с. Селиваниха (река Енисей), где продолжительность осеннего ледохода составила 27 дней.

Таблица 2.3

Характеристика ледовых условий осенью 2007 г.

Река – пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавающего льда			Дата ледостава		
	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия
Обь – Салехард	7.XI	18.X	+20	7.XI	20.X	+18	10.XI	30.X	+11
Енисей – Селиваниха	23.X	13.X	+10	19.X	13.X	+6	15.XI	1.XI	+14
Енисей – Караул	24.X	12.X	+12	30.X	17.X	+13	30.X	24.X	+6

Ледостав наступил на всех устьевых участках рек на 6–14 дней позже нормы. Толщина льда в конце декабря 2007 г. на устьевых участках рек Обь и Енисей наблюдалась на 7–17 см меньше средних многолетних величин (табл. 2.3).

Таким образом, в 2007 г. на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось раннее развитие процесса вскрытия ледяного покрова весной и позднее развитие процесса замерзания этих участков рек осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период был на Оби на 25 дней, а на Енисее – на 17–22 дня больше среднего многолетнего.

**Ледово-гидрологических условия на устьевых участках рек
бассейна моря Лаптевых**

Толщина льда на 30 апреля на реках бассейна моря Лаптевых повсеместно имела отрицательные аномалии. На реке Оленек в районе Тюмети толщина льда была меньше средних величин на 16 см, а ближе к устью в районе Усть-

Оленька аномалия достигала уже 31 см. На реке Лене в районе с. Кюсюр была отмечена большая отрицательная аномалия толщины льда (–40 см), а ближе к устью у с. Хабарово она составила всего –2 см, т.е. толщина льда была близка к норме. На устьевом участке реки Яны толщина льда наблюдалась на 45 см меньше нормы (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Характеристика ледовых условий весной 2007 г.

Река – пункт	Толщина льда на конец апреля, см			Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия
Анабар – Саскылах	*	–	–	31.V	3.VI	–3	5.VI	11.VI	–6
Оленек – Тюмети	121	137	–16	29.V	3.VI	–5	5.VI	11.VI	–6
Оленек – Усть-Оленек	162	193	–31	11.VI	18.VI	–7	14.VI	21.VI	–7
Лена – Кюсюр	138	178	–40	28.V	3.VI	–6	6.VI	12.VI	–6
Быковская протока реки Лены – Хабарово	224	226	–2	5.VI	8.VI	–3	10.VI	15.VI	–5
Яна – Юбилейная	110	155	–45	25.V	31.V	–6	31.V	6.VI	–6

Примечание. * – река, промерзшая до дна.

В весенний период 2007 г. подвижки льда на устьевых участках рек Анабар, Оленек, Лена, Яна наблюдались на 2–10 дней раньше нормы.

Весенний ледоход и очищение ото льда на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдались на 3–7 дней раньше среднемноголетних сроков (табл. 2.4).

Процесс вскрытия устьевых участков рек бассейна моря Лаптевых произошел раньше средних многолетних сроков. На устьевых участках рек Оленек, Лена и Яна наблюдались заторы льда в период с 22 мая по 6 июня.

Таблица 2.5

Характеристика ледовых условий осенью 2007 г.

Река – пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавающего льда			Дата ледостава		
	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия
Анабар – Саскылах	1.X	24.IX	+7	11.X	28.IX	+13	16.X	3.X	+13
Оленек – Тюмети	5.X	27.IX	+8	5.X	30.IX	+5	13.X	10.X	+3
Оленек – Усть-Оленек	6.X	2.X	+4	6.X	30.IX	+6	8.X	6.X	+2
Лена – Кюсюр	10.X	8.X	+2	9.X	8.X	+1	30.X	22.X	+8
Быковская протока реки Лены – Хабарово	21.X	8.X	+13	12.X	11.X	+1	31.X	16.X	+15
Яна – Юбилейная	2.X	28.IX	+4	7.X	30.IX	+7	10.X	6.X	+4

В устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых осенью 2007 г. устойчивое ледообразование наблюдалось позже средних многолетних сроков на 1–13 дней. Продолжительность осеннего ледохода оказалась различной: от 2 дней на реке Оленек в районе с. Усть-Оленек до 19–21 дня на реке Лене (табл. 2.5).

Становление льда произошло на 3–15 дней позже нормы во всех устьевых областях рек бассейна моря Лаптевых (табл. 2.5).

Толщина льда в конце декабря 2007 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалась на 23–41 см меньше средних многолетних величин. Река Анабар в районе с. Саскылах замерзла в третьей декаде ноября.

Таким образом, в 2007 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых наблюдалось раннее вскрытие ледяного покрова весной и позднее замерзание этих участков рек осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период был больше среднего многолетнего от 6–7 дней на Лене до 19 дней – на Анабаре.

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

Толщины льда в устье реки Индигирки в 2007 г. наблюдались меньше нормы. На устьевом участке реки Колымы толщины льда были близки к средним многолетним величинам.

В весенний период 2007 г. подвижки льда на устьевом участке реки Индигирки наблюдались на 6–7 дней раньше средних сроков. Весенний ледоход на устьевых участках рек начался на 7–8 дней раньше среднемноголетних сроков (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Характеристика ледовых условий весной 2007 г.

Река – пункт	Толщина льда на конец апреля, см			Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия
Индигирка – Чокурдах	140	169	–29	30.V	7.VI	–8	3.VI	10.VI	–7
Индигирка – Индигирская	150	196	–46	8.VI	15.VI	–7	8.VI	16.VI	–8
Колыма – Колымское	140	140	0	23.V	30.V	–7	28.V	7.VI	–10

Продолжительность весеннего ледохода на устьевом участке реки Индигирки составила 1–4 дня, а на устьевом участке реки Колымы – 5 дней. Очищение ото льда устьевых участков рек произошло на 7–10 дней раньше средних многолетних сроков (табл. 2.6).

Процесс вскрытия устьевых участков рек бассейна Восточно-Сибирского моря произошел раньше средних многолетних сроков.

На устьевых участках рек Индигирки и Колымы в 2007 г. плавучий лед появился на 3–5 дней позже средних многолетних сроков. Продолжительность осеннего ледохода на всех устьевых участках рек составила 3–6 дней. Ледостав наступил на всех устьевых участках рек на 4–8 дней позже нормы (табл. 2.7).

Толщина льда в конце декабря 2007 г. на устьевых участках рек Индигирки и Колымы наблюдалась меньше средних многолетних величин (от 15 см на Колыме до 41 см на Индигирке).

Таблица 2.7

Характеристика ледовых условий осенью 2007 г.

Река – пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия	Факт	Средняя	Аномалия
Индигирка – Чокурдах	2.X	3.X	–1	8.X	5.X	+3	14.X	8.X	+6
Индигирка – Индигирская	8.X	30.IX	+8	8.X	5.X	+3	13.X	5.X	+8
Колыма – Колымское	2.X	6.X	–4	13.X	8.X	+5	16.X	12.X	+4

Таким образом, в 2007 г. на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря наблюдалось раннее развитие процесса вскрытия ледяного покрова весной и позднее развитие процесса замерзания этих участков рек осенью. В соответствии с этим естественный навигационный период на реках был на Индигирке на 10–11 дней, а на Колыме – на 14 дней больше среднего многолетнего.

3. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И ЕГО МОРЕЙ

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОДНЫХ МАСС

3.1.1. Факторы, формирующие гидрологические условия Северного Ледовитого океана

Формирование полей температуры и солёности воды, структуры циркуляции в Северном Ледовитом океане (СЛО) происходит в результате воздействия внешних факторов и внутренних процессов. Основными внешними факторами, которые обуславливают особенности термохалинных и динамических процессов в арктических морях (АМ) и Арктическом бассейне (АБ) СЛО, являются:

а) термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации;

б) поступление в Арктический бассейн теплых и солёных атлантических вод через пролив Фрама;

в) поступление тихоокеанских вод в Чукотское море через Берингов пролив;

г) материковый сток пресных вод в арктические моря;

д) расходы льда и воды через пролив Фрама и проливы Канадского Архипелага.

Основными внутренними силами, которые определяли главный механизм формирования структуры термохалинных полей и течений, были фазовые переходы, турбулентные, диффузионные и конвективные процессы и адвективные переносы.

Приведем краткое описание основных особенностей действия внешних факторов в 2007 г.

Термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации. Воздействие этой группы факторов сыграло ключевую роль в изменении океанографических характеристик и формировании особенностей состояния поверхностного слоя АМ и АБ. Аномальное развитие метеорологических условий в Арктике (см. раздел 1) сопровождалось установлением в течение продолжительного времени отжимного ветра южных направлений и формированием положительных температурных аномалий в восточном секторе Арктики, например на побережье Восточно-Сибирского моря средние месячные аномалии колебались от +5,1 °C в июне до +9,1 °C в августе, что стало причиной интенсивного таяния льдов и быстрого отступления на север их кромки, значительного распреснения и радиационного прогрева поверхностного слоя океана. В западном секторе Арктики, море Лаптевых и околополюсной зоне периодически активизировалась циклоническая деятельность, что способствовало большой изменчивости ветровых условий, дрейфа льда, интенсивному таянию льда и увеличению разрушенности ледяного покрова в этом регионе. Текущие атмосферные процессы влияли, прежде всего, на поверхностный слой океана от поверхности до глубины 20–50 м и, опосредованно, на промежуточные слои до глубин 100–250 м.

Поступление в Арктический бассейн теплых и солёных атлантических вод через пролив Фрама. Через Фареро-Шетландский пролив в Северный Ледовитый океан поступает основная масса теплых и солёных атлантических вод, поэтому термохалинное состояние Фареро-Шетландского пролива служит хорошим индикатором

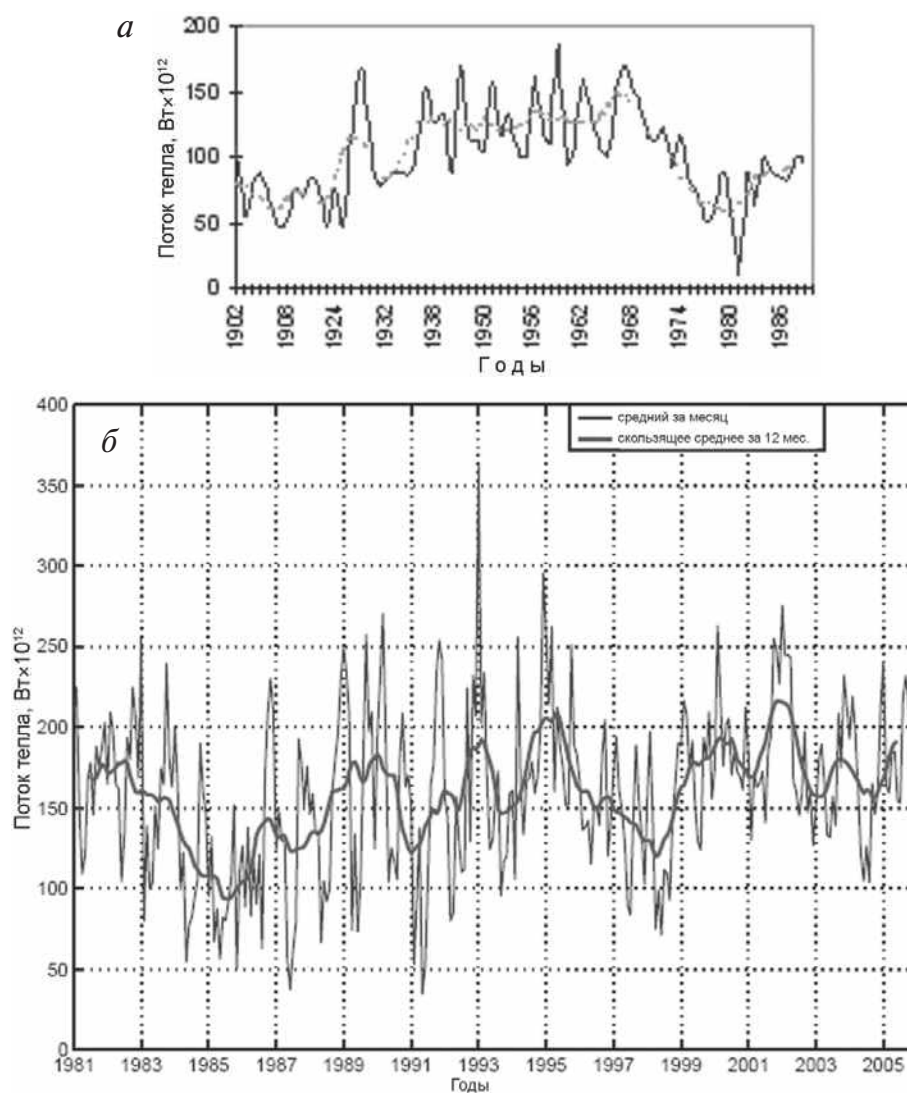


Рис. 3.1. Поток тепла через Фареро-Шетландский пролив на север: а – 1902–1989 гг.; б – 1981–2006 гг.

начала в СЛО термохалинных изменений адвективной природы. На рис. 3.1 приведена кривая изменения потока тепла через Фареро-Шетландский пролив на север. В начале прошлого века поток тепла был относительно небольшим, но с 1925 г. стал увеличиваться, достигнув максимума в 1960 г. Затем с 1967 г. поток тепла стал уменьшаться и достиг минимума в 1981 г. Вслед за этим последовало увеличение потока тепла на север через Фареро-Шетландский пролив.

Тепловое состояние Баренцева моря может служить хорошим индикатором интенсивности поступления атлантических вод (АВ) через Баренцево море в Арктический бассейн. На рис. 3.2 приведен график изменения среднегодовых темпе-

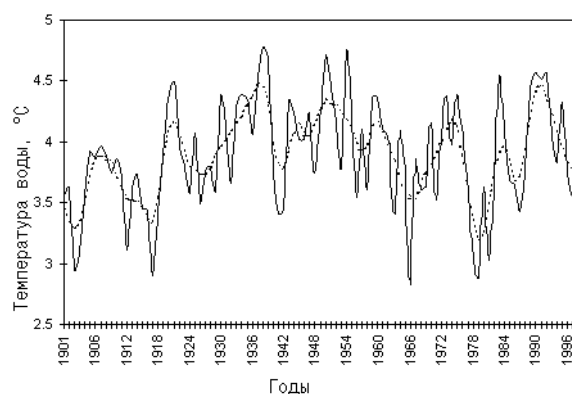


Рис. 3.2. Среднегодовые значения средней температуры воды в слое 0–200 м на разрезе Кольский меридиан (Баренцево море) за 1900–1998 гг.

ратур воды в слое 0–200 м на разрезе Кольский меридиан (Баренцево море) за 1900–1998 гг. Отметим ту часть графика, которая дополняет предыдущий после 1990 г. Как видим из рис. 3.2, после 1990–1992 гг. температура атлантических вод на Кольском меридиане понижалась до 1996 г. Это понижение совпадает с минимальной температурой атлантических вод на разрезе мыс Свиной в Норвежском море (рис. 3.3). Отметим, что в проливе Фрама минимальная температура атлантических вод была зарегистрирована в 1997 г. (рис. 3.3), после чего температура АВ здесь снова начала расти и продолжала повышаться в 2007 г.

Скорость распространения АВ в АВ относительно небольшая. Например, положительная аномалия температуры АВ перемещалась от пролива Фрама вдоль континентального склона до моря Лаптевых за 3–4 года (рис. 3.3), что дает оценку для скорости адвекции 1,5 см/с. Учитывая повышение температуры АВ в Норвежском море и тот факт, что причиной роста температуры АВ в АВ является, прежде всего, поступление теплых атлантических вод из Норвежского моря, есть все основания полагать, что в ближайшие годы температура воды в слое АВ в АВ будет в целом увеличиваться.

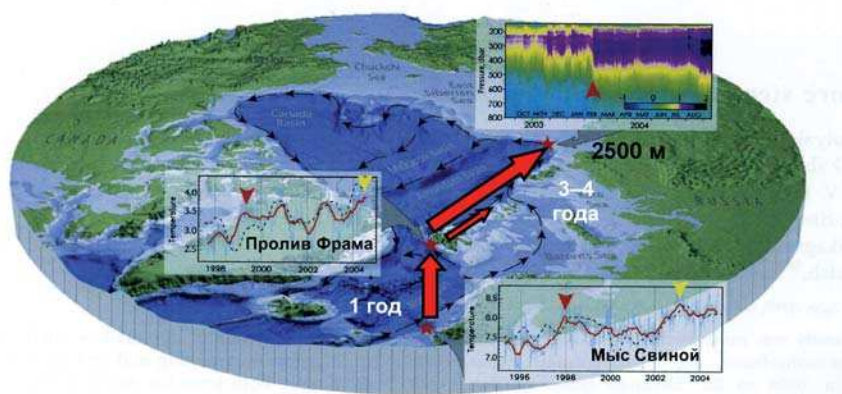


Рис. 3.3. Графики межгодовых изменений температуры атлантических вод на разрезе мыс Свиной с конца 1995 г. до 2005 г., в проливе Фрама с конца 1997 г. до 2005 г. и в северной части моря Лаптевых по данным притопленных буйковых станций с сентября 2003 г. по сентябрь 2004 г.

Поступление тихоокеанских вод в Чукотское море через Берингов пролив. С конца 1940-х гг. до 1974 г. расход воды через Берингов пролив уменьшался, затем наблюдался положительный тренд и значительное увеличение расхода воды в 1994 г. Температура воды в Беринговом проливе понижалась с 1933 г. до 1960 г. Затем наблюдалось увеличение температуры до 1968 г., после чего наступило похолодание, которое в 1986 г. сменилось потеплением. Более сложно происходило изменение солёности воды. Можно только отметить уменьшение солёности с 1981 г. до 1986 г. и наметившееся увеличение солёности с 1986 г.

