

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА РОССИИ ПО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
РЕГИОНАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И
ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ:
ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НА МОРСКУЮ СРЕДУ**

Тематический выпуск № 3



Владивосток • Дальнаука

2000

Гидрометеорологические и экологические условия Дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. –263 с.: ил.

По направленности исследований сборник является продолжением двух предыдущих тематических выпусков ДВНИГМИ 1998 и 1999 годов. В нем представлены результаты научных и научно-прикладных исследований в дальневосточном регионе по метеорологии, взаимодействию атмосферы и океана, гидрологии и экологии моря, оценке воздействия на окружающую среду.

В статьях по метеорологии и взаимодействию атмосферы и океана рассмотрена связь параметров центров действия атмосферы с метеорологическими условиями в Японском море и на Сахалине, исследованы характеристики гололедного режима на побережье Охотского моря, анализируется связь климатических показателей и температурного режима прибрежных районов Японского моря. В работах по морской гидрологии большое внимание уделяется анализу различных механизмов формирования глубинных вод (3 статьи), анализируются возможные причины апвеллинга на северо-восточном шельфе Сахалина, приводятся характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня в Сахалинском заливе и исследуется влияние гидрометеорологических факторов на распределение взвешенного стока Амура. Морская экология представлена результатами исследований распределения тяжелых металлов в донных осадках Японского моря и описанием характеристик бентоса на северо-восточном шельфе Сахалина. В разделе по оценке воздействия на окружающую среду исследуются характеристики воздействия на морскую среду и анализируются проблемы нормирования сбросов при бурении на шельфе, рассматриваются показатели физиологического комфорта в зависимости от гидрометеорологических факторов для территорий Сахалина и Приморья, описывается методика построения гидрометеорологических сценариев для задач моделирования воздействий на окружающую среду.

Выпуск представляет интерес для специалистов в области метеорологии, океанологии, морской экологии и охраны окружающей среды.

Издается по решению Ученого совета ДВНИГМИ.

Редакционная коллегия: канд. физ.-мат. наук И. Е. Кочергин (ответственный редактор), канд. геогр. наук. А. В. Савельев, Т. А. Гаврилова.

Рецензент: проф., д-р геогр. наук Н. М. Пестерева.

Hydrometeorological and ecological conditions in the Far Eastern Seas: marine environmental impact assessment // FERHRI Special Issue № 3, Vladivostok: Dalnauka, 2000. –263 pp.

This publication develops the tradition initiated in the former two issues of FERHRI Proceedings, special issues 1 and 2 published in 1998 and 1999. It presents scientific and applied results obtained for the Far Eastern Seas in the fields of meteorology, atmosphere/ocean interaction, marine hydrology, marine ecology, and environmental impact assessments.

The papers on meteorology and atmosphere/ocean interaction investigate the correlation of atmospheric action center parameters with meteorological conditions over the Japan Sea and Sakhalin Island, glaze-clear ice characteristics of the Okhotsk Sea shoreline areas, and correlation of climatic indexes with water temperature regime for the Japan Sea coastal areas. The papers on marine hydrology analyze the mechanisms of the Japan Sea deep-sea water formation (3 papers), different reasons conditioning upwelling on the northeastern Sakhalin shelf, surge regime in Sakhalin Bay, and the influence of hydrometeorological factors on suspended matter distribution of the Amur River runoff. Marine ecology section considers the description of heavy metal distribution in the Japan Sea sediments and benthos characteristics of the northeastern Sakhalin shelf. The section of marine environmental impact assessments includes the papers describing impact characteristics and limitation of drilling wastes discharged in course of Sakhalin shelf operation, physiological comfort indexes as functions of hydrometeorological factors of Sakhalin and Primorye, and the technique of hydrometeorological scenario construction for impact assessment modeling.

The book is intended for specialists in meteorology, oceanography, marine ecology, and environmental protection.

Published under the decision of the Scientific Council of FERHRI.

Editorial Board: Editor-in-Chief
Igor E. Kochergin, Dr. (Physics and Mathematics).

Editors
Aleksander V. Savelyev, Dr. (Geography),
Tatyana A. Gavrilova.

Revised by: Nina M. Pestereva, Professor, Dr. Sc. (Geography).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	8
-------------------	---

МЕТЕОРОЛОГИЯ, ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

<i>Н. А. Дашко, С. М. Варламов</i> Оценка изменений характеристик центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в течение 20-го столетия и их влияние на циркуляцию над Японским морем	10
<i>Т. В. Богдановская, А. А. Богдановский</i> Изменчивость положения центров действия атмосферы Азиатско- Тихоокеанского региона и их вклад в формирование аномалий температуры воздуха Сахалина	26
<i>В. И. Блохина</i> Условия образования особо опасных отложений гололеда на побережье Охотского моря	34
<i>А. В. Савельев</i> Флуктуации термодинамического состояния поверхностных вод Японского моря как отражение макромасштабных климатических изменений в атмосфере Земли	46
<i>Л. А. Гайко</i> Анализ многолетних наблюдений температуры воды и воздуха в заливе Петра Великого (Японское море).....	62

ГИДРОЛОГИЯ МОРЯ

<i>В. А. Лучин, П. Я. Тищенко, Л. Д. Тэлли</i> Формирование промежуточных вод с высокой соленостью в Японском море	77
<i>М. А. Данченков, Д. Г. Обри, В. Б. Лобанов</i> Пространственная структура вод северо-западной части Японского моря зимой	92
<i>В. Б. Красавцев, К. Л. Пузанков, Г. В. Шевченко</i> Формирование апвеллинга на северо-восточном шельфе острова Сахалин под воздействием ветра	106
<i>А. В. Савельев</i> Сгонно-нагонные колебания уровня в Сахалинском заливе.....	121

<i>А. Г. Петров</i> Ледопродуктивность акватории Татарского пролива и осолонение вод в холодный период года	133
<i>Л. П. Якунин, О. В. Дударев, А. И. Боцул, В. В. Аникиев, И. В. Уткин</i> О влиянии гидрометеорологических факторов на распределение взвешенного стока реки Амур в охотоморской части эстуария	139

ЭКОЛОГИЯ МОРЯ

<i>А. С. Астахов, Д. М. Поляков, Е. Н. Слинко, Н. А. Середа</i> Повфракционное распределение тяжелых металлов в донных осадках Японского моря (на примере профиля Владивосток – Ниигата)	150
<i>Т. А. Белан, Е. В. Олейник</i> Состав, распределение и современное состояние бентоса на Пильтун-Астохской нефтегазоносной площади	166

ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НА МОРСКУЮ СРЕДУ

<i>И. Е. Кочергин, А. А. Богдановский, А. В. Гаврилевский, Т. А. Гаврилова, О. О. Сергушева, Д. Дж. Ройл</i> Характеристика воздействий сбросов сточных вод на морскую среду при разработке нефтегазовых месторождений на шельфе Сахалина	178
<i>А. В. Гаврилевский</i> Проблемы нормирования сбросов сточных вод для дальневосточных морских акваторий	190
<i>В. П. Тунеголовец</i> О некоторых показателях физиологического комфорта применительно к территориям Приморского края и Сахалинской области	205
<i>И. Е. Кочергин, А. А. Богдановский, В. Д. Будаева, С. М. Варламов, Н. А. Дашко, В. Г. Макаров, В. Ф. Путов, С. И. Рыбалко</i> Построение гидрометеорологических сценариев для задач оценки воздействия на окружающую среду	223

Цветные иллюстрации.....	241
Рефераты статей.....	245
Сведения об авторах.....	261

TABLE OF CONTENTS

Preface	8
---------------	---

METEOROLOGY, ATMOSPHERE / OCEAN INTERACTION

<i>N. A. Dashko, S. M. Varlamov</i> Assessments of the XX-century variability of characteristics and influence on the Japan Sea circulation of the Pacific-Asian atmospheric action centers	10
<i>T. V. Bogdanovskaya, A. A. Bogdanovsky</i> Position variability and contribution of the Pacific-Asian atmospheric action centers into Sakhalin air temperature anomalies	26
<i>V. I. Blokhina</i> Conditions of ice-crust formation on the Okhotsk Sea coast	34
<i>A. V. Savelyev</i> Fluctuations of thermodynamics of the Japan Sea surface waters as the factor characterizing macro-scale climatic changes in the earth atmosphere	46
<i>L. A. Gayko</i> Analysis of multiyear water and air temperature in Peter the Great Bay (Sea of Japan)	62

MARINE HYDROLOGY

<i>V. A. Luchin, P. Ya. Tischenko, L.D. Talley</i> Formation of intermediate high saline waters in the Sea of Japan	77
<i>M. A. Danchenkov, D. G. Aubrey, V. B. Lobanov</i> Winter spatial sea-water structure of the northwest Sea of Japan	92
<i>V. B. Krasavtsev, K. L. Pusankov, G. V. Shevchenko</i> Wind-induced upwelling in the area of the northeastern Sakhalin shelf	106
<i>A. V. Savelyev</i> Surge fluctuations in Sakhalin Bay	121
<i>A. G. Petrov</i> Ice-productivity of the Tatar Strait and salt-content of its waters in the cold season	133

<i>L. P. Yakunin, O. V. Dudarev, A. I. Botsul, V. V. Anikiev, I. V. Utkin</i> Effect of hydrometeorological factors on suspended matter distribution in the Okhotsk Sea part of the Amur River estuary	139
--	-----

MARINE ECOLOGY

<i>A. S. Astakhov, D. M. Polyakov, E. N. Slinko, N. A. Sereda</i> Fractional distribution of heavy metals in the Japan Sea sediments (illustrated by Vladivostok-Niigata profile).....	150
<i>T. A. Belan, E. V. Oleynik</i> Faunal composition, distribution, and present state of benthos at the Piltun-Astokh oil and gas field.....	166

MARINE IMPACT ASSESSMENT

<i>I. E. Kochergin, A. A. Bogdanovsky, A. V. Gavrilevsky, T. A. Gavrilova, O. O. Sergusheva, D. J. Royle</i> Characteristics of the impact produced by sewage water discharged into marine environment in course of Sakhalin shelf oil and gas operation.....	178
<i>A. V. Gavrilevsky</i> Limitation of sewage water discharges into the seas of the Russian Far East.....	190
<i>V. P. Tunegolovets</i> Some physiological comfort indexes applied to Primorye and Sakhalin.....	205
<i>I. E. Kochergin, A. A. Bogdanovsky, V. D. Budaeva, S. M. Varlamov, N. A. Dashko, V. G. Makarov, V. F. Putov, S. I. Rybalko</i> Construction of hydrometeorological scenarios for environmental impact assessments.....	223

Colored illustrations.	241
Abstracts.....	245
List of corresponding authors.	261

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей книге опубликованы новые работы ведущих дальневосточных ученых и инженерно-технических специалистов по региональной гидрометеорологии, океанографии и экологии. Сборник является третьим выпуском данной серии и логично продолжает темы, затронутые учеными в выпусках 1998 и 1999 годов. С выходом этой книги можно считать, что сложилась определенная традиция по ежегодному выпуску под эгидой ДВНИГМИ качественного регионального издания по гидрометеорологии и экологии, где могут публиковаться сотрудники ведущих научных институтов и организаций Дальнего Востока. Действительно, в настоящем сборнике помещены работы представителей большого количества отечественных и зарубежных научных организаций, таких как ДВНИГМИ, ДВГУ, ТОИ ДВО РАН, ИБМ ДВО РАН (Владивосток), ИМГиГ ДВО РАН, СахНИРО, «ООО ЭКС», Компания «Сахалин Энерджи» (Южно-Сахалинск), МГУ (Москва), университет Кюсю (Япония), Вудс хоул океанографический институт и Океанографический институт Скрипса (США). Приведенные в выпуске результаты апробировались на российских и международных совещаниях и конференциях, в том числе на двух последних конференциях, проведенных в ДВНИГМИ весной 2000 года («CREAMS-2000» и «Гидрометеорология Дальнего Востока и окраинных морей Тихого океана»).

Большая часть исследований, выполняемых в ДВНИГМИ, неразрывно связана с океаном. В связи с этим важно отметить, что несколько работ отражают результаты самых последних экспедиционных океанографических исследований 1999-2000 годов, проведенных по международным проектам. Дальнейшее мореведческое направление подразумевает участие России в международном проекте, имеющем название «ARGO». В связи с этим уже в ближайшей научной перспективе ожидается развитие океанических региональных моделей синоптического типа. Такие модели должны обеспечивать усвоение данных для диагноза и прогноза элементов циркуляции, температуры и солёности.

Настоящий сборник по содержанию представленных в нем статей охватывает широкий спектр научных проблем в области гидрометеорологии и экологии дальневосточного региона, а по своей структуре разделен на 4 основных раздела: вопросы климата и взаимодействия атмосферы и океана; задачи океанологии, включая инженерно-прикладные аспекты; вопросы морской экологии; проблемы взаимосвязи деятельности населения и защиты окружающей среды. Сборник значительно расширяет научный кругозор и дополняет на современном уровне имеющиеся достижения в области отечественной гидрометеорологии на Дальнем Востоке.

Достаточно интересными и актуальными является ряд статей, посвященных климатической изменчивости гидрометеорологических параметров в районе дальневосточных морей. Убедительно показано влияние на указанную изменчивость макроциркуляционных процессов северного полушария, а также вариаций положения и интенсивности центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона. В этом же разделе освещаются и прикладные вопросы, такие как характеристики гололеда на побережье Охотского моря.

Не меньший интерес представляют океанологические работы, в которых приводятся новые представления о механизме формирования промежуточных

вод Японского моря с повышенной соленостью, сгонно-нагонных эффектах, ледопродуктивности, характеристиках апвеллинга на северо-восточном шельфе Сахалина. Следует обратить внимание на три работы, в которых предлагаются различные механизмы формирования глубинных вод Японского моря, что в настоящее время является актуальной проблемой нескольких международных проектов исследований Японского моря.

Статьи экологического направления освещают результаты мониторинговых исследований шельфа Сахалина и Японского моря.

Важное прикладное и методическое значение имеет цикл статей, касающихся оценки воздействий промышленных сбросов загрязняющих веществ и отходов нефтедобычи на окружающую среду и их возможных последствий. В этих работах обобщены результаты многолетних исследований, проводимых в рамках Сахалинских проектов. Особую практическую направленность имеет статья по гидрометеорологическим параметрам комфортности проживания населения на территории Дальнего Востока. В ней рассмотрены различные критерии жесткости климата и выявлены районы Сахалинской области и Приморского края, где наиболее сложные условия проживания по совокупности критериев. Методическая статья по построению гидрометеорологических сценариев интегрирует вклад специалистов различного профиля в проблему создания комплексной модели среды, отражающей связи климатических параметров, ветра, течений, волнения.

Использование новой информационной базы и современных научных методов обработки и анализа данных не оставляет сомнений в достоверности полученных авторами результатов.

Сборник может заинтересовать широкий круг специалистов профиля гидрометеорологии, океанологии и экологии, как ученых, так и практиков.

Ю. Н. Волков

Директор ДВНИГМИ

Н. А. Дашко, С. М. Варламов

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ЦЕНТРОВ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА В ТЕЧЕНИЕ 20-го СТОЛЕТИЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЦИРКУЛЯЦИЮ НАД ЯПОНСКИМ МОРЕМ

Целью настоящей работы является исследование муссонной циркуляции над Японским морем, выявление аномалий барического поля, соответствующих типовым полям изменчивости муссона, и их связи с тенденцией временного хода характеристик центров действия атмосферы (далее – ЦДА).

Исходная информация и методика исследования

Для анализа временного хода давления и географического положения ЦДА Азиатско-Тихоокеанского региона использованы данные каталога параметров атмосферной циркуляции, подготовленные под руководством М. Х. Байдала во ВНИИГМИИ-МЦД [1], и архивы среднего месячного атмосферного давления на уровне моря Национального центра атмосферных исследований США (National Center of Atmospheric Research – NCAR), известные как архивы Тренберса: <http://dss.ucar.edu/datasets/ds010.1/> [8].

Выборка данных [1] формировалась на основе использования средних месячных карт распределения атмосферного давления на уровне моря над северным полушарием за 1891–1967 гг., подготовленных в ААНИИ, и синоптических бюллетеней северного полушария Гидрометцентра СССР 1968–1984 гг. Координаты центров и давление снимались непосредственно с карт. Данные [1] за период 1899–1984 гг. были проверены и в ряде случаев уточнены, а затем с 1985 по 1998 гг. дополнены Т. В. Смолянкиной (ДВНИГМИ) в соответствии с имеющимися синоптическими материалами (синоптический анализ).

Подробное описание истории архивов Тренберса можно найти в [8]. По данным NCAR, представленным в узлах регулярной пятиградусной сетки, рассчитывались давление и координаты географического положения центров действия атмосферы (автоматизированный анализ) как точек максимума и минимума давления над Азией и Тихим океаном на площади, ограниченной районом влияния ЦДА за период с 1899 г. по настоящее время.

В работе использованы также данные метеорологических станций по средней месячной температуре воздуха за весь имеющийся на каждой станции период наблюдений (архивы ДВНИГМИ) и данные по средней месячной температуре воздуха, рассчитанные по регулярным пятиградусным квадратам (архивы Global Historical Climatology Network – GHCN) с 1880 г. по настоящее время, доступные по адресу: <http://www.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/res40.pl?page=ghcn.html> [5].

Для оценки отдельных количественных характеристик (муссонного индекса, результирующего ветра и др.), где требуются непрерывные ряды наблюдений над акваторией моря, привлекались данные анализа Европейского центра

среднесрочных прогнозов (ECMWF) с разрешением 0.5625° по широте и долготе с шестичасовой дискретностью за период 1991–1998 гг. [7].

Характеристики центров действия атмосферы

Зимой барическое поле над Азиатско-Тихоокеанским регионом у земли характеризуется развитием и взаимодействием синоптических ЦДА – азиатского (сибирского) антициклона над континентом с гребнем, направленным на Колыму и север Камчатки, и алеутской депрессии над северной частью Тихого океана. Летом над азиатским континентом господствует азиатская (южно-азиатская) депрессия, тихоокеанская акватория находится под влиянием перманентного северотихоокеанского (гонолульского, гавайского) антициклона.

Характеристикой напряженности барического поля азиатско-тихоокеанского региона может служить макромасштабный барический градиент, как разность давлений в центрах, отнесенная к расстоянию между ними (за единицу расстояния принимается 10° долготы). Средний макромасштабный градиент давления зимой составляет $5.6 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы, летом – в два с лишним раза меньше ($2.2 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы).

Во временном ходе зимнего макромасштабного барического градиента не обнаруживается значимый вековой тренд. Однако для последних 20 лет имеет место отчетливо выраженная тенденция уменьшения градиента ($-1.5 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы за 10 лет, коэффициент детерминации $R^2=0.49$), соответствующая фазе спада в волнообразном ходе изменения давления (рис. 1). Уменьшение градиента происходит на фоне некоторого сближения центров и уменьшения разности давления между ними. Аналогичные изменения характерны для всего периода наибольшей активности алеутской депрессии и азиатского антициклона.

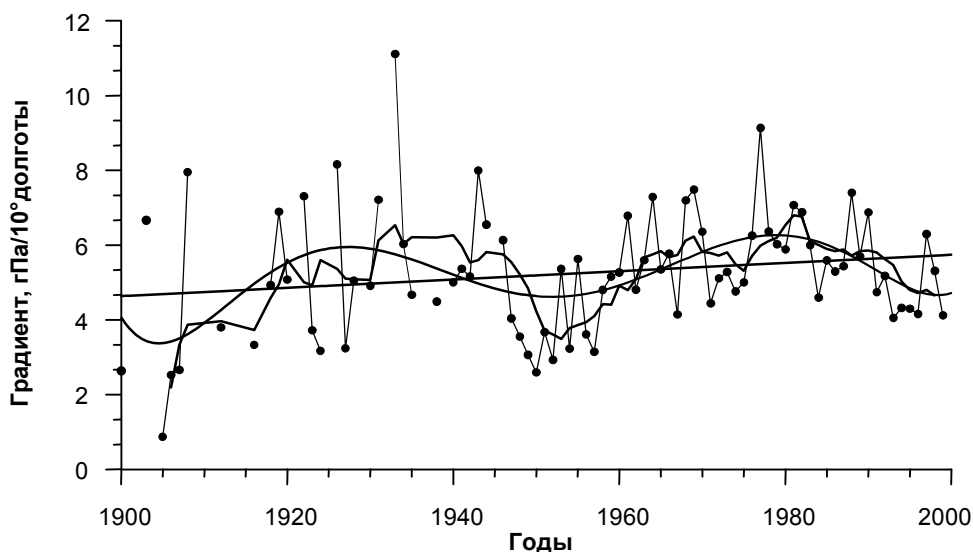


Рис. 1. Временной ход зимнего макромасштабного градиента давления (январь) со скользящим 11-летним осреднением, линейными трендами и полиномиальной аппроксимацией (рассчитаны по данным [1])

В многолетней изменчивости летнего макромасштабного барического градиента (разности давлений в центрах северо-тихоокеанского антициклона и азиатской депрессии, отнесенной к расстоянию между ними) прослеживается значимый положительный вековой тренд ($0.04 \text{ гПа}/10^\circ$ долготы за 10 лет) на фоне волнового характера временного хода градиента (рис. 2). Для последних десятилетий характерна нисходящая фаза волны, проявляющаяся в заметном уменьшении градиента примерно на $0.2 \text{ гПа}/10^\circ$ (по долготе) за 10 лет ($R^2=0.92$). Интересно, что период 30–40-х годов (отмеченный как теплый период в северном полушарии) также отличался уменьшением летнего макромасштабного барического градиента, правда, на фоне больших, чем в настоящее время, значений ($-0.4 \text{ гПа}/10^\circ$ за 10 лет, $R^2=0.21$). Проследить характер изменения зимнего макромасштабного барического градиента в 30–40-е годы можно лишь ориентировочно, поскольку часть данных отсутствует, но тенденция уменьшения градиента также отмечалась (около $2 \text{ гПа}/10^\circ$ за 10 лет, $R^2=0.13$).

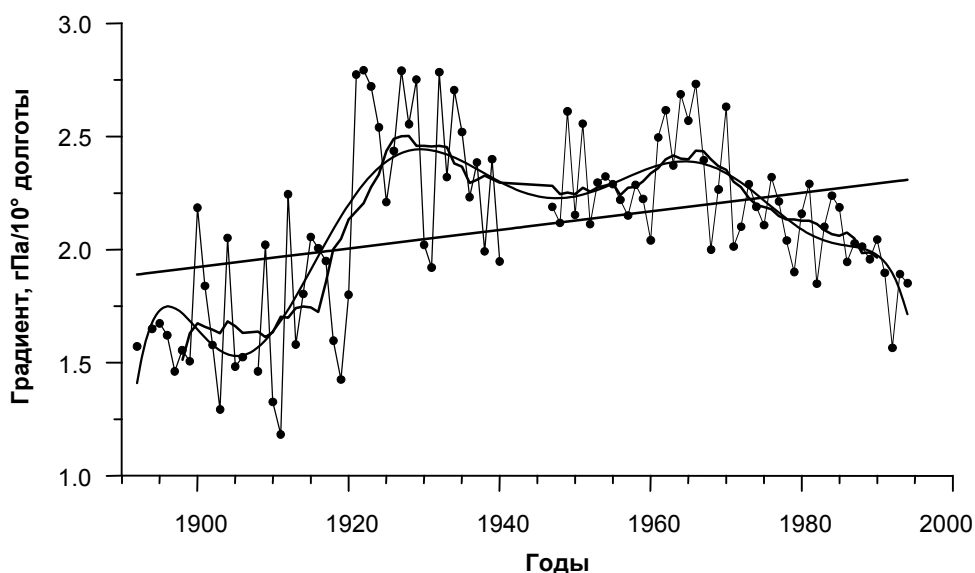


Рис. 2. Временной ход летнего макромасштабного градиента давления (июль) со скользящим 11-летним осреднением, линейными трендами и полиномиальной аппроксимацией (рассчитаны по данным [1])

Временной ход отдельных составляющих зимнего макромасштабного градиента за вековой период показывает монотонное возрастание разности давлений в центрах азиатского антициклона и алеутской депрессии в месяцы их наибольшей активности (значимый тренд в январе, например, достигал 2.1 гПа за 10 лет, $R^2=0.32$). Однако, в отдельные периоды изменение в сторону увеличения или уменьшения разности было более значительным. Например, в 50–80-х гг. разность увеличивалась (зимой рост достигал 7 гПа за 10 лет, $R^2=0.40$), с начала 80-х гг. наблюдается ее уменьшение (-17 гПа за 10 лет, $R^2=0.51$), продолжающееся до настоящего времени.

Для расстояния между зимними центрами на фоне значительных межгодовых колебаний характерна слабая тенденция роста (примерно на 1°

долготы за 10 лет, $R^2=0.04$) с чередованием периодов его увеличения и уменьшения. Например, с 50-х гг. до конца 70-х гг. расстояние между центрами зимой уменьшалось примерно на 12° долготы за 10 лет, с 70-х до середины 80-х годов – увеличивалось на 14° долготы за 10 лет, после чего снова наступила фаза спада – примерно 6° долготы за 10 лет.

Временной ход составляющих летнего макромасштабного барического градиента показывает, что на фоне значимого векового положительного тренда разности давления в центрах (0.5 гПа за 10 лет, $R^2=0.13$) происходит ее резкое уменьшение с 60-х годов (-2.4 гПа за 10 лет, $R^2=0.64$). Для расстояния между центрами значимый вековой тренд отсутствует, но в последние 30 лет имеет место тенденция «разбегания» летних центров (увеличение расстояния достигает 4.7° за 10 лет, $R^2=0.15$).

При исследовании возникает вопрос о репрезентативности полученных выводов, что напрямую связано с используемыми архивами данных. С этой целью произведен сравнительный анализ временного хода давления в центрах и их географического положения по двум независимым выборкам: характеристикам ЦДА, рассчитанным по каталогу [1] с дополнениями после 1984 г., и аналогичным оценкам, вычисленным нами по данным NCAR за период с 1899 по 1998 г. [8].

Сопоставление характеристик ЦДА, рассчитанных по двум выборкам, показывает схожие вековые тенденции. Важно, что в период примерно с середины 70-х годов выявляется аналогичная тенденция по независимым данным, на что нельзя не обратить особое внимание при исследовании изменений климата. Следует подчеркнуть, что данная тенденция не является каким-либо климатическим катаклизмом, а представляет собой одну из фаз долгопериодного колебательного процесса, который непрерывно происходит в атмосфере Земли.

Показатели муссонной деятельности

Можно предположить, что в последние два десятилетия тенденция уменьшения зимнего макромасштабного барического градиента (в основном, вследствие уменьшения интенсивности алеутской депрессии и азиатского антициклона) определяет ослабление зимнего дальневосточного муссона, в частности, над Японским морем. Уменьшение интенсивности северотихоокеанского антициклона и азиатской депрессии (летнего макромасштабного барического градиента) также может являться причиной некоторого ослабления летнего муссона.

Ветровой режим над Японским морем формируется под воздействием преобладающих барических систем с отчетливо выраженной сменой знака барического поля от сезона к сезону, приводящей к сезонной смене преобладающих направлений ветра, что около 50 лет назад было отмечено С. П. Хромовым [2].

Между континентальными и морскими ЦДА формируется переходная зона, которая, располагаясь у поверхности земли на границе между азиатским материком и Тихим океаном (примерно между $120-150^\circ$ в.д.), ярко выражена зимой и летом и определяет интенсивность и направленность зимнего и летнего муссона над Японским морем. Зимние циркуляционные и термические условия Азиатско-Тихоокеанского региона благоприятствуют увеличению активности

переходной зоны, выражаемой в увеличении барического градиента в среднем от 2–2.5 гПа/10° (по долготе) летом до 6–8 гПа/10°.

С зимним муссоном, формирующимся в результате взаимодействия азиатского максимума и алеутской депрессии, на Японское море переносится сухой и холодный континентальный воздух. Летний муссон Японского моря как результат взаимодействия северотихоокеанского антициклона и азиатской депрессии обуславливает перемещение относительно теплого и влажного тихоокеанского воздуха с типичными признаками устойчивой воздушной массы.

Для характеристики интенсивности зимнего муссона (на примере января) использовались ежедневные поля приводного ветра за 4 срока над Японским морем по данным ECMWF за 1991–1998 годы [7]. При этом исключался средний ветер (рис. 3а) и исследовались меридиональная и зональная компоненты с применением комбинированного анализа разложения полей по естественным ортогональным функциям (ЕОФ).

Анализ результатов разложения поля приводного ветра по ЕОФ показывает, что первые три моды определяют 29.5%, 24.1% и 13.4% его общей изменчивости. Вклад остальных составляющих разложения не превышает 5%. Структура двух первых мод разложения поля ветра (рис. 3б, в) связана с изменчивостью интенсивности зимнего муссона и может быть использована для оценки муссонной активности.

Поля ЕОФ-1, ЕОФ-2 и ЕОФ-3 можно рассматривать как типовые поля (шаблоны) изменчивости зимнего муссона над Японским морем в январе. Первая мода (ЕОФ-1) определяет в основном аномальность интенсивности меридиональной составляющей зимних муссонных ветров над морем. Положительные значения указывают на усиление северной компоненты зимнего муссона, отрицательные – на ее ослабление. Вторая мода (ЕОФ-2) характеризует аномальность интенсивности зональной составляющей. Положительные значения соответствуют усилению западной компоненты зимнего муссона, отрицательные – ее ослаблению (усилению восточной компоненты). Третья мода отражает вклад зимней циклонической деятельности над морем (рис. 3г). Аналогичный анализ для зимнего сезона в целом показывает устойчивость выделенных типовых полей (первые три моды разложения сезонных характеристик ветра определяют 31%, 18% и 14% общей изменчивости поля приводного ветра), что позволяет использовать их для оценки сезонной муссонной активности над Японским морем.

Типовые поля изменчивости зимнего муссона над Японским морем для первых трех мод разложения поля ветра, характеризующих аномальность зимнего муссона (67% изменчивости), проектировались на фактические поля ветра за каждый срок. Таким образом оценивался вклад данного типового поля в текущее поле, представленный в виде временных коэффициентов последовательно для ЕОФ-1 и ЕОФ-2, ЕОФ-3.

Типовым полям изменчивости зимнего муссона над Японским морем соответствуют определенные типовые структуры аномалий барического поля. Для их выявления на основе корреляции между первым, вторым и третьим временными коэффициентами разложения поля приводного ветра и приземным давлением в каждой из точек поля по ежедневным данным строились типовые корреляционные карты.

Среднему типовому полю муссона (см. рис. 3а) соответствует среднее типовое поле давления (рис. 4а). Типовые корреляционные карты (рис. 5)

показывают, какие структуры в поле приземного давления определяют интенсивность аномалий зимнего муссона по отношению к среднему типовому полю муссона (см. рис. 3б, в, г).

Области с высокими значениями коэффициентов корреляции представляют районы, где аномалии давления в наибольшей степени связаны с интенсивностью соответствующей компоненты изменчивости поля ветра. Изменение знака в центрах областей наиболее значимой корреляции приводит к изменению интенсивности муссона. Абсолютные значения аномалий давления в каждой точке поля могут быть получены как произведение стандартного отклонения давления (см. рис. 4б) на коэффициент корреляции (см. рис. 5, 6). Например, в области положительных значений коэффициента корреляции (см. рис. 5а) аномалии давления составляют от 1 гПа на периферии области до 5 гПа в центре, в области отрицательных значений – от -1 гПа до -4 гПа, соответственно. Рассчитанные коэффициенты корреляции между типовыми полями составляющих зимнего муссона и аномалиями давления достигают в очагах максимального влияния 0.6–0.8, что свидетельствует о значительной устойчивости выделенных районов.

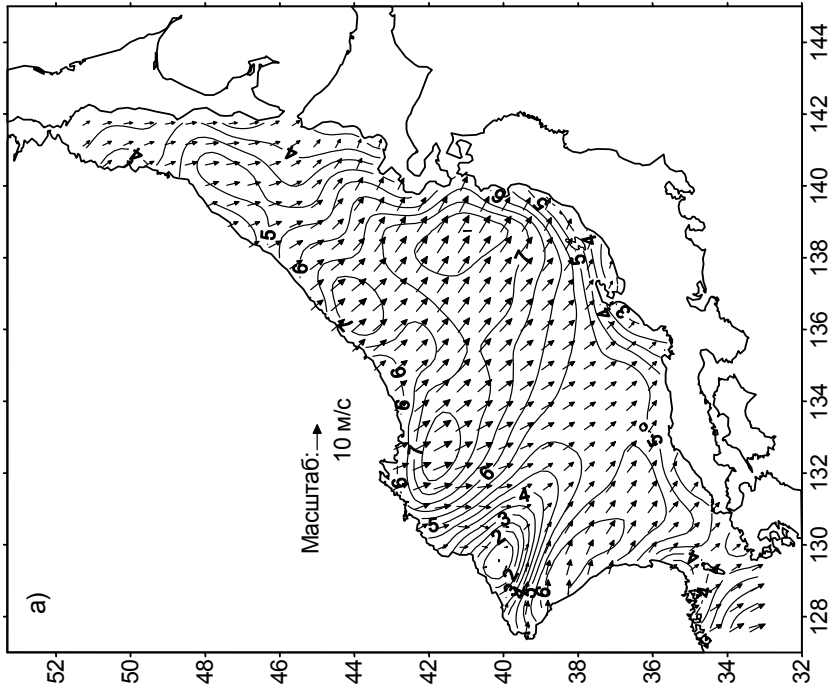
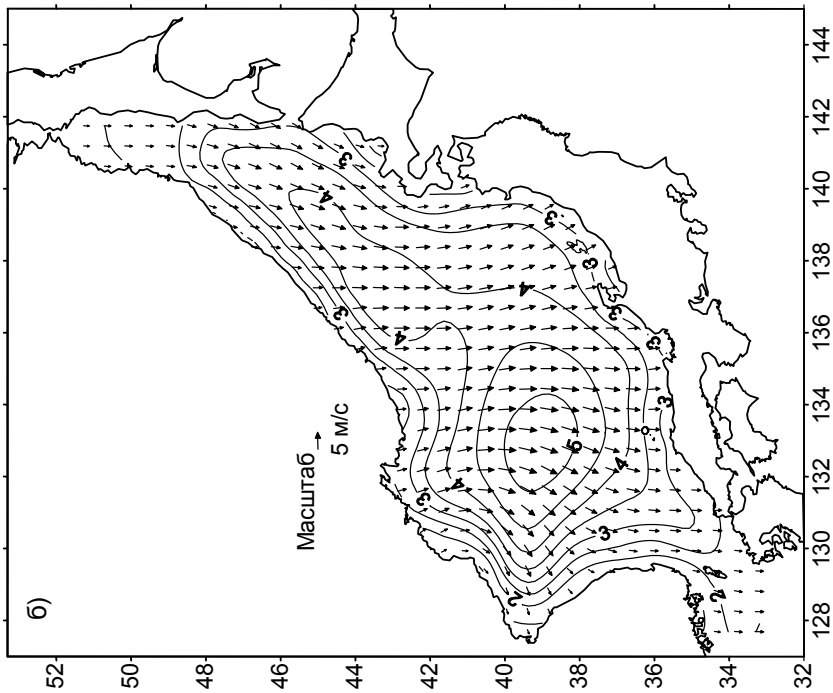
Таким образом, если формирование преобладающего переноса воздушных масс определяется взаимодействием азиатского антициклона и алеутской депрессии, то интенсивность зимнего муссона над Японским морем зависит, кроме того, от локального распределения поля давления в районе моря и прилегающих областях суши и океана.

Поскольку мы не располагаем продолжительными наблюдениями за полем ветра над открытыми морскими акваториями, типовые корреляционные поля в дальнейшем были использованы как основа для оценки муссонной активности над Японским морем. Они проектировались на средние месячные карты давления, при этом рассчитывались индексы муссонной активности (ИМА) в виде временных коэффициентов разложения полей аномалий приземного давления за весь период по типовым корреляционным полям (рис. 6).

При исследовании муссонов в свое время предлагались такие характеристики, как «муссонный индекс», выраженный суммой наибольших отрицательных и положительных разностей числа случаев наблюдений одного и того же направления ветра в центральные месяцы основных сезонов [6]; «муссонный угол», характеризующий разность направлений от 120° до 180° между преобладающими ветрами в январе и июле [2, 3].

Индексы муссонной активности, предлагаемые в настоящей работе, являются оценкой вклада данного типового корреляционного поля в текущее барическое поле каждого года за весь имеющийся период наблюдений (W_1 – меридиональный ИМА, W_2 – зональный ИМА, W_3 – вихревой). Коэффициенты корреляции между первым, вторым и третьим временными коэффициентами разложения поля приводного ветра и индексами муссонной активности составляют соответственно 0.78, 0.74 и 0.66.

В целом, рост положительных индексов ИМА(W_1) и ИМА(W_2) указывает на увеличение интенсивности зимнего муссона, рост отрицательных ИМА(W_1) и ИМА(W_2) – на ее уменьшение. Положительная величина ИМА(W_3) свидетельствует о наличии в районе циклонической циркуляции и усилении северного переноса в западной части Японского моря. При смене знака ИМА(W_3) на противоположный северный перенос будет усиливаться над Татарским проливом и восточной частью моря.



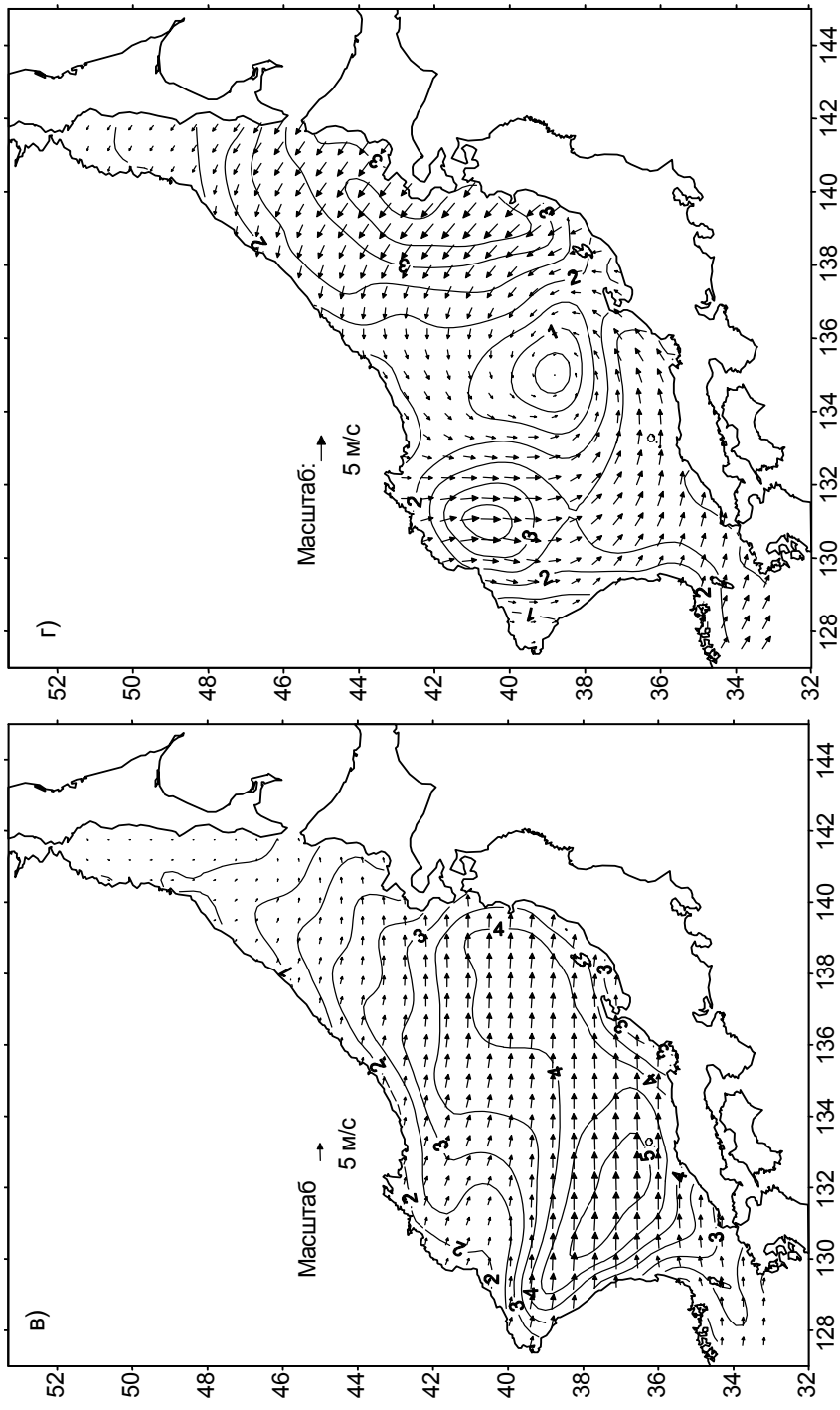


Рис. 3. Направление и скорость среднего ветра в январе над Японским морем (а), первая (б), вторая (с) и третья (д) главные компоненты изменчивости вектора ветра (изолинии показывают модуль ветра, поля рассчитаны по данным ЕСММГ, 1991–1998 гг.)

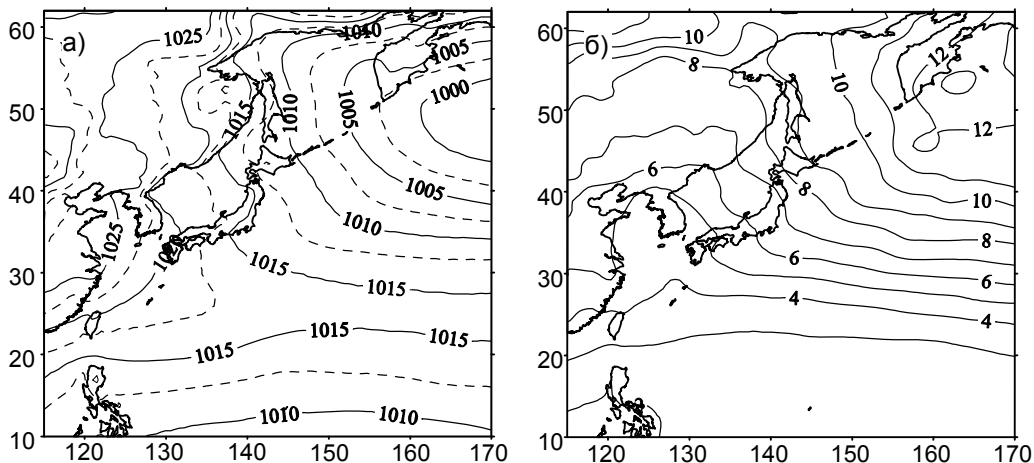


Рис. 4. Среднее поле давления (а) и его изменчивость (б) в январе (гПа)
(поля рассчитаны по данным ECMWF, 1991–1998 гг.)

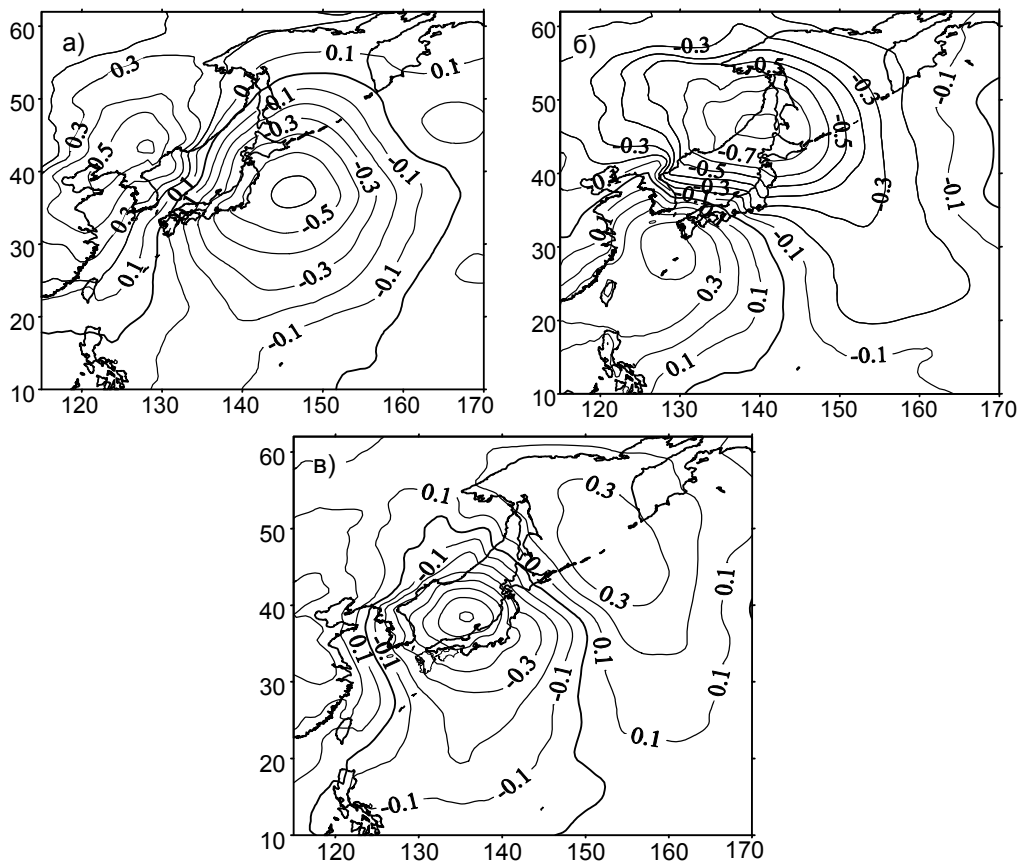


Рис. 5. Типовые корреляционные поля приземного давления для ЕОФ-1 (а), ЕОФ-2 (б) и ЕОФ-3 (в) и приземного ветра в январе (поля рассчитаны по данным ECMWF, 1991–1998 гг.)

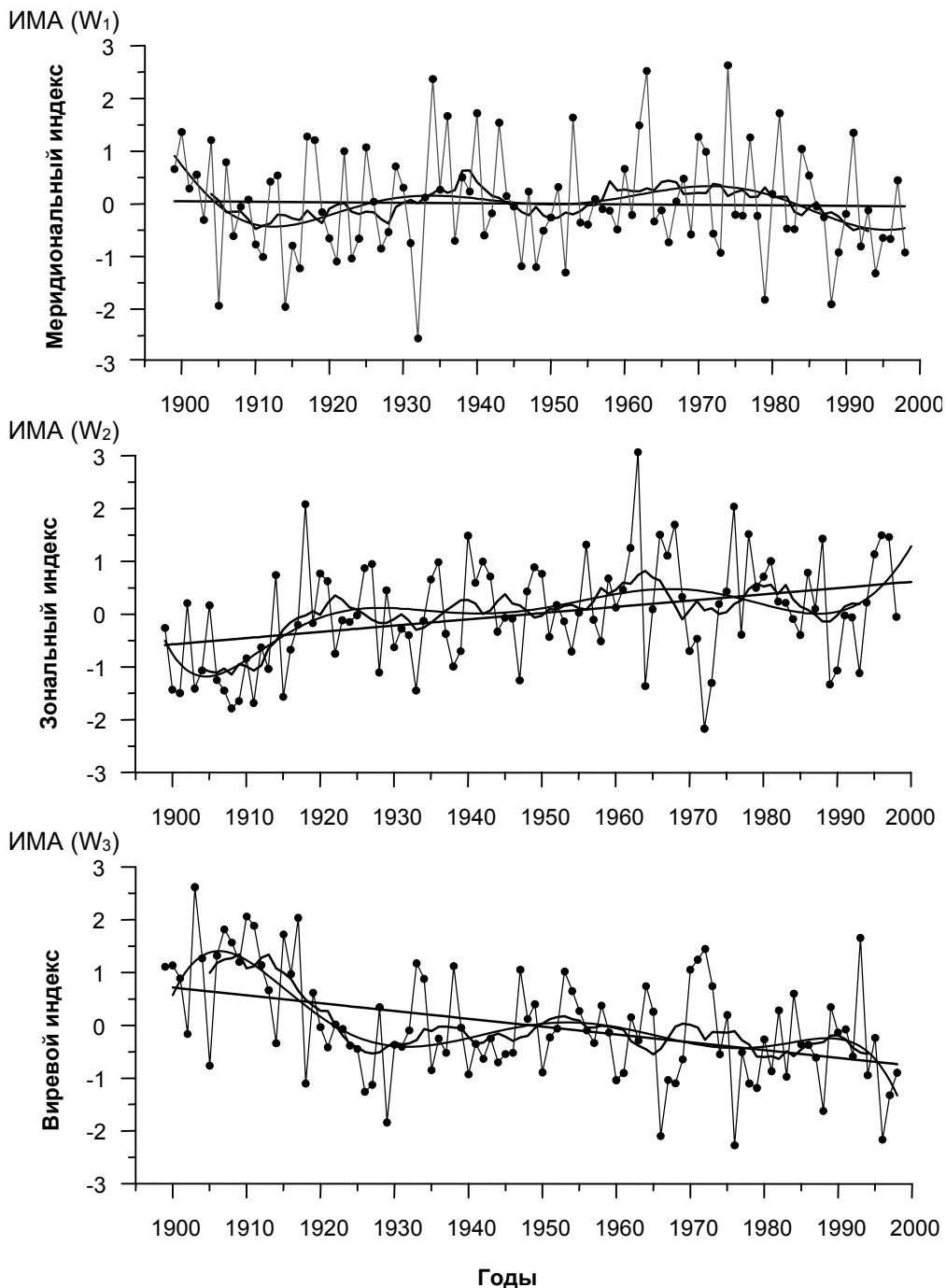


Рис. 6. Временной ход индексов муссонной активности для Японского моря в январе со скользящим 11-летним осреднением и линейными трендами (рассчитаны по данным NCAR)

Если типовые поля (шаблоны) изменчивости зимнего муссона над Японским морем являются независимыми по построению (как ЕОФ), то типовые структуры аномалий барического поля, соответствующие шаблонам изменчивости муссона, и полученные на их основе индексы муссонной активности по построению не являются независимыми. Последующий анализ показал, что 1-я и 2-я (а также 1-я и 3-я) типовые структуры аномалий барического поля, соответствующие 1-му и 2-му (а также 1-му и 3-му) типовым полям изменчивости муссона и меридиональный (W_1) и зональный (W_2) индексы муссонной активности независимы между собой (аналогично, независимыми являются меридиональный и вихревой индексы – W_1 и W_3).

Третий тип структуры аномалий барического поля, соответствующий 3-му типовому полю изменчивости муссона, а также вихревой ИМА(W_3) связан с соответствующими характеристиками зонального индекса муссонной активности (коэффициенты корреляции составляют -0.74).

Индексы муссонной активности в январе имеют высокую связь с аналогичными индексами за зимний период в целом ($r=0.95, 0.87$ и 0.76). Коэффициент корреляции между индексом W_3 в январе и сезонным индексом W_2 составляет -0.75. Для временного хода месячных (и сезонных) индексов муссонной активности W_1, W_2 и W_3 характерна значительная межгодовая изменчивость на фоне волн большого периода порядка 30–40 лет (см. рис. 6).

Временной ход индекса муссонной активности W_1 в январе показывает отсутствие значимого векового тренда, но на отдельных участках временной оси можно отметить значимые локальные тренды. Например, для последних 30-ти лет для ИМА(W_1), как и для макромасштабного барического градиента, характерна тенденция уменьшения (-0.6/10 лет, $R^2=0.13$). Для векового хода зонального ИМА(W_2) имеет место значимый положительный тренд (0.1/10 лет, $R^2=0.12$), для вихревого ИМА(W_3) – отрицательный тренд (-0.2/10 лет, $R^2=0.18$), т.е. вековые изменения зонального и вихревого индексов происходят в противофазе.

Несмотря на то, что интенсивность муссона и его изменчивость в конкретном случае зависят от напряженности локального барического поля непосредственно над Японским морем и прилегающими районами континента и океана, коэффициенты корреляции между индексами W_1, W_2 и макромасштабным барическим градиентом остаются значимыми при 0.1%-ном уровне и составляют, соответственно, 0.32 и 0.44. Вихревой индекс W_3 зависит от макромасштабного градиента в большей степени, чем ИМА (W_1) и ИМА (W_2), причем связь обратная ($r=-0.55$).

ИМА(W_1) зависит от широтного положения алеутской депрессии – чем южнее располагается центр алеутской депрессии (при этом, чем меньше разность широт между центрами алеутской депрессии и азиатского антициклона), тем выше значения ИМА(W_1) (коэффициенты корреляции составляют -0.47 и -0.49, соответственно). Для сезонной величины ИМА(W_1) эти зависимости также сохраняются (коэффициенты корреляции при 0.1%-ном уровне значимости равны -0.52 и -0.54). Кроме того, рост ИМА (W_1) иногда совпадает с повышением давления в центре азиатского антициклона (коэффициент корреляции 0.33).

ИМА(W_2) и ИМА(W_3) в большей степени определяются интенсивностью алеутской депрессии, причем, углубление алеутской депрессии чаще сочетается с увеличением ИМА (W_2) и уменьшением ИМА (W_3) (коэффициенты корреляции составляют -0.40 и 0.60, соответственно).

Знаки $ИМА(W_2)$, $ИМА(W_3)$ и особенно $ИМА(W_1)$ тесно связаны с термическим фоном над Японским морем и его побережьем. Зимой холодная погода над морем определяется адвекцией воздушных масс с выхолаженного азиатского континента (причем, имеет место тенденция понижения температуры воздуха с увеличением скорости ветра [3]). Экстремально низкая температура воздуха наблюдается при интенсивном северо-западном переносе, когда на поле среднего ветра (см. рис. 3а) накладываются положительные величины $ИМА(W_1)$. Холодный воздух в этих случаях поступает непосредственно из центральной части азиатского антициклона. При этом, чем выше положительные значения $ИМА(W_1)$, тем ниже температура воздуха над Японским морем в целом и Приморским краем, Корейским полуостровом, в частности.

Коэффициенты корреляции между $ИМА(W_1)$ и рядами средней месячной температуры воздуха на станциях западного побережья, выбранными за весь имеющийся на каждой станции период (например, Пусан – с 1906 г., Владивосток – с 1930 г., Богополь – с 1900 г. и т.д.), варьируют от -0.30 до -0.65, увеличиваясь к югу. Коэффициент корреляции между средней месячной температурой воздуха над Южным Приморьем в целом (по данным GHCN) и $ИМА(W_1)$, рассчитанный нами за период 1899–1995 гг., в январе равен -0.39. Исключение составляет северо-восточная часть Японского моря (включая Татарский пролив и Сахалин), которая зимой оказывается под преобладающим влиянием периферии алеутской депрессии с ее тыловым переносом, берущим начало с морских акваторий [3]. При положительных значениях $ИМА(W_1)$ здесь отмечается рост температуры воздуха. Таким образом, при одних и тех же значениях меридионального индекса муссонной активности могут наблюдаться различные по знаку аномалии температуры воздуха над основной акваторией Японского моря и ее северной частью.

Отрицательные значения $ИМА(W_1)$ указывают на смещение в сторону Японского моря континентального умеренного воздуха с запада (с районов Монголии и Китая), который не намного теплее сибирского. Однако появлению отрицательных значений $ИМА(W_1)$ и усилению западного переноса может сопутствовать увеличение положительных значений $ИМА(W_2)$. При увеличении отрицательных значений $ИМА(W_1)$ и положительных $ИМА(W_2)$ происходит адвекция воздуха с морской акватории, что обуславливает повышение температуры воздуха над всем районом. Для Татарского пролива вклад $ИМА(W_2)$ незначителен. Положительные значения индекса $ИМА(W_3)$ связаны с адвекцией холодного воздуха с континента на северо-западную акваторию Японского моря и с океана – на северо-восточную. Таким образом, при различных сочетаниях $ИМА(W_1)$, $ИМА(W_2)$ и $ИМА(W_3)$ может наблюдаться неоднородность термического фона над исследуемой акваторией, что необходимо учитывать при оценке их совместного вклада в формирование поля температуры над различными районами Японского моря и побережья. Например, при увеличении положительного $ИМА(W_1)$ можно ожидать увеличение северо-западного переноса и адвекцию воздушных масс с низкой температурой воздуха из наиболее выхолаженной части азиатского континента. При сочетании с отрицательными $ИМА(W_2)$ может произойти смена направления выноса на северное или даже северо-восточное с адвекцией воздуха с морских акваторий.

Предлагаемые индексы муссонной активности, конечно, не являются универсальным критерием вследствие возможного эффекта взаимной компенсации при парном использовании. Но даже в предлагаемом варианте они

позволяют оценить климатическую изменчивость, связанную с динамикой атмосферных процессов. Кроме того, временные ряды индексов муссонной циркуляции дают возможность восстанавливать месячные поля ветра над морем и анализировать интенсивность муссона в том или ином году. В качестве примера на рис. 7, 8 приводятся аномалии поля ветра над Японским морем в январе 1995 г., рассчитанные по имеющимся модельным данным и восстановленные на основе ИМА.

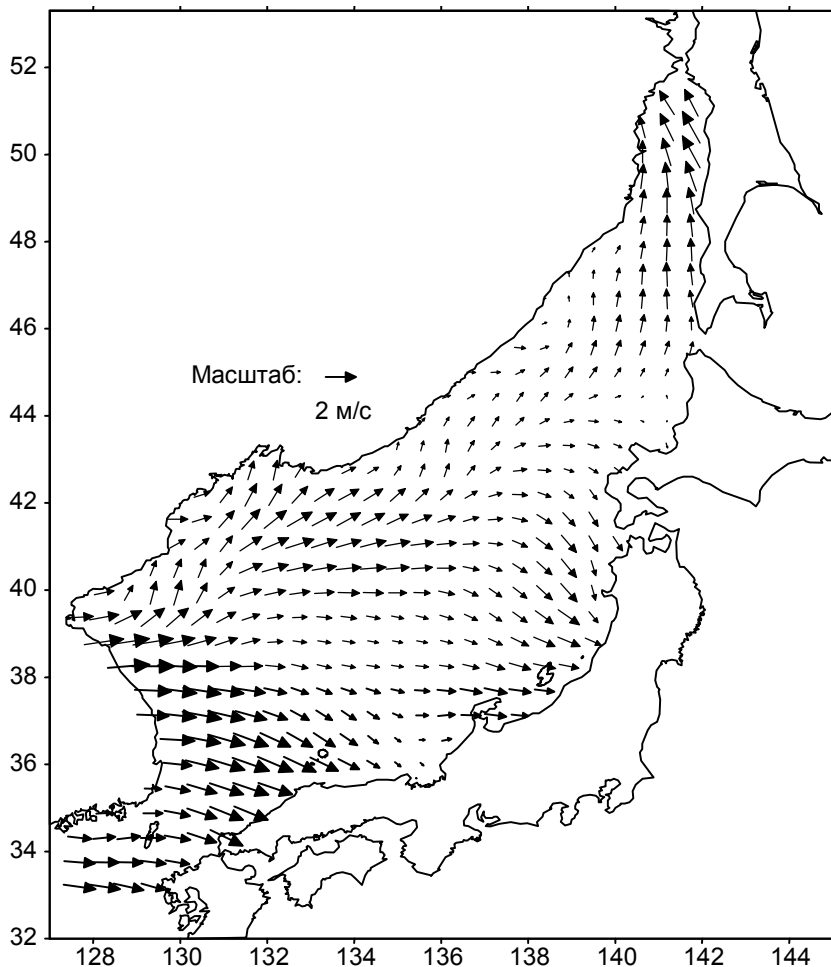


Рис. 7. Аномалии поля ветра над Японским морем в январе 1995 г. (поле рассчитано по модельным данным ECMWF)

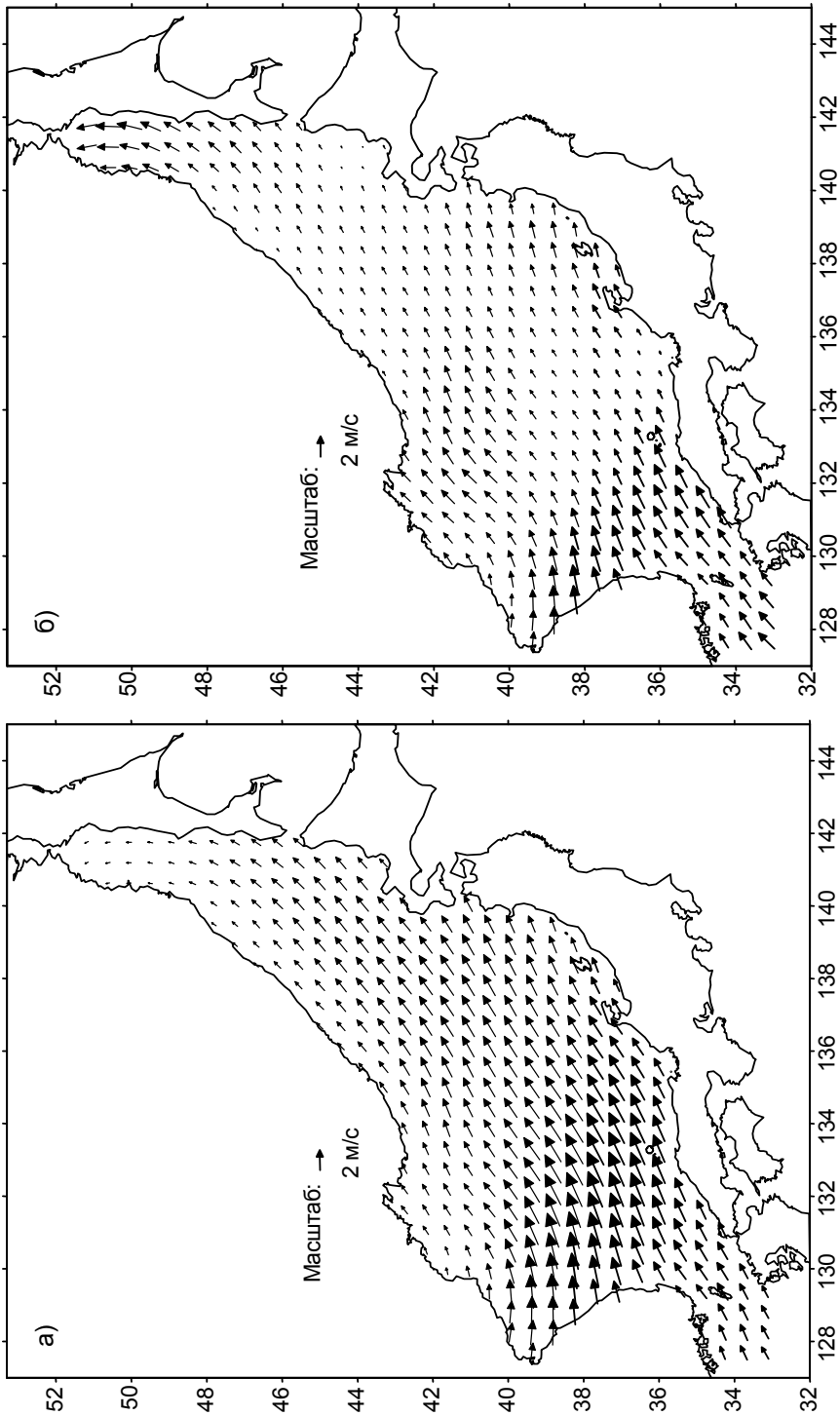


Рис. 8. Восстановленное по ИМА(W_2), ИМА(W_3), ИМА(W_1) и по ИМА(W_1), ИМА(W_2) поле аномалий ветра над Японским морем в январе 1995 г.

Восстановленные поля аномалий муссона над морем в отдельные годы могут иметь существенные отклонения от реальной картины, однако направленность отклонений от среднего поля, обусловленная вкладом меридионального, зонального и вихревого индекса муссонной активности, в целом рассчитывается удовлетворительно.

Коэффициенты корреляции между разностями давления в локальных очагах наибольшего влияния (см. рис. 5) и индексами муссонной активности составляют 0.93 для ИМА(W_1), 0.84 для ИМА(W_2) и -0.67 для ИМА(W_3).

Выводы

В многолетних вариациях макромасштабного зимнего барического градиента давления значимый вековой тренд не прослеживается. Однако для последних 20 лет имеет место тенденция уменьшения градиента (-1.5 гПа/ 10° долготы за 10 лет, $R^2=0.49$) на фоне некоторого сближения центров (-6° долготы за 10 лет) и уменьшения разности давления между ними (-17 гПа/10 лет).

При значимом положительном вековом тренде летнего макромасштабного барического градиента (0.04 гПа/ 10° долготы за 10 лет) на фоне волнового характера изменчивости в последние десятилетия происходит его уменьшение (-0.2 гПа/ 10° долготы за 10 лет, $R^2=0.92$).

Японское море попадает под влияние переходной зоны между морскими и континентальными ЦДА, которая ярко выражена зимой и летом. Однако зимние циркуляционные и термические условия Азиатско-Тихоокеанского региона благоприятствуют увеличению активности указанной зоны, выражающейся в увеличении макромасштабного барического градиента в среднем в 3–4 раза, и, как следствие, в более активном зимнем муссоне.

Анализ результатов разложения поля приводного ветра по ЕОФ над Японским морем показал, что первые три моды разложения определяют 63% общей изменчивости поля ветра в течение всего зимнего периода и около 70% в январе. Структура двух первых мод разложения поля ветра связана с изменчивостью интенсивности зимнего муссона. Структура третьей моды отражает вклад локальных синоптических процессов в формирование поля ветра (прохождение и развитие циклонов и антициклонов над морем).

Оценка вклада каждого типового поля изменчивости зимнего муссона в фактическое поле ветра в виде временных коэффициентов последовательно для ЕОФ-1 и ЕОФ-2, ЕОФ-3 и их связи с аномалиями барического поля позволила определить районы, где аномалии давления в наибольшей степени связаны с интенсивностью соответствующей компоненты изменчивости поля ветра. Изменение знака в центрах областей наиболее значимой корреляции приводит к изменению интенсивности муссона. Формирование преобладающего переноса воздушных масс над Японским морем в зимнее время определяется взаимодействием азиатского антициклона и алеутской депрессии, интенсивность же переноса зависит от локального распределения поля давления в районе моря и прилегающих областях.

Для оценки устойчивости типовых полей аномалий давления построены корреляционные поля временных коэффициентов типовых полей зимнего муссона с аномалиями давления. Характеристикой вклада данного типового корреляционного поля в текущее барическое поле являются индексы муссонной активности, представленные в виде временных коэффициентов разложения полей аномалий приземного давления за весь период по типовым

корреляционным полям. Основной вклад в муссонную активность вносят меридиональный и зональный индексы, описывающие около 54% общей изменчивости поля приводного ветра.

В последние 30 лет для меридионального и вихревого индексов, как и для макромасштабного барического градиента, заметна значимая тенденция уменьшения ($-0.6/10$ лет и $-0.2/10$ лет, соответственно), для зонального индекса – значимая тенденция роста ($0.1/10$ лет). Изменения зонального и вихревого индексов происходят в противофазе.

Интенсивность муссона и его изменчивость в конкретном случае зависят от напряженности локального барического поля непосредственно над Японским морем и прилегающими районами континента и океана. Коэффициенты корреляции между индексами W_1 , W_2 и разностью давления в локальных очагах влияния достигают 0.84–0.93. При этом связи зонального и меридионального индексов с макромасштабным барическим градиентом также значимы (0.32 и 0.44).

Индексы муссонной активности позволяют оценить климатическую изменчивость, связанную с динамикой атмосферных процессов и дают возможность восстанавливать месячные поля ветра над морем и анализировать интенсивность муссона в том или ином году

Авторы благодарят ДВНИГМИ и ВНИИГМИ-МЦД, а также Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды, Национальный центр атмосферных исследований США, Национальный центр климатических данных государственного университета Аризоны и Национальный центр Оук Риджа (США), за возможность работы с архивами данных, что позволило провести исследования. Авторы выражают признательность исследовательскому институту прикладной механики университета Кюсю Японии за предоставление возможности доступа к базам данных и вычислительным ресурсам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие: Центры действия атмосферы. Планетарная высотная фронтальная зона. Блокирующие антициклоны / Под ред. д.г.н. М. Х. Байдала, к.г.н. А. И. Неушкина. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1988. С. 3–27.
2. Хромов С. П. Муссоны, как географическая реальность // Изв. Всесоюзн. Географ. Общества. 1950. Т. 82. Вып. 3.
3. Chromow S. P. Die geographische Verbreitung der Monsune // Petermanns geogr. Mitt. 1957. № 101.
4. Dashko Nina, Varlavov Sergey, Han Young-Ho, Kim Young-Seup/ Peculiarity of the Far East Monsoon and Dependence of a Thermal Regime from Velocity and Direction of Air Masses Moving over the Japan and Okhotsk Seas // Proc. CREAMS'99 Int. Symp. 26–28 January 1999. Japan, Fukuoka: Kyushu University, 1999. 209–213 pp.
5. Peterson, Thomas C. and Russell S. Vose. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base // Bulletin of the American Meteorol. Soc. 1997. Vol. 78. 2837–2849 pp.
6. A. Supan. Statistik der unteren Luftströmungen, 1881.
7. The description of the ECMWF/WCRP level III. A global atmospheric data archive. 1995. – European Centre for Medium-Range weather Forecasts. –23 pp.
8. Trenberth K. E., and D. A. Paolino. The Northern Hemisphere sea level pressure data set: Trends errors and discontinuities // Mon. Wea. Rev. 1980. V. 108. P. 855–872.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРОВ ДЕЙСТВИЯ АТМОСФЕРЫ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА И ИХ ВКЛАД В ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА САХАЛИНА

Проблеме привлечения информации о центрах действия атмосферы (ЦДА) для целей долгосрочного прогноза погоды, а также поиску закономерностей между состоянием ЦДА и аномалиями погоды посвящено достаточно большое количество исследований [2, 4, 5, 8, 10–13, 16–20 и др.]. Еще в начале века зависимость летней температуры воздуха и осадков ряда станций европейской России от состояния сибирского антициклона зимой была выявлена С. Д. Грибоедовым [2]. Влияние ЦДА на погоду Европейской России отмечал Б. П. Мультановский [8].

Данное направление получило развитие в современных исследованиях. Косвенная информация о ЦДА (аномалии температуры на станциях, близких к ЦДА) используется для прогноза аномалий температуры воздуха на месяц [13]. В работе В. Д. Тарасенко и Р. А. Ягудина рассмотрено влияние тихоокеанской пары ЦДА [16] на формирование аномалий температуры воздуха в Западной Сибири и выявлено, что часто перед возникновением экстремально теплых месяцев оба центра располагаются западнее своего положения, а перед экстремально холодными – восточнее. В работе Н. А. Дашко, С. М. Варламова и др. [4] рассмотрены синоптико-статистические особенности ЦДА Азиатско-Тихоокеанского региона и особенности погоды на побережье Охотского моря. Многими японскими и китайскими учеными отмечается связь сезона бай-у (мей-у) с деятельностью и состоянием северотихоокеанского антициклона [17–20]. Несмотря на значительное количество работ, посвященных этой теме, она по-прежнему остается актуальной.

Целью настоящей работы является исследование изменчивости положения центров четырех ЦДА Азиатско-Тихоокеанского региона (северотихоокеанского антициклона, алеутской депрессии, зимнего азиатского антициклона, азиатской депрессии) и рассмотрение закономерностей в положении ЦДА за два сезона до экстремальных по температуре. Работа проводилась для сезонов второго естественно-синоптического района: первая половина зимы, вторая половина зимы, весна, лето, осень и предзимье [3]. В качестве исходных данных привлекались средние сезонные значения давления, широты и долготы ЦДА за период 1949–1990 гг. Средние сезонные значения были рассчитаны по средним месячным значениям параметров ЦДА, для выборки которых привлекались данные каталога параметров атмосферной циркуляции [6], а также, для их дополнения, средние месячные карты давления на уровне моря [14].

Отклонения параметров ЦДА от средних многолетних значений могут колебаться в широких пределах. Для количественной оценки аномалий ранее были предложены градации «норм» и аномалий [15]. Для каждого центра и для каждого параметра получились свои градации (табл. 1). Например, для северотихоокеанского антициклона смещение по широте от среднего многолетнего на 3.4° считается нормой, а смещение более чем на 3.5° считается

аномальным и т.д. В данной работе все аномальные удаления центров от среднего многолетнего положения рассматривались без их разделения на умеренные и значительные.

Таблица 1

Абсолютные значения норм, умеренных и значительных аномалий ЦДА северного полушария

ЦДА	Состояние	Давление, гПа	Широта, °	Долгота, °
Северотихоокеанский антициклон	Норма	0–2.2	0–3.4	0–9.8
	Аномалии	≥2.3	≥3.5	≥9.9
Алеутская депрессия	Норма	0–3.8	0–2.8	0–12.6
	Аномалии	≥3.9	≥2.9	≥12.7
Азиатский антициклон	Норма	0–4.2	0–3.2	0–5.9
	Аномалии	≥4.3	≥3.3	≥6.0
Азиатская депрессия	Норма	0–1.5	0–2.6	0–4.2
	Аномалии	≥1.6	≥2.7	≥4.3

Опираясь на полученные градации, была разработана типизация положения ЦДА. Поскольку смещение центров носит эллипсоидальный характер [1], для каждого центра был выделен эллипс нормального положения (рис. 1) [7], который рассчитывался с учетом «норм» широты и долготы каждого центра (табл. 1). Все ситуации, при которых ЦДА располагался внутри выделенного эллипса, далее принимались за положение «норма». Если положение центра было вне эллипса нормального положения, согласно данным табл. 1, то такая ситуация принималась как аномальное положение ЦДА. Для того, чтобы определить, в какую сторону было смещение центра, рассчитывался угол (θ)

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{\Delta \lambda}{\Delta \varphi}, \quad (1)$$

где $\Delta \lambda$ и $\Delta \varphi$ – отклонения долготы и широты от среднего многолетнего значения.

В результате все положения ЦДА были представлены пятью типами: «норма» и четыре типа аномального удаления от среднего многолетнего – смещение в восточном направлении, северном, западном и южном.

На следующем этапе была рассмотрена повторяемость каждого типа положения ЦДА по сезонам.

Северотихоокеанский антициклон. Для всех сезонов наибольшая повторяемость отмечается для положения «норма» (табл. 2). Наиболее часто положение «норма» для центра северотихоокеанского антициклона встречается летом (85%), наименее – в предзимье (34%). Восточные и западные положения центра наиболее часто встречаются в холодное время года (предзимье – вторая половина зимы). В течение года повторяемость восточных и западных положений приблизительно равна, за исключением лета, когда преобладает восточное положение центра, и осени, когда отмечается преобладание

западного положения. Из всех сезонов года наиболее часто северное положение отмечается в первую и вторую половину зимы. Повторяемость южного положения в эти сезоны довольно мала. Весной и осенью повторяемость южного положения в два раза превышает повторяемость северного.

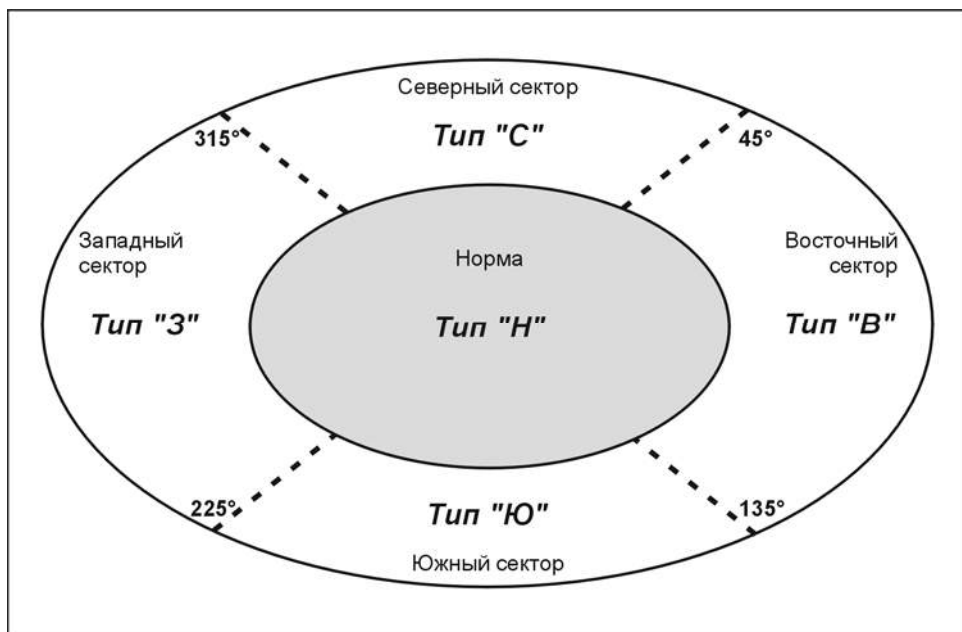


Рис.1. Схема типизации местоположения ЦДА

Алеутская депрессия. Для центра алеутской депрессии положение «норма» отмечается реже, чем для северо-тихоокеанского антициклона. Наибольшая повторяемость положения «норма» приходится на осень, а наименьшая – на лето (табл. 2). В первую половину зимы и весной повторяемость восточного положения превышает повторяемость западного, а для лета-предзимья характерно преобладание повторяемости западного положения по сравнению с восточным. Распределение повторяемостей северного и южного положения по сезонам неравномерно. Если в первую половину зимы и летом отмечается преобладание южного положения ЦДА над северным, то для второй половины зимы и весны южных положений не отмечалось за весь исследуемый период. Представляет интерес предзимье, для которого не отмечается ни северных ни южных положений.

Азиатский антициклон. Положение «норма» для центра азиатского антициклона наиболее часто повторяется в первую половину зимы и осенью, реже всего – летом (табл. 2). Преобладание восточного положения над западным отмечается во вторую половину зимы, летом и в предзимье. Для весны и осени характерна обратная картина. Практически во все сезоны повторяемость южного положения преобладает над северным, за исключением второй половины зимы, когда центр не смещается к югу. Примечательно, что в этом сезоне аналогичная картина отмечается и для другого ЦДА, активного в

зимнее время, – алеутской депрессии. В предзимье не отмечается северного положения центра. Интерес представляет первая половина зимы, для которой с одинаковой повторяемостью встречаются все положения, кроме северного.

Азиатская депрессия. Для азиатской депрессии наибольшая повторяемость положения «норма» приходится на весну и лето, а наименьшая отмечается в предзимье (табл. 2). Во вторую половину зимы и летом заметно увеличение восточного положения, по сравнению с западным, а для весны, осени и в предзимье характерна обратная картина. Кроме того, весной повторяемость западного положения более чем в три раза превышает повторяемость восточного. Для азиатской депрессии, по сравнению со всеми остальными ЦДА, во вторую половину зимы и в предзимье характерно увеличение северного и южного положений, причем, во вторую половину зимы южное положение преобладает над северным. Весной и осенью повторяемости северного и южного положений уменьшаются и их величины близки между собой. Летом южные положения за весь исследуемый период лет не отмечались. В предзимье характерно преобладание повторяемости северного положения над южным.

Таблица 2

Повторяемость типов положения ЦДА (%) по сезонам

Тип	Сезон					
	первая половина зимы	вторая половина зимы	весна	лето	осень	предзимье
Северотихоокеанский антициклон						
Н	51	51	61	85	63	34
В	21	19	16	9	9	28
С	7	7	2	2	4	5
З	19	19	14	2	14	28
Ю	2	4	7	2	10	5
Алеутская депрессия						
Н	42	50	40	27	56	47
В	22	24	31	24	14	25
С	6	2	5	6	9	0
З	16	24	24	29	16	28
Ю	14	0	0	14	5	0
Азиатский антициклон						
Н	71	65	44	35	70	50
В	9	14	23	29	2	28
С	2	12	2	7	7	0
З	9	9	26	19	9	17
Ю	9	0	5	10	12	5
Азиатская депрессия						
Н	–	33	73	65	36	17
В	–	14	4	16	25	24
С	–	19	5	7	4	18
З	–	10	14	12	31	27
Ю	–	24	4	0	4	14

Для исследования влияния положения ЦДА на температурный режим Сахалина рассматривалась двумерная повторяемость типов положения ЦДА и средних сезонных аномалий температуры воздуха (Δt) восьми станций о. Сахалин (табл. 3). Использовалось деление аномалий температуры воздуха, согласно Наставлению по службе прогнозов [9]. Аномалии температуры воздуха в пределах $0 - \pm 1.0$ °С считались нормой, в пределах $1.1 - 2.9$ °С ($-1.1 - -2.9$ °С) – умеренной положительной (отрицательной) аномалией и аномалии температуры воздуха выше 3.0 °С (ниже -3.0 °С) – значительной положительной (отрицательной) аномалией. Для прогностических целей рассматривалось предварительное положение ЦДА с заблаговременностью за два сезона до исследуемого (т.е. бралось положение центра осенью – Δt первой половины зимы; положение центра в предзимье – Δt второй половины зимы, и т.д.). Наибольшее внимание уделено анализу совпадений аномальных положений ЦДА и сезонных аномалий температуры воздуха.

Таблица 3

Список станций, используемых для исследования

№	Название станции
1.	Тымовское
2.	Оха
3.	Погиби
4.	Александровск-Сахалинский
5.	Поронайск
6.	Холмск
7.	Корсаков
8.	Углегорск

Первоначально станции были разделены на северный и южный районы [13], однако, проведенный анализ показал в большинстве случаев идентичность двумерных повторяемостей для обоих районов.