Измерения последнего десятилетия показали, что после аномально больших скоростей потока в 1994 г. наступило ослабление потока в 2000–2001 гг., а затем усиление от 2001 к 2004 г. Соленость в 1991 г. была больше, чем в последующие годы до 2004 г., причем в 1998 г. она была самой малой. Среднегодовая температура в Беринговом проливе увеличилась скачком от 2001 к 2002 г. и продолжала повышаться до 2004 г. Положительная аномалия температуры воды в Беринговом море наблюдалась и летом 2007 г. Таким образом, в 2007 г. поток тихоокеанских вод в Чукотское море был больше нормы и температура воды имела положительную аномалию.

Учитывая, что время распространения тихоокеанских вод от пролива до Канадской котловины составляет 2–3 года, следует ожидать в целом повышения температуры летних тихоокеанских вод в Американо-Азиатском суббассейне.

3.1.2. Состояние поверхностного слоя вод Арктического бассейна и арктических морей в 2007 г.

На рис. 3.4 приведена схема океанографических станций, выполненных в 2007 г. в Арктическом бассейне и арктических морях. Основной объем океанографических наблюдений был выполнен в летний и летне-осенний периоды (июль—октябрь). Именно для этого периода можно дать наиболее полную характеристику термохалинного состояния океана на большей части Арктического бассейна. Сведения о зимне-весеннем и осенне-зимнем состояниях вод опираются на ограниченный объем данных наблюдений.

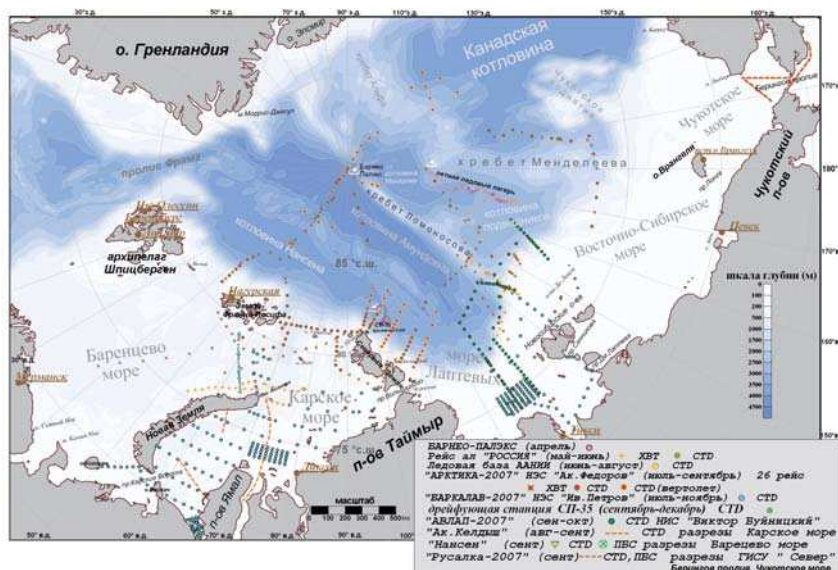


Рис. 3.4. Схема океанографических станций, выполненных в 2007 г. в Арктическом бассейне и арктических морях

Особенности полей температуры и солёности летом 2007 г. Термические процессы, протекавшие в Арктическом бассейне и арктических морях, сформировали уникальное тепловое состояние поверхностного слоя океана в летний период. Как видно из карты распределения температуры воды в слое 5–10 м на рис. 3.5, построенной по всем имеющимся данным океанографических наблюдений в августе–сентябре 2007 г., нулевая изотерма достигала в Амеразийском суббассейне широты 80°. На значительной части суббассейна температура воды на поверхности была выше нуля градусов, даже в тех местах, где в предыдущие годы температура была только отрицательной. А в северных частях Восточно-Сибирского и Чукотского морей, в районах, обычно покрытых ледяным покровом, но свободных ото льда летом 2007 г., на поверхности вода прогрелась до +5 – +7 °С.

Уникальность сформировавшегося летом 2007 г. термического поля поверхностного слоя в Арктическом бассейне особенно хорошо видна из сравнения его со средним климатическим полем температуры вод, полученным по данным наблюдений за 1950–1989 гг. Прежде всего, отметим, что летом 2007 г. поверхностная температура воды на большей части акватории Арктического бассейна и арктических морей была значительно выше среднегодовоей. Положительные аномалии температуры поверхностного слоя воды наблюдались не только на свободной ото льда части Арктического бассейна, но области положительных аномалий также сформировались и на покрытой льдом акватории Арктического бассейна. На карте (рис. 3.5) область положительных аномалий температуры воды занимает практически весь Амеразийский суббассейн, величина аномалии достигает значений +4 °С, что является абсолютным максимумом, а температурные аномалии лета 2007 г. следует назвать экстремальными.

Положительные аномалии, но меньшей величины наблюдались также на большей части Евразийского суббассейна. На общем фоне потепления поверхностного слоя воды выделяется область похолодания к северу от Карского моря (рис. 3.5).

Распределение солёности поверхностного слоя летом 2007 г. имело следующие особенности. В Амеразийском суббассейне наблюдалось экстремальное распреснение поверхностного слоя, в отдельных районах отмечались величины солёности в пределах 25–27 ‰ (рис. 3.6).

Напротив, в Евразийском суббассейне, особенно районе, прилегающем к сибирскому шельфу, отмечались большие значения солёности, достигавшие 33 ‰. В районе Северного полюса величина солёности была, например, больше, чем в 2004 г., на 0,5 ‰. Из сравнительного анализа вертикальных профилей солёности, измеренных в экспедициях последних лет, следует, что в Евразийском суббассейне от Северного полюса до северных частей Карского и Лаптевых морей преимущественно происходило осолонение поверхностного слоя воды.

Уникальность структуры поля солёности поверхностного слоя проявляется в поле аномалий, вычисленных относительно среднеклиматических данных для периода 1950–1989 гг. Структура поля солёности имела две крупномасштабные особенности. Как видно из карты распределения аномалий солёности на рис. 3.6, граница между положительными и отрицательными аномалиями проходила летом 2007 г. в районе хребта Ломоносова. На всей акватории Амеразийского суббассейна наблюдалось распреснение верхнего слоя, при этом наибольшие отрицательные аномалии солёности наблюдались в районе котловин Подводников и Канадской. Величины отрицательных аномалий достигали 5–6 ‰, что является абсолютным максимумом амплитуды межгодовой изменчивости солёности воды в поверхностном слое. Поэтому отрицательные аномалии солёности, которые наблюдались летом 2007 г. в Амеразийском суббассейне, следует отнести к экстремальным.

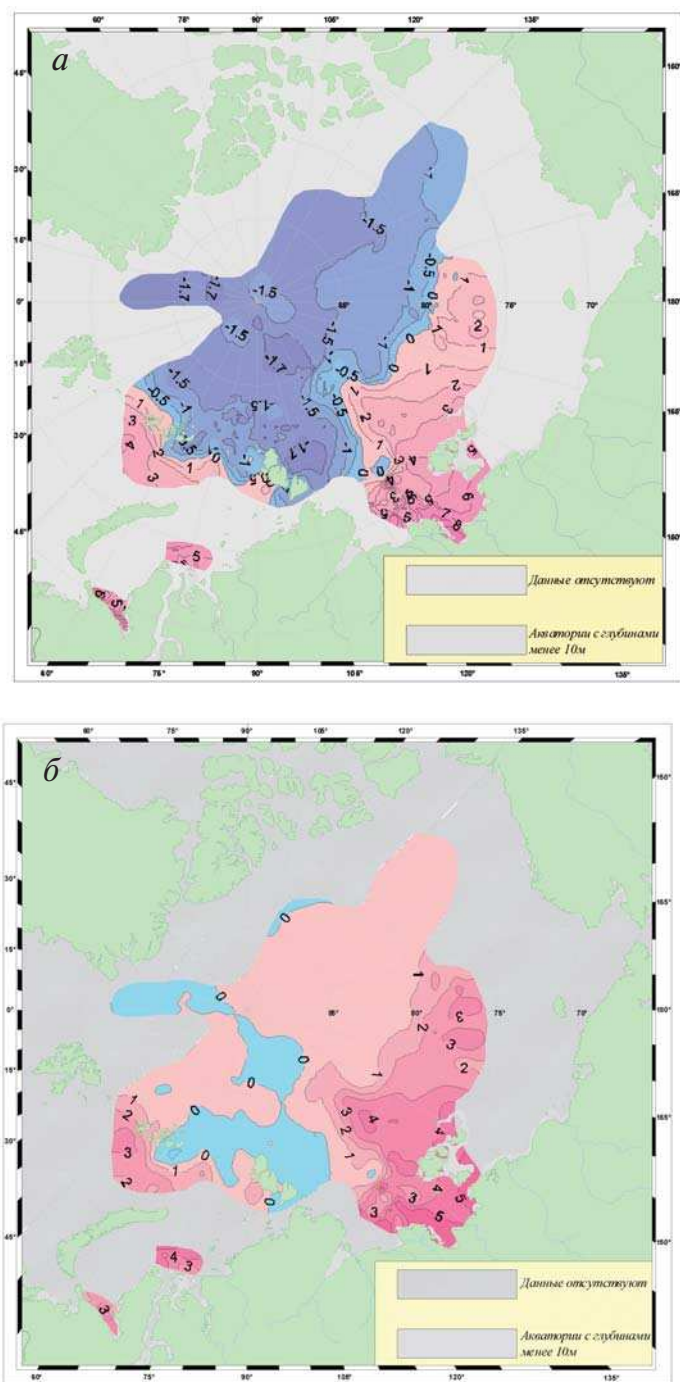


Рис. 3.5. Средняя в слое 5–10 м температура воды (а) и аномалии температуры воды (б) относительно ряда 1950–1989 гг.

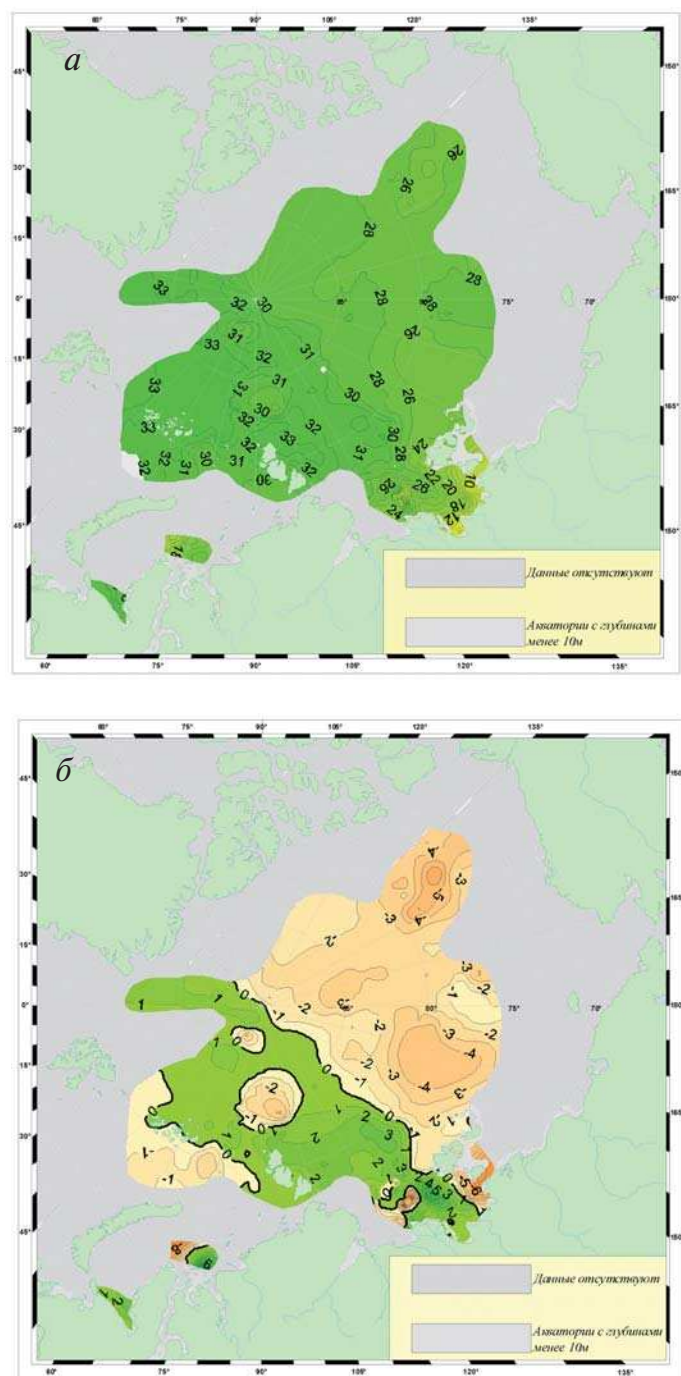


Рис. 3.6. Средняя в слое 5–10 м соленость воды (а) и аномалии солености воды (б) относительно ряда 1950–1989 гг.

В Евразийском суббассейне, в части, прилегающей к сибирскому шельфу, наблюдалось увеличение солёности поверхностного слоя. При этом положительные аномалии достигали 3 ‰, что также значительно превосходит величину среднеквадратического отклонения межгодовой изменчивости летних значений солёности в этом районе.

К северу от области положительных аномалий в Евразийском суббассейне наблюдалось крупномасштабное пятно распреснённых вод. Величины отрицательных аномалий солёности в этом пятне достигали также больших значений – 4 ‰. Отметим также зону распреснения, которая наблюдалась в Карском море.

Сезонная изменчивость солёности в Канадской котловине. Летом 2007 г. в центральной части Канадского бассейна, как и практически во всем Евразийском бассейне СЛО, сформировалась отрицательная аномалия солёности вод поверхностного слоя (рис. 3.7). Формирование аномалии такого рода оказало существенное влияние на сезонные изменения солёности в районе Канадской котловины. Если в зимний период 2006/07 г. характерные значения солёности в верхнем слое толщиной 50 м были близки к 28,47 ‰, верхнего стометрового слоя к 30,31 ‰, а верхнего двухсотметрового слоя к 31,48 ‰ (табл. 3.1), то зимой 2007/08 г. они составили соответственно 28,00 ‰, 29,78 ‰ и 31,48 ‰, то есть оказались на 0,3–0,5 ‰ меньше, чем в предшествующий зимний период.

Учитывая значительную инерционность гидрологических процессов, можно предположить, что такой характер аномалии сохранится до начала весенне-летнего периода и существенным образом повлияет на протекание процессов прогрева верхнего слоя вод, его перемешивания, а также таяния льда.

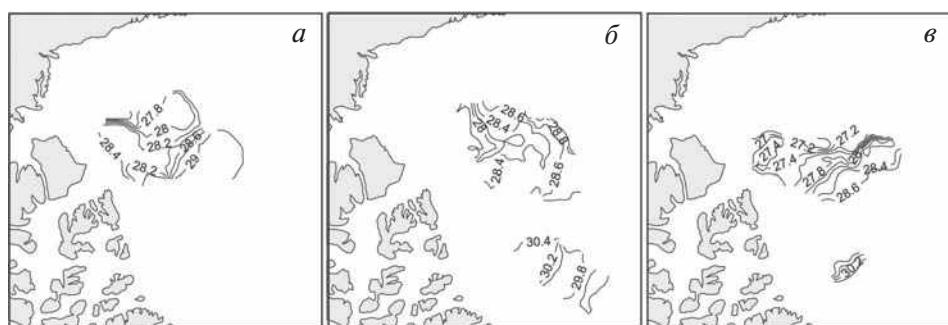


Рис. 3.7. Средняя солёность слоя 10–50 м по данным дрейфующих буев ИТР в центральной части Канадского бассейна за периоды: с октября 2006 г. по май 2007 г. (а), с июля 2007 г. по сентябрь 2007 г. (б) и с октября 2007 г. по январь 2008 г. (в)

Таблица 3.1

Сезонная изменчивость средней температуры и солёности воды верхнего 50, 100 и 200-метрового слоя в центральной части Канадского бассейна

Период	Слой	Температура, °С	Солёность, ‰
Зима Октябрь 2006 г. – май 2007 г.	0–50 м	–1,26	28,47
	0–100 м	–1,13	30,31
	0–200 м	–1,25	31,79
Лето Июль–сентябрь 2007 г.	0–50 м	–0,97	28,62
	0–100 м	–0,95	30,43
	0–200 м	–1,19	31,90
Зима Октябрь 2007 г. – февраль 2008 г.	0–50 м	–1,21	28,00
	0–100 м	–1,16	29,78
	0–200 м	–1,27	31,48

БУИ ИТР

- ИТР01
- ИТР04
- ИТР05
- ИТР06
- ИТР07
- ИТР08
- ИТР09 (*)
- ИТР10 (*)
- ИТР11 (*)
- ИТР12
- ИТР13
- ИТР14 (*) БУИ ААНВИ
- ИТР15
- ИТР16
- ИТР17 (*)
- ИТР18

(*) установлены с НЭС "Ак.Федоров"

ЛЕ ААНВИ

БУИ ААНВИ

дрейф ледовой базы ААНВИ ноябрь-декр. 2007 г.