Результаты позволили выявить некоторые особенности расположения ЦДА за два сезона до аномального по температуре.

Для центра северо-тихоокеанского антициклона такой особенностью является то, что при его северном положении осенью – в первую половину зимы для станций Сахалина, в большинстве случаев, характерны отрицательные Δt (рис. 2). Восточному положению этого центра в предзимье также в большинстве случаев соответствуют отрицательные Δt во второй половине зимы. Каких-либо закономерностей для остальных сезонов выделить не удалось, однако, можно отметить, что при всех аномальных типах положения ЦДА, кроме восточного, летом – осенью на станциях Сахалина отмечаются только нормы температуры воздуха.

Для центра алеутской депрессии восточному типу положения в предзимье, в большинстве случаев, соответствуют отрицательные аномалии во второй половине зимы (рис. 2). Кроме того, северное положение центра алеутской депрессии во второй половине зимы совпадает только с нормами Δt летом (рис. 2).

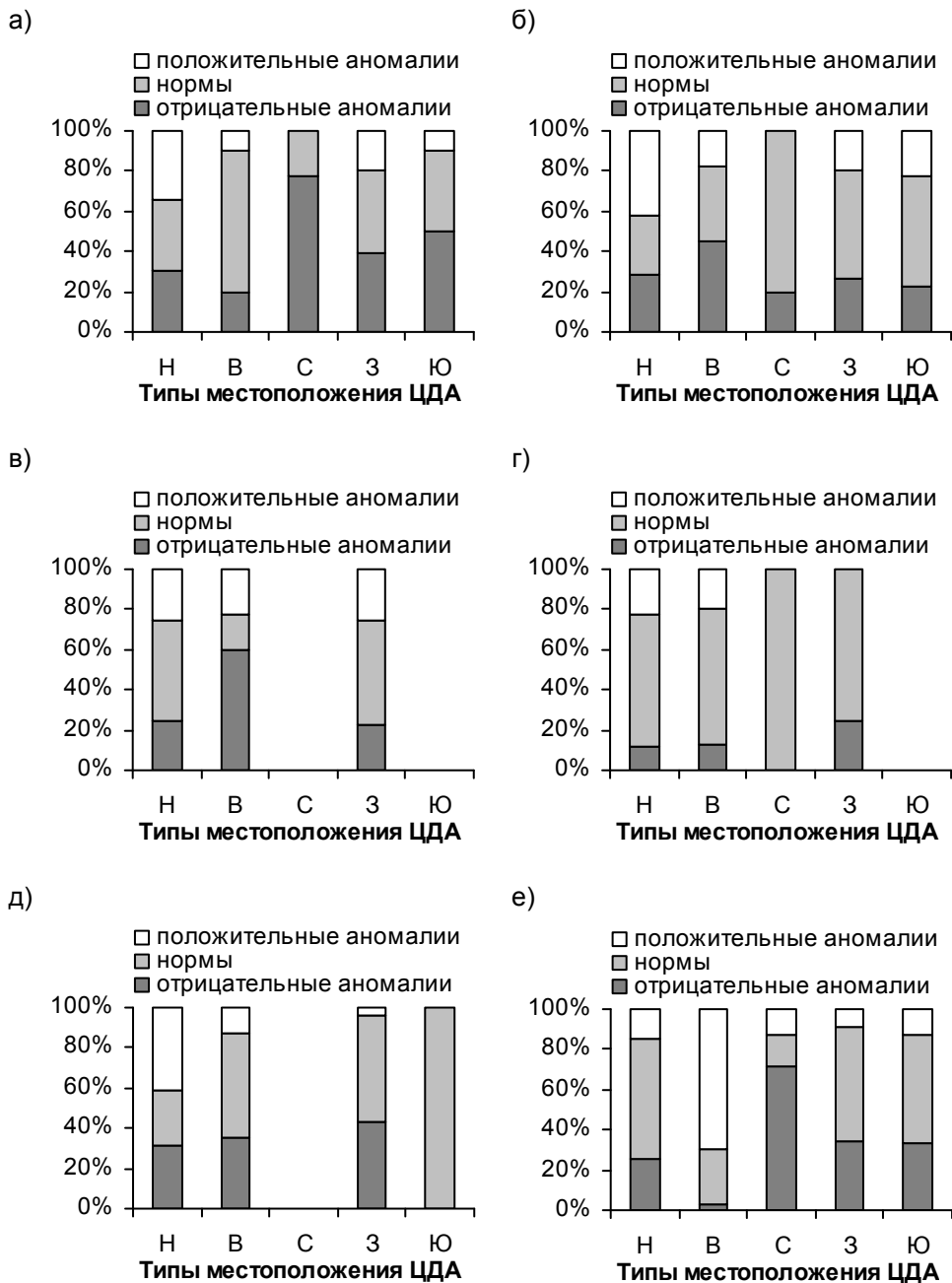


Рис. 2. Зависимости аномалий температуры воздуха на станциях Сахалина от местоположения ЦДА: (а) северотихоокеанский антициклон осенью – Δt 1-ая половина зимы, (б) северотихоокеанский антициклон в предзимье – Δt 2-ая половина зимы, (в) алеутская депрессия в предзимье – Δt 2-ая половина зимы, (г) алеутская депрессия 2-ая половина зимы – Δt лето, (д) азиатский антициклон в предзимье – Δt 2-ая половина зимы, (е) азиатская депрессия в предзимье – Δt 2-ая половина зимы

Положение центра азиатского антициклона осенью на востоке совпадает с появлением только отрицательных Δt в первую половину зимы. При южном положении центра в предзимье во вторую половину зимы отмечаются только нормы Δt (рис. 2). Аналогичная ситуация отмечается между северным положением центра в первую половину зимы и Δt летом.

Для азиатской депрессии особенностью является то, что все ее южные положения осенью совпадают либо с положительными Δt , либо с нормой Δt в первую половину зимы. При северном положении центра в предзимье во вторую половину зимы преобладают отрицательные Δt (рис. 2), а при восточном – положительные Δt .

Обобщая вышесказанное, можно отметить, что повторяемость типов положения ЦДА значительно варьирует от сезона к сезону. В отдельные сезоны некоторые типы положения центров практически не встречаются. Из всех рассматриваемых ЦДА наибольшая повторяемость положения «норма» (тип «Н») отмечается для северотихоокеанского антициклона летом, наименьшая – для азиатской депрессии во вторую половину зимы. Что касается связей положения центров с аномалиями температуры воздуха на станциях побережья Сахалина, то можно отметить, что наиболее информативным является положение центров осенью, в предзимье и во вторую половину зимы. Обращает на себя внимание то, что при восточном положении (тип «В») океанической пары ЦДА (северотихоокеанского антициклона и алеутской депрессии) в предзимье, во вторую половину зимы на станциях Сахалина в большинстве случаев отмечаются отрицательные Δt . Полученные результаты могут использоваться для повышения эффективности долгосрочных прогнозов погоды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аласова Е. Г. О характеристиках местоположения ЦДА // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1979. Вып. 58. С. 89–98.
2. Грибоедов С. Д. Замкнутые периодические циклы в деятельности сибирского антициклона // Геофизический сборник. 1913. Томъ III. Выпускъ 3.
3. Гирс А. А., Кондратович К. В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1978. –344 с.
4. Дашко Н. А., Варламов С. М., Хан Е. Х., Ким Е. С. Центры действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона и летние особенности погоды на побережье Японского и Охотского морей // Метеорология и гидрология. 1997. № 9. С. 14–23.
5. Жилиев Ф. Г. Сезонная структура азиатского антициклона и погода в Казахстане // Труды КазНИГМИ. 1966. Вып. 25. С. 79–90.
6. Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие: Центры действия атмосферы. Планетарная высотная фронтальная зона. Блокирующие антициклоны / Под ред. д.г.н. М. Х. Байдала, к.г.н. А. И. Неушкина. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1988. С. 3–27.
7. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. М.: Наука, 1977. –832 с.
8. Мультиановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. 1. Засухи. // Геофизический сборник. 1915. Т. 2. Вып. 3. С. 25–34.
9. Наставление по службе прогнозов. Раздел 2. Служба метеорологических прогнозов. М.: Гидрометеиздат, 1986. Ч. VI. –28 с.

-
-
10. Переведенцев Ю. П., Исмагилов Н. В., Шанталинский К. М. Центры действия атмосферы и их взаимодействие с макроциркуляционными процессами северного полушария // Метеорология и гидрология. 1993. № 3. С. 43–51.
 11. Руководство по долгосрочным прогнозам погоды на 3–10 дней. М.: Гидрометеиздат, 1968. Т. 1. –328 с.
 12. Руководство по месячным прогнозам погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1972. –364 с.
 13. Свиных Г. В. Синоптико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды на Дальнем Востоке // Труды ДВНИГМИ. 1977. Вып. 65. –168 с.
 14. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. 1960–1989. Ч. I–III.
 15. Смолянкина Т. В. Аномалии интенсивности и географического положения центров действия атмосферы северного полушария // Региональные вопросы гидрометеорологии и охраны атмосферы. Владивосток: Дальневосточный государственный университет, 1999. Вып. 10. (в печати).
 16. Тарасенко В. Д., Ягудин Р. А. О влиянии тихоокеанских ЦДА на формирование аномалий температуры воздуха в Западной Сибири // Труды ЗапСибНИГМИ. 1982. Вып. 54. С. 20–27.
 17. Kurihara Koichi A climatological study on the relationship between the Japanese summer weather and subtropical high in western North Pacific // The Geophysical Magazine. 1989. 43. № 2. P. 45–60, 100–104 (англ.).
 18. Misumi R. Variations of large-scale characteristics associated with the Increment of Baiu precipitation around 1950 // Journal of Meteorological Society of Japan. 1994. 72. № 1. P. 107–121 (англ.).
 19. Murata Akihiko Regionality and periodicity observed in rainfall variations of the Baiu over Japan // J. Climatol. 1990. 10. № 6. P. 627–630 (англ.).
 20. Niomiya Kozo, Akiyama Takako Multi-scales features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia // Journal of Meteorological Society of Japan. 1992. 70. № 1. P. 467–495 (англ.).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСОБО ОПАСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОЛОЛЕДА НА ПОБЕРЕЖЬЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

Гололедно-изморозевые отложения относятся к разряду погодных явлений, которые в значительной степени влияют на механическую прочность строительных объектов, в первую очередь – воздушных линий связи и электропередачи (ВЛ), различных ветроэнергетических и гидротехнических сооружений, возводимых вблизи побережий.

Настоящая работа является обобщением результатов изучения синоптических условий образования гололедных отложений на побережье Охотского моря. Подобная информация является одним из основных средств подготовки разного рода методических рекомендаций и руководств, необходимых для обеспечения изыскательских работ на побережье и в прибрежной зоне.

На побережье Охотского моря предельные климатические нагрузки создаются отложениями гололеда, обледенелого мокрого снега, зернистой изморози и тяжелых смесей [3, 4, 5, 8, 12]. Перечисленные виды отложений представляют опасность уже при их образовании (независимо от диаметра), а после прекращения образования (в стадии сохранения) отложения становятся особо опасными при достижении достаточно большого размера. Согласно положению о сборе сведений и порядке предупреждений об особо опасных гидрометеорологических явлениях, особо опасными случаями гололедно-изморозевых явлений являются: гололед при отложении льда на ВЛ диаметром 20 мм и более, отложения мокрого снега и сложные отложения диаметром 35 мм и более.

Как показано в работах [5, 6, 13 и др.], синоптические условия для этих видов отложений весьма сходны. Поэтому в настоящей работе типизация синоптических процессов производилась без дифференциации гололедных явлений, которые для удобства анализа были объединены под общим названием «гололед».

Причины возникновения обледенения чрезвычайно многообразны. Практически, обледенение можно ожидать при любой синоптической обстановке, если при этом удовлетворяются определенные метеорологические условия. Однако, разграничивая виды обледенения по характеру процессов их образования, можно выделить среди общего многообразия наиболее типичные синоптические ситуации, определяющие процесс формирования гололеда.

Известно, что преобладающее число случаев гололедно-изморозевых образований наблюдается в циклонических областях (независимо от их принадлежности к фронтальному или внутримассовому типу) [1, 5, 6, 11, 13]. В связи с этим, при исследовании процессов, приводящих к явлениям наземного обледенения, основное внимание обращалось на характеристики циклонов, в частности, на районы их зарождения и траектории перемещения.

Сборные карты траекторий циклонов составлялись от момента зарождения циклона до момента возникновения гололедного явления. За начало траектории принимался район зарождения циклона, за окончание – его положение во время появления рассматриваемого опасного явления погоды. Типовые траектории циклонов в весенний и осенне-зимний периоды построены путем обобщения 152 индивидуальных траекторий. Выполненные ранее работы Н. К. Гаголки для

Хабаровского края [6] и Е. П. Бородиной для Камчатки [5] позволили произвести общую классификацию циклонов, при которых происходят опасные отложения гололеда на побережье Охотского моря, по траекториям их перемещения в холодное полугодие. Всего выделено пять типов траекторий циклонов.

К типу I отнесены северо-западные циклоны (рис. 1).

Весной подтип Ia определяется северо-западными «ныряющими» циклонами, пути которых, в основном, лежат севернее 65° с.ш. [2]. Циклоны, следующие этим путем, выходят на территорию Восточной Сибири в низовьях Енисея и перемещаются до северной половины Верхоянского хребта. В момент возникновения гололедного явления циклоны располагаются в районе $136\text{--}142^{\circ}$ в.д. и $55\text{--}58^{\circ}$ с.ш. Циклоны подтипа Ib зарождаются над районами Байкала и прилегающими к нему районами Якутии, Читинской и Иркутской областей. За сутки до возникновения гололедных явлений циклоны указанного подтипа располагаются в районе среднего течения р. Амур и над северными районами Маньчжурии. Их воздействие на северо-восточное и восточное побережье Сахалина начинается с момента, когда они находятся над северными и центральными районами Приморского края, восточными районами Хабаровского края, над южными районами Охотского моря. В целом, повторяемость северо-западных циклонов невысокая (5%).

В тип II объединены западные циклоны, траектории которых пролегают с запада на восток севернее 50° с.ш. Весной циклоны подтипа IIa, в большинстве случаев, выходят с бассейна Оби [2]. Появление гололедных отложений наблюдается при отклонении их траекторий от основного направления к юго-востоку, к бассейну Амура. В результате этого создаются благоприятные условия для формирования гололеда на побережье Хабаровского края от Чумикана до Николаевска-на-Амуре, а также на северном и северо-восточном побережье Сахалина. Циклоны подтипа IIб зарождаются в районе Байкала от 95° до 115° в.д. и от 45° до 55° с.ш. За сутки до возникновения гололедных явлений на побережье Охотского моря они располагаются над центральными районами Амура и над северными районами Маньчжурии, прилегающими к Амуру. Географическая локализация циклонов этого типа в период образования отложений довольно разнообразна. Обычно они располагаются над районом, ограниченным координатами $134\text{--}150^{\circ}$ в.д. и 47° до 57° с.ш., который включает в себя восточную часть Хабаровского края, Татарский пролив, северное и восточное побережье Сахалина.

В зимние месяцы циклоны второй группы, также как и циклоны типа I, представляют редкое явление и наблюдаются не каждый год.

К типу III, аналогично типу II, отнесены западные циклоны. Отличительной особенностью рассматриваемого типа является прохождение их траекторий в весенний период значительно южнее, вблизи $43\text{--}45^{\circ}$ с.ш. Зарождаются эти циклоны юго-западнее Улан-Батора в зоне $95\text{--}110^{\circ}$ с.ш., откуда смещаются к востоку, к южным оконечностям Сахалина и Камчатки. В период воздействия на южные районы Сахалина, Курильские острова, юго-западные районы Камчатки они располагаются над югом Татарского пролива, Курильских островов или над юго-западными районами Охотского моря (рис. 1а). Преобладающая часть циклонов, отнесенных к третьей группе, смещается от Большого Хингана через средний Амур в сторону северного и западного побережья Охотского моря, вызывая гололедные отложения в этих районах (рис. 1б).

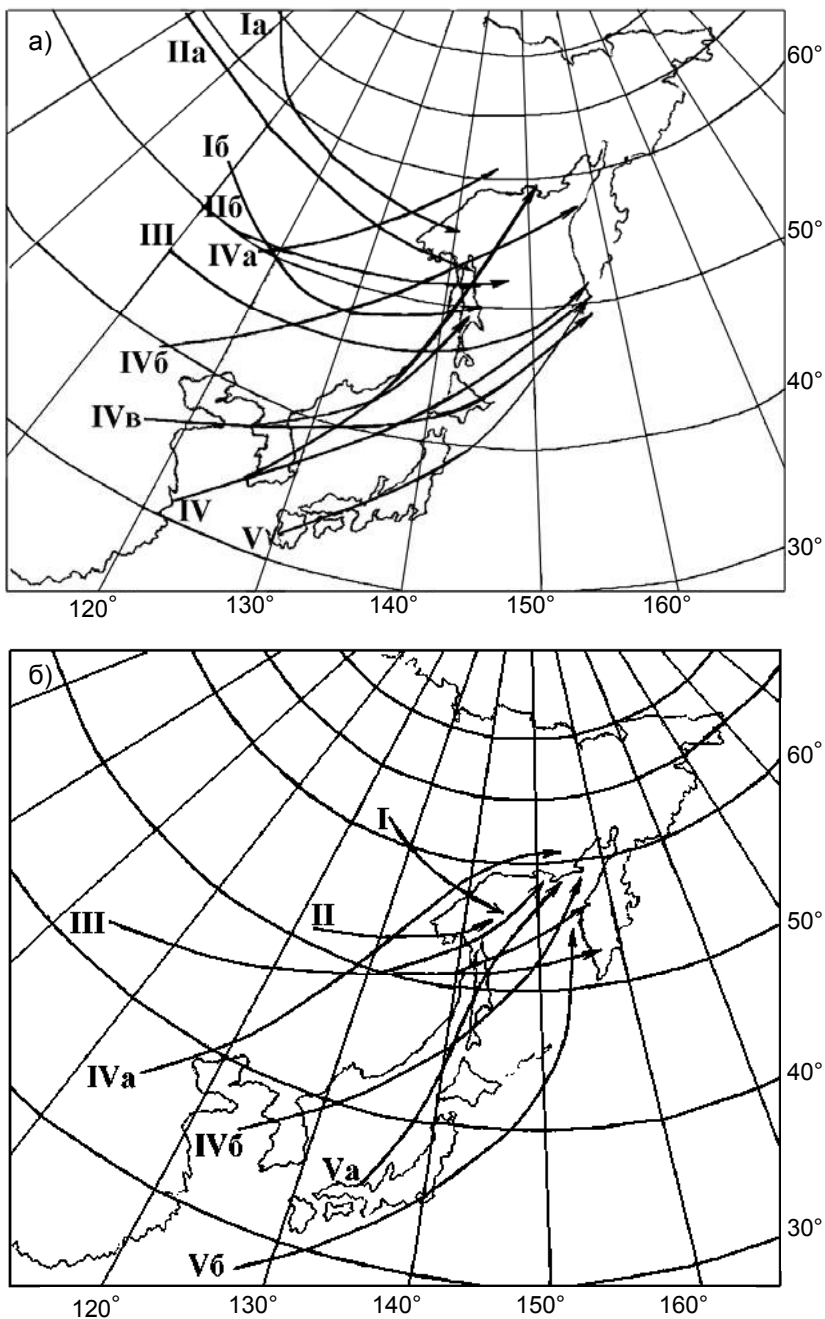


Рис. 1. Типовые траектории циклонов, обуславливающих отложения гололеда на побережье Охотского моря в периоды а) март-май; б) октябрь-февраль

Западные траектории циклонов (циклоны типов II и III) имеют наибольшую повторяемость – 68%.

К четвертому типу траекторий (16%) отнесены юго-западные циклоны. Они формируются над довольно обширной территорией, ограниченной координатами 105°–120° в.д. и 30°–40° с.ш., а также над Желтым морем. Отсюда они смещаются в северо-восточном направлении над Кореей, Японским морем в сторону Татарского пролива или Курильских островов и, в дальнейшем, выходят на северное, северо-западное или юго-восточное побережья Охотского моря. В весенний период исключение составляют циклоны подтипа IVa (рис. 1а). Их траектории направлены с районов внутренней Монголии к верховью Амура, северо-западному и северному побережью Охотского моря. При этом гололедные отложения могут отмечаться на береговых станциях Магаданской области и Хабаровского края. Наибольшая повторяемость циклонов типа IV наблюдается в декабре, когда ось высотной ложбины располагается вдоль западного побережья Охотского моря.

К типу V отнесены южные циклоны. Их повторяемость составляет 11% от всех типов циклонов, обуславливающих гололедные отложения на побережье Охотского моря. Места их зарождения служат Восточно-Китайское море и южная оконечность Японских островов. Траектории циклонов пролегают в северо-восточном направлении со значительной меридиональной составляющей (рис. 1а). Воздействие циклонов подтипа Va на северо-западное побережье Охотского моря в зимний сезон проявляется при расположении их севернее 55° (рис. 1б). Циклоны подтипа Vb перемещаются восточнее Японских островов, меняя свою траекторию на меридиональную севернее 45°, после чего следуют вдоль западного побережья Камчатки на север, где постепенно заполняются. Наибольшее число циклонов, отнесенных к пятому типу, отмечается в январе-феврале, когда дальневосточная высотная ложбина располагается юго-восточнее своего среднего положения, и меридиональность термобарического поля тропосферы над Дальним Востоком особенно велика [10].

Образование гололедных отложений может происходить и под воздействием антициклонических атмосферных полей. На западном побережье они отмечаются в апреле при формировании антициклона над Охотским морем. По его западной периферии происходит вынос близкого к насыщению морского воздуха, формирующего в указанном районе прохладную и сырую погоду с частыми туманами и низкой слоистой облачностью. Как отмечается в [5], возникновение гололеда на восточном побережье Охотского моря происходит при аналогичных условиях, когда в нижней тропосфере над западной частью Камчатки, Охотским морем, Приморским и Хабаровским краями отмечается гребень тепла, а над восточной частью Камчатки и Беринговым морем – ложбина холода. Непосредственной причиной появления гололеда являются осадки, выпадающие преимущественно в виде мороси. Возникающий в таких условиях гололед бывает слабым и непродолжительным, днем, в связи с прогреванием воздуха до 4–5 °С, отложения исчезают.

Наиболее интенсивные отложения гололеда на побережье, как правило, образуются под воздействием циклонической деятельности в атмосфере над Охотским морем, особенно в период с марта по май [3, 5, 6, 12]. При исследовании процессов, приводящих к явлениям наземного обледенения в весенний период, основное внимание уделялось характеристикам циклонов: ходу

давления в центрах циклонов, продолжительности их существования и интенсивности гололедных отложений при различных траекториях циклонов.

В процессе своего развития циклоны типа I существенно не меняют своей интенсивности. В большинстве случаев давление в центрах колеблется в пределах 1000–1005 гПа и в течение всего периода их развития постепенно падает от момента зарождения циклона до момента возникновения опасного явления. Иногда, начиная с момента угрозы появления гололеда, падение давления сменяется ростом, или ход его выравнивается (табл. 1).

Продолжительность существования циклонов первого типа не превышает четырех суток, но чаще всего (62%) они развиваются в течение 2–3 суток (табл. 2). Интенсивность гололедных отложений при этом типе в 100% случаев не превышает 0.2 кг/пог. м (табл. 3).

Таблица 1

Ход давления в центре циклонов различных типов в течение периода их существования, %

Тип траекторий	Ход давления							
	падение	падение затем рост	падение затем ровный ход	ровный ход	рост	рост, затем ровный ход	рост, затем падение	ровный ход, затем рост
I	24	30	8	15			15	8
II	33	33	7	8	8	4	7	
III	14	14	14	14	30		14	
IV	66	8	8	2	8		8	
V	43	19	19	19				

Таблица 2

Продолжительность существования циклонов различных типов, %

Тип траекторий	Сутки								Средняя
	1	2	3	4	5	6	7	8	
I	8	38	24	30					2.8
II	8	30	31	23	2	2	2	2	3.0
III	14	7	44	14	14	7			3.2
IV	3	29	29	29	10				3.2
V		44	32	12	12				3.2

Таблица 3

Повторяемость массы отложений гололеда при определенных типах циклонов, %

Тип траекторий	Масса отложений гололеда, кг/пог. м					
	0.1–0.2	0.21–0.4	0.41–0.6	0.61–0.8	0.81–1.0	более 1.0
I	100					
II	55	30	5			10
III	36	14	26	12	12	
IV	40	16	9	26	9	
V	66	34				

Интенсивность циклонов второго типа в районе зарождения, как правило, слабая. В 66% случаев давление в центре циклонов меняется от 1000 до 1010 гПа. В районе угрозы появления гололеда преобладают циклоны с давлением в центре 990–1005 гПа. Из них 46% обладают давлением в центре 995–1000 гПа. В период возникновения опасных явлений интенсивность циклонов существенно не меняется. Временной ход атмосферного давления на протяжении всего периода развития циклонов этого типа может иметь различный характер. В 33% случаев отмечается падение давления. В 40% случаев падение давления может сменяться ростом, либо оставаться неизменным начиная с момента угрозы возникновения гололеда. В остальных 27% случаях, напротив, ровный ход давления сменяется слабым ростом (табл. 1). Развитие циклонов этого типа происходит в течение более продолжительного периода, чем при первом типе. В 84% случаев интервал времени с момента возникновения циклона до появления гололедных отложений составляет 2–4 суток, а в отдельных случаях достигает 8 суток (табл. 2). Циклоны типа II более интенсивны, чем циклоны первого типа. Масса гололедных отложений в 55% случаев не превышает 0.2 кг/пог. м, хотя иногда может доходить до 1 кг/пог. м (табл. 3).

Давление в центре циклонов третьего типа в 42% случаев понижается в течение периода развития, а в 58% существенно не меняется или слабо растет. Средняя продолжительность периода существования циклонов этого типа – 3.2 суток, максимальная – 6 суток, чаще (72%) циклоны развиваются в течение 3–5 суток (табл. 2). Интенсивность отложений гололеда несколько больше, чем при циклонах типа II. Повторяемость нагрузок до 0.2 кг/ пог. м составляют 36% , до 0.4 кг/ пог. м – 14%, а свыше 0.6 кг/пог. м – 24%.

Давление в центре преобладающего большинства циклонов типа IV в течение всего периода их развития понижается, и только в 18% случаев оно имеет ровный ход или медленно растет. Средняя продолжительность периода развития циклонов этого типа аналогична типу III и составляет 3.2 суток. В большинстве случаев циклоны развиваются в течение 2–4 суток, максимальная продолжительность этого периода не превышает 5 суток. Прохождение циклонов указанного типа обуславливает интенсивные отложения гололеда на побережье Охотского моря. В 40% всех случаев величина нагрузки на погонный метр не превышает 0.2 кг, относительно часто (16% случаев) величина нагрузки на погонный метр варьирует в диапазоне 0.21–0.4 кг, в 44% случаев превышает 0.4 кг/пог. м (табл. 3).

Ход давления в центре циклонов пятого типа в течение периода их развития разнообразный. Наиболее часто (43% случаев) происходит падение давления, в 38% случаев оно падает от момента зарождения до момента угрозы возникновения гололедных явлений, после чего растет или сохраняет ровный ход (табл. 1). Продолжительность существования циклонов этого типа составляет 2–3 суток (76% случаев), реже (24% случаев) циклоны развиваются в течение 4–5 суток. Интенсивные отложения гололеда не превышают 0.4 кг/пог. м.

Вследствие того, что образование гололеда обусловлено выпадением переохлажденных осадков, связанных с определенными атмосферными процессами, целесообразно рассмотреть состояние нижнего 5-ти километрового слоя атмосферы в период формирования отложений льда. Для изучения аэрологических условий образования гололеда были проанализированы случаи с гололедом и обледенелым мокрым снегом на станциях Поронайск и Южно-

Сахалинск. При этом рассматривались случаи обледенения либо непосредственно в пункте зондирования, либо в радиусе 100 км, в сроки ± 3 часа от времени зондирования. Результаты настоящих исследований сравнивались с результатами, полученными Н. К. Гаголкой для Хабаровского края [7].

Налипание гололедных отложений возникает при адвекции тепла в нижней половине тропосферы, вследствие чего в нижнем слое толщиной 1.5 км наблюдаются инверсия, изотермия или пониженные значения вертикальных градиентов температуры ($\gamma=0.2$ °/100 м).

Выявлено, что инверсия или изотермия в 89% случаев наблюдались при гололеде, в 66% – при обледенелом мокром снеге. По данным Н. К. Гаголки, для станций Хабаровского края эти цифры равны 83 и 63%, соответственно. При этом значительная часть задерживающих слоев (40%) начиналась от поверхности земли. Основные характеристики инверсий представлены в табл. 4.

Таблица 4

Характеристики инверсий в дни с гололедом, обледенелым мокрым снегом

Вид отложения	Характеристика	Высота, км		Температура, °С		γ в слое, °/100 м
		нижняя граница	верхняя граница	на нижней границе	на верхней границе	
<i>Поронайск</i>						
Гололед	сред.	0.34	0.87	-2.7	1.1	-1.39
	миним.	0	0.32	-8.0	-5.8	-0.27
	максим.	1.73	1.87	1.2	7.5	-2.81
Мокрый снег	сред.	0.99	1.26	-4.9	-3.7	-0.83
	миним.	0	0.10	-11.0	-9.3	-0.18
	максим.	2.45	2.67	0.2	2.4	2.91
<i>Южно-Сахалинск</i>						
Гололед	сред.	0.48	0.83	-2.9	-0.2	-1.26
	миним.	0	0.12	-6.8	-3.8	-0.40
	максим.	1.55	1.76	0.4	7.0	-3.80
Мокрый снег	сред.	1.16	1.44	-6.3	-6.0	-0.49
	миним.	0	0.18	-15.5	-14.5	-0.19
	максим.	2.34	2.64	1.0	2.1	-2.34
<i>Хабаровский край [7]</i>						
Гололед	сред.	0.41	0.99	-3.2	1.3	-1.0
	миним.	0	0.12	-15.5	-9.8	-0.1
	максим.	2.64	3.36	6.2	16.2	-4.0
Мокрый снег	сред.	0.99	1.37	-6.0	3.3	-1.1
	миним.	0	0.16	-15.5	-12.5	-0.3
	максим.	3.16	4.10	0.0	1.6	-3.0

Из таблицы следует, что средняя высота нижней границы инверсий при отложениях гололеда находится в интервале 0–500 м. Средняя высота верхней границы лежит в пределах 700–900 м, иногда достигая 2 км. Толщина инверсионного слоя варьирует от 300 до 500 м, достигая в отдельных случаях 1500 м. Средняя температура воздуха на нижней границе этого слоя колеблется от -2.7° до -3.2°, на верхней границе – от 0.2 °С до 1.3 °С.

При отложениях обледенелого мокрого снега слои инверсии наблюдаются реже и располагаются значительно выше, в среднем на высоте 900–1200 м.

Средняя мощность инверсионных слоев составляет при этом 260–360 м и редко превышает 500 м. Температура воздуха на границах инверсионных слоев при отложениях мокрого снега ниже, чем при отложениях гололеда и составляет в среднем на нижней границе инверсии $-4 - -7$ °С. В слоях инверсии в редких случаях температура достигает положительных значений.

Средний вертикальный температурный градиент γ при отложениях мокрого снега в 1.5 раза меньше, чем при отложениях гололеда и равен $-0.8^{\circ}/100$ м. В тоже время его максимальная величина существенно отличается от среднего значения. Так, 18 апреля 1970 г. в Николаевске-на-Амуре при смешанном отложении величина градиента достигала $-7.1^{\circ}/100$ м. В табл. 5 представлены средние значения дефицитов точки росы в слое 0–5 км при наличии инверсионных слоев.

Таблица 5

Средние значения дефицитов точки росы в слое 0–5 км при образовании отложений гололеда и обледенелого мокрого снега

Вид отложения	Дефицит точки росы, °С			
	до нижней границы инверсии	в слое инверсии	выше слоя инверсии	от земли до поверхности 500 гПа
<i>Поронайск</i>				
Гололед	0.6	3.6	8.7	5.4
Мокрый снег	1.6	1.7	3.7	2.4
<i>Южно-Сахалинск</i>				
Гололед	0.8	2.4	5.9	3.8
Мокрый снег	1.0	1.1	1.6	1.4
<i>Хабаровский край [7]</i>				
Гололед	0.9	3.1	5.7	2.9
Мокрый снег	0.7	1.4	2.6	1.9

Средний дефицит точки росы в слоях инверсии для отложений гололеда составляет $2.4-3.6^{\circ}$, для отложений мокрого снега – $1.1-1.7^{\circ}$ С. Высокая влажность при отложениях гололеда объясняется тем, что значительная часть его носит фронтальный характер (55%), а роль задерживающего слоя в этих случаях играет сам фронтальный раздел. До нижней границы инверсии при отложениях гололеда дефицит точки росы меньше 1° С.

В связи с тем, что сеть аэрологических станций в рассматриваемом районе редка, а гололедные отложения обусловлены циклонической деятельностью и прохождением фронтальных разделов, представляет интерес рассмотреть также температуру воздуха и дефицит точки росы на изобарической поверхности 850 гПа (табл. 6, 7).

Температура воздуха на уровне изобарической поверхности 850 гПа при гололеде колеблется в пределах от 8.0 до -12.0 °С, причем в 75% случаев – от -1.0 до -8.0 °С. Повторяемость положительной температуры в слоях инверсий составляет 22%. При отложениях мокрого снега температура воздуха изменяется от 4.0 до -12.5 °С. Случаи с температурой выше 0° С встречаются крайне редко и не превышают в среднем 5%. Значения дефицита точки росы на уровне поверхности 850 гПа в 57% случаев для отложений гололеда и в 76% случаев для отложений обледенелого мокрого снега составляет 2° С и меньше.

Таблица 6

Повторяемость (%) температуры воздуха на уровне изобарической поверхности 850 гПа при отложениях гололеда и обледенелого мокрого снега

Вид отложения	Температура, °С					
	8.0 – 4.1	4.0. – 0.0	(-0.1) – (-4.0)	(-4.1) – (-8.0)	(-8.1) – (-12.0)	ниже -12.0
<i>Поронайск</i>						
Гололед	11	11	44	34		
Мокрый снег		4	23	56	13	4
<i>Южно-Сахалинск</i>						
Гололед	7	14	28	44	7	
Мокрый снег		6	6	50	38	
<i>Хабаровский край [7]</i>						
Гололед	12	13	36	25	14	
Мокрый снег		5	10	63	22	4

Таблица 7

Повторяемость (%) дефицита точки росы на уровне изобарической поверхности 850 гПа при отложениях гололеда и обледенелого мокрого снега

Вид отложения	Дефицит точки росы, °С							
	≤1.0	1.1–2.0	2.1–3.0	3.1–4.0	4.1–5.0	5.1–6.0	6.1–7.0	>7.0
<i>Поронайск</i>								
Гололед	44	17	12	5	5 (4)			17
Мокрый снег	60	16	12	8 (5)			4	
<i>Южно-Сахалинск</i>								
Гололед	44	14	14	7		7		14
Мокрый снег	76	12	6			6		
<i>Хабаровский край [7]</i>								
Гололед	30	21	6	6	4	8	4	17
Мокрый снег	47	10	16	5	2			16

Известно [11], что основные различия кривых стратификации при наличии гололедных явлений и при их отсутствии наблюдаются в слое Земля – 850 гПа, в связи с чем, этот слой считается «прогностически значимым». Построенные по данным радиозондирования кривые стратификации и дегрегмы были перенесены на одну аэрологическую диаграмму. Выделенная площадь ограничена предельными кривыми стратификации справа и слева в момент появления гололеда и налипания мокрого снега. Таким образом, был выявлен так называемый «гололедный интервал».

Кроме того, были вычислены средние значения температуры и точки росы на изобарических поверхностях 1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600 и 500 гПа. По этим данным построены типичные кривые стратификации и дегрегмы для гололеда и обледенелого мокрого снега (рис. 2). Кривая стратификации, располагаясь вне пределов «гололедного интервала», может характеризовать образование либо твердых осадков, либо жидких без образования отложений гололеда и обледенелого мокрого снега.

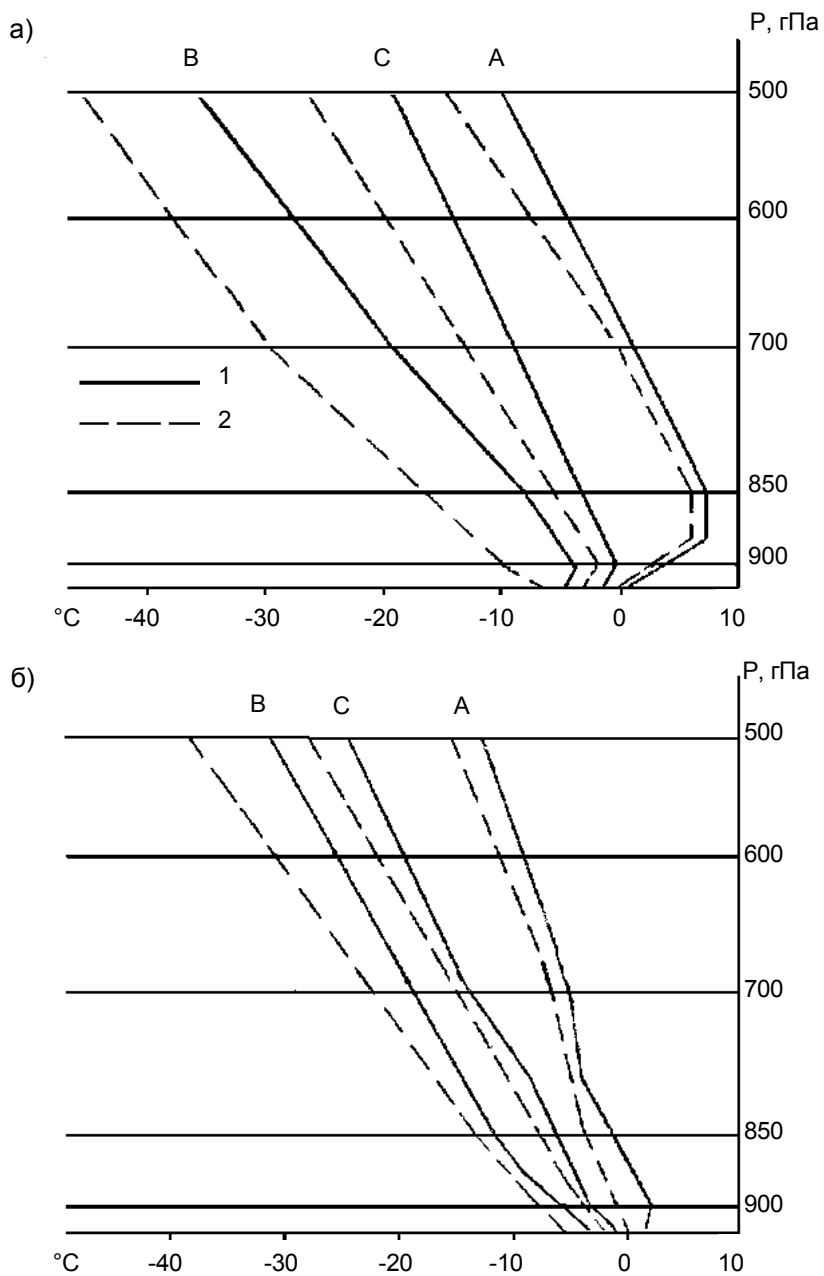


Рис. 2. Кривые стратификации (1) и деутериммы (2) при гололеде (а) и обледелом мокром снеге (б)

Из диаграммы следует, что кривая **A**, соответствующая максимальным значениям температуры воздуха при гололеде, до уровня изобарической поверхности 700 гПа лежит в области положительных значений. Кривая **B**, соответствующая минимальным значениям температуры воздуха, в нижнем 5-ти километровом слое атмосферы полностью находится в области отрицательных значений в интервале от -3 до -34 °С. «Типичная» гололедная стратификация **C** имеет характерный излом в нижних частях атмосферы. До уровня изобарической поверхности 950 гПа наблюдается инверсионный ход температуры с вертикальным градиентом $-0.20^{\circ}/100$ м. Далее, до поверхности 900 гПа, наблюдается слабое падение температуры с высотой ($\gamma = 0.22^{\circ}/100$ м). Выше поверхности 900 гПа градиенты температуры начинают расти: в слое 900–800 гПа они составляют $0.60^{\circ}/100$ м. Экстремальные кривые **A** и **B** и «типичная» кривая **C** при отложениях обледенелого мокрого снега почти полностью лежат в области отрицательных температур, за исключением кривой **A**, которая в слое 1000–900 гПа находится в области положительных значений. Максимальная температура, при которой наблюдались отложения мокрого снега, составляет 2.5 °С.

Выводы

1) Из всех видов наземного обледенения на побережье Охотского моря наибольшие нагрузки вызваны отложениями гололеда и обледенелого мокрого снега. Климатические и синоптические условия, наиболее благоприятные для отложения льда, чаще всего возникают в переходные сезоны. В весенние месяцы (март–май) они отмечаются значительно чаще (около 50% случаев) и на всех без исключения станциях. На северо-восточном и юго-западном побережье моря велика повторяемость особо опасных отложений в ноябре–декабре (около 30% случаев). Несмотря на то, что в подавляющем большинстве случаев масса гололедных отложений не превышает 0.08 кг/пог. м, в отдельных случаях она может достигать до 0.4 кг/пог. м. Наибольшая масса гололедных отложений была зарегистрирована на станции Стародубское – 0.99 кг/пог. м.

2) Интенсивные отложения гололеда, как правило, являются результатом циклонической деятельности над Охотским морем. Выделено пять типов циклонов по траекториям их перемещения, воздействующих на побережье моря в течение гололедного сезона. Их составляют северо-западные, западные, юго-западные и южные циклоны.

Средняя продолжительность существования циклонов различных типов около 3 суток. Максимальная величина отложений (до 1.0 кг/пог. м) наблюдается при западных и юго-западных циклонах.

3) При «типичной» гололедной кривой стратификации до уровня изобарической поверхности 950 гПа наблюдается инверсионный ход температуры с вертикальным градиентом $-0.20^{\circ}/100$ м, а далее, до поверхности 900 гПа, наблюдается слабое падение температуры с высотой ($\gamma = 0.22^{\circ}/100$ м). Выше поверхности 900 гПа градиенты температуры начинают расти: в слое 900–800 гПа они составляют $0.60^{\circ}/100$ м. Высота верхней границы инверсии в случае образования гололеда в среднем составляет 500 м, обледенелого мокрого снега – 1100 м. Средняя температура воздуха на нижней границе инверсии, соответственно, равна -2.2 и -6.0 °С.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович К. Г. Условия образования гололеда на Европейской территории СССР // Тр. НИУ ГУГМС. 1944. Сер. 2. Вып. 11. –71 с.
2. Архангельский В. Л. Пути и скорости перемещения циклонов и антициклонов в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке // Тр. ДВНИГМИ. 1956. Вып. 1. С.97–113.
3. Блохина В. И., Давыдюк Г. Ф. Распределение отложений гололеда и обледенелого мокрого снега, вызывающих аварии на ВЛ электропередачи на Сахалине // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии. 1982. Вып. 4. С. 53–60 / Деп. ВНИИГМИ-МЦД. № 171. 1982.
4. Блохина В. И., Давыдюк Г. Д. Плотность гололедно-изморозевых отложений на территории острова Сахалин // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии. 1982. Вып. 4. С. 61–67 / Деп. ВНИИГМИ-МЦД. № 171. 1982.
5. Бородина Е. П. Климатическая характеристика и синоптические условия образования обледенелого мокрого снега на проводах на территории Камчатки // Тр. ДВНИГМИ. 1973. Вып. 38. С. 55–72.
6. Гаголка Н. К. Об условиях образования гололедно-изморозевых отложений в Хабаровском крае и Амурской области // Тр. Гидрометцентра СССР. 1975. Вып. 158. С. 47–55.
7. Гаголка Н. К. Аэрологические характеристики условий формирования отложений льда на территории Хабаровского края и Амурской области // Экспресс информация ВНИИГМИ-МЦД. 1976. Вып. 6 (26). С. 3–9.
8. Давыдюк Г. Д., Блохина В. И. Условия образования особо опасных отложений мокрого снега и гололеда на Камчатке // Регион. вопросы синоптической метеорологии и климатологии. 1981. Вып. 3 / Деп. ВНИИГМИ-МЦД. № 105. 1981. С. 11–21.
9. Драневич Е. П. Гололед и изморозь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. –227 с.
10. Ильинский О. К., Егорова М. В. Циклоническая деятельность над Охотским морем в холодное полугодие // Тр. ДВНИГМИ. 1962. Вып. 14. С. 34–83.
11. Кошенко А. М. Рекомендации к прогнозу фронтальных гололедов на Украине // Тр. УкрНИГМИ. 1972. Вып. 113. С. 3–8.
12. Новская А. И., Блохина В. И. Гололедные явления на западном побережье Охотского моря и нижнего течения р. Амур // В сб.: Циркуляционные особенности северо-западной части Тихого океана и Дальневосточных морей. Вып. 2. Владивосток: Изд. ДВГУ, 1978. С.78–92.
13. Новская А. И., Блохина В. И. Синоптические условия гололедно-изморозевых явлений на Сахалине // Региональные вопросы синоптической метеорологии и климатологии. 1982. Вып. 4. С. 16–25 / Деп. ВНИИГМИ-МЦД. № 171. 1982.

ФЛУКТУАЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ МАКРОМАСШТАБНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Введение

Глобальные изменения климата связаны с долгопериодными вариациями основных параметров состояния атмосферы в широком диапазоне частот от 2 до 70–80 лет. Одним из важнейших климатообразующих параметров, в котором отчетливо проявляются подобные вариации, является атмосферная циркуляция. От ее свойств во многом зависит интенсивность трансформации и перераспределения потоков тепла в атмосфере. Другими не менее важными параметрами считаются положение и интенсивность центров действия атмосферы (ЦДА).

Макромасштабные флуктуации атмосферных параметров, в свою очередь, определенным образом влияют на состояние подстилающей поверхности океанов и связанных с ними морей, формируя флуктуации водообмена и изменяя ряд важных морских характеристик, прежде всего, их уровень и термический режим. В настоящее время этот факт не вызывает сомнений и подтверждается многочисленными исследованиями. В частности для Берингова моря обнаружена тесная связь между долгопериодными вариациями положения и размеров алеутской депрессии, а также сменой направления переноса воздушных масс с термическим и уровнем режимом моря [13, 14, 33], его водообменом с соседними акваториями [40]. Как показано в работах [11, 29, 30], изменения в структуре вод влекут за собой соответствующие изменения в биопродуктивности и численности рыб.

Рассмотренные выше взаимосвязи, по-видимому, должны проявляться и в районе Японского моря. Настоящая работа нацелена на решение проблемы долгопериодной изменчивости термодинамического состояния вод Японского моря и раскрытие ее возможных механизмов. Попытки таких исследований уже были предприняты ранее в ряде работ для оценки долгопериодной изменчивости термического режима [10, 18, 37, 41, 43], уровня Японского моря [15, 28, 39], ледовых условий (Якунин, 1982). Однако указанные работы были выполнены на ограниченном материале, в них уделялось внимание лишь какому-либо одному параметру, отсутствовала попытка связать полученные результаты с макромасштабными атмосферными процессами.

Между тем, изменение состояния морской среды как части единой системы атмосфера–океан необходимо оценивать посредством комплексного подхода к решению этого вопроса с анализом одновременно нескольких гидрометеорологических характеристик. В практике исследований Японского моря такой подход является новым.

Использованные материалы и методы обработки

В работе использовались средние месячные значения уровня моря, температуры воды (t_w) и воздуха (t_a), продолжительности ледяного покрова ($T_{лсе}$),

наблюденные на береговых станциях России, Японии, Кореи (рис. 1, табл. 1). В качестве продолжительности ледяного покрова принималось число дней с момента устойчивого ледообразования осенью до момента окончательного очищения акватории ото льда весной.

Источниками информации служили Морские гидрологические ежемесячники и ежегодники для района Японского моря, а также климатические справочники [9, 24, 25].

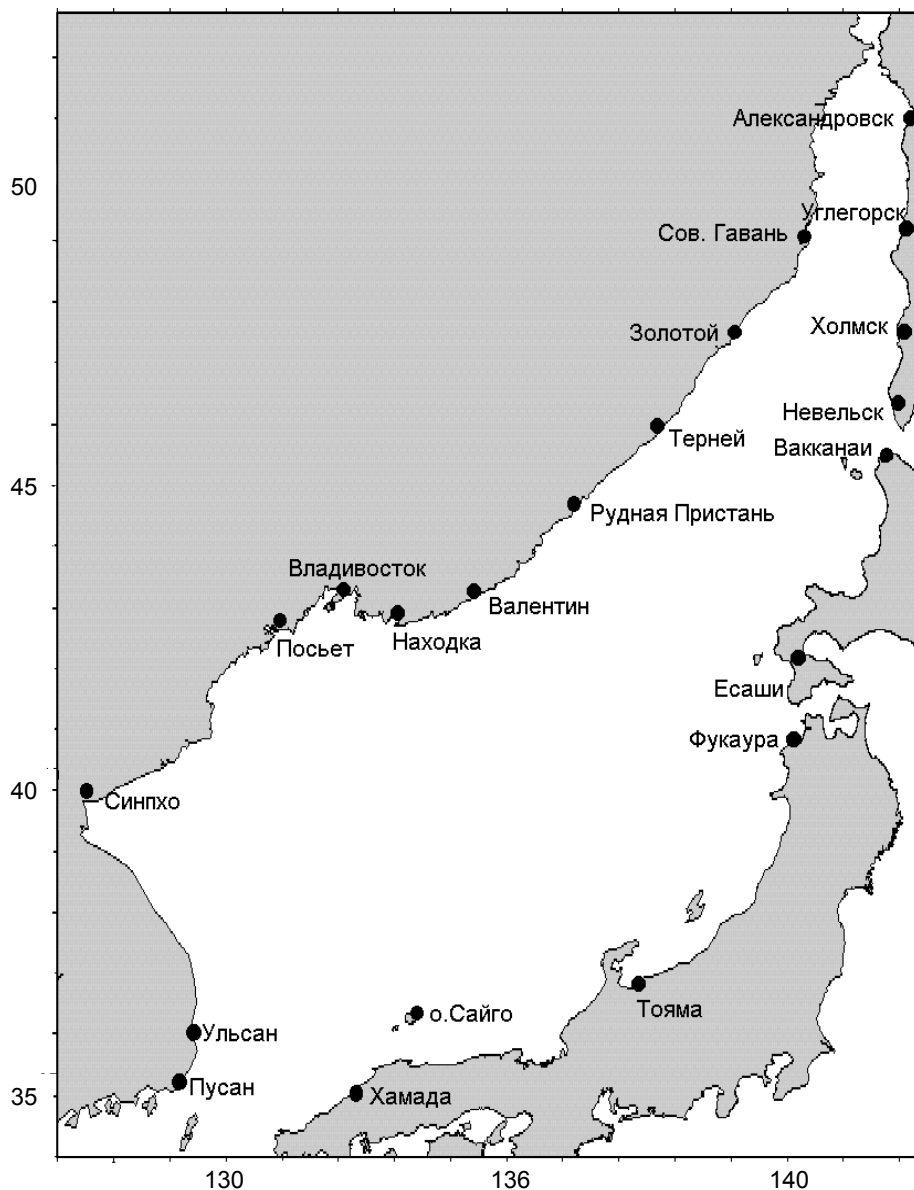


Рис. 1. Расположение береговых станций наблюдений

Периоды наблюдений (годы) на береговых станциях Японского моря

Пункт	Параметры			
	Уровень	t_a	t_w	T_{ice}
1. Пусан	–	1966 – 1995	1966 – 1995	–
2. Ульсан	–	–	1953 – 1995	–
3. Синпхо	1966 – 1990	–	–	–
4. Посьет	1951 – 1997	1931 – 1997	1932 – 1997	1934 – 1997
5. Владивосток	1926 – 1997	1917 – 1994	1928 – 1997	1925 – 1997
6. Находка	1948 – 1991	1932 – 1997	1933 – 1997	1936 – 1997
7. Валентин	1942 – 1963	–	–	–
8. Рудная Пристань	1940 – 1996	1933 – 1997	1934 – 1997	1935 – 1997
9. Терней	1948 – 1965	1940 – 1995	1940 – 1975	–
10. Золотой	–	1940 – 1997	1938 – 1997	–
11. Сов. Гавань	1948 – 1980	1929 – 1990	1939 – 1957 1966 – 1994	1967 – 1996
12. Александровск	–	1951 – 1989	1939 – 1994	1951 – 1996
13. Углегорск	1964 – 1992	1951 – 1989	1947 – 1994	1951 – 1996
14. Холмск	1947 – 1992	1951 – 1989	1947 – 1994	–
15. Невельск	1955 – 1992	–	–	–
16. Вакканай	1975 – 1994	1938 – 1998	–	–
17. Есаши	–	1941 – 1998	–	–
18. Фукаура	–	1940 – 1998	–	–
19. Тояма	1967 – 1994	–	–	–
20. о. Сайго	1965 – 1994	–	–	–
21. Хамада	1900 – 1924	–	–	–

Условные обозначения:

t_a – температура воздуха;

t_w – температура воды;

T_{ice} – продолжительность ледяного покрова.

Для анализа взаимосвязи многолетней эволюции рассматриваемых гидрометеорологических характеристик с атмосферными макропроцессами применялись следующие климатические показатели:

1) Средние месячные значения широты, долготы и атмосферного давления в центре гонолульского максимума за период 1947–1994 гг. Информация получена из опубликованных источников [20, 23].

2) Индексы атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса для северного полушария. Климатические особенности атмосферных и океанологических процессов, их долгопериодные возмущения определяются стационарными термобарическими волнами, существующими в толще тропосферы и нижней стратосфере [6]. Характер этих волн во многом определяет такие планетарные атмосферные явления, как циркуляцию воздушных масс в атмосфере, географическое положение струйных течений, местоположение и интенсивность ЦДА и др. Перечисленные процессы в свое время легли в основу типизации атмосферной циркуляции. Г. Я. Вангенгейм [2, 3] установил общие критерии аналогичности и произвел классификацию макроциркуляционных процессов в атмосфере, обобщив все формы циркуляции в 3 основных вида – западный (W),

восточный (*E*) и меридиональный (*C*). Следует заметить, что хотя Вангенгейм типизировал макропроцессы применительно к атлантико-европейскому сектору, однако, указанные формы циркуляции применимы в целом для всего северного полушария.

Для характеристики описанных макроциркуляционных форм Г. Я. Вангенгейм ввел понятие так называемого индекса атмосферной циркуляции (ИАЦ), определяющего повторяемость в днях той или иной формы в году. В настоящей работе использовались годовые значения (ИАЦ) для 3-х отмеченных форм за период 1900–1997 гг., взятые из работы [6] и дополненные сведениями из архивных материалов, любезно предоставленных Приморским УГМС.

Следует подчеркнуть, что процессы *W* вида характеризуют зональное состояние атмосферы, при котором в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, смещающиеся с запада на восток (зональный перенос). Процессы видов *E*, *C* характеризуют меридиональное состояние атмосферы (меридиональный перенос), которому в толще тропосферы свойственны волны большой амплитуды [4, 6]. Учитывая сказанное, в работе в качестве характеристики меридионального переноса воздушных масс принята сумма индексов *E* + *C*.

Используемые в работе временные ряды были представлены в виде аномалий средних месячных (либо годовых) значений относительно соответствующих многолетних средних величин.

Анализ исходной информации осуществлялся на основе стандартных статистических методов обработки временных рядов (фильтрации, сглаживания, корреляционно-спектрального анализа).

Оценка функций спектральной плотности осуществлялась по формуле [1, 8]:

$$S_i(w) = R_i(0) + 2 \sum_{\tau=1}^N R_i(\tau) \cos w\tau, \quad (1)$$

где $R_i(\tau)$ – ненормированные значения автокорреляционной функции исследуемого процесса при различных временных сдвигах;

$R_i(0)$ – значение автокорреляционной функции при нулевом сдвиге;

τ – сдвиг автокорреляционной функции;

$w = 2\pi / T$;

T – период.

Сглаживание спектров производилось фильтром Парзена. Доверительные интервалы спектров определялись при заданном уровне значимости 80%.

Выделение долгопериодных тенденций выполнялось посредством метода экспоненциального сглаживания, известного еще под названием метода Брауна [8]. Математическая основа метода – локальная аппроксимация ряда полиномом, коэффициенты которого находятся способом наименьших квадратов с экспоненциально убывающими весами.

Полученные результаты и их обсуждение

Спектральный анализ временных рядов гидрометеорологических параметров позволил выявить в Японском море преобладание трехмодальной структуры функций спектральной плотности с максимумами, приходящимися на периоды 9–12 лет (в отдельных случаях 7–8 лет), 3–5 лет и 2–2.5 года (табл. 2).

Результаты спектрального анализа рядов гидрометеорологических параметров, наблюдаемых на побережье Японского моря

Пункт	Параметры											
	Уровень			t_a			t_w			T_{ice}		
	Периоды (годы)			Периоды (годы)			Периоды (годы)			Периоды (годы)		
1. Пусан	–			9.5	3.7	2.2	13.3	3.4	2.2	–		
2. Ульсан	–			–			12.5	3.2	–	–		
3. Синпхо	11.3	4.0	2.4	–			–			–		
4. Посьет	11.5	3.1	2.2	8.8	4.4	2.4	10.0	4.5	2.7	12.5	3.2	2.4
5. Владивосток	10.5	3.4	2.7	9.7	4.3	2.4	10.0	5.0	2.3	11.8	4.6	–
6. Находка	7.8	3.8	2.5	8.8	4.0	2.6	9.5	4.5	2.5	11.1	3.2	2.7
7. Валентин	7.3	3.7	2.6	–			–			–		
8. Рудная Пристань	10.5	4.8	2.5	10.5	4.4	2.4	10.5	4.8	2.5	9.5	3.0	–
9. Терней	9.1	4.9	2.5	10.6	4.3	2.3	9.2	4.8	2.8	–		
10. Золотой	–			10.1	4.8	2.7	10.0	5.0	2.3	–		
11. Сов. Гавань	10.0	4.0	2.3	10.0	4.4	2.5	–	5.5	2.3	–	5.1	2.2
12. Александровск	–			9.8	4.1	2.4	10.1	5.5	2.4	8.7	–	2.7
13. Углегорск	10.8	3.9	2.4	10.9	4.3	2.6	9.5	3.2	2.3	9.5	–	2.8
14. Холмск	7.7	4.1	2.5	8.7	4.2	2.5	8.3	3.3	2.3	–		
15. Невельск	8.5	3.7	2.4	–			–			–		
16. Вакканай	10.1	4.5	2.5	10.0	4.0	2.4	–			–		
17. Есаши	–			10.1	4.4	2.4	–			–		
18. Фукаура	–			12.5	4.7	2.5	–			–		
19. Тояма	9.5	3.9	2.2	–			–			–		
20. о.Сайго	9.1	3.9	2.5	–			–			–		
21. Хамада	10.5	4.5	2.4	–			–			–		

Колебания, подобные первым, были обнаружены ранее в процессе исследования межгодовой изменчивости температуры воды вдоль берегов Японии [43], деятельного слоя океана в системе течений Ойясио и Куроисио [31], меандрирования Куроисио [12, 34] и др. Они близки (а на некоторых станциях практически совпадают) с известным 11-летним циклом солнечной активности [6], что дает основание полагать об астрономических причинах указанных колебаний. Аналогичного мнения придерживается Фукуока [32].

Циклы 7–8 лет, встречающиеся преимущественно в спектрах колебаний уровня моря отдельных пунктов, также проявляются во многих природных явлениях дальневосточного региона, таких как интенсивность и меандрирование Куроисио, теплосодержание вод в бароклинном слое океана, сток рек, интенсивность и повторяемость тайфунов, ледовитость морей. И. В. Максимов [16] показал, что возникновение такого рода колебаний в океане и атмосфере связано с эффектом так называемого «полюсного прилива».

Циклы 3–5 лет связаны с хорошо известным явлением Эль-Ниньо – Южное колебание, периоды которого также варьируют в указанном диапазоне [31, 36, 42]. Более детальный анализ влияния Эль-Ниньо на вариации поверхностной температуры воды и других характеристик Японского моря выполнен автором в [19]. Результаты работы доказывают существование связи между процессами,

протекающими в атмосфере тропической зоны, и процессами, происходящими в водах поверхностного слоя Японского моря.

Колебания с периодом 2–2.5 года соответствуют так называемой квазидвухлетней цикличности, которая обнаруживается в эволюции ряда атмосферных и океанических процессов [10, 13, 14, 17, 27, 32, 41]. Большинство исследователей сходится во мнении, что колебания такого рода определяются вариациями географического положения и интенсивности ЦДА, а также изменением их взаимного положения относительно друг друга [21, 22, 26]. Аналогичный вывод получен в настоящей работе по результатам спектрального анализа координат положения и давления в центре гонолульского максимума (рис. 2). Наиболее отчетливо квазидвухлетние вариации проявляются в колебаниях широты места и интенсивности максимума.

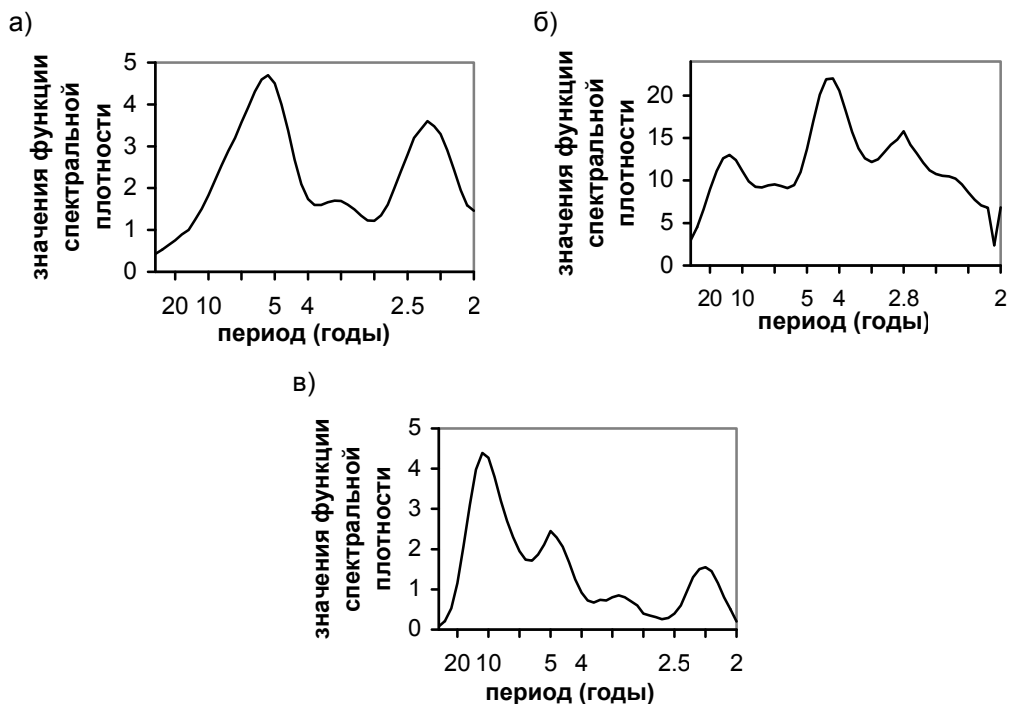


Рис. 2. Функции спектральной плотности широты (а) долготы (б) и приземного атмосферного давления (в) центра гонолульского максимума

Рассмотренные выше волновые возмущения в гидросфере Японского моря и окружающей атмосфере происходят на фоне низкочастотных колебаний (рис. 3–6). Кривые, изображенные на рисунках, получены 15-летним сглаживанием исходных рядов, что позволило исключить флуктуации более высоких частот. Вследствие сходства многолетних тенденций гидрометеорологических параметров на рисунках изображены лишь отдельные кривые, характерные для различных участков побережья.

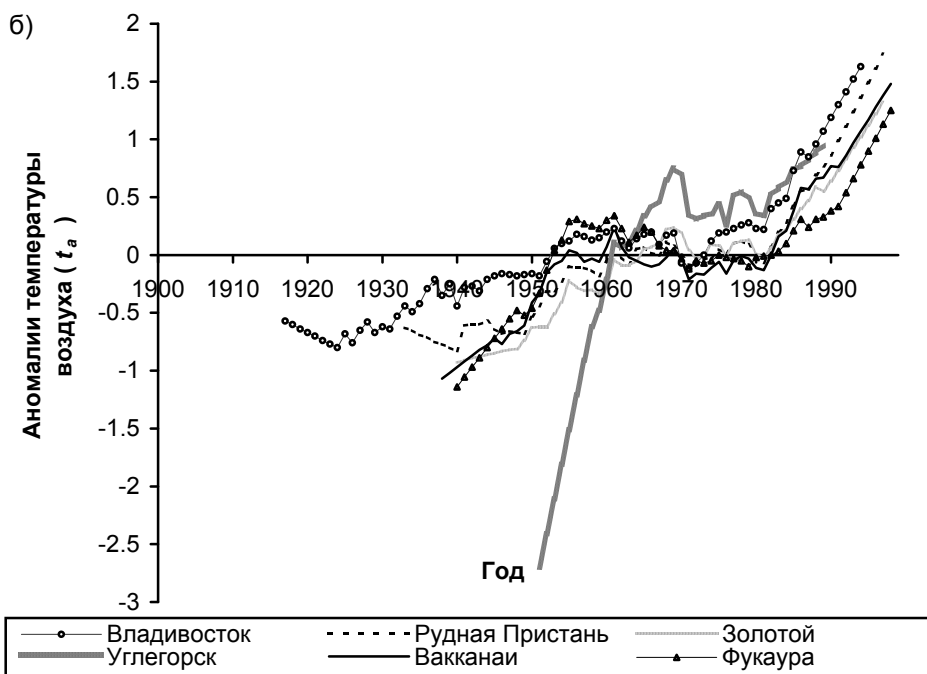
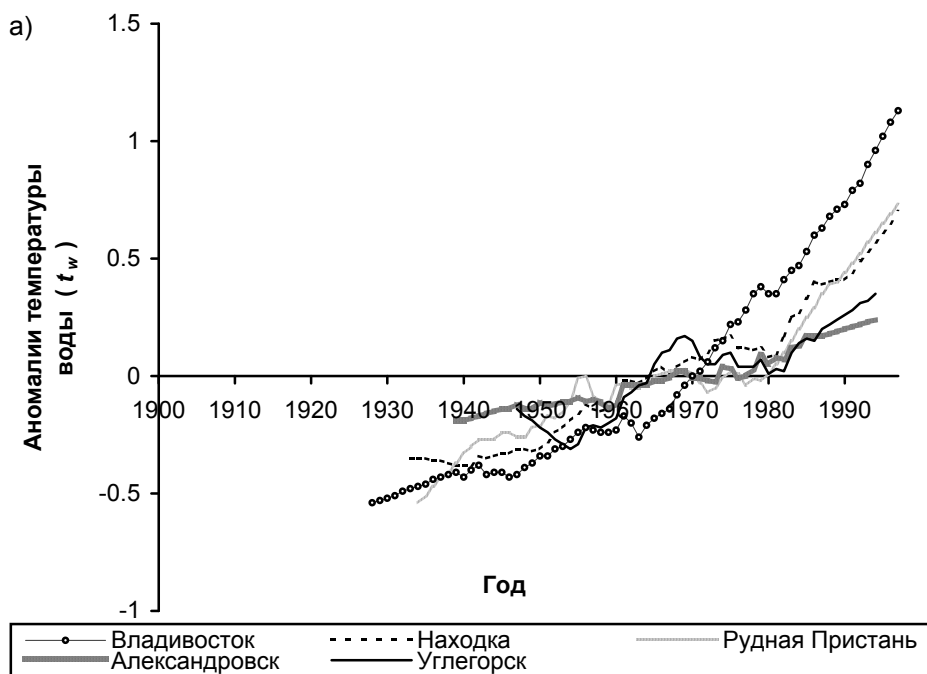


Рис. 3. Долгопериодные тенденции временных рядов аномалий температуры воды (а) и температуры воздуха (б) в холодный период

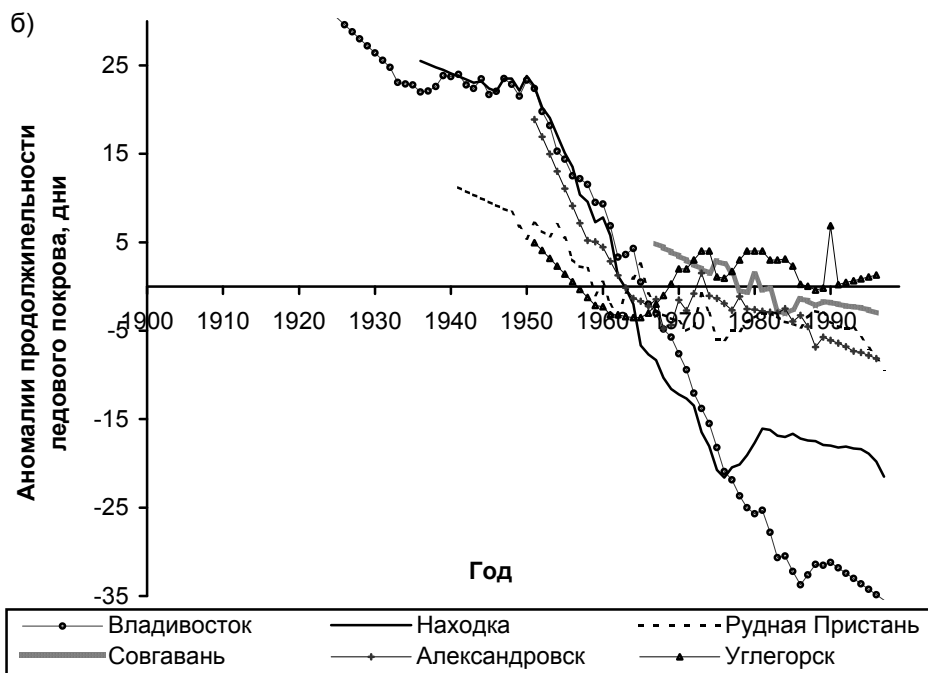
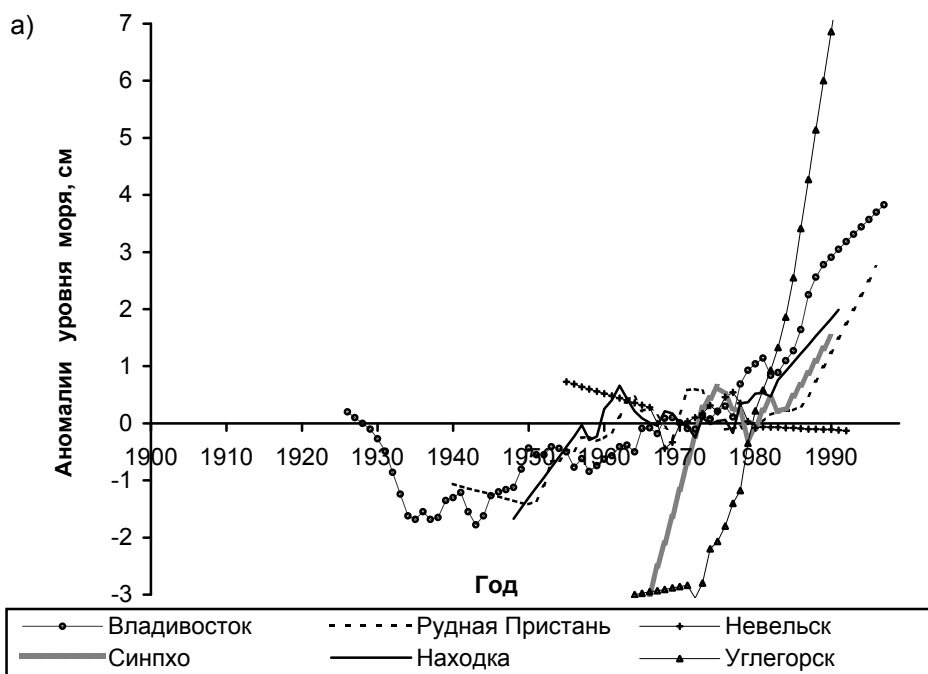


Рис. 4. Долгопериодные тенденции временных рядов аномалий уровня моря (а) и продолжительности ледового покрова (б) в холодный период

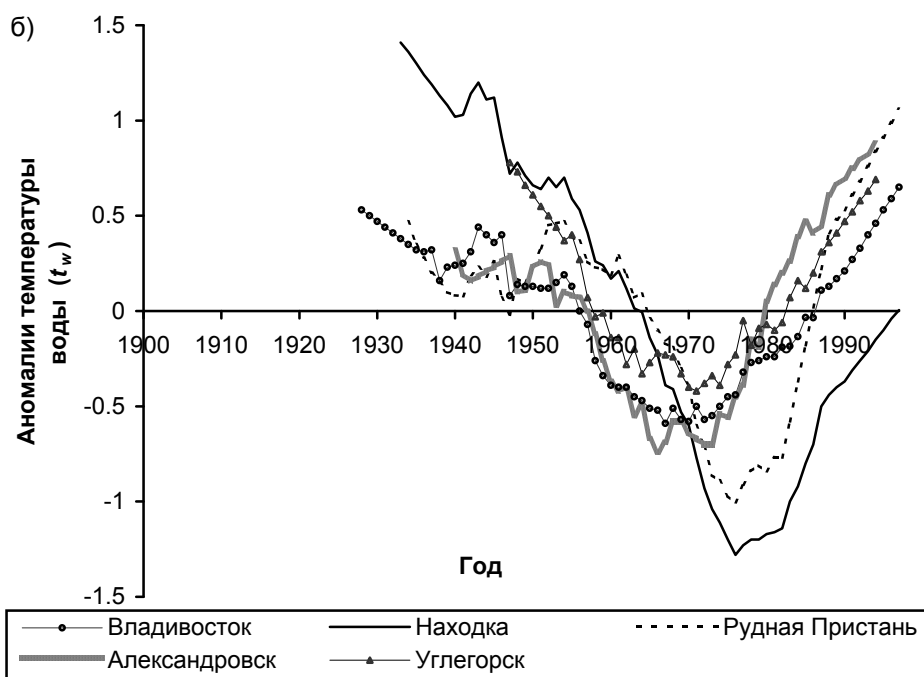
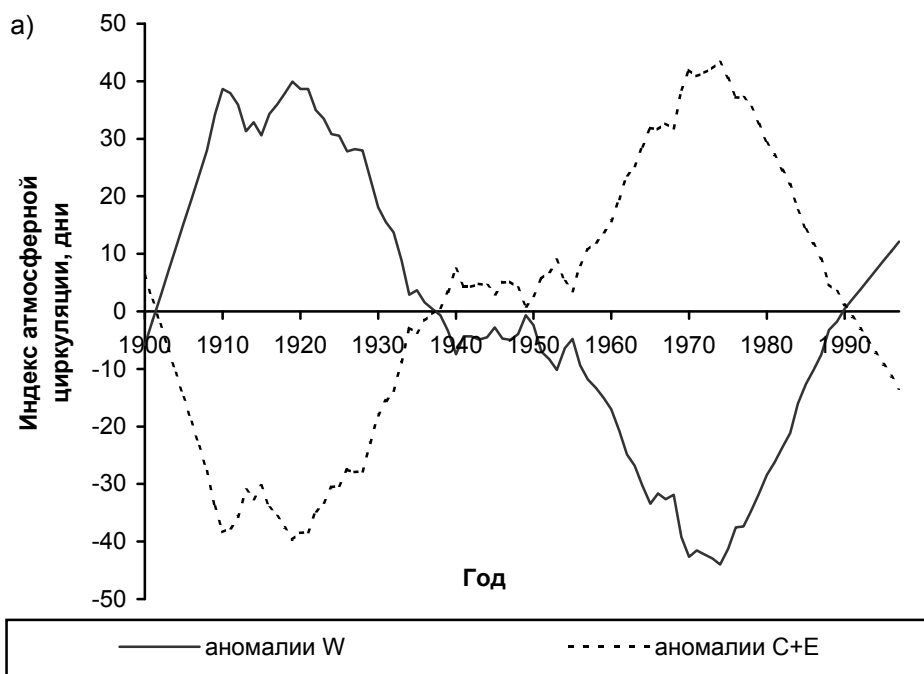


Рис. 5. Долгопериодные тенденции временных рядов годовых аномалий индексов атмосферной циркуляции (а) и аномалий температуры воды (б) в теплый период

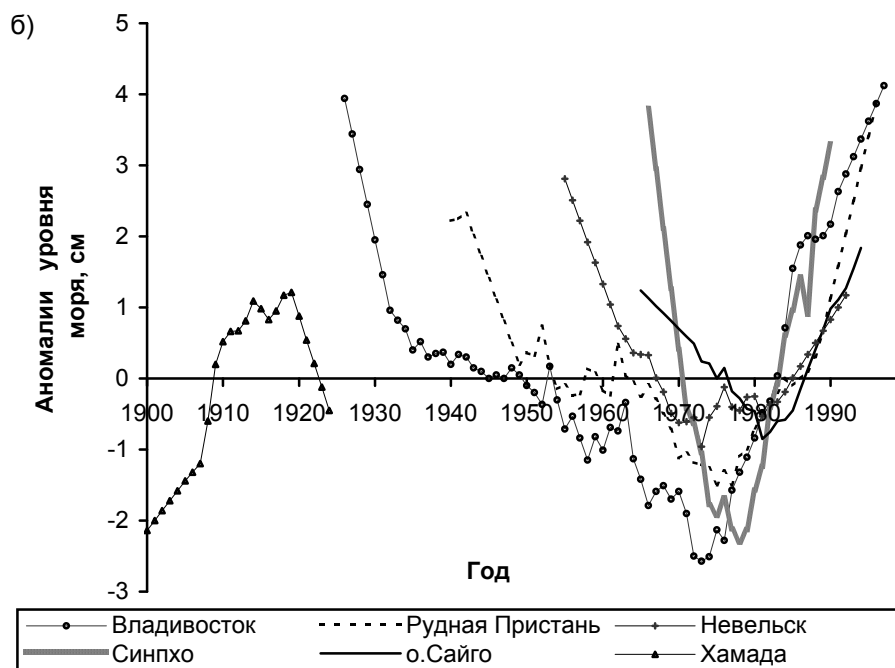
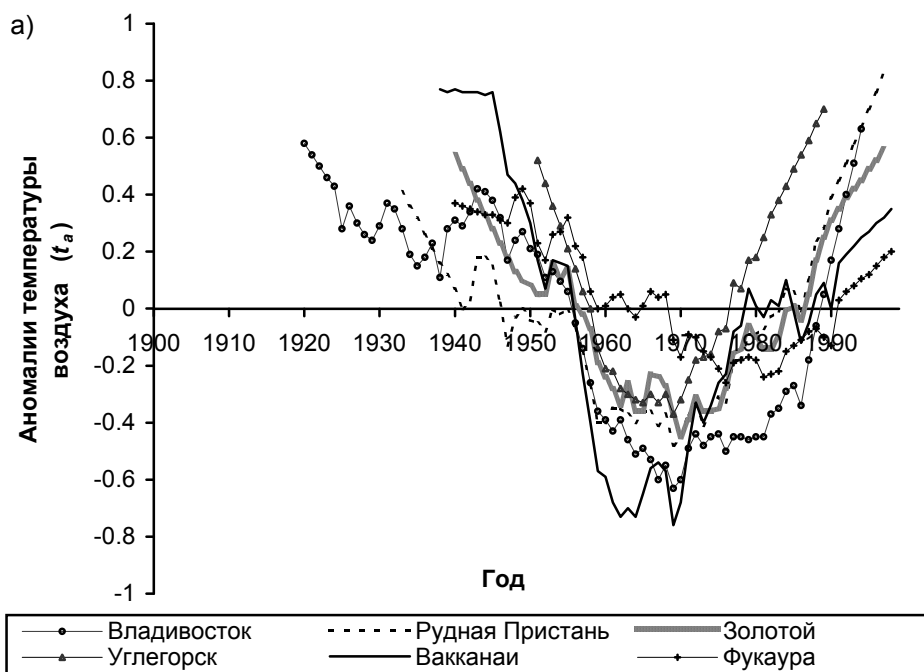


Рис. 6. Долгопериодные тенденции временных рядов годовых аномалий температуры воздуха (а), уровня моря (б) в теплый период

При анализе долгопериодных тенденций аномалий t_a , t_w и уровня моря были выявлены отчетливо выраженные сезонные различия. Поэтому в работе рассматривались тенденции изменения гидрометеорологических параметров, осредненные отдельно за теплый и холодный периоды. В качестве последних выбраны промежутки времени, на протяжении которых кривые сохраняли идентичный вид. Теплый период ограничен временным диапазоном июнь-сентябрь, холодный – декабрь-апрель (табл. 3).

Таблица 3

Продолжительность выделенных холодных и теплых периодов на береговых станциях Японского моря

Пункт	Параметры					
	Уровень		t_a		t_w	
	Хол. Период	Тепл. Период	Хол. период	Тепл. период	Хол. период	Тепл. Период
1. Пусан	–	–	*		*	
2. Ульсан	–	–	–	–	*	
3. Синпхо	XII– III	VI – XI	–	–	–	–
4. Посьет	XII– III	VI – VIII	XII– IV	VIII– X	XII– IV	VIII– X
5. Владивосток	XII– V	V – VIII	XII– IV	VI – X	XII– IV	VI – X
6. Находка	XII– III	V – VIII	XII– IV	VI – X	XII– IV	VI – X
7. Валентин	XII– II	IV – X	–	–	–	–
8. Рудная Пристань	XI – I	IV – VIII	XII– IV	VI – IX	XII– IV	VI – IX
9. Терней	XI – II	V – IX	XI – IV	VI – IX	–	–
10. Золотой	–	–	XII– V	VI – IX	XII– V	VI – X
11. Сов. Гавань	*		XII– V	VI – IX	*	
12. Александровск	–	–	XII– V	VI – VIII	XII– V	VI – X
13. Углегорск	XII– II	V – X	XII– III	VI – VIII	XII– III	VI – IX
14. Холмск	*		XII– IV	VI – IX	XII– IV	VI – X
15. Невельск	XI – II	IV – IX	–	–	–	–
16. Ваканаи	*		XII– IV	VII– IX	–	–
17. Есаши	–	–	XII– IV	VI – IX	–	–
18. Фукаура	–	–	XII– III	VI – IX	–	–
19. Тояма	*		–	–	–	–
20. о. Сайго	*		–	–	–	–
21. Хамада	*		–	–	–	–

* долгопериодные тенденции идентичны на протяжении всего года и сохраняют присущие теплomu периоду черты.

Следует обратить внимание, что в нескольких пунктах долгопериодные тенденции отдельных параметров не имели сезонных различий.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в холодный период многолетний ход t_a , t_w , T_{ice} и уровня моря имеет однонаправленную тенденцию в сторону повышения (для продолжительности ледового покрова – понижения) рассматриваемых характеристик, что согласуется с существующим представлением о глобальном климатическом потеплении на Земле. За рассматриваемый интервал времени (примерно с 20–30-х гг. по настоящее время) произошло фоновое потепление атмосферы над морем в среднем на 2 °С, поверхностного слоя воды – на 1 °С, обусловленное этими факторами

повышение уровня за счет изменения плотности морской воды до 4–5 см и уменьшение продолжительности времени с ледяным покровом на 20–30 дней.

В отличие от холодного, в теплый период тенденции t_a , t_w и уровня моря имеют характер долгопериодных климатических волн с плавным понижением исследуемых параметров с 20–30-х к 60–70-м годам, когда наблюдались их минимальные значения (рис. 5–6). Последние два десятилетия отличались устойчивым потеплением воздуха над морем, поверхностного слоя воды и повышением уровня Японского моря. Амплитуда этих волн составила около 2 °С для аномалий температуры и 6 см для аномалий уровня.

Обнаруженные в теплый период особенности многолетней изменчивости термодинамических параметров Японского моря находят свое подтверждение в ряде работ зарубежных исследователей. Ватанабе и др. [43] при анализе многолетних вариаций температуры воды вдоль восточного побережья Японского моря выявили внезапное похолодание в начале 60-х годов, которое продолжалось вплоть до 75–76 гг. Похолодание фиксировалось на всех исследуемых станциях; среднее понижение t_w по отношению к предыдущему 20-летнему периоду достигало 0.7–0.8 °С. Резкое понижение температуры воды в 60-х годах на площади от южного Хонсю до Восточно-Китайского моря отмечается в [35, 44]. Крупномасштабные вариации с периодом 50–70 лет в многолетней изменчивости t_a , t_w , приземного атмосферного давления в районах северной части Тихого океана и северной Америки обнаружены в [38]. Перечисленные факты свидетельствуют о том, что выявленные нами закономерности отражают долгопериодные флуктуации, характерные не только для акватории Японского моря, но и в целом для всей северо-западной части Тихого океана.

Сопоставление полученных результатов и литературных источников позволяет нарисовать возможный механизм долгопериодной изменчивости термодинамического состояния Японского моря. Можно предположить, что выделенные нами для теплого периода волнообразные тенденции в гидросфере Японского моря формируются под влиянием глобальных изменений, происходящих в атмосфере, в частности, ее циркуляции. Согласно рис. 5а, на протяжении последнего столетия в атмосфере северного полушария наблюдался полный климатический цикл, отражающийся в волновых вариациях преобладающих форм циркуляции. В Азиатско-Тихоокеанском регионе такие вариации могут быть результатом пространственных смещений и изменений интенсивности основных климатических ЦДА: сибирского и гонолульского максимумов, алеутской и азиатской депрессий.

Исследования многолетней изменчивости параметров ЦДА, выполненные Н. А. Дашко и С. М. Варламовым [7] (см. наст. сборник), показали наличие подобных долгопериодных волновых тенденций в их временном ходе. Так, например, начиная с 40-х годов до середины 70-х отмечался рост зимнего и летнего макромасштабных барических градиентов, которые определялись как разности давления в центрах, отнесенные к единице расстояния между ними (для зимы градиенты рассчитывались между сибирским максимумом и алеутской депрессией, для лета – между гонолульским максимумом и азиатской депрессией). Увеличение макромасштабных градиентов способствовало усилению меридиональных процессов переноса воздушных масс над рассматриваемым районом за этот период.

С конца 70-х годов и по настоящее время отмечается обратная картина – уменьшение летнего и зимнего макромасштабных барических градиентов. Соответственно, наблюдается климатическое ослабление меридиональных циркуляционных процессов и усиление зонального переноса в атмосфере.

Выявленные нами в теплый период волнообразные тенденции изменения гидрометеорологических параметров хорошо согласуются с тенденциями индексов атмосферной циркуляции (рис. 5–6). Доминирование меридиональных макропроцессов $E + C$ (60–70-е годы) приводит к усилению муссонной активности. При этом преобладающие южные и юго-восточные ветры благоприятствуют адвекции относительно прохладного морского воздуха на акваторию Японского моря, что выражается пониженным температурным фоном в атмосфере и соответствующим понижением t_w и уровня моря. Напротив, ослабление меридиональных процессов в атмосфере (80–90-е годы) приводит к ослаблению активности летнего муссона. В этот период существенную роль в атмосферной циркуляции начинают играть зональные процессы (макропроцессы вида W). Усиливающийся западный перенос благоприятствует выносу на Японское море хорошо прогретого континентального воздуха (в основном из районов Монголии и Китая). Адвекция более теплых воздушных масс приводит к фоновому потеплению атмосферы над морем и, соответственно, повышению температуры поверхностного слоя и его уровня. Поскольку период макромасштабных волновых возмущений в атмосфере охватывает временной интервал около 70–80 лет (рис. 5а), допустимо предположить, что соответствующие колебания рассматриваемых характеристик в Японском море обладают такой же периодичностью.

В холодный период описанные долгопериодные изменения форм атмосферной циркуляции не вызывают аналогичных вариаций термодинамических параметров Японского моря. Причина этого кроется в следующем. При доминировании меридиональных процессов в атмосфере над Японским морем зимой активизируется зимний муссон с выносом холодных континентальных воздушных масс из северных районов Восточной Сибири и Дальнего Востока. Ослабление меридиональных процессов и усиление зональных благоприятствует выносу сюда холодного континентального воздуха из Монголии и Китая. Температурные контрасты между отмеченными воздушными массами незначительны и практически не проявляются в долгопериодных тенденциях t_a , t_w , T_{ice} на фоне общего климатического потепления.

Выводы

В многолетних колебаниях температуры воздуха, воды, продолжительности ледяного покрова и уровня Японского моря обнаружены колебания с периодами 9–12 лет, 3–5 лет и 2–2.5 года. Первые совпадают с известными 11-летними циклами солнечной активности. Вторые соответствуют периодичности явления Эль-Ниньо – Южное Колебание. Третьи обусловлены квазидвухлетней цикличностью атмосферных процессов. Указанные колебания происходят на фоне низкочастотных тенденций, которые, в свою очередь, имеют сезонные различия.

В холодный период отмечается монотонная однонаправленная тенденция к повышению t_a , t_w , T_{ice} , что согласуется с принятым представлением о

глобальном потеплении на Земле. В теплый период изменчивость термодинамических параметров имеет характер долгопериодных климатических волн с понижением значений рассматриваемых параметров с 20–30-х к 60–70-м годам и устойчивым повышением в последние два десятилетия.

Установлено соответствие волновых возмущений в гидросфере Японского моря в теплый период и макромасштабных вариаций атмосферной циркуляции северного полушария, происходящих с периодичностью около 70–80 лет. Причем аномальное развитие меридиональных процессов переноса воздушных масс вызывает усиление активности летнего муссона и адвекции относительно холодного морского воздуха на акваторию Японского моря, что приводит к похолоданию поверхностного слоя воды и понижению его уровня. Аномальное развитие зональных процессов переноса формирует обратную картину, выражающуюся в интенсификации выноса на Японское море хорошо прогретых континентальных воздушных масс из районов Монголии и Китая. Это результируется появлением положительных аномалий температуры воздуха, воды и соответствующим повышением среднего уровня моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брукс К., Краузерс Н. Применение статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1963. –250 с.
2. Вангенгейм Г. Я. К вопросу типизации и схематизации синоптических процессов // Метеорология и гидрология. 1938. № 36. С. 57–65.
3. Вангенгейм Г. Я. О степени однородности атмосферной циркуляции различных частей северного полушария при основных формах W, C, E // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 240. С. 10–19.
4. Гирс А. А. К вопросу изучения основных форм атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 1948. № 3. С. 34–40.
5. Гирс А. А. О причинах и проявлениях многолетних колебаний циркуляции атмосферы // Изв. АН СССР. Сер. География. 1960. № 6. С. 10–18.
6. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. –280 с.
7. Дашко Н. А., Варламов С. М. Оценка изменений характеристик центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в течение 20-го столетия и их влияние на циркуляцию над Японским морем // Тематический выпуск ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 10–25.
8. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и её применение в гидрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1971. –267 с.
9. Климатический справочник СССР. Вып. 26. Ч. I. Температура воздуха. Л.: Гидрометеиздат, 1956. –258 с.
10. Климов С. М. Оценка крупномасштабной изменчивости температуры поверхностного слоя в зоне Цусимского течения // Тр. ДВНИГМИ. 1986. Вып. 125. С. 3–10.
11. Кляшторин Л. Б., Сидоренков Н. С. Долгопериодные климатические изменения и флюктуации численности пелагических рыб Пацифики // Изв. ТИНРО. 1996. Т. 119. С. 33–54.
12. Корт В. Г. О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы (на примере северной части Тихого океана) // Океанология. 1970. Т. X. Вып. 2. С. 222–239.
13. Лучин В. А., Савельев А. В., Радченко В. И. Долгопериодные климатические волны в экосистеме западной части Берингова моря // Тр. Арктического регион. Центра. Т. 1. Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера-суша-море в американо-азиатском секторе Арктики. 1998. С. 31–42.

14. Лучин В. А., Савельев А. В. Межгодовая и долгопериодная изменчивость вод западной части Берингова моря // *Метеорология и гидрология*. 1999. № 5. С. 91–99.
15. Любицкий Ю. В. Длиннопериодные колебания уровня моря на шельфе о. Сахалин // *Тр. ДВНИГМИ*. 1987. Вып. 129. С. 64–74.
16. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеиздат, 1970. –447 с.
17. Максимов И. В., Карклин В. П. Сезонные и многолетние изменения глубины и географического положения Алеутского минимума атмосферного давления за период с 1899 по 1951 гг // *Известия ВГО*. 1970. Т. 102. Вып. 5. С. 422–431.
18. Покудов В. В., Власов Н. А. Температурный режим прибрежных вод Приморья и острова Сахалин по данным ГМС // *Тр. ДВНИГМИ*. 1980. Вып. 86. С. 109–118.
19. Савельев А. В. Сигналы явления Эль-Ниньо в Японском море // *Труды ДВНИГМИ, тематический вып. № 2. Владивосток: Дальнаука*, 1999. С. 54–70.
20. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Ежедневные данные / Под общим руководством к.г.н. Б. С. Чучалова. М.: Гидрометцентр СССР. Обнинск. ВНИИГМИ–МЦД. 1949–1990. –346 с.
21. Слепцов-Шевлевич Б. А. К изучению двухлетней изменчивости атмосферной циркуляции в северном полушарии Земли // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1968. Вып.29. С. 36–44.
22. Слепцов-Шевлевич Б. А., Гордиенко А. И. К вопросу об изменчивости морфометрических характеристик некоторых центров действия атмосферы // *Тр. ДВНИГМИ*. 1977. Вып. 61. С. 4–11.
23. Смолянкина Т. В. Особенности полувековых изменений интенсивности и географического положения центров действия атмосферы северного полушария. Деп. В ИЦ ВНИИГМИ–МЦД. № 1212–ГМ99 от 03.03.1999 г. –23 с.
24. Справочник по климату СССР. Вып. 26, Ч. I. Температура воздуха. Л.: Гидрометеиздат. 1971. –246 с.
25. Справочник по климату СССР. Вып. 34. Сахалинская обл. Ч I. Температура воздуха, температура почвы, атмосферные явления. Л.: Гидрометеиздат, 1970. –272 с.
26. Угрюмов А. И. Двухлетняя цикличность в тропосфере умеренных широт северного полушария // *Метеорология и гидрология*. 1968. № 12. с. 24–31.
27. Физические основы теории климата и его моделирование. Л.: Гидрометеиздат, 1977. –271 с.
28. Фирсов П. Б. К вопросу об изменчивости неперриодических колебаний уровня на побережье Японского моря // *Тр. ДВНИГМИ*. 1989. Вып. 39. С. 86–97.
29. Шунтов В. П. Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей // *Биология моря*. 1986. № 3. С. 3–14.
30. Beamish R. J., Bouillon D. R. Pacific salmon production trends in relation to climate // *Canadian J. Fish. and Aquatic Scien.* 1993. Vol. 50. № 5. P. 1002–1016.
31. Faxiu Z., Shenyu Y. The low frequency oscillations of the sea surface temperature in the Equatorial Eastern Pacific and El-Niño formation // *Acta Oceanologica Sinca.* 1989. Vol. 8. № 4. P. 521–533.
32. Fukuoka J. The variation of the polar front in the sea adjacent to Japan // *Oceanogr. Mag.* 1955. V. 6. № 4. P. 82–87.
33. Girs A. A. Many-yearly variations of the atmospheric circulation and long-term trends in the change of hydrometeorological condition in the Bering Sea area // In: *Oceanography of the Bering Sea, Proc. Intern. Symp.* 1974. Ch. 25. P. 475–482.
34. Ichiye T. On the variations of oceanic circulation in the adjacent seas of Japan // *Oceanogr. Mag.* 1955. V. 6. № 4. P. 41–66.
35. Iida H., Katagiri K., Maeda I. and Kamihara E. On the normals of monthly sea surface temperatures from 1956 to 1970 for 5-degree squares in the western North Pacific Ocean // *Oceanogr. Mag.* 1975. V. 26. P. 73–89.

-
-
36. Mason O. K., Salmon D. K., Ludwig S. L. The periodicity of storm surges in the Bering Sea from 1898 to 1993, based on newspaper accounts // *Climatic Change*. 1996. Vol. 34. P. 109–123.
 37. Miita T. and Tawara S. Seasonal and secular variations of water temperature in the East Tsushima Strait // *Jurn. Oceanogr. Soc. Jap.* 1984. V. 40. P. 91–97.
 38. Minobe S. A 50–70 years climatic oscillation over the North Pacific and North America // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 683–686.
 39. Pang I. Ch., Oh I. S. Long-period sea level variations around Korea, Japan and Russia // *Bull. Korean Fish. Soc.* 1994. V. 27. № 6. P. 733–753.
 40. Roach A. T., Aagard K. a t. a l. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № 9. P. 443–457.
 41. Sigimoto T. A review of recent physical investigations on the straits around the Japanese Islands // In: *The physical oceanography of the sea straits*. Ed. L. Pratt., Kluver Academic Press. 1990. P. 191–209.
 42. Tenberth K. E. Spacial and temporal variation of the Southern Oscillation // *Quart Journ. Roy. Meteorolog. Soc.* 1976. V. 102. P. 639–653.
 43. Watanabe T., Hanawa K., Toba Y. Analysis of year – to – year variation of water temperature along the coast of the Japan Sea // *Prog. Oceanogr.* 1985. V. 17. P. 337–357.
 44. Wear B. C., Navato A. R. and Newell R. E. Empirical orthogonal analysis of Pacific Sea surface temperature // *Journ. Phys. Oceanogr.* 1976. V. 6. P. 671–678.

АНАЛИЗ МНОГОЛЕТНИХ НАБЛЮДЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ВОЗДУХА В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Введение

Актуальность исследования изменений климата в наше время не вызывает сомнений. Анализ климатических особенностей за длительный промежуток времени необходим для выработки стратегии, которая обеспечила бы нивелирование последствий возможных изменений климата в различных отраслях народного хозяйства. Закономерности глобальных изменений климата оказываются весьма сложными и не всегда идентичными для различных участков поверхности Земли. Поэтому для оценки их влияния на окружающую среду и экономику особый интерес представляют исследования климатических изменений в отдельных регионах.

По мнению одного из ведущих климатологов М. И. Будыко [1], основной характеристикой, которая обычно используется для описания современных изменений климата, является средняя годовая температура нижнего слоя воздуха. Тем не менее, климатические изменения отчетливо проявляются и в вариациях основных параметров гидросферы, таких как уровень моря, водообмен, температура воды [8].

Закономерности пространственно – временного распределения гидрометеорологических параметров в прибрежной зоне зал. Петра Великого изучены недостаточно. В исследовании гидрометеорологического режима зал. Петра Великого выделяются два основных направления. К первому относятся работы, в которых освещены характеристики гидрометеорологического режима и некоторые гидрологические особенности для залива в целом и его отдельных частей по данным гидрологических съемок. Однако эпизодические наблюдения в отдельных точках залива, проводимые в различные годы, неоднородны во времени и дают лишь весьма общее представление об изменчивости гидрометеорологических характеристик. Ко второму направлению можно отнести работы, в которых гидрометеорологический режим рассматриваемой акватории анализируется по данным регулярных наблюдений на береговых станциях. Такие непрерывные стационарные наблюдения предпочтительны для изучения многолетних климатических вариаций. Данная работа является продолжением исследований в этом направлении.

Попытки подобных исследований были предприняты ранее в работах [2, 3, 12, 13, 19]. Так, в работе В. В. Покудова и Н. А. Власова [19] был проведен анализ распределения средней месячной температуры воды по данным гидрометеорологических станций за период с 1942 по 1975 гг. В указанной работе четыре станции побережья зал. Петра Великого были выделены в отдельную южную группу, имеющую общие черты температурного режима. Однако ограниченность используемых данных во времени не позволила авторам перечисленных работ оценить долготермические тенденции в многолетнем ходе изучаемых параметров.

В предыдущих работах автора настоящей статьи [5–7, 26, 27] проведен подробный анализ многолетней эволюции температуры не только прибрежных вод, но и воздуха, за более длительный период. Предлагаемая работа является

логическим продолжением исследований межгодовой изменчивости температурного режима прибрежных районов залива Петра Великого. В ней уточнены климатические тренды в распределении температуры воды и воздуха в целом, а также для теплого и холодного периодов года. Более подробный помесечный анализ выполнен для ГМС Посьет.

Материалы и методика

Для исследования гидрометеорологического режима прибрежной акватории зал. Петра Великого использовались многолетние ряды средних месячных и годовых значений температуры воды и воздуха, полученные по наблюдениям на четырех гидрометеорологических станциях (ГМС) Государственной сети Росгидромета: Посьет, Гамов, Владивосток и Находка (рис. 1). Продолжительность наблюдений представлена в табл. 1. Наблюдения выполнялись по стандартным методикам [14, 15–17, 20, 22–25]. Критический контроль наблюдений осуществлялся в режимных отделах Приморского управления по гидрометеорологии и контролю окружающей среды (ПУГКС).

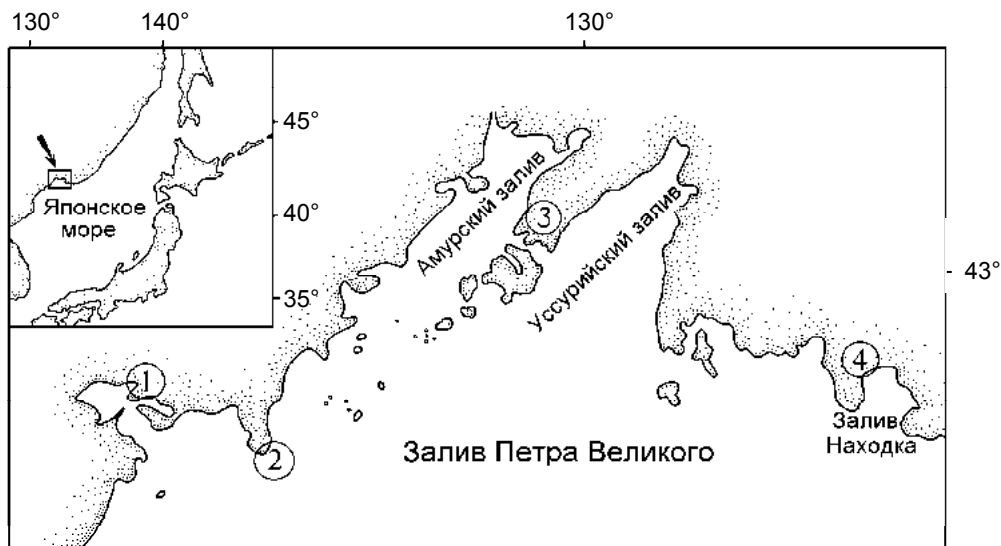


Рис. 1. Схема размещения гидрометеорологических станций на акватории зал. Петра Великого
1 – ГМС Посьет, 2 – ГМС Гамов, 3 – ГМС Владивосток, 4 – ГМС Находка

Таблица 1

Периоды инструментальных наблюдений за гидрометеорологическими параметрами на прибрежных ГМС залива Петра Великого

ГМС	Периоды наблюдений			
	над температурой воздуха		над температурой воды	
Посьет	1931–1998	68 лет	1933–1998	66 лет
Гамов	1923–1998	76 лет	1937–1995	59 лет
Владивосток	1881–1998	118 лет	1901–1998	98 лет
Находка	1932–1998	67 лет	1934–1998	65 лет

Для оценки временной изменчивости температуры воды и воздуха рассчитывались их стандартные статистические характеристики. Анализ связи между исследуемыми параметрами, исследование их пространственно-временной структуры и выявление линейных трендов осуществлялось посредством корреляционного и регрессионного анализа [18]. Оценка статистической значимости выполнялась в соответствии с критериями Стьюдента и Фишера [10, 11].

Результаты и обсуждение

Внутригодовая изменчивость рассматриваемых гидрометеорологических элементов подробно обсуждалась в [5, 26]. Автокорреляционный анализ рядов средней месячной температуры воды и воздуха, выполненный для каждой из четырех станций, показал, что в целом для зал. Петра Великого в зимний период наиболее длительные связи температуры воды между соседними месяцами отмечаются в юго-западной части залива, а в летний – в юго-восточной части. Для температуры воздуха такого различия не отмечается. При сравнении коэффициентов парной корреляции между температурой воды и воздуха по станциям оказалось, что в юго-восточной части залива (ГМС Находка) взаимосвязь между ними очень низкая. По всей видимости, это связано с воздействием Приморского течения и ветрового апвеллинга, т.е. подъема холодных вод у северо-западного побережья Японского моря [9]. Вышеизложенное дает основание полагать, что на распределение температуры воды значительное влияние оказывают адвективные факторы. Дальнейшие исследования подтвердили эту особенность.

Для прогностических целей представляет интерес межгодовая динамика гидрометеорологических параметров. В данной работе предпринята попытка такого анализа. На рис. 2 представлена межгодовая изменчивость рядов температуры воды и воздуха. Из рисунков следует, что в их многолетнем ходе наблюдаются значительные изменения с отчетливо выраженной синхронностью на всех станциях. Сравнение графиков показывает, что для температуры воды до 1965 г. было характерно более близкое расположение кривых относительно друг друга, чем в последующие годы. Размах разностей температуры воды между станциями достиг в 1987 г. 3.6 °С. В изменчивости температуры воздуха наблюдается обратная картина: до 1965 г. температурный режим всех четырех станций был менее однороден, чем в последующие годы. Анализ корреляционных матриц, построенных для периодов 1930–1965 гг. и 1965–1998 гг., свидетельствует о том, что корреляционные связи как между рядами температуры воды, так и между рядами температуры воздуха на станциях для второго периода теснее (табл. 2). Причем наиболее значительное увеличение связи с другими станциями отмечено для ГМС на м. Гамова. В то же время взаимосвязь между температурой воды в Находке с соответствующей в Посъете и Владивостоке за последние 35 лет несколько понизилась. Для температуры воды в Посъете и Владивостоке характерна высокая взаимосвязь на протяжении всего периода наблюдений.

Представленный ход температуры в общих чертах согласуется с динамикой центров действия атмосферы над вторым естественным синоптическим районом. По давлению в центре и по их местоположению шестидесятые и восьмидесятые годы были аномальными, а семидесятые годы – нормальными [28].

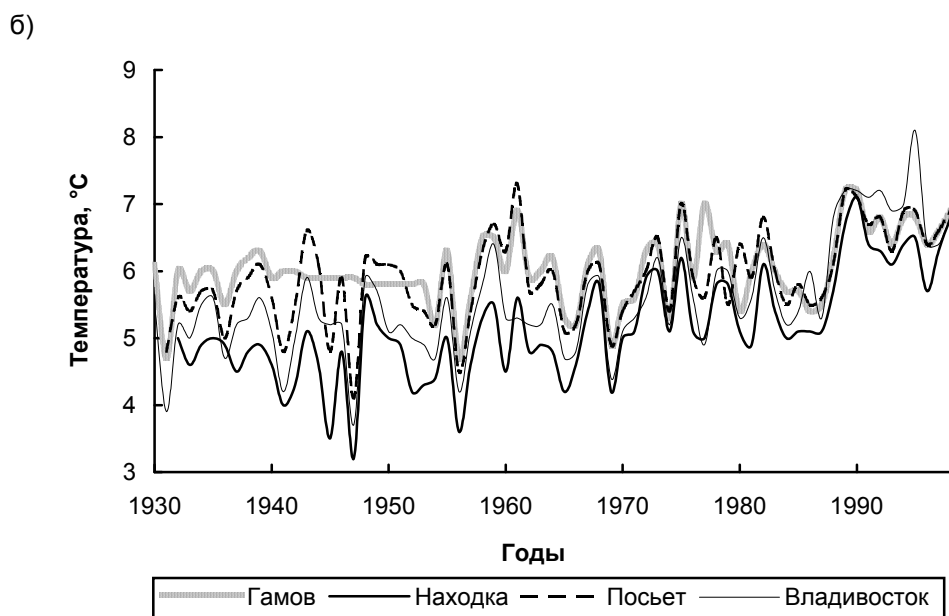
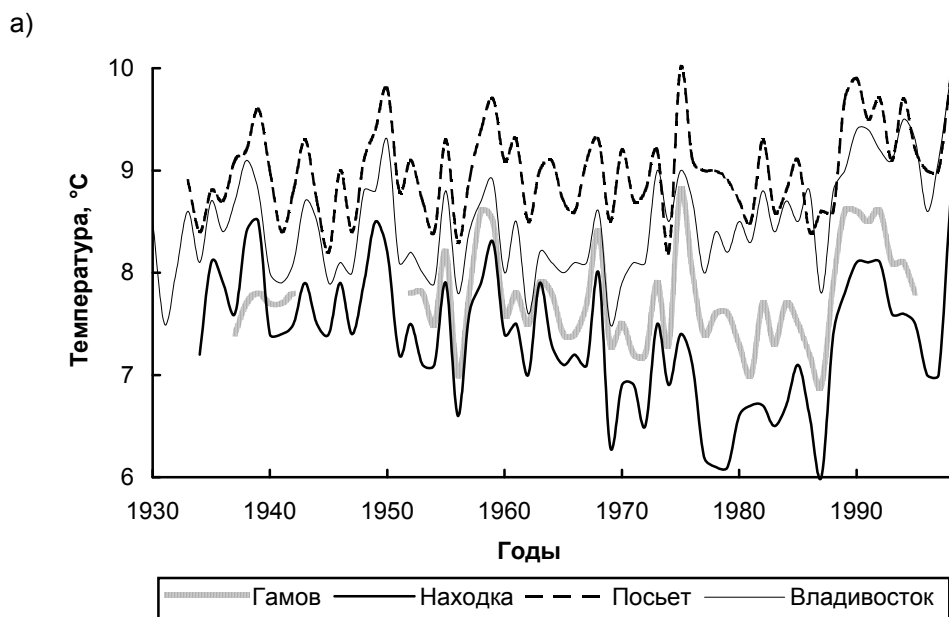


Рис. 2. Межгодовая изменчивость температуры воды (а) и температуры воздуха (б) на ГМС зал. Петра Великого (1930–1998 гг.)

Корреляционная матрица средних годовых значений температуры воды и воздуха за периоды: 1930–1965 гг. (нижний треугольник) и 1965–1998 гг. (верхний треугольник)

ГМС	П	Г	В	Н	П	Г	В	Н
Температура воды, °С				Температура воздуха, °С				
П	1.00	0.87	0.86	0.65	1.00	0.84	0.87	0.91
Г	0.53	1.00	0.75	0.82	0.66	1.00	0.80	0.88
В	0.84	0.47	1.00	0.74	0.83	0.56	1.00	0.91
Н	0.79	0.57	0.85	1.00	0.86	0.52	0.80	1.00

Обозначения: П – ГМС Посьет, Г – ГМС Гамов, В – ГМС Владивосток, Н – ГМС Находка.

При анализе изменчивости многолетнего хода гидрометеорологических величин важная роль отводится выявлению и оценке климатических трендов (тенденций), под которыми понимается плавное однонаправленное изменение случайной переменной величины на протяжении всего рассматриваемого промежутка времени [11, 21]. Линейный тренд во временном ходе температуры воды и воздуха рассчитывался по уравнению регрессии. Статистическая значимость величины тренда определялась по критерию Стьюдента, критическое значение при $k = n - 2$ степеней свободы для наших выборок на 5%-м уровне значимости составляет $t_{кр} = 2.00$ [20].

Для сопоставимости полученных результатов были проанализированы данные по температуре воды и воздуха приблизительно за равный период наблюдений (60–67 лет). При этом были выявлены три типа трендов: 1 – тренд положительный, 2 – тренд не выражен; 3 – тренд отрицательный. Полученные тренды представлены на рис. 3.

На всех рассматриваемых станциях за последние 68 лет прослеживается тенденция повышения температуры воздуха, характеризующаяся значимыми даже на 1% уровне положительными трендами (табл. 3). В то же время тенденция изменчивости температуры воды по станциям залива неоднозначна. Для ГМС Гамов и Посьет тренд не выражен, варьирование температуры воды происходит около среднего многолетнего значения. Выявлен значимый на 5% уровне положительный тренд во Владивостоке. Находка составляет исключение: многолетняя тенденция изменчивости температуры воды здесь отрицательна, что свидетельствует о ее понижении за более чем полувековой период.

Для уточнения тенденции изменчивости данных гидрометеорологических параметров на отдельных участках временной оси было проведено их сглаживание методом скользящего среднего пятого порядка, позволяющее нивелировать резкие межгодовые колебания температуры. В результате анализа сглаженных кривых было установлено, что на всех без исключения станциях 1982–1983 годы явились переломными и характеризовались сменой направления тенденции температуры воды и воздуха с падения на рост. Линейные тренды, построенные на временном отрезке 1983–1996 гг., имеют положительную величину и значимы на 5% уровне. Интересно отметить, что в эти же годы наблюдался один из максимальных Эль-Ниньо [4], что также свидетельствует о макромасштабных атмосферных перестройках в этот период, охвативших большую территорию.

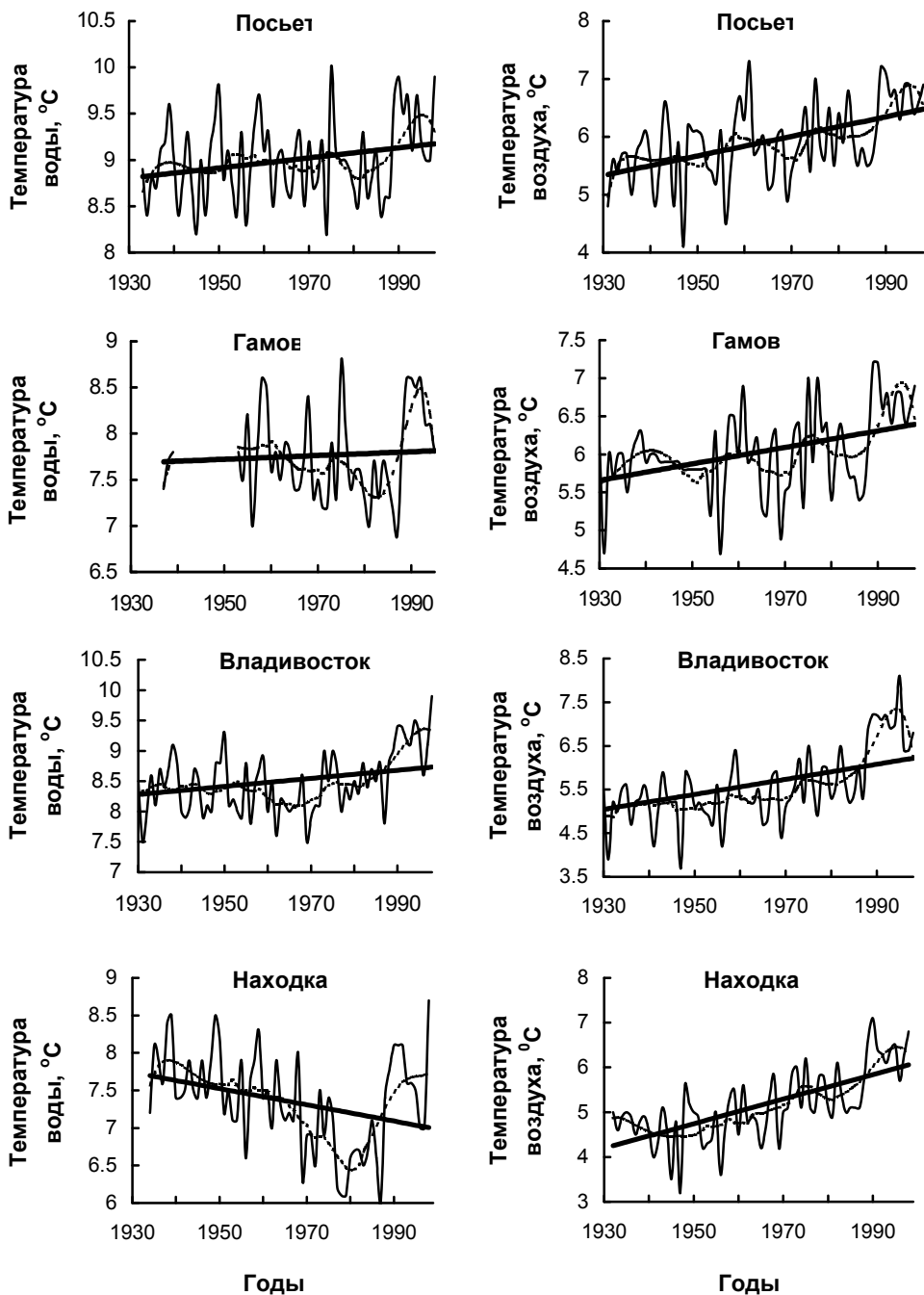


Рис. 3. Временной ход температуры воды и воздуха (1), их трендовые составляющие, аппроксимированные методом скользящего среднего 5 порядка (2) и прямой (3)

— 1, 2, — 3

Коэффициенты полинома первой степени, аппроксимирующего трендовую составляющую температуры воды и воздуха, коэффициент детерминации, критерий Стьюдента и вероятность

ГМС	Период осреднения	A	B	R ²	t	P
<i>Температура воды, °С</i>						
Посьет	Сезон	<u>0.004</u> 0.009	<u>15.325</u> -0.359	<u>0.000</u> 0.135	<u>1.000</u> 3.511	<u>0.321</u> 0.001
	Год	0.006	8.814	0.058	1.975	0.053
Гамов	Сезон	<u>0.004</u> 0.002	<u>12.416</u> 1.063	<u>0.000</u> 0.000	<u>1.019</u> 0.406	<u>0.313</u> 0.686
	Год	0.002	7.692	0.007	0.617	0.540
Владивосток	Сезон	<u>0.002</u> 0.014	<u>13.993</u> -0.209	<u>0.000</u> 0.374	<u>0.734</u> 7.782	<u>0.465</u> 0.000
	Год	0.011	8.104	0.171	3.717	0.000
Находка	Сезон	<u>-0.030</u> 0.017	<u>13.55</u> -0.488	0.282 0.218	5.256 4.488	0.000 0.000
	Год	-0.011	7.707	0.105	2.712	0.009
<i>Температура воздуха, °С</i>						
Посьет	Сезон	<u>0.006</u> 0.037	<u>13.578</u> -6.352	<u>0.016</u> 0.299	<u>1.764</u> 5.575	<u>0.082</u> 0.000
	Год	0.017	5.332	0.247	4.650	0.000
Гамов	Сезон	<u>0.004</u> 0.222	<u>13.192</u> -4.972	<u>0.000</u> 0.210	<u>1.303</u> 4.258	<u>0.197</u> 0.000
	Год	0.011	5.645	0.160	3.570	0.001
Владивосток	Сезон	<u>0.018</u> 0.040	<u>13.268</u> -7.490	0.235 0.383	4.820 6.699	0.000 0.000
	Год	0.027	4.628	0.427	7.067	0.000
Находка		<u>0.014</u> 0.046	<u>12.535</u> -7.409	0.186 0.424	4.169 7.168	0.000 0.000
	Год	0.027	4.224	0.459	7.423	0.000

Примечание: 1) A, B – коэффициенты полинома первой степени, R² – коэффициент детерминации, t – критерий Стьюдента, P – вероятность.

2) В числителе – коэффициенты для теплого полугодия, в знаменателе – для холодного. Жирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции.

Рассмотренные тренды дают представление о тенденциях в изменении температуры воды и воздуха на станциях зал. Петра Великого только за полувековой период. На наш взгляд особый интерес имеет оценка хода температуры во Владивостоке, поскольку на этой станции имеется вековой ряд наблюдений. Анализ сглаженной кривой хода температуры воды позволил выделить 7 временных периодов (табл. 4). Из них только на трех отрезках выявлены значимые тенденции: понижения температуры воды с 1903 по 1914 гг. (10%-й уровень значимости) и с 1966 по 1976 гг. (1%-й уровень значимости); повышения ее с 1981 по 1998 гг. (1%-й уровень значимости).

В многолетней эволюции температуры воздуха на ГМС Владивосток выделяется четыре временных периода. Рост температуры в последнее десятилетие прошлого века и спад в первое десятилетие нынешнего выражены

весьма слабо. Наиболее заметными (значимыми на 1%-ом уровне) оказались положительные тренды температуры воздуха за периоды 1911–1981 гг. и 1981–1994 гг.

Таблица 4

Коэффициенты детерминации, критерий Стьюдента и вероятность на ГМС Владивосток для различных временных периодов

Температура воды, °С				Температура воздуха, °С			
Период	R^2	t	P	Период	R^2	t	P
1903–14 (12)	0.13	2.00	0.07	1889–1904 (16)	0.05	1.71	0.11
1914–23 (10)	0.00	1.24	0.25	1904–1911 (8)	0.04	1.65	0.15
1923–53 (31)	0.00	0.28	0.78	1911–1981 (71)	0.21	4.55	0.00
1953–66 (14)	0.00	0.56	0.59	1981–1994 (14)	0.47	3.82	0.00
1966–76 (11)	0.20	2.23	0.00				
1976–81 (6)	0.00	0.39	0.71	1881–1981(101)	0.24	5.84	0.00
1981–97 (17)	0.26	2.84	0.00	1981–1998 (18)	0.31	3.18	0.01
1901–98 (98)	0.14	4.28	0.00	1881–1998(118)	0.45	9.82	0.00

В целом, для температуры воздуха характерна более устойчивая тенденция роста, чем для температуры воды. Так, за последние сто лет во Владивостоке температура воды увеличилась на 0.64 °С, в то время, как температура воздуха – на 1.74 °С. Оценивая прирост температуры воды за последние 50 лет по всем ГМС, можно отметить, что его наибольшие значения (0.94 °С) имеют место во Владивостоке (табл. 5). Вероятно, этот факт объясняется влиянием на гидрологические условия бухты Золотой Рог антропогенных факторов. Повышение температуры воздуха на станциях существенно выше. За 50 лет наибольший прирост температуры воздуха отмечался во Владивостоке и Находке.

Таблица 5

Величина изменения температуры за полувековой и вековой периоды на станциях залива Петра Великого

Температура воздуха, °С		Температура воды, °С	
Посьет	+0.95 °С/50 лет	Посьет	+0.25 °С/50 лет
Гамов	+0.73 °С/50 лет	Гамов	+0.15 °С/50 лет
	+0.78 °С/75 лет		
Находка	+1.82 °С/50 лет	Находка	-0.27 °С/50 лет
Владивосток	+1.96 °С/50 лет	Владивосток	+0.94 °С/50 лет
	+1.74 °С/100 лет		+0.64 °С/100 лет
	+1.21 °С/118 лет		

Для уточнения сезонных особенностей многолетних изменений температуры воды и воздуха на рассматриваемой акватории представляется интересным оценить климатические тренды по полугодиям. В качестве холодного полугодия был выбран временной диапазон ноябрь-март, в качестве теплого – апрель-октябрь. Результаты трендовых оценок представлены в табл. 3 и рис. 4–5.

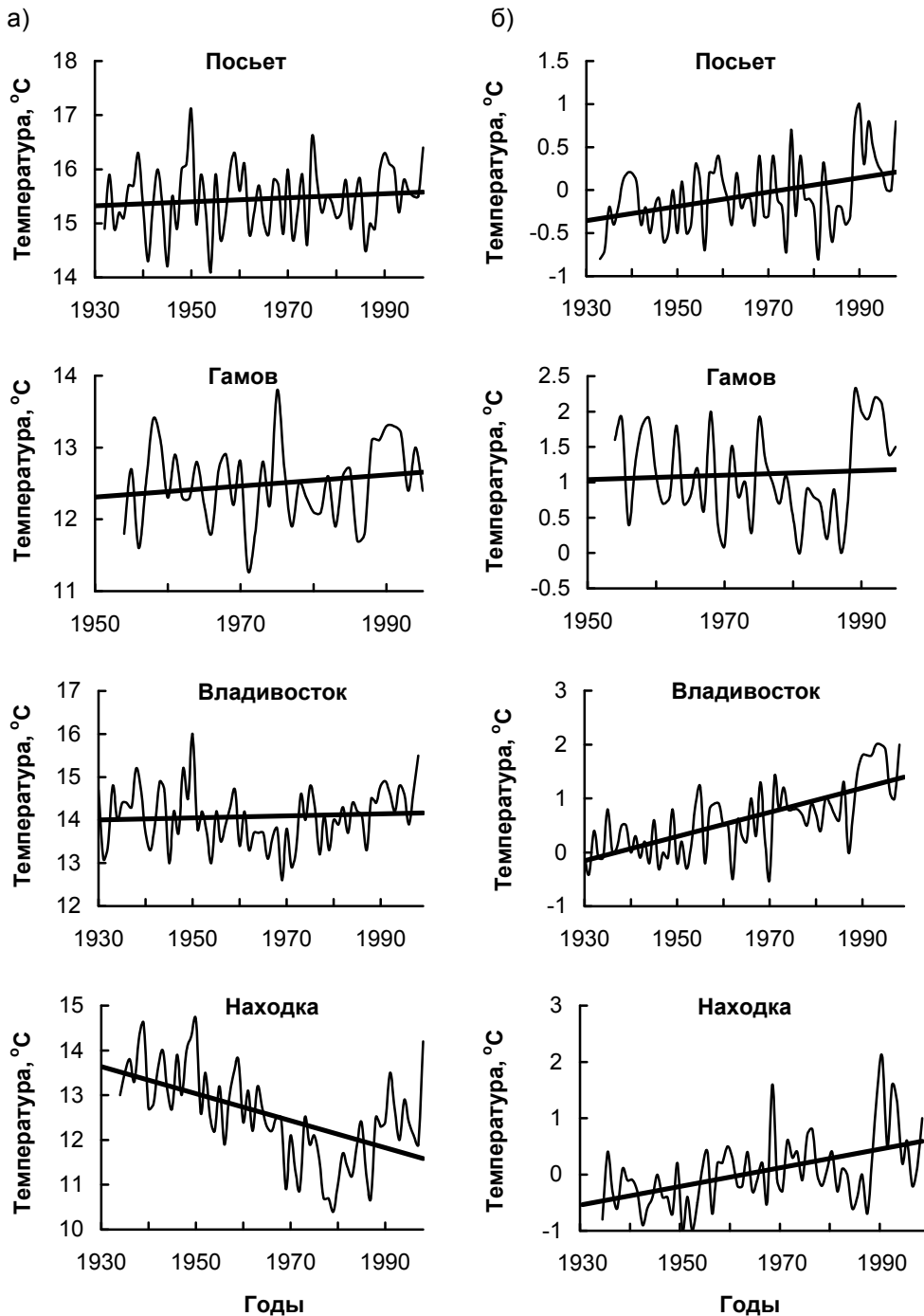


Рис. 4. Временной ход температуры воды и его трендовая составляющая
 а – для теплого (апрель-октябрь), б – холодного (ноябрь-март) полугодий

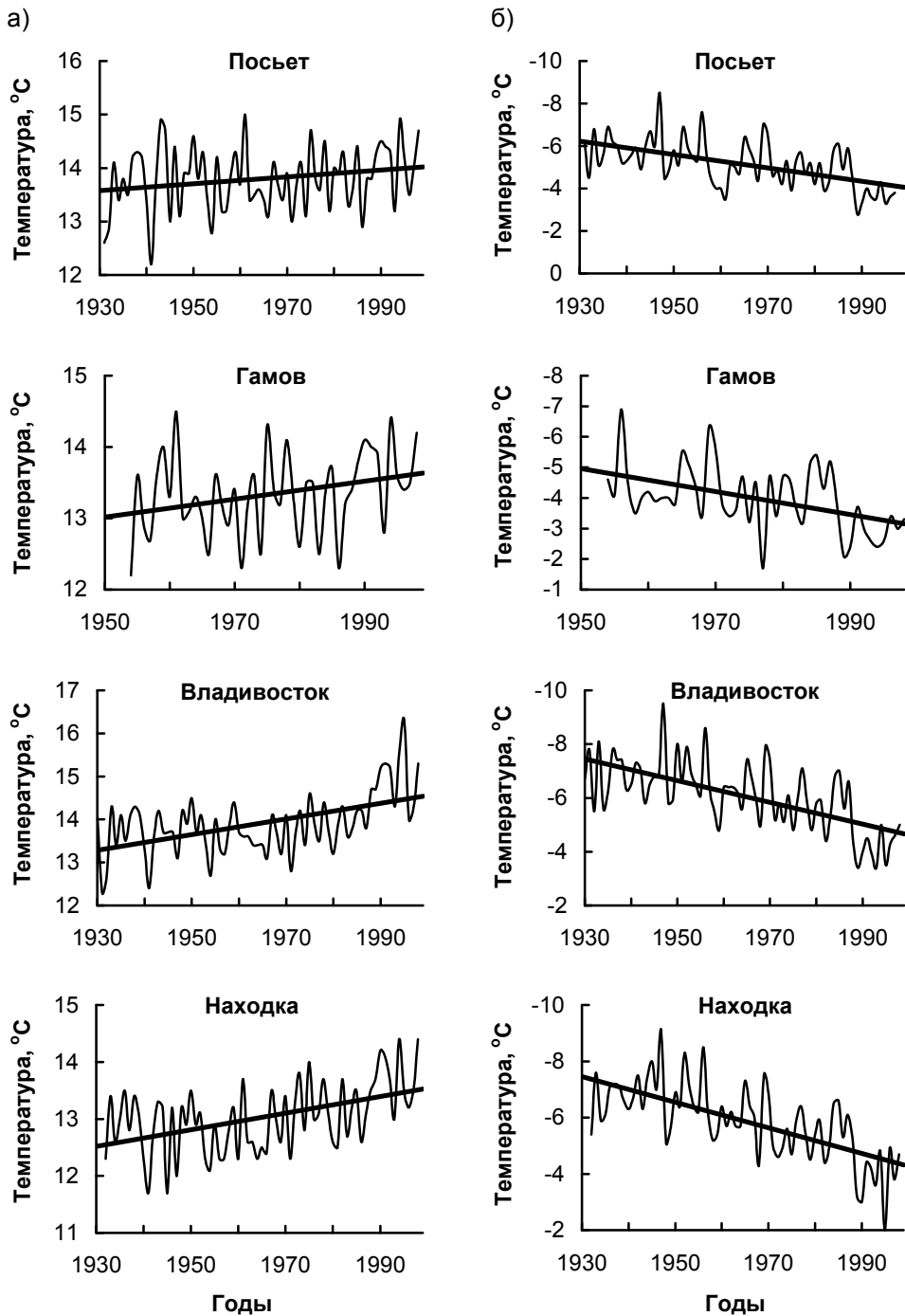


Рис. 5. Временной ход температуры воздуха и его трендовая составляющая
 а – для теплого (апрель-октябрь), б – холодного (ноябрь-март) полугодий

В теплое полугодие значимый на 5%-ом уровне отрицательный тренд температуры воды был выявлен только в Находке. Для остальных станций тренд в ходе температуры воды в теплое полугодие не выражен. В холодное полугодие отмечается значимая положительная тенденция температуры воды в Находке, Владивостоке и Посъете (рис. 4). В изменении температуры воздуха прослеживается значимое повышение во Владивостоке и в Находке для обоих полугодий, а на Гамове и в Посъете – только для холодного (рис. 5).

Анализ корреляционных матриц, рассчитанных отдельно для теплового и холодного периодов, указывает на более тесную связь между станциями по температуре воздуха для обоих сезонов (табл. 6). В целом, по температуре воды и воздуха наиболее тесная связь между станциями отмечена в холодное полугодие. Исключение составляет Посъет, для которого в холодное полугодие наблюдается незначительное ослабление связи по температуре воды с Владивостоком и по температуре воздуха с Гамовым.

Таблица 6

Корреляционная матрица распределения средних годовых значений температуры воды и воздуха для теплового (нижний треугольник) и холодного (верхний треугольник) полугодий (1930–1998 гг.)

ГМС	П	Г	В	Н	П	Г	В	Н
<i>Температура воды, °С</i>					<i>Температура воздуха, °С</i>			
П	1.00	0.68	0.66	0.77	1.00	0.69	0.83	0.83
Г	0.55	1.00	0.56	0.65	0.75	1.00	0.75	0.75
В	0.76	0.49	1.00	0.79	0.70	0.64	1.00	0.93
Н	0.48	0.33	0.60	1.00	0.81	0.67	0.80	1.00

Примечание: условные обозначения аналогичны табл. 2.

Более детальная оценка многолетней изменчивости термического режима была выполнена для Посъета. Для этого были проанализированы тенденции многолетнего хода температуры воды и воздуха за 66 лет для каждого месяца (рис. 6, табл. 7).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в период с декабря по май отмечается значимый положительный линейный тренд температуры воды и воздуха. С июня по ноябрь тренд отсутствует. На основании изложенного можно сделать заключение о том, что май и ноябрь характеризуют переходные сезоны изменения погодных условий. Для зимних и весенних месяцев за последние 66 лет характерно значимое повышение температуры воды и воздуха, т.е. зимы и весны стали теплее. Летом и осенью многолетние вариации температуры происходят около нормы.

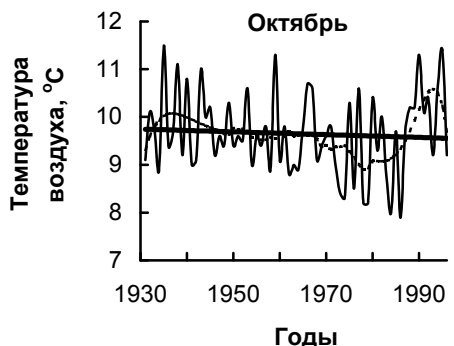
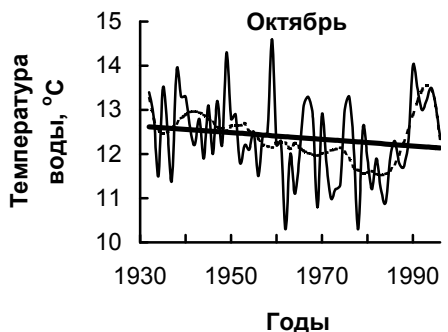
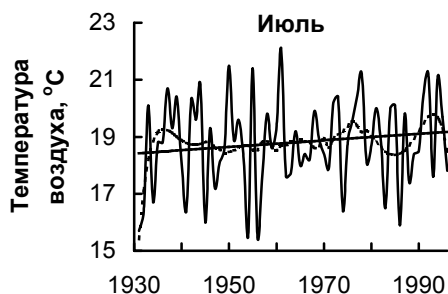
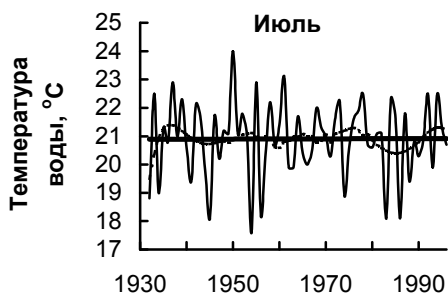
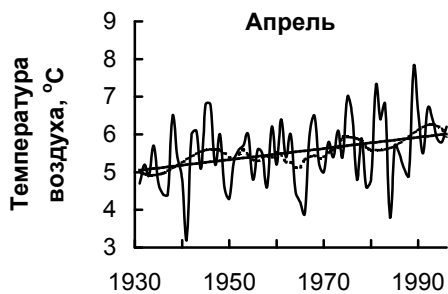
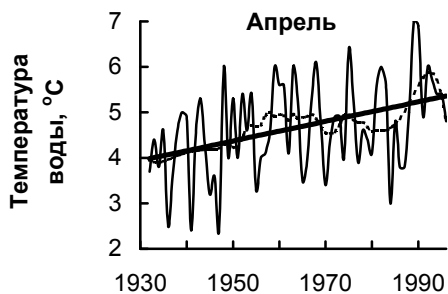
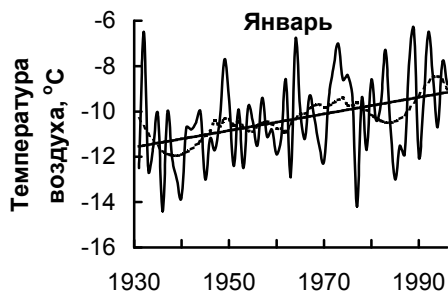
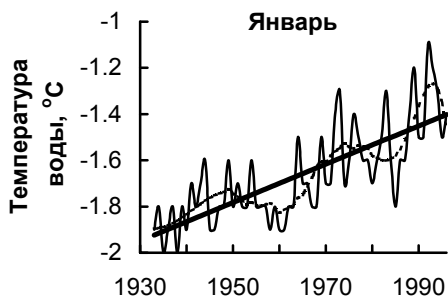


Рис. 6. Многолетняя эволюция температуры воды и воздуха и их трендовые составляющие (ГМС Посьет, 1931–1996 гг.)

**Коэффициенты полинома первой степени, детерминации, критерий
Стьюдента и вероятность (ГМС Посьет)**

Месяц	A	B	R ²	t	P
<i>Температура воды, °C</i>					
1	0.008	-1.932	0.563	8.938	0.000
2	0.010	-1.909	0.591	9.467	0.000
3	0.018	-0.955	0.205	3.992	0.000
4	0.022	3.961	0.155	3.403	0.001
5	0.014	10.562	0.100	2.623	0.011
6	0.004	16.410	0.004	0.491	0.625
7	0.000	20.890	0.000	0.049	0.961
8	-0.009	23.361	0.020	1.122	0.266
9	-0.006	9.662	0.018	1.063	0.292
10	-0.008	12.627	0.024	1.234	0.222
11	-0.008	4.457	0.015	0.978	0.332
12	0.009	-1.219	0.100	2.648	0.010
Год	0.005	8.832	0.040	1.617	0.111
<i>Температура воздуха, °C</i>					
1	0.037	-11.576	0.131	3.108	0.003
2	0.044	-8.912	0.162	3.512	0.001
3	0.032	-2.336	0.160	3.490	0.001
4	0.015	5.038	0.100	2.665	0.010
5	0.014	10.179	0.077	2.315	0.024
6	0.006	14.090	0.008	0.699	0.487
7	0.0112	18.414	0.019	1.118	0.268
8	-0.001	20.973	0.000	0.143	0.887
9	-0.004	16.769	0.012	0.866	0.390
10	-0.003	9.746	0.004	0.524	0.602
11	0.007	0.268	0.007	0.651	0.517
12	0.035	-8.492	0.092	2.547	0.013
Год	0.016	5.350	0.215	4.190	0.000

Примечание: условные обозначения аналогичны табл. 3.

Заключение

В заключении можно отметить заметную сезонную и межгодовую изменчивость гидрометеорологических условий на акватории зал. Петра Великого, что связано с особенностями муссонного климата, с общими атмосферными процессами, протекающими над территорией Восточной Азии, с особенностями изменчивости холодного Приморского и теплого Восточно-Корейского течений, влияющие которых существенно сказывается на формировании теплового режима прибрежных вод. Исследования автора [2, 12, 13, 19] подтвердили высказанные ранее предположения о том, что температурный режим вод зал. Петра Великого подвержен влиянию как климатических, так и адвективных факторов. Температура воды и воздуха претерпевает значительные межгодовые изменения с отчетливо выраженной синхронностью своего хода на всех станциях. На основании вышеизложенного можно сделать определенные выводы.

1) В многолетних вариациях температуры воды в прибрежной зоне зал. Петра Великого отмечены следующие тенденции:

- ◆ климатическое повышение температуры воды во Владивостоке, наиболее ярко выраженное в холодное полугодие, которое, по всей видимости, связано с усилением антропогенного влияния;
- ◆ климатическое понижение температуры в юго-восточной части залива (Находка) в теплое полугодие, что, вероятно, связано с влиянием на этот район холодного Приморского течения и ветрового апвеллинга, наблюдающегося в северо-западной части Японского моря в октябре;
- ◆ в холодное полугодие в юго-восточной части залива тенденция температуры положительна, как и для большинства станций залива;
- ◆ в юго-западной части залива (Гамов, Посъет) тренд не выявлен, температура воды на указанных станциях варьирует около нормы, хотя в холодное полугодие в Посъете отмечена значимая (на 5%-м уровне) положительная тенденция температуры;
- ◆ за последние 17 лет (1982–1998 гг.) для всей акватории зал. Петра Великого имела место тенденция повышения температуры воды.

2) На всех рассматриваемых станциях в ходе температуры воздуха выявлен значимый (на 1%-уровне) положительный тренд. Во Владивостоке и Находке эта тенденция характерна для обоих полугодий, в Гамове и Посъете – только для холодного.

3) Более детальный помесечный анализ климатических трендов температуры воды и воздуха, выполненный для зал. Посъета, показал, что зимы и весны стали теплее, а в летние и осенние месяцы температура варьирует около нормы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Аналоговый метод оценки предстоящих изменений климата // Метеорология и гидрология. 1991. № 4. С. 39–50.
2. Винокурова Т. Т. О сезонной и кратковременной изменчивости гидрологических характеристик в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 1977. Т. 101. С. 7–12.
3. Винокурова Т. Т., Скоклёнова Н. М. Временная изменчивость гидрологических условий в различных районах залива Посъета // Изв. ТИНРО. 1980. Т. 104. С. 29–35.
4. Волков Ю. Н., Калашников Б. М. Эль-Ниньо: идентификация и возможность прогнозирования // Труды ДВНИГМИ. 1990. Вып. 136. С. 158–172.
5. Гайко Л. А. Многолетняя динамика гидрометеорологических параметров прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море) // Доклады 7-го совещания ВАКОМ и международного рабочего совещания по исследованию глобальных изменений в Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 51–72.
6. Гайко Л. А. Гидрометеорологический режим южной части дальневосточного морского заповедника // Биол. моря. 1999. Т. 25. № 2. С. 97–99.
7. Гайко Л. А., Жабин И. А. Изменчивость температуры и солёности в районе плантации мидий в заливе Восток Японского моря // Биол. моря. Т. 22. № 2. 1996. С. 126–130.
8. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. –280 с.
9. Жабин И. А., Грамм-Осипова О. Л., Юрасов Г. И. Ветровой апвеллинг у северо-западного побережья Японского моря // Метеорология и гидрология. 1993. № 10. С. 82–86.
10. Зайцев Г. Н. Математический анализ биологических данных. М.: Наука, 1991. –184 с.

-
-
11. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров / Пер. со 2-го амер. перераб. изд. М.: 1984. –831 с.
 12. Ластовецкий Е. И. Климатические особенности омывающих морей // В кн.: Климат Владивостока. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. С. 159–162.
 13. Ластовецкий Е. И., Якунин Л. П. Гидрологическая характеристика Дальневосточного государственного морского заповедника // Цветковые растения островов Дальневосточного морского заповедника. Владивосток, 1981. С. 18–33.
 14. Метеорологический ежемесячник, 1955–1992. Владивосток: Приморское управление ГМС, 1955–1992.
 15. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. –312 с.
 16. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. –299 с.
 17. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 26. Приморский край. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. –416 с.
 18. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. –242 с.
 19. Покудов В. В., Власов Н. А. Температурный режим прибрежных вод Приморья и острова Сахалин по данным ГМС // Труды ДВНИГМИ. 1980. Вып. 86. С. 109–118.
 20. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1966–1969. Вып. 26. Ч. 2–5. –848 с.
 21. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. –568 с.
 22. Шаповалова Л. А. Об особенностях наблюдений над температурой морской воды на сети гидрометеорологических станций // Информационное письмо. Владивосток: ПУГКС, 1979. С. 82–84.
 23. Шаповалова Л. А. О качестве наблюдений над соленостью морской воды // Информационное письмо. Владивосток: ПУГКС, 1979. С. 85–91.
 24. Шаповалова Л. А. Методические указания по нивелированию морских водомерных пунктов. Владивосток: ДВНИИ, 1980. –52 с.
 25. Шаповалова Л. А. О работе морских гидрометеостанций за 1 полугодие 1981 г. // Информационное письмо. Владивосток, 1981. С. 22–25.
 26. Gayko L. A. Long-term dynamics of hydrometeorological parameters of the coastal zone of Peter the Great Bay (Sea of Japan) // Reports of the 7-th TEACOM Meeting and International Workshop on Global Change Studies in Far East Asia (V.L. Kasyanov, Eds.). Vladivostok: Dalnauka, 1998. P. 89–111.
 27. Gayko L. A. Peculiarities of year-to-year variability of hydrometeorological parameters in the north-western Japan sea (of Peter the Great Bay) // Proc. International Symposium on Circulation Research of the East Asian Marginal Seas (CREAMS). Fukuoka (Japan), 1999. P. 238–243.
 28. Smolyankina T. V. Multiyear variability of pressure, latitude and longitude anomalies of atmospheric action centers in the Asian-Pacific region // Abstracts of Workshop «Global Change Studies at the Far East». Vladivostok. Sept. 7–9 1999. Vladivostok: Dalnauka, 1999. P. 46.

ФОРМИРОВАНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ВОД С ВЫСОКОЙ СОЛЕННОСТЬЮ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Введение

Японское море относится к окраинным морям средиземного типа. Благодаря мелководности проливов, соединяющих Японское море с соседними бассейнами, его во многих отношениях можно считать изолированным, средиземным. Низкие значения температуры воды (менее 1 °С) и высокая концентрация растворенного кислорода (около 70% от насыщения) в промежуточных и глубинных водах объясняются многими авторами отсутствием водообмена с глубинными водами Тихого океана, а также процессами интенсивной вертикальной циркуляции, которая охватывает всю толщу вод.

Деятельный слой Японского моря разделен на две климатические области, из которых южная и восточная сторона гораздо теплее северной и северо-западной. Соленость у берегов Японии также выше, чем в северной части и у берегов Приморья. Противоборство теплых и соленых течений (Цусимское и Восточно-Корейское) с холодными и пресными (Приморское и Северо-Корейское) формирует Полярный Фронт с обилием мезомасштабных структур.

Несмотря на множество работ по физической океанографии моря, у исследователей до настоящего времени нет единства взглядов на процессы вертикального перемешивания и образования промежуточных и глубинных вод Японского моря. Так, Д. Фукуока [10] связывает однородное пространственное распределение кислорода в Японском море с сильной зимней конвекцией в его северной части. М. Yasui и др. [28] обнаружили, что осенью севернее 41° с.ш. на глубине 300–800 м формируются воды с минимальным потенциальным удельным объемом. Предполагается, что они играют важную роль в обновлении глубинных вод моря.

К настоящему времени сложилось достаточно устойчивое представление только о локализации районов моря со значительной конвекцией. Так, на сильную конвекцию в северной и северо-западной частях Японского моря указывали в своих работах J. Fukuoka [15], M. Wakatsuchi [27], Y. H. Seung et al. [24], М. А. Радзиховская [9], В. В. Покудов и др. [8], С. Г. Панфилова [7], Х. Фукуока и А. Мисуми [11], А. К. Леонов [5], Y.-H. Seung and J.-H. Yoon [25], T. Senjuu and H. Sudo [23], K. Kim и J. Y. Chung [17]. Однако М. А. Радзиховская [9] и Ю. В. Истошин [4] считают, что проникновение вод с поверхности на глубинные горизонты происходит не только за счет конвекции, но и вследствие опускания вод на периферии циклонического круговорота вод в море.

По данным М. А. Радзиховской [9], ежегодно обновляется почти вся глубинная вода. В. В. Покудов и др. [8] полагают, что конвективное перемешивание в северо-западной части моря проникает до 2000–3000 м. Согласно Ю. В. Истошину [4], конвекция в Японском море достигает глубин 1000–2000 м и более. Y. H. Seung и др. [24] для одного из холодных лет представили данные о проникновении конвекции на глубину 1000–1100 м. Район с максимальными значениями зимней конвекции они определили у берегов

России. А. К. Леонов [5] утверждает, что в северной и западной частях Японского моря вертикальная циркуляция доходит до дна, а полная вентиляция водной толщи происходит за 2–3 года (при благоприятных условиях – ежегодно). В то же время К. Suda [26] говорит о полном обмене вод в течение 50 лет. На основе изотопного анализа С-14 Т. Gamo и Y. Horibe [16] пришли к выводу, что глубинные воды формируются в северо-западной части моря, и их полный обмен происходит в течение 300 лет.

Существенная роль в термическом режиме северной и северо-западной части моря, согласно С. Г. Панфиловой [7], принадлежит теплообмену между морем и атмосферой. Поэтому зимой в районе залива Петра Великого под действием муссона происходит сильное охлаждение вод, что создает благоприятные условия для конвективного перемешивания до 2000–3000 м. А. С. Васильев и В. П. Макашин [1] показали, что вентиляция верхнего километрового слоя вод осуществляется процессами, обусловленными прямым воздействием атмосферы на поверхность моря. Придонный слой (глубже 2000 м) периодически подпитывается шельфовыми водами, сползающими по континентальному склону Приморья. Примерно такие же результаты получили Y. Noh и др. [20]. Моделируя конвекцию в море при различных значениях теплообмена с атмосферой, они получили значительно различающиеся значения глубины ее проникновения (от 700 до 1500 м). Диссонансом предшествующих работ звучат утверждения S. C. Riser и др. [21] о том, что «вентиляция в зимний период 1994–1995 гг. была не глубже 150 м». В. А. Лучин и др. [19] приходят к более общему выводу – интенсивная зимняя конвекция в Японском море не распространяется глубже 200–300 м. В таком случае возникает вопрос о механизме и месте формирования промежуточных и глубинных вод Японского моря. В этом отношении наиболее интересную мысль высказал О. Рябов [22]. Он полагает, что глубинные воды образуются во фронтальной зоне, в месте встречи холодных и пресных вод с солеными и теплыми. Здесь соленые воды теряют тепло и погружаются, вследствие чего формируются промежуточные и глубинные воды. Автор считает, что образование промежуточных вод, в основном, происходит в районе Корейского плато (38–39° с.ш. и 132° в.д.), а также эпизодически южнее залива Петра Великого. Аналогичную мысль высказали М. А. Данченков и Д. Обри [12], которые полагают, что у собственных вод западной части моря соленость слишком низкая для формирования глубинных вод. Поэтому необходим вклад соленых вод Цусимского течения. К наиболее вероятному району формирования глубинных вод авторы относят область меандра Цусимского течения (между 43° и 45° с.ш.).

В данной работе мы придерживаемся терминологии Y.-G. Kim и К. Kim [18], которые классифицируют промежуточные воды с соленостью выше 34.07‰, а также с высоким содержанием кислорода и с температурой более 0.6 °С, как «High Salinity Intermediate Water». На взгляд авторов, процессы формирования и распространения промежуточных вод с высокой соленостью могут, в определенной степени, раскрыть механизм образования глубинных вод Японского моря. Здесь будут высказаны соображения относительно места и механизма формирования промежуточных вод с высокой соленостью, приведены выводы, подтверждающие идеи, изложенные в статьях [12, 22].

Исходные данные

Исходными материалами для написания статьи послужили результаты STD зондирования и измерения солёности, полученные в двух международных экспедициях на НИС «R. Revelle» и НИС «Профессор Хромов» в период с 24 июня по 13 августа 1999 г. 203 океанографические станции сравнительно равномерно распределены на акватории, ограниченной на юге Корейским проливом, а на севере параллелью 48° с.ш. Наблюдения охватывали слой воды от поверхности до дна (максимальное удаление зонда от дна на станциях не превышало 4–10 м). STD зондирования выполнялись зондом NBIS MKIIIIB с дополнительным датчиком температуры SBE35. Отбор проб воды осуществлялся 10-литровыми полихлорвиниловыми батометрами (Niskin Bottles), укрепленными в раме. Бортовые измерения солёности проводились с помощью солемера Guildline 8400A Autosal, который калибровался до и после каждой станции с помощью WORMLEY – стандартной морской воды. Погрешность бортовых измерений солёности составляла $\pm 0.001\%$. Дополнительно, для демонстрации фоновых гидрологических условий в Японском море, нами были привлечены средние многолетние карты температуры воды на горизонте 400 м, а также температуры и солёности верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) вод в феврале. Карты были построены по всем имеющимся к настоящему времени данным океанографических наблюдений (около 140000 глубоководных океанографических станций, выполненных за период с 1900 по 1998 гг.).

Методы

Средние многолетние месячные значения температуры воды на горизонте 400 м рассчитывались для центров трапеций со сторонами 1° широты и 1° долготы.

По данным STD и лабораторным измерениям строились профили вертикального распределения солёности. Результаты высокоточных определений свидетельствуют о том, что значения солёности собственных глубинных вод Японского моря не выходят за пределы 34.065–34.069‰ (рис. 1). Поэтому было сделано предположение, что воды с солёностью выше 34.07‰ получают избыточную соль от вод Цусимского течения (эта часть на профилях солёности заштрихована). Для каждой станции была установлена максимальная глубина проникновения вод с солёностью выше 34.07‰, после чего построена карта этой поверхности. Более того, было вычислено интегральное избыточное солесодержание, которое обусловлено слоем воды с солёностью больше, чем 34.07‰. Расчет проводился по формуле:

$$S_c = \sum_i 0.5 \cdot (S_i + S_{i+1}) \cdot \Delta Z_i \quad (1)$$

где S_c – избыточное солесодержание (‰·м);
 S_i – (солёность – 34.07) для слоя i ;
 ΔZ_i – слой i .

Вслед за Г. Н. Ивановым-Францевичем [2, 3] мы полагаем, что потенциальная устойчивость вертикального столба морской воды является важнейшей характеристикой при исследовании процессов вертикального перемешивания. В связи с этим для каждой гидрологической станции была

вычислена потенциальная устойчивость в столбе жидкости. Термодинамические уравнения для расчета этой величины приводятся в [14]. Они включают выражение для статической устойчивости вида

$$EH = 0.5 \cdot g^2 \cdot \left[\frac{d\rho}{dP} - \left(\frac{\partial \rho}{\partial P} \right)_\theta \right]. \quad (2)$$

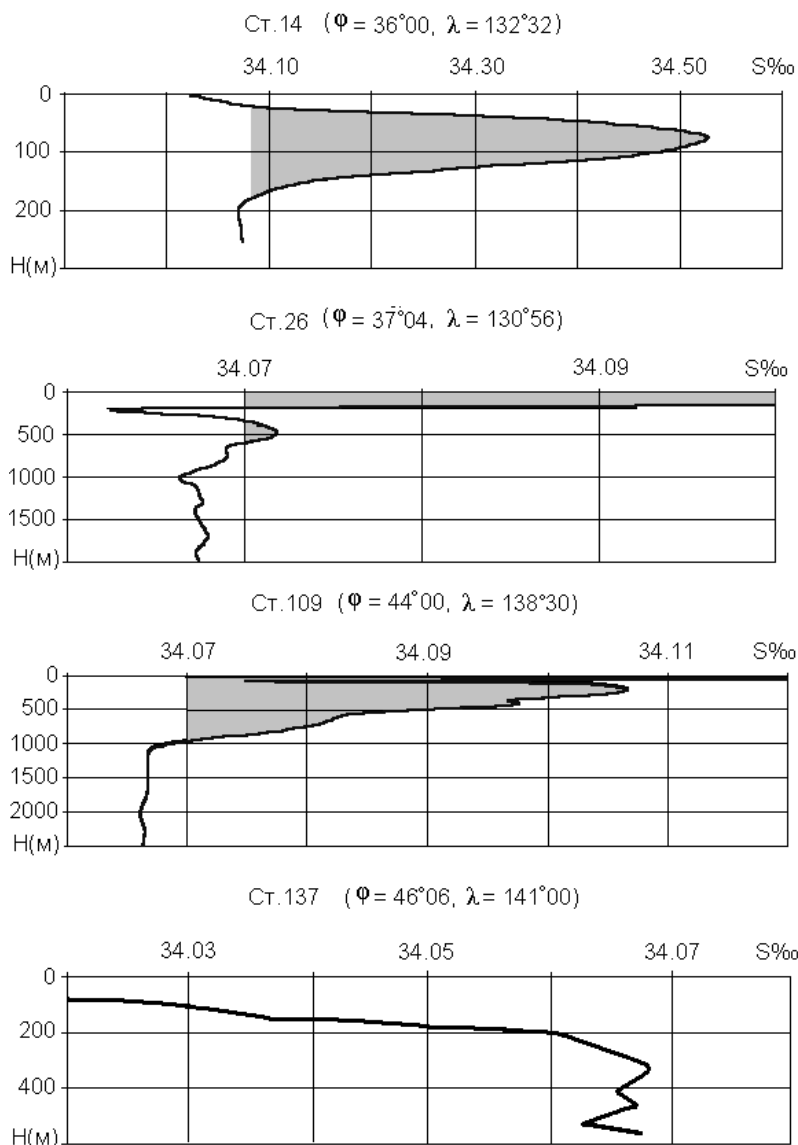


Рис. 1. Профили вертикального распределения солености воды на станциях в Японском море 24.06–12.08.1999 г. (заштрихованы участки профилей с соленостью выше 34.07‰)

Вклад, обусловленный разной сжимаемостью двух элементов объема учитывается уравнением:

$$EC = 0.5 \cdot P \cdot \left(\frac{g}{V}\right)^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial T} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_{\theta} \left[\left(\frac{dT}{dP} \right) - \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_{\theta} \right] + \frac{\partial}{\partial S} \left(\frac{\partial V}{\partial P} \right)_{\theta} \left(\frac{dS}{dP} \right) \right\}. \quad (3)$$

Эффект уплотнения при смешении двух объемов морской воды с разной соленостью и температурой рассчитывается с помощью выражения:

$$EM = -0.5 \cdot P \cdot \left(\frac{g}{V}\right)^2 \left\{ \frac{\partial^2 V}{\partial T^2} \left[\left(\frac{dT}{dP} \right) - \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_{\theta} \right]^2 + 2 \cdot \frac{\partial^2 V}{\partial T \partial S} \left[\left(\frac{dT}{dP} \right) - \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_{\theta} \right] \left(\frac{dS}{dP} \right) + \frac{\partial^2 V}{\partial S^2} \left(\frac{dS}{dP} \right)^2 \right\}. \quad (4)$$

Вклад энтальпийного эффекта смешения определяется уравнением:

$$EL = 0.5 \cdot \frac{P}{C_p} \cdot \left(\frac{g}{V}\right)^2 \frac{\partial}{\partial T} \left\{ \frac{\partial C_p}{\partial T} \left[\left(\frac{dT}{dP} \right) - \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_{\theta} \right]^2 + 2 \cdot \frac{\partial C_p}{\partial S} \left[\left(\frac{dT}{dP} \right) - \left(\frac{\partial T}{\partial P} \right)_{\theta} \right] \left(\frac{dS}{dP} \right) + \frac{\partial^2 L}{\partial S^2} \left(\frac{dS}{dP} \right)^2 \right\}. \quad (5)$$

Коэффициент 0.5 приводит энергетический эффект к единице объема. В уравнениях использовались следующие общепринятые обозначения:

- g – ускорение свободного падения;
- P – давление;
- ρ – плотность;
- V – объем;
- T – температура;
- S – соленость;
- C_p – удельная теплоемкость;
- L – относительная удельная энтальпия морской воды;
- θ – обозначение адиабатического процесса.

Сумма всех составляющих представляет собой потенциальную устойчивость столба морской воды

$$ET = EH + EC + EM + EL. \quad (6)$$

Результаты и их обсуждение

Вначале оценим оправданность предположений предыдущих исследователей о формировании промежуточных и глубинных вод зимой в северной и северо-западной частях моря. Действительно, в узкой прибрежной зоне северной и северо-западной частей моря (ограниченных береговой линией и материковым склоном) в осенне-зимний период происходит сильное

выхолаживание деятельного слоя вод. Помимо этого происходит и увеличение солености вод за счет образования льда, но оно значимо только для мелководных участков заливов и бухт с глубинами до 20–50 метров.

Верхний квазиоднородный слой в осенне-зимнее время обычно трактуется как слой вод, вовлеченный в процессы интенсивной осенне-зимней конвекции. Результаты расчетов, приведенных в [6], свидетельствуют о том, что максимального развития он достигает в феврале. В это время на преобладающей части моря его нижняя граница не распространяется глубже 50–100 м. Только в глубоководной части моря, располагающейся южнее залива Петра Великого и вытянутой в широтном направлении (между параллелями 40.5–42.0° с.ш. и меридианами 131–137° в.д.), ВКС достигает глубины 150–200 метров.

Распределение температуры и солености в верхнем квазиоднородном слое Японского моря в феврале указывает на существование двух климатических зон [6]. Для южной и юго-восточной частей верхние слои теплее, а их соленость, как правило, выше 34.07‰. В северной и северо-западной частях моря верхние слои холоднее, а их соленость ниже 34.07‰. В феврале температура ВКС более ярко, чем летом, отражает особенности динамики вод моря. Максимальные значения температуры (7–13 °С) характерны для тихоокеанских вод. В поле температуры выделяется меандр Восточно-Корейского течения, а также меандр на параллели 44° с.ш. Минимум температуры воды (-1–0 °С) наблюдается в зал. Петра Великого, а также в северной и северо-западной частях Татарского пролива. Изолинии 1 и 3 °С свидетельствуют о перемещении переохлажденных прибрежных вод от зал. Петра Великого на восток. Возможно, что смешение этих вод с водами Восточно-Корейского течения и приводит к формированию здесь области с максимальным развитием ВКС. Таким образом, значения температуры в ВКС свидетельствуют о том, что прибрежные воды северной и северо-западной частей Японского моря потенциально могут быть одним из источников промежуточных вод Японского моря. Однако следует отметить, что в промежуточных водах Японского моря не наблюдается отрицательных значений температуры воды.

В феврале соленость верхнего квазиоднородного слоя максимальна в южной части моря. Здесь она достигает значений 34.2–34.5‰. По мере продвижения тихоокеанских вод на север и северо-восток происходит уменьшение солености до 34.1‰. В прибрежных областях северной и северо-западной частей моря она снижается до 33.8–33.9‰ [6]. Этот факт подтверждает высказанное ранее в работе [12] предположение о недостаточности только одних прибрежных вод северной и северо-западной частей моря для формирования промежуточных вод Японского моря. Более того, все попытки предыдущих исследователей по обнаружению места формирования в зимний период плотных и соленых (более 34‰) вод в прибрежных районах северной части моря до сих пор не увенчались успехом. Даже если предположить, что образующиеся переохлажденные (но распресненные) воды будут смешиваться с нижележащими собственными водами Японского моря, имеющими соленость не более 34.07‰, то это приведет к образованию вод с пониженной, чем у собственных вод, соленостью. Все это наводит на мысль о существовании других районов Японского моря и иных механизмов формирования промежуточных вод с высокой соленостью.