шкала глубин (м)

0 100 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000 4500

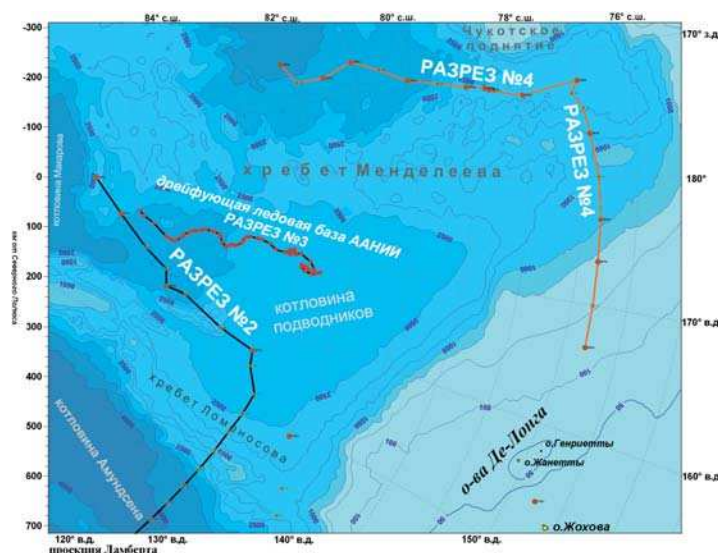


Рис. 3.8. Схема поверхностной циркуляции летом 2007 г., построенная путем обобщения траекторий дрейфа буев ИТР, дрейфующей ледовой базы и результатов численных расчетов для отдельных арктических морей

траектории дрейфующих буев ИТР, дрейфующей ледовой базы и учтены результаты численных расчетов поверхностной циркуляции в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Обобщение информации позволило построить схему поверхностной циркуляции летом 2007 г., приведенную на рис. 3.8. Как видно из рисунка, летом 2007 г. центр антициклонической циркуляции вод находился в Канадской котловине, ось трансарктического дрейфа проходила восточнее хребта Ломоносова по поднятию Менделеева к Северному полюсу. Далее часть потока ответвлялась в сторону проливов Канадского архипелага, другая часть направлялась в сторону пролива Фрама. Циркуляция вод в толще слоя перемешивания несколько отличается от приведенной схемы, так как данная схема в большей мере отражает интегральное движение льдов и воды на поверхности.

Структура поверхностной циркуляции во многом обязана ветровому воздействию. Но на интервалах осреднения более месяца вклад постоянных течений, связанных с пространственной неоднородностью поля плотности воды, возрастает до

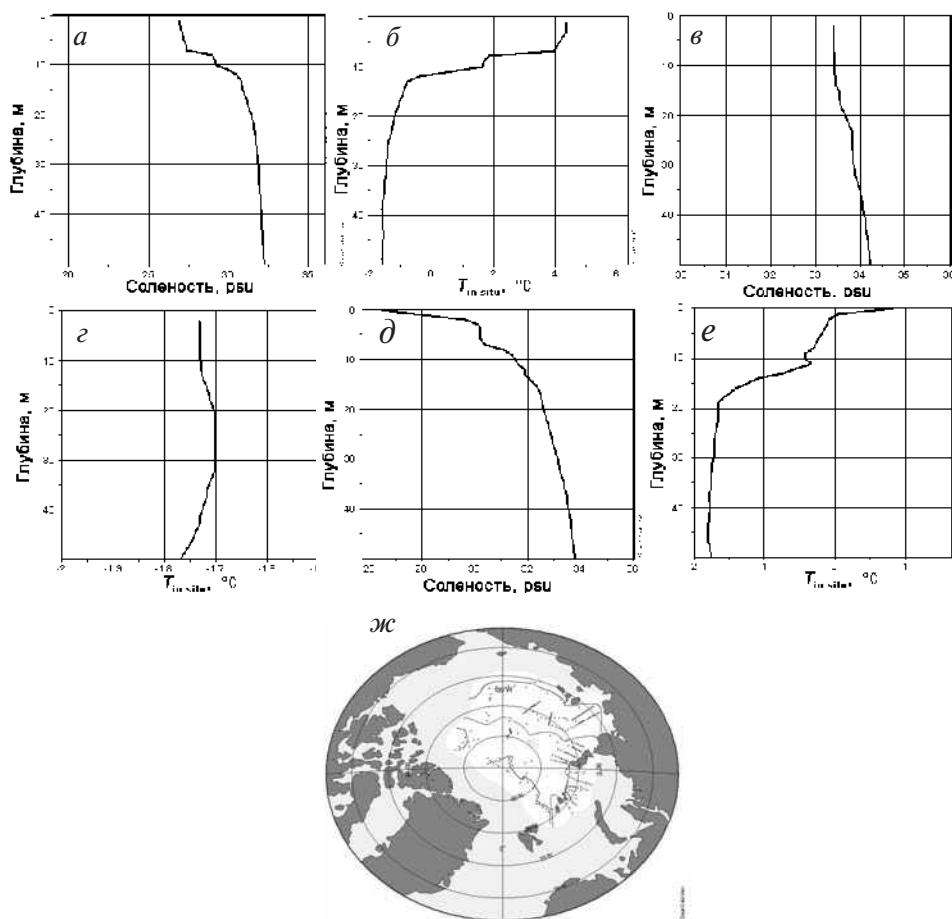


Рис. 3.9. Типичные распределения по глубине температуры (а, в, д) и солёности (б, г, е) воды для групп 1 (а, б), 2 (в, г) и 3 (д, е) вертикальных профилей и карта пространственного распределения групп (ж): от изолинии 1 до изолинии 2 — группа 1, от изолинии 2 до изолинии 3 — группа 2, внешняя область изолинии 3 — группа 3

30–40 %. Уникальность ситуации 2007 г. состоит в том, что интенсификация циркуляции поверхностных вод в антициклоническом круговороте, связанная с сокращением его площади и заглублением изопикн, усилила эффект непосредственного влияния ветра на поверхность океана в летний период. В результате скорости дрейфа льдов в восточном секторе российской Арктики были аномально большими.

3.1.4. Особенности вертикального распределения температуры и солёности летом 2007 г.

Характерной особенностью термохалинного строения верхнего слоя океана в 2007 г. было преобладание трех групп вертикального распределения температуры и солёности (рис. 3.9).

В группе 1 выделялся верхний перемешанный слой толщиной до 10 м, который подстилался слоем пикноклина толщиной 10–20 м с большой величиной устойчивости. Солёность перемешанного слоя изменялась в пределах от 18 ‰ до 27 ‰, температура – от 0 до +6 °С.

В группе 2 также выделялся верхний перемешанный слой, но большей толщины – порядка 15–30 м. Толщина слой пикноклина также больше, порядка 25–50 м, а устойчивость меньше, чем для группы 1. Солёность перемешанного слоя изменялась в пределах от 25 ‰ до 33,5 ‰, температура – от –1,5 до 0 °С.

В группе 3 халоклин и термоклин начинались практически с поверхности океана. Солёность на поверхности была 26–30 ‰, а температура изменялась от –1,0 °С до +1,0 °С. Глубже 10–20 м величина солёности составляла 32,5–33,7 ‰.

Отметим, что в 2007 г. группа вертикальных профилей 3 встречалась чаще, чем в предыдущие годы.

3.1.5 Состояние слоя вод тихоокеанского происхождения

Летние тихоокеанские воды. Океанографические наблюдения лишь частично покрывали Американо-Азиатский суббассейн. Тем не менее имеющиеся данные позволяют составить представление о состоянии летних тихоокеанских вод (ЛТВ), которые подстилают поверхностные воды и образуют в основном в Американо-Азиатском суббассейне слой между горизонтами 40–100 м с температурой выше –1,4 °С и солёностью 31–33 ‰.

В районе Канадской котловины, граничащей с Чукотским поднятием, по данным океанографических дрейфующих буев, наблюдались самые высокие значения максимальных температур ЛТВ, достигающие 0 °С на глубинах 50–60 м. В центре Канадской котловины ЛТВ располагались на глубине приблизительно 55–85 м, а максимальные температуры составляли –0,6 °С на глубине 65–70 м. Интересным является тот факт, что в 2007 г. максимальные температуры располагались на глубинах 50 м, в то время как по результатам анализа зимних гридированных данных максимальные температуры находились всегда на глубине 75 м.

На рис. 3.10 приведена карта распределения температуры воды на горизонте 100 м летом 2007 г. Как видим из рисунка, изотерма –1,4 °С, которая принимается за границу распространения ЛТВ, на западе располагается около меридиана 180° в.д., а на севере изотерма располагается в пределах широт от 80 до 83°. Из-за отсутствия данных в самом море Бофорта распределение ЛТВ в этом районе не показано. Однако, основываясь на исторических данных распределения ЛТВ в Канадском бассейне и учитывая наличие теплых тихоокеанских вод в северной части круговорота, можно полагать, что ЛТВ заполняют и море Бофорта.

Сравнение границ максимального и минимального распространения ЛТВ в 1973–1978 гг. (рис. 3.10 б) с ареалом распространения ЛТВ летом 2007 г. дает возможность полагать, что площадь распространения ЛТВ в 2007 г. была ближе к минимальной. Но значения максимальных температур ЛТВ были выше.

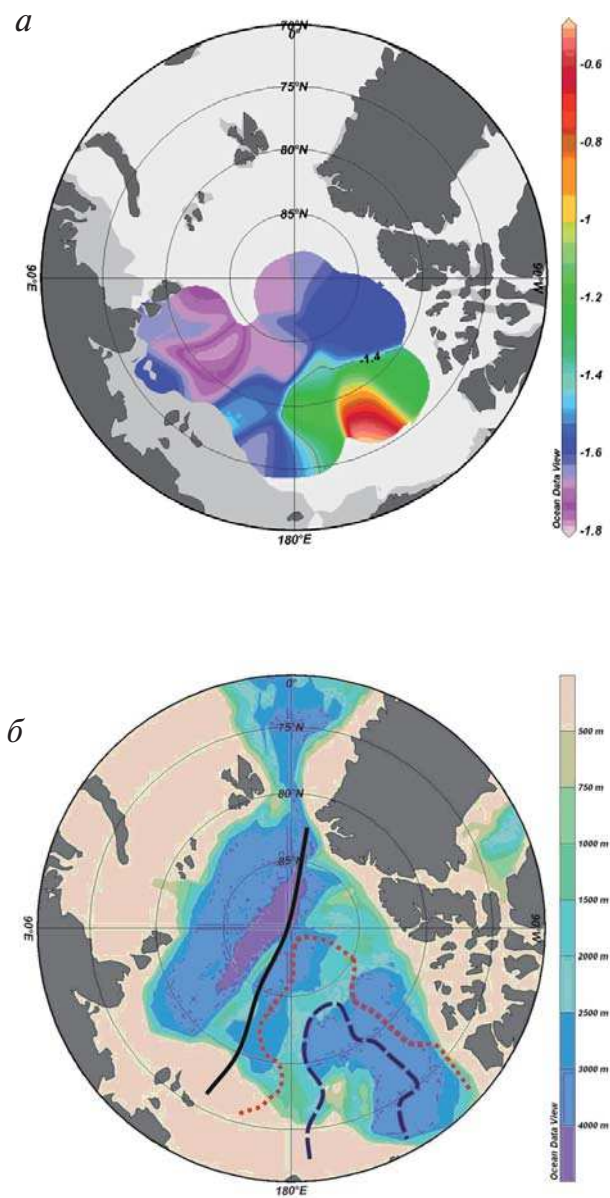


Рис. 3.10. Температура воды на горизонте 50 м летом 2007 г. (а) и границы максимального (пунктирная линия) и минимального (штрихпунктирная линия) распространения ЛТВ в 1973–1978 гг. (б)

Зимние тихоокеанские воды. Зимние тихоокеанские воды (ЗТВ) располагаются под ЛТВ на глубине 100–200 м и имеют соленость 33–34 ‰ и температуру ниже $-1,4^{\circ}\text{C}$. Граница распространения ЗТВ лучше всего определяется по изолиниям концентрации силикатов, спроецированным на изоповерхность солености 33,1 ‰. В качестве приближенной оценки положения границы ЗТВ можно использовать изотерму $-1,6^{\circ}\text{C}$ на изоповерхности солености 33,1 ‰, которая близко совпадает с концентрациями силикатов 10–20 моль/л на изохалинной поверхности 33,1 ‰. Границу распространения ЗТВ удалось установить только в околополюсном районе, она показана на рис. 3.11. Для сравнения на рисунке изображены границы максимального (пунктирная линия) и минимального (штрихпунктирная линия) распространения ЗТВ зимой 1973–1978 гг. Как видим из рисунка, граница ЗТВ летом 2007 г. была значительно смещена за хребет Ломоносова и располагалась посредине котловины Макарова.

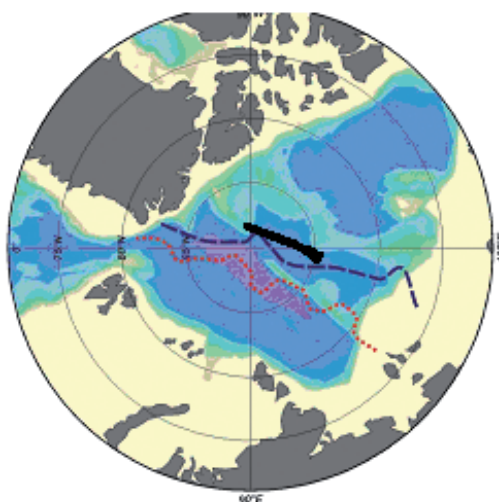


Рис. 3.11. Положение западной границы распространения ЗТВ летом 2007 г. (толстая черная кривая) и границы максимального (пунктирная линия) и минимального (штрихпунктирная линия) распространения ЗТВ зимой 1973–1978 гг.

3.1.6. Состояние слоя атлантических вод в Арктическом бассейне

Особенности вертикального распределения температуры и солености. Представление о состоянии атлантических вод по сравнению с 2004 и 2005 гг. дают результаты вертикального зондирования, приведенные на рис. 3.12 для трех точек: точка 3 — желоб Святой Анны, точка 5 — район Северного полюса (Евразийский суббассейн) и точка 12 — центральная часть котловины Подводников (Американский суббассейн). Из графиков видно, что максимальная температура атлантической воды во всех трех точках на $0,4\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$ больше, чем в 2004 и 2005 гг. В желобе Святой Анны и котловине Подводников соленость атлантических вод была несколько больше, чем в 2004 г., а верхняя граница АВ поднялась на 40–50 м вверх. Соленость АВ в районе Северного полюса практически не изменилась по сравнению с 2005 г., и верхняя граница АВ осталась на прежней глубине.

В 2007 г. наблюдалась значительно большая изрезанность профиля температуры в ядре АВ по сравнению с предыдущими годами, как это видно на рис. 3.12. Анало-

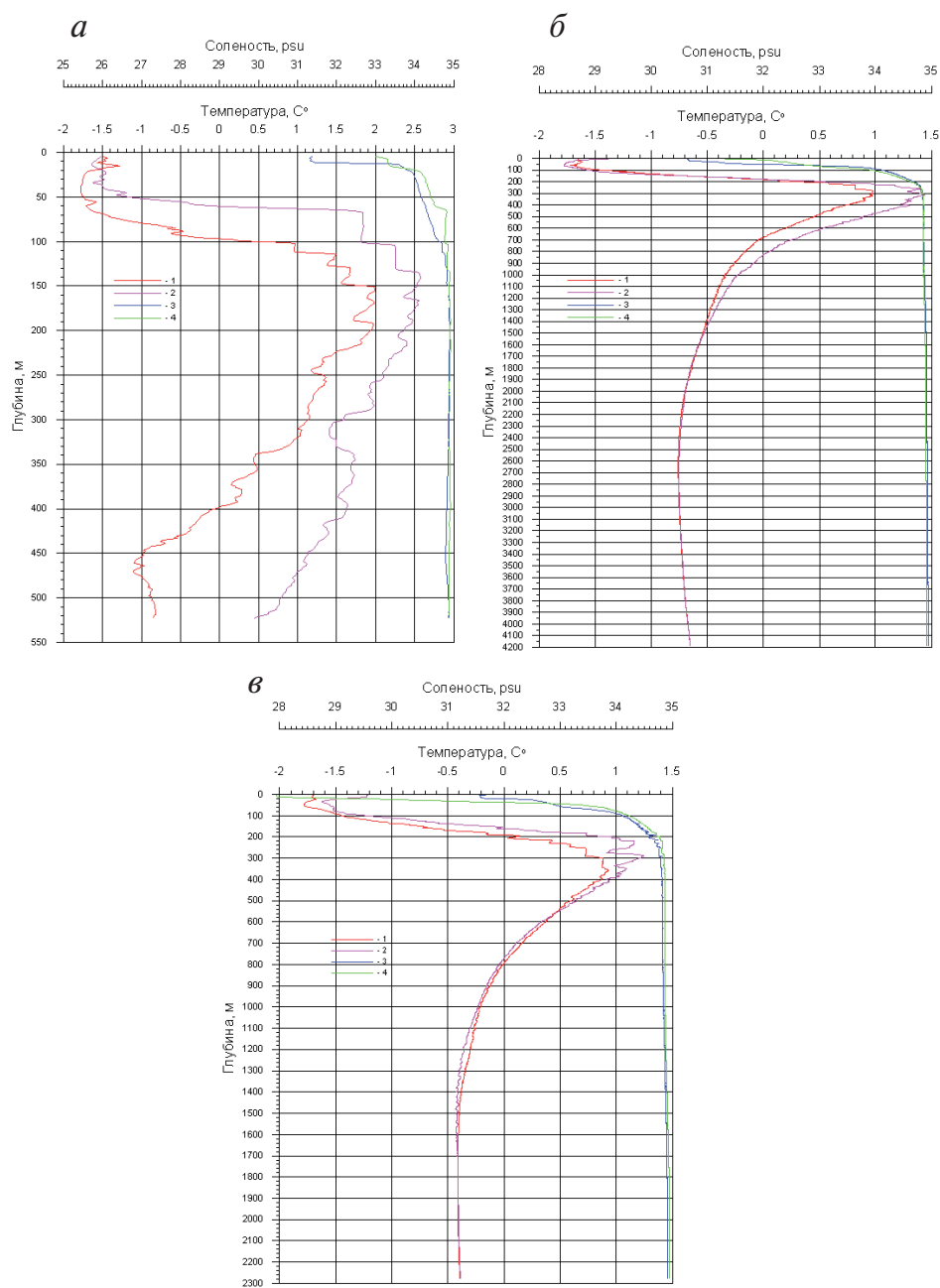


Рис. 3.12. Вертикальные профили температуры и солености морской воды в желобе Святой Анны (*a*): 1, 3 – температура и соленость 2004 г., 2, 4 – температура и соленость 2007 г.; в районе Северного полюса (*б*): 1, 3 – температура и соленость 2005 г., 2, 4 – температура и соленость 2007 г.; в котловине Подводников (*в*): 1, 3 – температура и соленость 2004 г., 2, 4 – температура и соленость 2007 г.



Рис. 3.13. Пространственное распределения классов зигзагообразных структур: до изолинии 1 — класс 1 (флуктуации температуры до $0,15^{\circ}\text{C}$), от изолинии 1 до изолинии 2 — класс 2 (флуктуациями температуры $0,15\text{--}0,25^{\circ}\text{C}$), внутри замкнутой изолинии 2 — класс 3 (флуктуации температуры более $0,25^{\circ}\text{C}$)

гичная картина отмечается и на ряде других океанографических станций. Степень изрезанности профиля температуры АВ изменялась по акватории АВ, и на основании данных наблюдений было выделено три класса зигзагообразных по степени изрезанности профиля температур: 1-й класс с флуктуациями температуры до $0,15^{\circ}\text{C}$, 2-й класс с флуктуациями температуры $0,15\text{--}0,25^{\circ}\text{C}$ и 3-й класс с флуктуациями температуры более $0,25^{\circ}\text{C}$. На рис. 3.13 приведена карта пространственного распределения классов зигзагообразных структур летом 2007 г. Как видно из рисунка, наибольшая изрезанность профиля температуры (класс 3) наблюдалась над хребтом Гаккеля к северу от моря Лаптевых до широты 85° . Наименьшая изрезанность профиля температуры наблюдалась над хребтом Альфа и Чукотской абиссальной равниной.

Особенности пространственного распределения характеристик атлантических вод в Арктическом бассейне. Общие закономерности изменения характеристик слоя атлантических вод (глубина залегания верхней границы АВ, толщина слоя, максимальная температура воды) в 2007 г. сохранялись в целом в течение всего года. Но величины характеристик значительно отличались от прошлых лет. Для сравнения нами выбран летний период 1950–1959 гг. Этот период был выбран по следующим причинам: а) в период 1950–1959 гг. наблюдалось вторжение в АВ более теплых атлантических вод; б) в этот период в целом над АВ доминировали, как и в 2007 г., атмосферные процессы циклонического характера; в) аномалии содержания пресных вод были положительными.

Верхняя граница АВ летом 2007 г. оказалась ближе к поверхности, чем в летний сезон 1950–1959 гг. На рис. 3.14 приведены карты глубины залегания АВ летом 2007 г. и их аномалии по отношению к 1950–1959 гг. Почти всюду в АВ и прилегающих морях летом 2007 г. верхняя граница поднялась на 40–100 м. Наибольшее поднятие верхней границы АВ, до 120 м, наблюдалось к северу от островов Северной Земли. При этом одновременно наблюдалось уменьшение толщины слоя АВ в основной струе от пролива Фрама до островов Северной Земли (рис. 3.15), а также в Канадской котловине. В Евразийском суббассейне от моря Лаптевых до Северного полюса и котловине Макарова отмечалось увеличение толщины слоя АВ.

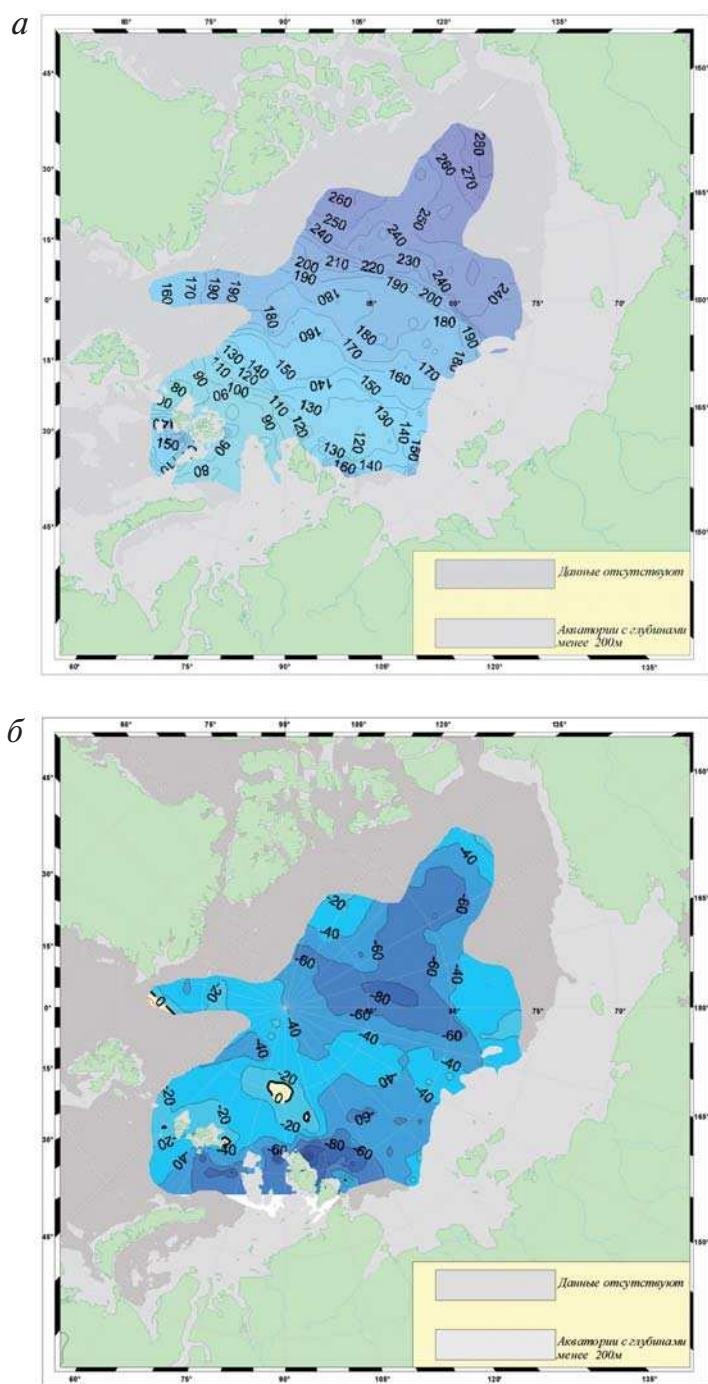


Рис. 3.14. Пространственное распределение глубины залегания АВ летом 2007 г. (а) и аномалии по отношению к летнему сезону 1950–1959 гг. (б)

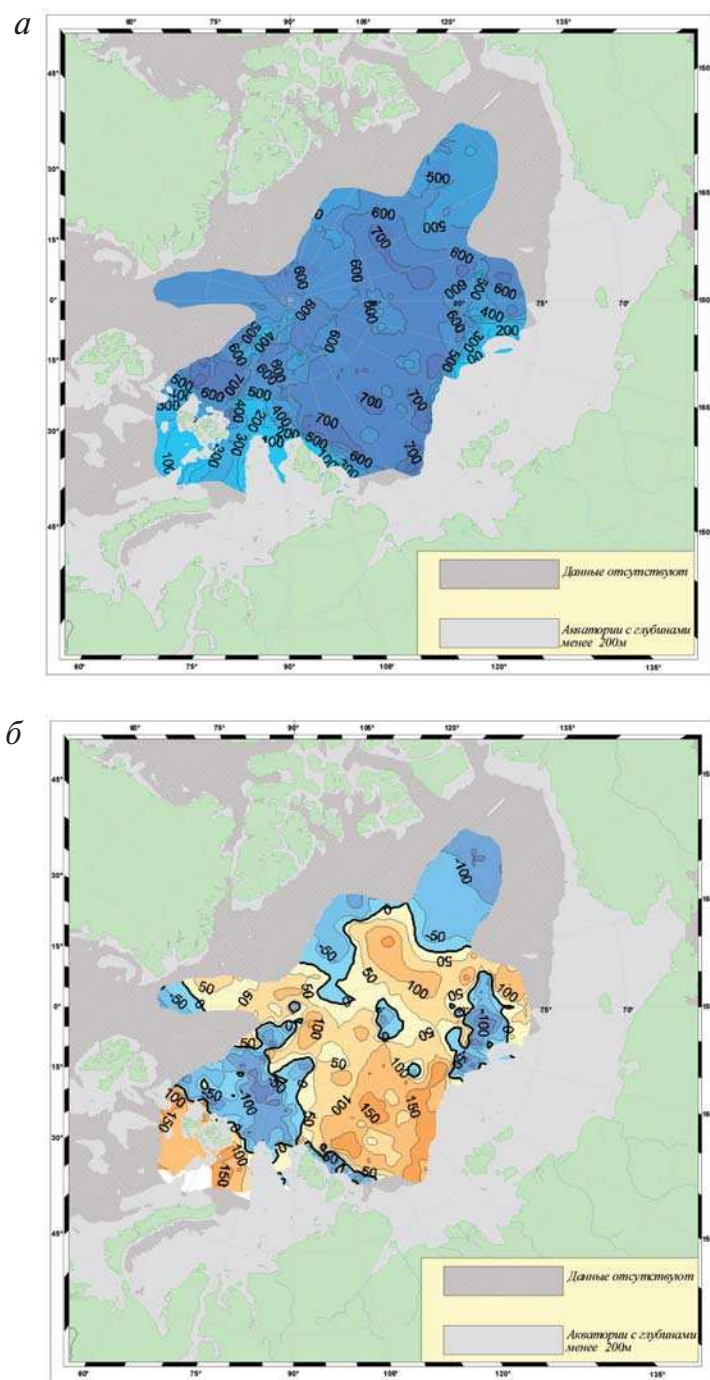


Рис. 3.15. Пространственное распределение толщины АВ летом 2007 г. (а) и аномалии по отношению к летнему сезону 1950–1959 гг. (б)

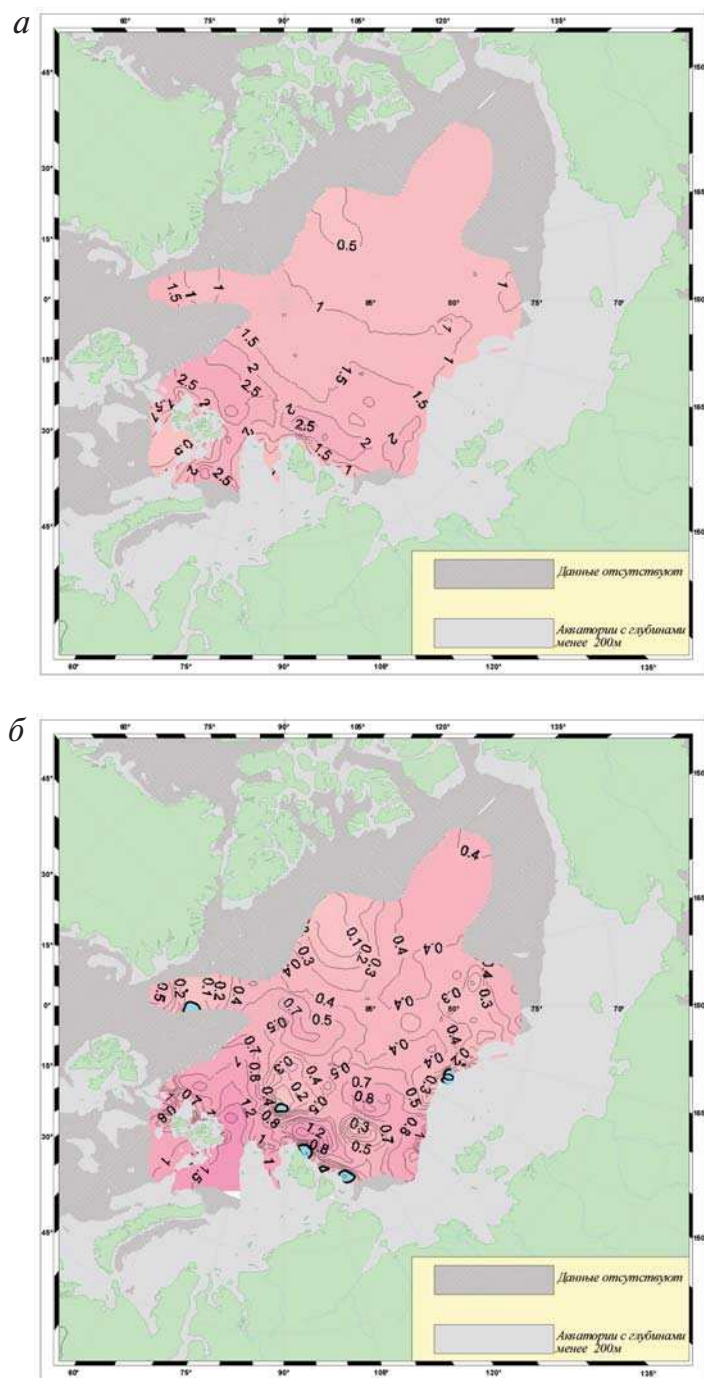


Рис. 3.16. Пространственное распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) АВ летом 2007 г. (*а*) и аномалии по отношению к летнему сезону 1950–1959 гг. (*б*)

Температура атлантических вод в 2007 г. всюду была относительно высокой (рис. 3.16). В отдельных местах в районе материкового склона Евразии и желобе Святой Анны величины температуры атлантической воды достигли своего максимума за весь исторический период наблюдений. Аномалии максимальных температур атлантических вод относительно периода 1950–1959 гг. были всюду положительными, как в АБ, так и в арктических морях.

Наибольшие положительные аномалии максимальных температур АВ наблюдались в широком поясе от пролива Фрама до хребта Гаккеля. Величины аномалий достигали $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, что составляет около 70 % значений максимальных температур периода 1950–1959 гг. Стремительное увеличение температуры АВ наглядно демонстрируется на примере температурных разрезов в море Лаптевых в летний период с 2003 по 2007 г. Из рис. 3.17 видно, что теплозапас АВ в центральной части моря Лаптевых увеличивался с 2004 по 2007 г. В то же время на коротком разрезе вдоль хребта Ломоносова отчетливо видно уменьшение теплозапаса АВ от 2006 к 2007 г. Возможно это связано с усилением в 2007 г. струи АВ, которая ответвляется от главной струи в море Лаптевых и распространяется вдоль западного склона хребта Ломоносова.

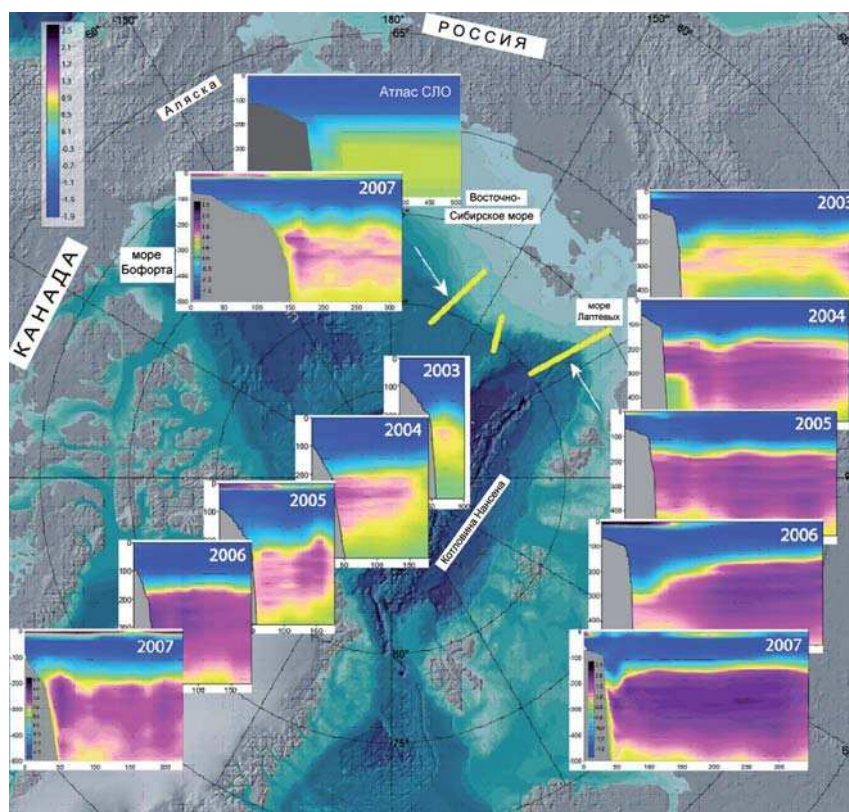


Рис. 3.17. Разрезы (на карте помечены желтым цветом) температуры воды в центральной части моря Лаптевых (правая колонка вставок), в районе хребта Ломоносова (центральная колонка вставок) и в восточной части Восточно-Сибирского моря (левая колонка вставок) по данным летних экспедиций АВЛАП/НАБОС. Изменение цвета от желтого к темно-красному и темному соответствует изменению температуры от $0,8$ до $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$

3.1.7. Состояние нижних промежуточных и донных вод

Нижние промежуточные воды занимают слой от 700 до 1500 м в Евразийском суббассейне и от 600 м до дна в Амеразийском суббассейне. Донные воды (по классификации Е.Г.Никифорова) располагаются только в Евразийском суббассейне на глубинах от 800–1200 м до дна.