Дополнительным аргументом ограничения глубины распространения осенне-зимней конвекции верхними первыми сотнями метров могут служить карты пространственного распределения температуры воды на горизонте 400 м, представленные на рис. 2. Пространственные неоднородности температуры воды, в основном, связаны с динамикой вод. В северной и северо-западной части моря температура воды на указанном горизонте в течение всего года не превышает 0.4–0.6 °С. Область наиболее низких значений температуры располагается к югу и к юго-востоку от залива Петра Великого. Эта зона пониженных значений вытянута в широтном направлении, а ее ось располагается примерно на параллели 41° с.ш.

Как следует из рис. 2, максимальные значения температуры воды (0.5–0.6 °С) в северной и северо-западной частях Японского моря выделяются в феврале. Это свидетельствует о том, что в феврале на горизонте 400 м проявляется влияние только первого этапа осенне-зимней конвекции, результатом которого является повышение температуры воды на подповерхностных горизонтах. Минимальная температура на рассматриваемой акватории, достигающая 0.4 °С, характерна для периода с мая по август. В это же время максимальных размеров достигает и область с наиболее низкими значениями температуры. Эти особенности распределения температуры воды в северной и северо-западной частях моря позволяют сделать следующие выводы.

Во-первых, интенсивная осенне-зимняя конвекция в Японском море не проникает до горизонта 400 м. В противном случае минимум температуры воды должен был бы наблюдаться в месяцы с наиболее низкой температурой воздуха (январь, февраль). Кроме того, смещение времени наступления минимальной температуры воды на горизонте 400 м относительно даты наибольшей теплоотдачи в атмосферу на более поздние месяцы и максимальное пространственное распространение вод с наиболее низкой температурой на юг и восток с мая по август свидетельствует о том, что в Японском море на перераспределение тепла в подповерхностных слоях большая роль отводится адвективным факторам и внутриводному теплообмену. Внутриводный теплообмен происходит за счет медленных адвективно-конвективных движений масс воды, а также смешения вод с различной температурой и соленостью, что приводит к уплотнению образующихся масс воды и их медленному погружению на нижележащие горизонты.

В Японском море в теплый период года, как правило, наблюдается два типа вертикального распределения солености (рис. 1). У берегов северной и северо-западной частей моря соленость минимальна в поверхностном слое. С глубиной она увеличивается и достигает максимальных значений в собственных глубинных водах Японского моря (ст. 137 на рис. 1). В той части моря, которая находится под влиянием теплых и высокосоленых субтропических тихоокеанских вод, на подповерхностных горизонтах дополнительно выделяется слой воды с повышенными значениями солености. Источником повышенного содержания соли здесь являются тихоокеанские воды, поступающие в море через Корейский пролив.

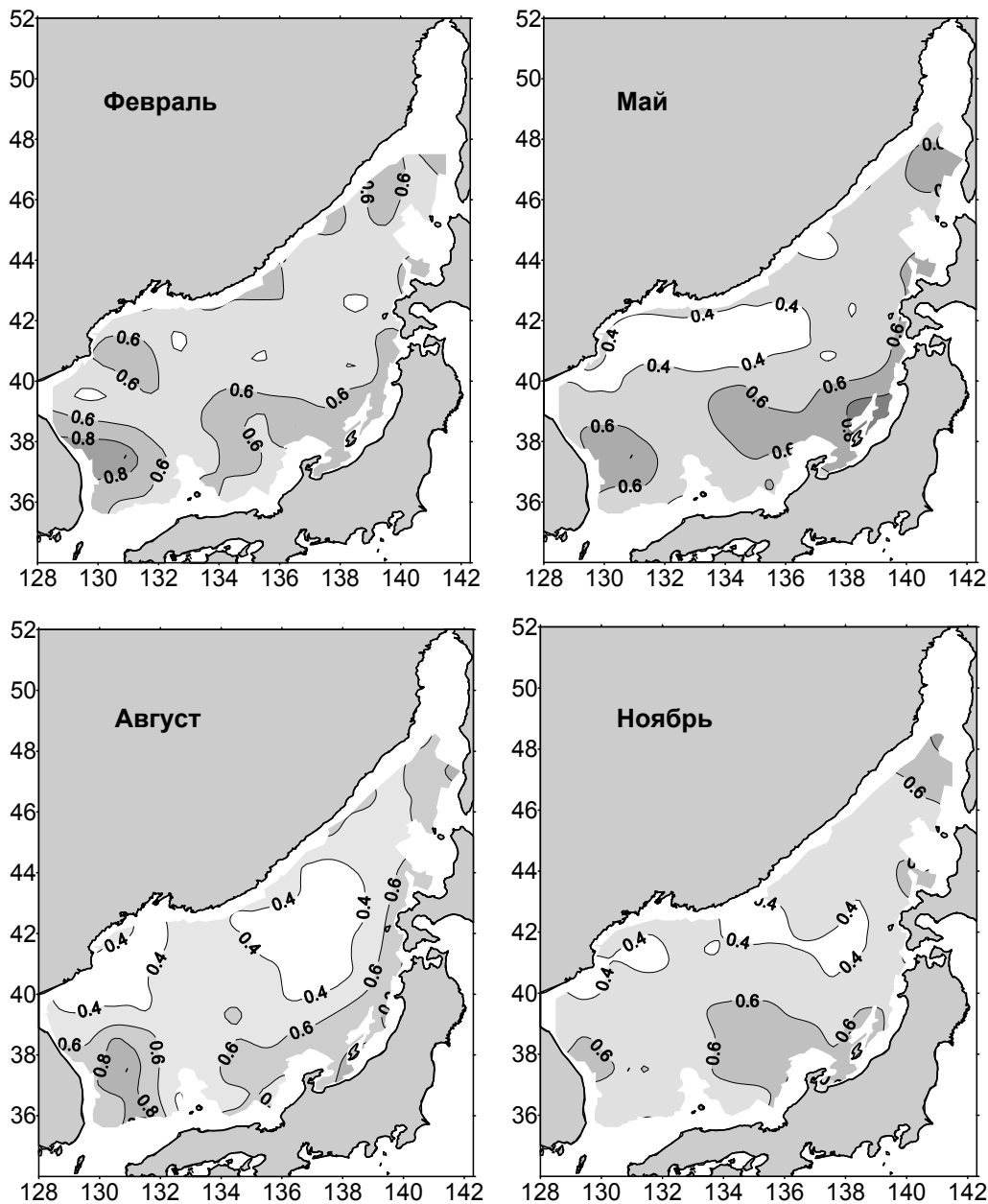


Рис. 2. Распределение температуры воды в Японском море на горизонте 400 м

Наиболее ярко слой подповерхностного максимума солености выражен в водах к югу от Полярного фронта (рис. 1, ст. 14, 26). У берегов Японии он имеет непрерывную протяженность и максимальное содержание соли. Более того, в этой части моря нижняя граница высокосоленных вод располагается наиболее близко к поверхности (ст. 14, на рис. 1). В зонах смешения тихоокеанских вод с

собственными водами Японского моря подповерхностный слой с повышенными значениями солёности имеет максимальную вертикальную протяжённость и минимальные отличия от солёности глубинных вод (ст. 109 на рис. 1). Следует отметить, что идентификация этого слоя в зоне смешения стала возможной только в результате высокоточных определений солёности. Анализ вертикального распределения солёности показывает, что ее значения в этом слое на большей части моря отличаются от солёности выше- и нижележащих вод не более чем 0.005–0.02 ‰. На станциях, выполненных в западной, южной и юго-восточной частях моря, слой с повышенной солёностью может быть разделен на два (например, ст. 26 на рис. 1). Сложная структура вертикального распределения солёности на этих станциях формируется под влиянием нескольких процессов. Нижняя часть слоя высокосолёных вод является результатом смешения подповерхностных тихоокеанских вод с собственными водами Японского моря в других районах моря и перемещения их в точку наблюдений существующей системой течений. Над этими водами располагается распресненный слой, в котором солёность ниже, чем у глубинных вод. Он образуется в результате осенне-зимней конвекции в прибрежных областях северной и северо-западной частей моря. По мере перемещения этого слоя в пределах моря и медленной трансформации (при смешении с более теплыми и солёными водами) его температура и солёность повышаются. Этот слой воды в работах [17, 18] идентифицируется как «East Sea Intermediate Water». Выше рассмотренных двух слоев (на поверхностных и подповерхностных горизонтах), располагаются тихоокеанские воды с наиболее высокой солёностью (см. рис. 1). Вертикальная протяжённость слоя тихоокеанских вод, как правило, уменьшается по мере удаления от Корейского пролива.

Построенные (по данным лабораторных определений солёности) карты положения нижней границы слоя вод с повышенным содержанием соли убедительно показывают, что область с максимальной вертикальной протяжённостью промежуточных вод с повышенной солёностью располагается между Полярным фронтом и континентальным склоном Приморья (рис. 3а). В этой области обнаруживаются два очага наибольшего заглупления промежуточных вод, в которых их нижняя граница распространяется до горизонтов 1000–1200 м. Первый и наиболее обширный район располагается к западу и северо-западу от Сангарского пролива. С нашей точки зрения, он является продуктом смешения вод со значительно различающимися характеристиками. Второй район, располагающийся южнее залива Петра Великого, является следствием нескольких процессов: адвективного перемещения вод из первого района формирования промежуточных вод, смешения образовавшихся промежуточных вод с повышенной солёностью и холодных распресненных присклоновых вод, а также вертикального смешения вод в постоянно действующих здесь вихревых образованиях.

Пространственное распределение интегрального содержания соли в промежуточных водах показывает, что влияние вод Цусимского течения прослеживается практически на всей акватории Японского моря (рис. 3б). Однако, если у берегов Приморья их доля (по отношению к ядру Цусимского течения) не превышает 1–2%, то в зонах интенсивного смешения собственных вод Японского моря и тихоокеанских вод (западнее Сангарского пролива и к югу от зал. Петра Великого) она возрастает до 10–20%. Таким образом, карта избыточного солесодержания (в слое вод с солёностью выше 34.07‰)

свидетельствует о том, что тихоокеанская вода в большей или меньшей мере присутствует не только в южной части моря, но и в северной (рис. 3б).

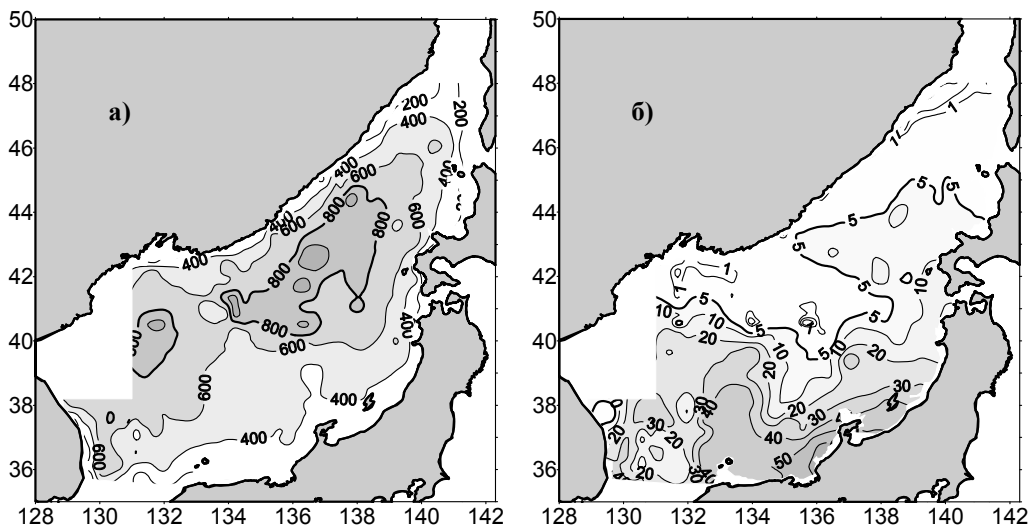


Рис. 3. Максимальная глубина (в метрах) проникновения вод с соленостью более 34.07‰ (а); содержание соли (%) в слое вод с соленостью выше 34.07‰ (б)

Анализ профилей потенциальной устойчивости показал, что в Японском море существуют области с отрицательными значениями, то есть области потенциально неустойчивые (рис. 4). Как правило, это районы моря, где теплые и соленые воды подстилаются холодными и более пресными. Несмотря на то, что профиль плотности сохраняет статическую устойчивость, область перехода между слоями становится в потенциальном отношении неустойчивой благодаря эффекту уплотнения при смешении, который является результатом расчетов по уравнению (4). Таким образом, если бы в районах с потенциальной неустойчивостью произошло перемешивание двух слоев с различающимися характеристиками, то это привело бы к энергетическому выигрышу благодаря уплотнению при смешении [13]. В подповерхностных водах, как правило, выделяется три вида вертикальной изменчивости профилей потенциальной устойчивости (рис. 4). Их география представлена на рис. 5. Для более контрастного выделения областей с отрицательной потенциальной устойчивостью на представленных картах специально не отражаются участки моря с положительными значениями.

Из рис. 5 следует, что в зонах интенсивного смешения собственных вод моря с тихоокеанскими водами на профилях потенциальной устойчивости не выделяются участки с отрицательными значениями. В мористой части залива Петра Великого отрицательные значения располагаются наиболее близко к поверхности, а в южной части моря слой с отрицательными значениями наиболее сильно заглублен. На горизонте 100 м практически на всей акватории моря потенциальная устойчивость близка к нулю. Это связано с тем, что в южной и восточной частях моря указанный горизонт пересекает практически однородные тихоокеанские воды, а в северной и северо-западной части моря на

этой глубине вертикальные вариации характеристик становятся незначительными. В слое 150–250 м отрицательные значения потенциальной устойчивости, выделяющиеся в зоне Восточно-Корейского и Цусимского течений, характеризуют не завершившийся процесс перемешивания в зоне раздела тихоокеанских и собственных вод Японского моря (рис. 5). Это также свидетельствует о том, что только этих двух водных масс недостаточно для реализации потенциально возможного эффекта смешения. Только к северу от этой зоны при встрече и смешении подповерхностных вод Цусимского течения с переохлажденными и малосолеными водами северо-западной части моря происходит реализация остаточной потенциальной энергии этого слоя вод. Другим важным результатом расчета потенциальной устойчивости является то, что эта величина близка к нулю для горизонтов ниже 300–400 м. Иначе говоря, глубинные воды Японского моря обладают почти нейтральной плавучестью. Это является следствием высокой однородности промежуточных и глубинных вод по солености и температуре.

В конечном итоге напрашивается вывод, что главным процессом, ответственным за формирование промежуточных и глубинных вод, является процесс вертикального и бокового перемешивания двух типов вод, которые находятся в верхних слоях Японского моря – цусимской (теплой и соленой) и северной, северо-западной (холодной и пресной). Наиболее вероятно, что эти два типа вод начинают взаимодействовать между собой везде, где они соприкасаются. На первом этапе взаимодействия они обмениваются теплом. В результате этого холодная и пресная вода, нагреваясь, поднимается вверх, а теплая и соленая, охлаждаясь, опускается вниз. При встречном движении они перемешиваются. Перемешивание холодной и пресной воды с теплой и соленой приводит к уплотнению и сжатию, что влечет за собой потерю устойчивости. Перемешанные объемы воды проникают в более глубокие слои моря, так как устойчивость глубинных слоев близка к нулю. Наиболее вероятно, что основным местом встречи двух типов вод является участок фронтальной зоны, располагающейся к западу и северо-западу от Сангарского пролива. Однако локально это явление может происходить по всему морю, поскольку воды Цусимского течения в трансформированном виде встречаются даже в Татарском проливе, а холодные и пресные воды достигают побережья Кореи.

Региональная дифференциация условий формирования промежуточных вод с повышенной соленостью представляется нами следующим образом. Вторгающиеся в море воды Цусимского течения (с высокой температурой и соленостью) имеют более низкую плотность, чем подстилающие их собственные воды Японского моря. Поэтому в южной и восточной части моря эти воды практически скользят по собственным водам Японского моря. Слой трансформации (с соленостью более 34.07‰), являющийся переходным между собственными водами Японского моря и водами Цусимского течения, на всем пути движения тихоокеанских вод имеет минимальную для всего моря вертикальную протяженность. Более того, по мере продвижения этих вод к Сангарскому проливу и проливу Лаперуза этот переходный слой практически не изменяет своей вертикальной протяженности (рис. 3а). Аналогичная ситуация наблюдается в зоне Полярного фронта в южной части моря, где зона смешения также невелика по вертикали.

Однако на подходах к Сангарскому проливу ситуация резко меняется. Воды Цусимского течения к этому времени уже потеряли часть своего тепла. Поэтому

параметры подповерхностных вод Цусимского течения и холодных вод северной и северо-западной частей моря становятся наиболее оптимальными для максимального уплотнения при смешении и формирования промежуточных вод Японского моря, а также погружения их на значительную глубину.

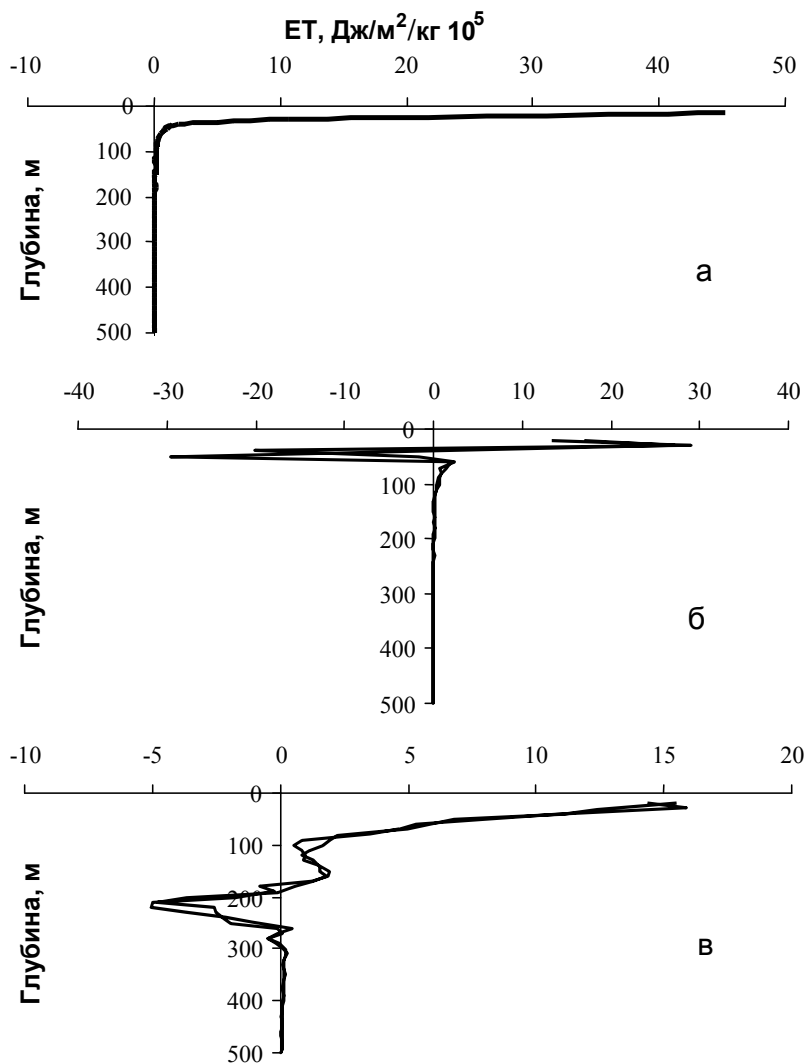


Рис. 4. Три типа профилей потенциальной устойчивости Японского моря
 ($\varphi=44.70^\circ \text{ N}$, $\lambda=137.51^\circ \text{ E}$) – а; ($\varphi=42.37^\circ \text{ N}$, $\lambda=131.59^\circ \text{ E}$) – б;
 ($\varphi=38.08^\circ \text{ N}$, $\lambda=133.25^\circ \text{ E}$) – в.

Подтверждением изложенному могут служить карты пространственного распределения температуры воды и растворенного кислорода на горизонте 500 м (рис. 6). В районе первого смешения (к западу и северо-западу от

Сангарского пролива) на горизонте 500 м температура воды выше, чем в окружающих водах. В то же время растворенный кислород в этом районе понижен. Распределение представленных характеристик свидетельствуют о вкладе вод Цусимского течения при формировании промежуточных вод с повышенной соленостью.

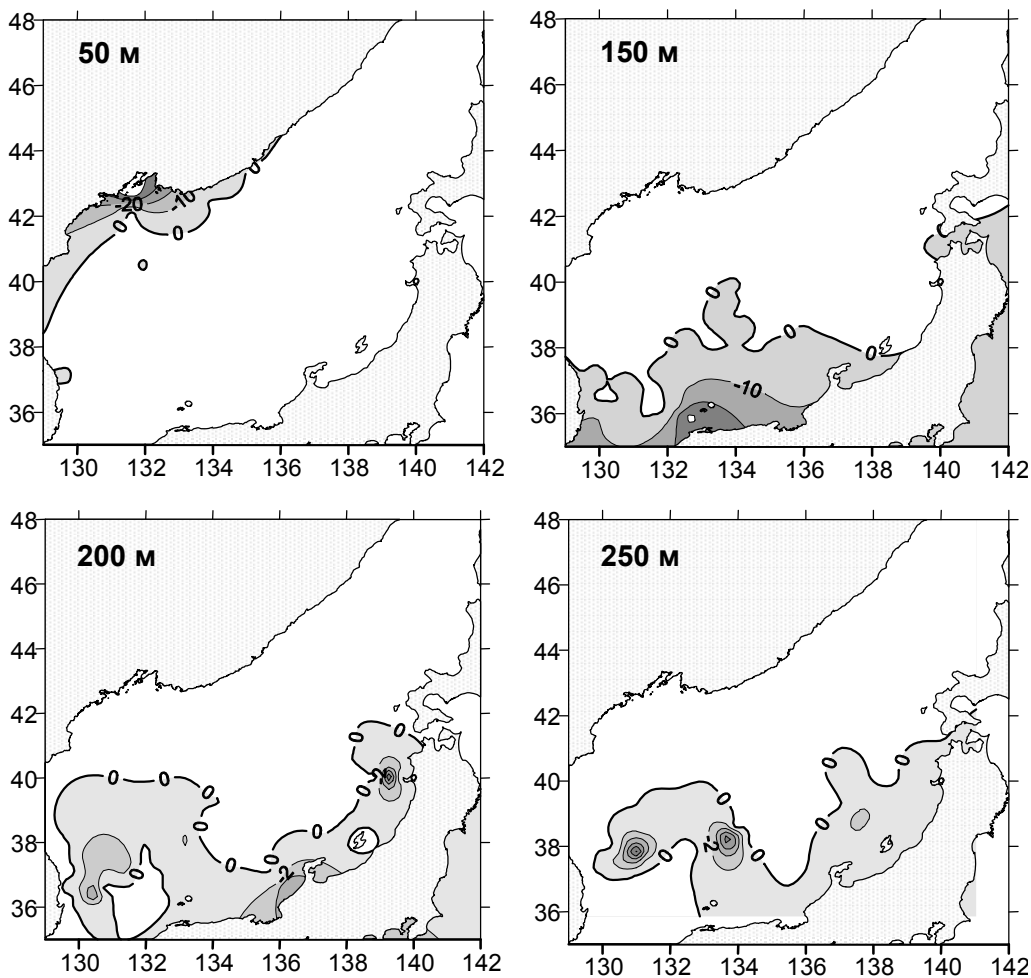


Рис. 5. Потенциальная устойчивость вод ($\text{Дж/м}^2/\text{кг } 10^5$) в Японском море на горизонтах 50, 150, 200 и 250 м

В районе к югу от залива Петра Великого ситуация с распределением этих характеристик несколько иная. Здесь на распределение характеристик доминирующее влияние оказывает адвекция вод из северо-западной части моря и динамические процессы в зоне вихревых образований. В локальной области с центром на 40° с.ш. и 132° в.д. (рис. 6) имеет место «втягивание» в вихревом поле тепла и растворенного кислорода с поверхностных и подповерхностных горизонтов на большие глубины (в пределы промежуточных вод).

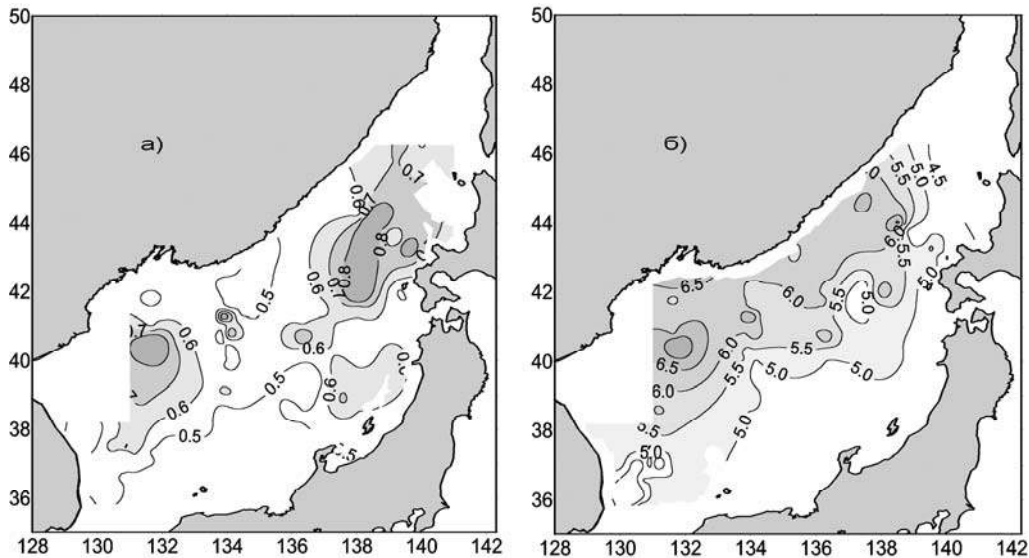


Рис. 6. Распределение температуры воды (а) в °С и растворенного кислорода (б) в мл/л на горизонте 500 м (24.06–12.08.1999 г.)

На наш взгляд, процесс перемешивания и формирования промежуточных и глубинных вод происходит круглогодично, но его интенсивность меняется в зависимости от сезона. Очевидно, что наибольшая интенсивность этих процессов приурочена ко времени, когда наблюдаются наиболее низкие значения температуры в двух типах вод, так как в этом случае происходит максимальный эффект уплотнения [13]. По-видимому, таким сезоном является зима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев А. С., Макашин В. П. Вентиляция вод Японского моря в зимний период // Метеорология и гидрология. 1991. № 2. С. 71–79.
2. Иванов-Францкевич Г. Н. Вертикальная устойчивость водных слоев как важная океанологическая характеристика // Тр.ИОАН. 1953. Т. 7. С. 91–110.
3. Иванов-Францкевич Г. Н. К вопросу о вертикальной устойчивости водных слоев // Тр.ИОАН. 1956. Т. 19. С.1–45.
4. Истошин Ю. В. Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза // Труды океанографической комиссии. Т. 7. Морские гидрометеорологические прогнозы и расчеты. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 52–97.
5. Леонов А. К. Региональная океанография. Часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1960. –766 с.
6. Лучин В. А., Манько А. Н. Сезонные изменения температуры и солёности в деятельном слое вод Японского моря // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 71–83.
7. Панфилова С. Г. Температура вод // В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Из-во АН СССР, 1961. С. 155–169.
8. Покудов В. В., Манько А. Н., Хлусов А. Н. Особенности гидрологического режима вод Японского моря в зимний период // Тр. ДВНИГМИ. 1976. Вып. 60. С. 74–115.
9. Радзиховская М. А. Водные массы Японского моря // В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Из-во АН СССР, 1961. С. 108–131.

-
-
10. Фукуока Д. Гидрологические характеристики Японского моря. Сравнение с гидрологией северной части Тихого океана (перевод с японского) // Journ. Oceanogr. Soc. Japan. 1962. 20th Anniversary Vol. P. 180–188.
 11. Фукуока Х., Мисуми А. Нисходящие движения вод в Японском море. Предварительный доклад (перевод с японского) // Bull. Fac. Fish. Hokkaido Univ. 1977. 28. № 3. P. 143–153.
 12. Danchenkov M. A., Aubrey D. Meander of the Tsushima current as possible source of the Japan sea proper water // Proc. CREAMS' 99 International Symp. 26–28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 23–26.
 13. Fine R. A., Moores C. N., Millero F. J. Effects of non-linear pressure-volume-temperature properties on the potential energy distribution in the Atlantic Ocean // Deep Sea Res. 1978. Vol. 25. P. 15–22.
 14. Fofonoff N. P. Energy transformations in the sea // Fisheries Research Board of Canada. Ms. Report (Oceanographic and Limnological). Nanaimo, 1961. № 109. –82 p.
 15. Fukuoka J. Hydrography of the adjacent sea. The circulation in the Japan Sea // Journ. Oceanogr. Soc. Japan. 1965. 21. № 3. P. 95–102.
 16. Gamo T., Horibe Y. Abyssal circulation in the Japan Sea. // Journ. Oceanogr. Soc. Jap. 1983. 39. № 5. P. 220–230.
 17. Kim K., Chung J. Y. On the salinity-minimum and dissolved oxygen-maximum layer in the East Sea (Sea of Japan) // In.: «Ocean Hydrodyn. Jap. and East China Seas». Amsterdam e. a, 1984. P. 55–65.
 18. Kim Y.-G., Kim K. Intermediate Waters in the East / Japan Sea // Journ. Oceanogr. 1999. Vol. 55. P. 123–132.
 19. Luchin V. A., Rykov N. A., Varlamov S. M. Variability of the lower boundary of the winter convection in the Japan Sea // Proc. CREAMS' 97 International Symp. 28–30 January 1997. Fukuoka, Japan. P. 297–302.
 20. Noh Y., Jang C. J. and Kim H. J. Large eddy simulation of open ocean deep convection with application to the deep water formation in the East Sea (Japan Sea) // Proc. CREAMS' 99 International Symp. 26–28 January 1999. Fukuoka, Japan. P. 128–131.
 21. Riser S. C., Warner M. J., Yurasov G. I. Circulation and mixing water masses of Tatar Strait and northwestern boundary region of the Japan Sea // Journ. Oceanogr. 1999. Vol. 55. P. 133–156.
 22. Ryabov O. On a bottom water origin of the Japan Sea // Proc. CREAMS'94 International Symp. 24–26 January 1994. Fukuoka, Japan. P. 91–94.
 23. Senjyu T. and Sudo H. The upper portion of the Japan Sea Proper Water; Its source and circulation as deduced from isopicnical analysis // Journ. Oceanogr. 1994. Vol. 50. P. 663–690.
 24. Seung Y. H., Yoon J.-H. & Danchenkov M.. Some features about winter convection in the Japan Sea // Proc. CREAMS'94 International Symp. 24–26 January 1994. Fukuoka, Japan. P. 89–90.
 25. Seung Y.-H. and Yoon J.-H. Some features of winter convection in the Japan Sea // Journ. Oceanogr. 1995. 51. P. 61–73.
 26. Suda K. On the bottom water in the Japan Sea-prediction // Jour. Oceanogr. 1932. Vol. IV (1). P. 221–241 (in Japanese).
 27. Wakatsuchi M. A. possible location of sinking of the Japan Sea bottom water formation // Proc. CREAMS Workshop. February 12–13, 1996. Vladivostok. P. 57–61.
 28. Yasui M., Yasuoka T., Tanioka K., Shiota O. Oceanographic studies of the Japan Sea. I. Water characteristics // Oceanogr. Mag. 1967. Vol. 19. № 2. P. 177–192.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ ЗИМОЙ

Введение

Японское море расположено на краю Азиатского континента, но является типичным средиземным, так как связано с окружающими бассейнами лишь мелководными проливами. Особенностью Японского моря (в отличие от Охотского) является высокое содержание растворенного кислорода и низкая температура глубинных (ниже 300 м) вод, занимающих более 90% всего объема воды. Эти особенности сохраняются в течение долгого времени.

Несмотря на то, что характеристики глубинной водной массы оцениваются весьма разнообразно (табл. 1), на самом деле они изменяются в достаточно узких пределах: температура – в диапазоне 0 °–1 °С, соленость – от 34.05‰ до 34.08‰.

Таблица 1

Температура и соленость глубинной воды Японского моря

Источник	Температура, °С	Соленость, ‰	Примечание
<i>Suda [17]</i>	1.0	34.00–34.10	
<i>Miyazaki [14]</i>	0.2–0.5	34.05	
<i>Основные черты..[5]</i>	0.1–0.2	34.10–34.15	Зима
	0.3–0.5	34.10–34.15	Лето
<i>Ohwada, Tanioka [16]</i>	2.0	34.0–34.1	
<i>Якунин [7]</i>	0.1	34.08	
<i>Kim, Lie, Chu [13]</i>	<2.0	34.08–34.09	
<i>Зуенко, Юрасов [3]</i>	0.0–6.0	33.90–34.10	Лето
	0.0–2.0	33.60–34.10	Зима

Для поддержания высокой концентрации растворенного кислорода глубинная вода с такими характеристиками должна образовываться на поверхности моря регулярно и в достаточно большом объеме. Обычно считалось, что глубинная вода образуется осолонением холодных поверхностных вод при образовании льда и последующим опусканием их в процессе конвекции на большие глубины [1, 15]. Температура поверхностных вод зимой в северной части моря опускается даже ниже температуры глубинных вод (до -1.7 °С), но, за исключением вершин заливов, соленость прибрежных вод в зимнее время не поднимается выше 34.03‰. Поэтому глубинная вода Японского моря не может обновляться осолонением прибрежных вод во время льдообразования в сколько-нибудь заметных объемах.

Поиск места образования глубинной воды Японского моря продолжается уже около 20 лет. Среди таких мест указываются залив Петра Великого, Татарский пролив и прибрежные районы Приморья [1, 15, 18], однако соленость поверхностных вод выше 34.04‰ в сколько-нибудь заметных объемах не выявлена. Поэтому вопрос о районе образования глубинной воды Японского моря до сих пор остается открытым.

Кроме глубинной воды в Японском море известно еще 5 водных масс: 2 поверхностных (в холодной северной и в южной теплой частях моря), подповерхностная повышенной солености (поступает в море через Цусимский пролив), промежуточная пониженной солености и холодная подповерхностная. Из всех перечисленных две последние также образуются в Японском море.

Промежуточная водная масса пониженной солености известна давно [12, 14], но в отечественных публикациях, например [4, 5, 7], она совершенно не упоминается. По мнению японских ученых [12, 14], она образуется на Полярном фронте (вдоль 40° с.ш.) в середине моря заглублиением поверхностных вод между слоями субтропической и трансформированной субтропической воды. Ее соленость определена в интервале 33.8–33.95‰, а температура – 1–5 °С. Корейские ученые [13] полагают, что вода пониженной солености приносится к берегам Южной Кореи Северо-Корейским течением (вдольбереговым потоком южного направления), а ее температура и соленость составляют 2–5 °С и менее 34.00‰, соответственно. В недавней отечественной работе [3] утверждается, что рассматриваемая водная масса зимой отсутствует, а летом имеет следующие характеристики: температура – 1–5 °С, соленость – 33.2–33.7‰, что существенно ниже ранее известных значений.

Холодная подповерхностная водная масса прослеживается летом во всех районах океана, где образуется лед (например, в Охотском море и к востоку от Камчатки). Там зимой охлажденные воды посредством конвективного перемешивания распространяются от поверхности до глубины 100–300 м, а летом поверхностный слой прогревается до 50–100 м, так что холодные подповерхностные воды легко различимы между более теплыми водами.

В Японском море эта вода описана недавно [2, 6] и лишь в Татарском проливе. Отдельные авторы полагают, что холодная подповерхностная водная масса в Японском море совсем отсутствует [3]. Вероятно, такое мнение основано на том, что эта водная масса в северо-западной части Японского моря летом не найдена. Существующее противоречие (что зимой поверхностные воды в северо-западной части охлаждаются в заметных объемах до температуры замерзания, около – 1.7 °С, тем не менее, летом холодная подповерхностная водная масса не обнаруживается) пока никем не объяснено.

Данные

В работе использованы данные недавних измерений температуры и солености, проведенных на судах ДВНИГМИ в зимнее время:

- 1 – 6 марта 1995 г.;
- 2 – 17–24 февраля 1996 г.;
- 3 – 20 марта – 7 апреля 1997 г.;
- 4 – 22 февраля – 8 марта 1999 г. и
- 5 – 14–22 апреля 1999 г.

Сводная схема распределения станций, использованных в работе, представлена на рис. 1.

Заметим, что почти все станции расположены в пределах российской экономической зоны. Из-за отсутствия разрешения на работы в японской экономической зоне, авторам не удалось подробно проследить связь вод в японской и российской экономических зонах. Район экспедиционных исследований был, в основном, ограничен с запада меридианом 131° в.д., с

востока – меридианом 137° в.д. и с юга – параллелью 40° с.ш. В отличие от данных, полученных до 1991 г., точность использованных измерений солености (зондом SEA-BIRD 911+) была на порядок выше (0.0003‰).

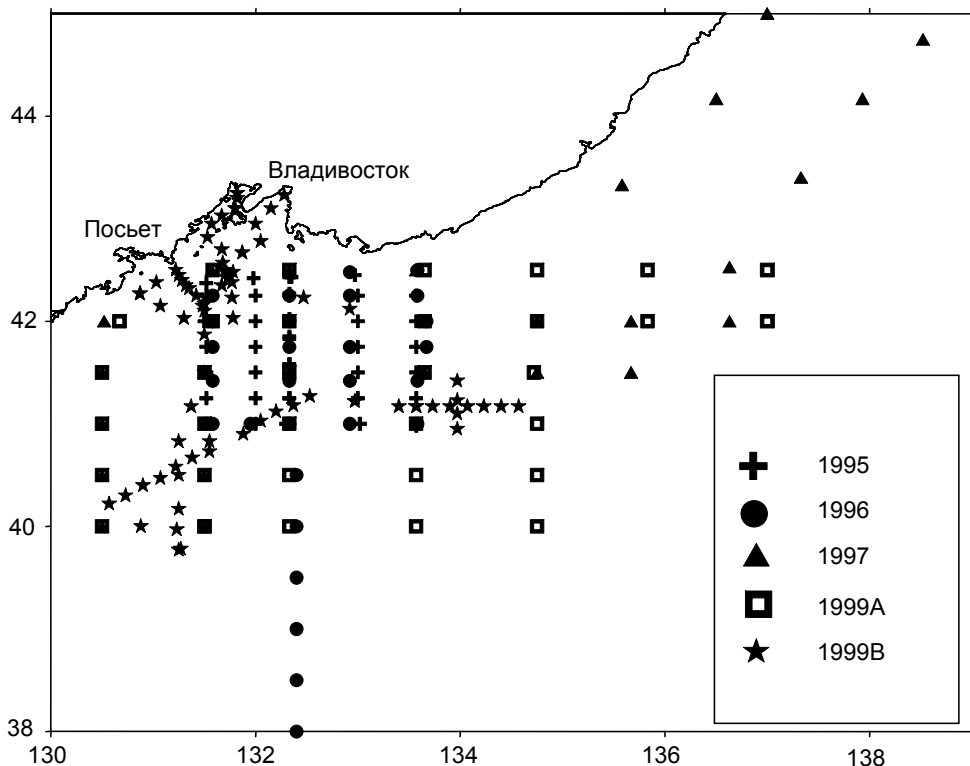


Рис. 1. Распределение океанографических станций

Горизонтальное распределение температуры воды

Характерное горизонтальное распределение температуры вод зимой на некоторых горизонтах показано на рис. 2 и 3. Особенностью поля температуры является недавно открытый [10] северо-западный термический фронт (между Посьетом и точкой с координатами 41° с.ш., 133.5° в.д.). К северу от него располагается зона холодной воды, ограниченная на поверхности изотермой 1 °С, к югу расположены трансформированные субтропические воды, ограниченные на поверхности изотермой 4 °С. Ранее фронт, разделяющий теплые и холодные поверхностные воды в Японском море (обычно под названием «Полярного фронта»), отмечали только как зональный, простирающийся вдоль 40 °с.ш.

Несмотря на большие пространственные размеры зоны холодной воды, ее центр можно отнести к заливу Петра Великого, где воды с отрицательной температурой поверхностных вод зимой наиболее распространены (рис. 2).

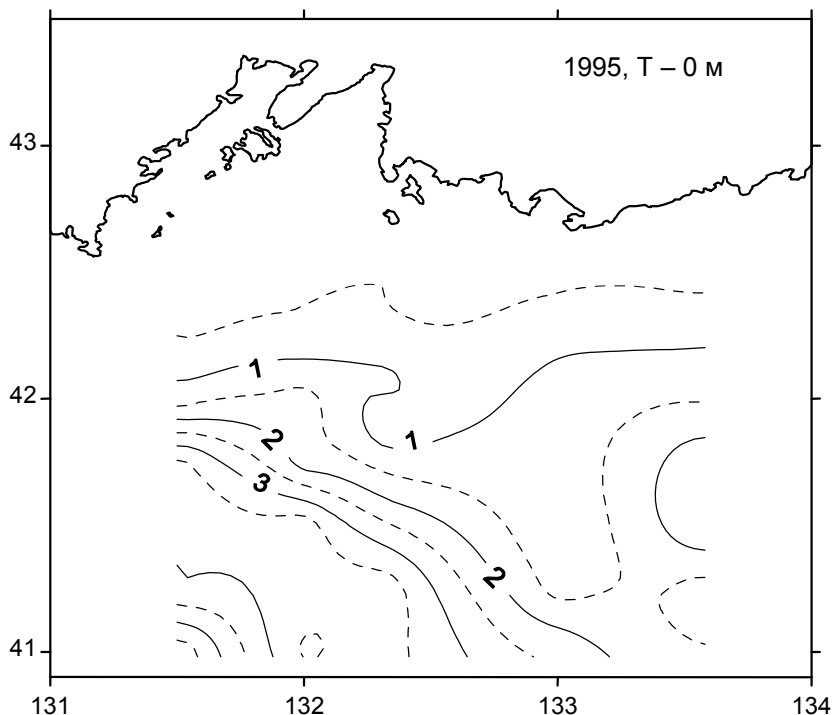


Рис. 2. Поверхностная температура воды ($^{\circ}\text{C}$) 1–6 марта 1995 г.

От залива Петра Великого зимой холодные воды распространяются на юго-восток под воздействием обычных для этого района сильных ветров, поддерживая северо-западный фронт с севера. Язык холодных вод низкой солености отмечается здесь с октября по апрель.

Северо-западный фронт поддерживается с юга субтропическими водами, поступающими по цепочке вихрей вдоль 131° в.д. [11]. Ширина северо-западного фронта на поверхности (между изотермами 1°C и 4°C) составляет около 30 миль (в районе Посъета несколько меньше, а в юго-восточной части рассматриваемого района – больше). Фронт прослеживается до горизонта 200 м (рис. 3).

На разрезе, пересекающем фронт по 132.3° в.д., видно (рис. 4), что поверхностный термический фронт представляет собой выход на поверхность основного термоклина, залегающего между горизонтами 50 м и 150 м. Южнее фронта температура воды возрастает до 6°C , а севернее его температура может считаться постоянной ($0\text{--}1^{\circ}\text{C}$). Лишь вдоль побережья температура воды опускается до температуры замерзания (около -1.7°C). Пространственный градиент температуры поперек фронта составляет около 0.1°C на 1 км. Ниже 200 м непрерывный (крупномасштабный) термический фронт не прослеживается, хотя повышенные пространственные градиенты температуры воды отмечались в районах вихрей вплоть до 500 м.

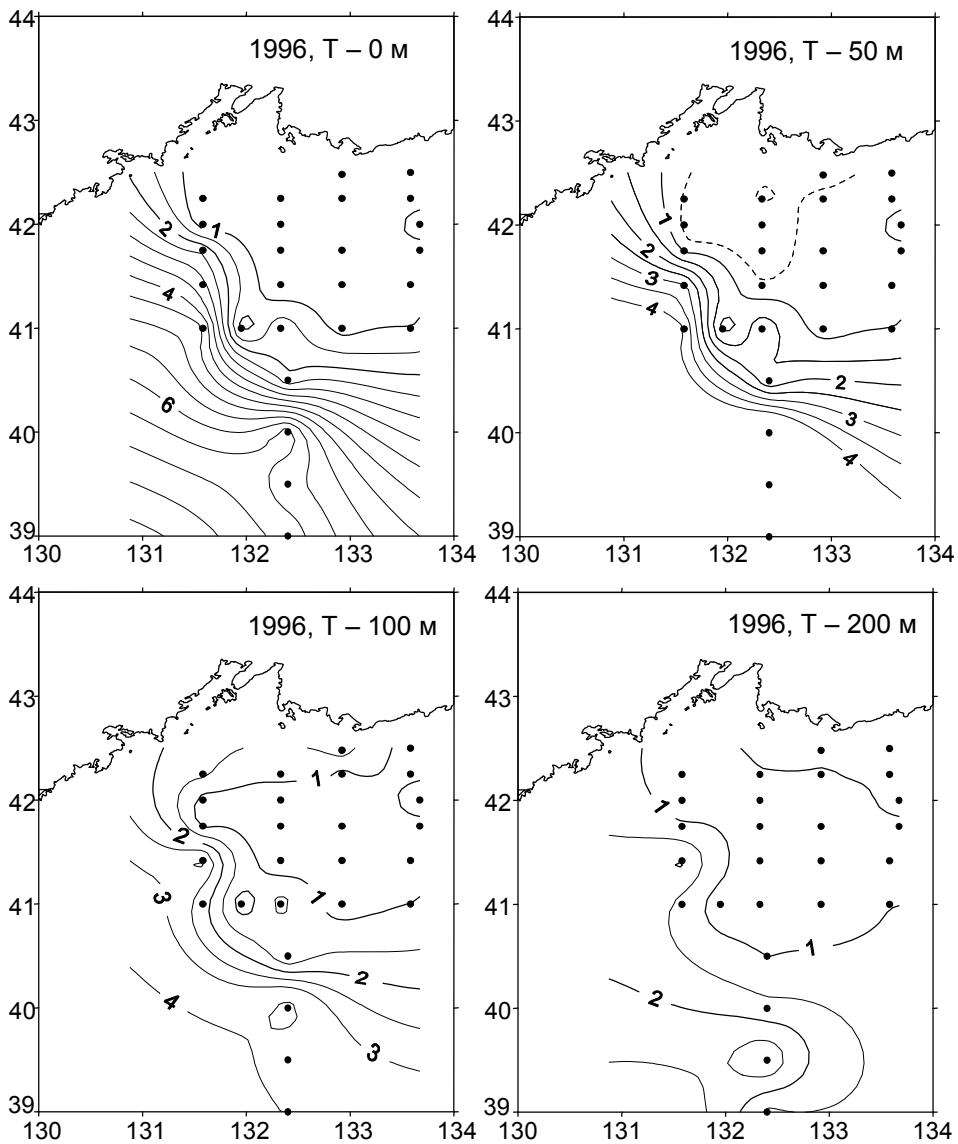


Рис. 3. Горизонтальное распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) 17–24 февраля 1996 г.

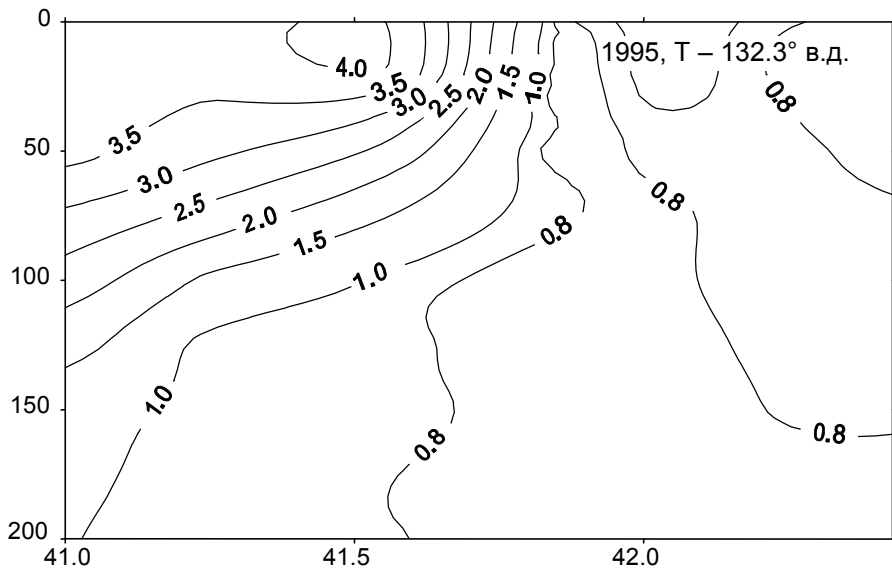


Рис. 4. Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на разрезе по 132.3° в.д. в марте 1995 г.

Горизонтальное распределение солености

Соленость прибрежных вод в заливе Петра Великого всегда характеризуется низкими значениями (менее 34.00‰ зимой и менее 33.8‰ летом). Из-за этого вдоль всего берега зимой располагается соленостный фронт, ограниченный на поверхности изогалинами $33.90\text{--}34.00\text{‰}$ (рис. 5).

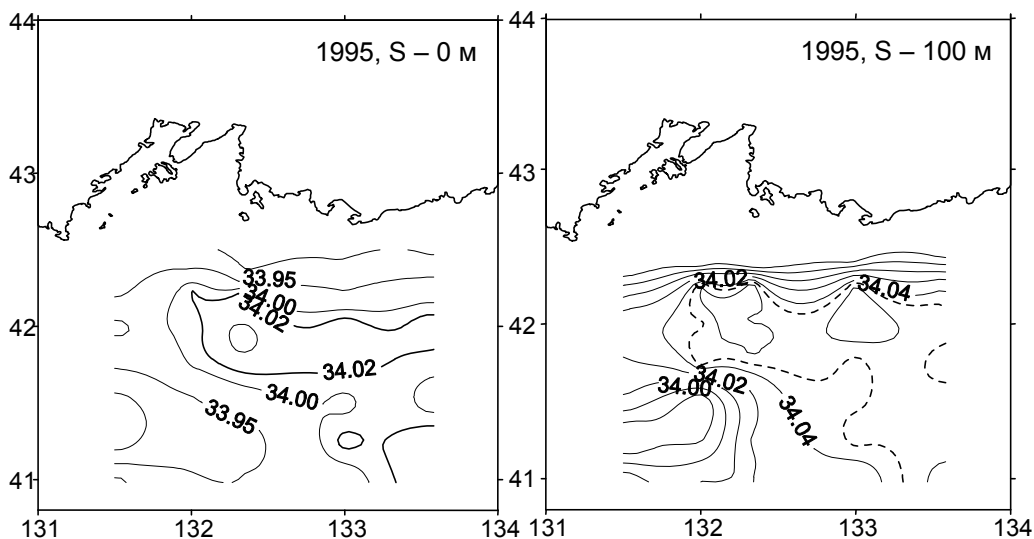


Рис. 5. Горизонтальное распределение солености (‰) в марте 1995 г.

Особенностью поля солёности является язык солёных вод, расположенный между континентальным склоном и северо-западным термическим фронтом. Язык солёных вод описывается изогалинами 34.00‰ на поверхности, 34.02‰ на горизонте 50 м, 34.04‰ на горизонте 100 м и 34.06‰ на горизонте 200 м. Его ядро проходит между 132° и 133.5° в.д. вдоль 42° с.ш. С севера его ограничивают прибрежные воды низкой (менее 33.90‰) солёности. Судя по тому, что солёность внутри языка убывает с востока на запад, можно сделать заключение, что в пределах этого языка происходит распространение тёплых и солёных вод в том же направлении. Другими словами, между о. Хоккайдо и заливом Петра Великого существует поток трансформированных субтропических вод. Это ранее неизвестное течение отличается от известного Приморского не только температурой и солёностью, которые существенно выше, но и положением (Приморское течение всегда показывалось как прибрежное).

Обычно эти трансформированные воды не заходят в прибрежные районы, а только примыкают к ним. Но зимой 1997 г. они проникли даже в залив Петра Великого. По мере продвижения с востока на запад солёность внутри языка понижалась от 34.16‰ до 34.07‰ (рис. 6).

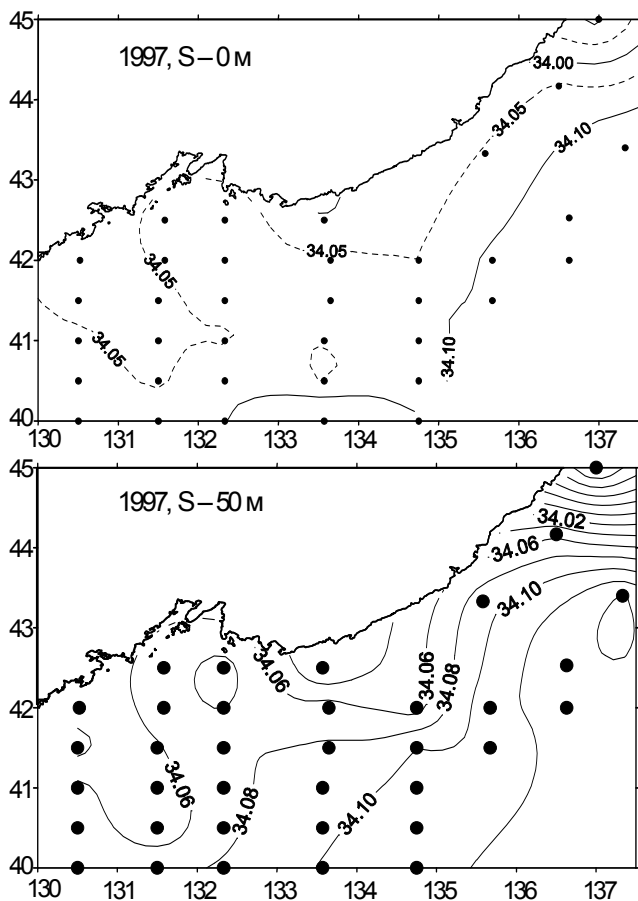


Рис. 6. Горизонтальное распределение солёности (‰) в феврале марте 1997 г.

Одновременно с понижением солености воды в ядре языка также уменьшается и температура (в 1996 г. – от 1.6 °С на 133.6° в.д. до 0.9 °С на 132° в.д.). Ширина языка в феврале-марте 1997 г. была необычно большой – около 60 миль. В 1999 г. ширина языка (30 миль) и соленость вод внутри него (более 34.04‰ на поверхности и более 34.05‰ на горизонте 100 м) были близки к средним. Пример (февраль 1996 г.) вертикального распределения солености воды на разрезе, пересекающем язык, представлен на рис. 7.

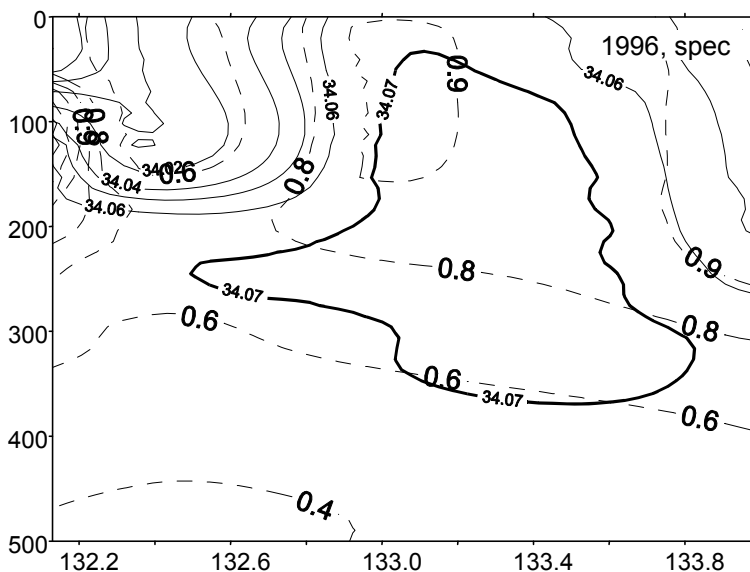


Рис. 7. Вертикальное распределение солености (‰) на разрезе, пересекающем язык (между точками с координатами 41° с.ш., 132.2° в.д. и 42.5° с.ш., 133.8° в.д.) в феврале 1996 г.

Изолированное ядро языка, ограниченное изогалиной 34.07‰, располагалось между поверхностью и горизонтом 400 м и характеризовалось температурой воды 0.6–0.9 °С. В феврале-марте 1999 г. соленость в ядре языка была примерно такой же.

В связи с отсутствием разрешения на океанографические работы в японской и российской экономических зонах по данным 1995–1999 гг. Однако, согласно схемам, построенным по историческим данным [8], связь вод, отличающихся повышенной температурой, соленостью и низким содержанием растворенного кислорода в верхнем 200-метровом слое прослеживается от о. Хоккайдо до 135.5° в.д.

По схемам геострофических течений разных лет было показано, что язык теплых и соленых вод происходит от крупномасштабного меандра Цусимского течения, существующего в течение большей части года. В районе меандра Цусимского течения отделяются несколько ветвей, наиболее заметная из которых переносит субтропические воды в западном направлении.

Вертикальная структура вод по T(S)-кривым

На T(S)-кривых, характерных для разных участков северо-западной части Японского моря (рис. 8), хорошо выделяются три поверхностные водные массы: низкой температуры и низкой солености; высокой температуры и низкой солености; повышенной температуры и высокой солености. Судя по тому, что их характеристики так различны, они должны иметь разное происхождение.

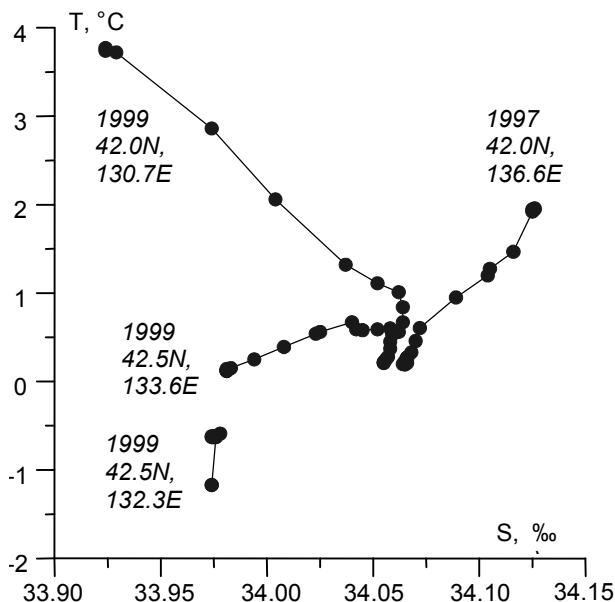


Рис. 8. T(S)-кривые, характерные для станций в северо-западной части Японского моря зимой 1997, 1999 гг.

Одна из них, отличающаяся низкой температурой и соленостью, типична для вод залива Петра Великого (42.5° с.ш., 132.3° в.д.) и прибрежных вод восточнее его (42.5° с.ш., 133.6° в.д.). Характеристики воды на обеих станциях близки, несмотря на то, что первая из них расположена на шельфе (глубина 100 м), а вторая – на склоне (глубина 720 м).

Другая поверхностная водная масса характерна для приустьевых районов реки Туманной (станция 3–42° с.ш., 130.7° в.д.). Она имеет еще более низкую соленость (менее 33.95‰), но отличается от предыдущей более высокой температурой (выше 3.5° С). Повышенная температура воды обусловлена проникновением в этот район субтропических вод по цепочке теплых вихрей [11], а низкая соленость – стоком вод реки Туманной.

Водная масса на станции, расположенной внутри языка соленых вод в восточной части района (42° с.ш., 136.6° в.д.), характеризуется повышенной (2° С) температурой и большой (34.13‰) соленостью. Именно она является источником глубинной воды, поскольку ее характеристики близки к характеристикам глубинной водной массы Японского моря. На разрезе поперек языка, расположенном в западной части района (на 132° в.д.), зимой 1995 г.

характеристики этой поверхностной водной массы (на 41.8° и 42° с.ш.) полностью совпали с характеристиками глубинной: температура ее составляла 0.2–0.7 °С, а соленость – 34.05–34.08‰.

Водная масса пониженной солености

На крайнем западном разрезе (вдоль 131.5° в.д.) теплые воды с юга проникают далее всего, северо-западный термический фронт занимает самое северное положение, а поверхностные воды теплее, чем на других разрезах. Севернее термического фронта расположена известная [9] «труба холодной воды». В ней (на 42° с.ш. и на 42.5° с.ш.) наблюдается практически абсолютная однородность вод во всем слое от поверхности до 1000 м. Температура воды здесь составляет 0.3–0.8 °С, а соленость – 34.066–34.069‰.

Слой пониженной солености, соленость воды в котором на 131.5° в.д. не превышает 34.04‰, а температура – 2–3 °С, залегает между горизонтами 100 и 200 м. Слой выходит на поверхность в районе, прилегающем к устью реки Туманной (между 41.5° и 42° с.ш.). Отсюда следует, что источник водной массы пониженной солености находится именно в этом месте. Соленость воды здесь составляет 34.02–34.04‰. От устья реки Туманной вода пониженной солености распространяется в юго-восточном направлении вдоль термического фронта. Более теплые трансформированные субтропические воды проникают в этот район с юга. При столкновении теплых субтропических вод с холодными водами низкой солености последние как более плотные погружаются под первые. Таким образом, опресненный поверхностный слой становится подповерхностным.

В южной части полигона, в районе с координатами в центре 39.5° с.ш. и 132.5° в.д., расположено замкнутое образование, для которого характерны повышенная температура и пониженная соленость (рис. 9). Вероятно, воды низкой солености, распространяющиеся на юго-восток вдоль северо-западного фронта, участвуют в формировании вихрей в этом районе.

Ответы на некоторые вопросы

Выявленное распространение соленых вод вдоль 42° с.ш. позволяет предложить следующий механизм образования глубинных вод моря. Воды Цусимского течения в районе мыса Камои отклоняются на запад, образуя крупномасштабный меандр. От меандра на запад отходит ветвь течения, посредством которой теплые и соленые воды переносятся на запад вдоль 42° с.ш. По мере распространения на запад их соленость и температура понижаются, а плотность – повышается.

Насколько сильно трансформируется поток по мере его продвижения с востока на запад? На 136.6° в.д. температура поверхностных вод зимой составляет около 2 °С, а на 132° в.д. – около 0.5 °С. Соленость поверхностных вод в восточной части рассматриваемой области доходит до 34.15‰, в то время, как на 132° в.д. она не превышает 34.05–34.08‰ (рис. 10).

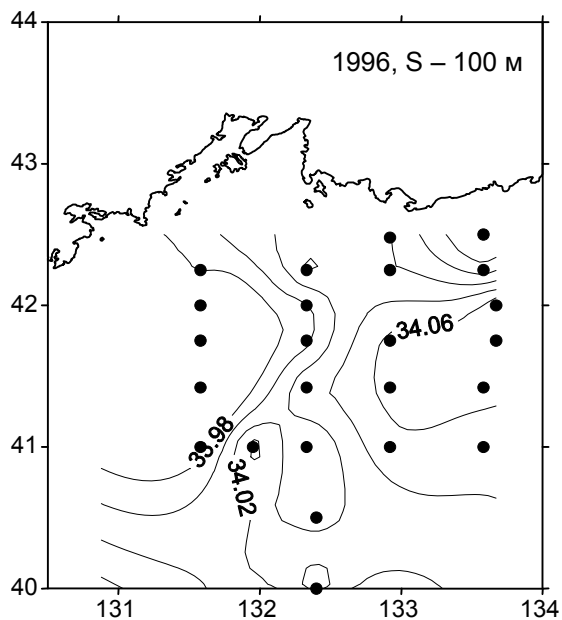


Рис. 9. Соленость воды (‰) на горизонте 100 м зимой 1996 г.

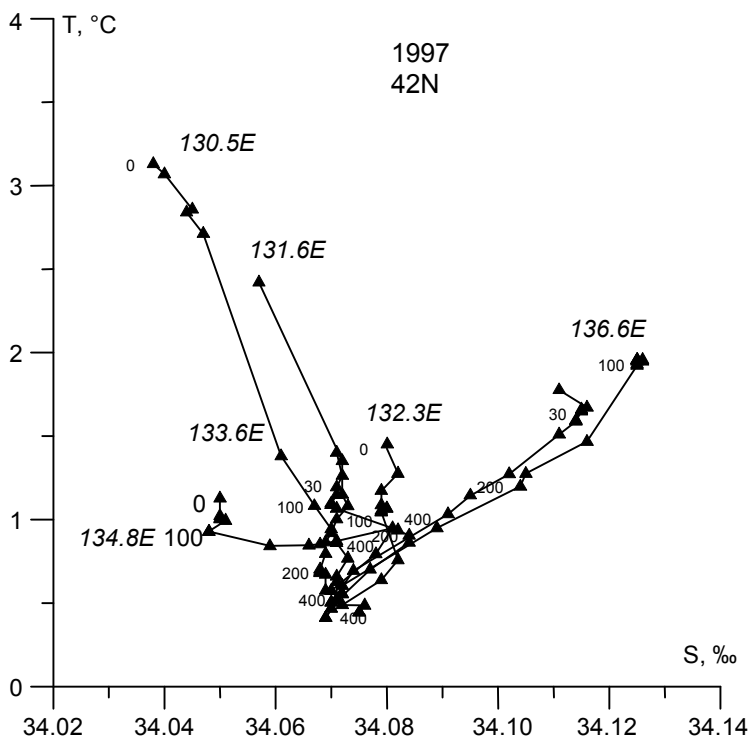


Рис. 10. $T(S)$ – кривые для станций, расположенных вдоль 42° с.ш. (зима 1997 г.)

Как изменяются температура, соленость и плотность воды района с глубиной? В районе так называемой «трубы холодной воды» температура воды обычно составляет 0.7 °С на горизонте 300 м, 0.4 °С на горизонте 500 м, менее 0.2 °С на горизонте 1000 м и около 0.1 °С на горизонте 2000 м. Соленость в районе «трубы» (на примере 1997 г.) изменяется от 34.07‰ на поверхности до 34.08‰ на горизонте 200 м и до 34.065‰ на горизонтах 500, 1000 и 2000 м. В 1999 г. при солености поверхностных вод в языке более 34.05‰ на всех горизонтах от 200 м до 2000 м соленость составляла 34.05–34.06‰.

Язык соленой воды обычно прослеживается до горизонта 400 м включительно.

Наибольшие значения условной плотности поверхностной воды (от 27.27 в 1995 г. до 27.30 в 1996 г.) отмечены в районе «трубы» между северо-западным термическим фронтом и заливом Петра Великого, где встречаются язык холодных вод от залива Петра Великого и язык соленых вод с востока (рис. 11).

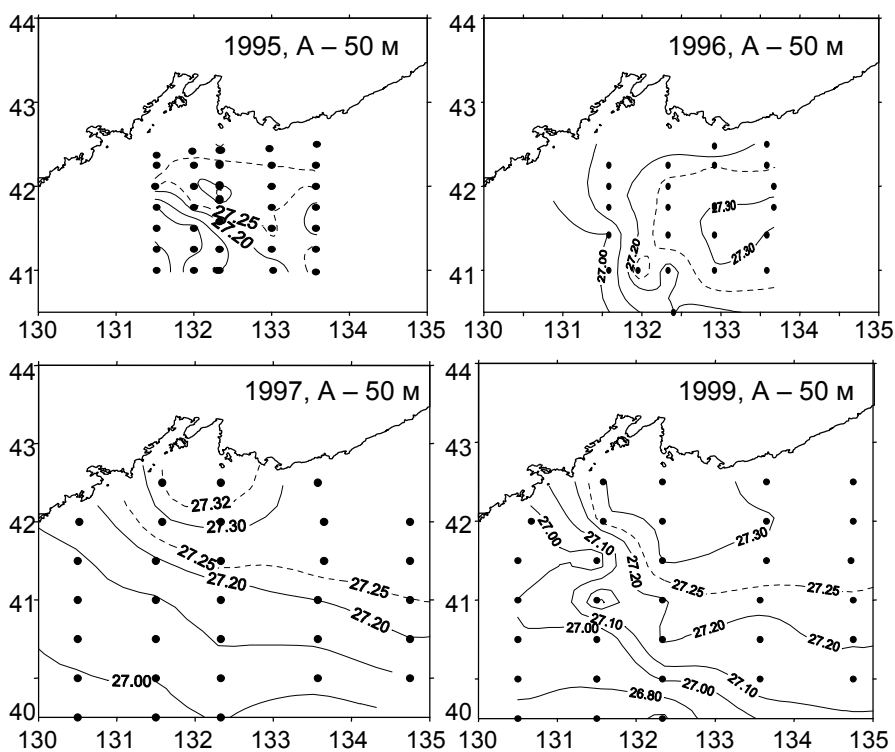


Рис. 11. Плотность воды в поверхностном слое северо-западной части Японского моря

Но на горизонте 100 м плотность в районе «трубы» составляет примерно 27.30, мало изменяясь со временем. На горизонтах 2000–3000 м изменения плотности происходят в узких пределах между 27.34 и 27.35.

Насколько сильно изменяются характеристики вод района со временем?

Наиболее значительные изменения отмечены на поверхности моря. Соленость внутри языка соленой воды изменяется от 34.04‰ в марте 1995 г. до 34.07‰ в апреле 1997 г. Глубже 50 м межгодовые изменения резко

уменьшаются. Например, на горизонте 100 м соленость внутри языка составляла более 34.05‰ в 1995 г, 1996 г., 1999 г. и более 34.07‰ в 1997 г.

Как распространяются соленые воды языка после достижения ими северо-западного фронта? От района расположения «трубы» новая вода с низкой температурой и высокой соленостью распространяется по поверхности равной плотности. Глубина поверхности плотности 27.32 изменяется от менее чем 300 м в районе «трубы» до 700 м юго-западнее ее. Поэтому от «трубы» новообразованные воды с температурой 0.5–0.6 °С и соленостью около 34.06‰ распространяются по поверхности плотности 27.32 в южном направлении на горизонты 400–500 м, в юго-западном направлении на горизонты 500–700 м.

Выводы

1) Вдоль 42° с.ш. в Японском море происходит распространение на запад трансформированной субтропической воды.

2) В процессе охлаждения этой воды и последующего распространения по поверхности равной плотности формируются глубинные воды Японского моря.

3) Водная масса пониженной солености формируется у устья реки Туманной и распространяется на юго-восток вдоль северо-западного термического фронта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев А. С., Макашин В. П. Вентиляция вод Японского моря в зимний период // Метеорология и гидрология. 1991. № 1. С. 71–79.
2. Зуенко Ю. И. Холодный подповерхностный слой в Японском море // В сб.: Комплексные исследования морских организмов и условий их существования. Владивосток: ТИНРО, 1994. С. 40–45.
3. Зуенко Ю. И., Юрасов Г. И. Водные массы северо-западной части Японского моря // Метеорология и гидрология. 1995. № 8. С. 50–57.
4. Леонов А. К. Региональная океанография. Часть 1. Японское море. Л.: Гидрометеиздат, 1960. С. 291–463.
5. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Под ред. Степанова В. Н. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 132–146.
6. Погодин А. Г., Шатилина Т. А. О сезонной и многолетней изменчивости температуры воды в северной части Японского моря (рукопись). Владивосток: ТИНРО, 1994. –78 с.
7. Якунин Л. П. О водных массах Японского моря // Тезисы докладов Межд. конференции по Японскому и Охотскому морям. Находка, 1989. С. 12–13.
8. Danchenkov M. A., Aubrey D. G Large-scale meander of Tsushima current as possible source of JSPW // Proc. CREAMS Int. Symposium, 1999. P. 35–36.
9. Danchenkov M. A., Kim K., Goncharenko I. A., Kim Y. G. A «chimney» of cold salt waters near Vladivostok // Proc. PICES Workshop on the Okhotsk Sea and adjacent areas. 1996. P. 198–201.
10. Danchenkov M. A., Nikitin A. A., Volkov Yu. N., Goncharenko I. A. Surface thermal fronts of the Japan Sea // Proc. CREAMS Int. Symposium. Fukuoka, 1997. P. 75–79.
11. Danchenkov M. A., Lobanov V. B., Nikitin A. A. Mesoscale eddies in the Japan Sea, their role in circulation and heat transport // Proc. CREAMS Int. Symposium. Fukuoka, 1997. P. 81–84.
12. Kajiuira K., Tsuchiya M., Hidaka K. The analyses of oceanographical condition in the Japan sea. Report Develop // Fish. Res. in the Tsushima Warm Current. Tokyo, Fish. Agency. 1958. V. 1. P. 158–170.

-
-
13. Kim C. H., Lie H. J., Chu K. S. On the intermediate water in the southeastern Japan Sea // In: «Oceanography of asian marginal seas». Ed. K. Takano, Tokyo: Elsevier, 1991. P. 129–142.
 14. Miyazaki M. On the water masses of the Japan Sea // Bull. Hokkaido Reg. Fish. Res. Laboratory. 1953. № 7. P. 1–65.
 15. Nitani H. On the deep and bottom waters in the Japan Sea // In: Researches in hydrography and oceanography. Ed. D. Shoji. Tokyo: Hydr. Dept. of Japan, 1972. P. 151–201.
 16. Ohwada M., Tanioka K. Currents and distribution of water masses in the Japan Sea // Reports study on the Japan Sea. Tokyo, 1971 P. 54–59.
 17. Suda K. On the bottom water of the Japan Sea // J. Oceanography. 1932. V. 4. № 1. P. 221–240 (In Jap.)
 18. Wakatsuchi M. A possible location of sinking for the Japan Sea Bottom Water formation // Proc. Fourth CREAMS Workshop. Vladivostok, 1996. P. 57–61.

ФОРМИРОВАНИЕ АПВЕЛЛИНГА НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ОСТРОВА САХАЛИН ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВЕТРА

Введение

Исследования динамических процессов на северо-восточном шельфе острова Сахалин представляют значительный интерес в связи с промышленным освоением морских месторождений нефти и газа. Около 20 лет в данном районе проводятся интенсивные инженерно-геологические, экологические, гидрометеорологические и иные изыскания, основной целью которых является разработка рекомендаций по безопасному проектированию объектов по добыче и транспортировке углеводородов.

Прибрежный апвеллинг – одно из интересных и важных в практическом отношении океанографических явлений, поскольку районы его проявления обычно богаты морскими биоресурсами. Изучение условий его возникновения в районе строительства комплекса по добыче и транспортировке углеводородного сырья имеет особенное значение. В Мировом океане наиболее часто встречается прибрежный апвеллинг, образованный вдольбереговым ветром, оставляющим берег слева в северном полушарии [1, 2]. В течение летнего сезона (июнь-сентябрь) на северо-восточном побережье Сахалина преобладают ветры южного и юго-восточного направления [3], отвечающие условиям его образования. Существование этого явления в данном районе было подтверждено практически одновременно нами [8] и П. В. Полупановым [6] на основе различных материалов наблюдений. Аналогичный эффект прибрежного апвеллинга был выявлен также у восточного побережья Кореи [12], где характер ветра в летний период и топографические условия идентичны восточному побережью Сахалина.

В настоящей работе на основе анализа инструментальных наблюдений и спутниковых данных на северо-восточном шельфе о. Сахалин исследуются условия и особенности формирования прибрежного апвеллинга.

Данные наблюдений

В сентябре 1987 г., во второй половине июля и в первой половине августа 1990 г. силами Дальневосточной морской инженерно-геологической экспедиции с использованием специально оборудованного для проведения гидрометеорологических изысканий судна «Кварц» были выполнены океанографические съемки на северо-восточном шельфе о. Сахалин. Пространственное и вертикальное распределения температуры и солености во всех случаях имело достаточно близкий характер. В настоящей работе подробно анализируются наблюдения, выполненные в июле-августе 1990 г.

Океанографические работы производились мини-зондом «ЭЛАН». При этом для уменьшения искажающего влияния приливо-отливных явлений съемки на различных разрезах выполнялись на одной фазе прилива (измерения начинались через час после прохождения уровнем положения малой воды). Съемка выполнялась на шести поперечных шельфу разрезах (рис. 1а) – в

районе заливов Луньский, Набиль, Ныйский, Чайво, Пильтун, а также в северной части изучаемого района, несколько южнее мыса Левенштерна.

Кроме натуральных наблюдений, в работе использовалась спутниковая информация. Приемная антенна системы TERASCAN, установленная в СахНИРО в 1996 г., позволяет осуществлять прием информации по пяти каналам с искусственных спутников Земли NOAA-12, NOAA-14. Из-за сильного влияния облачности данные приводились к среднесуточным значениям в точках с пространственным шагом около 1.3 км путем осреднения по всем каналам за серию пролетов ИСЗ. Облачность над Охотским морем позволяет получить лишь 20–25% от возможного числа данных. В связи с этим для получения информации, сопоставимой с натурными наблюдениями, использовалась процедура пространственно-временного осреднения, в результате которой были получены регулярные данные, приведенные к серединам трапеций 15'x15' с дискретностью 0.5 месяца. Указанный прием несколько ограничивает возможность использования спутниковой информации по сравнению, например, с авиатемпературными съемками [6] вследствие потери детальности данных. Тем не менее, некоторые общие закономерности удается выявить и при таком подходе.

В целом в распределении температуры поверхности моря (ТПМ), полученном для северо-восточного шельфа о. Сахалин, обнаруживаются существенные пространственные различия с минимумом в береговой зоне и максимальными значениями в открытом море, что ассоциируется с явлением апвеллинга. Ниже анализируется распределение ТПМ Охотского моря в прилегающем к Сахалину районе в июле-сентябре 1998 г.

В отмеченный период в двух точках северо-восточного шельфа Сахалина производились измерения течений [4]: **1** – Пильтун-Астохская морская нефтегазоносная площадь, глубина моря 27 м; **2** – Аркутун-Дагинская, глубина 39 м. Положение точек постановки автономных буйковых станций изображено на рис. 16. Измерения скоростей течений производились на трех горизонтах в точке **1** (10, 20 и 25 м) и четырех горизонтах в точке **2** (3, 10, 25 и 33 м), соответственно. Длительность наблюдений составила около 3.5 месяца в точке **1** и около 3 месяцев в точке **2**.

При проведении геологоразведочных работ на морских месторождениях нефти и газа с плавучих буровых установок, как правило, выполняется комплекс сопутствующих инженерно-гидрометеорологических изысканий. В частности, на шельфе Сахалина проводились измерения атмосферного давления, скорости и направления ветра (преимущественно посредством стандартного анеморумбометра М63-М), влажности и других элементов. Помимо этого, производилось зондирование водной толщи зондом SEABIRD. Значения температуры и солёности воды фиксировались с дискретностью 5 м по глубине. Среди большого объема имеющихся материалов наблюдений авторами используются наблюдения, выполненные на Пильтун-Астохской и Аркутун-Дагинской площадях в точках, близких к месту постановки автономных буйковых станций **1** и **2**.

Перечисленные материалы наблюдений были использованы в настоящей работе.

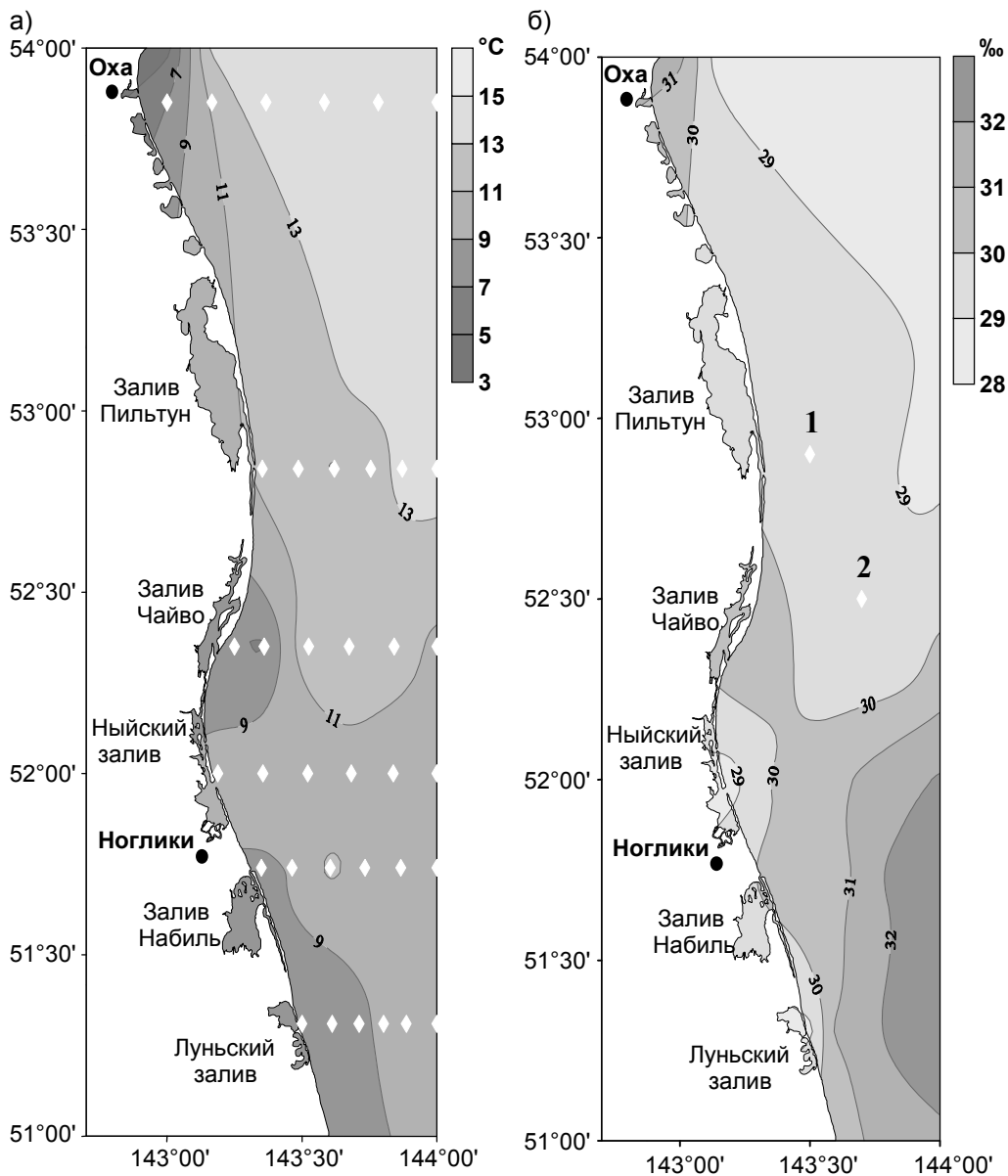


Рис. 1. Распределение температуры (а) и солёности (б) на поверхности моря по данным съёмки, выполненной во второй половине июля 1990 г. Показано схематичное положение выполненных океанографических станций (а) и точек постановки автономных буйковых измерителей течений на Пильтун-Астохской (1) и Арктун-Дагинской (2) площадях (б)

Характеристика полей температуры и солености по данным океанографических съемок

На рис. 1а, б приведено распределение температуры и солености воды на поверхности по измерениям, осуществленным во второй половине июля 1990 г. На первой карте наблюдается характерная для прибрежного апвеллинга зона пониженной температуры, протянувшаяся вдоль всего северо-восточного побережья острова за исключением участка, прилегающего к Ныйскому заливу. Последнее обстоятельство, вероятно, связано с влиянием стока реки Тымь. Анализ вертикальной изменчивости температуры воды на выполненных разрезах показал, что глубина залегания термоклина составляет 10–12 м, причем в прибрежной зоне наблюдается наклон изотерм и выход термоклина на поверхность, что также характерно для области проявления апвеллинга. Исключение составляет район Ныйского залива, где термоклин вблизи берега несколько заглублен.