О состоянии вод, которые находятся глубже АВ, дают представление карта температуры (рис. 3.18 а, в) и солености (рисунок 3.19 а, в) на горизонтах 1500 и 2000 м. Об изменениях, произошедших в 2007 г., можно судить по аномалиям температуры и солености на указанных горизонтах (рис. 3.18 б, г и 3.19 б, г).

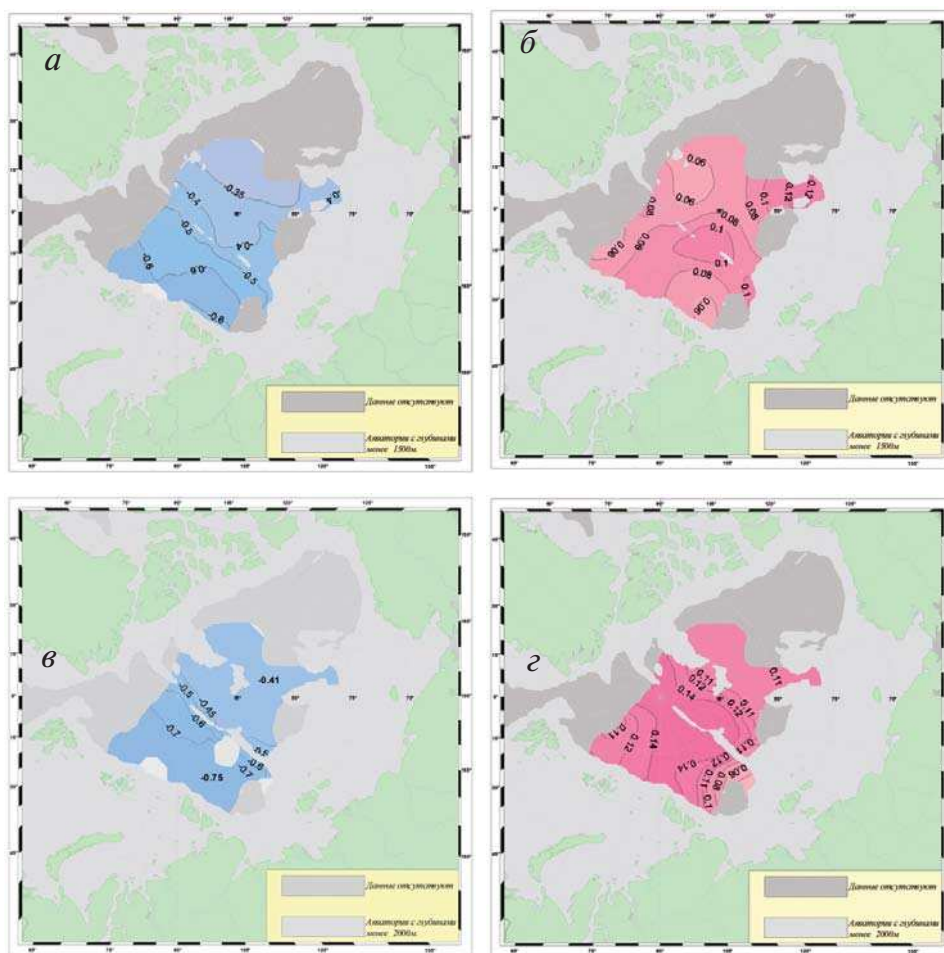


Рис. 3.18. Температура воды летом 2007 г. на горизонтах 1500 м (а) и 2000 м (в) и их аномалии (б, г) по отношению к средним значениям для летнего сезона 1950–1989 гг. (Атлас, 1997, 1998)

Анализ полей показывает, что температура нижних промежуточных вод, которые находятся непосредственно под АВ (горизонт 1500 м), была выше среднеклиматических на большей части Евразийского суббассейна и во впадинах Макарова и Подводников. При этом наибольшие значения аномалий были $+0,1^{\circ}\text{C}$. Соленость воды на этой глубине была меньше средней климатической, но в части

Евразийского суббассейна, примыкающей к морю Лаптевых, и на севере Канадской котловины наблюдались зоны более соленых вод.

По мере заглубления до 2000 м величины положительных аномалий несколько увеличились и наибольшие значения были равны $+0,14^{\circ}\text{C}$. Отрицательные аномалии солёности на этом горизонте уменьшились, и сократилась площадь их распространения. В то же время расширилась область положительных аномалий солёности и увеличились их значения.

Особенности термохалинного состояния на глубинах 1500, 2000 м и у дна летом 2007 г. более отчетливо прослеживаются на разрезах температуры и солёности

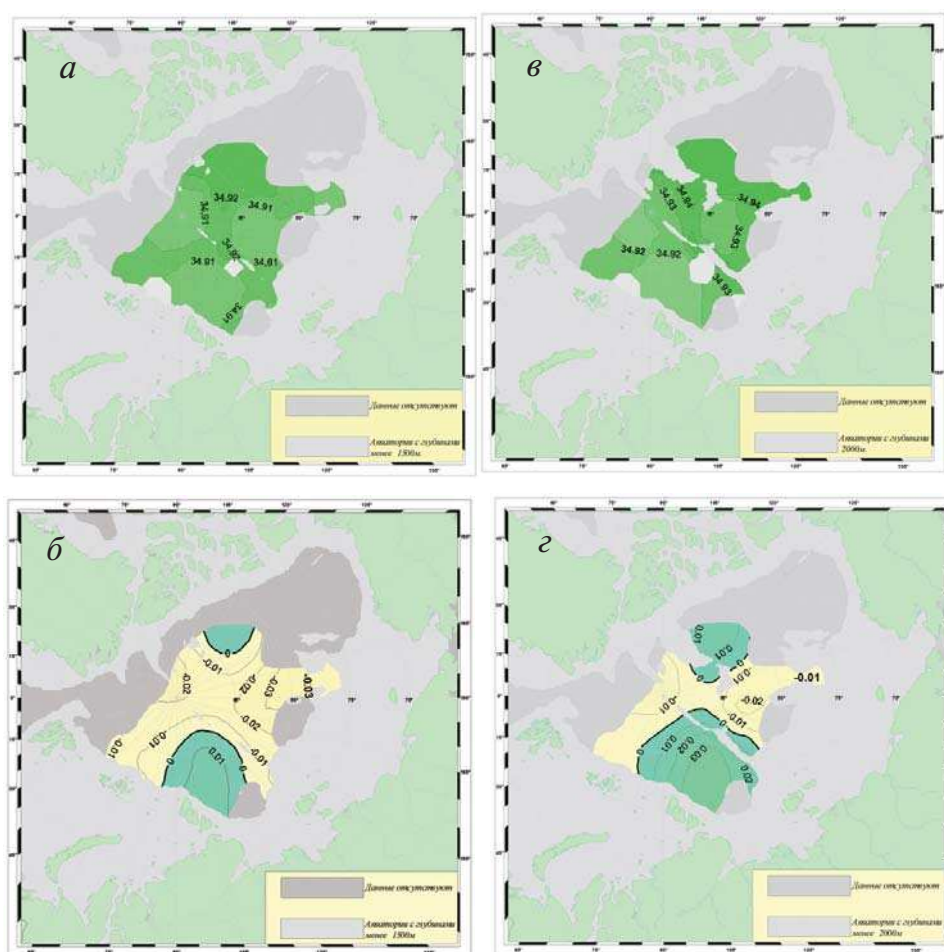


Рис. 3.19. Солёность воды летом 2007 г. на горизонтах 1500 м (а) и 2000 м (в) и их аномалии (б, г) по отношению к средним значениям для летнего сезона 1950–1989 гг. (Атлас, 1997, 1998)

воды. Приведем данные и аномалии по двум разрезам, которые пересекают центральную часть Евразийского бассейна (рис. 3.20, разрез № 1) и южную часть Евразийского бассейна, примыкающую к континентальному склону Евразии (рис. 3.20, разрез № 2). На рис. 3.21 приведены распределения температуры воды от поверхности до дна и их аномалии на разрезах № 1 и 2. В Евразийском суббассейне глубже

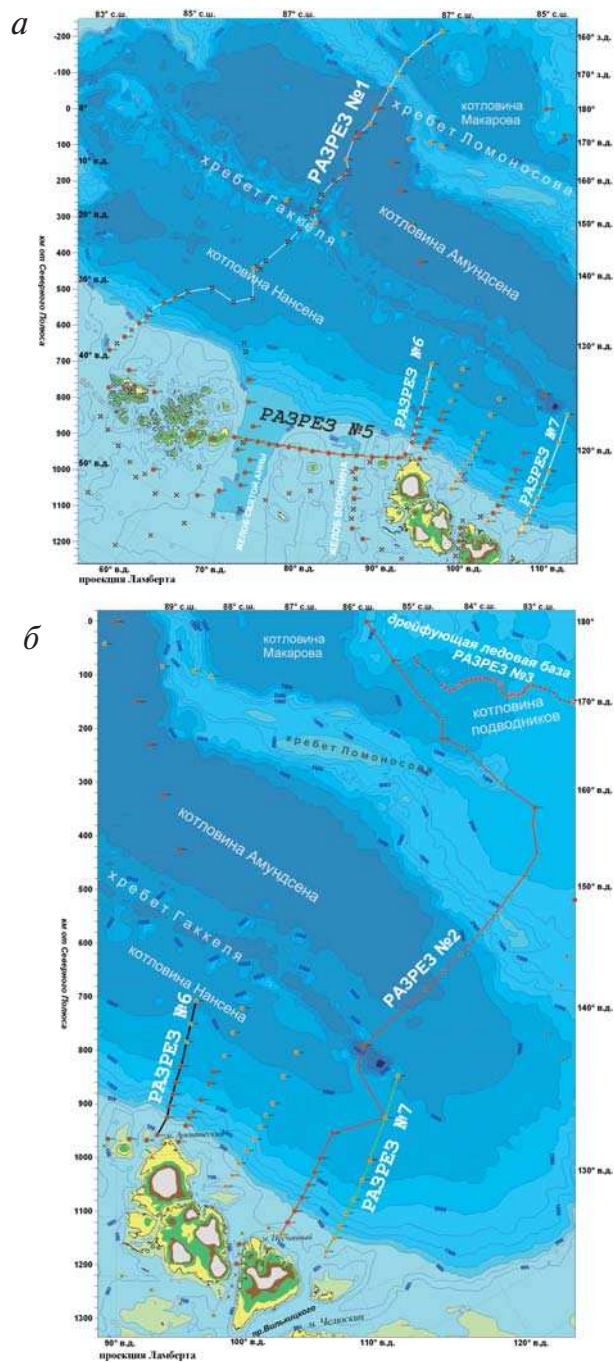


Рис. 3.20. Схема разрезов № 1 (а) (Земля Франца-Иосифа — центральная часть котловины Нансена — хребет Гаккеля — котловина Амундсена — Северный полюс — хребет Ломоносова — котловина Макарова) и № 2 (б) (мыс Песчаный — южная часть котловины Нансена — хребет Гаккеля — южная часть котловины Амундсена — хребет Ломоносова — котловина Подводников)

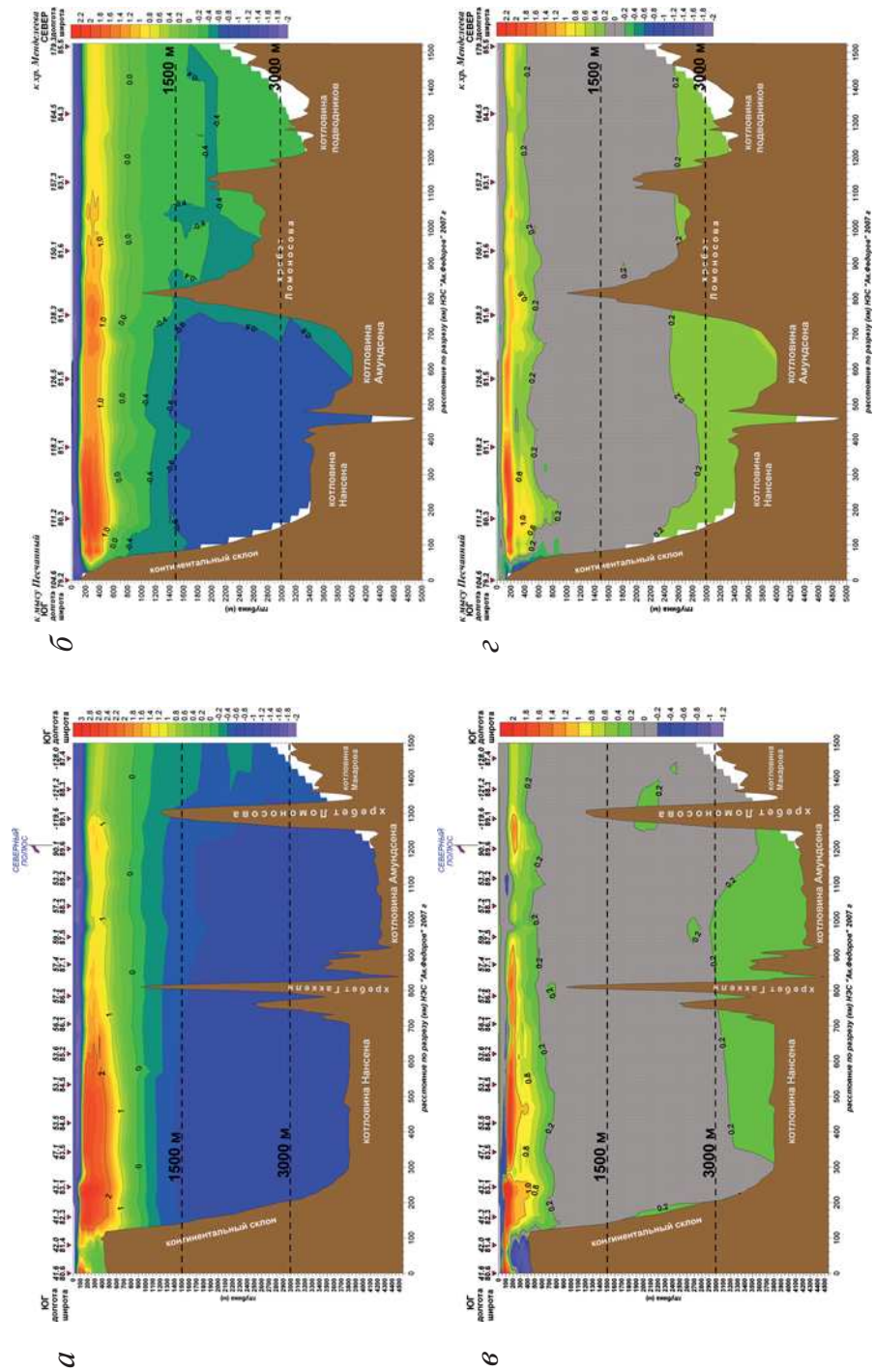


Рис. 3.21. Температура воды (а, б) и ее аномалии (в, г) на разрезах № 1 (а, в) и № 2 (б, г)

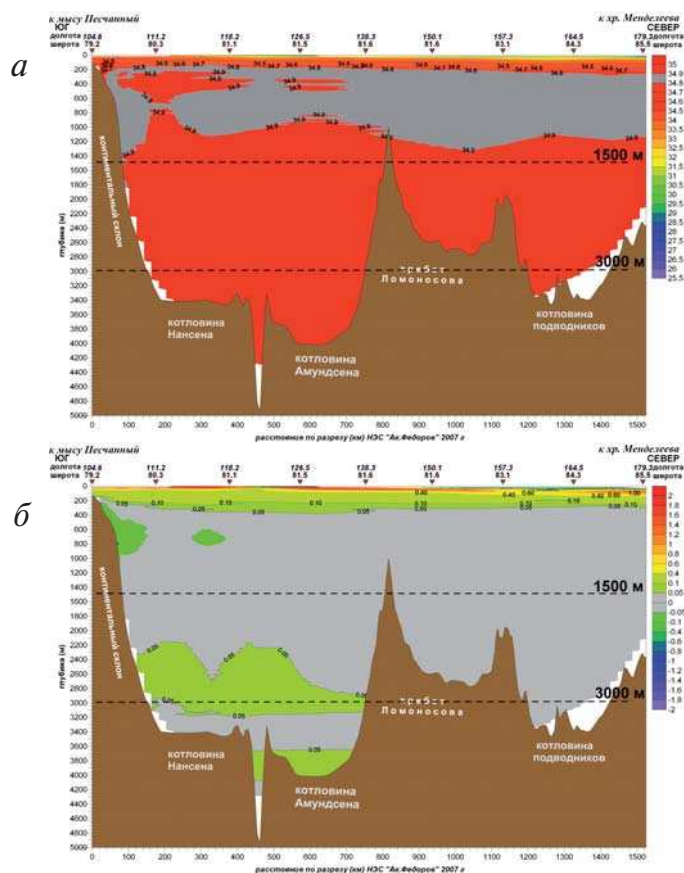


Рис. 3.22. Соленость воды (а) и ее аномалия (б) на разрезе № 2

1500 м отмечались воды с температурой ниже $-0,6^{\circ}\text{C}$. Например, в районе Северного полюса температура воды на глубине 2500 м была $-0,75^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.21). В Американо-азиатском суббассейне (котловины Подводников и Макарова) температура нижних промежуточных вод была около $-0,4^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.21). Аномалии температуры воды глубже 3000 м были всюду положительными, и величины аномалий были весьма значимыми — $+0,2^{\circ}\text{C}$.

Соленость в нижних промежуточных водах не изменялась существенно, и величины аномалий были около нуля. В донных водах Евразийского суббассейна глубже 2200 м наблюдалось слабое осолонение вод с аномалиями порядка $0,05\text{‰}$ (рис. 3.22).

3.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

3.2.1. Гидрохимические условия Арктического бассейна

Химический состав воды определяет ее физические свойства: плотность, температуру замерзания, цвет, прозрачность и др. Гидрохимическая информация необходима как для гидрологических, так и биологических исследований. Жизнь в океанах и морях, ее разнообразие и благополучие экосистем зависят от гидрохимических условий и, в особенности, от потоков питательных веществ, таких как углерод, азот, фосфор, кремний и др. Распределение и временная изменчивость концентраций биогенных элементов неразрывно связаны с жизненным циклом

фитопланктона и динамикой моря. Гидрохимические измерения не только хорошо дополняют гидрологические наблюдения (температура, соленость, скорость течений), но и позволяют детально изучить структуру вод и уточнить место и время формирования различных водных масс.

В результате анализа архивных данных ААНИИ было получено пространственное распределение гидрохимических элементов для двух периодов, характеризующихся принципиально различными макроциркуляционными процессами в атмосфере высоких широт, период с 1960 по 1989 г. и период с 1990 по 2001 г. Получена также межгодовая изменчивость гидрохимических элементов для периода с 1973 по 1979 г.

В 1960–1989 гг. практически до хребта Ломоносова в Канадском бассейне присутствовали тихоокеанские воды (рис. 3.23). В районе их формирования на склоне шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей толща тихоокеанского слоя составляла 250 м (от 50 до 300 м). Концентрация растворенной кремнекислоты была выше $50 \text{ мкмоль} \cdot \text{л}^{-1}$ в стрекне этих вод, которые имели более низкую температуру по сравнению с температурой выше и ниже лежащих слоев. Нижний слой представлял собой более теплые атлантические воды.

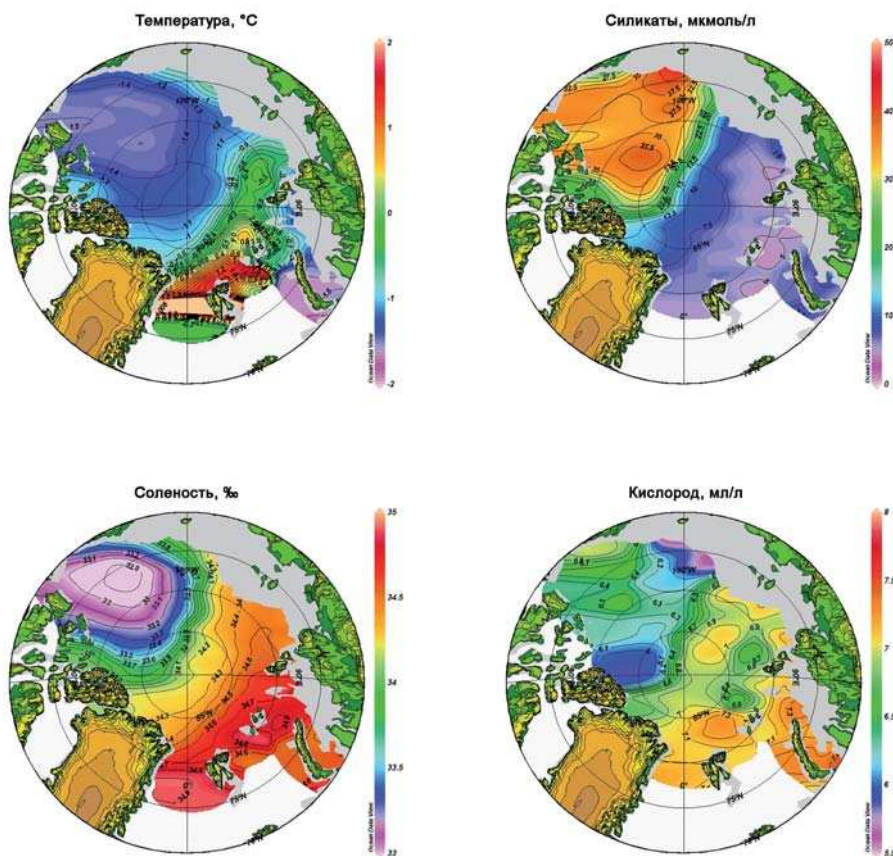


Рис. 3.23. Средние значения температуры, солености, кислорода и кремния на глубине 150 м в СЛО (1965–1989 гг.)

В 1990-х гг., когда индекс арктической осцилляции сменился с низкого на высокий, в бывшем слое тихоокеанских вод концентрация растворенного кремния уменьшилась до фонового уровня — менее $10 \text{ мкмоль}\cdot\text{л}^{-1}$. В действительности атлантические воды заместили тихоокеанские, которые были заперты на шельфовом склоне Восточно-Сибирского и Чукотского морей. К сожалению, в этот новый климатический период экспедиционных наблюдений было слишком мало, чтобы построить хорошие гридированные поля, как в предыдущие годы. Тем не менее, полученные данные подтверждают резкое изменение водных масс за хребтом Ломоносова в Канадском бассейне, вызванное мощным притоком атлантических вод. Так, межгодовая изменчивость в вертикальном распределении температуры, солености, кислорода, фосфатов и кремния в 1973–1977 гг., когда была довольно устойчивая ситуация, в районе Северного полюса была незначительна (рис. 3.24). Распределение этих показателей изменилось существенно в 1990-х гг. Например, концентрация кремния в районе полюса достигала $40 \text{ мкмоль}\cdot\text{л}^{-1}$ в слое воды до 200 м в 1973–1977 гг., а в 1998 г. содержание кремния практически уменьшилось до фонового уровня.

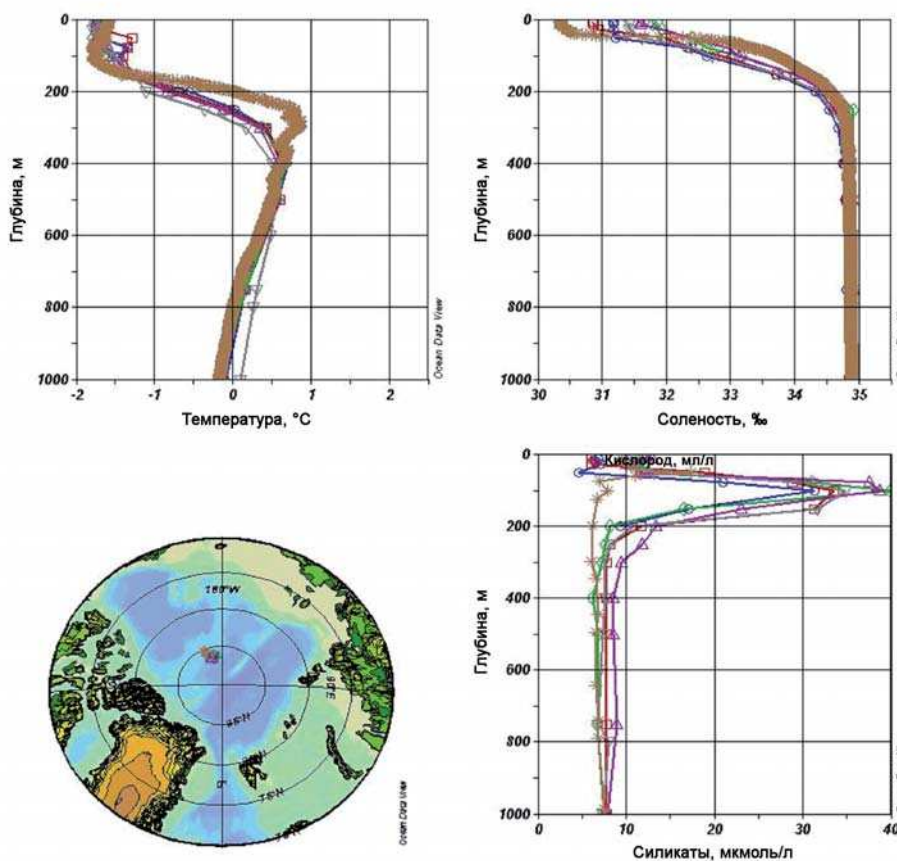


Рис. 3.24. Вертикальное распределение температуры, солености и кремния в 1973–1977 гг. и в 1998 гг. (коричневая кривая)

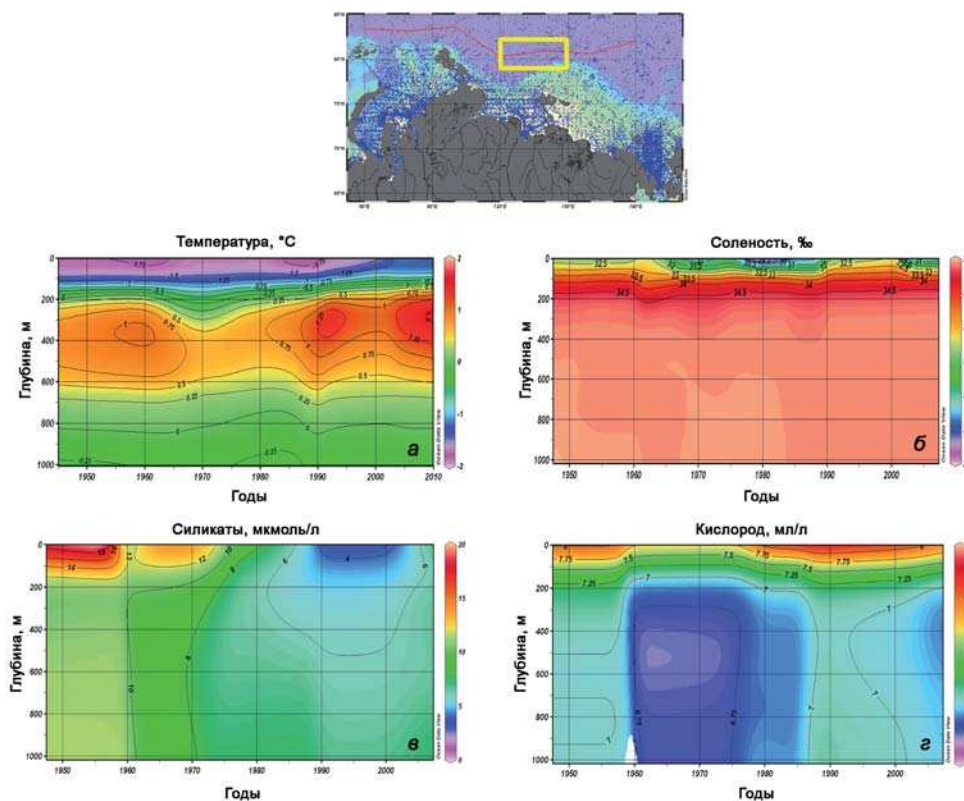


Рис. 3.25. Многолетнее распределение температуры, солёности, кислорода и кремния в стрессе атлантических вод

На рис. 3.25 представлено многолетнее распределение температуры, солёности, кислорода и кремния в стрессе атлантических вод северо-восточнее моря Лаптевых, где было достаточное количество данных для построения разреза. Приток более теплых вод отмечается в конце 1950-х и начале 1960-х гг., затем наиболее заметно повышение температуры ядра атлантических вод начинается в конце 1980-х гг. Характерное для атлантических вод понижение концентраций кислорода и кремния также указывает на увеличение притока более теплых по сравнению с климатической нормой атлантических вод.

3.2.2. Гидрохимические условия арктических морей

Сведения о гидрохимических и биогеохимических процессах, происходящих в акватории арктических морей, и их связь с процессами, определяющими глобальные изменения климата и антропогенные изменения, являются чрезвычайно актуальными. Оценка потоков биогенных элементов в эстуарных районах является важной задачей для мониторинга и раннего обнаружения неблагоприятных изменений гидрохимического режима. Оценка бюджетов биогенных элементов и стехиометрический анализ по архивным данным показали, что большинство заливов являются автотрофными, т.е. в них происходит сток растворенного неорганического фосфора, азота и силикатов, хотя придонные слои являются гетеро-

трофными и служат источником биогенных элементов. Как правило, во всех экосистемах происходит фиксация азота по всей водной толще. Внутренние процессы, происходящие в заливах, и водообмен с открытой частью моря вносят больший вклад в бюджеты биогенных элементов, чем речной сток. Исключение составляет только Обская губа, которая по всей водной толще является гетеротрофной, то есть в заливе происходит накопление биогенных элементов. В системы с небольшим речным стоком биогенные элементы поступают главным образом из открытой части моря, а также летом при таянии льда. Для небольших морских систем количество биогенных элементов, поступающих с эрозией берегов и речным стоком, является сопоставимой величиной. Было установлено, что морской ледяной покров является ключевым фактором, контролирующим потоки биогенных элементов в арктических прибрежных системах зимой.

На современном этапе в арктических морях так же, как и в арктическом бассейне, происходит заметное изменение гидрохимического режима. На рис. 3.26 представлено распределение гидрологических и гидрохимических параметров на разрезе к северу от дельты р. Лена в море Лаптевых по данным экспедиции «БАРКАЛАВ» в

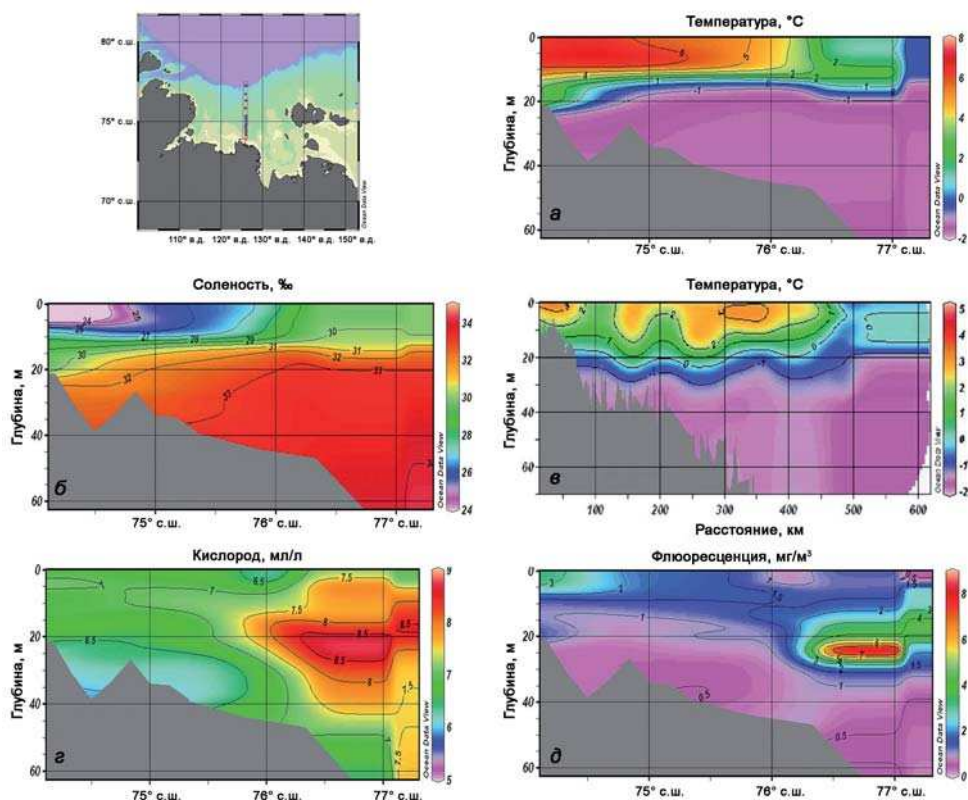


Рис. 3.26. Распределение температуры (а), солености (б), кислорода (с) и хлорофилла (флуоресценция) (д) на разрезе к северу от дельты р. Лена, (е) — климатическая норма распределения температуры

сентябре 2007 г. Отмечена более высокая температура поверхностного слоя (а) по сравнению с климатическими данными (в), особенно в южной части (на 3 °С). Солёность поверхностного слоя несколько выше, чем по климатическим данным. Глубина залегания пикноклина несколько выше (13–17 м против 20 м климатических). Максимум содержания кислорода (г) и хлорофилла (флуоресценция-д) в 2007 г. переместился с поверхности на глубину 20–25 м.

Для выявления изменений в вертикальной структуре были построены разрезы вдоль кромки шельфа морей Карского и Лаптевых. На рис. 3.27 представлено многолетнее распределение температуры, кислорода и кремния за периоды 1945–1990 гг. и 1990–2005 гг. Здесь также заметен приток более теплых атлантических вод в 1990–2005 гг. При этом атлантические воды вытеснили в восточной части разреза водные массы с повышенным содержанием кремния, характерным для вод Восточно-Сибирского моря. Соответственно содержание кислорода, относительно пониженное из-за расхода на окисление органических соединений кремния в этом районе, заметно не уменьшилось, несмотря на приток более теплых атлантических вод.