На карте распределения солености (рис. 1б) хорошо заметна фронтальная зона (на расстоянии около четверти мили изменения солености составляют 2.5–3‰), практически не выделяющаяся на карте ТПМ. В районе заливов Чайво и Ныйский она ориентирована поперек шельфа, на других участках она отклоняется в южном направлении и вытягивается вдоль берега. В северной части исследуемого района преобладают более пресные воды с соленостью 28–29‰. Характерная толщина этого относительно пресного слоя составляет около 10–12 м, вертикальное распределение солености аналогично распределению температуры воды. В южной части соленость существенно выше – 31–32‰, ее изменения по вертикали незначительны, и только в узкой прибрежной полосе, вероятно, под влиянием речного стока, соленость понижается до 30‰.

Фронтальная зона делит рассматриваемый район на две примерно равные части, в которых гидрологические характеристики поверхностного слоя существенно отличаются, что, в свою очередь, отражается в различном характере развития прибрежного апвеллинга. В северной части выделяется относительно теплая прогретая водная масса, причем толщина соответствующего слоя уменьшается не только в сторону берега, о чем говорилось выше, но и в сторону открытого моря. Причиной формирования указанной водной массы является влияние стока Амура, относительно высокий прогрев вод в северо-западной части Охотского моря вследствие ее мелководности, а также влияния теплых воздушных масс, сформировавшихся над материком. Пониженная соленость воды может быть обусловлена, помимо речного стока, таянием большой массы льда. Такие выводы были получены при построении обобщенных карт температуры и солености вод Охотского моря [5], а также анализе спутниковых наблюдений за распространением стока Амура [11]. Явление прибрежного апвеллинга в этом районе связано с вытеснением этой водной массы в сторону открытого моря, происходящим под воздействием преобладающих в летний сезон ветров южных румбов.

В южной части ситуация существенно иная. На разрезах в районах заливов Набиль и Луньский наклоны изотерм в сторону поверхности при приближении к берегу выражены более ярко, уменьшение толщины прогретого слоя в сторону открытого моря не наблюдается. Это свидетельствует о том, что апвеллинг носит здесь более масштабный и устойчивый характер, чем в северной части. Вертикальные вариации солености тут незначительны. По многолетним

наблюдениям на стандартных разрезах, проводившихся Сахалинским управлением Росгидромета, в районе Луньского залива изменения солёности по вертикали в верхнем 20-метровом слое в среднем не превышают 1‰, в то время, как в районе залива Пильтун они достигают 4–5‰, а в районе м. Елизаветы – 8–9‰. Вертикальные изменения температуры в зоне шельфа также меньше, чем в северной части района. К сожалению, анализируемые в настоящей работе инструментальные данные относятся к северной части исследуемого района, что позволяет с достаточной определенностью судить о динамических процессах только в этой области. Именно ей в дальнейшем уделено наибольшее внимание. О характере проявления апвеллинга в южной части можно судить лишь на основе спутниковой информации.

Анализ спутниковой информации

Спутниковая информация позволяет выявить некоторые важные особенности пространственно-временной изменчивости ТПМ на северо-восточном шельфе о. Сахалин. На рис. 2а-в представлены карты распределения ТПМ, соответствующие периоду наблюдений 16–31 июля, 1–15 августа и 1–15 сентября. На рис. 2а отчетливо выделяется фронтальная зона, положение которой достаточно близко к полученной в 1990 г. по результатам океанографической съемки. В северной части рассматриваемого района характерная для прибрежного апвеллинга область с пониженной температурой не наблюдается, в то время, как в южной части она занимает значительную акваторию, причем на определенном удалении от линии берега. Как будет показано ниже, в этот период доминировали ветры восточных и северных румбов.

На рис. 2б, соответствующем первой половине августа, выделяется зона апвеллинга в северной части рассматриваемого района, вблизи заливов Пильтун и Чайво. В южной части на некотором удалении от берега наблюдается обширная область низких температур. Здесь отличие от рис. 2а незначительное. Данный период характеризовался умеренным преобладанием южных ветров.

Наибольший интерес представляет рис. 2в, на котором апвеллинг проявляется в наибольшей степени. В районе залива Чайво выделяется довольно обширная зона холодных вод, в центре которой средняя за 15 дней ТПМ составляет около 5 °С. Область пониженной температуры охватывает практически все северо-восточное побережье острова. В южной части, в отличие от рассмотренных выше ситуаций, пятно холодных вод прижато к берегу. Данный период характеризовался устойчивым преобладанием южных ветров.

Во второй половине сентября, с началом перестройки полей атмосферного давления и ослаблением летнего муссона с характерными для него ветрами южных румбов, фронтальная зона (по существу уже слабо проявлявшаяся и в первой половине сентября) окончательно исчезает, различия в распределении ТПМ между северной и южной частями практически отсутствуют. При этом относительно теплые воды вытесняются из зоны шельфа, и сохраняется пространственная неоднородность поля температуры с преобладанием более холодных вод вблизи берега.

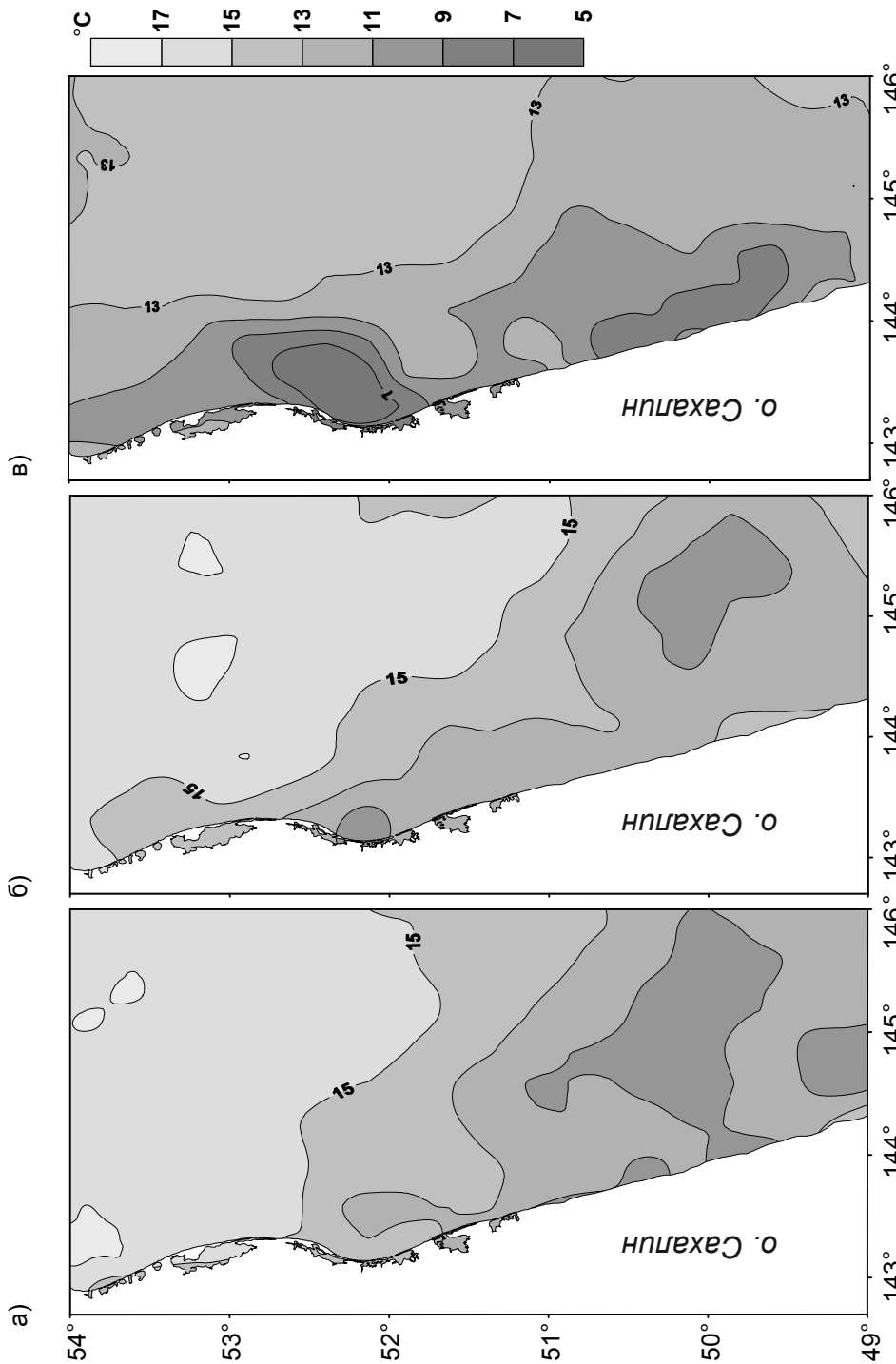


Рис. 2. Распределение температуры поверхности моря по спутниковым наблюдениям за вторую половину июля (а), первые половины августа (б) и сентября (в)

Таким образом, в северной части, апвеллинг проявляется в узкой прибрежной полосе, в особенности в районе зал. Чайво и южной части зал. Пильтун. Вероятно, это обусловлено особенностями рельефа дна – здесь шельф более протяженный и мелководный.

В южной части зона апвеллинга более обширна и наблюдается в той или иной степени практически постоянно, что согласуется также с результатами работы [6]. По-видимому, существование описанной выше фронтальной зоны и другие особенности пространственно-временной структуры полей температуры и солености связаны с влиянием летнего муссона. Для того, чтобы дать более определенный ответ на вопрос о влиянии ветра на формирование прибрежного апвеллинга в этом районе, необходимо дополнительно проанализировать имеющиеся инструментальные данные на Пильтун-Астохском и Аркутун-Дагинском месторождениях.

Розы ветра и морских течений

Для сравнимости со спутниковыми данными, которые, как отмечалось выше, осреднялись по временным интервалам длительностью 15 суток, ряды векторов скорости ветра и непериодической составляющей течений разбивались на аналогичные промежутки времени. По этим интервалам рассчитывались розы, характеризующие распределение изучаемых параметров по направлениям (рис. 3–5). Известно [3], что в летний период в рассматриваемом районе доминируют ветры южного и юго-восточного направлений, соответствующие летнему муссону (в осенне-зимний период господствуют ветры северо-западного направления – зимний муссон). Однако анализ роз ветра, рассчитанных по отрезкам 0.5 месяца, позволил выявить более сложный характер их изменчивости (рис. 3). Для первой половины июля, августа и, в особенности, сентября действительно характерно существенное преобладание ветров южных румбов (в первой половине сентября на их долю приходится более 70% случаев). Однако поведение ветра во второй половине рассматриваемых месяцев не соответствует общепринятому представлению – доля южных направлений в общем распределении ветра составляет всего 30–40%, но существенно возрастает повторяемость северо-восточных ветров, а со второй половины сентября начинает проявляться западный ветер.

Более детальное исследование характера изменчивости ветра было выполнено посредством ротарного спектрального анализа векторных рядов. Анализ показал, что в летний период 1998 г. на общий южный поток накладываются хорошо выраженные циклические вариации с периодом около 25–26 суток, имеющие характер, близкий к реверсивному, с осью, ориентированной примерно по направлению юго-юго-запад – северо-северо-восток. Отмеченные выше различия роз ветра связаны, прежде всего, с влиянием этой циклической составляющей. При этом на первую половину сентября приходится случайное совпадение ее фазы, благодаря чему преобладание южных ветров имеет такой ярко выраженный характер.

Аналогично были проанализированы векторные ряды скоростей течений, из которых предварительно исключалась приливная составляющая. В поверхностном слое (горизонт 3 м станции 2) розы течений, рассчитанные для отрезков времени, соответствующих моментам усиления южной компоненты ветра, обнаруживают увеличение доли восточных и северо-восточных

направлений, ориентированных в сторону открытого моря (рис. 4). При возрастании роли северо-восточных ветров течение имеет выраженное юго-западное направление – подобная картина сохраняется в период с середины июля до конца августа. С середины сентября непериодическая составляющая течений ориентирована на юг – юго-восток. Вероятно, это обусловлено тем, что в этот период изолинии температуры и солёности (и, соответственно, плотности) приобретают вдольбереговую ориентацию [5].

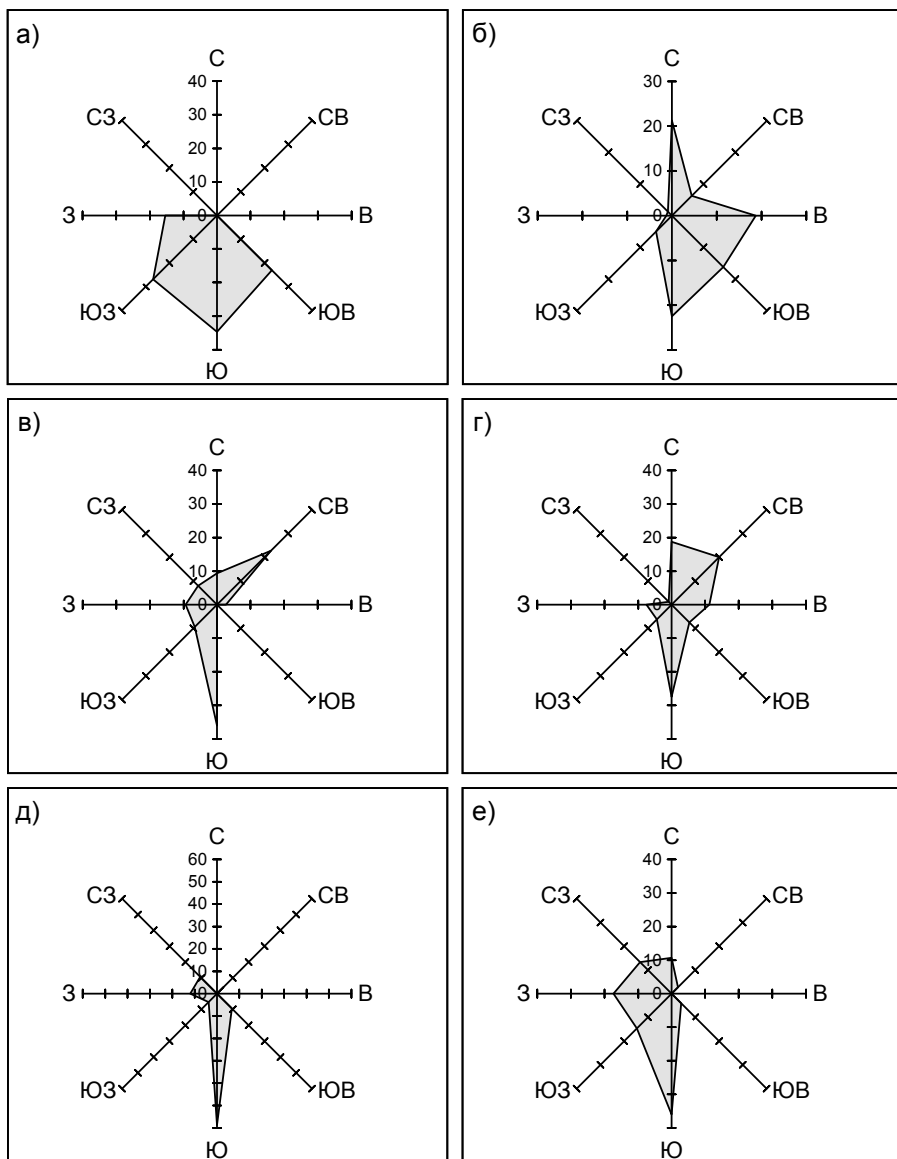


Рис. 3. Розы ветра по наблюдениям в точке 2, рассчитанные для временных интервалов длительностью 15 сут.

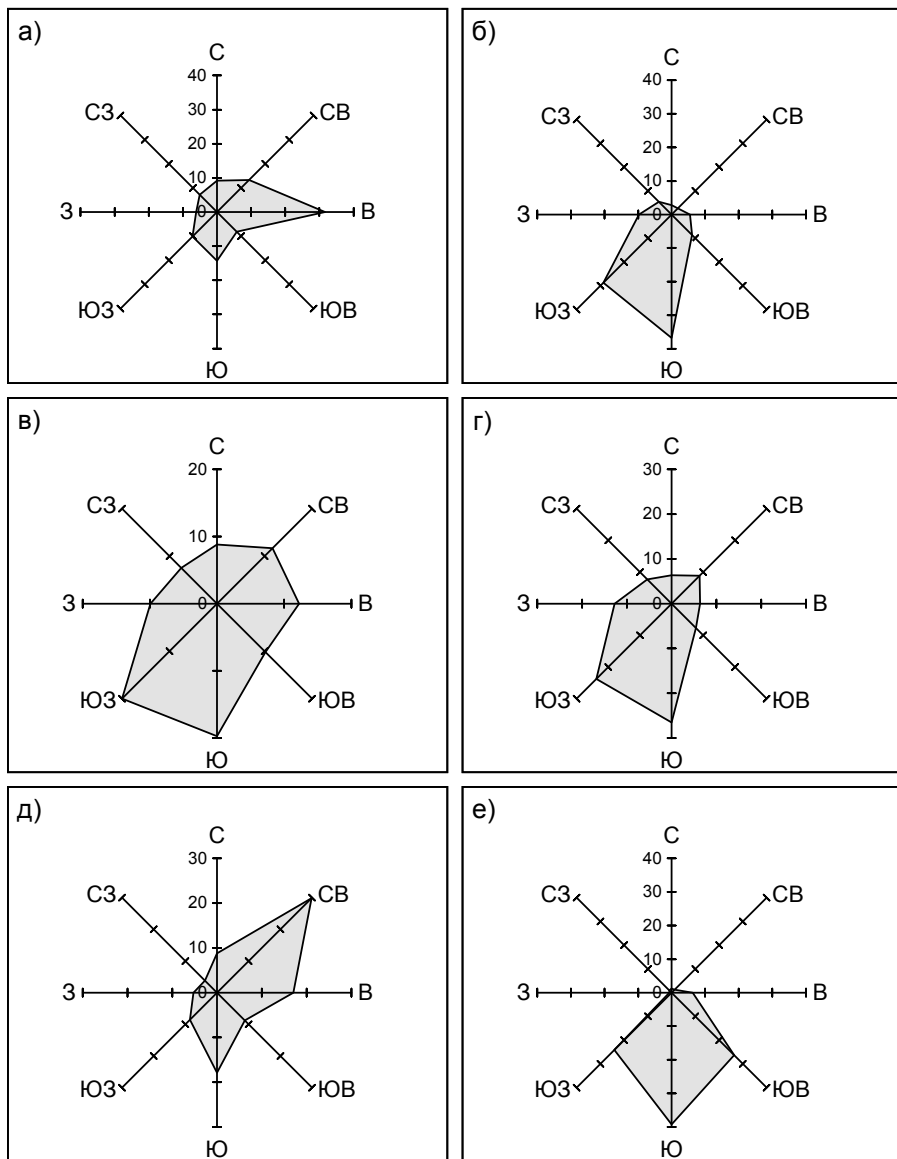


Рис. 4. Розы течений по наблюдениям в точке 2 на горизонте 3 м, рассчитанные для временных интервалов длительностью 15 сут.

На горизонтах 10 и 20 м течения в сторону открытого моря при южных ветрах не обнаруживается. Во всех случаях преобладают течения южных и юго-восточных румбов, их скорости, за исключением второй половины сентября, незначительны (более подробный анализ приведен в [4]).

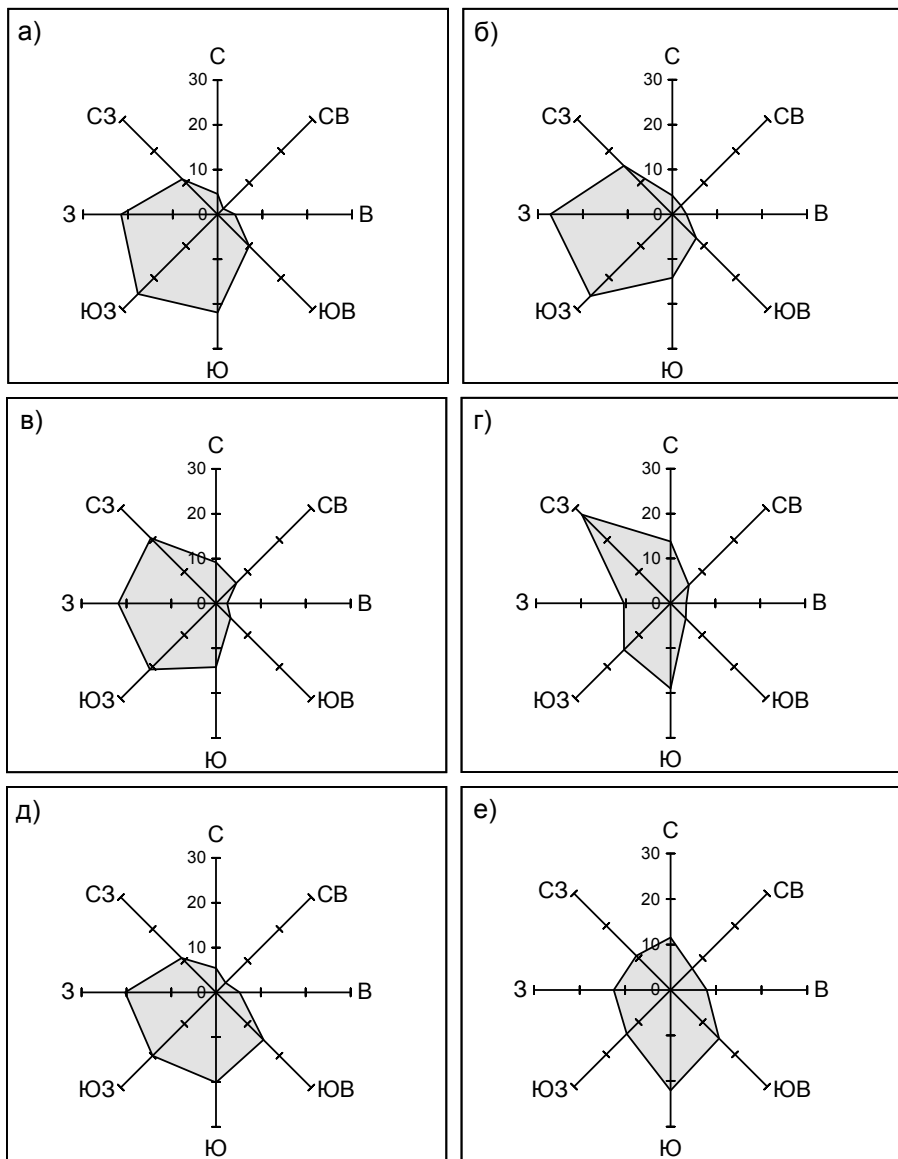


Рис. 5. Розы течений по наблюдениям в точке 1 на горизонте 25 м (придонный слой), рассчитанные для временных отрезков длительностью 15 сут.

На второй станции в придонном горизонте (33 м) на протяжении практически всего периода наблюдений вектор течения был ориентирован на юго-восток, средняя скорость потока не превышала 7 см/с. Лишь во второй половине сентября произошло некоторое усиление южной компоненты. В то же время на горизонте 25 м в отдельных случаях проявляется течение, ориентированное в сторону берега, хотя и не в такой степени, как на расположенной ближе к берегу станции 1 (рис. 5). В частности, в периоды преобладания ветров южных румбов

в поверхностном и придонном слоях течения ориентированы в противоположные стороны (в верхнем слое – в открытое море, в нижнем – к берегу), что соответствует существующим представлениям о прибрежном апвеллинге.

Таким образом, сравнение роз ветра и течений на различных горизонтах свидетельствует о том, что именно ветры южных румбов благоприятствуют формированию апвеллинга в исследуемом районе.

Предположение о возможности возникновения апвеллинга на северо-восточном шельфе Сахалина под воздействием ветра уже высказывалось ранее в работе [7], где в результате покомпонентного корреляционного анализа был обнаружен эффект отрицательной корреляции для поперечных берегу компонент ветра и течения в поверхностном слое на Пильтун-Астохской морской площади – ветер, дующий в сторону берега, вызывал течение в сторону открытого моря и наоборот. Данное явление, однако, не было обнаружено при численном моделировании полей течений для различных синоптических ситуаций [9] – такой сложный характер отклика, вероятно, не удается описать в рамках баротропной модели. Отклонение векторов поверхностных течений в сторону открытого моря при ветрах южных румбов было обнаружено при численных экспериментах [10] преимущественно в южной части северо-восточного шельфа, что свидетельствует о ветровом происхождении представленных на рис. 2а-в областей пониженной температуры.

Несколько иная ситуация наблюдается в северной части района – подобный эффект не отмечается в области выявленного нами интенсивного проявления апвеллинга в районе залива Чайво. При численных экспериментах он проявляется несколько севернее. Отмеченные особенности свидетельствуют о весьма сложном характере динамических процессов в пределах изучаемой акватории.

Вариации температуры и солёности воды

Анализ данных вертикального зондирования водных масс по наблюдениям с ПБУ обнаруживает значительные колебания температуры с периодом около 1 месяца в точке **1** (рис. 6а, б). При этом в первой половине августа и сентября наблюдаются минимальные значения поверхностной температуры, составляющие около 2 °С, в то время, как во второй половине августа температура достигает 14 °С.

Изменения солёности находятся в противофазе с температурными аномалиями – минимальным значениям температуры соответствует максимальная солёность (около 33‰) и наоборот, при наибольших значениях температуры наблюдается самая низкая солёность (около 24‰). На горизонте 10 м вариации температуры и солёности идентичны поверхностному слою, хотя и выражены несколько слабее. На горизонте 20 м во время достижения поверхностной температурой наибольших значений также наблюдается некоторое повышение температуры (до 4 °С). Однако, в большей степени обращают на себя внимание достаточно резкие изменения гидрологических характеристик во второй половине сентября – на всех горизонтах они имеют близкие характеристики (температура около 8–9 °С, солёность – около 28‰). Необходимо отметить, что, согласно результатам более детального анализа скоростей течений [4], именно в момент наблюдающегося резкого изменения

поля плотности, перехода от резко выраженной вертикальной стратификации к практически полной однородности водного слоя интенсифицируются течения южного направления.

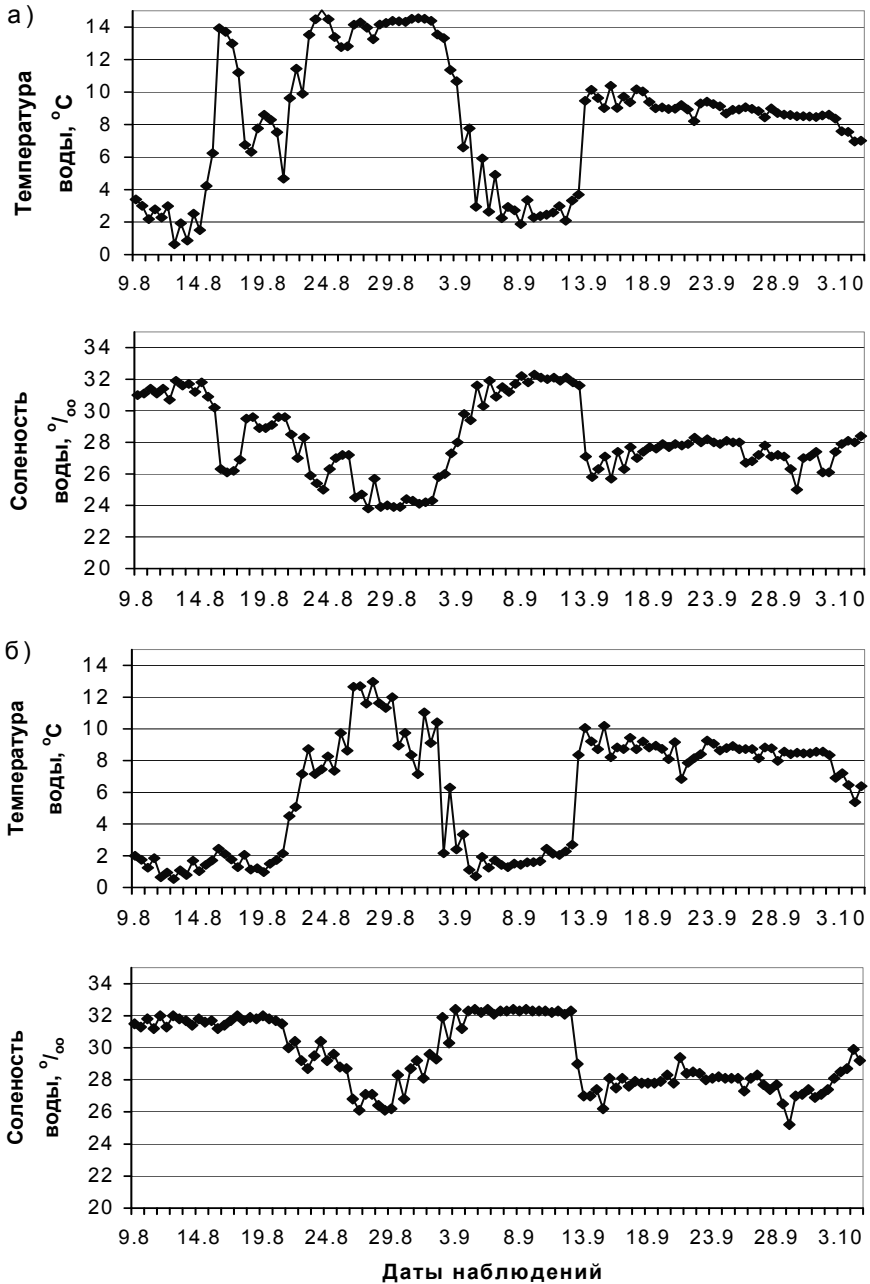


Рис. 6. Колебания температуры и солёности по данным вертикального зондирования на станции 1 на горизонтах 0 м (а) и 10 м (б)

На более удаленной от берега станции **2** колебания температуры и солености проявляются в меньшей степени (рис. 7а, б), хотя также заметно появление в первой половине июля и сентября водной массы, отличающейся низкой температурой и высокой соленостью на поверхности. В целом, температура в этой точке выше (среднее значение в поверхностном слое за период наблюдений составляло 11.5 °С, максимальное – 18.1 °С, соленость также выше, хотя различия менее существенны (28.8‰ против 28.2‰ в точке **1**). На горизонте 10 м температура, наоборот, более низкая, чем в точке **1**, (4.4 против 6.1 °С), а соленость более высокая (30.6 против 29.5‰).

На горизонтах 20 и 30 м вариации температуры и солености незначительны, за исключением середины сентября, когда во всей толще воды значения этих параметров становятся близкими к соответствующим в точке **1**.

Таким образом, анализ результатов вертикального зондирования водной толщи показывает, что при усилении ветров южных румбов на поверхности моря в обеих точках происходит резкое понижение температуры (на величину до 10–12 °С) и увеличение солености на 8–9‰. Во второй, более удаленной точке, проявление холодных соленых вод существенно менее продолжительно и наблюдается здесь лишь при устойчивом южном ветре, который отвечает условиям наиболее развитого апвеллинга.

Заключение

В результате выполненного анализа данных натуральных наблюдений и спутниковой информации на северо-восточном шельфе о. Сахалин подтверждено существование явления прибрежного апвеллинга, индуцированного преобладающими в летний период времени ветрами южного и юго-восточного направлений (соответствующими так называемому летнему муссону).

Данное явление различно проявляется на отдельных участках шельфа. Так, в южной части рассматриваемого района зона апвеллинга, как правило, достаточно обширна и наблюдается (в больших или меньших масштабах) практически постоянно. Детально оценить характер влияния ветра на формирование этого явления на основе имеющихся данных для этой акватории не удалось ввиду отсутствия необходимой информации.

В северной части района, где выделяется относительно теплая и пресная водная масса, апвеллинг наблюдается в достаточно узкой прибрежной полосе, причем наиболее интенсивно – в мелководных участках (районы залива Чайво и южной части залива Пильтун). При интенсификации ветров южных румбов данное явление усиливается, вариации ТПМ могут достигать 10–12 °С, колебания солености – до 9‰, а его зона охватывает четыре морских месторождения углеводородного сырья – Одоптинское, Пильтун-Астохское, Чайвинское и Аркутун-Дагинское. При этом в поверхностном слое преобладают течения, направленные в сторону открытого моря, а в придонном – в сторону берега.

Указанная особенность гидрологического режима имеет важное значение для прогнозирования возможных последствий эксплуатации морских месторождений нефти и газа на северо-восточном шельфе острова Сахалин.

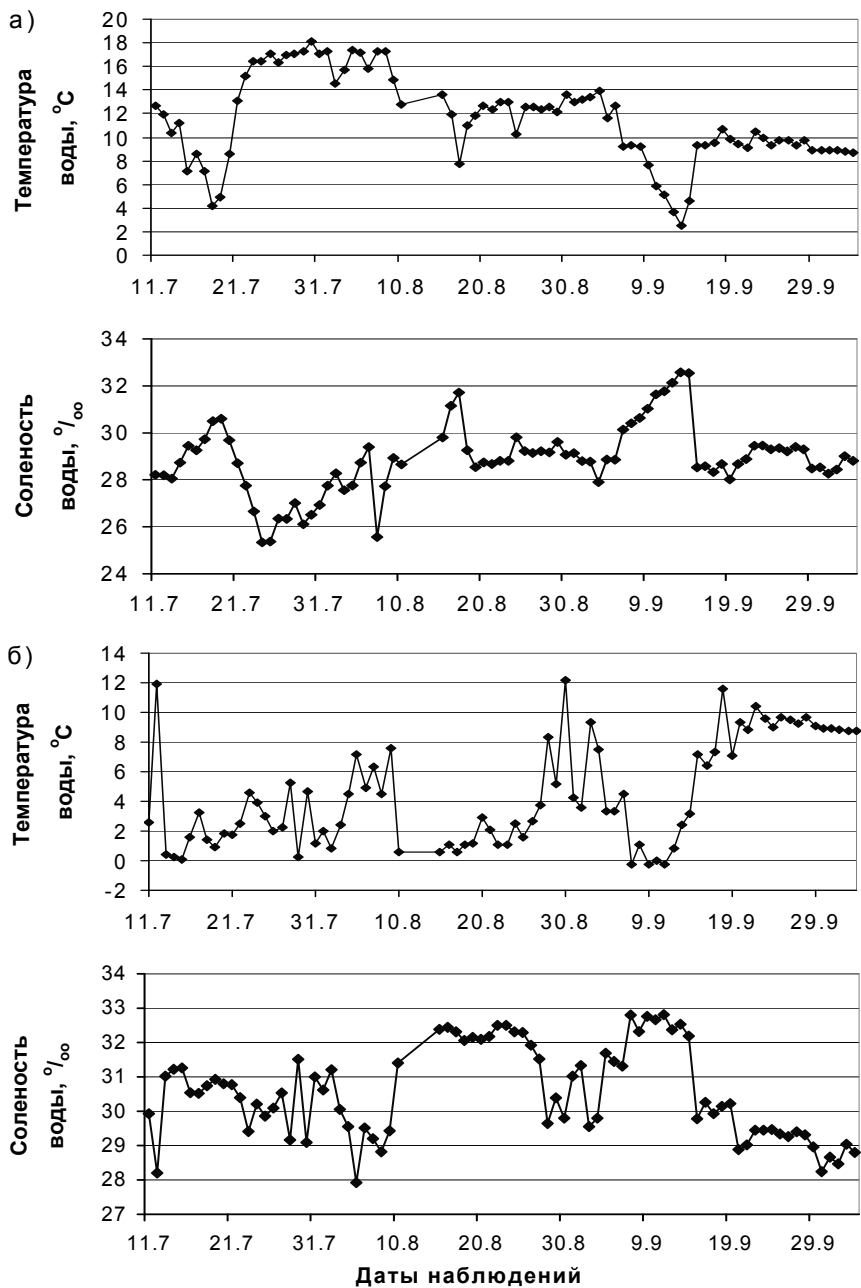


Рис. 7. Колебания температуры и солености по данным вертикального зондирования на станции 2 на горизонтах 0 м (а) и 10 м (б)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипкин В. С. Особенности структуры и динамики прибрежного апвеллинга в Каспийском море // В кн.: Каспийское море. М.: Наука, 1990. С. 61–74.
2. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. –322 с.
3. Земцова Л. В. Климат Сахалина. Л.: Гидрометеиздат, 1968. –197 с.
4. Кочергин И. Е., Рыбалко С. И., Путов В. Ф., Шевченко Г. В. Некоторые результаты обработки инструментальных наблюдений за течениями на Пильтун-Астохской и Аркутун-Дагинской площадях северо-восточного шельфа Сахалина // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 96–113 .
5. Охотское море. Вып. IX. Гидрометеорологические условия / Под ред. Б. Х. Глуховского, Н. П. Голперева, Ф. С. Терзиева. Спб.: Гидрометеиздат, 1998. – 342 с.
6. Полупанов П. В. Возникновение и существование апвеллинга у северо-восточного побережья острова Сахалин // Тез. докл XI Всероссийской конференции по промысловой океанологии. Калининград, 14–18 сентября 1999. М.: ВНИРО, 1999. С. 36.
7. Попудрибко К. К., Путов В. Ф., Шевченко Г. В. Оценка характеристик морских течений на Пильтун-Астохской морской площади (северо-восточный шельф о. Сахалин) // Метеорология и гидрология. 1998. № 4. С. 82–95.
8. Пузанков К. Л., Красавцев В. Б., Шевченко Г. В. Апвеллинг на северо-восточном шельфе острова Сахалин по данным спутниковых и инструментальных наблюдений // Тез. Докл. XI Всероссийской конференции по промысловой океанологии. Калининград, 14–18 сентября 1999. М.: ВНИРО, 1999. С. 39–40.
9. Савельев А. В. Численное моделирование динамического состояния вод на шельфе восточного побережья о. Сахалин, формирующегося под воздействием ветра // Тр. ДВНИГМИ. 1989. Вып. 39. С. 63–77.
10. Budaeva V. D., Makarov V. G. A peculiar water regime of currents in the area of eastern shelf of Sakhalin // PICES Scientific Reports. 1999. № 12. P. 131–138.
11. Rostov L. D., Zhabin I. A. Discharging of the Amur River into the Okhotsk Sea // Proc. Symp. on Okhotsk Sea and Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan. February 2–4, 1992. P. 344–347.
12. Suh Y. S., Jang L. H. and Hwang J. D. Time and spatial variations of the upwelling cold water in the eastern coast of the Korea Peninsula in the summer season // Abstracts of PICES Eighth Annual Meeting. Vladivostok, 1999. –126 pp.

СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В САХАЛИНСКОМ ЗАЛИВЕ

Введение

Сахалинский залив является перспективным районом добычи углеводородных ресурсов. В настоящее время здесь начаты предпроектные изыскания, которые включают подробное изучение гидрометеорологического режима, одним из элементов которого является уровень моря.

Чашеобразная форма залива, его мелководность и соседство с устьевым взморьем р. Амур создают благоприятные условия для возникновения значительных сгонно-нагонных колебаний, которые здесь играют определяющую роль в формировании суммарных экстремальных уровней моря. В Сахалинском заливе их величины соизмеримы, а в отдельных случаях превышают максимальные приливы. Например, высота нагона в Москальво в октябре 1962 г. достигала 225 см над средним уровнем. Штормовые нагоны представляют особо серьезную опасность для населенных пунктов, а также гидротехнических сооружений на побережье и акватории залива. Достаточно напомнить, что во время сильного шторма в ноябре 1994 г. произошло затопление поселка Рыбновск, была разрушена местная электростанция и ряд других объектов; в ноябре 1995 г. был затоплен порт Москальво, размыты автомобильная и железная дороги, соединяющие его с г. Оха.

Несмотря на это, режим сгонно-нагонных колебаний уровня Сахалинского залива изучен недостаточно. Несколько публикаций, освещающих этот вопрос [5, 6], отражают лишь результаты численного гидродинамического моделирования штормовых нагонов. Имеющиеся рукописные работы (Юркевич Н. Е., 1961) основаны на ограниченном материале.

Настоящая работа базируется на анализе имеющихся в ДВНИГМИ натуральных наблюдений за уровнем моря в Сахалинском заливе. Применение нового подхода к выделению неперiodических колебаний уровня и исследованию режима сгонно-нагонных эффектов логически продолжает и дополняет результаты предыдущих исследований.

Использованные материалы и методика исследований

Для анализа сгонно-нагонных колебаний уровня Сахалинского залива привлекались наблюдения на береговых станциях м. Литке, о. Байдукова, Москальво. Пункты расположены таким образом, что наблюдениями охватываются все основные участки побережья (рис. 1).

Характеристики наблюдений за колебаниями уровня в перечисленных пунктах иллюстрирует табл. 1. Анализ таблицы показывает, что ряды наблюдений за уровнем неоднородны по своему характеру. Продолжительность их варьирует в различных пунктах от неполных 7 до 28 лет. Причем ежечасные мареографные наблюдения производились только в Москальво в отдельные месяцы 1950, 1951 и 1964–1966 гг. Остальные наблюдения выполнялись по водомерной рейке за 4 срока. Поскольку рассчитанные в работе режимные высоты уровня даются относительно среднего (невозмущенного) состояния, для

приведения их к нулю поста достаточно прибавить высоту среднего многолетнего уровня над указанным нулем, значения которой для каждого пункта также приведены в табл. 1.

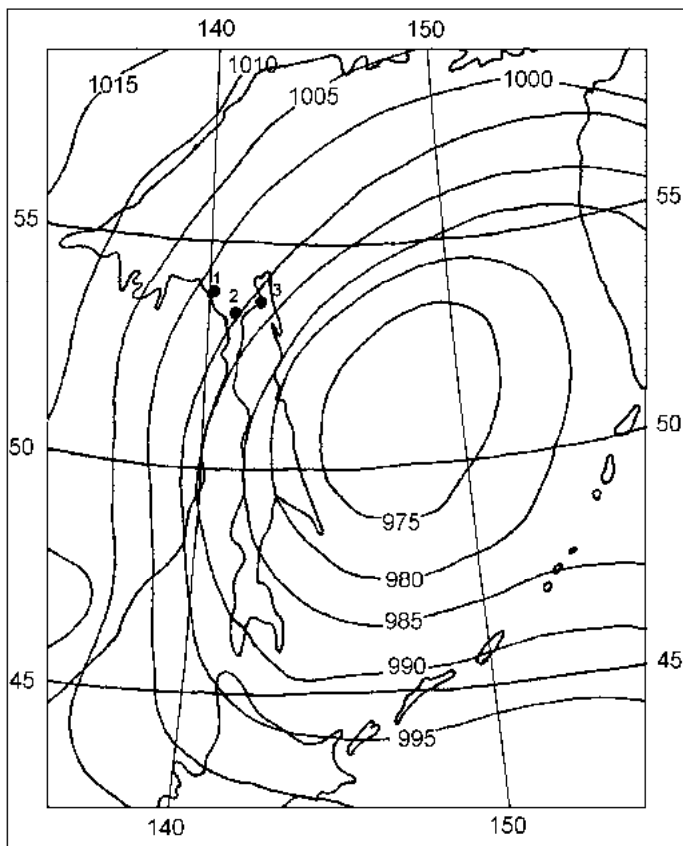


Рис. 1. Местоположение пунктов наблюдений за уровнем моря: 1 – м. Литке, 2 – о. Байдукова, 3 – Москальво. Типичное положение циклонов (синоптическая ситуация 15 января 1966 г.), формирующих нагоны в Сахалинском заливе

Сложность анализа заключалась в том, что все известные методы выделения неприливной составляющей из наблюдаемых суммарных уровней предполагают использование ежечасных наблюдений [1–3, 7], в то время, как наблюдения за уровнем в Сахалинском заливе в преобладающем большинстве четырехсрочные. Отсутствие ежечасных наблюдений препятствовало исследованию сгонно-нагонных эффектов на побережье залива.

Учитывая это, для решения поставленной задачи в настоящей работе был реализован простой способ получения ежечасных значений уровня моря, базирующийся на обычной линейной интерполяции его величин между сроками. Конечно, такой способ не позволяет удовлетворительно воссоздать реальный ход суммарного уровня. Однако, после исключения приливной составляющей достаточно точно воспроизводится кривая нагона (сгона).

В свое время указанный способ был апробирован в 1996 г. при исследовании режима штормовых нагонов в зал. Бакбо (Вьетнам) [8]. Для подтверждения эффективности предлагаемого способа в пределах Сахалинского залива были использованы имеющиеся за несколько месяцев 1964 г. синхронные ежедневные и срочные наблюдения за уровнем моря в Москальво.

Таблица 1

Характеристика рядов наблюдений за уровнем моря в Сахалинском заливе

Название пункта	Период наблюдений	Вид наблюдений	Высота среднего уровня над нулем поста (см)
м. Литке	1953 г. (VI–XII), 1954 г. (I–III, V–XII) 1955 г. (VI–XII), 1956–1962 г. (10 неполных лет)	4-х срочные	220
о. Байдукова	1954–1981 г. (28 лет)	4-х срочные	84
Москальво	1950 г. (II–V), 1951 г. (III – X), 1961 г. (VIII–XII), 1962–1963 г. 1964 г. (I–IV) 1964 г. (V–XII) 1965 г. (I–V), 1966 г. (I–IV)	ежечасные ежечасные 4-х срочные 4-х срочные ежечасные 4-х срочные ежечасные ежечасные	136

Нагоны выделялись 25-ти часовым скользящим осреднением. Поскольку указанный фильтр наряду с приливными колебаниями уровня частично срезает непериодическую составляющую, то экстремумы нагонов (сгонов) восстанавливались при помощи метода, предлагаемого Баскаковым Г. А. [2].

Для сравнения фактических кривых нагонов, полученных из ежедневных наблюдений, с соответствующими, полученными линейной интерполяцией срочных значений, использовались следующие оценки:

- ♦ погрешность высот нагонов

$$\Delta h = h_{\max}^M - h_{\max}^H \quad (1)$$

- ♦ средняя абсолютная погрешность

$$|\Delta| = \frac{\sum |h_i^M - h_i^H|}{N} \quad (2)$$

- ♦ средняя относительная погрешность

$$S = |\Delta| / H \cdot 100 \quad (3)$$

где h_i^H и h_i^I – ежечасные значения нагона, полученные из фактически наблюдаемых суммарных ежечасных уровней и линейно интерполированных срочных наблюдений, соответственно;

N – количество ежечасных значений уровня, использованных для сравнения;

$$i = 1, 2, \dots, N;$$

H – среднее, ежечасных значений нагона, полученных из фактически наблюдаемых ежечасных уровней

$$H = \sum_{i=1}^N h_i^H / N$$

Результаты сравнения иллюстрирует табл. 2 и рис. 2. Ход графиков на рисунке и данные таблицы указывают на практически полное совпадение между нагонными кривыми, выделенными из фактически наблюдаемых ежечасных значений и из ежечасных значений, полученных интерполяцией между срочными наблюдениями.

Незначительные различия между кривыми дают основание использовать предложенный способ определения сгонно-нагонных колебаний уровня по четырехсрочным наблюдениям в Сахалинском заливе.

В качестве нагонов (сгонов) в работе принимались только такие непериодические колебания уровня, максимум которых был равен, либо превышал 20 см (для сгонов – (-20 см)) относительно среднего уровня моря. Продолжительность нагона (сгона) соответствовала интервалу времени, на протяжении которого непериодические колебания уровня были выше (для сгонов – ниже) среднего уровня моря.

Для удобства статистического анализа нагоны (сгоны) были условно разделены на 4 группы, отличающиеся своей интенсивностью:

- ◆ слабые (± 20 –40 см относительно среднего уровня);
- ◆ умеренные (± 41 –80 см относительно среднего уровня);
- ◆ сильные (± 81 –140 см относительно среднего уровня моря);
- ◆ экстремальные ($> \pm 141$ см относительно среднего уровня).

Таблица 2

Сравнение нагонов, выделенных из ежечасных наблюдаемых и интерполированных по четырехсрочным значениям рядов уровня в Москальво

№ п/п	Период	N	h_{max}^H , см	Δh , см	$ \Delta $, см	S , %
1	13–18. 01 1964 г.	128	39	+3	0.9	6
2	13–20. 02 1964 г.	157	52	-4	1.1	6
3	19–28. 03 1964 г.	158	44	+2	1.4	7
4	4–6. 04 1964 г.	34	48	-3	1.0	5
5	11–15. 04 1964 г.	94	63	+1	1.4	5
6	25–29. 04 1964 г.	123	66	+2	1.8	6

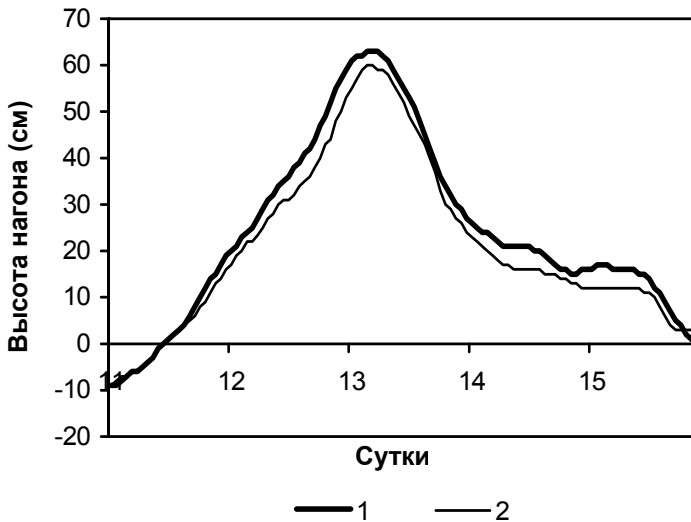


Рис. 2 Кривые нагона 11–15 апреля 1964 г. в Москальво, выделенные из фактически наблюдаемых ежечасных уровней (1) и ежечасных уровней, полученных путем линейной интерполяции между срочными наблюдениями (2)

Полученные результаты и их обсуждение

Нагонные эффекты в Сахалинском заливе возникают под влиянием изменений полей приземного атмосферного давления и ветра при прохождении циклонов, причем воздействие второго фактора в районе исследования является преобладающим.

Опасные штормовые нагоны в Сахалинском заливе формируются, в основном, при двух типах циклонов [4]:

а) тропических, или «южных», циклонов, возникающих над акваторией Тихого океана, Желтого или Восточно-Китайского морей, которые смещаются с юга, юго-запада на север, северо-восток над акваторией Японского моря и северной частью о. Сахалин;

б) «континентальных» циклонов, формирующихся над материком, обычно в районе Манчжурии и Забайкалья, и смещающихся на восток через центральные районы Хабаровского края на акваторию Охотского моря севернее о. Сахалин.

Характерной особенностью нагонов в Сахалинском заливе является их возникновение уже после прохождения центров циклонов, под действием северных и северо-западных ветров, дующих в их тыловых частях (рис. 1). Максимальные повышения уровня отмечаются при расположении центров циклонов северо-восточнее о. Сахалин [5]. Как правило, после выхода циклона в данный район его движение замедляется, вследствие чего нагонные ветры имеют большую продолжительность. В результате нагоны в Сахалинском заливе обладают не только значительной высотой, но и соответствующей штормовым ветрам продолжительностью с долгим стоянием уровня в период максимального развития процесса.

Анализ роз нагонных колебаний уровня показывает, что нагоны в Сахалинском заливе возможны только при ветрах северных румбов, преимущественно в диапазоне ССЗ-СВ (рис. 3). Такое заключение

подтверждается результатами численного гидродинамического моделирования [5, 6].

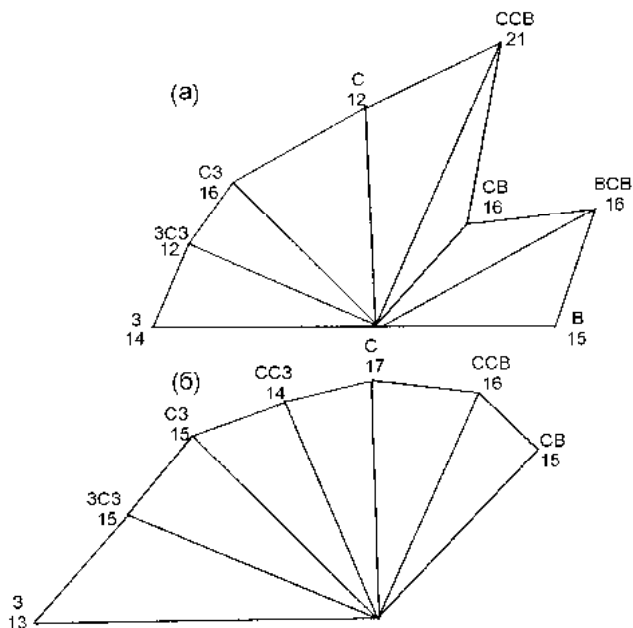


Рис. 3 Розы нагонных колебаний уровня в Москальво (а) и о. Байдукова (б) (цифрами отмечены средние значения штормового ветра; лучами указаны средние высоты нагонов при данном ветре в масштабе 1 мм – 2 см)

Наиболее значительные понижения уровня моря (сгоны) в Сахалинском заливе, в основном, обусловлены установлением над исследуемым районом области повышенного приземного атмосферного давления (антициклонического поля). Таким образом, понижения уровня здесь не являются сгонными в непосредственном понимании этого слова, а обуславливаются, главным образом, статическим действием повышенного атмосферного давления (так называемым барометрическим эффектом). Указанный эффект иногда усиливается умеренными ветрами южных румбов. Однако влияние ветра часто бывает незначительным, либо полностью отсутствует.

Результаты статистической обработки рядов сгонов и нагонов приведены в табл. 3–10. Анализ полученных материалов показывает, что нагоны в Сахалинском заливе имеют гораздо большую величину и возникают значительно чаще, чем сгоны. Максимальная повторяемость сгонно-нагонных колебаний уровня отмечается в сентябре – начале декабря, что связано с усилением циклонической деятельности над рассматриваемой акваторией в осенний период. Соответственно, в это же время наблюдаются наибольшие по своей интенсивности неперiodические колебания уровня. Кроме того, в южной части залива наблюдается увеличение повторяемости сгонно-нагонных явлений в

апреле. В разгар зимы формированию значительных метеорологических возмущений урвенной поверхности препятствует ледяной покров, летом циклоническая активность незначительна [4].

Согласно табл. 3–8, Сахалинский залив отличается достаточно большой повторяемостью сильных нагонов (9–11%), что объясняется мелководностью и относительной замкнутостью бассейна, благоприятствующих развитию значительных подъемов уровня. Особо опасные экстремальные нагоны могут возникать только в южной части залива. Хотя повторяемость их невелика (1–2%), однако, согласно наблюдениям, высоты штормовых нагонов в данном районе могут достигать и даже превышать 2 м относительно среднего уровня (табл. 9). Продолжительность преобладающего числа нагонов (до 70–85%) лежит в диапазоне 2–6 суток при средней продолжительности около 4.3 суток.

Таблица 3

Повторяемость (P) и обеспеченность (Q) высот нагонов (над средним уровнем моря) и их продолжительности в пункте м. Литке

Высота нагонов ($H_{max} = 101$ см)				Продолжительность нагонов			
Градации, см	Число случаев	P, %	Q, %	Градации, ч	Число случаев	P, %	Q, %
81–140	3	6.3	6.3	186–210	1	2.0	2.0
41–80	23	47.9	54.2	161–185	3	6.2	8.2
20–40	22	45.8	100.0	136–160	5	10.3	18.5
				111–138	6	12.4	30.9
				86–110	17	35.9	66.8
				61–85	12	25.0	91.8
				36–60	4	8.2	100.0

Примечание: период, за который выбирались нагоны, указан в табл. 1.

Таблица 4

Повторяемость (P) и обеспеченность (Q) сгонов (относительно среднего уровня моря) и их продолжительности в пункте м. Литке

Величина сгонов ($H_{min} = -60$ см)				Продолжительность сгонов			
Градации, см	Число случаев	P, %	Q, %	Градации, ч	Число случаев	P, %	Q, %
(-41) – (-80)	13	28.8	28.8	186–210	2	4.4	4.4
(-20) – (-40)	32	71.2	100.0	161–185	3	6.6	11.0
				136–160	6	13.4	24.4
				111–135	4	8.9	33.3
				86–110	11	24.5	57.8
				61–85	13	28.8	86.6
				36–60	6	13.4	100.0

Примечание: период, за который выбирались сгоны, указан в табл. 1.

Таблица 5

Повторяемость (P) и обеспеченность (Q) высот нагонов (над средним уровнем моря) и их продолжительности в пункте о. Байдукова

Высота нагонов ($H_{max} = 196$ см)				Продолжительность нагонов			
Градации, см	Число случаев	P, %	Q, %	Градации, ч	Число случаев	P, %	Q, %
> 141	5	1.6	1.6	286–310	2	0.6	0.6
81–140	35	11.3	12.9	261–285	1	0.3	0.9
41–80	131	41.7	54.6	236–260	1	0.3	1.2
20–40	142	45.4	100.0	211–235	7	2.3	3.5
				186–210	7	2.3	5.8
				161–185	21	6.7	12.5
				136–160	31	9.9	22.4
				111–135	67	21.4	43.8
				86–110	63	20.1	63.9
				61–85	73	23.3	87.2
				36–60	40	12.8	100.0

Примечание: период, за который выбирались нагоны, указан в табл. 1.

Таблица 6

Повторяемость (P) и обеспеченность (Q) сгонов (относительно среднего уровня моря) и их продолжительности в пункте о. Байдукова

Величина сгонов ($H_{min} = -75$ см)				Продолжительность сгонов			
Градации, см	Число случаев	P, %	Q, %	Градации, ч	Число случаев	P, %	Q, %
(-41)–(-80)	68	26.1	26.1	311–335	1	0.4	0.4
(-20)–(-40)	192	73.9	100.0	286–310	0	0	0.4
				261–285	5	1.9	2.3
				236–260	6	2.2	4.5
				211–235	13	5.0	9.5
				186–210	20	7.7	17.2
				161–185	22	8.4	25.6
				136–160	37	14.2	39.8
				111–135	49	18.8	58.6
				86–110	54	20.8	79.4
				61–85	37	14.2	93.6
				36–60	16	6.4	100.0

Примечание: период, за который выбирались сгоны, указан в табл. 1.

Таблица 7

Повторяемость (P) и обеспеченность (Q) высот нагонов (над средним уровнем моря) и их продолжительности в пункте Москальво

Высота нагонов ($H_{max} = 224$ см)				Продолжительность нагонов			
Градации, см	Число случаев	P, %	Q, %	Градации, ч	Число случаев	P, %	Q, %
> 141	1	0.9	0.9	211–235	1	0.9	0.9
81–140	10	8.9	9.8	186–210	3	2.7	3.6
41–80	60	53.0	62.8	161–185	5	4.4	8.0
20–40	42	37.2	100.0	136–160	18	16.0	24.0
				111–135	9	7.9	31.9
				86–110	23	20.3	52.2
				61–85	31	27.4	79.6
				36–60	23	20.4	100.0

Примечание: период, за который выбирались нагоны, указан в табл. 1.

Таблица 8

Повторяемость (P) и обеспеченность (Q) сгонов (относительно среднего уровня моря) и их продолжительности в пункте Москальво

Величина сгонов ($H_{min} = -63$ см)				Продолжительность сгонов			
Градации, см	Число случаев	P, %	Q, %	Градации, ч	Число случаев	P, %	Q, %
(-41)–(-80)	31	31.0	31.0	286–310	3	3.0	3.0
(-20)–(-40)	69	69.0	100.0	261–285	1	1.0	4.0
				236–260	2	2.0	6.0
				211–235	5	5.0	11.0
				186–210	7	7.0	18.0
				161–185	7	7.0	25.0
				136–160	9	9.0	34.0
				111–135	12	12.0	46.0
				86–110	19	19.0	65.0
				61–85	22	22.0	87.0
				36–60	13	13.0	100.0

Примечание: период, за который выбирались сгоны, указан в табл. 1.

Внутригодовое распределение максимальных и средних высот нагонов и сгонов в сантиметрах относительно среднего уровня в пунктах побережья Сахалинского залива (в числителе – максимальные, в знаменателе – средние высоты)

Пункты	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Нагоны</i>												
м. Литке	$\frac{67}{41}$	$\frac{65}{48}$	–	$\frac{54}{50}$	$\frac{34}{30}$	$\frac{37}{36}$	$\frac{41}{31}$	$\frac{37}{31}$	$\frac{60}{43}$	$\frac{67}{46}$	$\frac{101}{66}$	$\frac{100}{59}$
о. Байдукова	$\frac{86}{38}$	$\frac{48}{34}$	$\frac{74}{39}$	$\frac{68}{38}$	$\frac{72}{44}$	$\frac{72}{39}$	$\frac{80}{42}$	$\frac{60}{39}$	$\frac{157}{67}$	$\frac{159}{66}$	$\frac{196}{73}$	$\frac{98}{51}$
Москальво	$\frac{56}{44}$	$\frac{52}{47}$	$\frac{64}{44}$	$\frac{85}{45}$	$\frac{80}{45}$	$\frac{78}{53}$	$\frac{59}{49}$	$\frac{55}{36}$	$\frac{125}{65}$	$\frac{224}{76}$	$\frac{89}{56}$	$\frac{111}{63}$
<i>Сгоны</i>												
м. Литке	$\frac{-58}{-45}$	$\frac{-41}{-38}$	–	$\frac{-48}{-37}$	$\frac{-36}{-35}$	$\frac{-36}{-32}$	$\frac{-37}{-35}$	$\frac{-36}{-31}$	$\frac{-36}{-32}$	$\frac{-42}{-34}$	$\frac{-60}{-44}$	$\frac{-53}{-38}$
о. Байдукова	$\frac{-43}{-32}$	$\frac{-49}{-36}$	$\frac{-47}{-32}$	$\frac{-42}{-32}$	$\frac{-59}{-35}$	$\frac{-54}{-38}$	$\frac{-53}{-37}$	$\frac{-75}{-37}$	$\frac{-54}{-37}$	$\frac{-59}{-35}$	$\frac{-68}{-41}$	$\frac{-61}{-37}$
Москальво	$\frac{-41}{-30}$	$\frac{-38}{-22}$	$\frac{-49}{-32}$	$\frac{-45}{-35}$	$\frac{-39}{-31}$	$\frac{-38}{-35}$	$\frac{-35}{-30}$	$\frac{-35}{-30}$	$\frac{-50}{-30}$	$\frac{-63}{-43}$	$\frac{-58}{-44}$	$\frac{-50}{-39}$

Примечание: характеристики получены за периоды, указанные в табл. 1

Параметры максимальных (в числителе) и средних (в знаменателе) нагонов и сгонов в Сахалинском заливе

Пункты		Параметры					N
		<i>h</i> , см	<i>t1</i> , ч	<i>t2</i> , ч	<i>t3</i> , ч	<i>T</i> , ч	
м. Литке	нагон	$\frac{101}{43}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{47}{41}$	$\frac{109}{57}$	$\frac{159}{12}$	48
	сгон	$\frac{-60}{-36}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{107}{49}$	$\frac{59}{49}$	$\frac{169}{103}$	45
о. Байдукова	нагон	$\frac{196}{48}$	$\frac{3}{6}$	$\frac{28}{49}$	$\frac{59}{56}$	$\frac{90}{111}$	313
	сгон	$\frac{-75}{-36}$	$\frac{6}{6}$	$\frac{12}{63}$	$\frac{59}{65}$	$\frac{77}{134}$	260
Москальво	нагон	$\frac{224}{52}$	$\frac{3}{6}$	$\frac{29}{40}$	$\frac{54}{54}$	$\frac{86}{100}$	113
	сгон	$\frac{-63}{-34}$	$\frac{4}{6}$	$\frac{10}{56}$	$\frac{29}{62}$	$\frac{43}{124}$	100

Примечание: в таблице приняты следующие обозначения:

- h* – высота нагона над средним уровнем моря;
- t1* – продолжительность стояния уровня на максимуме (минимуме);
- t2* – продолжительность подъема уровня;
- t3* – продолжительность спада уровня;
- T* – полная продолжительность нагона (сгона);
- N* – количество нагонов (сгонов).

Экстремальные и сильные сгоны в Сахалинском заливе не отмечаются. Повторяемость умеренных сгонов составляет около 30% от их общего числа. Максимальные понижения уровня при этом могут достигать -0.6 – -0.7 м относительно среднего. Преобладающее число сгонов (до 70%) относится к разряду слабых, т.е. не превышает -40 см согласно указанной ранее градации. Средняя продолжительность сгонов около 5 суток.

Характерной чертой нагонов в Сахалинском заливе является асимметричный ход этого процесса, при котором время роста уровня меньше времени падения (табл. 10). При сгонных явлениях средняя продолжительность указанных фаз практически одинакова. К особенностям сгонно-нагонных явлений залива можно отнести продолжительное время стояния уровня на максимуме (минимуме для сгонов), составляющее в среднем 5–6 часов и достигающее в отдельных случаях 10–15 часов. Полученный по имеющимся рядам наблюдений экстремальный размах (величина) сгонно-нагонных колебаний уровня достигает 270–290 см в южной части залива, что значительно превышает максимальный возможный по астрономическим причинам размах прилива в рассматриваемом районе.

Конечно, небольшая продолжительность рядов уровенных наблюдений в пунктах не позволяет получить достаточно надежные характеристики редко встречающихся значительных (тем более близких к экстремальным) нагонов и сгонов. В этом случае полученные из наблюдений сведения можно дополнить результатами численного гидродинамического моделирования. Согласно расчетам, выполненным Любицким Ю. В [5, 6] в рамках теории мелкой воды, максимально возможные 1 раз в 100 лет нагонные повышения уровня Сахалинского залива могут достигать 3.5 м в южной части залива.

Выводы

1) Нагоны на побережье Сахалинского залива формируются в результате вариаций полей атмосферного давления и ветра во время прохождения циклонов. Ветер является преобладающим фактором. Нагоны экстремальны при ветрах северных румбов в диапазоне ССЗ-СВ.

2) Значительные понижения уровня в заливе обусловлены статическим действием повышенного атмосферного давления (барометрическим эффектом) в результате установления над рассматриваемым районом антициклонического поля.

3) Нагоны в Сахалинском заливе имеют гораздо большую величину и отмечаются чаще сгонов. Максимальная повторяемость сгонно-нагонных колебаний приходится на сентябрь – начало декабря, что связано с усилением циклогенеза над изучаемой акваторией в осенний период.

4) Сахалинский залив отличается достаточно большой повторяемостью сильных (81–140 см) нагонов, что объясняется мелководностью и относительной замкнутостью бассейна. Максимальные нагоны, согласно наблюдениям, могут достигать 2 м и более. Продолжительность преобладающего числа нагонов лежит в диапазоне 2–6 суток.

5) Экстремальные и сильные сгоны в Сахалинском заливе не отмечаются. Повторяемость умеренных (-4 – -80 см) сгонов составляет около 30%. Средняя продолжительность сгонов равна 5 суток.

Оценки экстремальных непериодических колебаний уровня, полученные в статье, могут быть использованы для обеспечения безопасности плавучих буровых платформ и иных гидротехнических объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Об эффективности сглаживания и влиянии дискретности рядов урoвневных наблюдений при изучении составляющих колебаний уровня // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 291. С. 58–67.
2. Баскаков Г. А. Выделение непериодической составляющей из суммарных колебаний уровня // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. Вып. 41. С. 17–23.
3. Дворкин Е. Н. К методике исключения приливной составляющей из суммарных колебаний уровня моря // В сб.: Материалы Всесоюзного совещания-семинара по изучению уровня моря. М.: Из-во ГОИН, 1967. С. 37–42.
4. Кудасова Л. П. Особо опасные явления на морях. Общая характеристика. Уровень моря. // В кн.: Особо опасные гидрометеорологические явления. Комплексный справочник. Сахалинская обл.; Охотское море; Татарский пролив. Южно-Сахалинск, 1973. С. 79–98.
5. Любицкий Ю. В. Численное гидродинамическое моделирование штормовых нагонов в Сахалинском заливе и Амурском лимане // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Владивосток: ДВО АН, 1990. С. 227–240.
6. Любицкий Ю. В., Швецов А. Е. Штормовые нагоны на устьевом взморье Амура // Водные ресурсы. 1994. Т. 21. № 6. С. 609–614.
7. Потанин В. А., Денисов В. В. К вопросу о корректном применении фильтра Дудсона при исследовании непериодических колебаний уровня на приливных морях // Тр. ГОИН. 1970. Вып. 103. С. 74–86.
8. Савельев А. В., Ластовецкий Е. И. О некоторых чертах режима штормовых нагонов в заливе Бакбо по наблюдениям в пункте Хон-Дау // Тр. ДВНИГМИ. 1996. Вып. 140. (в печати).

ЛЕДОПРОДУКТИВНОСТЬ АКВАТОРИИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА И ОСОЛОНЕНИЕ ВОД В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА

Одной из основных задач международных научных программ по исследованию Японского моря, заявленных на симпозиумах PICES, CREAMS и других, является проблема формирования глубинных и придонных вод. Суть проблемы состоит в том, что в настоящее время отсутствует ясное представление о механизме, поддерживающем относительное постоянство характеристик этих вод, а именно: низкой температуры и высокого содержания кислорода. Так, температура глубинных вод не превышает 0 °С, а в придонных слоях потенциальная температура воды ниже –1 °С, соленость глубинных вод характеризуется величинами 33.96–34.14‰, содержание кислорода составляет 220 $\mu\text{mol kg}^{-1}$. Придонная вода еще более соленая и так же богатая кислородом. Учитывая, что все проливы Японского моря мелководны и не превышают глубины 150 метров, можно заключить, что все придонные и промежуточные глубинные водные массы образуются непосредственно на акватории самого Японского моря. Одними из первых это отметили в своих работах Gamo, Horibe [5] и Sudo [8].

Естественно, что первичное образование этих вод возможно только в холодный период года при достижении температурой воды отрицательных значений и появлении льда. В этом случае возникают определенные океанографические процессы, способствующие перемещению охлажденных поверхностных вод в глубинные слои. Наиболее вероятные районы генерации глубинных и придонных вод в Японском море располагаются севернее 43° с.ш. и соответствуют местам образования ледяного покрова. Такими районами являются северное побережье с основными очагами ледообразования в Татарском проливе и заливе Петра Великого. Учитывая, что пространственные масштабы Татарского пролива и количество образующегося на его акватории льда значительно большие, чем в заливе Петра Великого, его влияние на формирование глубинных вод должно проявляться сильнее.

Попытки анализа влияния осенне-зимнего охлаждения поверхности Японского моря на формирование глубинных вод были предприняты в работах [6, 7, 9]. Так, в [7] на основе параметризации взаимодействия атмосферы с поверхностью Татарского пролива были рассчитаны объемы вод, которые могут сформироваться в результате усиленного охлаждения поверхности моря и образования льда в период сильных штормов. Результаты сравниваются с объемами вод, которые необходимы для возобновления придонных вод. В работе [6] приводятся результаты численного моделирования для акватории залива Петра Великого, в [9] анализируется влияние ледяного покрова Татарского пролива.

Исходя из того, что развитие осенне-зимних гидрологических процессов в значительной мере зависит от солености, в настоящей работе предпринята попытка оценить влияние ледяного покрова Татарского пролива на изменение солености подстилающих вод, что в перспективе можно использовать для уточнения механизма их перераспределения и роли в формировании глубинных вод.

Количество соли, поступающей в нижележащие слои моря в результате ледообразования, можно рассчитать на основе балансовой интегральной модели с учетом составляющих прихода, расхода и перераспределения по всей исследуемой акватории [2]. Тем не менее, несмотря на все положительные стороны модельных численных экспериментов, результаты расчетов в условиях дефицита достоверной информации будут иметь лишь гипотетический характер, так как многие составные части модели в настоящее время неизвестны, как не до конца известны и сами механизмы перераспределения соли. Для ориентировочных расчетов можно использовать упрощенную модель, решая лишь задачу перераспределения потоков тепла и соли на границе вода-атмосфера с учетом образования льда [7].

В данной работе рассчитывается общее количество соли, поступающей из льда в воду за весь период активного ледообразования на основе упрощенной оценки количества образовавшегося льда. Для исключения влияния случайных факторов использовались не конкретные наблюдения, а осредненные ежелекадные данные по распределению ледяного покрова в Татарском проливе для условий суровых в ледовом отношении зим. Анализ основывался на результатах районирования Татарского пролива, приведенных в статье [3]. В качестве основных параметров при расчете объема льда принимались возраст (характеризующий толщину льда) и сплоченность.

Следует отметить, что точность расчета количества соли, поступающей в воду из льда, с использованием только двух параметров, невелика. Можно говорить лишь о приближенных величинах. В действительности же количество соли, выделяемое при ледообразовании, варьирует в весьма широких пределах и зависит от гораздо большего числа факторов, таких как скорость нарастания льда, условия его образования, возраст, соленость воды, температура воздуха. Учесть перечисленные факторы даже при проведении специальных натурных экспериментов чрезвычайно сложно.

По данным [4], а также по результатам исследований, выполненных непосредственно на акватории Татарского пролива, соленость немолодого льда здесь колеблется в пределах 3–7‰. Это означает, что из кубического дециметра льда в воду выделяется приблизительно 24 г соли. Указанная величина была принята за основу при расчете осолонения вод, тем более, что она не противоречит результатам расчета по эмпирическим зависимостям [2].

Расчет количества льда на акватории Татарского пролива и ледопродуктивность региона

Зная характеристики ледяного покрова конкретной акватории моря, рассчитать количество льда на ее площади не представляет трудности. Объемы льда рассчитывались в ячейках заданной сеточной области для выделенных градаций наблюдаемой толщины с учетом сплоченности, которые затем суммировались для каждой из выделенных зон. В табл. 1 представлены объемы льда по всей акватории пролива в целом и по отдельным зонам в период со второй декады ноября (начало ледообразования) по первую декаду марта (активизация процессов ледотаяния). Здесь же представлены среднедекадные и суммарные величины объемов льда за весь период его активного нарастания.

В том случае, если бы отсутствовали процессы дрейфа, объем образовавшегося за зиму льда (характеризующий ледопродуктивность)

соответствовал бы сумме разностей декадных величин с учетом возможного таяния, которое происходит одновременно с процессами ледообразования. Однако, для рассматриваемого региона характерен интенсивный дрейф льда. Результатом дрейфа является вынос льда, образующегося в одних районах, в другие, где могут происходить процессы таяния, торошения и т.д., способствующие увеличению либо уменьшению наблюдаемой толщины льда за счет термодинамических факторов или просто аккумуляции льда. Влияние перечисленных факторов можно учесть лишь косвенно, например, используя характеристики зон, выделенных в результате районирования [3].

Поскольку ледообразование, таяние и динамические процессы во льду происходят непрерывно, в первом приближении достаточно выделить некоторый характерный временной интервал, в течение которого образовавшийся ранее лед под воздействием дрейфа полностью заменяется новым на конкретных участках акватории моря. По предположению Л. П. Якунина [9] полная смена ледяного покрова всего Татарского пролива происходит за 20 суток. В настоящей работе за минимальный интервал времени принята одна декада. Это объясняется следующими простыми рассуждениями. Основной объем льда образуется в 4-й зоне [3]. Именно этот лед выносится на юг и формирует массу льда южной половины пролива. С учетом средней скорости дрейфа льда, равной 20 км/сутки, и пространственной протяженности 4-й зоны, полная смена льда в ней происходит за одну декаду. По всей вероятности, полное обновление льда во 2-й зоне происходит значительно чаще, однако выявить это в рамках настоящей работы не представляется возможным из-за отсутствия устойчивого направления дрейфа льда в прибрежных районах. Поэтому для упрощения расчетов было принято, что в среднем смена ледяного покрова во всех зонах происходит за одну декаду, аналогично 4-й зоне.

Таким образом, представленные в табл. 1 результаты расчета объемов льда отражают состояние наблюдающегося ледяного покрова в целом без учета его динамики. В то же время, как отмечалось выше, лед выносится из одних зон в другие. Так, в 4-ю зону смещается лед из зон 1, 2(1) и 3; в 5-ю – из 4-й и 2(2); в 6-ю – из 5-й; в 3-ю – из 1-й. В результате в ледяном покрове этих зон содержится не только лед, который образовался непосредственно в данном месте, но и приносной. Количество льда, образующегося непосредственно в данной зоне (ледопродуктивность), можно оценить как разность между общим объемом льда и объемом льда, поступающим сюда из других районов. Результаты таких расчетов представлены в табл. 2.

Ледопродуктивность 3-й зоны рассчитывалась исходя из предположения слабой подвижности льда в этой зоне. Поскольку часть льда поступает в нее из 1-й зоны, а часть выносится из нее в 4-ю, то, предполагая приблизительное равенство этих частей, было принято, что весь лед из 1-й зоны выносится в 4-ю, а процессы дрейфа льда в 3-й зоне отсутствуют. Следовательно, оценку ледопродуктивности в указанной зоне можно получить последовательным вычитанием декадных значений объемов льда.

Таблица 1

Подекадный объем льда, наблюдаемый в Татарском проливе за период его активного роста (км²)

Номера декад в году	32	33	34	35	36	1	2	3	4	5	6	7	Средне декадный	За период нарастания
Зона 1	0.77	0.69	0.58	0.74	0.91	0.96	1.14	1.07	1.25	1.09	1.38	1.33	0.99	11.91
Зона 2(1)	0	0.12	0.26	0.38	0.50	0.63	0.81	0.83	0.58	0.67	0.86	0.83	0.59	6.47
Зона 2(2)	0	0	0	0.02	0.04	0.33	0.71	0.78	0.68	0.82	0.76	0.15	0.36	4.31
Зона 3	0.14	0.22	0.40	0.51	0.62	0.93	0.85	1.26	1.18	1.22	1.52	1.46	0.86	10.31
Зона 4	0	0.32	1.53	2.50	3.48	4.96	5.48	5.78	5.15	6.00	6.18	6.40	3.98	47.77
Зона 5	0	0	0.49	0.93	1.38	3.34	5.05	5.15	4.59	5.54	6.10	2.89	3.22	35.45
Зона 6	0	0	0	0	0	1.92	2.42	2.04	3.47	3.40	3.24	0	1.36	16.5
Суммарный объем льда	0.9	1.3	3.3	5.1	6.9	13.1	16.5	16.9	16.9	18.8	20.1	13.1	11.33	143.03

Таблица 2

Количество льда, образующегося непосредственно на отдельных участках акватории Татарского пролива (км³)

Номера декад в году	32	33	34	35	36	1	2	3	4	5	6	7	Средне декадный	За период нарастания
Суммарный объем льда км ³	0.77	0.57	1.84	2.31	2.99	7.13	9.14	7.43	7.3	10.16	9.88	2.42	5.2	60.77
Зона 1	0.91	0.69	0.58	0.74	0.91	0.96	1.14	1.07	1.25	1.09	1.38	1.33	0.99	11.91
Зона 2(1)	0	0.12	0.26	0.38	0.50	0.63	0.81	0.83	0.58	0.67	0.86	0.83	0.59	6.47
Зона 2(2)	0	0	0	0.02	0.04	0.33	0.71	0.78	0.68	0.82	0.76	0.15	0.36	4.31
Зона 3	0.14	0.18	0.11	0.11	0.32	-0.08	0.41	-0.08	0.04	0.3	-0.06	0	0.09	1.12
Зона 4	0	-0.45	0.72	1.66	2.36	3.55	3.89	3.83	3.25	4.17	4.42	4.16	2.63	31.56
Зоны 5 и 6	0	0	0.17	-0.6	-1.14	1.74	2.18	1	1.5	3.11	2.52	-4.05	0.54	6.43

При расчете массы льда, образующейся в 5-й и 6-й зонах, они были объединены в одну зону. Это обусловлено тем, что при районировании ледяного покрова Татарского пролива отмеченные районы выделены в качестве особых, отличающихся интенсивностью таяния и разрушения льда. Совместная средняя протяженность зон такова, что за принятый интервал времени в одну декаду здесь происходит полная смена ледяного покрова. Но даже с учетом общей площади этих участков среднее количество непосредственно образующегося здесь льда незначительное, что позволяет судить о малой ледопродуктивности этих зон в среднем за весь холодный промежуток времени. Однако, если проследить междекадную изменчивость объемов льда, то можно отметить, что в наиболее холодные декады зимы (январь и февраль) общее количество льда, образующееся в зонах 5 и 6, существенно.

Таким образом, в табл. 1 и 2 представлены величины объемов наблюдаемого льда и образующегося непосредственно на акваториях выделенных зон. Первые отражают общее состояния ледяного покрова, вторые характеризуют ледопродуктивность отдельных районов.

Расчет количества соли и осолонения вод в результате ледообразования на акватории Татарского пролива

В табл. 3 представлены результаты расчета осолонения нижележащих вод при ледообразовании. Объемы воды для соответствующих зон определялись с учетом их средних глубин. Расчеты выполнялись только для среднедекадных и суммарных величин объемов льда. Количество соли, поступившее из льда в воду в каждой зоне оценивалось в виде произведения общего объема льда в этих зонах на величину $24 \cdot 10^6$ т, которая приблизительно соответствует количеству соли, выделяемой из 1 км^3 льда. Расчет осолонения для 5-й зоны производился исходя из предположения, что весь объем льда, сосредоточенный в 5-й и 6-й зонах, образует в 5-й зоне. Кроме того, расчет в данной зоне производился как для всего слоя воды от поверхности до дна, так и ограниченного глубиной 400 метров, которая характеризует среднюю реально зарегистрированную глубину конвективного перемешивания.

Таблица 3

Количество выделенной при ледообразовании соли и возможное изменение солености подстилающих вод

Районы	Объем воды (км ³)	Средне-декадное количество соли, (т * 10 ⁶)	Суммарное количество соли, (т * 10 ⁶)	Среднедекадное осолонение подстилающих лед вод, %	Суммарное осолонение подстилающих лед вод, %
Зона 1	237.8	23.76	285.84	0.0999	1.2
Зона 2(1)	180.8	14.16	155.28	0.0783	0.859
Зона 2(2)	488.1	8.64	103.44	0.0177	0.212
Зона 3	77.8	2.16	26.88	0.0277	0.345
Зона 4	2561.4	57.6	705.36	0.0373	0.448
Зона 5*	10656.6/7700.0	12.96	154.32	0.0012/0.0016	0.0144/0.020

* Расчет производится до дна и глубины 400 метров, соответствующей средней глубине конвективного перемешивания.

Поскольку в наших расчетах не учитывалась адвекция и другие процессы перераспределения соли, полученные величины могут существенно отличаться от реальных. В частности, с учетом характера течений в южной половине Татарского пролива следует ожидать повышение солёности в поверхностном деятельном слое юго-западной части пролива.

С учетом рельефа дна и течений можно предположить, что формирование глубинных вод непосредственно за счет осолонения при ледообразовании на акватории Татарского пролива может происходить прежде всего в южной части 4-й зоны [3]. Опускание вод здесь обуславливается не только процессами конвекции, но, вероятно, и антициклоническим круговоротом, который формируется в предзимний период [1]. Уплотненные воды могут скапливаться в каньоне на глубине 200–400 метров, куда опускаются и уплотненные воды северо-восточной части Татарского пролива (зона 2(1)). Возможен также вариант частичного переноса этих вод без значительной трансформации вдольбереговым течением в юго-западные районы Татарского пролива, где они совместно с водами зоны 2(2) опускаются («сползают» по уклону дна), а так же распространяются на значительные глубины за счет процессов смещения вод с различными характеристиками в южной половине пролива. Вероятность такого процесса вполне реальна, поскольку на акваторию, расположенную восточнее зоны 2(2), распространяются солёные, но теплые воды Цусимского течения.

Представленные результаты расчетов являются ориентировочными. Они дают лишь качественное представление об осолонении вод и его особенностях в отдельных районах Татарского пролива. Задачей последующих исследований является выяснение непосредственных механизмов перераспределения образующейся при ледообразовании соли и ее реального влияния на формирование глубинных водных масс Японского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будаева В. Д., Макаров В. Г., Булгаков С. Н. Циркуляция вод в Татарском проливе и ее сезонная изменчивость // Тр. ДВНИГМИ. 1981. Вып. 83. С. 35–43.
2. Петров А. Г., Фролов И. Е. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 91. С. 3–12.
3. Петров А. Г. Районирование акватории Татарского пролива по характеру формирования ледяного покрова в суровые по ледовым условиям годы // Тематический выпуск ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 138–144.
4. Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Издательство Московского университета, 1963. –541 с.
5. Gamo T., and Y. Horibe. Abyssal circulation in the Japan Sea // J. Oceanogr. Soc. Jpn. 1983. V. 39. P. 220–230.
6. Ponamarev V. I. and Yury I. Zuenko. Ventilation of the Japan Sea by slope convection // Abstracts. Int. PICES Conf. Vladivostok, 1995. P. 81–82.
7. Seelye Martin, Esther Munos, and Robert Drucker. The effect of Severe Storms on the Ice Cover of the Northern Tatarskiy Strait // J. of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. № C11. P. 17,753–17,764.
8. Sudo T. A note on the Japan Sea Proper Water // Prog. Oceanogr. 1986. V. 17. P. 313–336.
9. Yakunin L. P. Influence of ice formation on forming the deep waters of the Sea of Japan // Abstracts. Int. PICES Conf. Vladivostok, 1995. P. 81–82.

О ВЛИЯНИИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕШЕННОГО СТОКА РЕКИ АМУР В ОХОТОМОРСКОЙ ЧАСТИ ЭСТУАРИЯ

Введение

Эстуарий реки Амур является уникальным природным объектом. Он включает морские участки, расположенные в приливных Охотском и Японском морях, которые сообщаются между собой через мелководный и протяженный Амурский лиман. В безледовый период года в этом районе на границе «суша-море» формируются градиенты температуры воздуха и атмосферного давления, что находит отражение в изменении метеорологических ситуаций и гидрологических условий [5, 6]. Обострение синоптических процессов вследствие прохождения глубоких континентальных и тропических циклонов приводит к возникновению в прибрежной зоне сгонно-нагонных явлений. В конечном итоге это проявляется в характере распределения гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических параметров как в самой эстуарии, так и в водах прилегающих к нему морей [1–5, 7, 11].

Одним из важных критериев состояния экосистемы любого эстуария является содержание, вещественно-генетическая принадлежность, химический и размерный состав взвешенного материала. Поведение указанных характеристик отражает особенности воздействия факторов внешней среды, так как регулируется динамическими (величиной энергии турбулентности), физико-химическими (флокуляция, сорбция и десорбция) и биологическими (биопоглощение и соосаждение) процессами. В то же время пространственно-временная изменчивость характеристик взвеси до сих пор остается малоисследованной, что объясняется отсутствием продолжительного мониторинга.

Целью данной работы является изучение особенностей формирования мезомасштабной структуры распределения взвеси при спокойных и штормовых (постштормовых) гидрометеорологических условиях и различных фазах водного режима р. Амур. Объектом изучения выбрана охотоморская часть эстуария в Сахалинском заливе (рис. 1). Морфометрия побережья и дна залива, открытость его акватории для ветров северного и северо-западного направлений благоприятствуют нагону вод в южную и юго-восточную часть высотой до 2.5 м, соизмеримой с величинами приливных колебаний [5, 6, 10, 11].

Циркуляция вод в заливе определяется режимом речного стока, внутригодовое распределение которого имеет максимум в безледовый период (табл. 1), соотношением фоновых уровней Охотского и Японского морей, приливными и сгонно-нагонными явлениями [8]. В результате взаимодействия водных масс западно-охотского шельфа со стоковыми потоком распресненных вод обычно (при спокойных гидрометеорологических условиях в безледовый период года) следует в северо-восточном направлении параллельно островному береговому склону. В осевой части залива образуется квазиустойчивая субмеридиональная структура гидрологического фронта с высокими значениями градиентов гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических параметров. Под влиянием синоптических и гидрологических факторов

пространственное положение фронта изменяется, но его субмеридиональная структура все же сохраняется.

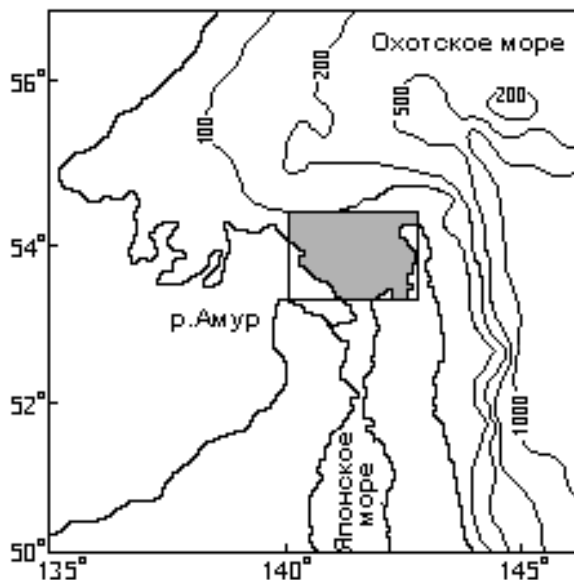


Рис. 1. Район исследований

Таблица 1

Внутригодовое распределение стока р. Амур (по данным измерений гидрологического поста Богородское) и расчетный сток воды через пролив Невельского

Параметры стока	Распределение по месяцам											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Водный сток, % [5]	1.7	1.1	0.8	2.8	3.7	15.0	14.6	18.0	19.1	15.2	5.8	2.2
Твердый сток, % [2, 5, 7]	1.0	0.5	0.5	1.0	6.0	16.0	15.0	18.0	18.0	17.0	5.0	2.0
Водный сток в пролив Невельского, км ³ [14, 18]	-7.0	-5.3	-3.7	-2.5	-7.9	15.6	15.6	3.8	10.6	-0.9	-13.4	-10.4

Примечание: знак (-) указывает сток в Японское море.

Плотностной гидрологический фронт контролирует поведение взвешенного материала в водной толще и посредством этого регулирует ход современного осадочного процесса. Непосредственно в эстуарии, к востоку от фронта, идет аккреция аллювиального фена р. Амур. Пространственное распределение его осадков представляет собой классический пример зональности приустьевых седиментогенеза – замещение псаммитов внешнего устьевых бара, мелководья и свала глубин в вершине залива илами прудельты. Часть залива к западу от

фронтального раздела, находящаяся под влиянием охотоморских вод, занята прибрежно-морскими псаммитами [17].

Материалы и методы исследований

В работе использованы данные, полученные авторами в комплексных экспедициях: ТОИ ДВО РАН на научно-исследовательских судах «Академик А. Несмеянов», рейсы № 7 (15–19 июня 1985 г.), № 18А (5–8 августа 1990 г), № 21 (28 июля – 1 августа 1992 г.), № 24 (11–14 августа 1993 г); «Академик М. Лаврентьев», рейсы № 12 (6–11 октября 1988 г.), № 22 (29–31 октября 1994 г.); «Морской геофизик», рейс № 34 (2–4 августа 1989 г).

Была также привлечена информация по стоку р. Амур (вариации уровня относительно нуля поста H , расходы воды Q и взвешенных наносов R , мутность M), полученная в вершине речной части эстуария на гидрологическом посту Богородское Росгидромета (табл. 1, 2).

Пробы воды отбирались зонд-батометрами системы «Rosette» и 5-литровыми батометрами Нискина с поверхностного и придонного горизонтов. Взвешенный материал выделялся ультрафильтрацией на поликарбонатные мембраны «Nucleopore» (диаметр пор 0.4 мкм) с последующим изучением его весового содержания (PM), размерного состава, соотношения терригенных и биогенных компонентов, содержания углерода органического вещества (C_o).

По унифицированным методикам в воде определялись гидрохимические характеристики: водородный показатель (pH), растворенный кислород (O_2), фосфаты (PO_4). Синхронно фиксировались температура (t) и соленость (S). Скорость и направление течений регистрировались акустическим зондом, разработанным в ТОИ ДВО РАН.

Характер вертикальной структуры вод оценивался по величине стратификационного параметра Хансена-Раттри ΔS (отношение разности солености у дна и на поверхности к средней по вертикали). Значения ΔS для стратифицированных, умеренно стратифицированных и перемешанных вод составляют (<0.1), ($0.1 \div 1$) и (>1), соответственно [12, 15].

Результаты обработки массива переменных оформлены в виде карт распределения и таблиц (рис. 2–4; табл. 1, 2).

Оценка воздействия гидрометеорологических факторов на формирование полей взвеси

Наблюдения 15–19 июня 1985 г. выполнялись в период весенне-летнего половодья. В работах [5, 14, 18] показано, что для отмеченного периода характерен летний тип водообмена между прилегающими к эстуарию морями, когда большая часть стока амурских вод осуществляется в Сахалинский залив. Следует отметить, что в начале мая из-за ледовых заторов на северном выходе из Амурского лимана доминирующий объем речных вод направлен через пролив Невельского в Японское море, что соответствует зимнему типу водообмена (табл. 1).

Характеристики стока р. Амур и водной толщи Сахалинского залива

Период наблюдений и фаза водного режима р. Амур	Статистические параметры	Измеренные расходы воды и взвешенных наносов р. Амур			Гидрофизические характеристики			Гидрохимические характеристики				
		R, кг/с	Q, м ³ /с	M, г/м ³	t, °C	S, ‰	ΔS	PM, мг/л	C _{св} , мг/л	O ₂ , мг/л	pH	PO ₄ , мкг-ат/л
Весенне-летнее половодье (15–19 июня 1985 г.)	min	570	14800	48.0	-1.77	8.89	0.080	0.40	–	7.96	7.62	–
	max	1100	16900	130.0	10.11	34.01	1.170	12.15	–	9.23	7.93	–
	среднее	835	16175	74.5	3.47	25.73	0.470	3.65	–	8.60	7.77	–
Летнее половодье (28 июля – 1 августа 1992 г.)	min	–	–	–	-1.60	26.90	0.003	0.15	0.02	6.70	7.97	0.08
	max	–	–	–	8.06	33.70	0.211	4.95	0.36	10.30	8.41	1.64
	среднее	–	–	–	2.08	31.93	0.080	1.12	0.11	8.14	8.20	0.70
Летнее половодье (11–14 августа 1993 г.)	min	470	17100	25.0	-1.33	17.28	0.040	0.30	0.02	0.77	0.18	0.07
	max	1300	21300	76.0	15.38	33.74	0.610	4.52	0.71	9.15	8.29	3.79
	среднее	994	19680	51.6	5.56	30.41	0.320	1.91	0.20	7.05	7.65	0.77
Летнее половодье (5–8 августа 1990 г.)	min	1600	19400	71.0	-1.00	10.78	0.420	0.34	–	4.78	7.62	0.00
	max	2800	23700	110.0	17.10	33.70	1.020	10.50	–	7.28	8.41	2.16
	среднее	2100	21560	92.4	11.10	25.33	0.640	4.71	–	6.21	7.85	0.48
Осенний паводок (6–11 октября 1988 г.)	min	200	20600	17.0	0.10	7.91	0.010	2.20	0.01	6.50	7.65	0.14
	max	750	24900	32.0	11.60	33.18	1.440	21.29	0.20	12.20	8.37	1.78
	среднее	533	23300	25.2	7.14	25.34	0.400	9.42	0.07	9.74	8.11	0.77

Обозначения:

R – расход взвешенных наносов,

Q – расход воды,

S – средняя мутность (данные измерений гидрологического поста Богородское).

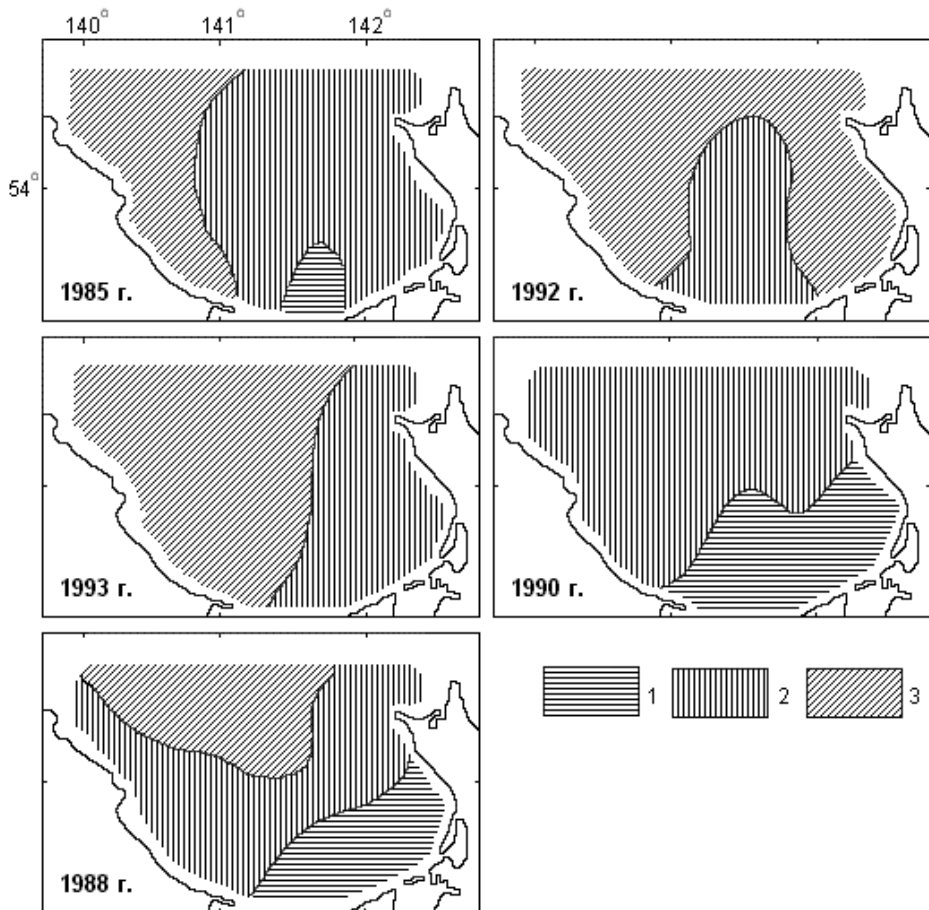


Рис. 2. Распределение стратификационного параметра ΔS
 (1 – стратифицированные воды; 2 – умеренно перемешанные воды; 3– перемешанные воды)

К середине июня на фоне роста уровня до 69 см расход воды достиг $16900 \text{ м}^3/\text{с}$. Расход взвешенных наносов по сравнению с предыдущим месяцем увеличился почти в 2 раза (в среднем 835 кг/с), а содержание взвеси (мутность M) – примерно в 3 раза (среднее 74.5 мг/л), что соизмеримо с летними показателями (табл. 2). Это объясняется тем обстоятельством, что во время весенне-летнего половодья вымерзшие за зиму почвы и коры выветривания еще плохо поддаются размыву. Наиболее легко в такой обстановке мобилизуются псаммитово-алевритовые частицы, весовая концентрация которых и дает повышенные значения мутности.

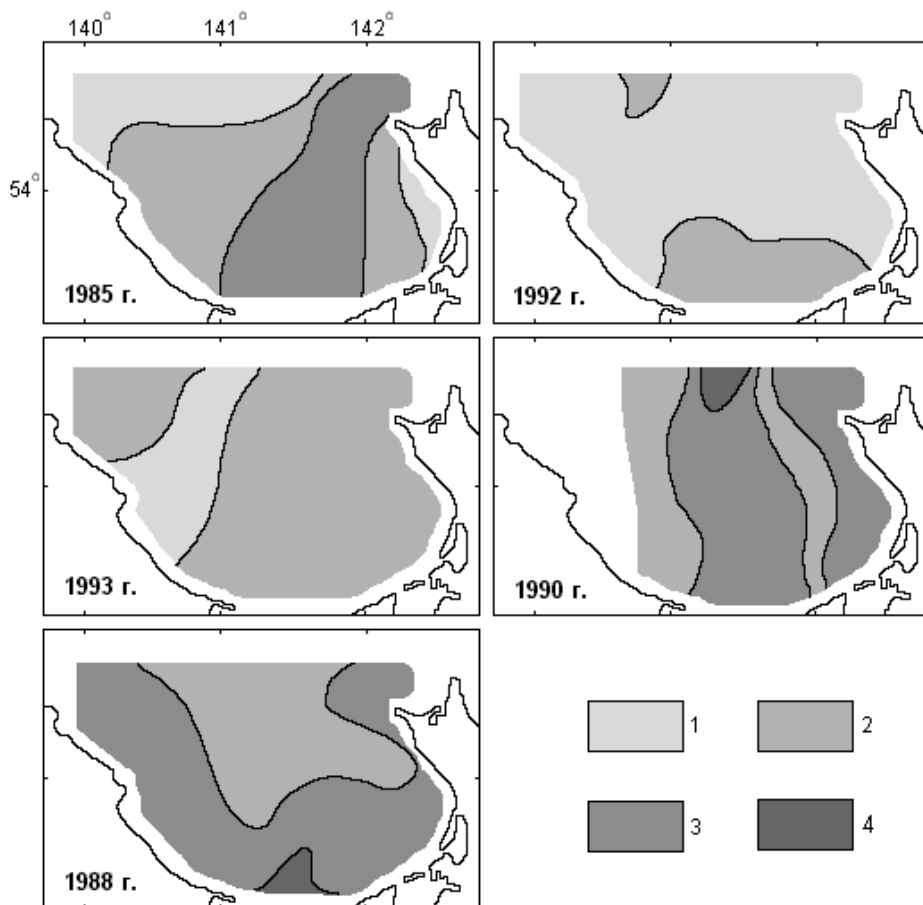


Рис. 3. Содержание взвеси в водах поверхностного горизонта
(условные обозначения: 1 – < 1 мг/л; 2 – 1÷5 мг/л; 3 – 5÷10 мг/л; 4 – > 10 мг/л)

Работы в заливе проводились при относительно спокойных гидрометеорологических условиях, которым соответствовали слабый северный ветер и волнение до 2–3-х баллов. Соленость воды изменялась от 8.89‰ в перемешанных водах вершины залива ($\Delta S=1.17$) до 34.01‰ в стратифицированных охотоморских ($\Delta S=0.08$) (рис. 2, табл. 2). В приостровной части отмечался шлейф распресненных лиманных вод.

Распределение взвеси характеризовалось почти меридиональной пространственной структурой в водах поверхностного горизонта и близкой к широтной у дна при колебаниях величин от 0.40 до 12.15 мг/л (среднее 3.65 мг/л) (рис. 3, 4; табл. 2).

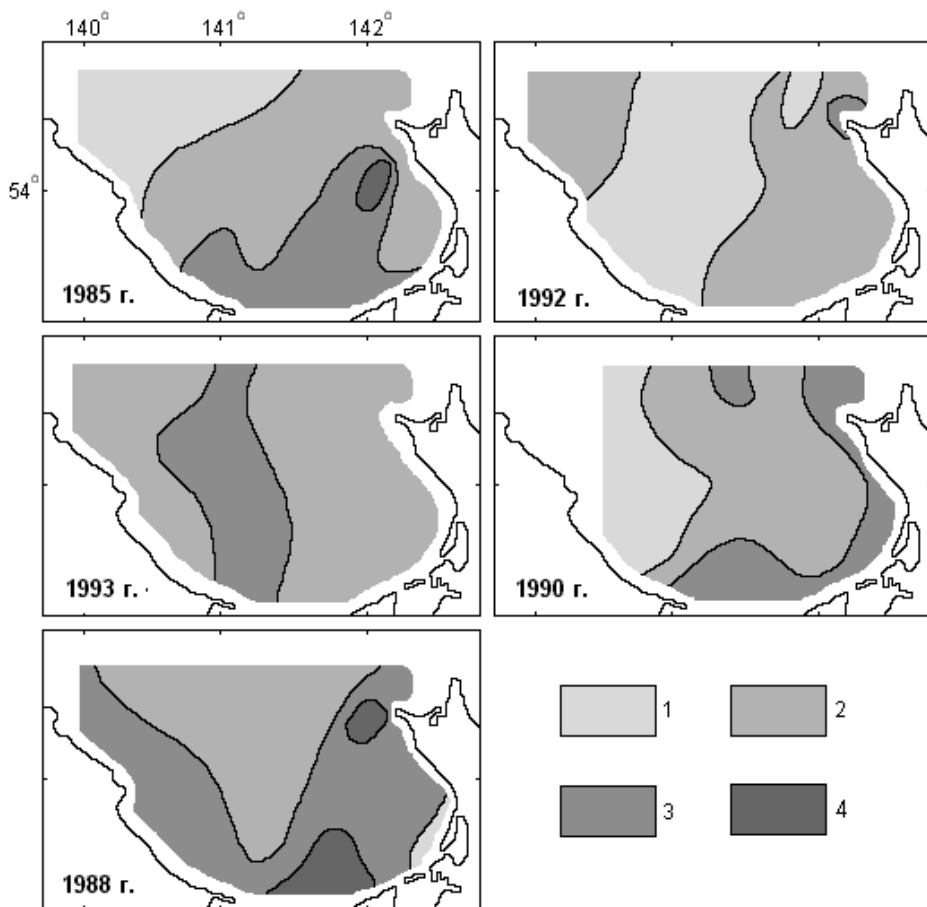


Рис. 4. Содержание взвеси в водах придонного горизонта (условные обозначения аналогичны рис. 3)

В период летнего половодья 11–14 августа 1993 г. уровень изменялся от 90 до 170 см при среднем расходе воды $19680 \text{ м}^3/\text{с}$. Размах значений (R) составил 830 кг/с (в среднем 994 кг/с), то есть был сопоставим с аналогичным показателем июня 1985 г. Вследствие частых атмосферных осадков почвы и коры выветривания достаточно легко мобилизуются. Поэтому, по сравнению с фазой весенне-летнего половодья, в составе транспортируемого аллювия преобладали тонкие фракции, из-за чего весовое содержание взвеси (M) в речной части эстуария снизилось в 1.5 раза (табл. 2).

Нагон вод северо-охотского шельфа вытеснил стоковое течение Амура к островному побережью. Субмеридиональный гидрологический фронт отделял стратифицированные воды приматериковой части залива от умеренно перемешанных, распространенных на востоке (рис. 2). Фронтальная поверхность раздела в области смешения речных-морских вод была слабо выражена по вертикали.

Диапазон содержания взвеси находился в пределах 0.30–4.52 мг/л при средних значениях 2.07 мг/л и 1.75 мг/л на поверхности и у дна, соответственно (рис. 3, 4; табл. 2). В областях поднятия придонных вод во взвеси отмечен повышенный вклад биогенных компонентов и S_e , что объясняется развитием планктонных сообществ. Высокие значения указанных параметров также зафиксированы на юго-востоке, но здесь они были связаны с поступлением органического вещества аллохтонного происхождения [3].

Наблюдения 28 июля–1 августа 1992 г. осуществлялись после прохождения над районом исследований глубокого континентального циклона, продвижение которого на восток сопровождалось усилением северного ветра до 20 см/с и волнением до 4–5 баллов. Влияние циклона вызвало сгон поверхностных вод вдоль материкового побережья залива и поднятие придонных вод. Над осевой частью залива, повторяя очертания рельефа субмеридиональной подводной долины, прослеживался след умеренно стратифицированных вод Амурского течения, частично заблокированного нагоном в вершине залива. Соленость поверхностных вод здесь превышала 26‰, а на остальной акватории варьировала в пределах 31.6–32.4‰, у дна достигала 33.70‰. Величины параметра ΔS изменялись от 0.003 до 0.211 (рис. 2; табл. 2).

Нагон также фиксировался по низким значениям температуры воды, высокой солености, изменениям содержания биогенных элементов и растворенного кислорода (табл. 2). С ним связано вторжение типично морских сообществ планктона и формирование на севере залива области повышенного содержания S_e и различных вещественно-генетических типов взвеси: биогенно-терригенной (вклад биогенной компоненты БК<30%), терригенно-биогенной (50%<БК<70%) и биогенной (БК>70%). Влияние планктонных сообществ предопределило доминирование в размерном составе взвеси частиц 0.1–0.01 мм (до 90%), тогда как в терригенной взвеси вклад данной фракции был почти вдвое ниже за счет увеличения (в среднем до 40%) доли фракции < 0.01 мм [3].

Содержание взвеси в отличие от августа 1993 г. уменьшилось примерно в 2 раза. Наиболее высокие значения были приурочены к стоковым водам, к водам на северо-востоке и северо-западе. По горизонтам содержание взвеси изменялось от 0.15 до 4.95 мг/л при средних величинах 0.97 и 1.30 мг/л на поверхности и у дна, соответственно (рис. 3, 4; табл. 2).

Исследования 5–8 августа 1990 г. так же, как и в июне 1985 г., выполнялись при относительно спокойных гидрометеорологических условиях, отличительным признаком которых является распространение в юго-восточной части залива перемешанных лиманных вод (соленость более 10‰, $\Delta S=1.02$). Формирование водного режима залива определялось преимущественным влиянием речного стока, о чем свидетельствовали повышенные значения температуры и невысокие значения солености. Предшествующие этому времени интенсивные дожди вызвали рост водного стока р. Амур до 23700 м³/с (в среднем 21560 м³/с) и соответствующий подъем уровня до 220 см. Взвешенный сток увеличился до 2100 кг/с, а содержание взвеси (M) до 92.4 мг/л (табл. 2).

Содержание терригенной по вещественному составу взвеси колебалось от 0.34 до 10.50 мг/л (среднее 4.71 мг/л) с максимальными значениями в шлейфе амурских вод на востоке залива. Наоборот, охотоморские воды его приматериковой части были существенно обеднены взвешенным материалом. Рассмотренный характер распределения характеристик водной толщи также наблюдался в начале августа 1989 г.

Синоптическая обстановка над акваторией залива 6–11 октября 1988 г. определялась влиянием тыловой части вышедшего на Охотское море тропического циклона, вызвавшего волнение переменных направлений до 5 баллов и интенсивные атмосферные осадки. Согласно измерениям на гидрологическом посту в вершине эстуария, до 27 сентября прохождение волны дождевого паводка сопровождалось увеличением расхода взвеси. Затем началось ослабление паводка и уже к 10 октября среднесуточный расход воды по сравнению с предшествующей декадой уменьшился с 25300 до 20600 м³/с, уровень – с 306 до 233 см, а расход взвеси с 750 до 200 кг/с (среднее 533 кг/с) при среднем значении (*M*) 25 мг/л. Данные табл. 2 показывают, что средние величины *R* и *M* в отличие от летнего половодья 1990 г. уменьшились в 2–4 раза. Вероятно, это может быть обусловлено переувлажнением почв и кор выветривания, в результате которого они становятся пластичными и плохо поддающимися размыву.

Состояние области смешения вод в Сахалинском заливе соответствовало осеннему переходному периоду, когда происходит выравнивание уровня поверхности Амурского лимана на фоне увеличения объема речного стока в Японское море (табл. 1). Стоковые амурские воды отмечены по пониженной солености в 15-ти метровом слое на востоке. От придонной соленой низкотемпературной охотоморской водной массы они отделялись хорошо выраженным пикноклином, за исключением вершины залива, где, как в июне 1985 г. и августе 1990 г., наблюдался клин перемешанных вод. Приматериковую и центральную части залива занимали стратифицированные воды западно-охотского шельфа с соленостью более 31‰.

Скорость придонных течений достигала 62 см/с [3, 13], что считается достаточным для перехода во взвесь песчано-алевритовых фракций донных осадков. Динамические процессы усилили перемешивание и привели к гомогенному по содержанию насыщению водной толщи ресуспендированным со дна материалом. По этой причине было зафиксировано близкое содержание взвеси в поверхностном (2.20–14.50 мг/л, среднее 9.66 мг/л) и придонном (5.55–21.29 мг/л, среднее 9.19 мг/л) горизонтах (рис. 3, 4; табл. 2), как это было отмечено при аналогичных гидрометеорологических условиях в октябре 1994 г.

Усиление градиентов плотности по мере удаления от вершины залива и росте солевого фона способствовало дифференциации взвесенесущего потока на поверхностный и придонный. Первый прослеживался в субмеридиональном направлении к северной оконечности о. Сахалин, второй отмечен над тальвегом и восточным бортом подводной долины. Кинетика поверхностного взвесенесущего потока определялась стоковым течением, тогда как перемещение придонного потока было обусловлено наклоном дна и повышением плотности вод из-за их насыщения осадочным материалом [9, 16].

Выводы

- υ Результаты исследований в Сахалинском заливе показали, что характер и степень воздействия гидрометеорологических факторов определяют структуру вод и динамику поведения взвешенного материала.
- υ Согласно нашим наблюдениям, в периоды штормовых нагонов даже при повышенных расходах р. Амур стоковые воды могут блокироваться вблизи границы с лиманом и по этой причине в залив проникают лишь частично.

Умеренно стратифицированные воды клином внедряются в стратифицированные или такие воды заполняют, соответственно, восточную и западную части залива. Граница между водами с различной стратификацией проходит в его осевой части.

- υ Ограничение стока в охотоморскую часть эстуария находит отражение в почти 3-х кратном уменьшении содержания взвеси по сравнению с относительно спокойными метеорологическими условиями. На границе лимана с заливом в районе внешнего устьевого бара в результате подпора нагонными водами стокового течения Амура идет лавинная седиментация твердой фазы речного стока, как это обычно происходит вблизи устья. Кратковременная аккумуляция взвешенных и влекомых частиц сменяется периодом их ремобилизации во время оттока нагонных вод и падения уровня.
- υ Выявлено два основных типа структуры пространственного распределения взвеси:
 - близкая к широтной (циркумтерральная), наблюдающаяся при повышенном речном стоке, главным образом при относительно спокойной метеорологической обстановке;
 - субмеридиональная, формирующаяся преимущественно во время нагонов.
- υ Критерием, по которому также можно оценивать влияние синоптических и гидрологических факторов, является присутствие в южной (юго-восточной) части залива перемешанных распресненных вод из Амурского лимана и их пространственное положение.
- υ В периоды обострения синоптических процессов сгон поверхностных вод вдоль материкового побережья сопровождается поднятием придонных вод, обогащенных биогенными элементами. К таким областям приурочено массовое развитие планктонных сообществ, поэтому во взвеси здесь доминируют биогенные компоненты, содержание которых при спокойных условиях крайне незначительно из-за преобладания терригенного источника.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникиев В. В. Короткопериодные геохимические процессы и загрязнение океана. М.: Наука, 1987. –192 с.
2. Аникиев В. В., Дударев О. В. Оценка влияния динамического режима вод и седиментационного барьера на распределение и баланс взвешенного вещества в эстуарии р. Амур – Охотское и Японское моря // ДАН СССР. 1991. Т. 316. № 5. С. 1223–1226.
3. Аникиев В. В., Дударев О. В., Боцул А. И., Уткин И. В., Колесов Г. М. Влияние экстремальных метеорологических явлений на распределение взвешенного вещества и химических элементов в эстуарии р. Амур – Охотское море // Геохимия. 1999. (в печати).
4. Боуден К. Ф. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Наука, 1988. –324 с.
5. Гидрология рек и морских устьев // Тр. ДВНИИ. 1987. Вып. 38. –112 с.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т.IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. С.-П.: Гидрометеоиздат, 1998. –342 с.
7. Дударев О. В. Пространственно-временная изменчивость характеристик взвеси в приустьевых зонах рек различных климатических обстановок // Современное

-
-
- осадкообразование в окраинных морях Востока Азии (статистические модели). Дальнаука: Владивосток, 1997. С. 45–89.
8. Козловский В. Б. Некоторые особенности динамики вод устьевой области р. Амур // Тр. ГОИН. 1968. Вып. 142. С. 93–99.
 9. Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: Изд. АН СССР, 1963. –379 с.
 10. Лоция Японского моря. Часть II. Изд. ГУНИО СССР, 1977. –392 с.
 11. Любичкий Ю. В. Длиннопериодные колебания уровня моря на шельфе о. Сахалин // Тр. ДВНИИ. 1987. Вып. 129. С. 64–74.
 12. Михайлов В. Н., Рогов М. М., Чистяков А. А. Речные дельты. Гидролого-морфологические процессы. М.: Гидрометеиздат, 1986. –280 с.
 13. Ростов И. Д., Жабин И. А. Гидрологические особенности приустьевой области р. Амур // Метеорология и гидрология. 1991. № 7. С. 94–99.
 14. Якунин Л. П. К обоснованию пропуска вод р. Амур по новому руслу // Тр. ДВНИГМИ. 1975. Вып. 55. С. 61–65.
 15. Hansen D. V., Rattray M. New dimensions in estuary classification // *Limnology and Oceanography*. 1966. Vol. 11. № 3. P. 319–326.
 16. Mulder Thierry, Syvitsky P. M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the World Oceans // *J.Geol.* 1995. 103. № 3. P. 285–299.
 17. Dudarev O. V., Botsul A. I., Anikiev V. V., Utkin I. V., Yakunin L. P. Regularities of the recent sedimentary process within the Okhotsk Sea region of the Amur River Estuary // *Proc. of the 10th PAMS/JECSS Workshop. Japan.* 1999. P. 16–19.
 18. Yakunin L. P. Level and ice jams in the Amur Liman // *Proc. of the 14th Symp. Okhotsk Sea and Sea Ice. Mombetsu. Hokkaido.* 1999. P. 24–27.

А. С. Астахов, Д. М. Поляков, Е. Н. Слинко, Н. А. Середа

ПОФРАКЦИОННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЯПОНСКОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ ПРОФИЛЯ ВЛАДИВОСТОК – НИИГАТА)

Введение

Донные осадки прибрежных районов морей и океанов являются основным накопителем загрязняющих веществ, образующихся в процессе жизнедеятельности человека. От их способности аккумулировать токсичные и загрязняющие вещества в устойчивой для данной среды форме зависит локализация загрязнения и самоочищение бассейнов. В некоторых случаях донные осадки используются для индикации и мониторинга загрязнения среды, так как дают осредненную информацию о потоках загрязняющих веществ за длительный период [1, 25, 28].

Основной проблемой как при индикации и мониторинге, так и при оценке ассимиляционных возможностей донных осадков, является определение естественных концентраций и форм нахождения элементов. Природные концентрации тяжелых металлов (ТМ) в донных осадках подвержены резким вариациям в зависимости от характера терригенного питания, содержания биогенных компонент, динамики и физико-химических параметров придонных и иловых вод, раннедиагенетических изменений отложений. Последнее наиболее важно для глубоководных отложений, в которых на границе окисленных и восстановленных осадков происходит смена минеральных форм и перераспределение марганца и некоторых микроэлементов [10]. Это делает невозможным выявление слабого загрязнения путем сравнения содержаний в современных и более древних осадках. Кроме того, важным фактором накопления ТМ в осадках Японского моря является эндогенная активность (вулканизм и гидротермальная деятельность) в пределах акватории и на прилегающих побережьях [7]. Все это создает трудности при выявлении невысокой степени антропогенного загрязнения или определении начальных стадий загрязнения, что необходимо для своевременного устранения источников поллютантов. Поэтому основной целью данной работы явилось изучение пространственной изменчивости концентраций ТМ в донных осадках и причин, их вызывающих, для выявления ранних стадий антропогенного загрязнения.

Данная работа является частью программы по исследованию окружающей среды Японского моря, выполняемой совместно ТОИ ДВО РАН и Агентством по окружающей среде Японии в рамках межправительственного соглашения о сотрудничестве в области охраны окружающей среды.

Для первичного исследования и последующего многолетнего мониторинга выбраны несколько станций (рис. 1), на которых в сентябре 1995 г. были проведены комплексные океанологические, гидро-геохимические и седиментологические исследования. Условия формирования осадков в восточной и западной частях этого профиля резко различаются, что сказывается на вещественном составе донных осадков и природных концентрациях ТМ

(рис. 2). Они, прежде всего, определяются различными источниками терригенного материала (с материковой и островодужной части), высокой эндогенной активностью и поступлением пирокластики в восточной части профиля [7].

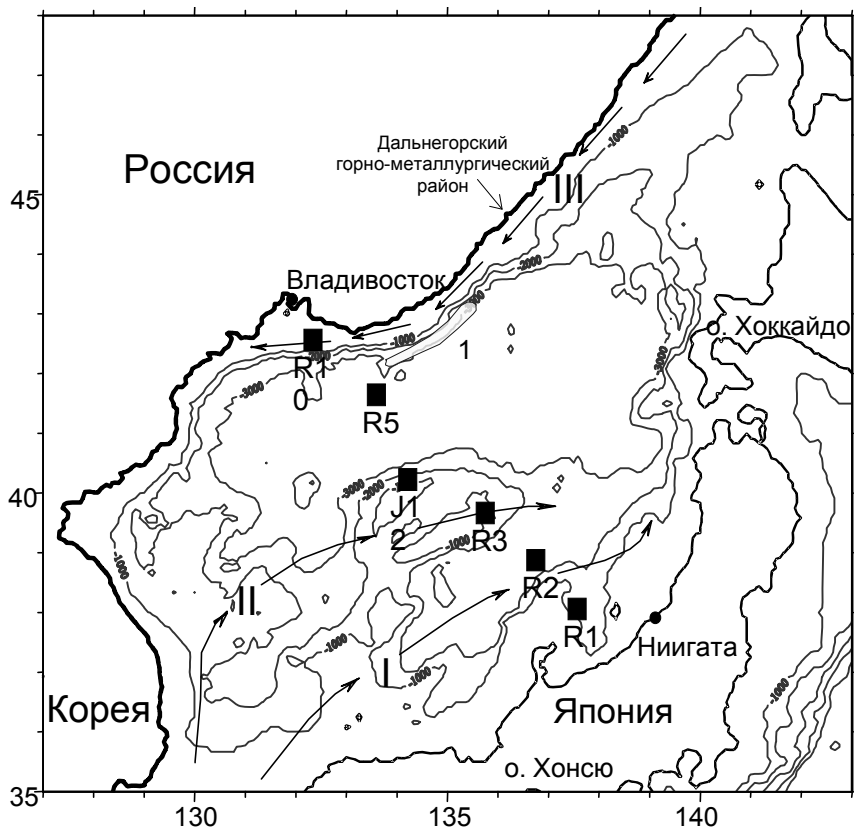


Рис. 1. Местоположение станций в Японском море (стрелками показаны направления основных течений [5]: I-II – Цусимское, восточная и западная ветви; III – Приморское)

Все предыдущие исследования в Японском море свидетельствуют об отсутствии или весьма незначительном антропогенном загрязнении донных осадков центральной части моря и большинства районов вблизи побережья [1, 2, 6, 7, 15, 28]. В выбранных точках мониторинга оно минимально, и можно предполагать, что, по крайней мере, естественные концентрации ТМ значительно превосходят антропогенные. Тем не менее, можно наметить основные возможные источники загрязнения тяжелыми металлами глубоководных осадков. В российской части профиля это могут быть выносы из промышленных районов Приморья [1, 2]. В современном ионном стоке реки Рудной, проходящей через Дальнегорский горнорудный район, где более века добываются и перерабатываются полиметаллические руды, 92.4% и 89.7% цинка и свинца, соответственно, представлены техногенной составляющей [9]. В прибрежных морских водах этого района цинк переносится, в основном, в

растворенной форме, поскольку отличается большей миграционной способностью, чем свинец, находящийся преимущественно во взвешенном состоянии [15]. В восточной части Японского моря источниками загрязняющих веществ могут быть прилегающие побережья Японских островов. В прибрежных районах здесь в поверхностном слое донных осадков предполагается загрязнение ртутью, свинцом и цинком [28].

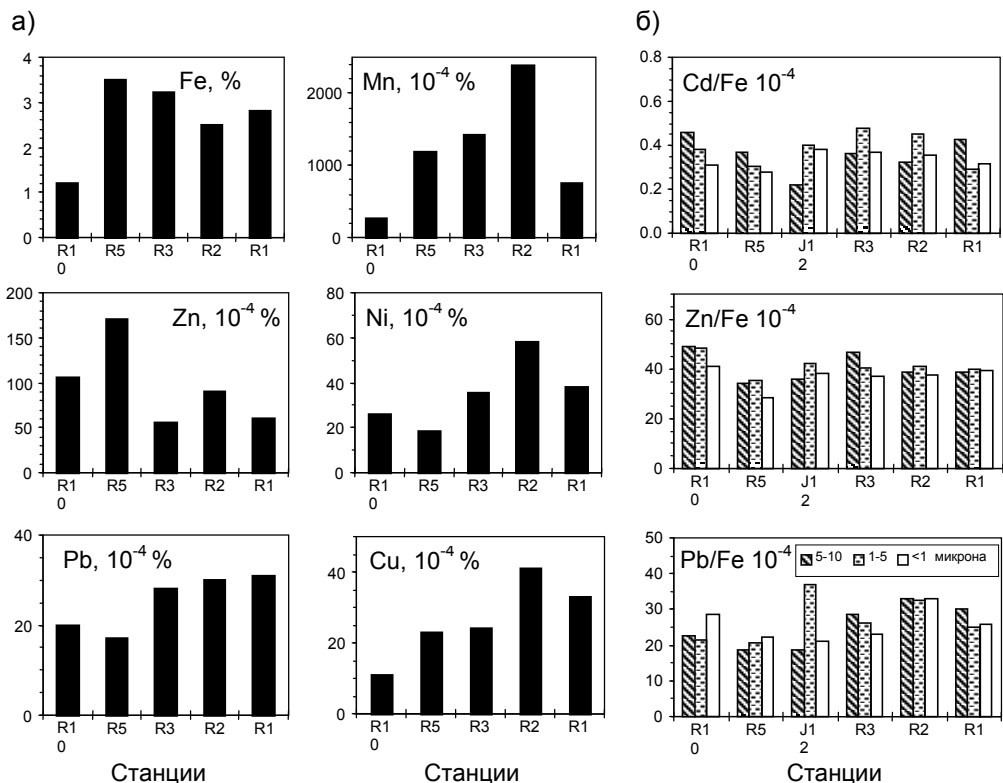


Рис. 2. Содержание ТМ в поверхностном слое (0-3 см) осадков (а) и нормированные относительно железа содержания (10^{-6}) ТМ в пелитовых фракциях поверхностных осадков (б) (заштрихованное поле 1 – концентрации свинца в осадках более 40×10^{-4} % [7])

Методика

Из полученных бокс-корером монолитов донных осадков (цв. ил. 1, стр. 241) отбирались пробы через два-три сантиметра для геохимического анализа осадков и иловых вод. Отбор иловых вод производился центрифугированием при температуре $+4$ °С. Пробы большого объема для пофракционного геохимического анализа отбирались из поверхностного горизонта 0–3 см, а на станции R1 также и из горизонта 10–15 см, и сохранялись при температуре -10 °С до разделения в лабораторных условиях. Дополнительно была использована проба поверхностных окисленных пелитов интервала 0–5 см станции J12, полученная в 1992 г. гравитационной трубкой большого диаметра [27] и хранившаяся в сухом виде. Разделение на фракции производилось на основе гидравлической крупности материала по методике пипеточного

гранулометрического анализа [11] путем многократного суспензирования в дистиллированной воде, отстаивания и слива суспензии с последующим сбором твердого материала фракций <1, 1–5 и 5–10 микрон (μm). Самая мелкая фракция осаждалась центрифугированием. Материал крупнее 10 μm разделялся на сите с диаметром ячеек 50 μm на две фракции.

Определение компонентного состава проб осадков и фракций производилось путем изготовления и изучения микроскопических препаратов с полуколичественным определением основных осадкообразующих компонент (табл. 1). Содержание Fe, Mn, Zn, Cu, Cd, Co, Ni, Pb, Cr определялось атомно-абсорбционным методом по стандартной методике [22]. Ошибка определений не превышала 5% для всех определявшихся металлов. Силикатный анализ проб осадков и фракций выполнялся стандартным химическим методом [14].

Статистическая обработка результатов исследований проводилась в пакете программ «STATGRAPH».

Результаты исследования

1. Вещественный состав осадков и фракций

Результаты изучения донных осадков, включая определение компонентного состава, приведены на цв. ил. 1 (стр. 241) и в табл. 1. На станциях R1, R2, R5, J12 осадки представлены терригенными пелитами и пелитами алевритовыми. В интервале 7–17 см на станции R5 и 5–10 см на станции J12 находится прослой кислого вулканического стекла Томакомаи, относимый к извержению вулкана Пектусан около тысячи лет назад [13, 16]. В восточной части профиля осадки обогащены рассеянным вулканическим стеклом и кристаллокластикой преимущественно среднего состава. Кремнистые остатки диатомей и радиолярий встречаются повсеместно, но в значительных количествах они содержатся только в осадках станции R1 и в отдельных интервалах колонок станций R2 и R5 (цв. ил. 1).

На станции R3, выполненной в районе возвышенности Восточный Ямато, осадки отличаются более грубым составом и имеют значительную примесь (20–40%) биогенного карбонатного материала в виде раковин фораминифер и их обломков. В интервалах 10–11 и 16–17 см здесь встречены тонкие прослой пирокластики значительно более древние, чем в колонке станции R5.

На станции R10 осадки представлены терригенными песками, которые в поверхностном слое (0–4 см) содержат некоторую примесь илистого материала.

О мощности окисленного слоя можно судить по коричневой окраске поверхностного горизонта (цв. ил. 1). В колонках R2, R3, R5, J12 она составляет 5–7 см, а в колонке R1 не превышает 2–3 см. Максимальная мощность (15 см) отмечена на станции R2. На станции R5 можно предполагать наличие еще одного погребенного окисленного горизонта в интервале 32–42 см.

По степени раннедиагенетического изменения выделяются осадки станции R2. Нижняя часть вскрытого разреза обогащена стяжениями пирита, а поверхностный окисленный слой содержит железомарганцевые микроконкреции и корки песчаной и алевритовой размерности (табл. 1).

Компонентный состав, содержание железа, марганца и тяжелых металлов в гранулометрических фракциях

Стандия	Фракция, микрон	Компонентный состав фракций, %					Содержание химических элементов										Нормированные относительно железа		
		Обло-моч-ная	Гли-нис-тая	Био-генная крем-нистая	Био-генная карбо-натная	Вулка-ническое стекло	Гидро-кислы железа	*10 ⁻⁴ %										Zn/Fe	Cd/Fe
								Mn	Fe	Cr	Zn	Cu	Cd	Co	Ni	Pb			
R10	>50	95	-	-	5	-	-	0.004	0.53	10	16	2	0.14	4	11	6	30.9	10.8	0.26
R10	10-50	90	+	5	5	+	-	0.018	0.79	14	36	5	0.15	5	20	10	45.1	12.5	0.19
R10	5-10	45	45	10	-	-	-	0.020	1.38	24	68	12	0.63	9	44	31	49.2	22.6	0.46
R10	1-5	10	80	10	-	-	-	0.023	1.68	27	81	10	0.64	11	42	36	48.3	21.6	0.38
R10	<1	+	95	5	-	-	-	0.013	2.49	43	102	39	0.77	12	56	72	41.0	28.8	0.31
R5	>50	55	-	10	5	30	+	0.059	0.60	8	29	14	0.31	5	20	17	48.0	29.1	0.52
R5	10-50	90	-	5	+	5	+	0.044	1.14	13	32	11	0.26	7	24	10	27.8	8.6	0.23
R5	5-10	40	50	5	-	5	+	0.142	1.93	24	66	25	0.71	15	54	36	34.2	18.5	0.37
R5	1-5	5	85	5	-	-	5	0.201	2.33	41	82	30	0.70	23	61	48	35.1	20.5	0.30
R5	<1	+	95	5	-	-	++	0.342	3.36	36	96	49	0.94	29	75	74	28.6	22.1	0.28
J12	>50	20	-	10	5	65	-	0.116	0.71	8	43	14	0.36	8	24	19	60.4	26.4	0.51
J12	10-50	45	-	5	+	50	+	0.126	1.07	13	64	26	0.45	13	38	34	59.8	32.1	0.42
J12	5-10	10	75	10	+	5	+	0.107	2.59	42	109	32	1.04	31	114	95	42.0	36.9	0.40
J12	1-5	5	90	5	-	-	+	0.107	2.37	32	85	28	0.52	21	77	44	35.7	18.5	0.22
J12	<1	+	95	5	-	-	+	0.020	3.09	57	117	85	1.18	18	78	65	38.0	20.9	0.38
R3	>50	20	-	++	50	30	-	0.046	0.45	10	30	5	1.53	12	48	17	66.9	36.9	3.40
R3	10-50	20	-	5	60	15	-	0.086	0.85	17	51	16	1.68	15	68	29	59.4	33.8	1.98
R3	5-10	10	50	5	40	+	-	0.265	1.84	28	86	24	0.66	27	90	53	46.7	28.7	0.36
R3	1-5	5	75	-	20	-	5	0.287	2.26	30	91	32	1.08	27	89	59	40.2	26.3	0.48
R3	<1	+	95	-	+	-	5	0.290	3.02	40	112	47	1.11	33	99	70	37.2	23.1	0.37

Станция	Фракция, микрон	Компонентный состав фракций, %						Гидроксиды железа	Содержание химических элементов										Нормированные относительно железа содержания, *10 ⁻⁴	
		Обло-мочная	Гли-нис-тая	Био-генная крем-нистая	Био-генная карбо-натная	Вулканическое стекло	Мн		Fe	Cr	Zn	Cu	Cd	Co	Ni	Pb	Zn/Fe	Pb/Fe		
								%	*10 ⁻⁴ %											
R2	>50	35	-	20	25	10	10	0.760	2.30	17	149	63	1.38	15	181	163	64.6	70.7	0.60	
R2	10-50	80	-	15	+	++	5	0.418	1.82	28	87	27	0.64	17	72	54	47.7	29.5	0.35	
R2	5-10	30	45	20	+	-	5	0.372	2.16	26	83	23	0.70	20	76	71	38.6	32.8	0.32	
R2	1-5	+	85	15	-	-	++	0.526	2.69	34	110	42	1.21	26	97	87	41.0	32.5	0.45	
R2	<1	+	85	15	-	-	+	0.124	3.31	39	125	55	1.17	33	102	110	37.8	33.1	0.35	
R1	>50	40	-	25	+	30	5	0.284	1.49	18	59	15	0.59	16	41	59	39.7	39.8	0.40	
R1	10-50	70	-	15	-	10	5	0.080	1.51	21	63	12	0.49	11	40	29	41.9	19.0	0.32	
R1	5-10	30	20	50	-	++	++	0.116	1.75	24	68	18	0.75	13	47	53	38.6	30.1	0.43	
R1	1-5	+	60	40	-	-	+	0.092	2.02	29	80	16	0.59	14	47	50	39.8	24.8	0.29	
R1	<1	+	95	5	-	-	-	0.057	2.65	35	104	48	0.83	17	75	69	39.3	25.9	0.31	
R1*	>50	65	-	5	-	30	+++	0.011	1.18	18	63	29	0.14	4	11	6	53.1	4.9	0.12	
R1*	10-50	90	-	5	-	5	+++	0.016	1.20	17	62	17	0.54	8	26	24	51.5	20.0	0.45	
R1*	5-10	5	40	50	5	+	+++	0.016	1.48	20	65	20	0.69	11	47	38	43.6	25.9	0.47	
R1*	1-5	+	40	60	+	-	+++	0.020	1.91	29	82	24	0.91	15	56	48	42.8	25.0	0.48	
R1*	<1	+	75	25	-	-	+++	0.023	2.70	42	106	48	1.00	18	83	67	39.2	24.8	0.37	

* – интервал 10–15 см ниже поверхности дна, для остальных станций – 0–3 см;

** – сульфиды железа.

2. Распределение тяжелых металлов в осадках и иловых водах

Основные результаты определения содержания ТМ в осадках представлены на рис. 2 и в табл. 2.

Таблица 2

Содержание ТМ в донных осадках Японского моря (разрез Владивосток-Ниигата)

Станции	Интервал	Fe, %	Mn, %	Zn мкг/г	Cu мкг/г	Ni мкг/г	Pb мкг/г
R1	0–3 см	2.8	0.075	60	33	38	32
R1	Среднее (n=8)	2.6	0.035	65	32	38	30
R1	Диапазон концентраций по колонке	1.9–3.0	0.025–0.075	25–100	25–59	33–43	23–34
R2	0–3см	2.5	0.24	90	42	70	30
R2	Среднее (n=9)	3.3	0.271	90	40	54	28
R2	Диапазон концентраций по колонке	2.8–4.2	0.052–0.745	71–108	34–46	50–59	22–33
R3	0–3см	3.2	0.142	55	25	35	28
R3	Среднее (n=5)	2.6	0.084	50	25	41	24
R3	Диапазон концентраций по колонке	1.8–3.2	0.031–0.145	43–56	20–31	34–48	19–25
R5	0–4 см	3.5	0.118	170	23	17	17
R5	6–13 см – пепловый прослой	2.5	0.173	245	26	43	28
R5	0–40 см (без пеплового прослоя)	2.6	0.118	145	35	45	28
R5	Диапазон концентраций по колонке	2.3–3.5	0.097–0.177	135–290	20–42	30–52	16–31
R10	0–3 см	1.2	0.025	105	11	27	20
Японское море	Среднее [7]	3.3	0.065	68	–	–	23

Содержание ТМ в изучаемых пробах близки к средним для Японского моря, определенным ранее [7]. Вариации их между отдельными станциями и по вертикали соответствуют отмеченной ранее [6, 7] зависимости концентраций металлов от гранулометрического и вещественно-генетического состава проб, а также положения в окисленных или восстановленных осадках. В связи с этим минимальные содержания железа, марганца и редких элементов характерны для песчаных осадков станции R10. Максимальные содержания цинка отмечены по всему изученному осадочному слою на станции R5, что, очевидно, связано с наличием здесь мощного прослоя пирокластике. В ней содержание цинка почти в два раза выше, чем в осадках (табл. 2). Содержания марганца также резко варьируют между различными станциями и горизонтами. Максимальные концентрации его, а также никеля и меди, выявлены в осадках станции R2. Предполагается, что это связано с обогащением их аутигенными минералами.

Окисленные осадки на всех станциях также отличаются повышенным содержанием марганца, хотя основные вариации в его распределении определяются региональными условиями.

Вертикальное распределение микроэлементов, марганца и железа в поверхностном слое литологически однородных осадков может быть продемонстрировано на примере станции R1 (рис. 3). Здесь хорошо проявляется обогащение марганцем окисленного слоя осадков мощностью 2–3 см. Вертикальное распределение других ТМ (рис. 2а) достаточно однородно, хотя и имеются отдельные отклонения, причина которых пока не ясна. Также не ясна причина обогащения железом и марганцем иловых вод из верхнего слоя восстановленных осадков в интервале 3–8 см от поверхности дна, не проявленного на других станциях. Марганцем же оказались обогащены и иловые воды интервала 0–3 см. Возможно, это связано с малой мощностью окисленного слоя, в результате чего проба для отбора иловых вод содержала окисленные и восстановленные осадки. На других станциях отмечено уменьшение содержания марганца в поверхностном слое, типичное для окисленных осадков.

3. Пофракционное распределение тяжелых металлов

Пофракционное распределение ТМ отличается от общего значительно большей упорядоченностью (рис. 4), что связано с устранением влияния гранулометрии донных осадков и уходом в раствор при разделении в дистилляте части ТМ, находящихся в слабоустойчивых в нормальной и слабокислой водной среде соединениях (некоторые органические соединения, часть гидроксидов и т.д.). При первичном анализе распределения металлов выделяется несколько основных особенностей. Главная из них – закономерное увеличение содержания от крупных фракций к мелким. За некоторыми исключениями, которые будут рассматриваться ниже, это проявляется для всех элементов, но наиболее отчетливо для железа, цинка, хрома, свинца. В наибольшей степени это характерно для фракций мельче 10 μm , имеющих близкий во всех пробах минеральный состав.

Для песчано-алевритовых фракций общая закономерность увеличения содержания от крупных фракций к мелким в некоторых случаях нарушается, что обусловлено несколькими причинами:

- ◆ поступление пирокластики среднего и основного состава и обломочного терригенного материала из островодужной провинции Японских островов с характерными для нее минералами (ромбические пироксены, базальтическая роговая обманка, оливин и др.), что определяет увеличение содержания железа, кобальта, хрома и, частично, марганца, свинца, никеля, цинка в крупных фракциях проб станций R1 и R2;
- ◆ примесь аутигенных минералов окисленного слоя (железомарганцевые микроконкреции, тонкодисперсные рассеянные гидроксиды железа и марганца) приводит к увеличению содержания железа, марганца и сидерофильных микроэлементов (Ni, Co, Cr);
- ◆ примесь биогенных карбонатов (раковины фораминифер и их обломки) в песчано-алевритовых фракциях приводит к увеличению содержания кадмия (станция R3).

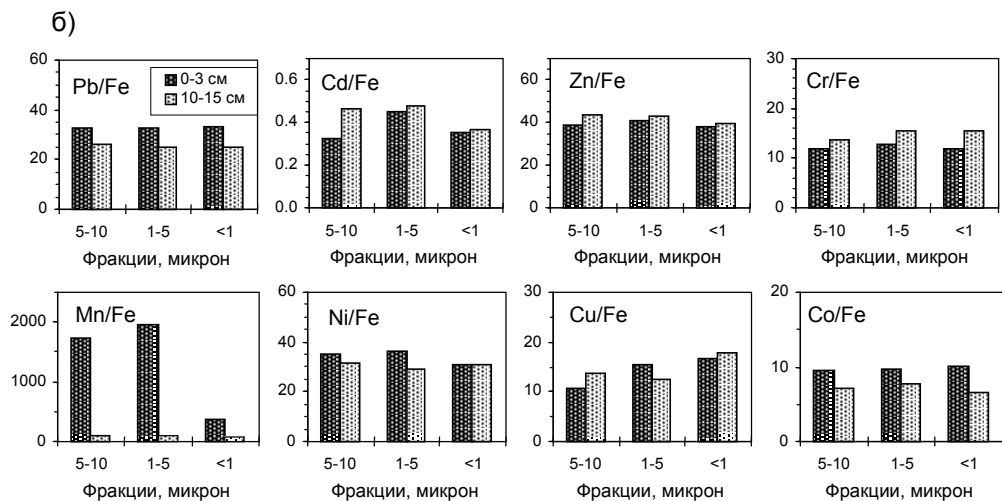
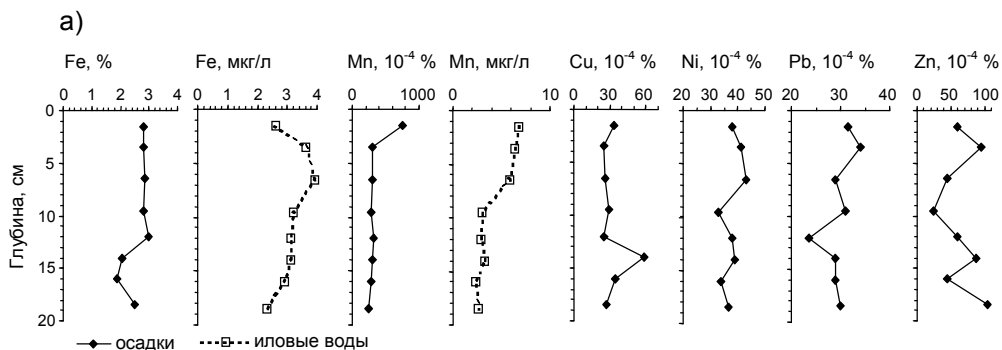


Рис. 3. Содержание ТМ в осадках и иловых водах станции R1 (а) и нормированные по отношению к железу содержания (10^{-6}) ТМ в пелитовых фракциях двух интервалов той же станции (б)

4. Минералого-геохимические ассоциации во фракциях

Для выявления принципиальных особенностей химического состава фракций, определяющих природное распределение ТМ, был выполнен корреляционный и факторный анализ методом главных компонент для нескольких выборок с различным набором переменных.

По результатам корреляционного анализа выявлены хорошие парные корреляционные зависимости между железом и некоторыми макроэлементами (Al, Mg, P), а также со всеми ТМ, и высокая корреляция между микроэлементами. Значимые корреляционные связи существуют и в группе макроэлементов Si-Ti-Al-K. Эти две ассоциации обособляются по значениям первого фактора, дающего преобладающий вклад в геохимическую изменчивость при любых выборках (рис. 5). На примере результатов факторного анализа для выборки по всем фракциям можно проиллюстрировать принципы выделения основных полиэлементных ассоциаций (рис. 5а).

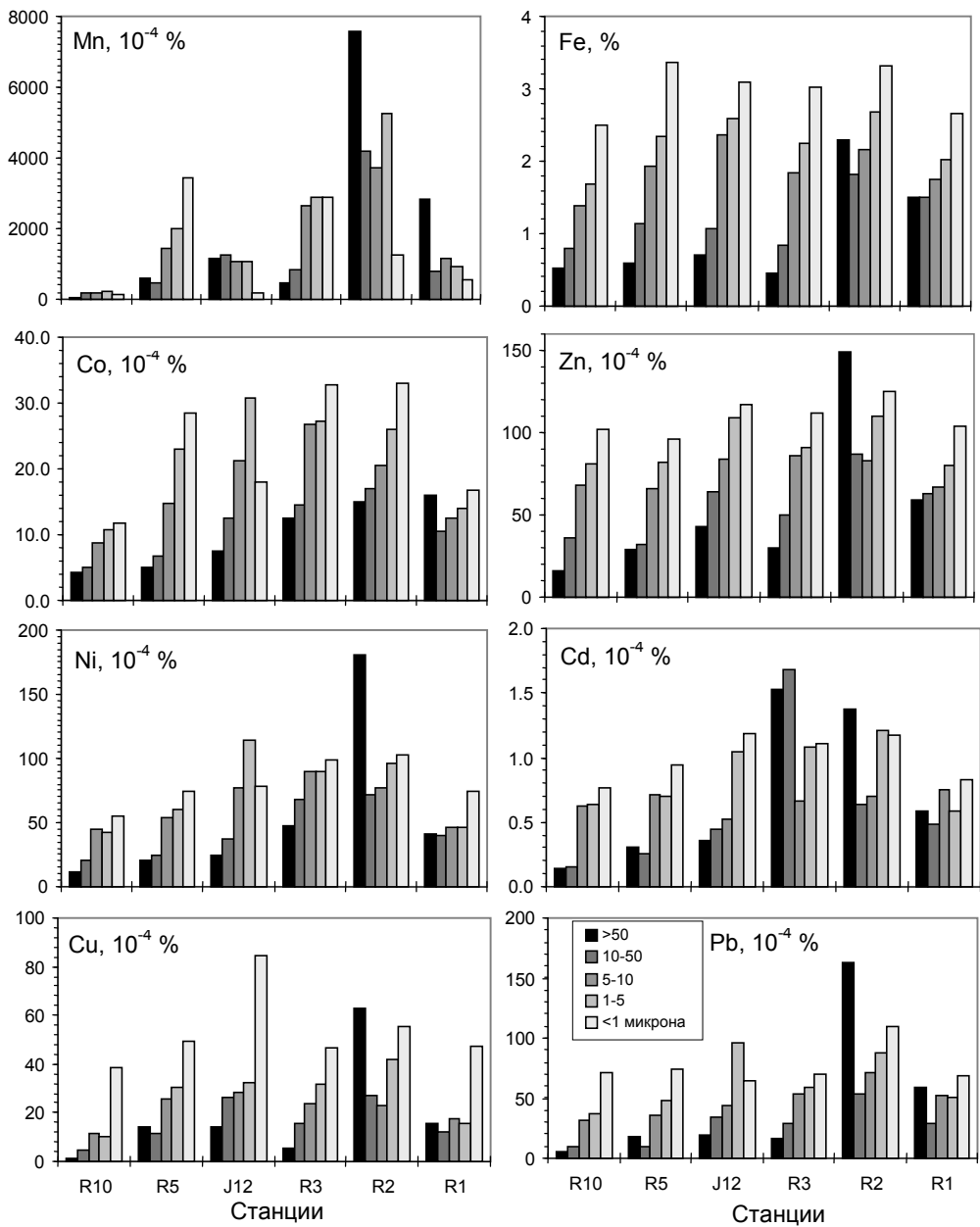


Рис. 4. Содержание железа, марганца и некоторых микроэлементов во фракциях поверхностных (0–3 см) осадков

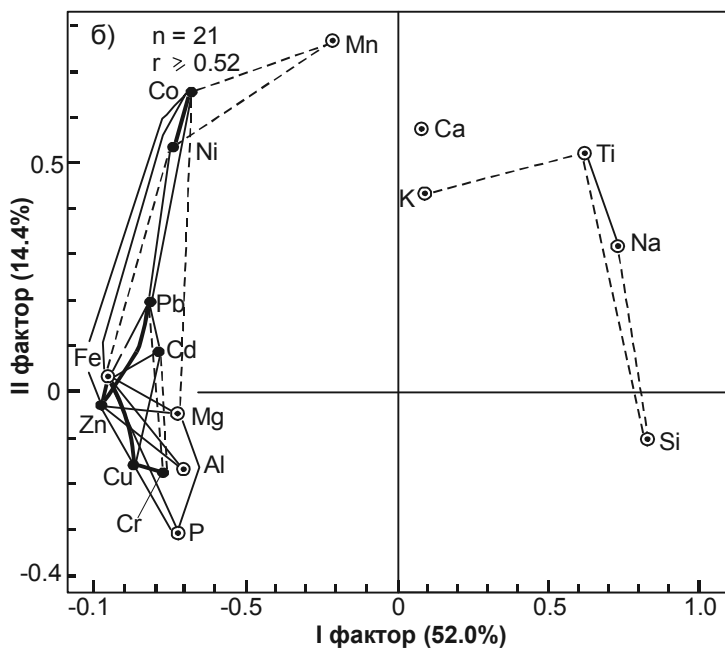
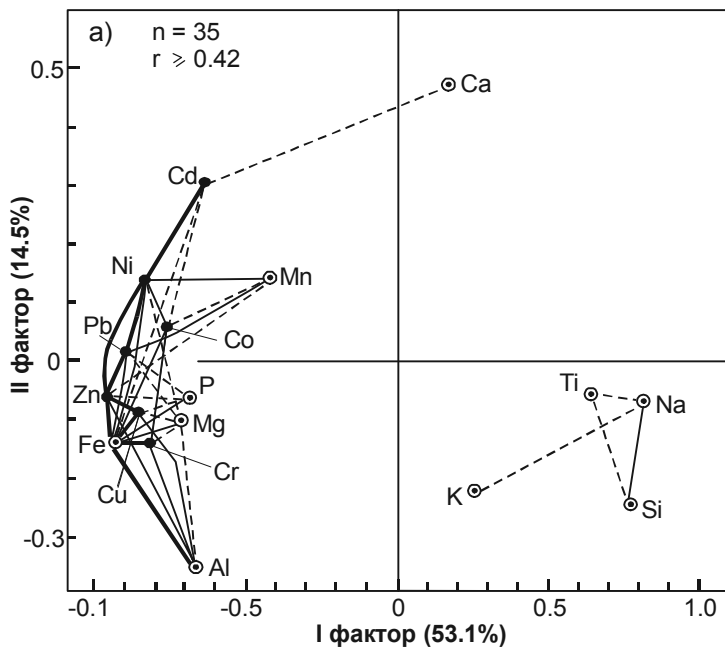


Рис. 5. Диаграммы факторных нагрузок и значимые положительные корреляционные связи химических элементов в песчано-алееритовых и пелитовых (а) и только в пелитовых фракциях (б) осадков.

Положительные корреляционные связи: очень хорошие - жирная сплошная линия, хорошие - сплошная линия, значимые - штриховая линия.

Ассоциация Si-Na-Ti-K определяется обломочными минералами [3, 17], максимальные содержания которых характерны для фракций 5–10 и 10–50 μm (табл. 1). Калий как характерный элемент полевых шпатов входит в эту ассоциацию, но значительно обособляется от нее по значениям первого фактора и тяготеет к алюминию из-за вхождения в состав гидрослюд в типично глинистых фракциях.

Ассоциация Fe-Al-Mg-P-TM имеет очень хорошие внутренние корреляционные связи между элементами. Исходя из ведущей роли в этой ассоциации железа и концентрации входящих в нее элементов в самых тонких фракциях осадков (рис. 4), можно предполагать, что минералогически ассоциация определяется глинистыми минералами и гидроксидами железа, в максимальной степени концентрирующихся в самых мелких фракциях.

Марганец обособляется отдельно, хотя и имеет положительные корреляционные связи с некоторыми ТМ, входящими в ассоциацию железа (Ni, Pb, Zn, Co). Распределение окисного железа, марганца и этих микроэлементов определяет значение 3-го фактора с вкладом 10.6%, что подтверждает заключение о преобладающем нахождении марганца в окисленных осадках Японского моря в форме гидроксидов [7]. Подобная ассоциация (Ni, Pb, Zn) характерна и для океанических микроконкреций различных районов [12].

Кальций, распределение которого во фракциях определяется содержанием биогенного кальцита, не имеет значимой корреляции с макроэлементами, а только с кадмием. Соосаждение последнего в форме примеси CdCO_3 в биогенных карбонатах предполагается во многих случаях [4, 21, 29]. Максимальные содержания кадмия характерны для песчано-алевритовых фракций проб R3 и R2, обогащенных остатками фораминифер (табл. 1).

В случае только пелитовых фракций по результатам факторного анализа выделяются те же полиэлементные ассоциации (рис. 5б). Из-за исключения песчано-алевритовых фракций, содержащих биогенный кальцит, роль кальция в общей геохимической изменчивости уменьшилась и определяется третьим фактором с вкладом 12%. При этом исчезает его корреляция с кадмием. Второй же фактор определяется распределением марганца (рис. 5б). Из-за исключения крупных фракций марганец потерял корреляционные связи со свинцом и цинком, с которыми он ассоциируется в железомарганцевых микроконкрециях, хотя корреляция его с никелем и кобальтом усилилась. Ассоциация железа с ТМ, особенно с Zn, Cu, Pb, Cd, Cr, также значительно улучшилась.

5. Относительное распределение ТМ и возможность выявления антропогенного загрязнения.

Исходя из распределения железа, марганца и ТМ во фракциях и полиэлементных ассоциаций, можно предположить, что основная часть ТМ в тонкозернистой, наиболее реакционноспособной части осадков Японского моря, находится в составе гидроксидов железа и, частично, марганца (для кобальта, никеля). Они, как показывают результаты экспериментальных исследований [19, 23] и изучения взвешенного вещества и осадков в различных условиях [18, 20, 24, 26], способны концентрировать кобальт, цинк и другие тяжелые металлы из морских или иловых вод. Содержание в литогенной части тонкозернистых фракций осадков, минералогически достаточно однородных в данном районе, вероятно, мало влияют на общую изменчивость содержания ТМ. По данным

Л. М. Грамм-Осипова [7], в окисленных осадках Японского моря резко увеличена доля железа, адсорбированного в виде коллоидов на глинистых частицах и способного к различным биогеохимическим реакциям. В связи с этим, очевидно, железо и ассоциирующие с ним ТМ коррелируют с типично литогенными элементами (Al, Mg) глинистых минералов.

Нормированные относительно железа пофракционные содержания ТМ (рис. 2б, 3б, табл. 1) имеют значительно более равномерное распределение как между фракциями, так и между пробами. Это наиболее характерно для пелитовых фракций осадков и элементов, в максимальной степени ассоциирующих с железом (рис. 2б) – цинка, меди, несколько меньше для свинца и кадмия. Для более крупных фракций имеются отдельные, но резкие, отклонения в связи с иными концентраторами ТМ: биогенными карбонатами (Cd, на станциях R3 и R2) или гидроксидами марганца и пирокластикой (Zn, Pb, Cu на станциях R1 и R2). Тем не менее, для многих ТМ, в том числе токсичных, нормирование относительно железа устраняет вариации, вызванные различной насыщенностью тонкодисперсной части осадков компонентами концентраторами. Таким образом, относительные содержания ТМ отражают степень концентрации металлов в самих этих компонентах. В регионе с близкими условиями формирования терригенного вещества на суше, как это имеется в данном случае, эти соотношения могут быть достаточно устойчивыми, что и следует из нормированных содержаний некоторых металлов в тонких гранулометрических фракциях (табл. 1). Существенное изменение этого соотношения может произойти при резком увеличении содержания микроэлементов, так как содержание железа в терригенном тонкозернистом веществе изучаемых осадков мало меняется. Вариации же содержания таких микроэлементов, как цинк, свинец, кадмий в твердой и растворенной фазах стока с суши, в значительной мере определяется современным техногенным загрязнением. Поэтому можно предполагать, что увеличение нормированных относительно железа содержаниях ТМ в донных осадках связано с современным техногенным загрязнением.

Если принять, что избыточные относительно фонового нормированные содержания ТМ в тонких гранулометрических фракциях осадков изучаемого профиля определяются техногенным загрязнением, то появляется возможность индексации и сравнения его в районах с резко различными седиментологическими условиями. Исходя из степени общности железа и металлов, наиболее корректен такой подход для цинка, несколько меньше для свинца и кадмия. Медь и хром, несмотря на хорошую корреляцию с железом, коррелируют также с алюминием и фосфором, что свидетельствует о некотором влиянии литогенной составляющей осадков на распределение этих элементов. Относительные содержания никеля и кобальта, которые в пелитовых фракциях ассоциируют как с железом, так и с марганцем, увеличиваются в пробах центральной части моря, что в общих чертах сопоставимо с распределением марганца в осадках (рис. 2а). На крайних станциях профиля относительные содержания никеля и кобальта во всех фракциях равны, что позволяет предположить отсутствие антропогенного загрязнения, либо невозможность выявить его при данном подходе.

В распределении цинка, имеющего в изучаемых пробах максимальное сходство с железом, отмечается достаточно устойчивое превышение относительных содержаний во всех фракциях пробы R10 (рис. 2б, табл. 1). Если

принять в качестве фонового его содержание в пробах центральной части моря, то количество техногенного цинка может достигать 20% от общего его содержания в тонкозернистых фракциях пробы R10. Источниками загрязнения в этом случае могут служить ближайшие промышленные зоны или Дальнегорский горно-металлургический район.

В нормированном относительно железа распределении свинца прослеживаются некоторые особенности, обусловленные частичным ассоциированием его с марганцем и в большей мере характерные для кобальта и никеля – увеличение содержаний во фракциях 1–5 и 5–10 μm проб J12, R2, R3 (рис. 2б). Не учитывая пока это явление и основываясь на нормированных относительно железа содержаниях с учетом указанных выше допущений можно предполагать, что во фракции $<1 \mu\text{m}$ проб R10, R2, R1 существует слабое антропогенное загрязнение. Во фракции <1 микрона пробы R10 оно может достигать 30% от общего содержания свинца, в пробе R2 – 50%, R1 – 15%. Необходимо отметить, что эти цифры относятся к фракции $<1 \mu\text{m}$. В других фракциях и в целом по пробам относительные содержания намного ниже. Во фракциях 1–5 и 5–10 μm пробы R10 оно близко фоновому. В пробе R2 в этих фракциях относительные содержания повышены, но они совпадают с увеличенными содержаниями марганца и имеют, предположительно, естественную природу. Учитывая загрязнение только самой мелкой фракции пробы R10, можно предположить достаточно большой радиус распространения его от источника, в качестве которого может выступать Дальнегорский рудный район. О выносе оттуда субколлоидного загрязненного материала предположительно свидетельствует и локальное обогащение свинцом осадков на материковом склоне к северо-востоку от станции R5 (рис. 1), отмеченное по результатам работ в семидесятых годах [7]. В этой полосе осаждается взвесь, выносимая с шельфа Приморским течением.

Для колонки R1 в восточной части профиля проведено сравнение относительных концентраций тяжелых металлов в поверхностном слое и на глубине 10–15 см (рис. 3б). Исходя из скоростей осадконакопления в этой точке [8], можно предполагать, что осадки нижнего горизонта имеют возраст до нескольких тысяч лет. Поверхностный слой представлен окисленными осадками, что резко влияет на содержание марганца и сказывается в увеличении содержаний ассоциирующих с ним ТМ (Co, Ni). Элементы, ассоциирующие только с железом (Zn, Cr), имеют равные содержания на обоих горизонтах или повышенные – в нижнем. Для свинца же отмечается достаточно устойчивое увеличение как нормированных, так и весовых содержаний во всех фракциях поверхностного горизонта. Для крупных фракций, особенно $>50 \mu\text{m}$, это связано с увеличением содержаний гидроксидов марганца (табл. 1), что отражается и в распределении марганца (рис. 4). Для фракции же $<1 \mu\text{m}$ с минимальным содержанием марганца можно предполагать антропогенное загрязнение поверхностного горизонта.