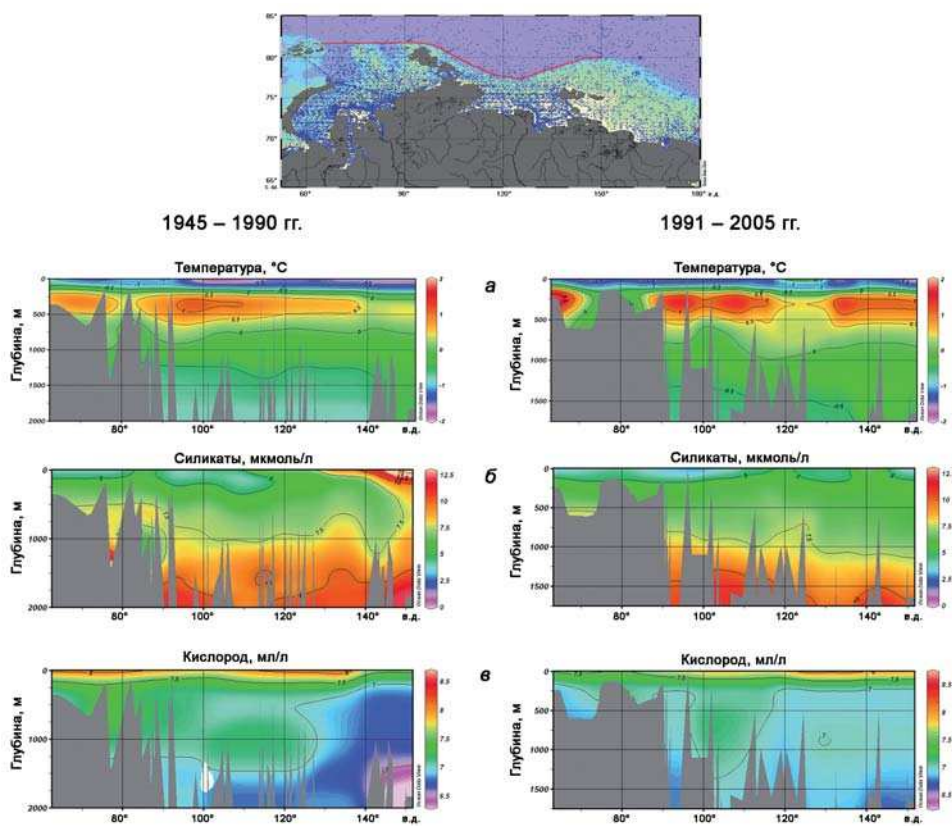


Рис. 3.27. Многолетняя изменчивость биогенных элементов на разрезе вдоль материкового склона от 60° до 150° в.д.

3.2.3. Образование «застойных» водных масс

С речным стоком в арктические моря поступают миллионы тонн растворенных и взвешенных минеральных и органических веществ, на окисление которых расходуется растворенный кислород. Это является причиной дефицита кислорода в «застойных» придонных водных массах в зонах влияния речного стока. Физико-химические свойства «застойных» водных масс формируются зимой под припаем. Происходит постепенное накопление этих водных масс в неглубоких понижениях дна — подводных долинах и ямах, где вентиляция за счет адвекции затруднена. Зимой припай препятствует газообмену с атмосферой, а летом галоклин изолирует «застойные» водные массы. Районы залегания водных масс с большим дефицитом кислорода и высокой концентрацией минеральных биогенных элементов обнаружены во всех морях сибирского шельфа (рис. 3.28). Почти каждую зиму в низовьях Оби и Енисея, а также повсеместно в южных районах Обской губы и на отдельных участках Енисейского залива происходят «заморные» явления. Они проявляются в массовой гибели рыб ценных пород из-за дефицита или отсутствия кислорода для дыхания. В придонной зоне губы Буор-Хая моря Лаптевых, например, отмечалось даже появление сероводорода в отдельные годы, при этом установлено негативное воздействие таких условий на бентос.

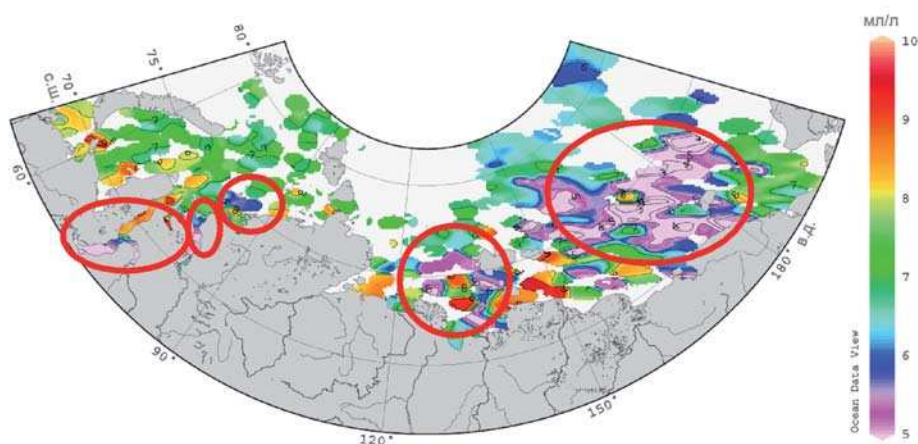


Рис. 3.28. Распределение растворенного кислорода в придонном слое морей сибирского шельфа зимой. Районы с низким содержанием кислорода выделены красным цветом

Во время весеннего половодья «заморная» вода вытесняется из Обской губы в Карское море и вентилируется при перемешивании с паводковой речной водой и с морской водой. Катастрофических последствий от поступления «заморной» воды в Карском море не наблюдалось, тем не менее кратковременное ухудшение качества морской воды происходит. В морях Карском и Лаптевых эти районы (рис. 3.29) локализованы в зоне влияния речного стока.

В Восточно-Сибирском и Чукотском морях придонные водные массы с большим дефицитом кислорода также локализуются в понижениях дна. Однако механизм их формирования слабо изучен. Возможно, органическое вещество, на окисление которого расходуется кислород в придонной структурной зоне, поступает из Тихого океана или продуцируется в больших количествах у кромки дрейфующего льда. Замедленный водообмен в понижениях дна способствует формированию устойчивого дефицита кислорода.

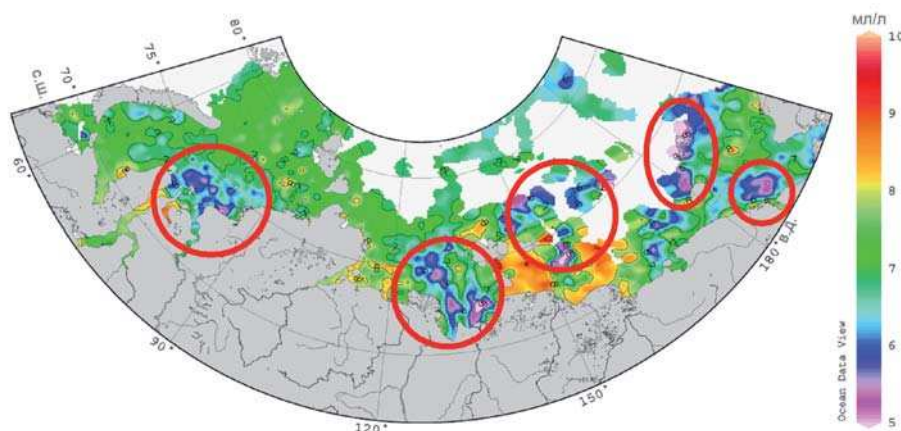


Рис. 3.29. Распределение растворенного кислорода в придонном слое морей сибирского шельфа летом

3.3. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Характерной особенностью изменений уровня арктических морей России в 2007 г. является повсеместное сохранение повышенного фона колебаний, причем наиболее значительные отклонения от среднемноголетних величин отмечались на станциях, расположенных в юго-западной части Карского моря. Другой характерной особенностью является значительная асимметрия сгонов и нагонов, проявляющаяся в том, что величина максимальных уровней на станциях материкового побережья в 1,5–2,0 раза превышала величину минимальных уровней.

В юго-западной части Карского моря среднегодовой уровень на 15–25 см превысил среднюю многолетнюю величину. В августе и октябре 2007 г. наблюдался самый большой среднемесячный уровень за весь ряд наблюдений, ведущихся с 1950 г. Наиболее значительные сгоны в этом районе (на 50–60 см ниже среднего уровня) отмечались в апреле и мае, наиболее значительные нагоны (на 110–125 см выше среднего уровня) – в сентябре–октябре.

В северной части Карского моря фон колебаний уровня был слабоповышенный ($0 \div +5$ см), наиболее значительные подъемы (на 40–50 см выше среднего уровня) и понижения (на 30–45 см ниже среднего уровня) уровня отмечались в зимне-весенний период года.

В восточной части Карского моря среднегодовой уровень на 5–20 см превысил многолетнюю величину. Наиболее значительные понижения уровня в этом районе (на 40–50 см ниже среднего уровня) отмечались в январе и феврале, наиболее значительные нагоны (на 60–65 см выше среднего уровня) – в октябре и декабре. При этом в вершине Енисейского залива наибольшая внутримесячная изменчивость уровня наблюдалась в летне-осенний период, когда уровень поднимался на 100–115 см выше среднего значения и опускался на 70–75 см ниже среднего.

В море Лаптевых колебания уровня имели хорошо выраженный сезонный ход с минимумом в весенний период и максимумом в осенний. Среднегодовой уровень на станциях моря Лаптевых на 10–20 см превысил среднюю величину. Наиболее значительные сгоны в этом районе (на 60–90 см ниже среднего уровня) отмечались в апреле и мае, наиболее значительные нагоны наблюдались в сентяб-

ре–октябре, при этом если в районе Новосибирских островов уровень поднимался на 75–100 см выше средней отметки, то на материковом побережье максимальный подъем уровня составил 173 см.

На станциях, расположенных в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, наблюдения за уровнем моря осуществляются только в летний период года (июнь–август), что не позволяет достоверно оценить его годовую изменчивость. В период наблюдений колебания уровня происходили в этом районе также на повышенном фоне, при этом если на станциях Восточно-Сибирского моря он был на 10–20 см выше среднемноголетней величины, то в Чукотском море среднемесячный уровень на 45–55 см превышал многолетнюю отметку. Величина колебаний уровня составляла 100–185 см, при этом если при максимальных сгонах уровень опускался на 50–80 см ниже среднего уровня, то при максимальных нагонах он поднимался на 70–105 см выше среднего.

Многолетние изменения уровня арктических морей. Уровень моря, являясь интегральным показателем гидрометеорологических процессов широкого пространственно-временного диапазона, позволяет оценивать направленность и интенсивность изменений состояния природных условий различного масштаба: от синоптических до климатических. Крупномасштабные долгопериодные изменения положения среднего уровня моря оказывают существенное влияние на хозяйственную деятельность в прибрежных районах морей, на их побережье и на устьевых участках рек. Особенно пристальное внимание к проблеме современных изменений положения среднего уровня арктических морей было проявлено в последнее десятилетие XX века и первые годы XXI века. Именно в эти годы в арктических морях отмечался повсеместный существенный рост уровня, приведший к резкой интенсификации процессов разрушения берегов и отступления береговой линии. Оценка многолетней изменчивости положения среднего уровня арктических морей, выявление основных факторов, влияющих на эту изменчивость, и определение степени их влияния – важная комплексная научная проблема, имеющая прямое прикладное значение.

Для анализа многолетней изменчивости уровня, как правило, используются сведения о среднегодовом уровне моря, полученном путем осреднения за соответствующий период данных наблюдений на отдельных станциях (<http://ocean2x.aari.ru/index.php?id=507>). Непременным условием при этом является приведение этих наблюдений к одному горизонту.

Долгопериодные линейные изменения уровня моря, наблюдаемые на береговых станциях, в основном обусловлены двумя факторами: вертикальными движениями земной коры и климатическими изменениями состояния атмосферы и гидросферы. Разделить при этом эти составляющие, оперируя только данными наблюдений за колебаниями уровня, практически невозможно. Анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах. Однако характерной чертой уровня режима для большинства районов являются наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 г. и после, с другой стороны. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 г. носили стационарный характер, линейный тренд уровня в этот период был близок нулю (табл. 3.2), его величина составляла 0,006–0,114 см/год при среднем значении 0,044 см/год. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рис. 3.30): в 1985 г. начался резкий подъем уровня и в конце 1980-х – начале 1990-х гг. его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня, во многих районах арктических морей он даже

Таблица 3.2

Величина линейного тренда уровня (см/год) по районам арктических морей, определенная для разных периодов

Район	Величина линейного тренда (см/год), определенная для разных периодов		
	1950–2007 гг.	1950–1986 гг.	1984–2007 гг.
Юго-запад Карского моря	0,277	0,006	0,626
Север Карского моря	0,055	—	—
Восток Карского моря	0,153	0,016	0,148
Юг моря Лаптевых	0,208	0,055	0,364
Новосибирские о-ва	0,201	0,031	0,295
Восточно-Сибирское и Чукотское моря	0,466	0,114	0,605
Среднее	0,227	0,044	0,408

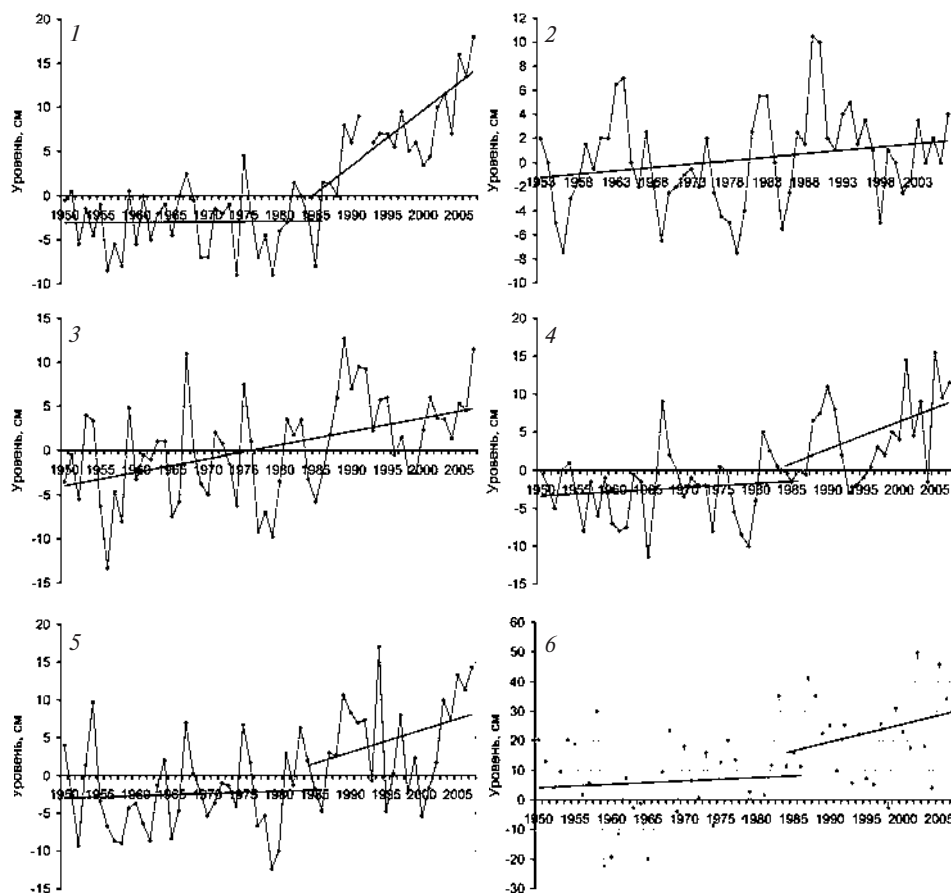


Рис. 3.30. Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей: 1 – юго-запад Карского моря; 2 – север Карского моря; 3 – восток Карского моря; 4 – юг моря Лаптевых; 5 – Новосибирские о-ва; 6 – Восточно-Сибирское и Чукотское моря (средний уровень за сентябрь). Прямыми линиями показаны линейные тренды

вернулся к средним величинам, но затем в конце 1990-х — начале 2000-х гг. уровень вновь стал расти и в 2005–2007 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария Земли. Увеличение количества и интенсивности циклонов, пересекающих арктические моря, приводит к усилению циклонической циркуляции воды, характерной для этих морей и, как следствие, понижению уровня в центре циркуляции и повышению уровня вдоль побережий. То есть основная причина повышения уровня имеет динамический характер. Подтверждением этого является поведение уровня в северной части Карского моря, циклоническая циркуляция воды в которой отсутствует и существенных изменений в положении среднего уровня здесь не наблюдается. Вместе с тем, учитывая те изменения физико-химических характеристик морской воды, которые были зафиксированы в ходе экспедиционных исследований высоких широт Арктики в последние годы, нельзя полностью отрицать наличие вклада стерической составляющей в общее повышение уровня моря.

3.4. Ветровое волнение на акватории арктических морей

Ввиду отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях России, обзор ветрового волнения основывается на модельных расчетах и прогнозах.

Расчеты морского волнения осуществлялись с использованием спектрально-параметрической модели, разработанной в ЛО ГОИНе и модифицированной в ААНИИ. Район российской Арктики аппроксимируется двумя большими расчетными областями с шагом $1,0^\circ$ по долготе и $0,5^\circ$ по широте. Первая расчетная область включает в себя Баренцево и Карское моря (западный сектор), а вторая — море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря (восточный сектор). Главная вынуждающая сила, которой является ветер, рассчитывается по полям атмосферного давления на уровне моря. Качество диагностических расчетов, выполненных с использованием данной модели для акватории Северо-Европейского бассейна СЛО, находится на достаточно высоком уровне: средняя абсолютная ошибка расчетов средней высоты волн составляет 0,22 м, среднеквадратическая ошибка — 0,89 м, при коэффициенте корреляции между наблюдаемыми и расчетными значениями, равном 0,82. Положение кромки льда при расчетах задается по ежедневным спутниковым многоканальным микроволновым данным (SSM/I и AMSR). При этом необходимо отметить, что в 2007 г. отмечалось необычайно значительное очищение ото льда акваторий арктических морей и самого Арктического бассейна СЛО, что обусловило формирование уникальных условий для развития ветрового волнения за счет существования значительных разгонов.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значительных высот волн (H_s — обеспеченность 13 %) для отдельных месяцев года. Сведения о распределении высот волн для Баренцева моря приведены в табл. 3.3, для Карского моря в табл. 3.4 и для акватории морей восточной Арктики (море Лаптевых — табл. 3.5, Восточно-Сибирское море — табл. 3.6 и Чукотское море — табл. 3.7).

Баренцево море. На акватории Баренцева моря в 2007 г. в основном преобладали волны высотой до 4,0–5,0 м (табл. 3.3). Число случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5,0 м, составило в 2007 г. 108 (29,5 %). Наиболее часто штормовая обстановка в Баренцевом море отмечалась в октябре–декабре. Самым штормовым месяцем был декабрь, когда высота волны превысила 12,0 м. В марте–апреле в отдельные дни высота волны превышала 9,0 м, а в октябре–ноябре 11,0 м. В июне и июле высоты волн редко превышали 5,0 м.

Таблица 3.3.

Распределения высот волн (Hs) в Баренцевом море по месяцам 2007 г.

Месяц	Высоты волн, м													Кол-во дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	9–10	10–11	11–12	>12	
Январь			6	13	5	3	1	1	1				1	31
Февраль		1	8	10	4	1	4							28
Март			1	7	8	6	7	1	1					31
Апрель		1	8	5	4	5	3	1	2	1				30
Май		7	9	5	4	5	1							31
Июнь	1	5	8	13	2	1								30
Июль		6	16	5	3	1								31
Август		4	9	11	4	1	2							31
Сентябрь		3	5	8	6	5	2				1			30
Октябрь			1	7	5	6	5	2	1	2	2			31
Ноябрь			1	6	8	5	1	3	3	2	1	1		30
Декабрь			2	5	8	3	3	2	3	3	1		1	31
Итого	1	27	74	95	61	42	29	10	11	8	5	1	2	365

Наиболее продолжительные штормы наблюдались 24–28 марта, 5–8 и 14–17 апреля, 10–13 и 21–30 октября, 6–9 и 19–25 ноября, а также 13–21 и 24–27 декабря.

Наиболее сильные штормы имели место 26 января и 24 октября.

Шторм 26 января был обусловлен прохождением глубокого циклона от Шпицбергена к Новой Земле (давление в центре до 960 мб) и сопровождавшими его в передней части ветрами 20–25 м/с юго-западного направления. Причиной же шторма 24 октября является глубокий атлантический циклон над северной частью Карского моря (давление в центре до 970 мб) и сильные ветра западных направлений в его тыловой части (до 20 м/с) (рис. 3.31).

Карское море. На акватории Карского моря в 2007 г. в основном преобладали высоты волн до 3–4 м (табл. 3.4). Наиболее штормовыми месяцами в Карском

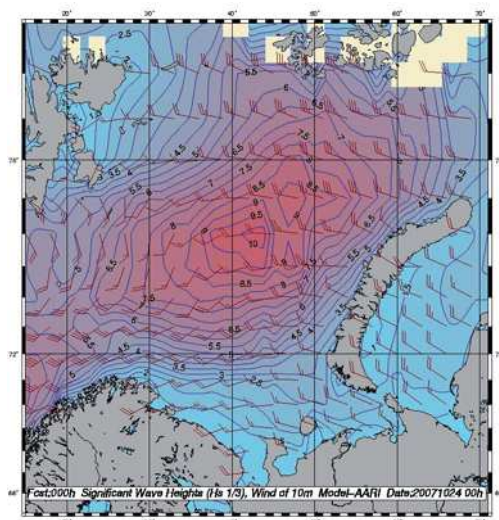


Рис. 3.31. Ветер и высота волн 13 % обеспеченности в Баренцевом море на 00 ч. (UTC) 24 октября 2007 г.

Таблица 3.4

Распределения высот волн (Hs) в Карском море по месяцам 2007 г.

Месяц	Высоты волн, м									Кол-во дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	7–8	8–9	
Июнь	1	14								15
Июль	1	13	12	5						31
Август		9	9	8	4	1				31
Сентябрь		5	8	7	4	3	1	1	1	30
Октябрь		3	4	10	7	3	2	2		31
Ноябрь		3	16	9	1	1				30
Декабрь		9	12	8	2					31
Итого	2	56	61	47	18	8	3	3	1	199

море были сентябрь и октябрь, с января до середины июня море в основном было покрыто льдом. Максимальное развитие (5–8 м) ветровое волнение получило в сентябре–октябре. На рис. 3.32 приведено поле высот волн и ветра на 4 октября, когда на севере Карского моря установился обширный циклон (давление в центре до 965 мб) и в тыловой части преобладали ветра 15–20 м/с северо-западного и западного направления.

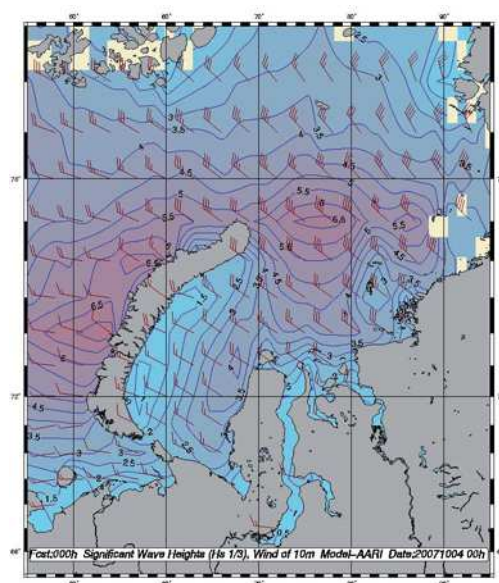


Рис. 3.32. Ветер и высота волн 13 % обеспеченности в Карском море на 00 ч (UTC) 4 октября 2007 г.

Море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря. С января до начала августа развитию волнения на акватории этих морей препятствовал ледяной покров. В результате процессов осеннего ледообразования преобладающая часть акватории моря Лаптевых оказалась покрыта льдом к ноябрю, Восточно-Сибирского моря к декабрю, а Чукотского моря к концу декабря 2007 г., что соответствующим образом определило периоды расчета морского волнения для разных аквато-

рий. При анализе результатов модельных расчетов учитывалось волнение как в самом море, так и на прилегающей акватории СЛО, свободной ото льда.

В морях восточного сектора российской Арктики в основном преобладали в 2007 году высоты волн до 3–4 м (табл. 3.5–3.7).

В море Лаптевых (табл. 3.5) наиболее штормовым был октябрь (5 дней с высотами волн 5–10 м). 13 августа в северной части моря Лаптевых, по расчетным данным, отмечался шторм с высотами волн более 5 м (рис. 3.33), причиной которого явился выход южного циклона через архипелаг Северной Земли к полюсу и сопровождавшие его в передней части ветра до 15 м/с юго-западного направления.

Таблица 3.5

Распределения высот волн (Hs) в море Лаптевых по месяцам 2007 г.

Месяц	Высоты волн, м									Кол-во дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	9–10	10–11	
Август		6	10	7	1	1	1			26
Сентябрь		6	11	10	2	1				30
Октябрь	6	10	4	1	5	3		1	1	31
Итого	6	22	25	18	8	5	1	1	1	87

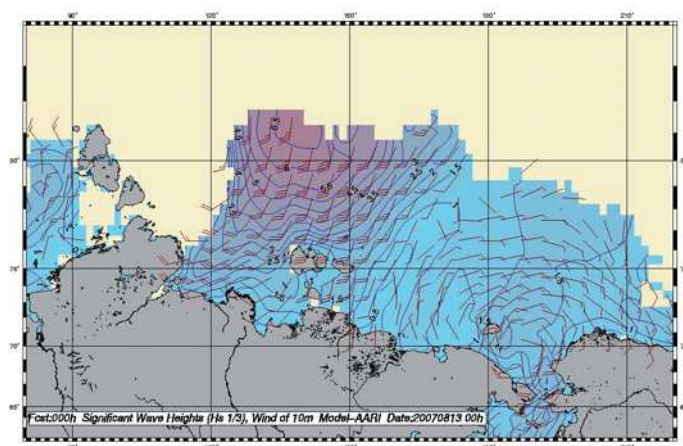


Рис. 3.33. Ветер и высота волн 13 % обеспеченности в морях восточной Арктики на 00 ч (UTC) 13 августа 2007 г.

В Восточно-Сибирском море (табл. 3.6) максимальное развитие ветровое волнение получило также в октябре (7 случаев с высотами волн 5–7 м), хотя по количеству случаев с высотами волн более 3–4 м сентябрь превосходит остальные месяцы, и связано это не в последнюю очередь с большими разгонами из-за рекордного

Таблица 3.6

Распределения высот волн (Hs) в Восточно-Сибирском море по месяцам 2007 г.

Месяц	Высоты волн, м							Кол-во дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	
Август		5	9	6	4	2		26
Сентябрь		1	6	14	6	2	1	30
Октябрь		6	8	5	5	5	2	31
Ноябрь	1	8	13	3	4	1		30
Итого	1	20	36	28	19	10	3	117

очищения ото льда акватории Арктического бассейна СЛО в этом месяце. На рис. 3.34 приведено поле высот волн и ветра на 7 сентября, характеризующееся не только значительными разгонами в период максимума открытой воды, но и ветрами до 15 м/с восточных и северных румбов на периферии обширной депрессии, заблокированной на юго-западе и востоке зонами повышенного давления.

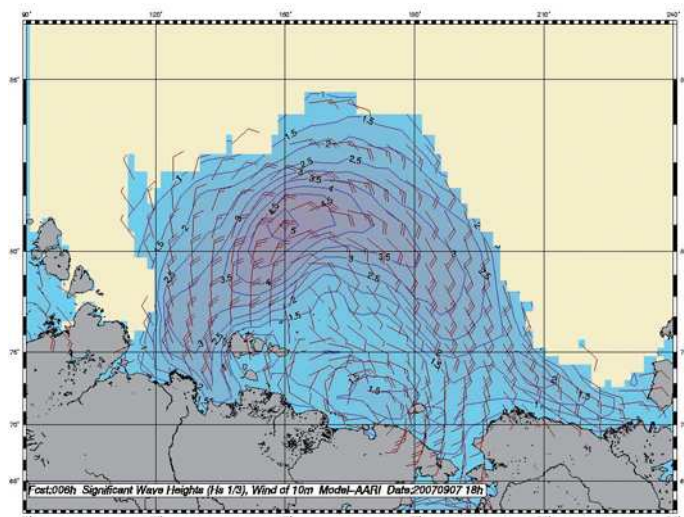


Рис. 3.34. Ветер и высота волн 13 % обеспеченности в морях восточной Арктики на 18 ч (UTC) 7 сентября 2007 г.

Для Чукотского моря (табл. 3.7) в период с августа по конец декабря преобладающим было волнение с высотами 2–4 м. Наиболее штормовыми месяцами были сентябрь и декабрь, на которые пришлось максимальное число случаев с высотами волн от 5 до 7 м.

Таблица 3.7

Распределения высот волн (Hs) в Чукотском море по месяцам 2007 г.

Месяц	Высоты волн, м							Кол-во дней
	0–1	1–2	2–3	3–4	4–5	5–6	6–7	
Август		10	15	1				26
Сентябрь		1	7	12	6	3	1	30
Октябрь		3	10	12	5	1		31
Ноябрь		5	11	10	2	2		30
Декабрь	2	4	4	5	4	2	1	22
Итого	2	23	47	40	17	8	2	139

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая данные мониторинга развития и перестроек крупномасштабных атмосферных процессов полярного района Арктики за период январь–декабрь 2007 г., можно сделать следующие выводы:

1. Атмосферные процессы Северного полушария развивались на аномально повышенном фоне зональной высокоширотной циркуляции. Циклоны смещались по более высокоширотным траекториям, что обусловило в среднем за год экстремально высокие аномалии температуры воздуха в Арктике.

2. Внутри года выявлено восемь квазиоднородных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных атмосферных процессов. Чаше всего перестройки процессов отмечались в зимне-весенние месяцы. В летние и осенние сезоны отмечалось более устойчивое развитие процессов. Во всех внутригодовых периодах в СПО отмечались положительные аномалии температуры воздуха.

3. Выявленные особенности развития крупномасштабных атмосферных процессов и обусловленные ими экстремально высокие температуры воздуха в Арктике характерны для текущей циркуляционной стадии 2004–2007 гг. Отмечено потепление последних лет выше того, которое имело место в 30–40-х гг. прошлого столетия.

4. За период 1936–2007 гг. наблюдался статистически значимый положительный линейный тренд среднегодовой температуры воздуха, как в целом для СПО, так и для широтной зоны 60–70° с.ш. За последние тридцать лет среднегодовая температура на территории СПО увеличилась примерно на 1,5 °С, и 2007 г. оказался в ряду наиболее теплых лет (совместно с 2005 г.) за период 1936–2007 гг.

5. За период 1936–2007 гг. отмечена тенденция статистически значимого увеличения годовых сумм осадков, как в целом по региону (на 6 % от нормы), так и к югу от 70° с.ш. (на 9 % от нормы). Их основной прирост был обеспечен увеличением зимних осадков, особенно в приатлантическом секторе и примыкающих к нему районах (до 25 % от нормы). В теплом сезоне для СПО отмечается уменьшение жидких осадков за счет уменьшения их в азиатском секторе и Аляскинском районе.

6. В 2007 г. больше всего осадков (на 10–20 % выше нормы) выпало в районах атлантико-евразийского сектора. В районах же тихоокеанского и канадского секторов количество осадков было на 5–15 % ниже нормы, причем менее всего их выпало в теплый период (на 3–15 % ниже нормы).

Обобщая данные мониторинга ледовых условий, можно отметить, что ледовые процессы и явления в 2007 г. характеризовались следующими особенностями:

1. Мягкая зима привела к формированию отрицательных аномалий толщины льда в морях российского и канадского секторов Арктики. Преобладание выносных воздушных переносов привело к почти постоянному существованию запripпайных полыней и большому количеству молодых льдов в окраинных морях. Граница дрейфующих старых льдов наблюдалась необычно высоко к северу.

2. Наблюдалось раннее и интенсивное таяние ледяного покрова. В морях российского и канадского секторов Арктики сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости, близкие к экстремальным, за ряд наблюдений с 1950 г.

3. В Центральной Арктике наблюдалось большое количество однолетних льдов высокой степени разрушенности, до 3–4 баллов. Массив старых льдов был смещен в грenландский и аляскинский сектора Арктики. За летний период наблюда-

лось аномальное сокращение площади дрейфующего ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. В сентябре площадь льда в океане составляла 3,8 млн км² при норме 6,1 млн км².

4. Осенние ледовые явления начались гораздо позже среднемноголетних сроков, в центральном полярном бассейне на 2 недели, а в окраинных морях на 20–40 суток позже нормы. Характерной чертой осенних ледовых процессов является их позднее начало и малая интенсивность.

5. Основной чертой гидрологических процессов в устьевых областях основных сибирских рек является раннее начало весенних и позднее начало осенних ледовых явлений и процессов.

В качестве основных особенностей гидрологического режима Северного Ледовитого океана и его морей можно выделить следующие:

1. Летом 2007 г. в поверхностном слое Амеразийского суббассейна сформировалась большая зона экстремально малых величин солёности и столь же экстремально высокой температуры воды. Отрицательные аномалии солёности по величине более 2 ‰ занимали более половины площади всего Арктического бассейна. Это была экстремальная ситуация, и отрицательную аномалию лета 2007 г. можно назвать великой солёностной аномалией. Положительные аномалии температуры вод наблюдались на большей части акватории Амеразийского суббассейна и достигали +5° С.

2. Максимальные температуры атлантических вод повысились всюду в Арктическом бассейне, а в отдельных районах их аномалии достигли небывалых величин +1,5° С.

3. В нижних промежуточных водах отмечалось небольшое увеличение температуры воды, а в донных водах наблюдалась положительная аномалия температуры. В придонной части Евразийского суббассейна отмечалась большая, чем климатическая, величина солёности, глубже 3000 м величины аномалий солёности были весьма значимыми +0,2 ‰.

4. На современном этапе в арктических морях также происходит заметное изменение гидрохимического режима. В море Лаптевых в сентябре 2007 г. максимум содержания кислорода и хлорофилла переместился с поверхности на глубину 20–25 м. При этом атлантические воды вытеснили в восточной части моря водные массы с повышенным содержанием кремния, характерным для вод Восточно-Сибирского моря. Соответственно содержание кислорода, относительно пониженное из-за расхода на окисление органических соединений кремния в этом районе, заметно не уменьшилось, несмотря на приток более теплых атлантических вод.

5. Характерной особенностью изменений уровня арктических морей России в 2007 г. является повсеместное сохранение повышенного фона колебаний, причем наиболее значительные отклонения от среднемноголетних величин отмечались на станциях, расположенных в юго-западной части Карского моря. Другой характерной особенностью является значительная асимметрия сгонов и нагонов, проявляющаяся в том, что величина максимальных уровней на станциях материкового побережья в 1,5–2,0 раза превышала величину минимальных уровней.

6. Необычайно значительное очищение ото льда акваторий арктических морей и самого Арктического бассейна СЛО, наблюдавшееся в 2007 г., обусловило формирование уникальных условий для развития ветрового волнения за счет существования значительных разгонов. В результате повсеместно на акватории арктических морей в осенне-зимний период отмечались сильные штормы, при которых волнение достигало экстремальных значений.