Заключение

При анализе компонентного и макроэлементного состава осадков и гранулометрических фракций на профиле через Японское море установлено, что распределение ТМ в донных осадках определяется природными факторами. Основными из них являются: различные источники терригенного материала

(островодужные и материковые), фракционирование его по размерности и минеральному составу при транспортировке и осаждении, разбавление биогенным, вулканогенным и аутигенным веществом. По результатам многокомпонентного статистического анализа выявлено, что основная изменчивость содержания большинства ТМ связана с распределением железа. Для кадмия она преимущественно определяется биогенными карбонатами. Для хрома и меди выявлена дополнительная зависимость от содержания алюминия и некоторых других макроэлементов, а для кобальта, никеля, свинца и кадмия – от содержания марганца. Последнее в значительной мере оптимизировано для самой мелкой фракции ($<1 \mu\text{m}$), в которой содержания марганца минимальны.

Выявление на фоне природного неравномерного распределения ТМ начальных стадий антропогенного загрязнения возможно только после последовательного устранения вариаций, вызванных естественными факторами. Положительные результаты в этом направлении получены при анализе только пелитовых фракций осадков и нормировании содержаний относительно железа. При этом устраняется влияние размерного фракционирования терригенного материала, биогенного и вулканокластического осадконакопления и, частично, аутигенного минералообразования. На примере изученного профиля при определенных допущениях можно предполагать слабое антропогенное загрязнение цинком и свинцом наиболее тонкозернистых составляющих осадков на прибрежных станциях. В пересчете на весь осадок количество техногенного свинца и цинка не превышает нескольких процентов от их общих концентраций. Поэтому, полученные результаты в большей мере представляют интерес с позиций самоочищения бассейнов с рассредоточением загрязнения и ассимиляцией его донными осадками.

Авторы выражают искреннюю признательность Л. М. Грамм-Осипову за критические замечания и рекомендации при подготовке вариантов рукописи, В. Б. Лобанову за содействие в организации исследований, Л. Г. Прониной за помощь в проведении аналитических и технических работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникиев В. В., Перепелица С. А. Оценка потоков микроэлементов в прибрежную зону Японского моря // Геохимия. 1995. № 3. С. 415–422.
2. Аникиев В. В., Савельева Н. И. Поведение тяжелых металлов при смешении речных и морских вод. Оценка влияния гидродинамических процессов на пространственное распределение Fe, Mn, Zn, Cu в водах эстуария реки Раздольная – Амурский залив // Геохимия. 1995. № 4. С. 576–587.
3. Астахов А. С. Минералого-геохимические ассоциации шельфовых отложений окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 3. С. 21–32.
4. Бурьянова Е. З. Минералогия и геохимия кадмия в осадочных породах Тувы // Геохимия. 1960. № 2. С. 209–217.
5. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Островский А. Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные по дрейфовым станциям) // Исследование земли из космоса. 1998. № 1. С.66–83.
6. Грамм-Осипов Л. М., Плисс С. Г. Некоторые химические элементы в современных осадках Японского моря // ДАН СССР. 1973. Т. 213. № 6. С. 1413–1416.
7. Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А., Волкова Т. И. и др. К геохимии осадков Японского моря // В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 91–114.

8. Деркачев А. Н., Уткин И. В., Горбаренко С. А. и др. Корреляция и скорости накопления осадков в Японском море в поздне-, послеледниковое время // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 22–29.
9. Елпатьевский П. В., Чудаева В. А., Зазыкина Е. Ф., Аржанова В. С. Роль техногенного фактора в формировании ионного стока (на примере одной из рек Приморья) // В кн.: Геохимия зоны гипергенеза и техническая деятельность человека. Т. 2. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 17–27.
10. Емельянов Е. М. Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. –411 с.
11. Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. –125 с.
12. Свальнов В. Н., Ляпин А. Б., Новикова З. Т. Марганцевые микроконкреции. Сообщение 2. Состав и происхождение // Литол. и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 32–50.
13. Уткин И. В. Седиментация и захоронение пирокластики на дне (на примере глубоководных котловин Японского моря) // В кн.: Периокеанический седиментогенез. Владивосток, 1989. С. 67–79.
14. Химический анализ горных пород и минералов (руководство). М.: Недра, 1974. –249 с.
15. Христофорова Н. К. Биоиндикация и мониторинг загрязнения морских вод тяжелыми металлами. Л.: Наука, 1989. –192 с.
16. Чайников В. И., Черныш В. Н., Павленко Д. И. Петрохимия вулканического пепла из донных отложений Японского моря и северо-западной части Тихого океана // Геохимия. 1973. № 5. С. 755–759.
17. Astakhov A. S., Beloglazov A. I., Mozherovskiy A. V. Mineral-geochemical association in bottom sediments of the East China Sea // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*. 1995. V. 6. № 1. P. 91–102.
18. Chao T. T., Teobalt P. K., Jr. The significance of secondary iron and manganese oxides in geochemical exploration // *Econ. Geol.* 1976. V. 71. P. 1560–1569.
19. Demumbrum L. E., Jackson M. L. Copper and zinc exchange from dilute neutral solutions by soil colloidal electrolytes // *Soil Sci.* 1956. V. 81. P. 353–357.
20. Gibbs R. J. Transport phases of transition metals in the Amazon and Yukon Rivers // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1977. V. 88. № 6. P. 829–843.
21. Gong H., Rose A. W., Suhr N. H. The geochemistry of cadmium in some sedimentary rocks // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1977. V 41. № 12. P. 1687–1693.
22. Iskandar I. K., Keeney D. R. Concentration of heavy-metals in sediment cores from selected Wisconsin Lakes // *Environ. Sci. Technol.* 1974. V. 8 № 2. P. 165–170.
23. James R. O., MacNaughton M. G. The absorption of aqueous heavy metals on inorganic minerals // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1977. V. 41. № 11. 1549–1557.
24. Jones A. S. G. The concentration of copper, lead, zinc and cadmium in shallow marine sediments, Cardigan Bay (Wales) // *Mar. Geol.* 1973. V. 14. M1–M9.
25. Martincic D., Kwokal Z., Branica M. Distribution of zinc, lead, cadmium and copper between different size fractions of sediments. I. The Limski Kanal (North Adriatic Sea) // *Sci. Tot. Environ.* 1990. V. 95. P. 201–215.
26. Murrey J. W. The interaction of cobalt with hydrous manganese dioxide // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1975. V. 39. № 5. P. 635–647.
27. ROC-Russia marine science collaboration project. KEEP-MASS. (Initial data report). R/V «Академик Александр Винogradov». Cruise V23/KM92. M. P. Chen, A. Bychkov (editors). 1992. Taiwan. –449 pp.
28. Shigeru T., Takeshi N., Hajime K et al. Geochemistry of heavy metals in bottom sediments of Akita-Yamagata shelf, Japan Sea // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1995. V. 46. № 3. P. 153–176. (японск).
29. Tourtelot H. A., Huffman C. Jr., Rader L. F. Cadmium in samples of the Pierreshale and some equivalent stratigraphic units. Great Plains region // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.* 1964. V. 475–D. D73–D78.

СОСТАВ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ БЕНТОСА НА ПИЛЬТУН-АСТОХСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ

Введение

Шельф северо-восточного Сахалина традиционно является одним из основных рыбопромысловых районов Дальнего Востока. Перспектива добычи углеводородных ресурсов вызвала необходимость комплексного изучения нефтегазоносных площадей Сахалина. Такие исследования начались в конце восьмидесятых годов институтом СахалинНИПИморнефть. В 1990–1991 гг. специалистами ДВНИГМИ по заказу этой организации были выполнены наблюдения на Пильтун-Астохской (ПА), Чайвинской, Аркутунской, Луньской и Киринской площадях. Наблюдения за состоянием бентоса в 1990–1991 гг. проводились на 42 станциях на глубинах от 18 до 166 м. С 1994 г. началось выполнение более детальных гидробиологических съемок. Так, в октябре 1994 г. по заказу Компании «Экссон Нефтегаз Лимитед» состоялась совместная комплексная экспедиция ИО РАН и ДВНИГМИ. Три из четырех исследуемых микрополигонов протяженностью 6000×7500 м располагались на шельфе северо-восточного Сахалина, четвертый полигон находился в Сахалинском заливе. Каждый микрополигон включал по 21 станции, которые располагались случайным образом внутри заданной площади.

Летом 1998 г. Компания «Сахалинская Энергия» проводила на ПА месторождении подготовительные строительные работы для установки стационарной платформы «Моликпак» и бурение разведочных скважин. Платформа «Моликпак» была установлена в сентябре 1998 г. Одной из задач программы мониторинга в районе платформы являлось изучение фоновых характеристик придонной макрофауны до начала строительства (июнь 1998 г.) и определение наличия и масштабов воздействия установки платформы на характеристики бентоса (октябрь 1998 г.). Подробно реализация программы мониторинга рассматривается в работе А. В. Ткалина [6]. Ниже приводятся результаты гидробиологических наблюдений на отдельных полигонах ПА месторождения в 1998–1999 гг.

Материалы и методы

Экспедиционные работы на ПА месторождении в 1998–1999 гг. выполнялись при участии специалистов ДВНИГМИ, ООО «Экологической Компании Сахалина» и СахНИРО. Комплексная экологическая съемка проводилась на нескольких полигонах месторождения: на 11 полигонах в июне 1998 г., девяти полигонах в октябре 1998 г. и на семи полигонах в октябре 1999 г. Однако, наиболее детальные наблюдения выполнялись на двух площадях – на полигоне установки платформы «Моликпак» и его контрольном (фоновом) участке. На полигоне установки платформы 22 станции располагались по четырем радиусам, направленным на север, юг, восток и запад от платформы. На радиусах восток-запад станции находились на расстояниях 125, 250, 500, 1000 и 3000 м от центра платформы, на радиусах север-юг – на расстояниях 125, 250, 500, 1000, 3000 и

5000 м. На контрольном полигоне, находящемся южнее на расстоянии около двух миль, располагались три станции [6].

На каждой станции отбирали по четыре пробы донных осадков дночерпателем Ван-Вина с площадью захвата 0.2 м². Проба считалась удовлетворительной, если поверхностный слой грунта не был нарушен. Водный слой из дночерпателя осторожно сливали в отдельную емкость, организмы, находящиеся в водном слое, главным образом кумовые рачки и амфиподы, также использовались для анализа. На палубе донные осадки промывали через сито с ячейей 1.0 мм. Организмы макробентоса перекадывались в пластиковые емкости и фиксировались буферным 4% раствором формальдегида. Последующая обработка проб проводилась на берегу.

Лабораторная обработка проб бентоса проводилась в отделе океанографии и экологии моря (ООЭМ) ДВНИГМИ при участии специалистов ИБМ ДВО РАН: Будниковой Л. Л., Багавеевой Э. В., Малютиной М. В., Костиной Е. Е., Чернышова А. В., Каменева Г. М. Лабораторная обработка заключалась в определении видового состава и количественных показателей бентоса в пробе (биомасса и численность каждого вида и систематических групп). Подсчет крупных организмов осуществлялся визуально, мелких – под биноклем МБС-10. Сырая масса крупных организмов бентоса определялась на технических лабораторных весах с точностью до 50 мг, мелких – на торсионных весах с точностью до 1 мг. Перед взвешиванием организмы обсушивались на фильтровальной бумаге в течение одной минуты. Все данные пересчитывались на 1 м² площади дна. Доминирующими считались виды, составлявшие не менее 30% от общих величин биомассы и численности в пробе, субдоминантными – виды, составлявшие от 15 до 30% [5]. Для описания сообществ использовали однофакторные традиционные методы (анализ величин общей биомассы и плотности поселения бентоса, индексов разнообразия, выровненности и других), а также методы множественного статистического анализа.

Индекс видового разнообразия Шеннона-Винера (H), индекс выровненности Пиелу (e), видового богатства Маргалефа (R) и индекс доминирования Симпсона (S_i) подсчитывали по формулам:

$$H = -\sum p_i \cdot (\log_2 p_i), \quad (1)$$

$$H = -\sum \frac{H}{\log_2 S}, \quad (2)$$

$$R = \frac{S-1}{\log_2 N}, \quad (3)$$

$$S_i = \sum (p_i)^2 \quad (4)$$

где p_i – доля вида i от общей биомассы;

S – общее число видов в пробе;

N – общее число особей в пробе.

Для разграничения донных сообществ был выбран иерархический аггломеративный кластерный анализ. Основой анализа служил коэффициент видового подобия Брея-Кертиса с использованием данных по биомассе видов

бентоса после трансформации ее значений ($\sqrt{\sqrt{}}$). Построение дендрограммы осуществлялось по методу средней связи [9].

Для анализа и интерпретации биологических данных использовались следующие пакеты прикладных программ: EXCEL, STATISTICA, PRIMER V3b. В целом, процедура отбора, обработки и анализа проб соответствовала российским и зарубежным методикам [5, 7, 9].

В данной работе приведены статистические характеристики макрозообентоса (биомасса и плотность поселения), биомасса и соотношение основных его групп, а также краткая характеристика состава и распределения донных сообществ в пределах каждой из исследуемых площадей.

Результаты и обсуждение

Полигон установки стационарной платформы «Моликпак» располагался на глубине 21–35 м, где были отмечены все типы донных осадков – от мелких илистых песков до гравия. Фоновый полигон характеризовался преобладанием мелких песков и располагался южнее на глубинах от 22 до 27 м. Следует отметить, что основной и контрольный полигоны значительно различались как по абиотическим параметрам среды (гранулометрический состав грунта), так и по показателям бентоса – биомассе, плотности поселения, числу встреченных видов. Поэтому к сравнению основного и контрольного полигонов по всем параметрам следует подходить с осторожностью.

В 1998 г. число обнаруженных видов и таксономических групп придонной макрофауны ранга отряд-класс для всего исследуемого района находилось в следующих пределах: 179 видов (октябрь) – 184 вида (июнь), 21 таксономическая группа (октябрь) – 25 групп (июнь). По числу видов доминировали многощетинковые черви (75 видов), амфиподы (44 вида) и двусторчатые моллюски (23 вида). Было идентифицировано восемь видов актиний, 14 видов брюхоногих моллюсков, семь видов немертин. Остальные группы характеризовались гораздо более низким числом видов – от одного до четырех. В целом по всему району самой высокой частотой встречаемости, биомассой и плотностью поселения отличались семь групп – Actiniaria, Polychaeta, Bivalvia, Amphipoda, Cumacea, Echinoidea и Gastropoda. По биомассе доминировали Echinoidea, Actiniaria, Cumacea, Bivalvia, а по плотности поселения – Cumacea, Amphipoda, Polychaeta и Actiniaria.

Распределение биомассы и плотности поселения бентоса имело пятнистый характер, что определялось типом донных осадков и отличалось крайней неравномерностью даже в пределах одной станции. Максимальная биомасса (более 9000 г/м²) в июне 1998 г. отмечена на одной из станций контрольного полигона на мелкозернистых песках, где доминировали плоские морские ежи *Echinarachnius parma* и кумовые рачки *Diastylis bidentata*. Максимальная плотность поселения животных (более 200000 экз/м²) в июне 1998 г. также была зарегистрирована на мелких песках, где преобладали кумовые рачки (табл. 1). Сравнительно невысокое значение биомассы (около 600 г/м²) отмечено на полигоне установки платформы. Для всей площади ПА месторождения в июне 1998 г., включающей 11 полигонов, средняя биомасса бентоса составляла 1339 г/м².

В октябре 1998 г. в распределении биомассы и плотности поселения бентоса как на основном, так и на фоновом полигоне отмечена подобная закономерность, за исключением того, что значения плотности в несколько раз

превосходили аналогичные показатели, полученные в июне. Самая низкая величина средней биомассы (около 300 г/м²) отмечена в районе установки платформы (табл. 1). В целом на всей площади ПА месторождения в октябре 1998 г., включающей девять полигонов, средняя величина биомассы бентоса не превышала 940 г/м².

Таблица 1

Количественные характеристики бентоса на ПА месторождении в 1998 г.

Время наблюдений	Июнь		Октябрь	
	Основной	Фоновый	Основной	Фоновый
Полигон				
Количество станций	22	3	22	3
Среднее	<u>595.9</u> 19406.2	<u>3614.4</u> 68991.4	<u>297.9</u> 57533.8	<u>2188.9</u> 178819.0
Минимум	<u>26.8</u> 816.0	<u>315.6</u> 15561.0	<u>7.4</u> 420.0	<u>8.3</u> 288.0
Максимум	<u>2023.9</u> 265376.0	<u>9716.3</u> 281358.0	<u>1173.2</u> 533134.0	<u>5072.9</u> 309686.0

Примечание: в числителе – биомасса (г/м²); в знаменателе – плотность поселения (экз/м²).

Исследуемые контрольный и фоновый полигоны как в июне, так и октябре 1998 г. различались и по вкладу отдельных групп в общую биомассу бентоса (табл. 2). Так, данные, полученные в июне, свидетельствуют о том, что на основном полигоне доминировали морские ежи (22.5%), актинии (21.3%) и многощетинковые черви (19.5%). На фоновом полигоне высокая величина общей биомассы определялась, в основном, плоским морским ежом (87.5%). Подобная закономерность в составе бентоса отмечена и в октябре 1998 г.

Таблица 2

Биомасса основных таксономических групп бентоса (г/м²) на ПА месторождении в июне 1998 г.

Таксон	Основной полигон	Фоновый полигон
Actinaria	126.9 (21.3)	0.5 (<1)
Amphipoda	30.8 (5.2)	38.5 (1.2)
Bivalvia	74.4 (12.5)	253.3 (7.0)
Cumacea	42.4 (7.1)	140.5 (3.4)
Echinoidea	133.9 (22.5)	3163.9 (87.5)
Gastropoda	12.9 (2.2)	0.2 (<1)
Polychaeta	116.4 (19.5)	12.7 (<1)
Прочие	58.5 (9.8)	4.8 (<1)
Всего	595.9 (100.0)	3614.4 (100.0)

Примечание: в скобках – % от общей биомассы.

Хотя актинии на двух изучаемых полигонах в июне и октябре 1998 г. были представлены семью видами, доминировали, в основном, три: *Halcampa vegae*, *Epiactis* sp., *Halcampoides purpurea*. Основу биомассы червей на основном полигоне создавали *Nephtys caeca*, *Ampharete lindstromi*, *A. goesi*, на фоновом–

N. longosetosa, *N. caeca*, *Glycera capitata*. На основном полигоне к видам, создающим высокую плотность поселения, отнесены мелкие двустворчатые моллюски *Crenella decussata* и *Mysella kurilensis*, а также кумовые рачки *D. bidentata* и актинии *H. vegae*, полихеты *Euchone olegi*, *G. capitata* и *Glycinde armigera*. На фоновом полигоне высокую плотность поселений имели плоские ежи *E. parma*; амфиподы *Wecomedon minusculus*, *Eohaustorius eous eous*, *Anonyx* spp.

На основном полигоне наибольшей встречаемостью отличались группировки с доминированием актиний. На фоновом полигоне, где преобладали мелкие пески, отмечены три группировки: *E. parma*, *D. bidentata*, *Peronidia lutea*, среди которых наиболее часто встречалось сообщество *E. parma*.

В октябре 1999 г. на исследуемых полигонах ПА месторождения было обнаружено 200 видов донных беспозвоночных, принадлежащих к 8 типам, а также три вида рыб. Общее число обнаруженных видов составило 205. По числу видов доминировали многощетинковые черви (83 вида), амфиподы (42 вида) и двустворчатые моллюски (18 видов). Было найдено десять видов актиний, по девять видов брюхоногих моллюсков и гидроидов, семь видов немертин, на остальные группы приходилось по два-три вида. Так же, как и в 1998 г., самой высокой частотой встречаемости и обилием характеризовались семь групп – Actinaria, Polychaeta, Bivalvia, Amphipoda, Cumacea, Echinoidea и Gastropoda. По биомассе и плотности поселения доминировали те же таксоны, которые преобладали в 1998 г. Наиболее богатым видами оказался полигон установки платформы «Моликпак». Число обнаруженных здесь видов и групп макрозообентоса в октябре 1999 г. составило более 160 и 20, соответственно. Небольшое число видов (около 40) было найдено на контрольном полигоне.

Наблюдения, выполненные в октябре 1999 г. на основном и фоновом полигонах ПА месторождения, подтвердили общие закономерности в распределении количественных показателей бентоса и донных сообществ, отмеченные в 1998 г. Так, максимальная биомасса (более 5000 г/м²) зарегистрирована на мелкозернистых песках, где были обнаружены значительные скопления плоских морских ежей и кумовых рачков. Самые высокие значения плотности бентоса (более 300000 экз/м²) выявлены на мелких и крупных песках, где доминировали кумовые рачки и двустворчатые моллюски *M. kurilensis*. Средняя биомасса бентоса на всем участке ПА месторождения в октябре 1999 г., включающем семь полигонов, составила 1072 г/м². Состав и распределение донных сообществ не претерпели изменений по сравнению с аналогичными показателями, отмеченными в предыдущем году.

В табл. 3 приведены средние величины биомассы и плотности поселения бентоса в июне 1998 г. и октябре 1999 г. Полученные данные свидетельствуют о том, что средняя биомасса бентоса на основном полигоне в июне 1998 г. (т. е. до установки платформы) была существенно выше биомассы, отмеченной в октябре 1999 г. Действительно, как показали исследования, в октябре 1998 г., произошло значительное сокращение биомассы бентоса (в три раза) на расстоянии 125–250 м от платформы, что, вероятно, связано с разрушением среды обитания при отсыпке грунта под основание платформы. Однако снижение видового богатства и разнообразия донных сообществ вблизи платформы не выявлено.

Сравнительные характеристики бентоса на исследуемых полигонах в октябре 1999 г. (числитель) и в июне 1998 г. (знаменатель)

Полигон	Биомасса, г/м ²	Плотность, экз/м ²
Основной	<u>373.1</u>	<u>58127.3</u>
	595.9	19406
Фоновый	<u>2183.3</u>	<u>150729.2</u>
	3614.4	68991.4

Сравнение средних величин числа видов и экологических индексов сообществ макрофауны на основном полигоне в июне 1998 г. и октябре 1999 г. показывают, что эти показатели вполне сопоставимы (табл. 4). Более того, в октябре 1999 г. средние величины числа видов (N), индексов видового богатства (R) и разнообразия (H) даже несколько превысили аналогичные значения, полученные в июне 1998 г.

Сравнительная характеристика экологических параметров донных сообществ на исследуемых полигонах в октябре 1999 г. (числитель) и в июне 1998 г. (знаменатель)

Полигон	N	R	H	e	Si
Основной	<u>35.1</u>	<u>3.9</u>	<u>2.7</u>	<u>0.5</u>	<u>0.3</u>
	34.0	3.4	2.8	0.6	0.3
Фоновый	<u>25.0</u>	<u>2.3</u>	<u>1.2</u>	<u>0.3</u>	<u>0.6</u>
	24.3	2.1	1.3	0.3	0.6

На фоновом полигоне средние значения экологических параметров, зарегистрированные в июне 1998 г. и октябре 1999 г., также являются сравнимыми. Как и для основного полигона в октябре 1999 г., отмечена тенденция к некоторому их возрастанию.

Анализ количественных показателей бентоса показывает, что в октябре 1999 г. на полигоне установки платформы произошло некоторые изменения плотности поселений отдельных групп бентоса по сравнению с аналогичными показателями, полученными в октябре 1998 г. Так, плотность поселения актиний сократилась с 197.9 до 136.5 экз/м², амфипод – с 836.6 до 364.7 экз/м². Плотность поселения двустворчатых моллюсков существенно увеличилась (с 4092.5 до 6093.8 экз/м²). Численное обилие морских ежей, кумовых рачков и брюхоногих моллюсков осталось на уровне октября 1998 г.

Увеличение биомассы было выявлено у актиний (с 28.2 до 50.1 г/м²), двустворчатых моллюсков (с 43.4 до 83.9 г/м²), морских ежей (с 62.7 до 92.1 г/м²) и у полихет (с 34.4 до 43.0 г/м²). Несколько снизилась биомасса гастропод и кумовых. Биомасса амфипод осталась на уровне октября 1998 г.

Следует отметить существенное сокращение плотности поселения амфипод в октябре 1999 г. (364.7 экз/м²) по сравнению с июнем 1998 г. (784.8 экз/м²) и октябрём 1998 г. (836.6 экз/м²). Как известно, эти животные являются индикаторами чистых вод и уменьшают свое обилие в районах с высокой антропогенной нагрузкой [8]. Изменение средней биомассы морских ежей *E. parva*, которые также являются индикаторами чистых вод, выглядит следующим

образом: 133.9 г/м² (июнь 1998 г.) – 62.7 (октябрь 1998 г.) – 92.1 г/м² (октябрь 1999 г.). В то же время обилие других видов-индикаторов (кумовых рачков) не претерпело изменений.

В целом на полигоне установки платформы в октябре 1999 г. произошло некоторое увеличение биомассы бентоса по сравнению с октябрём 1998 г. Факт увеличения общей биомассы бентоса на большинстве близлежащих станций (в радиусе 250 м) может свидетельствовать о некотором восстановлении донных сообществ вблизи платформы. Однако визуальные наблюдения в октябре 1999 г. показали, что в пробах бентоса, взятых вблизи платформы, отмечалось большое число мертвых двустворчатых моллюсков и ежей.

Рис. 1 и 2 иллюстрируют результаты кластер-анализа, выполненного для полигона установки платформы в июне 1998 г. и октябре 1999 г. В июне 1998 г. донные сообщества образовывали четыре группировки, описание которых приведено в табл. 5. Кластер I (самый низкий уровень видового сходства с остальными группировками – около 33%) образуют пять станций, расположенных на мелких песках, где преобладает кумовый рачок *D. bidentata*. Это монодоминантное сообщество, которое отличается высокой степенью доминирования одного вида и низким видовым разнообразием. Второе монодоминантное сообщество образует кластер IV (одна станция на мелком песке), где преобладает плоский морской еж. Уровень видового подобия этого кластера с группировкой I составляет около 33%, а с группировками II и III – более 40%. Группировки II и III являются самыми близкими по видовому подобию (более 50%) и располагаются на средних и крупных песках с примесью грубообломочных грунтов и ракушечника. Это сообщества, где преобладают сразу несколько видов (*E. parva*, *N. caeca*, *E. vegae*, *Epiactis* sp., *A. lindstromi*) и которые характеризуются самым высоким видовым разнообразием (табл. 5).

В октябре 1999 г. донные сообщества в районе платформы также образовывали четыре достаточно обособленные группировки (рис. 2, табл. 6). Кластер I, соответствующий кластеру I, выделенному в июне 1998 г., сформирован четырьмя станциями, расположенными на мелких песках, где находится монодоминантное сообщество *D. bidentata* (уровень видового подобия с остальными группировками – около 43%). Второе монодоминантное сообщество морского ежа, отмеченное в июне 1998 г., обнаружено на двух станциях, образующих кластер IV (уровень видового подобия с кластерами I, II и III составляет не более 45%). Группировки II и III (уровень подобия – более 50%) соответствуют полидоминантным бентосным сообществам, отмеченным в июне 1998 г.

Таким образом, видовой состав донных сообществ в октябре 1999 г. не претерпел существенных изменений по сравнению с видовым составом, обнаруженным в июне 1998 г. Однако следует отметить, что в октябре 1999 г. произошло выпадение из категории субдоминантных видов крупных амфипод рода *Анопух*, которые играли важную роль в июне 1998 г. Величина средней биомассы видов этого рода в октябре 1998 г. (10.1 г/м²) и 1999 г. (9.9 г/м²) остается практически одинаковой, а по сравнению с биомассой, отмеченной в июне 1998 г., эта величина сократилась втрое.

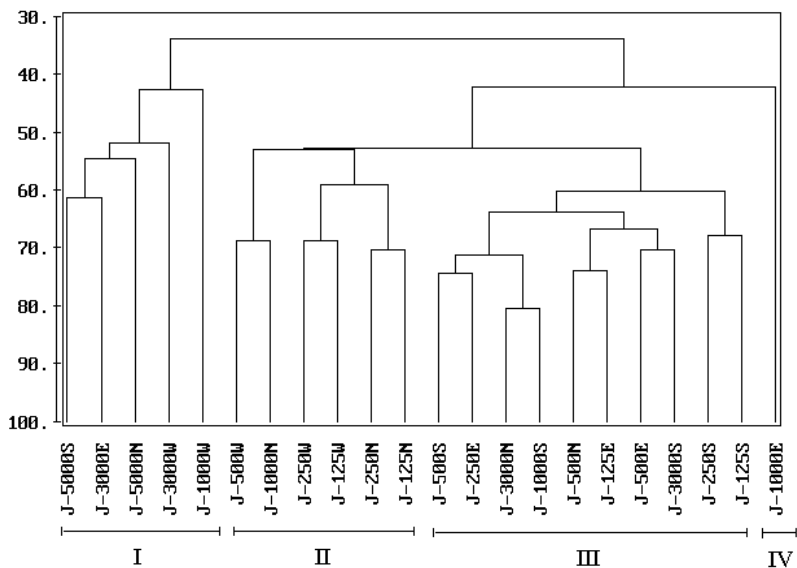


Рис. 1. Дендрограмма видового подобия на полигоне установки платформы «Моликпак» в июне 1998 г. (по вертикали – уровень видового подобия в процентах, по горизонтали – станции полигона)

Таблица 5

Характеристика донных сообществ на полигоне установки платформы «Моликпак» в июне 1998 г. (в скобках – субдоминантные виды)

Сообщество	Станции	Тип донных осадков	Доминирующие виды	Биомасса, г/м ²	Плотность, экз/м ²	H
I	5000 S, 3000 E, 5000 N, 3000 W, 1000 W	МЗП	<i>D. bidentata</i> (<i>E. parma</i> , <i>M. kurilensis</i> , <i>Anonyx</i> sp.)	610	48451	1.5
II	500 W, 1000 N, 250 W, 125 W, 250 N, 125 N	КрЗП, гравий, галька	<i>N. caeca</i> , <i>Actiniaria</i> ., <i>A. lindstromi</i> (<i>M. kurilensis</i>)	448	6055	3.3
III	500 S, 250 E, 3000 N, 1000 S, 500 N, 125 E, 500 E, 3000 S, 250 S, 125 S	СрЗП, КрЗП, гравий, ракушка	<i>E. parma</i> , <i>N. caeca</i> , <i>Actiniaria</i> , <i>A. lindstromi</i> (<i>Ascidiae</i> , <i>Anonyx</i> sp.)	666	14658	3.0
IV	1000 E	МЗП +СрЗП	<i>E. parma</i> (<i>Actiniaria</i>)	714	1778	2.0

Обозначения: МЗП – мелкозернистый песок, СрЗП – среднезернистый песок, КрЗП – крупнозернистый песок.

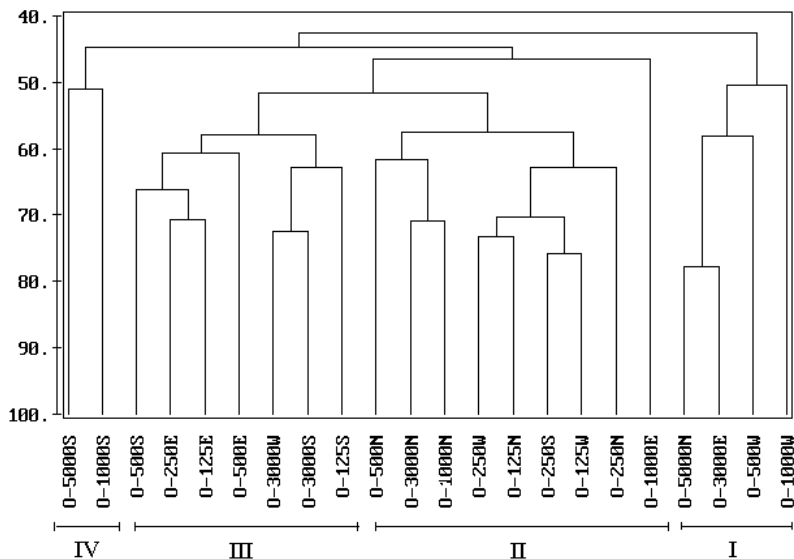


Рис. 2. Дендрограмма видовой подобия на полигоне установки платформы «Моликпак» в октябре 1999 г. По вертикали – уровень видовой подобия в процентах, по горизонтали – станции полигона

Таблица 6

Характеристика донных сообществ на полигоне установки платформы «Моликпак» в октябре 1999 г. (в скобках – субдоминантные виды)

Сообщество	Станции	Тип донных осадков	Доминирующие виды	Биомасса, г/м ²	Плотность, экз/м ²	H
I	5000 N 3000 E 500 W 1000 W	МЗП	<i>D. bidentata</i> (<i>P. lutea</i> , <i>Epiactis</i> sp.)	393	159613	2.2
II	500 N 3000 N 1000 N 250 W 125 N 250 S 125 W 250 N 1000 E	МЗП, СрЗП, КрЗП, гравий, галька	<i>Actiniaria</i> , <i>N. caeca</i> , <i>M. kurilensis</i> , <i>A. lindstromi</i> , <i>E. parma</i>	340	44501	3.2
III	500 S 250 E 125 E 500 E 3000 W 3000 S 125 S	СрЗП, КрЗП, ракуша, МЗП	<i>E. parma</i> , <i>N. caeca</i> , <i>M. kurilensis</i> , (<i>Actiniaria</i> , <i>A. lindstromi</i>)	389	27000	2.6
IV	5000 S 1000 S	МЗП, СрЗП, КрЗП, ракуша	<i>E. parma</i> , <i>D. bidentata</i>	477	25420	2.1

На рис. 3 и 4 изображено пространственное распределение донных сообществ на схемах отбора проб в июне 1998 г. и октябре 1999 г., где:

I – зона преобладания мелкого песка, соответствующая зоне развития монодоминантного сообщества. *D. bidentata*;

II – зона преобладания крупных песков и грубообломочных грунтов с полидоминантными сообществами, в которых доминируют *N. caeca*; *M. kurilensis*, *H. vegae*, *Epiactis* sp., *A. lindstromi*, *E. parma*;

III – зона преобладания средних, крупных песков и ракуши. Эту зону занимают полидоминантные сообщества, в которых доминируют сразу несколько видов – *E. parma*, *N. caeca*, *A. lindstromi*, *H. vegae*, *Epiactis* sp., *M. kurilensis*;

IV – зона преобладания мелких и средних песков – область, занимаемая монодоминантными сообществами *E. parma* и *D. bidentata*.

Сравнение состава и пространственного распределения донных группировок в июне 1998 г. и октябре 1999 г. показывает, что значительных качественных изменений в сообществах и характере их распределения не произошло.

Заключение

Согласно данным, полученным в июне и октябре 1998 г., а также октябре 1999 г., средняя биомасса бентоса на ПА площади составляет величину от 940 до 1339 г/м² и имеет широкие пределы колебаний – от нескольких граммов до нескольких килограммов на одном квадратном метре площади дна. Наблюдения в 1990–1991 гг. и в 1994 г., проведенные на шельфе северо-восточного Сахалина [1–4], показали более низкие средние величины: от 300 до 700 г/м², хотя на отдельных участках севернее 52° с.ш. биомасса бентоса достигала 8000 г/м² благодаря массовому развитию плоского морского ежа. Это вполне согласуется с данными, полученными на ПА месторождении в 1998–1999 гг.

Анализ пространственного распределения показывает, что максимальная биомасса и плотность поселения бентоса характерны для мелкозернистых песков, где преобладают плоские морские ежи *Echinarachnius parma* и кумовые рачки *Diastylis bidentata*. По числу видов доминируют многощетинковые черви, амфиподы и двустворчатые моллюски. Самой высокой частотой встречаемости и обилием характеризуются семь таксономических групп макрозообентоса: Actinaria, Polychaeta, Bivalvia, Amphipoda, Cumacea, Echinoidea, Gastropoda. По биомассе доминируют иглокожие, актинии, кумовые и двустворчатые моллюски. По плотности преобладают кумовые, амфиподы, полихеты и актинии.

Распределение сообществ бентоса на данной акватории носит мозаичный характер и определяется типом донных осадков. На мелких песках располагаются монодоминантные сообщества плоских морских ежей и кумовых рачков, характеризующиеся самыми высокими значениями биомассы и плотности, но самым низким видовым разнообразием. В зоне преобладания средних и крупных песков развивается полидоминантное сообщество, в котором доминируют несколько видов *E. parma*, *N. caeca*, *A. lindstromi*, *H. vegae*, *Epiactis* sp. Близкое по составу сообщество располагается на крупных песках с примесью грубообломочного материала, где преобладают следующие виды: *N. caeca*, *M. kurilensis*, *H. vegae*, *Epiactis* sp., *A. lindstromi*, *E. parma*. Это самые богатые видами и разнообразные группировки, имеющие более низкие количественные показатели, чем предыдущие.

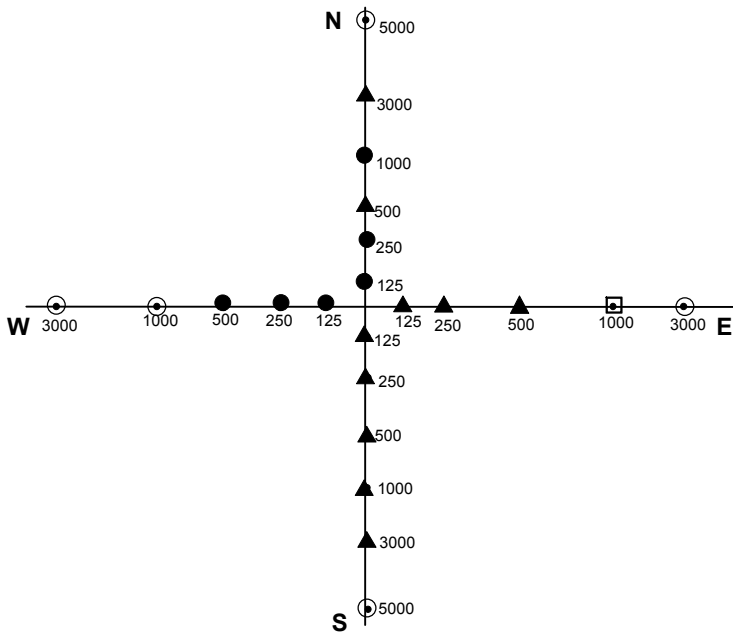


Рис. 3. Карта-схема распределения донных сообществ на полигоне установки платформы «Моликпак» в июне 1998 г.

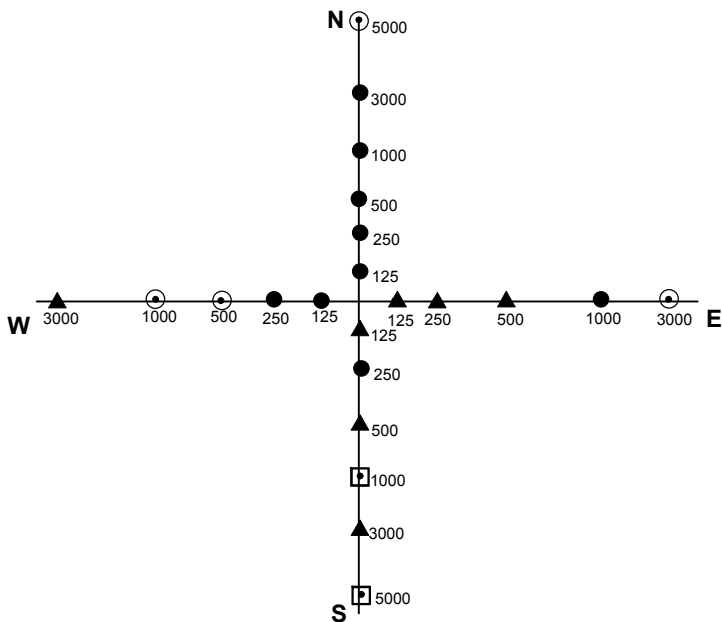


Рис. 4. Карта-схема распределения донных сообществ на полигоне установки платформы «Моликпак» в октябре 1999 г.

Условные обозначения: ○ – станции кластера I; λ – станции кластера II;
 σ – станции кластера III; □ – станции кластера IV

Анализ результатов трех гидробиологических съемок свидетельствует о том, что спустя год после установки платформы «Моликпак» значительных качественных изменений в составе бентоса не произошло. Средняя биомасса бентоса на полигоне установки платформы «Моликпак» в октябре 1999 г. оказалась значительно ниже биомассы, зарегистрированной в июне 1998 г., но несколько больше по сравнению с таковой, отмеченной в октябре 1998 г. Факт увеличения общей биомассы бентоса на большинстве близлежащих станций (в радиусе 250 м) может свидетельствовать о восстановлении донных сообществ вблизи платформы. Однако наличие множества мертвых двусторчатых моллюсков и ежей в пробах, взятых на расстоянии 125 м от платформы, указывает на неблагоприятные условия среды обитания в пределах влияния платформы.

Средние величины числа видов и экологических индексов сообществ макрофауны на полигоне установки платформы в июне 1998 г. и октябре 1999 г. оказались вполне сопоставимыми. В октябре 1999 г. средние величины числа видов, индексов видового богатства и разнообразия даже несколько превысили аналогичные значения, полученные в июне 1998 г.

Следует отметить существенное сокращение численного обилия некоторых видов-индикаторов чистых вод – амфипод и морских ежей на полигоне установки платформы в октябре 1999 г. Однако плотность поселения других видов индикаторов (кумовых рачков) не претерпела изменений.

Результаты множественного статистического анализа не выявили значительных изменений в видовом составе и параметрах сообществ на полигоне установки платформы спустя год после окончания работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобликов В. Н. Трофическая зональность донной фауны шельфа и верхних горизонтов склона Охотского побережья Сахалина. Рукопись депонирована в ЦНИИТЭИРХ. № 395. 1982. –36 с.
2. Кобликов В. Н. Качественная и количественная характеристика макробентоса шельфа и верхней части склона охотского побережья острова Сахалин. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. биол. наук. Владивосток: ТИНРО. 1985. –30 с.
3. Кобликов В. Н. Количественная характеристика донного населения присахалинских вод Охотского моря // В сб.: Количественное и качественное распределение бентоса: кормовая база бентосоядных рыб. М.: Изд-во ВНИРО, 1988. С. 4–22.
4. Кобликов В. Н. Биомасса многощетинковых червей (Polychaeta) континентального шельфа Охотского моря // В сб.: Многощетинковые черви и их экологическое значение. Санкт-Петербург: ЗИН РАН, 1992. С. 137–141.
5. Руководство по методам биологического анализа морской воды и донных отложений. Л.: Гидрометеиздат, 1983. –191 с.
6. Ткалин А. В., Ройл Д. Дж., Сергушева О. О. Некоторые результаты экологического мониторинга Пильтун-Астохской площади в 1998 году // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 145–160.
7. Clarke K.R., Green R.H. Statistical design and analysis for a 'biological effects' study // Marine Ecology Progress Series. 1988. Vol. 46. P. 213–226.
8. Chang S., Steimle F. W., Reid R. N., Fromm S. A., Zdanowicz V. S., Pikanowski R. A. Association of benthic macrofauna with habitat types and quality in the New York Bight // Marine Ecology Progress Series. 1992. Vol. 89. P. 237–251.
9. Statistical analysis and interpretation of marine community data. Reference Methods for Marine Pollution Studies. UNEP. 1995. № 64.

*И. Е. Кочергин, А. А. Богдановский, А. В. Гаврилевский, Т. А. Гаврилова,
О. О. Сергушева, Д. Дж. Ройл*

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЗДЕЙСТВИЙ СБРОСОВ СТОЧНЫХ ВОД НА МОРСКУЮ СРЕДУ ПРИ РАЗРАБОТКЕ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ШЕЛЬФЕ САХАЛИНА

Введение

В рамках международных сахалинских проектов проводятся подготовительные работы по освоению шельфовых месторождений Пильтун-Астох (ПА), Аркутун-Даги, Чайво, Лунское, Одопту, Астрахановке и др. (рис. 1, по материалам [11]). Активные работы по международным проектам начались в 1992 г. бурением разведочных скважин на ПА и Лунском месторождениях. С этого времени на шельфе Сахалина пробурено более 20 разведочных и эксплуатационных скважин глубиной 1500–3500 м. В настоящее время на ПА месторождении обустроена первая нефтедобывающая платформа.

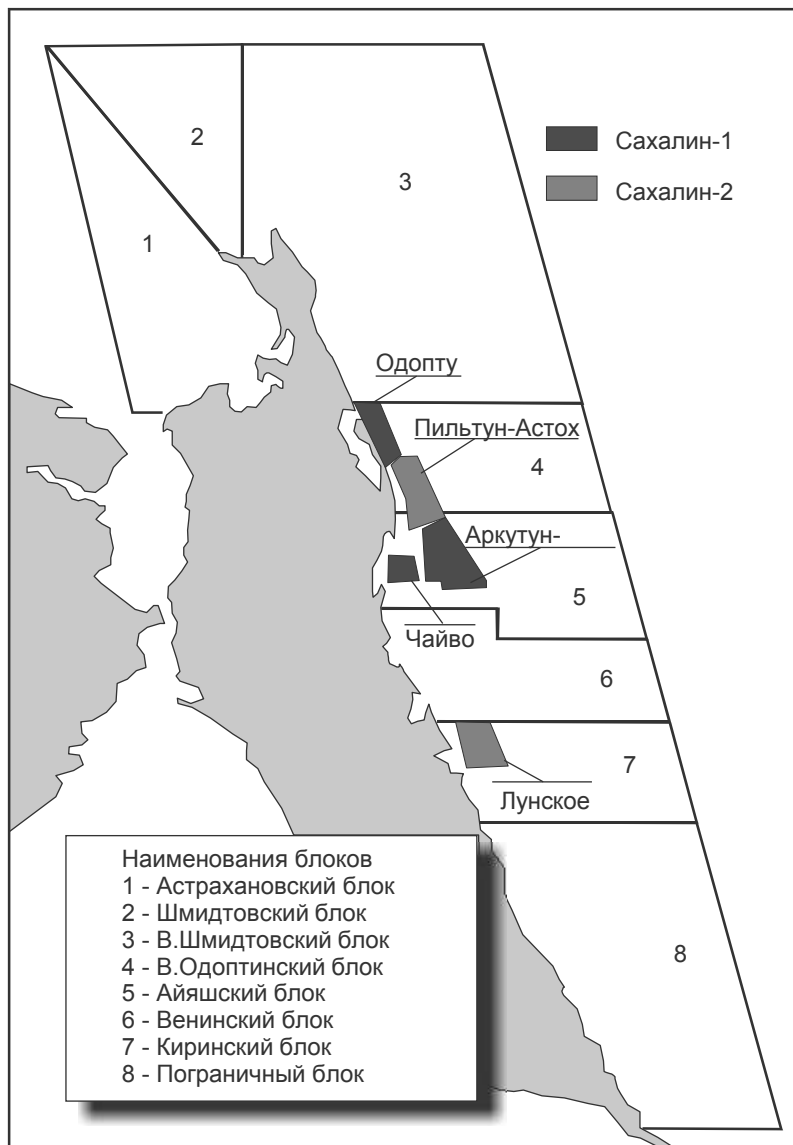
Интенсивная разработка/разведка нефтегазовых месторождений на шельфе Сахалина связана с воздействиями на водный объект. Как показывает практика, основное воздействие на водную среду в штатном режиме бурения оказывается сбросами сточных вод, включающих буровые стоки [5]. При проведении оценки воздействия на морскую среду и подготовке материалов по нормированию сбросов и определению предельно допустимых вредных воздействий необходимо руководствоваться существующими требованиями и нормативными документами РФ [2]. Эти работы предусматривают решение двух основных задач:

- ♦ анализ фоновых гидродинамических, гидрологических, гидрохимических, гидробиологических условий морской среды;
- ♦ оценку пространственного масштаба, длительности, интенсивности, токсичности и других характеристик воздействий.

В соответствии с первой задачей существует достаточное количество работ, где описаны фоновые характеристики морской среды северо-восточного шельфа Сахалина, например, одни из последних публикаций [4, 7, 8]. Согласно результатам исследований район отличается относительно высокой динамикой, сложной гидрологической структурой, гидрохимические показатели и уровень загрязненности находятся в пределах природной изменчивости, характерной для незагрязненных морских акваторий.

Существенно более сложны и трудоемки исследования по второй задаче – оценке экологической допустимости воздействия сбросов на морскую среду. Этот вопрос крайне актуален при выборе способа утилизации отходов бурения, что в значительной мере влияет на экономические показатели проектов. В мировой практике применяются следующие варианты утилизации буровых отходов: сброс в море; вывоз на берег и утилизация; закачка в скважины; сочетание перечисленных выше методов. Наиболее распространенным, экономически обоснованным и экологически приемлемым методом является сброс низкотоксичных буровых стоков в море, возможно с различными ограничениями режима сбросов. В ряде случаев могут применяться другие

способы утилизации, что требует значительных дополнительных затрат. Запрет на сброс в море применяется: при использовании высокотоксичных растворов на нефтяной основе; при бурении в замкнутых акваториях или в экологически уязвимых зонах и в др. случаях.



ре
Рис. 1. Местоположение нефтегазоносных блоков на шельфе Сахалина

Ниже на основе имеющегося опыта работ по проведению оценки воздействия на этапе подготовки проектной обосновывающей документации и полевого экологического мониторинга приводятся экспертные характеристики воздействий сбросов на морскую среду при проведении буровых работ на шельфе Сахалина.

Характеристики объемов и состава сбросов

При проведении буровых работ на шельфе образуются следующие виды стоков: хозяйственно-бытовые; условно чистые стоки систем охлаждения, опреснения и балласта; буровые стоки (буровые растворы, шлам, пластовые воды и остатки цементных растворов); другие производственные стоки, включающие очищенные льяльные воды. Также в категорию производственных стоков можно отнести дождевые-штормовые стоки, которые в нормальных условиях считаются незагрязненными или условно чистыми. Сточные воды сбрасываются в море только после предварительной очистки (в соответствии с ограничениями правил «МАРПОЛ 73/78»).

Типовая система водовыпусков самоподъемной буровой установки (СПБУ) для отведения сточных вод показана на цв. ил. 2 (стр. 242). Выпуски, как правило, представляют собой трубы диаметром 200–350 мм, которые могут быть как поверхностными, так и заглубленными ниже уровня моря на 5–25 м для снижения воздействия сбросов (в зависимости от технических возможностей).

Характерные объемы сточных вод по каждой категории сбросов для двух типов используемых на шельфе буровых установок (БУ) приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характерные объемы стоков на одну пробуренную скважину на шельфе Сахалина (расчетные значения) в тыс. м³

Категория стоков	Стационарная БУ	Передвижная самоподъемная БУ
<i>Условно чистые стоки</i>		
Балластные воды	–	До 8.0
Воды системы охлаждения и опреснения	2500–5220	1000–1500
<i>Нормативно очищенные стоки</i>		
Хозяйственно-бытовые стоки	7.5–8.8	1.5–2.2
Производственные и льяльные воды	1.5–3.2	0.4–1.5
<i>Загрязненные стоки</i>		
Буровой раствор и шлам	1.8–3.5	1.5–3.5
<i>Возможные дополнительные стоки с частичной очисткой</i>		
Дренажные, промывочные и др. стоки	До 8.0	До 4.0

Воды систем балласта, охлаждения и опреснения изолированы от попадания загрязняющих веществ и сбрасываются практически с фоновыми гидрохимическими характеристиками водоема и с возможным превышением фоновой температуры не более чем на 5 °С.

В соответствии с российскими природоохранными требованиями, а также международными правилами «МАРПОЛ 73/78», хозяйственно-бытовые стоки подвергаются обязательной предварительной очистке перед сбросом. Нормативно-очищенные хозяйственно-бытовые стоки могут сбрасываться в водный объект без оказания значимого влияния на качество морской среды.

Льяльные воды направляются на сепараторы очистки нефтесодержащих вод, которые должны производить очистку до уровня, соответствующего международным требованиям. Отделенные нефтяные углеводороды (НУ) в обязательном порядке собираются в специальные емкости, а затем сдаются на береговые сооружения для последующей утилизации или сжигаются на месте, а очищенная от НУ вода сбрасывается за борт в соответствии с ограничениями правил «МАРПОЛ 73/78».

Для буровых сточных вод, как сказано выше, существуют несколько приемлемых вариантов утилизации. Выбор варианта происходит по совокупному анализу экологических, экономических, технических и социальных факторов. При бурении разведочных и эксплуатационных скважин Государственной экологической экспертизой и другими согласующими органами допускалась утилизация буровых сточных вод посредством полного или частичного сброса в море, при условии нормирования объемов и скорости сбросов по всем загрязняющим веществам и с применением наиболее экологически безопасных буровых растворов на водной основе (см., например, заключения Государственной экологической экспертизы, утвержденные приказами Госкомэкологии № 335 от 01.06.98, № 415 от 07.07.98, № 256 от 19.05.99).

Нормирование вредных воздействий, согласно российскому природоохранному законодательству, предполагает определение предельно допустимых объемов потоков вредных веществ в единицу времени, поступающих в данном случае в морскую среду. Другими словами, нормирование вредных воздействий (установление лимитов воздействия) определяет допустимый уровень негативного воздействия на окружающую среду, не ведущий к необратимым (катастрофическим) изменениям экосистем. В основе определения предельно-допустимых сбросов лежит методика расчета концентраций загрязняющих веществ, создаваемых источником сбросов на границе расчетного створа с учетом разбавления, вклада других источников и т.д [2].

В соответствии с «Правилами охраны от загрязнения прибрежных вод морей, 1984» при нормировании сбросов устанавливается контрольный створ смешения не более 500 метров, а для водоемов рыбохозяйственного водопользования – 250 м, что является обязательным условием соблюдения экологической безопасности. Также для соблюдения экологической безопасности при нормировании сбросов налагаются различные ограничения, например, условия суммации по группе с одинаковым лимитирующим показателем вредности или неблагоприятные для смешения гидрологические условия, при скорости течения 95% обеспеченности.

Система обработки бурового раствора и шлама позволяет повторно использовать до 70–75% бурового раствора, что значительно сокращает объем сбрасываемых буровых сточных вод и, следовательно, воздействие на морскую среду.

Состав и свойства буровых стоков

В составе буровых стоков основными компонентами являются шлам и буровой раствор. Буровой раствор применяется в режиме циркуляции, подвергаясь очистке от шлама перед повторным использованием. В соответствии с технологиями бурения на шельфе отработанный буровой раствор

удаляется в двух режимах: частичный сброс раствора вместе со шламом в процессе бурения и сброс отработанного раствора по окончании бурения.

Буровой раствор – это сложная многофазная дисперсная система с высоким содержанием твердой фазы. Свойства компонентов буровых растворов, применяемых на шельфе Сахалина, детально описаны в работе [3]. Ниже приведем краткую характеристику компонентов по видам воздействия на морскую среду, условно разделив их на следующие четыре группы.

Первую группу составляют вещества, образующие твердую фазу раствора. Их доля в составе буровых растворов наиболее высока. Концентрации веществ твердой фазы в буровом растворе для легких растворов составляют около 20 г/л, для тяжелых баритных растворов – до 1000 г/л. Компоненты этой группы нерастворимы в воде:

- ◆ Барит (тяжелый шпат, сульфат бария), применяемый в качестве утяжелителя для контроля и регулирования гидростатического давления в скважине.
- ◆ Бентонит (бентонитовые глины), применяемый для понижения водоотдачи и обеспечения определенного уровня вязкости. Кроме того, бентонит наряду с баритом повышает плотность бурового раствора, а также частично герметизирует стенки скважины. Бентонит имеет слоистую структуру, в воде набухает; обладает большой сорбционной способностью.
- ◆ Закупоривающие реагенты (ореховая скорлупа NUTPLUG, мелкодисперсное растительное волокно, карбонат кальция, слюда), используемые для герметизации пор и трещин в стенках скважины с целью предотвращения выноса буровой жидкости из зоны бурения.

Вторая группа компонентов состоит из растворимых неорганических веществ, содержащих ионы, являющиеся химическими элементами основного солевого состава морских вод (ионы натрия, калия, кальция, гидрокарбоната, хлора). Концентрация данных веществ в растворах может составлять до 250 мг/л. В состав этой группы входят:

- ◆ Щелочи (гидроксиды натрия, кальция или калия), применяемые для создания и поддержания щелочной среды в стволе скважины (рН в пределах от 8 до 12.5) с целью стабилизации свойств раствора и предотвращения коррозии оборудования в кислой среде. В процессе бурения раствор теряет свои щелочные свойства за счет взаимодействия с породами или пластовыми водами, содержащими диоксид углерода и/или сероводород.
- ◆ Хлориды натрия, калия, кальция, добавляемые для предотвращения растворения солей в выбуриваемых породах и стабилизации буровой суспензии.
- ◆ Карбонаты (чаще всего применяется кальцинированная сода), способствующие пептизации (разжижению) глины и поддержанию щелочной среды бурового раствора.

Третья группа веществ включает высокомолекулярные органические полимеры, применяемые в качестве загустителей бурового раствора. В воде они образуют либо коллоидные, либо истинные растворы. Суммарная концентрация веществ данной группы может достигать 60 г/л. В состав группы входят:

- ◆ Полисахариды, полученные из растительного сырья: гуаровая смола и натриевая соль полианионного полисахарида на основе глюкозы (PAC, IDF-FLR), ксантановая смола (IDVIS), модифицированный крахмал (POLISAL).

-
-
- ◆ Синтетические полисахариды: сополимер акрилата натрия и акриламида (IDCAP, PHPA), полипропиленгликоль (STAPLEX*500) и прочие полимеры.

Четвертая группа включает вещества, применяемые для специфических целей или в случае осложнений при бурении и не относящиеся к первым трем группам. Суммарные концентрации веществ могут достигать до 20 мг/л. В данную группу входят:

- ◆ Смесь сульфометилатного таннина с сульфатом железа (DESCO CF) – дисперсант (дефлокулянт), способствующий рассеиванию твердых частиц в жидкости и смешиванию нерастворимых друг в друге жидкостей. Является дубильным веществом, относящимся к полуколлоидам; в воде растворим.
- ◆ Нефтяные углеводороды (сульфонированный асфальт с небольшой примесью кремнезема SOLTEX), применяемые для понижения водоотдачи и уменьшения трения в скважине.
- ◆ Стеарат алюминия (ANTIFOAM S), применяемый в качестве пеногасителя.
- ◆ Карбонат цинка, являющийся ингибитором коррозии и отслаивания.
- ◆ Антибактерицидные присадки (IDCIDE*L), предотвращающие бактериальное разложение органических составляющих раствора.
- ◆ Лимонная кислота (PTS-300), применяемая в качестве температурного стабилизатора.

Кроме вышеперечисленных групп для систематизации характеристик воздействий следует выделить пятую группу, в которую входит твердая фаза бурового шлама (имеющая наибольшую массу в сбросах) и шестую группу с веществами в составе хозяйственно-бытовых и производственных (небуровых) сточных вод с минимальными объемами сбросов.

При определении интенсивности химических и токсикологических воздействий поступающих в морскую среду веществ используются критерии качества морской воды (фоновые показатели) и установленные пределы допустимого содержания загрязняющих веществ в морской воде – предельно допустимые концентрации (ПДК) и величины ЛК₅₀ (летальные концентрации, при которых погибает 50% опытных организмов при 96-часовом тестировании).

Из перечисленных выше веществ наименьшие ПДК (или наибольшую степень вредности) имеют антибактерицидные присадки (0.04 мг/л), смазывающие реагенты (0.03–1 мг/л). Но поскольку эти вещества сбрасываются в небольших количествах, то в соответствии с результатами расчетов в контрольном створе их концентрации не достигают предельно допустимых. Еще более низкие ПДК имеют тяжелые металлы (0.0001–0.05 мг/л), присутствующие в виде микропримесей в барите и бентоните, но степень их перехода в морскую воду крайне низкая [3].

Наибольшие проблемы при сбросах буровых сточных вод возникают из-за высокого содержания твердой фазы (бентонит, барит, шлам, гипс, закупоривающие реагенты и др.), значительно увеличивающей содержание взвешенных веществ в морской воде [5]. Имеющееся ограничение воздействия по взвешенным веществам довольно жесткое, допускается увеличение концентрации по сравнению с фоновым содержанием не более чем на 0.25 мг/л. Большая часть сброшенных бентонитовых глин и мелкодисперсная фракция шлама могут распространяться в воде на довольно большие расстояния. Подавляющая же часть барита ввиду его большого удельного веса (4.2) быстро осаждается, внося свой вклад в загрязнение ограниченного участка морского дна. ПДК барита составляет 2.0 мг/л.

Органические полимеры малотоксичны, предельно допустимые концентрации по ним достаточно велики (5–12 мг/л). При нормировании сбросов обычно не учитывается уменьшение концентрации полимеров в воде в результате разложения их микроорганизмами. Однако даже при этом, согласно результатам расчетов в контрольном створе, их концентрация не превышает ПДК.

При нормировании сбросов учитывается поступление в водоем ионов металлов, являющихся элементами основного солевого состава морских вод (натрий, калий, кальций). Но т.к. морская вода содержит в себе большое количество этих катионов и, соответственно, ПДК на них достаточно велики (390–7100 мг/л), то сброс этих веществ практически не влияет на их фоновое содержание.

Критериями для оценки токсикологических воздействий сбрасываемых компонентов являются уровни ЛК₅₀. По отношению к ПДК величины ЛК₅₀ обычно выше в 10–100 раз [6]. Токсичность определяется на основе биотестирования образцов отходов по отношению к распространенным видам рыб и беспозвоночных. Для сравнительной оценки токсичности растворов и их компонентов существует ряд классификаций, принятых международными соглашениями. Так, в соответствии с [9], вещества по токсичности (ЛК₅₀ при 96-часовом экспонировании) разделяются на пять классов: высокотоксичные <1 мг/л, умеренно токсичные – 1–10 мг/л, слаботоксичные – 10–100 мг/л, практически нетоксичные – 100–1000 мг/л, неопасные – >1000 мг/л.

По данным многочисленных исследований, базовые компоненты буровых растворов, составляющие 95–98% в количественном отношении (бентонит, барит, органические полимеры), имеют относительно низкую токсичность, их ЛК₅₀ лежит в пределах 100–1000 мг/л и более [6]. Наиболее токсичными являются отдельные вещества из выделенной нами четвертой группы – биоциды, ингибиторы коррозии, пеногасители и др. Хотя содержание этих веществ в буровых растворах относительно невелико и используются они довольно редко, их вклад в общую токсичность раствора может быть значителен. Высокотоксичными являются биоциды и тяжелые металлы, ЛК₅₀ которых лежит в пределах 0.1–1.0 мг/л. Дисперсант DESCO CF, смазывающий реагент SOLTEX, пеногаситель ANTIFOAM S, карбонат цинка можно отнести к слаботоксичным веществам; их ЛК₅₀ колеблется в широких пределах в зависимости от вида используемых тест-объектов и составляет, как правило, более 10 мг/л.

Оценка воздействия по результатам моделирования

Сброс буровых стоков оказывает следующие основные воздействия на морскую среду: физико-механическое (привнесение жидкой фазы бурового стока и твердой фазы бурового шлама и раствора, повышение мутности, образование осадков на дне и др.); гидрохимическое (изменение фоновых концентраций гидрохимических элементов в морской воде в районе сброса и в донных осадках); токсикологическое (поступление сбрасываемых химических компонентов в трофическую цепь морских экосистем).

На стадии проектирования пространственно-временные масштабы физико-механических и гидрохимических воздействий могут быть определены методами компьютерного моделирования. Некоторые простые оценки масштабов и интенсивности токсикологического воздействия могут быть сделаны на основе сопоставления модельных расчетов и результатов биотестирования, например,

для оценки воздействия твердой фазы сбросов можно использовать шкалу воздействий, разработанную С. А. Патиным [12]. В период бурения масштабы воздействий уточняются по результатам экологического мониторинга.

Для моделирования масштабов загрязнения при сбросах буровых стоков используется разработанная в ДВНИГМИ и апробированная на шельфе Сахалина компьютерная модель переноса и осаждения загрязняющих веществ [10] на основе методов прямого расчета движения маркеров с использованием стохастического механизма задания турбулентности. Последняя версия компьютерной модели переноса загрязняющих веществ «V-7.1» позволяет прогнозировать распространение и осаждение загрязняющих веществ, траекторию движения пятна, распределение концентрации различных загрязняющих компонентов, характеристики осадков под воздействием придонной динамики и др. [1].

Результаты моделирования позволяют численно оценить и визуально интерпретировать характерные зоны загрязнения водной толщи для типовых условий сбросов. На рис. 2 показан пример расчета осаждения твердой фазы буровых сбросов на дне после бурения типовой разведочной скважины. Как можно видеть из рисунка, непосредственно под водовыпуском образуется «холмик», эллиптически вытянутый вдоль преобладающих потоков течений. Толщина осадков и форма холмика зависят от объема сбрасываемой твердой фазы и режима сброса, глубины в точке сброса, характеристики гидрологических условий и пр. В соответствии с расчетами, максимальная толщина слоя осадков в месте сброса для «спокойных» гидрологических условий может достигать 50–70 см, при этом под воздействием гидродинамических факторов «холмик» быстро рассасывается. Для средних условий высота холмика осадков после бурения в районе точки сброса оценивается около 5–10 см. Площадь воздействия, на которую выпадает в сумме более 1 см осадков за период бурения, согласно модельным расчетам, составляет 2000–4500 м², что можно интерпретировать как круг радиусом примерно 30 м.

Цв. ил. 3 (стр. 243) иллюстрирует характеристики загрязнения водной толщи мелкодисперсной взвесью при сбросах буровых растворов. По результатам расчетов средний объем загрязненного шлейфа, в котором может достигаться концентрация взвесей более 10 ПДК, составляет от 1000 до 5000 м³, что не превышает расстояния 50 м от источника. При наиболее интенсивных режимах сбросов или неблагоприятных гидрологических условиях объемы загрязнения водной толщи могут увеличиваться в несколько раз. На цв. ил. 4 (стр. 243) приведены оценки зон токсических эффектов для проектных условий сбросов наибольшей интенсивности согласно классификации токсичности С. А. Патина [12]. В соответствии с цв. ил. 4 зона сублетальных и поражающих эффектов в шлейфе может достигать до 50–80 м от источника. Максимальное время нахождения биологических объектов в зоне повышенного воздействия не превысит 4–7 мин. и несопоставимо меньше срока выдержки при биотестировании для определения ЛК₅₀. Таким образом, воздействие на морскую биоту при сбросах можно интерпретировать как попадание пассивного биологического объекта в струю под кратковременный сильный стресс с последующим постепенным восстановлением нормальных условий среды.

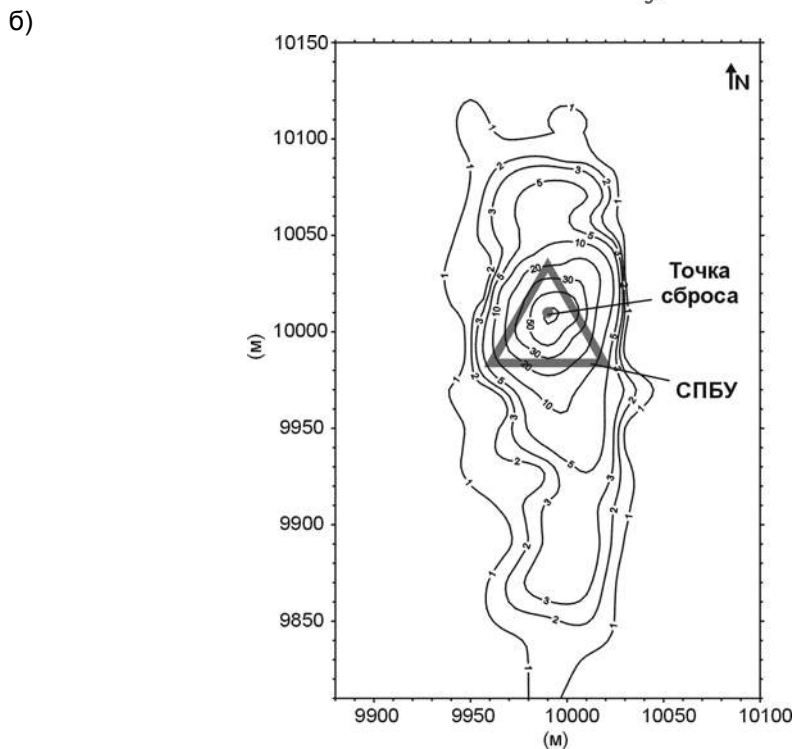
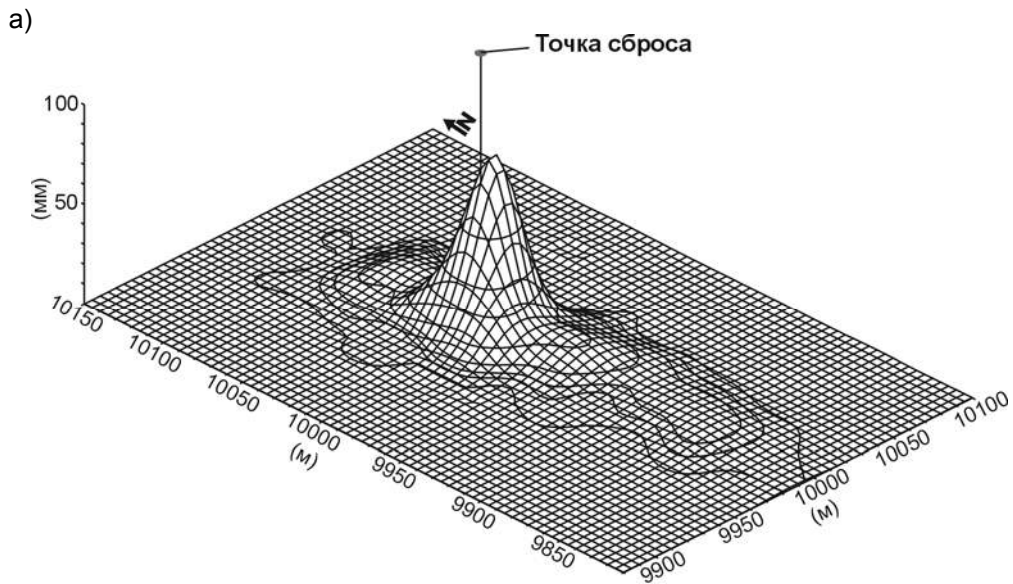


Рис. 2. Трехмерное распределение осадков твердой фазы бурового шлама и раствора на морском дне после бурения типовой разведочной скважины при толщине осадков в точке сброса около 7 см: а) профиль рельефа, б) изолинии осадков на дне (изолинии: 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 50, 100 мм)

На примере моделирования сбросов для двух типовых разведочных скважин получены следующие оценки воздействий для выделенных выше групп веществ:

1) Группа твердой фазы компонентов бурового раствора включает бентонит, барит и закупоривающие реагенты. Вещества нетоксичны, инертны. В составе бурового раствора данная группа имеет наибольшую суммарную массу (до 200–600 т), наибольшие скорости сброса, допускаемые технологией бурения (до 2–7 т/час) и наибольшие зоны влияния (превышение ПДК может наблюдаться на расстояниях 200–1000 м при данной скорости сброса). Вблизи точки сброса на морском дне образуются отложения более мелкодисперсных фракций по отношению к донным осадкам.

2) Группа веществ буровых растворов, которые нормируются по катионам – элементам основного солевого состава морских вод (натрия, калия, кальция). Особенность воздействия веществ данной группы характеризуется следующим: достаточно высокая интенсивность удаления; при расчете зоны влияния учитывается суммация по одинаковым ионам; высокое значение ПДК и высокое естественное содержание веществ в морской воде; отсутствие токсичности; максимальное значение зоны влияния не более 5–7 м от источника; масса сброса этих веществ по скважине 100–200 т.

3) Группа органических полимеров (гуаровая смола, PAC, IDF-FLR, IDVIS, POLISAL, IDCAP и PHPA, STAPLEX*500). Вещества либо не имеют класса опасности, либо имеют 4 класс опасности. Максимальные зоны влияния вредных воздействий для этих веществ, как правило, составляют нескольких десятков метров. Для некоторых веществ зона смешения может достигать до 100 м (STAPLEX*500). Органические вещества данной группы достаточно быстро разлагаются в морской воде. Общая масса удаляемых в море компонентов данной группы с учетом возможного применения дополнительных компонентов в случае осложнений при бурении может достигать 120 т на скважину.

4) Вещества группы DESCO CF, SOLTEX, PTS 300, ANTIFOAM, IDCIDE*L. Вещества как правило используются непостоянно, в случае осложнений при бурении и для каких-либо специфических целей. Объем сбросов не превышает 10–16 т на скважину. Для этих веществ зона смешения может превышать 200 м (DESCO, CF SOLTEX, IDCIDE*L). Вещества данной группы также достаточно быстро разлагаются в морской воде.

5) Группа взвешенных веществ бурового шлама. Удаляемое вещество инертно. Общая масса шлама по скважине варьируется от 300 до 700 т, максимальные скорости сброса в соответствии с технологией бурения могут достигать 15–25 т/час. Сбросы нормируются по достаточно жесткому нормативу ПДК взвешенных веществ, что соответствует превышению над уровнем фона на 0.25 мг/л. В соответствии с этими требованиями зона влияния может достигать 1000 м и более. Аналогично первой группе веществ, вблизи точки сброса на морском дне образуются отложения более мелкодисперсных фракций по отношению к донным осадкам.

6) Группа веществ, входящих в хозяйственные и производственные стоки. Характеристики влияния (превышение концентрации над уровнем ПДК) для веществ данной группы следующие: интенсивность удаления веществ низкая; сброс происходит постоянно; зона влияния вредных воздействий (превышение концентрации над уровнем ПДК) не превышает 1 м от источника; общая масса сброса этих веществ по скважине незначительна, около 100 кг за полный цикл.

Оценка воздействия по результатам экологического мониторинга

Результаты экологического мониторинга 1998 года на ПА площади при разведочном и эксплуатационном бурении [8] в целом подтвердили оценки уровня воздействия по результатам моделирования:

- ◆ Измеренные в период июньской и октябрьской съемок параметры водной толщи с учетом сезонной изменчивости не отличались от их фоновых значений, характерных для рассматриваемой акватории. Максимальные концентрации взвеси были отмечены в районе разведочного бурения после ликвидации СПБУ, что исключает антропогенное воздействие в данном случае. Концентрации нефтяных углеводородов и н-алканов в морской воде в районе платформы «Моликпак» в октябре 1998 г. на всех горизонтах были выше, чем в районе разведочной скважины, но ниже ПДК. Возможной причиной повышенных концентраций нефтяных углеводородов могла быть активность обслуживающих судов в районе платформы «Моликпак».
- ◆ Донные отложения в пределах исследуемого участка ПА площади отличались высоким разнообразием литологических характеристик. В непосредственной близости от точки бурения разведочной скважины было выявлено значимое увеличение доли мелких фракций в донных отложениях. Изменения гранулометрического состава прослеживаются на расстоянии не более 250 м от точки бурения, за пределами этой зоны видимых нарушений в донных отложениях не выявлено.
- ◆ В точке бурения разведочной скважины наблюдались наибольшие концентрации тяжелых металлов (кроме мышьяка). Совпадение максимумов практически по всем металлам не вызывает сомнений в их антропогенном происхождении. Однако, максимальные концентрации металлов в точке бурения разведочной скважины существенно ниже значений, при которых наблюдаются негативные биологические эффекты.
- ◆ В точке бурения разведочной скважины концентрации нефтяных углеводородов в июне и октябре составили, соответственно, 1.0 и 10.8 мкг/г (концентрации н-алканов – соответственно, 0.10 и 0.21 мкг/г). Причиной таких изменений, очевидно, является сброс буровых сточных вод. Совпадение максимума НУ с максимумами в распределении металлов подтверждает их антропогенное происхождение.

Выполнение программы экологического мониторинга 1998 г. на ПА площади, включавшей в себя наблюдения во время разведочного бурения, а также до и после бурения и установки платформы «Моликпак», позволило зафиксировать наличие локальных изменений в морской среде по некоторым характеристикам и отсутствие заметных изменений по остальным параметрам. Влияние разведочного бурения и установки платформы «Моликпак» носило локальный характер и прослеживалось на расстоянии не более 250 м от источника воздействия. Высокая изменчивость параметров водной толщи и донных отложений на ПА месторождении позволяют предположить, что зафиксированные нарушения в морской среде носят кратковременный характер.

Заключение

Использование малотоксичных буровых растворов на водной основе и применение современных технологий при бурении скважин на северо-восточном

шельфе Сахалина позволяет свести к минимуму отрицательное воздействие на морскую среду.

Результаты моделирования и экологического мониторинга сбросов показали сопоставимый уровень воздействий. Как следует из численных расчетов масштабов воздействий по отношению к критериям ПДК, основное воздействие при сбросах буровых стоков оказывается твердой фазой бурового раствора и шлама, что соответствует результатам, полученным С. А. Патиным [6, 12].

На основе полученных по результатам моделирования экологических оценок разрабатываются мероприятия по ограничению воздействия на морскую среду, что может включать применение заглубленных выпусков, уменьшение скорости сброса, ограничение концентраций или исключение отдельных компонентов из состава бурового раствора, усовершенствование систем очистки и повторного использования буровых растворов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богдановский А. А., Кочергин И. Е. Технология моделирования переноса загрязняющих веществ в морской среде, применительно к условиям шельфа Сахалина // Труды Международного Форума по проблемам науки, техники и образования. М.: Академия наук о Земле, 1999. С.111–113.
2. Гаврилевский А. В. Проблемы нормирования сбросов сточных вод для дальневосточных морских акваторий // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. с. 190–204.
3. Гаврилова Т. А. Характеристика физико-химических свойств буровых растворов, используемых для бурения на шельфе Сахалина // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 204–217.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Охотское море. Гидрометеорологические условия. Том IX. Вып. 1. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1998. –342 с.
5. Кочергин И. Е., Сергушева О. О. Методический подход к проведению оценки воздействия на окружающую среду для объектов морского нефтегазового комплекса (на примере сахалинских проектов) // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 176–192.
6. Патин С. А. Экологические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов морского шельфа. М.: Изд-во ВНИРО, 1997. –350 с.
7. Сапожников В. В., ГрузевичА. К., Аржанова Н. В., Налетова И. А., Зубаревич В. Л., Сапожников М. В. Основные закономерности пространственного распределения органических и неорганических соединений биогенных элементов в Охотском море / Океанология. Том 39. № 2, 1999. С. 221–228.
8. Ткалин А. В., Ройл Д. Дж., Сергушева О. О. Некоторые результаты экологического мониторинга Пильтун-Астохской площади в 1998 году // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 145–160.
9. ICES. Report of the ICES Advisory Committee on Marine Environment // Copenhagen: ICES, 1995. –80 p.
10. Kochergin I. E., Bogdanovsky A. A. Transport and turbulence characteristics for the north-eastern Sakhalin shelf conditions // Proc. of the 2nd PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. Sidney (Canada): PICES, 1999. P. 115–121.
11. Oil & Gas of Sakhalin. Oil and Gas Vertical, special issue, 1998. P. 115–208.
12. Patin S. A. Environmental impact of the offshore oil and gas industry, EcoMonitor publishing: East Nortport, USA, 1999. P. 448.

ПРОБЛЕМЫ НОРМИРОВАНИЯ СБРОСОВ СТОЧНЫХ ВОД ДЛЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРСКИХ АКВАТОРИЙ

Введение

В настоящее время в морскую среду поступает большое количество сточных вод, влияющих на экологическое состояние водного объекта. В некоторых случаях такое воздействие приводит к серьезному изменению качества морской среды.

Данная статья написана с целью привлечения внимания к возникающим проблемам при проведении нормирования сбросов сточных вод в морскую среду и определения путей решения выявленных проблем.

В статье рассматриваются практические подходы к нормированию сбросов для ограничения воздействия на морскую среду до уровня экологически допустимого. Сделан краткий анализ законов РФ в области охраны окружающей среды. Проводится анализ используемых методик и примеры их использования.

1. Правовая основа проведения расчетов ПДС

Правовые основы по обоснованию проведения расчетов, установления, достижения и контроля величин предельно допустимых сбросов (ПДС) веществ, поступающих со сточными водами в морскую среду, регламентируются большим количеством документов, основными из которых являются¹:

- ◆ Конвенция ООН по морскому праву.
- ◆ Лондонская конвенция по загрязнению моря сбросом отходов и других веществ.
- ◆ Международная конвенция по предотвращению загрязнения с судов (МАРПОЛ 73/78 и соответствующая ей РД-31.0423-94).
- ◆ Конституция (Основной Закон) Российской Федерации 1993 г. (ст. 42, 76, 58, 81).
- ◆ Закон Российской Федерации «Об охране окружающей среды» 1992 г. (раздел 4, 5).
- ◆ Водный кодекс Российской Федерации. 1995 г. (ст. 28, 46, 86, 106, 109, 144)
- ◆ Закон о континентальном шельфе РФ (ст.5, 6, 8)
- ◆ Закон об экономической зоне РФ (ст. 4, 5, 16, 27, 28, 30–33, 36)
- ◆ Закон Российской Федерации «О внутренних морских водах, территориальном море и прилежащей зоне Российской Федерации» 1998 г. (глава 5).
- ◆ Правила охраны от загрязнения прибрежных вод морей 1984 г.
- ◆ Санитарные нормы и правила, ГОСТы, ОСТы, ОНД, и др.

¹ - приведены основные документы, относящиеся к охране водных объектов.

-
-
- ◆ Перечни предельно допустимых концентраций и ориентировочно безопасных уровней воздействия вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов.
 - ◆ Методики нормирования сбросов загрязняющих веществ в составе сточных вод.

В конвенции ООН (часть 12 «Защита и сохранение морской среды») устанавливаются права и обязанности государств по проведению мероприятий по охране морской среды. В статьях 193 и 194 конвенции говорится о правах и обязанностях государств проводить свою политику в отношении окружающей среды и разрабатывать свои нормативные акты. При этом национальные законы, правила и меры должны быть не менее эффективными в предотвращении, сокращении воздействий и сохранении окружающей среды, чем глобальные нормы и стандарты.

МАРПОЛ представляет собой предварительные соглашения по вопросам загрязнения с судов и регулирует вопросы по «достижению полного устранения преднамеренных загрязнений морской среды нефтепродуктами или другими вредными веществами и снижения случайных сбросов загрязняющих веществ». Все формы загрязнения с судов регламентируются конвенцией МАРПОЛ в ее приложениях (приложения I–V).

Конституцией (Основным Законом) Российской Федерации (1993 г.) не только гарантируется право каждого гражданина Российской Федерации на благоприятную окружающую среду (ст. 42)..., но и обязывается сохранять природу и окружающую среду (ст. 58).

Закон РФ «Об охране окружающей природной среды» (1992 г.) является основополагающим в сфере экологического законодательства. В Законе (разд. II) определен порядок взаимодействия субъектов права с окружающей природной средой, в разделе V законодательно закреплены принципы государственной экологической экспертизы, а статьи раздела IV Закона устанавливают требования по нормированию качества окружающей природной среды.

Водный Кодекс (статья 145) устанавливает, что использование водных объектов... осуществляется на основании лицензии на водопользование, выдаваемой в установленном порядке.

Федеральный закон **«Об отходах производства и потребления»** (1998 г.) определяет правовые основы обращения с отходами производства и потребления в целях предотвращения вредного воздействия отходов на здоровье человека и окружающую природную среду. Статья 2 закона регулирует отношение в области обращения со сбросом вредных веществ в водные объекты в соответствии с существующими Российским законодательством.

Закон РФ «О внутренних водах, территориальном море и прилегающей зоне Российской Федерации» (1998 г.) регламентирует воздействие на морскую среду со стороны природопользователей (раздел 5). Подход к нормированию качества морской среды внутренних морских вод и территориального моря регламентирует 33 статья Закона.

Санитарные нормы и правила охраны прибрежных вод морей от загрязнения в местах водопользования населения (**САНИП № 4631-88**) определяют, что при отсутствии объектов водопользования допускается сброс сточных вод в пределах установленных норм.

Согласно статье 106 **Водного Кодекса**, при эксплуатации хозяйственных и других объектов запрещается:

- ♦ осуществлять сброс в водные объекты не очищенных и не обезвреженных в соответствии с установленными нормативами сточных вод;
- ♦ осуществлять сброс сточных вод, содержащих вещества, для которых не установлены предельно допустимые концентрации.

Из приведенных выше выдержек действующих нормативных документов следует, что в России разрешен сброс загрязняющих веществ в водные объекты при условии их предварительной очистки, обезвреживания и соблюдения требований ПДС.

2. Основные правила проведения расчетов

Рассмотрим некоторые аспекты проведения расчетов ПДС на примерах нормирования сбросов при разведочном и эксплуатационном бурении на шельфе Сахалина и при проведении расчетов ПДС для береговых предприятий Приморского края.

Подготовка данных к расчетам ПДС

Качество расчетов норм ПДС зависит от полноты и точности исходной информации. Данные должны содержать не только технические характеристики сбросов (режим, состав, источники), производимые предприятиями и специальными объектами, и информацию о самом объекте загрязнения. Перечень необходимых данных определяется согласно временной инструкции по составу и содержанию проектов ПДС [1] и практическим опытом проведения расчетов.

Перечень необходимых сведений об объекте загрязнения должен содержать:

- ♦ Общие сведения о предприятии (почтовый и юридический адрес, занимаемая площадь, месторасположения предприятия);
- ♦ Характеристика предприятия как источника загрязнения водных объектов (расход сточных вод, режим отведения сточных вод, перечень загрязняющих веществ и их концентрация в сточных водах, описание систем очистки сточных вод, их принцип действия и производительность, конструкция водовыпускных устройств и характеристика инженерных сооружений);
- ♦ Характеристика современного состояния водного объекта (физико-географическая характеристика, гидрологический режим вод, фоновые гидрохимические показатели и степень загрязненности);
- ♦ Предложения к плану мероприятий по снижению экологического ущерба;
- ♦ Меры за соблюдением нормативов ПДС на предприятии;
- ♦ Обработка, складирование и использование осадков;
- ♦ Предупреждение аварийных сбросов сточных вод.

При наличии вышеперечисленной информации производится комплексный анализ всех данных и определяется порядок проведения расчетов предельно допустимых норм сбросов загрязняющих веществ в составе сточных вод.

Особенности подготовки исходных данных

Как показывает практика, получение достоверных исходных данных в кратчайшие сроки и в полном объеме является основной проблемой при проведении нормирования воздействия на водную среду, что серьезно влияет на окончательные расчеты. При отсутствии исходных данных они определяются экспертным (расчетным) путем. Возникающие при этом ошибки могут сказаться при оценках нормирования сбросов. Например, при неверном указании технических параметров выпускных устройств максимально допустимая скорость сброса загрязняющих веществ может быть различной. Так, если глубина выпуска сточных вод указана неверно, то гидрологическая характеристика водного объекта (например, скорость течения) будет задана ошибочно, что, естественно, повлечет за собой ошибку при определении норм ПДС.

Гидрология

Основным условием нормирования стоков является проведение расчетов для наиболее неблагоприятных условий. К таким условиям относится и использование 95% обеспеченности скорости течения. То есть, в расчетах используются заниженные скорости течений, в то время, как в реальности преобладают более высокие значения скоростей. Получение таких параметров является довольно трудоемким процессом и требует использования большого количества наблюденных значений. В основном для получения данного параметра используются имеющиеся инструментальные ряды течений. В табл. 1 приведены примеры определения скорости течения 95% обеспеченности.

Таблица 1

Примеры определения скорости течения 95% обеспеченности

Градации, см/с	Повтор., %	Обеспеч., %	Градации, см/с	Повтор., %	Обеспеч., %
<i>Поверхностный горизонт</i>			<i>Придонный горизонт</i>		
0	0.00	100,00	0	0.61	100.00
2	0.15	99.92	2	0.79	99.39
4	0.37	99.46	4	1.10	97.46
6	0.53	99.68	6	1.13	95.05
8	0.80	97.49
10	1.06	95.59	13	2.69	80.40
12	1.90	93.31
...	18	2.83	66.68
20	2.05	78.94	20	2.95	60.78
...

Из таблицы видно, что если для расчетов использовать 80% обеспеченность, то скорость течения возрастает примерно в 2 раза, а максимальная скорость сброса ЗВ – в 4 раза.

Фоновые показатели

Одной из серьезных проблем при подготовке исходных данных является определение фоновых показателей окружающей среды. Обычно для расчетов используется среднее значение, что не всегда корректно, поскольку фоновые

значения отдельных параметров (без учета антропогенного воздействия) варьируют в достаточно широком диапазоне, и изменчивость фона может происходить в сравнительно короткие промежутки времени. Таким образом, выбор среднего значения необходимо проводить с большой осторожностью. Пример колебаний фоновых значений некоторых гидрохимических параметров и загрязняющих веществ в водной толще Пильтун-Астохской площади (Охотское море), а также выбранные средние значения параметров представлены в табл. 2.

Таблица 2

Фоновые значения отдельных гидрохимических параметров и ЗВ (мг/л) в районе Пильтун-Астохской площади, используемые для определения норм ПДС и их ПДК

Параметр	Наблюденные значения	Среднее значение	ПДК
Азот аммонийный	0.045–0.570	0.250	2.90
Нитраты	0.001–0.316	0.060	40.00
Взвешенные вещества	1–40	5.0	+0.25 к фону
БПК _{полн}	1.7–3.8	2.5	3.00
СПАВ	0.000–0.053	0.012	0.50
Фенолы	0.000–0.004	0.001	0.001
Нефтяные углеводороды	0.003–0.114	0.027	0.05

ПДК

В соответствии с действующими законами в России разработаны и утверждены перечни нормативов ПДК и ОБУВ для рыбохозяйственных и культурно-бытовых водоемов, на основании которых производится нормирование сбросов загрязняющих веществ в составе сточных вод. Однако в ряде последних опубликованных работ и на конференции Экватек-2000 было отмечено, что действующая система ПДК [6, 7] имеет несколько недостатков [8, 9]:

- ♦ данные показатели не учитывают естественного гидрохимического режима водного объекта и почвенно-геохимических особенностей водосборной территории конкретных водных объектов (ПДК для водоемов рыбохозяйственного значения см. в табл. 2);
- ♦ действующие ПДК разрабатываются индивидуально, отдельно по каждому ингредиенту, в то время, как любой сброс сточных вод и любой естественный водный объект характеризуется достаточно широким спектром присутствующих в них химических веществ;
- ♦ экспериментально оценить совместное действие даже сравнительно небольшого количества ингредиентов с учетом всех возможных комбинаций представляется задачей практически не реализуемой;
- ♦ данная система ПДК не учитывает продолжительности непрерывного «стояния» концентрации с заданным уровнем.

Общий порядок проведения расчетов норм ПДС

При проведении расчетов ПДС используется методика «Расчет предельно допустимых сбросов загрязняющих веществ в составе сточных вод» [3],

рекомендованная Госкомприроды СССР в 1990г. и продленная письмом Министерства охраны природы РФ № 07-30/65-1177 от 15.04.93.

Одним из условий при разработке нормативов ПДС является правило «единицы» (п. 1.9 [3], п.9.2 [1]). Т.е. для веществ с одинаковым лимитирующим признаком вредности (ЛПВ), содержащихся в воде, сумма отношений концентраций каждого вещества к соответствующим ПДК (предельно допустимым концентрациям) не должна превышать единицы.

Общий порядок проведения расчетов ПДС следующий:

- 1) Сбор и обработка исходных данных;
- 2) Анализ полученных исходных данных, включая оценку состояния окружающей среды, условий сброса сточных вод, потенциала водопользователя;
- 3) Определение технических характеристик сбросов;
- 4) Определение ассимилирующей способности водного объекта;
- 5) Проведение расчетов;
- 6) Оценка норм ПДС с учетом общего состояния водного объекта;
- 7) Определения перечня мероприятий и мер по ограничению воздействия на окружающую среду.

3. Особенности методик нормирования сбросов

При нормировании сточных вод и определении условий воздействия на водный объект используются следующие методики расчетов норм ПДС:

- ◆ Методика расчета ПДС в водные объекты со сточными водами [3];
- ◆ Разделы из «Временных рекомендаций по проектированию сооружений для очистки поверхностного стока с территории промышленных предприятий и расчету условий выпуска его в водные объекты» (организованный сброс поверхностных стоков) [2];
- ◆ Разделы из «Методических указаний по расчету платы за неорганизованный сброс загрязняющих веществ в водные объекты» [4] (неорганизованный сброс поверхностных стоков).

Ниже приводится краткая характеристика каждой из них.

Методика расчета ПДС производственных сточных вод

Методика расчета ПДС [3] позволяет производить расчеты ПДС как для изолированных выпусков, так и для совокупности выпусков с учетом их взаимного влияния, объединенных единой гидрографической сетью бассейна реки, либо единым водохранилищем, прибрежной зоной моря. Методика позволяет также учитывать фоновое состояние водного объекта, что сказывается на определении предельных норм воздействия в зависимости от ассимилирующей способности водоема. Данная методика основана на инженерных формулах расчета диффузии примесей в океане, турбулентных характеристик прибрежных зон моря, кратности начального и основного разбавления сточных вод [3, 5, 10].

Расчет ПДС для прибрежной зоны моря производится в два этапа:

- 1) Расчет ПДС для каждого загрязняющего вещества без учета лимитирующего признака вредности $C_{пдс1}$;

2) Расчет ПДС веществ по группам с одинаковым лимитирующим признаком вредности (ЛПВ) $C_{пдс}$.

Основная расчетная формула для определения $C_{пдс1}$ допустимых сбросов без учета эффекта взаимовлияния веществ с одинаковым ЛПВ имеет следующий вид:

$$C_{пдс1} = N \cdot (C_{пдк} - C_{ф}) + C_{ф}, \quad (1)$$

где $C_{пдк}$ – предельно допустимая концентрация загрязняющего вещества в расчетном створе;

$C_{ф}$ – фоновая концентрация загрязняющего вещества в расчетном створе в месте;

N – кратность общего разбавления между выпуском и контрольным створом.

На основании рассчитанных величин $C_{пдс1}$ для каждого загрязняющего вещества определяется предельно допустимая концентрация с учетом ЛПВ, т.е. значение $C_{пдс}$. Для ингредиентов, разбитых по группам с одним и тем же ЛПВ, должны выполняться соотношения:

$$\sum_{i=1}^M \frac{C_{пдс}^i}{C_{пдс1}^i} < 1 \quad (2)$$

где M – число веществ, относящихся к ЛПВ.

Для нахождения оптимальных значений $C_{пдс}^i$ решается задача оптимизации математического программирования, целевая функция которой выглядит так:

$$F_{цф} = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \left| \frac{C_{пдс}^i}{C_{факт}^i} - \frac{C_{пдс}^j}{C_{факт}^j} \right| \rightarrow \min, i \neq j; \quad (3)$$

$$\text{при ограничении} \quad \sum_{i=1}^M \frac{C_{пдс}^i}{C_{пдс1}^i} = 1$$

где $C_{факт}$ – фактическая концентрация вещества в сточных водах выпуска.

В то же время, применение методики [3] ограничено несколькими условиями.

Данная методика может корректно применяться только для растворимых загрязняющих веществ и для неосаждающейся взвеси, поскольку расчет осаждения твердой фазы отсутствует (для взвешенных веществ со скоростью осаждения более 0.4 мм/с для проточных водоемов и более 0.2 мм/с для водохранилищ). Руководство по расчету ПДС рекомендует при моделировании в стратифицированном океане и более точном расчете диффузионных процессов применять численное моделирование (пп. 5.1.9, 5.1.11 [3]). В отделе инженерной океанологии ДВНИГМИ разработана и апробирована модель расчета распространения и осаждения твердой фазы. С помощью указанной модели (трехмерная диффузионно-адвективная модель на основе метода «блуждающих частиц» с использованием датчика случайных чисел для имитации

недетерминированных процессов) определяются параметры осаждения твердой фазы сбросов и производится их нормирование.

В *Правилах охраны от загрязнения прибрежных вод морей* (1984 г.) сказано, что «в районе стационарных выпусков сточных вод... состав и свойства морской воды, независимо от условий смешения, должны удовлетворять рыбохозяйственным требованиям на расстоянии 250 и более метров в любом направлении от места выпуска» (п. 4.5). Однако применение столь большого контрольного створа для всех выпусков ограничивается несколькими условиями, в частности: в случае интенсивного использования водного объекта несколькими водопользователями могут возникнуть проблемы, связанные с проведением контроля за сбросами и определением виновного в загрязнении водного объекта. В случае применения для всех выпусков одинакового створа могут возникнуть ситуации, когда контрольные створы нескольких выпусков будут пересекаться между собой или достигать близлежащих зон водопользования. Некоторые рекомендации по данному вопросу приводятся ниже в разделе 4.

Также следует отметить, что в соответствии с рекомендациями методики расчета норм ПДС при интенсивном использовании водного объекта несколькими водопользователями расчет норм ПДС проводится для всех объектов одновременно. Однако выполнение данного условия затруднено сбором и обработкой информации по объектам, находящимся в единой зоне водопользования.

Для практического проведения расчетов норм ПДС используется сертифицированная ГОСТ-Р программа «ПДС-море 3.2» (ГОСТ №RU.ME20.H00082), разработанная ДВНИГМИ и являющаяся компьютерной реализацией методики [3] для расчета ПДС в прибрежных водах. В то же время, для уточнения параметров сбросов проводится моделирование осаждения твердой фазы для некоторых видов стоков. С этой целью используется программа «V 7.1», которая является компьютерной реализацией модели расчета переноса и осаждения загрязняющих веществ (далее «модель осаждения»). Данная модель имеет положительные отзывы и рекомендации по использованию от Гидрометцентра России, ГОИНа, ИМГиГ ДВО РАН, Фонда экологических исследований ИПФ РАН, ДВ природоохранной морской службы.

Методики расчета ПДС загрязняющих веществ с поверхностными сточными водами

В соответствии с рекомендациями государственного комитета РФ по охране окружающей среды в настоящее время проводится обязательное нормирование сбросов загрязняющих веществ (ЗВ), поступающих с территории водосбора предприятий. Как показывает практика, количество ЗВ в данном виде стоков может быть сравнимо, а иногда и превышать поступления ЗВ от основного вида производства. Следовательно, применение методик для расчета сбросов ЗВ с поверхностными стоками [2, 4] позволяет более реально оценить общую картину воздействия на водный объект.

В настоящее время учет поверхностных стоков производится в зависимости от условий их сброса. Согласно этим условиям сток подразделяется на организованный и неорганизованный.

Организованный сток

Общее годовое количество стоков рассчитывается по формуле:

$$W = (W_d + W_m) * P + W_M, \quad (4)$$

где P – площадь предприятия;

W_d – годовое количество дождевых вод;

W_m – годовое количество талых вод;

W_M – годовое количество поливомоечных вод.

Объемы стоков дождевых и талых вод оцениваются по формуле:

$$W = 10 * H * \Psi, \quad (5)$$

где H – слой осадков за теплый (холодный) период года;

Ψ – коэффициент стока дождевых (талых) вод.

Общее годовое количество поливомоечных вод W_M определяется по формуле:

$$W_M = 10 * m * k * F * \Psi, \quad (6)$$

где m – расход воды на одну мойку;

k – среднее количество моек в году;

F – площадь покрытий (подвергающихся мокрой уборке);

Ψ – коэффициент стока.

Основной проблемой при использовании *методики расчета объемов сброса поверхностного стока через ливневую канализацию* [2] является корректное определение состава сточных вод, поступающих в водный объект от предприятия (в зависимости от того, к какой отрасли промышленности относится предприятие). При этом необходимо учитывать, что обнаруженные загрязняющие вещества в поверхностных стоках не всегда являются «продуктами» деятельности водопользователя, так как они могут поступать на территорию предприятия извне (поступление ЗВ может быть различным: смыв ЗВ с близлежащих участков местности, поступление ЗВ из почвы, присутствие ЗВ в атмосферных осадках). Так же следует отметить, что в методике не приводятся правила отбора проб и определения концентрации ЗВ в стоке.

Так концентрация ЗВ в дождевом стоке зависит от параметров выпадающих осадков (величины слоя осадков за дождь, продолжительности и интенсивности дождя) и продолжительности предшествующего периода сухой погоды. Концентрация ЗВ веществ тем выше, чем меньше слой осадков и продолжительнее период сухой погоды, и изменяется в процессе стекания дождевых вод. Наибольшие концентрации имеют место в период с начала стока до достижения максимальных расходов, после чего наблюдается их интенсивное снижение.

Концентрация ЗВ в талых водах зависит от количества осадков, выпадающих в холодное время года, доли грунтовых поверхностей в балансе площади водосбора, притока стока с прилегающих незастроенных территорий.

Сток поливо-моечных вод отличается относительно стабильным составом и высокими концентрациями примесей.

Так как при организованном отводе поверхностных стоков проектируются выпускные устройства, то для определения норм ПДС используется методика

[3]. Однако в данном случае очень трудно оценить реальную интенсивность воздействия. Расчет для данного вида стоков проводится в два этапа:

- ♦ Расчет при максимально возможном потоке сточных вод;
- ♦ Расчет для среднегодового потока сточных вод.

На первом этапе проводится определение возможности сброса при максимальной скорости потока поверхностных стоков. Если расчеты для максимального потока удовлетворяют условиям смешения в контрольном створе, то проводится расчет норм ПДС для среднегодового потока (для определения платы за сброс ЗВ в водный объект).

Неорганизованный сток

Общий объем сточных вод рассчитывается по формуле:

$$W = (W_{\partial} + W_m) * P_1 + W_n * P_2, \quad (7)$$

где P_1 – площадь территории предприятия;

P_2 – площадь территории предприятия, подвергающаяся поливу;

W_{∂} W_m W_n – годовые объемы стока (дождевых, талых и поливочных вод, соответственно).

Объем стока дождевых вод предприятия определяется по формуле:

$$W_{\partial} = 2.5 * H_{\partial} * K_q * K_{\text{ен}}, \quad (8)$$

где H_{∂} – слой осадков (мм) за теплый период со средними температурами выше 0 °С;

K_q – коэффициент, учитывающий объем стока дождевых вод в зависимости от интенсивности дождя;

$K_{\text{ен}}$ – коэффициент, учитывающий интенсивность формирования дождевого стока в зависимости от степени распространения водонепроницаемых поверхностей.

Объем стока талых вод предприятия определяется по формуле:

$$W_m = H_m * K_m * K_{\text{с}}, \quad (9)$$

где H_m – слой осадков (мм) за холодный период со средними температурами ниже 0 °С;

K_m – коэффициент, учитывающий объем стока талых вод в зависимости от условий снеготаяния;

$K_{\text{с}}$ – коэффициент, учитывающий вывоз снега с территории природопользователя.

Объем стока поливочных вод определяется по формуле:

$$W_n = 10 * q * N * K_{\text{пм}}, \quad (10)$$

где q – расход воды на одну поливку;

N – количество поливок (моек) в год;

$K_{\text{пм}}$ – коэффициент стока поливочных вод.

При определении норм ПДС **неорганизованного сброса поверхностных стоков** [4] так же, как и для организованного сброса, трудно определить степень воздействия по качественному и количественному показателям.

Определение качественного показателя затруднено ввиду отсутствия рекомендаций по отбору проб на анализ. В таких случаях производится условное определение качества сточных вод по категориям предприятий, а нормы определяются исходя из осредненных концентраций ЗВ в поверхностном стоке, приводимых в приложении 4 методики [4]. Концентрации основных ЗВ в поверхностном стоке на застроенных участках территории, принимаемые в пределах допустимых нормативов, приведены в табл. 3.

Таблица 3

Концентрации основных ЗВ в поверхностном стоке (мг/л), принимаемые в пределах допустимых нормативов

Загрязняющее вещество	Дождевые воды	Талые воды	Поливочные воды
Взвешенные вещества	250.0	3500.0	500.0
Нефтепродукты	10.0	30.0	30.0
БПК	30.0	90.0	100.0
Азот аммонийный	2.0	4.3	2.0

Поскольку при неорганизованном сбросе поверхностных стоков не предусмотрены выпускные устройства, расчет на смешение для данного вида стоков не производится, а нормирование выполняется исходя из рекомендаций, помещенных в приложение 3 методики [4].

Необходимо отметить, что концентрации ЗВ в сточных водах принимаются по методике в зависимости от типа предприятия. Однако в методике приводится перечень только основных ЗВ и некоторых специфических примесей в поверхностном стоке, в то время, как нормирование необходимо проводить по перечню ЗВ, определенному Госкомитетом России по охране окружающей среды. Кроме того, относительно качественного состава сточных вод методики [2, 4] не учитывают ни тип покрытия территории предприятия, ни возможную вспомогательную деятельность, ни объемы производства.

4. Примеры расчетов

Приведем несколько примеров использования описанных выше методик для реально действующих предприятий и сооружений, для которых разработаны проекты по расчету норм ПДС.

К наиболее значимым проектам относятся следующие:

- ◆ Проект норм ПДС для разведочного бурения в 1998 г. на Пильтун-Астохском месторождении (Сахалин-2).
- ◆ Проект норм ПДС для разведочного бурения в 1999 г. на Пильтун-Астохском месторождении (Сахалин-2).
- ◆ Проект норм ПДС при эксплуатации морской нефтедобывающей платформы в 1998–2000 гг. на Пильтун-Астохском месторождении (Сахалин-2).
- ◆ Проект норм ПДС для разведочного бурения в 1999 г. на площади Астрахановская-море (Сахалин-4). Рассмотрены два варианта утилизации буровых сточных вод: 1) сброс буровых сточных вод в море; 2) вывоз их на сушу.

- ◆ Проект норм ПДС для разведочного бурения в 2000 г. на Пильтун-Астохском месторождении (Сахалин-2).

Перечисленные проекты прошли государственную экологическую экспертизу и получили положительное заключение. Также более 20 проектов ПДС для прибрежных предприятий Приморского края получили разрешение на сброс в рамках установленных лимитов. Во время проведения расчетов норм ПДС были разработаны рекомендации по уменьшению негативного воздействия на водную среду. К данным мероприятиям относятся:

- ◆ Применение специальных заглубленных выпусков для минимизации воздействия на поверхностные горизонты;
- ◆ Уменьшение концентраций (или количества) наиболее вредных загрязняющих веществ;
- ◆ Уменьшение скорости сброса сточных вод;
- ◆ Усовершенствование систем очистки.

Как отмечалось выше, для расчетов норм ПДС используется комплекс программного обеспечения, позволяющий учитывать осаждение твердой фазы стоков.

Использование «модели осаждения» перед расчетами ПДС позволяет определить долю перехода ЗВ во взвешенное состояние, для которой проводится расчет на смешение по методике [3]. Окончательные нормы ПДС в данном случае устанавливаются по следующей формуле:

$$ПДС_{(окон.)} = ПДС_{(ос.)} + ПДС_{(рассч.)}, \quad (11)$$

где $ПДС_{(окон.)}$ – окончательная норма ПДС для веществ;

$ПДС_{(ос.)}$ – ПДС части вещества, осевшего до контрольного створа;

$ПДС_{(рассч.)}$ – рассчитанный ПДС для взвешенной части вещества.

Такой подход к расчетам и установлению норм ПДС был осуществлен для проектов ПДС по освоению нефтегазоносных месторождений шельфа Сахалина. Применение «модели осаждения» в данном случае было обусловлено тем, что во время сброса буровых сточных вод в их состав входил шлам и буровой раствор, отдельные компоненты которых имеют более высокую скорость осаждения, чем это предусмотрено методикой [3], и не растворяются в воде. В то же время следует отметить, что расчет по осаждению растворимых ЗВ не производился, хотя определенная часть таких компонент может сорбироваться на тяжелых частицах бурового раствора и шлама и осаждаться вместе с ними на дно водоема.

Дадим небольшое пояснение к формуле (11) на примере сброса шлама при проведении разведочного бурения на шельфе Сахалина в 1998 г. В качестве примера выберем сброс взвешенных веществ шлама из горловины скважины (выпуск № 3 на цв. ил. 2, стр. 242) с концентрацией около 2600000 мг/л при скорости сброса 4.5 м³/ч. Определенный по «модели осаждения» коэффициент осаждения твердой фазы в пределах контрольного створа 250 метров составил ≈99%. Полагаем, что оставшийся 1% взвешенных веществ (ВВ) переходит во взвешенное состояние, т.е. концентрация ВВ в водной толще составляет 26000 мг/л. Для взвешенной части сброса проводится расчет норм ПДС, согласно которому максимально допустимая (разрешенная к сбросу) концентрация равна 4131 мг/л. Окончательно норма сброса определяется по

формуле (11). Для данного примера в пределах нормативов сбрасывается шлам с концентрацией $(4131+2600000*99\%=2578131 \text{ мг/л})$. Оставшаяся часть ЗВ $(2600000-2578131=21869 \text{ мг/л})$ определяется как сбрасываемая сверх нормативов.

Для проектов по расчету ПДС прибрежных предприятий Приморского края методика ПДС [3] используется без «модели осаждения», так как плотность сточных вод и содержание тяжелых веществ практически не отличаются от фоновых характеристик водоемов.

Ранее при нормировании сбросов не учитывалось влияния поверхностных стоков, поступающих с территорий предприятий и организаций. Однако, в связи с ухудшением экологической обстановки, нормирование поверхностных стоков стало обязательным. В предыдущие годы в ДВНИГМИ применялся простейший аналог методик нормирования поверхностных стоков, заключавшийся в экспертном определении коэффициента перехода поверхностных стоков в водный объект, что позволяло проводить нормирование наиболее опасных (поверхностных) стоков предприятий.

Так как для поверхностных сточных вод нормирование проводится в основном для того, чтобы можно было рассчитать плату за загрязнение ОС, то при разработке плана мероприятий по охране ОС необходимо предусматривать дополнительные наблюдения за данным видом стоков (взятие проб, определение объемов стока и др.). Такое условие устанавливается для определения интенсивности воздействия в различные периоды. Например, для «среднего» предприятия среднегодовая скорость сброса поверхностных стоков с территории 1 га может составлять примерно $0.4 \text{ м}^3/\text{ч}$, а во время прохождения дождей и тайфунов данная цифра увеличивается в несколько раз и может достигать $5-10 \text{ м}^3/\text{ч}$.

В настоящее время при нормировании сбросов учитываются два основных правила для определения контрольного створа для предприятий водопользователей, использующих для водохозяйственных нужд один водоем.

- ◆ Контрольный створ для выпуска устанавливается таким образом, чтобы он не пересекался с контрольным створом другого выпуска(ов) или границей(ами) водопользования других объектов, что соответствует условиям п. 5.2 в [3];
- ◆ Контрольный створ не должен превышать 500 м от места сброса сточных вод (п. 1.7 в [3]), а для водоемов рыбохозяйственного водопользования – 250 м (п. 5.2.5 в [3] и Правила охраны от загрязнения прибрежных вод морей, п. 4.5, 1984 г.).

На рис. 1 приведены примеры определения контрольных створов для различных ситуаций.

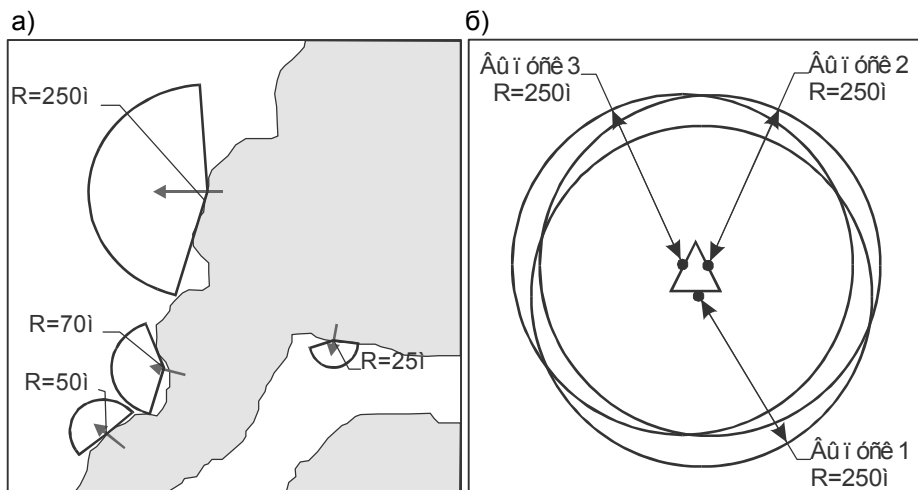


Рис. 1 Примеры определения контрольных створов для различных ситуаций.

а) контрольные створы полностью удовлетворяют описанным правилам (контрольные створы не более установленных законом и не пересекаются между собой, а также не достигают противоположенной стороны залива или другой зоны водопользования); б) выпуски ЗВ с нарушением правил «пересечения»

Если принять, что для двух указанных на рис. 1б выпусков зона достижения ПДК мала (к примеру: для выпуска 1 – 3 метра, а для выпуска 2 – 1 метр), а состав загрязняющих веществ отличен от состава третьего выпуска (к примеру: через выпуск 1 сбрасываются хозяйственно-бытовые стоки, а через выпуск 2 – нефтесодержащие), то при проведении контроля за состоянием водного объекта и для расчета норм ПДС основным будут считаться сбросы выпуска 3 (т.е. выпуски 1 и 2 временно исключаются из расчетов ПДС).

Заключение

На основании проведенного анализа по нормированию сбросов обозначен следующий круг первоочередных задач для решения возникающих проблем:

- ◆ необходимо проведение мероприятий по сбору и систематизации всеобъемлющей информации об объектах загрязнения;
- ◆ необходима разработка методов определения максимально возможной экологической нагрузки на водоемы;
- ◆ требуется совершенствование (корректировка) имеющихся и разработка новых методов расчетов и нормирования сбросов;
- ◆ требуется разработка (уточнение) алгоритма определения контрольного створа с учетом конкретных особенностей предприятий.

Благодарность

Автор выражает глубокую признательность (в алф. порядке) Гавриловой Т. А., Кочергину И. Е., Ромашовой Э. Э., Шалякиной В. П., за высказанные замечания и предложения при подготовке статьи к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Временная инструкция по составу и содержанию проекта расчета предельно допустимого сброса (ПДС) загрязняющих веществ в водные объекты. Владивосток: Государственный комитет Российской Федерации по охране окружающей среды Приморского края, 1997. –28 с.
2. Временные рекомендации по проектированию сооружений для очистки поверхностного стока с территории промышленных предприятий и расчету условий выпуска его в водные объекты. Москва: ВНИИ ВОДГЕО и ВНИИВО, 1983. –47 с.
3. Методика расчета предельно допустимых сбросов (ПДС) веществ в водные объекты со сточными водами. Харьков: 1990. –113 с.
4. Методические указания по расчету платы за неорганизованный сброс загрязняющих веществ в водные объекты. М.: Государственный комитет Российской Федерации по охране окружающей среды, 1998. –28 с.
5. Озмидов Р.В. Диффузия примесей в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. –129 с.
6. ПДК и ОБУВ химических веществ в воде водных хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования: Гигиенические нормативы. М.: Российский регистр потенциально опасных химических и биологических веществ Минздрава России, 1998. –126 с.
7. Перечень рыбохозяйственных нормативов ПДК и ОБУВ вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. М.: ВНИРО, 1999. –304 с.
8. Россия: водохозяйственное устройство / Под ред. Черняевой А. М. Екатеринбург: РосНИИВХ, 1999. С. 240–248.
9. Тезисы докладов Экватек-2000 / Под ред. Эльпинера Л. И. М.: 2000. С. 540–544.
10. Турбулентные характеристики прибрежной зоны моря // Вопросы гидрологии и гидрохимии южных морей. Труды ГОИН. 1981. Вып. 156. С. 35–41.

О НЕКОТОРЫХ ПОКАЗАТЕЛЯХ ФИЗИОЛОГИЧЕСКОГО КОМФОРТА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ТЕРРИТОРИЯМ ПРИМОРСКОГО КРАЯ И САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

На самочувствие человека оказывает влияние целый ряд атмосферных характеристик: температура и влажность воздуха; атмосферное давление; ветер, создающий принудительную конвекцию, благоприятную для человека в теплое время и неблагоприятную – в холодное. У человека, как вида, способность к акклиматизации чрезвычайно высокая. Только человек сумел расселиться во всех климатических зонах Земли – от экватора до полюсов и на всех высотах – от уровня моря до высоты 4500 м. Но у отдельных людей и даже у целых этнических групп эта способность существенно ограничена. Приспособление, или адаптация, человеческого организма к внешним условиям имеет две формы: генетическую и приобретенную. Генетическая форма адаптации возникла в процессе эволюции, в течение жизни многих поколений. Приобретенная форма адаптации возникает в течение жизни индивидуума, например, при переселении в иную климатическую зону.

Сложнее обстоит дело с адаптацией к экстремальным климатическим условиям. Некоторые люди оказываются не в состоянии приспособиться к таким условиям, уровень «экстремальности» превышает адаптационную возможность их организма.

Влияние погоды на человеческий организм многогранно и в ряде случаев не до конца изучено. Стремясь найти объективные показатели воздействия погоды на человека, исследователи предложили ряд индексов влияния температуры, влажности и ветра. Однако ни один из них не является универсальным.

Цель настоящей статьи – оценить и обсудить применимость различных индексов и показателей одного из направлений биометеорологии – физиологического комфорта, при экстремальных климатических условиях в двух дальневосточных субъектах Российской Федерации – Приморском крае и Сахалинской области.

В качестве исходных данных использовались наблюдения на 60 метеорологических станциях Приморского края и 54 метеорологических станциях Сахалинской области. За период с 1936 по 1965 гг. данные представлены четырехсрочными наблюдениями, с 1966 по 1992 гг. – восьмисрочными. Данные были получены из ВНИИГМИ МЦД, после чего переформатированы и отредактированы в ДВНИИГМИ автором работы. Контроль данных осуществлен как с использованием статистик временных рядов, так и с использованием принципов аналогичности изменчивости процессов на близлежащих метеорологических станциях. Продолжительность наблюдений на станциях различна и колеблется от нескольких до 57 лет.

Погодные условия в Приморском крае и Сахалинской области определяются, в первую очередь, интенсивностью и развитием основных погодообразующих элементов циркуляции атмосферы – азиатского муссона, тропического и внутритропического циклогенеза, а также интенсивностью основных центров действия атмосферы (азиатского и северотихоокеанского антициклонов; алеутской и охотоморской депрессий). Основной особенностью южной части

тихоокеанского побережья России, подверженного влиянию муссонной циркуляции атмосферы, в летний сезон является совпадение высоких температур воздуха и высоких значений показателей влажности, в зимний сезон – совпадение низкой температуры воздуха и большой скорости ветра. Согласно [6], во Владивостоке влияние муссона приводит к тому, что абсолютная и относительная влажность имеют почти параллельный ход и в результате этого – большая сухость зимой и обилие влаги летом, что при высоких летних температурах создает условия парникового состояния, тяжело переносимого организмом.

В умеренной зоне под влиянием тепла может наблюдаться дискомфорт в некоторых урбанизированных районах. Установлено [14], что температура воздуха над мощной поверхностью выше, чем над поверхностью, покрытой травой, а в городе она выше, чем в пригороде. Разница температур в летнее время может достигать 3–5 °С. Во Владивостоке – наоборот, в пригороде температура выше, чем в городе на 2–3 °С [21]. Различия в режиме таких районов подсказывают планирующим органам, как следует располагать парки и другие зеленые насаждения в городах, а также свидетельствуют о том, что необходимо выбирать строительные материалы с низкой теплоемкостью и высоким альбедо с целью уменьшения дискомфорта летом.

Вполне очевидно, что атмосферные условия оказывают существенное влияние и на другие стороны общественной жизни, такие как строительство, транспорт, медицина, отдых, спорт и многие другие. Конечно, роль климата в этом случае не проявляется так отчетливо, и размеры его влияния не проявляются так, как в случае зависимости экономики от погоды. Однако это не означает, что исследование физиологического комфорта той или иной территории не является актуальным. Например, степень физиологического комфорта территории является важным критерием районирования территории РФ по уровню оплаты труда и социального обеспечения населения.

Основное воздействие погоды на физиологический комфорт проявляется в изменении теплового баланса тела человека. Для поддержания теплового равновесия необходимо, чтобы тепло, выделившееся из организма при химических реакциях обмена веществ, вместе с теплом, полученным или потерянным под влиянием радиации и конвекции и теплом, потерянным при испарении, должны равняться нулю. По оценкам, приводимым в [14], для достижения такого состояния организм должен терять ежедневно до $2.5 \cdot 10^6$ кал, без таких потерь температура тела повышалась бы на 2 °С в час.

Роль различных механизмов переноса тепла заметно изменяется вместе с климатическими условиями. Так, по оценкам [23], в зоне умеренного климата человек, находящийся в состоянии покоя и нормально одетый, теряет до 60% произведенного организмом тепла посредством излучения. Когда температура воздуха достигает 32 °С, потеря тепла излучением может упасть до нуля, тогда как при арктических температурах в результате излучения теряется более 60% тепла.

Кроме температуры окружающего воздуха на перенос тепла, необходимый для поддержания теплового равновесия организма, оказывают влияние и другие метеорологические характеристики, определяющие величину притока или потерь тепла. Это, в первую очередь, скорость ветра и влажность воздуха. В свою очередь, температура воздуха, скорость ветра и влажность в том или ином населенном пункте зависят от направления ветра, высоты расположения

объекта над уровнем моря и других местных особенностей. Например, на возвышенных местах г. Владивостока сила ветра почти в два раза больше, чем внизу у бухты «Золотой Рог», причем «в течение всего года, откуда бы ветер не дул, чем он сильнее - тем ниже температура» [6].

Для характеристики физиологического комфорта в биометеорологии, как и в строительной и медицинской климатологии, принято использовать различные эмпирические индексы и показатели, а также сочетания различных метеорологических параметров. Обзор и оценка надежности индексов приведены в [15]. Для исследуемых территорий в [9–11] приведены данные о таких комплексных показателях, как температура воздуха – относительная влажность и температура воздуха – скорость ветра. Представлены отношения числа случаев сочетания заданных градаций температуры и относительной влажности воздуха за все сроки наблюдений к общему числу наблюдений за период 1966–1980 гг., а также отношения числа случаев заданных градаций температуры воздуха и скорости ветра за все сроки наблюдений того же периода.

Погодные условия теплого периода, например, на побережье Приморского края весьма неблагоприятны. Так, в июле наибольшая повторяемость (62%) приходится на сочетание относительной влажности воздуха 91–100% и температуры 10–16 °С. Во Владивостоке в августе в 33.7% случаев наблюдается сочетание градаций температуры воздуха 16–24 °С и относительной влажности 96–100%. Распределение скорости ветра и температуры воздуха в Приморском крае неравномерно. Так, на побережье в январе повторяемость сочетаний температур воздуха -10 – -20 °С и скорости ветра 4–9 м/с составляет 36%, а в континентальных районах всего 12%. Одновременное сочетание температур воздуха -20 – -36 °С и скорости ветра 2–5 м/с в континентальных районах составляет 36%, на побережье не менее 5% [9]. Другие показатели комплексных метеорологических параметров в Справочниках [9–11] отсутствуют.

Степень дискомфорта, возникающего от избытка тепла, обычно оценивается с помощью одного или нескольких биометеорологических температурных индексов. Наиболее часто используется эффективная температура (ЭТ). Она представляет собой температуру неподвижного воздуха, насыщенного водяным паром, в котором человек испытывает субъективно такое же ощущение комфорта, как и в среде, для которой находится эффективная температура (в строительной климатологии под термином «эффективная температура» используется другое понятие [21]). В работе [15] приводится информация по крайней мере о семи расчетных формулах для определения ЭТ.

Одним из наиболее широко используемых индексов для оценки влияния климата на комфортность организма человека является эффективная температура, определяемая по формуле Миссенарда [15]. Эффективная температура в настоящей работе рассчитывалась как с учетом, так и без учета ветра по следующим формулам:

$$ЭТ_1 = T_a - 0.4(T_a - 10)(1 - RH/100), \quad (1)$$

$$ЭТ_2 = 37 - (37 - T_a)(0.68 - 0.0014RH + 1/(1.76 + 1.4V^{0.75})) - 0.29T_a(1 - RH/100), \quad (2)$$

где T_a – температура сухого термометра, °С;

RH – относительная влажность, %;

V – скорость ветра, м/с.

Формула для расчета $\mathcal{E}T_2$ была уточнена автором, так как расчет по ней не обеспечивает равенства $\mathcal{E}T_2 = T_a$ при отсутствии ветра и относительной влажности воздуха 100%. Уточненная формула имеет вид:

$$\mathcal{E}T_2 = 37 - (37 - T_a)(0.68 - 0.0024RH + 1/(1.78 + 1.4V^{0.75})) - 0.29T_a(1 - RH/100) \quad (3)$$

Ценность $\mathcal{E}T$ как биоклиматического показателя состоит в том, что ее можно использовать не только при оценке тепловой нагрузки, но и в условиях холода.

В [14] предлагается в качестве показателя дискомфорта использовать температурно-влажностный индекс ($TВИ$). Он предназначен для оценки летних условий в США и часто записывается в виде:

$$TВИ_1 = 0.4(T_a + T_{wb}) + 15. \quad (4)$$

Здесь T_a и T_{wb} – температура воздуха (показатель сухого термометра) и показание смоченного термометра по шкале Фаренгейта, соответственно.

Ниже приводится формула (5), в которой используются температура воздуха и показания смоченного термометра по шкале Цельсия [20].

$$TВИ_2 = 0.4(T_a + T_{wb}) + 4.8. \quad (5)$$

Очень близкие к формуле (5) оценки дискомфорта дают расчеты по формуле Дж. Тенниебаума и др. [20]:

$$TВИ_3 = (T_a + T_{wb}) / 2. \quad (6)$$

Оба индекса при отсутствии ветра и одинаковых тепловых нагрузках имеют небольшое отклонение от порогового значения $\mathcal{E}T$, равного 24 °С (табл. 1). Когда $TВИ_1$ достигает 70 ($TВИ_2=21.0$ и $TВИ_3=21.3$), около 10% испытываемых считает, что они находятся вне зоны комфорта. Эта доля увеличивается до 50% при $TВИ_1=75$ ($TВИ_2=23.9$ и $TВИ_3=23.9$) и до 100% при $TВИ_1=79$ ($TВИ_2=26.1$ и $TВИ_3=26.7$).

Таблица 1

Значения температурно-влажностных индексов, полученных по различным формулам [20]

$T_a, ^\circ\text{C}$	$T_{wb}, ^\circ\text{C}$	$RH, \%$	$\mathcal{E}T, ^\circ\text{C}$	$TВИ_2$	$TВИ_3$	$TВИ_1$
24.0	24.0	100	24.0	24.0	24.0	75.1
25.1	22.5	80	24.0	23.8	23.8	74.8
27.3	19.9	50	23.7	23.7	23.6	74.3
30.4	16.0	20	23.4	23.4	23.2	74.0

Оценка дискомфорта, возникающего вследствие влияния холода, производится обычно по формулам, представляющим собой функции от температуры воздуха и скорости ветра (V). В литературе приводится формула Бодмана для расчета жесткости погоды в зимний период [21]

$$S = (1 - 0.04T_a)(1 + 0.27V). \quad (7)$$

Из формулы Бодмана следует, что при $T_a = -24$ °С и $V=0$ увеличение скорости ветра на 1 м/с эквивалентно понижению температуры на 2.8 °С. А при $T_a = -24.0$ °С и $V=10$ м/с увеличение скорости ветра на 1 м/с равнозначно понижению температуры на 3.4 °С. Жесткость погоды, определенная по формуле Бодмана, характеризует климат по восприятию его человеком. Согласно [21], несмотря на низкую температуру воздуха в Якутске, Верхоянске (полюс холода), жесткость погоды в этих районах около 5 единиц ($T_a = -60.2$ °С, $V=2$ м/с, $S=5.2$). На тихоокеанском побережье при температуре воздуха всего лишь -20 °С и -24 °С жесткость погоды больше, чем в Восточной Сибири. Так, в г. Владивостоке при температуре -23.6 °С и скорости ветра 13.5 м/с жесткость погоды почти в два раза выше ($S=9.0$), чем в Верхоянске.

Жесткость погоды может также характеризовать ветровой индекс охлаждения, введенный Сайплом и Пасселом (Siple, Passel, 1945 [14]). Ветровой индекс охлаждения (ВИО) определяется как количество тепла, которое атмосфера способна принять от единицы площади поверхности. Формула была выведена на основании проведенных в Антарктиде экспериментов по исследованию скорости замерзания воды в небольших цилиндрах. К сожалению, в [14] расчетная формула (8) приведена неточно. Ее применение не обеспечивает достижения результатов, приводимых в [14] в графическом виде. Поэтому в настоящей работе расчеты производились по уточненной автором формуле (9):

$$ВИО_{СП} = (100V + 10.45 - V)(33 - T_a), \quad (8)$$

$$ВИО_{СП} = 0.0548(100V + 10.45 - V^{2.378})(33 - T_a), \quad (9)$$

где $ВИО_{СП}$ – скорость охлаждения под влиянием ветра, ккал/(м² ч).

Ветровой индекс охлаждения характеризует степень охлаждения без учета испарения.

Существует вариант расчета силы охлаждения кожи по данным о температуре воздуха по смоченному термометру, предложенный Х. Леманном [20]

$$ВИО_{Л} = (0.37 + 0.51V^{0.63})(36.5 - T_{wb}) \quad (10)$$

или по данным о температуре воздуха по сухому термометру, предложенный Хиллом [3]

$$ВИО_{Х} = (0.14 + 0.471V^{0.5})(36.5 - T_a) \quad (11)$$

Значения $ВИО_{Л}$ и $ВИО_{Х}$, определяемые по формулам (10)–(11), представляются в ккал/см²с. При $ВИО_{СП}$, превышающем 1400 ккал/(м²ч) или 388.9 ккал/(см²с), отмечаются случаи обморожения человека при нахождении его на открытом воздухе; при более низких значениях случаи обморожения практически не фиксировались.

В отечественной практике оценка дискомфорта, возникающего вследствие влияния холода и ветрового воздействия, производится обычно по формулам, предложенным в работах В. Н. Адаменко и К. Ш. Хайруллина [1, 17–19], где

подробно описывается эмпирический метод «приведенных температур», позволяющий оценить степень дискомфорта по формуле:

$$T_{\text{пр}} = T_a - 8.2V^{0.5} \quad (12)$$

При расчете приведенной температуры помимо скорости ветра может быть учтена и солнечная радиация, смягчающая степень дискомфорта:

$$T_{\text{пр1}} = T_a - 8.2V^{0.5} + 2.5B_0 / (0.04 + 0.01 \exp^{V/3}) \quad (13)$$

где B_0 – радиационный баланс поверхности тела человека, Дж/см².

Еще один подход для оценки влияния климата на тепловое состояние человека посредством классификации «погоды момента» предложен В. И. Русановым [12]. В этой классификации все многообразие погоды объединено в типы и классы. Типы погоды строго ограничены интервалами температуры и влажности воздуха, скорости ветра и нижней облачности, причем последняя рассматривается как косвенная характеристика радиационного режима. Все типы погоды объединены в 13 классов погоды момента. Эти показатели тесно коррелируют с другими комплексными метеорологическими показателями, характеризующими тепловое состояние человека и суровость погоды.

Кроме того, В. И. Русановым в качестве показателя изменчивости погоды предложен индекс, который определяется как отношение числа контрастных смен периодов с однотипной погодой к общему числу дней в рассматриваемом периоде и выражается в процентах. В зависимости от значения индекса выделены типы изменчивости погоды: 00–20% – очень устойчивая, 21–35% – устойчивая; 36–50% – изменчивая, больше 50% – сильно изменчивая погода. В основу типизации положена связь частоты патологических реакций у больных гипертонической болезнью с индексом изменчивости погоды. Частота появления патологических реакций у этих больных может увеличиваться в 2–3 раза и более в зависимости от типа изменчивости погоды.

В настоящей работе предпринята попытка оценить применимость тех или иных показателей физиологического комфорта, представленных выражениями (1)–(13), с использованием их экстремальных значений для отдельных пунктов Приморского края и Сахалинской области. Для оценки физиологического комфорта привлекались экстремальные за период наблюдений суточные значения эффективной температуры, показатели жесткости погоды для холодного периода года, суточные значения температурно-влажностных индексов для теплого сезона, экстремальные значения изменений атмосферного давления от срока к сроку наблюдений.

Результаты расчетов экстремальных параметров физиологического комфорта (тринадцать показателей) представлены в табл. 2–3. Анализ результатов показывает следующее. Индексы комфорта (дискомфорта) в общем плане применимы для выявления экстремальных погодных условий территорий Приморского края и Сахалинской области. Для теплого периода года может быть использован любой из пяти показателей: $ЭТ_1$, $ЭТ_2$, $ТВИ_1$, $ТВИ_2$ и $ТВИ_3$. Результаты расчета для одного и того же пункта существенных отличий по различным формулам не обнаруживают.

Для холодного периода года однозначного решения не существует. Значения ветрового индекса охлаждения ($ВИО$) для одного и того же пункта могут отличаться в 5–8 раз. Значения эффективной температуры, рассчитанные без учета охлаждающего влияния ветра, представляются заниженными. Более

близкие значения показателей дискомфорта дают результаты расчетов приведенной температуры $T_{пр}$ и эффективной температуры, рассчитанной с учетом охлаждающего влияния ветра (ΔT_2). Различия в значениях экстремального индекса жесткости погоды в зимний период (S) отличаются по территориям Приморского края и Сахалинской области в несколько раз.

Охлаждающее влияние ветра в различных формулах учитывается не одинаково. Высокая скорость охлаждения, кроме случаев экстремально низких температур и больших скоростей ветра, может наблюдаться даже в районах с морским и умеренным климатом. Так, согласно [14], $ВИО_{сп}$ может иметь одни и те же значения при самых различных комбинациях скорости ветра и температуры воздуха. Например, при температуре $-6.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ и скорости ветра 22 м/с охлаждение будет таким же, как и при температуре $-18.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ и скорости ветра 4.6 м/с ($1400\text{ ккал/(м}^2\text{ч)}$ или $388.9\text{ мкал/(см}^2\text{с)}$). При тех же значениях температуры и скорости ветра параметр S равен, соответственно, 8.7 и 4.4 балла, $ВИО_{л}$ – 177.2 и $105.6\text{ мкал/(см}^2\text{с)}$, $ВИО_{х}$ – 101.3 и $69.7\text{ мкал/(см}^2\text{с)}$, $T_{пр}$ – -45.2 и $-40.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, ΔT_2 – -27.2 и $-30.2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, наиболее близкие характеристики учета охлаждающего влияния ветра дают формулы для расчета эффективной температуры с учетом ветра (ΔT_2) и приведенной температуры $T_{пр}$ (различия не превышают $10\text{--}12\%$).

В пространственном распределении выделенных характеристик (ΔT_1 , ΔT_2 , $ТВИ_1$, $ТВИ_2$ и $ТВИ_3$ для теплого периода года и $ВИО_{сп}$, $T_{пр}$ и ΔT_2 для холодного периода) обнаруживаются существенные различия, что свидетельствует о значительных колебаниях климата на различных участках рассматриваемых территорий. Кроме того, на величину индекса комфорта влияют высота над уровнем моря и близость к морским акваториям.

Анализ табл. 2–3 показывает, что экстремальные индексы физиологического комфорта в теплый период года в Приморском крае практически на всей территории превышают уровень, при котором 100% испытываемых считают, что находятся вне зоны комфорта (температурно-влажностный индекс $ТВИ_1$ меньше 79 отмечен только на четырех станциях из 61 – на горной станции «Высота», мысовой станции м. Поворотный, станциях Артем и Ново-Хатуничи). Число таких пунктов в Сахалинской области значительно меньше, расположены они в основном на о. Сахалин.

В холодный период года в 50% пунктов Приморского края и 56% Сахалинской области эффективная температура ΔT_2 ниже $50\text{ }^{\circ}\text{C}$, а приведенная температура $T_{пр}$ в 33% пунктов Приморского края и 76% пунктов Сахалинской области ниже $60\text{ }^{\circ}\text{C}$. Индекс суровости климата превышает 15 баллов в 25% и 76% пунктов, соответственно.

Таким образом, из анализа экстремальных показателей физиологического комфорта напрашивается вывод, что условия проживания в Приморском крае более благоприятны, чем в Сахалинской области зимой и менее благоприятны летом. Другой вывод, который можно сделать на основании полученных результатов – использование того или иного показателя физиологического комфорта в отдельности непригодно для целей районирования отдельных территорий субъектов РФ по степени суровости климата. Необходимо привлечение более комплексных метеорологических показателей, учитывающих условия комфортности одновременно по нескольким биометеорологическим показателям и одновременно для всего периода года.

Экстремальные параметры физиологической комфортности для пунктов Сахалинской области

п/п	Пункт	S	ВИОл	ВИОХ	ВИОСП	T _{пр1}	T _{пр}	ЭТ ₁ *	ЭТ ₂ *	ЭТ ₁	ЭТ ₂	ТВИ ₁	ТВИ ₂	ТВИ ₃
1	Де Кастри	23.0	330.2	182.1	818.9	-73.8	-73.8	-28.3	-70.5	23.9	22.9	78.9	26.1	26.6
2	Гросевичи	20.9	314.9	172.7	851.1	-70.9	-70.9	-28.3	-63.3	25.9	24.7	79.1	26.2	26.7
3	Монерон	16.5	257.8	143.8	690.8	-61.6	-61.6	-18.7	-59.5	24.9	26.0	74.8	23.8	23.7
4	Рыбновок	19.2	296.3	168.2	940.8	-69.7	-69.7	-38.3	-79.2	27.8	27.1	82.4	28.0	29.0
5	Оха	21.2	270.9	156.0	837.8	-71.1	-71.1	-34.3	-70.9	28.3	26.0	84.8	29.3	30.7
6	м. Елизаветы	23.7	342.8	191.1	838.9	-76.8	-76.8	-41.9	-85.6	25.5	24.4	80.2	26.8	27.5
7	Москальво	22.3	328.8	184.4	976.9	-74.7	-74.7	-50.7	-94.1	26.8	26.6	80.6	27.0	27.8
8	Одопту	14.5	247.1	144.2	922.2	-62.4	-62.4	-30.5	-72.3	26.4	24.4	80.4	26.9	27.6
9	Погибн	22.5	328.2	182.1	963.9	-73.9	-73.9	-40.5	-96.8	24.9	26.0	77.4	25.2	25.5
10	Вал-Чайво	19.1	289.2	162.3	836.9	-68.7	-68.7	-35.4	-74.4	28.4	28.5	84.1	29.0	30.2
11	Виахту	17.8	261.1	148.2	892.5	-66.2	-66.2	-34.9	-78.5	23.0	24.3	75.6	24.2	24.3
12	Ноглики	14.3	241.9	139.0	797.2	-59.8	-59.8	-35.0	-70.3	29.2	27.7	84.6	29.2	30.5
13	Адо Тымово	7.2	151.4	94.2	778.6	-52.7	-52.7	-44.6	-76.3	28.3	28.9	86.3	30.2	31.7
14	Комрово	25.1	358.6	198.7	816.1	-79.1	-79.1	-35.7	-83.8	27.9	27.0	83.1	28.4	29.5
15	Александровск-Сахалинский	17.6	278.3	156.7	796.9	-65.7	-65.7	-31.5	-66.8	26.4	24.6	79.0	26.1	26.7
16	Пильво	18.8	285.3	159.1	811.4	-66.5	-66.5	-30.0	-71.5	24.6	24.4	77.9	25.5	25.9
17	Тымовское	15.7	269.4	160.6	926.1	-71.0	-71.1	-40.0	-81.5	30.6	29.6	86.1	30.1	31.6
18	Пограничное	14.6	239.2	135.7	811.4	-58.4	-58.4	-34.7	-59.8	28.0	27.4	86.3	30.2	31.7
19	Онор	23.3	339.1	187.1	788.1	-75.4	-75.4	-43.8	-70.0	31.2	30.9	88.6	31.5	33.3
20	Углегорск	18.7	285.6	158.1	757.5	-66.2	-66.2	-28.7	-66.1	25.0	26.0	78.4	25.8	26.3
21	Первомайское	9.0	176.2	106.3	670.6	-48.0	-49.9	-35.7	-55.3	28.3	28.1	87.6	30.9	32.7
22	Поронайск	14.6	241.2	136.0	815.0	-58.5	-58.5	-32.7	-59.2	27.9	27.1	84.6	29.3	30.6
23	м. Терпения	23.6	335.4	181.7	777.5	-73.8	-73.8	-24.4	-72.5	21.2	20.7	71.8	22.2	21.7
24	Макаров	18.0	281.7	153.1	694.4	-64.6	-64.6	-27.1	-54.4	27.2	26.0	82.9	28.3	29.3
25	Ильинский	17.7	273.9	151.6	757.2	-64.1	-64.1	-29.4	-64.6	30.6	28.1	84.3	29.1	30.3
26	Холмск	16.2	256.3	141.9	778.1	-61.0	-61.0	-24.4	-58.5	26.5	25.2	81.3	27.4	28.3
27	Долинск	23.6	343.1	190.5	775.6	-76.6	-76.6	-34.7	-73.6	28.8	28.2	83.5	28.7	29.8
28	Стародубцево	16.8	272.2	151.2	769.4	-63.8	-63.8	-25.3	-59.1	28.5	26.5	84.0	28.9	30.2
29	Ново-Александровск	14.9	243.7	137.7	781.4	-59.1	-59.1	-29.6	-57.8	27.3	26.3	81.4	27.4	28.3

п/п	Пункт	S	ВИО _л	ВИО _х	ВИО _{сп}	T _{пр1}	T _{пр}	ЭT ₁ *	ЭT ₂ *	ЭT ₁	ЭT ₂	ТВИ ₁	ТВИ ₂	ТВИ ₃
30	Огоньки	22.0	322.9	178.6	802.5	-72.7	-72.7	-37.4	-71.7	27.5	27.1	83.5	28.6	29.8
31	Невельск	20.6	308.3	170.6	723.9	-70.2	-70.2	-18.8	-61.8	25.3	24.7	79.3	26.3	26.9
32	м. Крильон	18.0	278.8	157.6	699.7	-66.0	-66.0	-17.4	-65.4	23.9	25.1	74.2	23.5	23.4
33	Южно-Сахалинск	17.0	274.2	156.0	758.1	-65.8	-65.8	-30.4	-62.5	30.5	29.4	82.7	28.2	29.2
34	Новиково	10.8	194.8	113.2	728.1	-50.6	-50.7	-24.2	-58.8	25.7	24.4	77.1	25.1	25.4
35	Корсаков	16.4	257.3	143.5	717.2	-61.5	-61.5	-23.3	-57.4	26.8	27.4	77.8	25.5	25.8
36	Южно-Курильск	15.9	255.7	139.8	659.4	-60.3	-60.3	-15.8	-51.4	25.0	24.8	75.5	24.2	24.2
37	Мало-Курильск	16.1	263.8	141.0	624.7	-60.7	-60.7	-16.6	-50.7	26.2	26.4	79.6	26.4	27.1
38	Курильск	15.8	258.2	141.1	671.4	-60.3	-60.3	-24.5	-58.6	27.2	26.8	81.4	27.5	28.4
39	Уруп	17.3	269.8	149.1	666.1	-63.3	-63.3	-15.7	-58.4	23.8	24.6	73.5	23.1	22.9
40	Симушир	16.8	262.9	146.0	635.3	-62.3	-62.3	-14.6	-57.9	37.1	37.2	94.1	34.5	37.1
41	Матуа	19.9	299.9	158.5	663.3	-67.1	-67.1	-17.0	-60.6	23.7	24.8	75.3	24.1	24.1
42	Шумшу	18.6	284.8	157.8	757.2	-66.1	-66.1	-22.4	-73.5	20.3	19.3	71.2	21.8	21.3
43	Северо-Курильск	12.0	211.2	121.4	648.1	-53.1	-53.1	-18.1	-51.9	23.4	23.6	75.6	24.2	24.3
44	м. Васильева	17.6	272.8	151.0	669.2	-63.9	-63.9	-20.7	-58.5	19.4	21.0	63.6	17.6	15.9
45	Инокентьевка	20.9	274.0	153.8	749.4	-70.5	-70.5	-36.6	-69.8	26.7	25.6	78.5	25.8	26.3
46	Кирилово	20.3	208.7	119.3	773.3	-69.6	-69.6	-27.6	-61.5	26.1	25.9	77.7	25.4	25.8
47	Сиземан	10.1	195.3	118.4	848.3	-54.9	-55.7	-33.0	-61.8	25.6	24.5	79.4	26.3	26.9
48	Сюркун	22.4	328.4	182.4	802.8	-74.0	-74.0	-24.9	-75.4	26.4	25.2	72.7	22.6	22.3
49	Владимир	19.8	300.5	165.3	822.8	-68.5	-68.5	-31.9	-60.1	23.7	24.9	76.5	24.8	25.0
50	Взморье	12.5	216.4	125.3	738.3	-54.6	-54.6	-25.5	-55.9	27.4	26.7	85.1	29.5	30.9
51	Южное	15.2	244.6	136.0	686.9	-58.9	-58.9	-18.5	-55.5	22.6	23.9	71.5	22.0	21.4
52	Ныш	6.9	148.4	93.4	639.4	-44.2	-52.9	-37.7	-62.0	26.8	24.8	82.8	28.2	29.3
53	Перевал	5.5	125.4	81.8	515.0	-39.5	-44.3	-30.5	-50.5	23.8	22.8	77.8	25.4	25.8
54	Победино	6.9	149.2	92.3	662.8	-43.1	-46.6	-31.4	-50.9	28.2	27.3	86.0	30.0	31.6

Экстремальные параметры физиологической комфортности для пунктов Приморского края

п/п	Пункт	S	ВИОл	ВИОХ	ВИОсп	T _{пр1}	T _{пр}	ЭТ ₁ *	ЭТ ₂ *	ЭТ ₁	ЭТ ₂	ТВИ ₁	ТВИ ₂	ТВИ ₃
1	Горнотаежное	9.5	183.9	112.0	706.4	-51.0	-51.2	-28.6	-57.3	29.5	29.3	88.0	31.1	32.9
2	Высота	30.5	422.5	235.6	916.7	-91.1	-91.1	-37.5	-99.0	22.0	21.9	74.1	23.4	23.2
3	Партизанск	8.4	172.9	107.9	717.8	-51.9	-52.9	-20.2	-50.5	29.3	28.7	87.4	30.8	32.5
4	Тереховка	7.0	150.3	93.9	667.8	-44.5	-46.0	-21.2	-47.8	26.5	26.2	83.0	28.4	29.5
5	Приморская	5.7	130.3	82.0	566.8	-39.8	-50.7	-33.0	-59.7	29.9	29.6	88.0	31.1	32.9
6	Многоудобное	7.2	153.2	94.8	589.4	-44.5	-45.5	-22.0	-44.5	26.4	26.5	83.1	28.4	29.5
7	м. Белкин	13.9	240.3	140.4	761.4	-61.2	-61.2	-18.9	-61.9	27.9	27.5	82.8	28.2	29.3
8	Губерово	8.9	184.1	106.8	731.9	-51.3	-53.6	-34.0	-66.4	28.9	28.1	81.4	27.5	28.3
9	М. Поворотный	21.8	325.9	178.7	751.9	-72.8	-72.8	-17.8	-60.3	24.6	25.4	72.8	22.7	22.4
10	Ново-Хатуничи	19.5	303.7	174.0	698.9	-72.3	-72.3	-29.6	-82.9	29.0	28.1	75.0	23.9	23.9
11	Агзу	8.3	171.3	107.7	813.9	-52.6	-54.1	-38.8	-58.9	29.6	29.7	88.7	31.5	33.4
12	м. Золотой	18.9	293.1	166.2	801.4	-69.0	-69.0	-22.5	-61.4	27.9	27.1	79.0	26.2	26.7
13	Красный Яр	12.2	224.7	121.9	826.7	-53.3	-53.3	-39.0	-57.4	30.0	30.2	87.6	30.9	32.6
14	Глубинное	9.6	189.8	116.8	784.2	-55.1	-55.7	-39.0	-54.9	29.6	29.6	87.2	30.7	32.3
15	Родниковая	7.6	158.0	98.7	731.9	-46.8	-52.1	-37.6	-60.5	30.4	30.4	87.4	30.8	32.5
16	Охотничий	21.5	672.7	184.1	879.2	-75.2	-75.2	-41.4	-78.5	30.9	31.1	88.4	31.4	33.2
17	Сосуново	21.7	324.5	178.0	777.5	-72.6	-72.6	-26.3	-63.6	27.0	26.3	83.1	28.4	29.5
18	Дальнереченск	11.7	215.0	127.8	786.7	-57.1	-57.3	-35.5	-66.2	29.7	29.3	86.7	30.4	32.0
19	Лесозаводск	10.1	194.2	116.2	793.3	-54.8	-55.4	-32.2	-63.2	31.0	30.0	88.0	31.1	32.9
20	Кировский	13.0	231.4	138.8	856.9	-62.0	-62.1	-37.4	-71.3	29.7	29.7	87.5	30.8	32.5
21	Мельничное	12.6	230.8	140.7	871.7	-64.8	-65.0	-41.1	-77.5	31.1	31.4	88.7	31.5	33.4
22	Молодежный	9.4	187.5	117.9	803.6	-57.6	-58.6	-32.7	-62.5	26.7	26.4	84.3	29.1	30.3

п/п	Пункт	S	ВИОл	ВИОх	ВИОсп	T _{пр1}	T _{пр}	ЭТ ₁ *	ЭТ ₂ *	ЭТ ₁	ЭТ ₂	ТВИ ₁	ТВИ ₂	ТВИ ₃
23	Малая Кема	9.1	183.2	111.4	754.7	-52.3	-52.9	-19.0	-43.3	27.8	27.0	85.0	29.5	30.8
24	Терней	19.0	295.1	166.5	792.2	-69.1	-69.1	-24.1	-68.2	30.5	30.0	88.0	31.2	32.9
25	Турий Рог	14.1	240.9	137.9	841.7	-61.1	-61.4	-29.9	-64.8	29.8	29.2	85.6	29.8	31.2
26	Пограничный	17.1	276.6	153.2	808.3	-64.5	-64.5	-27.7	-61.2	30.8	30.8	88.0	31.1	32.9
27	Полтавка	8.7	176.5	105.6	793.3	-49.2	-50.7	-30.7	-57.4	29.8	29.6	88.2	31.2	33.0
28	Астраханка	12.8	207.8	124.4	773.3	-55.6	-55.7	-30.3	-62.9	30.6	30.0	88.6	31.5	33.3
29	Новосельское	8.2	168.7	105.6	806.1	-50.6	-51.6	-34.5	-57.6	29.6	29.7	86.8	30.5	32.1
30	Хороль	10.7	198.1	118.6	734.4	-53.0	-53.1	-29.9	-61.0	31.0	30.2	87.6	30.9	32.6
31	Спасск-Дальний	9.5	185.6	112.0	817.8	-51.0	-55.6	-37.4	-68.4	29.3	29.1	82.7	28.2	29.2
32	Халкидон	13.8	239.4	132.3	701.1	-57.2	-57.2	-32.3	-59.4	29.8	29.4	87.4	30.8	32.5
33	Свягино	13.3	239.2	130.0	813.9	-58.1	-58.2	-35.4	-60.4	30.1	30.1	88.5	31.4	33.2
34	Яковлевка	8.0	165.8	100.4	778.6	-47.9	-54.0	-34.9	-65.7	30.3	30.3	89.0	31.7	33.6
35	Арсеньев	6.6	148.8	88.3	741.1	-44.3	-51.9	-35.2	-60.4	29.7	29.6	80.9	27.2	28.0
36	Чугуевка	9.8	189.5	115.1	912.5	-53.0	-53.3	-38.2	-60.5	31.8	31.7	91.0	32.8	35.0
37	Самарка	8.2	169.4	105.2	758.6	-50.4	-54.2	-40.2	-67.4	29.8	29.9	88.2	31.2	33.0
38	Рожино	7.9	164.6	103.5	880.6	-50.2	-52.4	-73.5	-94.0	29.7	29.9	85.9	29.9	31.4
39	Кавалерово	10.4	198.6	120.8	772.8	-56.5	-56.9	-31.8	-55.7	30.1	30.0	89.1	31.7	33.7
40	Дальнегорск	11.6	214.2	124.0	777.5	-54.8	-54.9	-33.4	-54.4	29.4	29.8	83.3	28.5	29.7
41	Богополь	15.5	263.9	153.9	793.6	-66.7	-66.7	-24.3	-58.3	31.4	31.5	90.7	32.7	34.8
42	Рудная Пристань	19.4	302.8	169.4	773.3	-70.1	-70.1	-24.0	-55.0	29.2	28.9	86.1	30.1	31.6
43	Вадивосток	14.6	249.1	148.4	828.3	-66.3	-66.4	-25.1	-66.9	28.6	27.7	83.5	28.6	29.8
44	Тимирязевская	7.9	179.2	98.2	770.6	-44.6	-50.5	-33.1	-55.7	30.2	30.3	88.7	31.5	33.4

п/п	Пункт	S	ВИО _л	ВИО _х	ВИО _{сп}	T _{пр1}	T _{пр}	ЭТ ₁ *	ЭТ ₂ *	ЭТ ₁	ЭТ ₂	ТВИ ₁	ТВИ ₂	ТВИ ₃
45	Гамов	19.1	301.0	167.4	727.8	-69.4	-69.4	-19.3	-58.4	27.8	28.0	82.2	27.9	28.9
46	Посьет	18.5	287.6	163.0	820.3	-67.9	-67.9	-21.8	-64.5	32.8	33.1	87.5	30.8	32.5
47	Находка	17.3	273.5	157.1	797.5	-66.7	-66.7	-26.0	-60.0	30.6	30.2	88.0	31.1	32.9
48	Барабаш	11.7	217.4	124.3	667.8	-54.7	-54.7	-33.8	-58.3	29.7	30.0	87.4	30.8	32.5
49	Артем	8.4	170.6	101.8	681.9	-47.6	-49.6	-29.7	-54.3	29.4	29.3	76.6	24.8	25.0
50	Сад-Город	10.5	196.8	119.3	728.1	-54.1	-54.2	-29.9	-65.3	29.1	29.7	84.8	29.4	30.7
51	Анучино	9.1	177.1	107.6	732.2	-56.0	-60.8	-59.8	-91.5	30.5	30.5	88.9	31.6	33.6
52	Молчановка	10.5	201.7	122.6	874.2	-56.7	-57.0	-32.3	-56.9	28.9	28.7	79.4	26.4	26.9
53	Лазо	16.1	267.1	148.3	757.2	-62.9	-62.9	-27.7	-52.1	31.3	31.8	89.4	31.9	33.9
54	Преображение	12.5	229.9	120.7	715.8	-53.2	-53.2	-15.4	-42.6	27.6	27.8	82.8	28.2	29.3
55	Фурманово	9.1	183.8	114.9	788.3	-55.9	-56.9	-33.2	-56.5	29.3	29.6	82.1	27.9	28.8
56	Березняки	14.0	239.7	140.4	817.5	-60.9	-60.9	-36.3	-65.8	31.4	31.8	88.6	31.5	33.3
57	Ольга	9.7	189.1	115.1	769.2	-53.0	-53.3	-30.1	-58.3	29.3	29.0	87.4	30.8	32.5
58	Маргаритово	17.9	278.4	153.1	825.6	-64.6	-64.6	-29.8	-60.7	29.9	29.8	88.6	31.5	33.3
59	Малиново	7.6	160.2	99.4	680.6	-47.1	-53.6	-37.0	-65.0	29.5	29.4	88.3	31.3	33.1
60	Владивосток, порт	11.6	211.6	126.9	802.8	-58.5	-59.1	-22.6	-66.2	29.3	29.0	84.4	29.2	30.4
61	Восток	5.7	127.9	80.5	575.6	-38.0	-47.3	-33.7	-44.2	27.9	27.2	84.7	29.3	30.6

Примечание:

- 1) в таблицах 2 и 3 наименование параметров совпадает с текстом;
- 2) значения ветрового индекса охлаждения $ВИО_{сл}$ приведены в мкал/см²*с;
- 3) выделены пункты с рядами наблюдений менее 10 лет;
- 4) ЭТ₁* и ЭТ₂* - значения эффективной температуры в холодный период.

Например, в проекте закона РФ «О районировании северных территорий РФ и приравненных к ним территорий» при расчете биоклиматического индекса суровости метеорологических условий (*БИСМ*) сделана попытка комплексного учета пяти метеорологических параметров, в том числе барометрического давления. Предлагается следующая формула для расчета указанного индекса:

$$БИСМ = T(P - 266)(1 - 0.02V)/(75MK) \quad (14)$$

где T – коэффициент температуры (0.003–1.0);

P – давление воздуха (гПа);

V – скорость ветра в м/с;

M – коэффициент относительной влажности воздуха (1.0–1.7);

K – коэффициент прямой солнечной радиации, учитывающий ее недостаток, или избыток (1.0–1.2).

Комфортными считаются условия при давлении 1016 гПа, влажности – 50%, скорости ветра 0 м/с, температуре воздуха 22 °С. В качестве точки отсчета при определении уровня ультрафиолетовой радиации принимается широта 64°.

Из анализа формулы (14) следует, что значение *БИСМ* при комфортных условиях равно 10.0, при экстремальных – 0.0 (проживание на высоте 11500 м или при скорости ветра 50 м/с). Значение *БИСМ* может превышать 10.0 при проживании в зоне действия климатологических антициклонов, где давление выше 1016 гПа, и быть отрицательным при ветре более 50 м/с. Влияние экстремальных значений относительной влажности и уровня ультрафиолетовой радиации уменьшает значение *БИСМ* вдвое. То есть, при реальных значениях давления и ветра (например, средние значения за декаду, месяц, сезон, год) и при относительно постоянных значениях уровня ультрафиолетовой радиации и относительной влажности, по крайней мере вдоль широтного круга, основное влияние на величину *БИСМ* оказывает температура воздуха, так как температурный коэффициент меняется в 333 раза (изменение температуры на 0.5 °С обеспечивает изменение коэффициента на 0.003).

К сожалению, показатель *БИСМ* не учитывает резкие локальные перепады давления воздуха (10–20 гПа за 3–6 ч.), при которых могут возникать стрессовые состояния у людей с сердечно-сосудистыми, дыхательными и другими заболеваниями.

Давление воздуха при его обычных, либо несколько отличных от средних, значениях, характерных для данной местности, в отличие, например, от температуры воздуха, ветра, характеристик влажности не играет особой биоклиматической роли. Но резкие изменения давления нельзя не принимать во внимание, поскольку они оказывают влияние на жизнедеятельность человека. Так как внешнее давление меняется быстрее, чем артериальное, то наступает «дисбаланс» в организме. В [14] имеются ссылки на работы по влиянию атмосферного давления на здоровье человека, причем в 86% случаев были установлены связи между количеством заболеваний сердечно-сосудистой системы и атмосферным давлением.

По медицинской типизации неблагоприятными являются перепады давления 4 гПа/3 ч, особо неблагоприятными – 5 гПа/3 ч и более [2]. Распределение максимальной наблюдаемой изменчивости давления за 3 часа, зафиксированной в пунктах наблюдений, представлено на рис. 1.

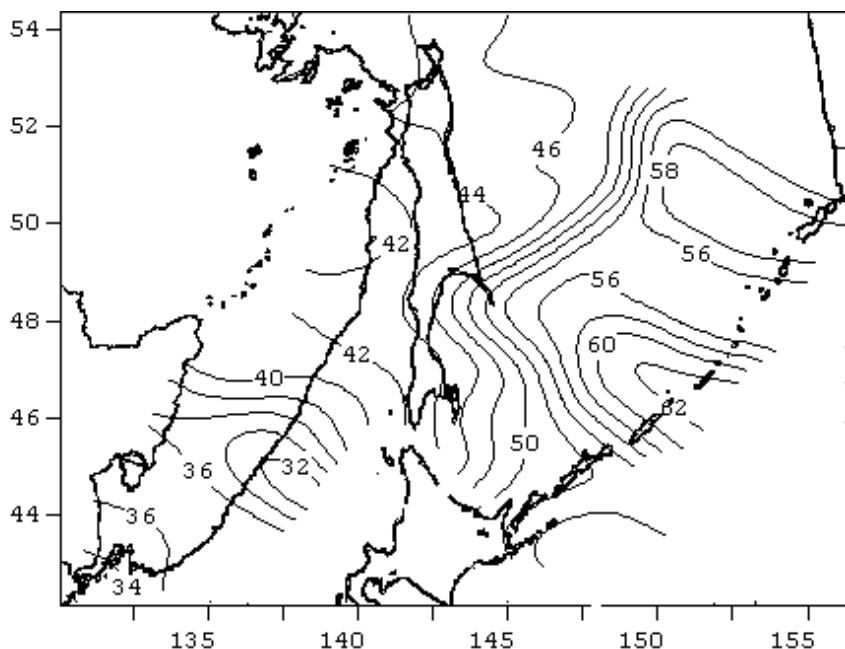


Рис. 1. Максимальные зарегистрированные перепады давления (гПа) между сроками наблюдений (3 часа) по территории Приморского края и Сахалинской области

Изменения атмосферного давления связаны с прохождением над пунктом наблюдений таких атмосферных образований, как тропические циклоны, обостренные фронтальные разделы, сопровождающиеся наличием мезомасштабных низкоуровневых вихревых образований, а также прохождением, хотя и крайне редко, смерчей и зон шквалов. Как показано в работе [16], районы Приморского края, Сахалинской области, юга Камчатки и прилегающих акваторий Японского и Охотского морей характеризуются высокой повторяемостью резких и очень резких локальных временных изменений приземного давления (за период от суток до 3 часов) при росте частоты их повторяемости за год с запада на восток.

Абсолютные величины резких и очень резких локальных временных изменений приземного давления в Приморском крае на 10–20 гПа меньше, чем в Сахалинской области. В то же время, их предельные значения намного превышают критические значения, определенные как «особо неблагоприятные». Максимальные по абсолютной величине перепады атмосферного давления для Приморского края превышают 30 гПа/3 ч по всей территории, достигая 44.9 гПа в г. Спасск-Дальний (23 апреля 1976 г.), для территории Сахалинской области превышают 40 гПа/3 ч при максимуме 61.5 гПа/3 ч на о. Уруп.

Аналогичная закономерность, то есть рост значений с запада на восток, присуща и для распределения числа максимальных абсолютных перепадов давления между сроками наблюдений в целом за год. Например, максимальное за год количество перепадов давления 20 гПа/3 ч увеличивается от восьми на западной границе Приморского края до 50 на центральных островах Курильской гряды.

Ни в одном из известных автору критериев жесткости климата, индексов комфортности или других биометеорологических индексов [1–3, 5, 7, 12–15, 17–23], а также среди критериев стихийных гидрометеорологических явлений [8] такой показатель, как резкие мелкомасштабные изменения давления, не значится. Более детально вопрос учета изменения давления рассмотрен с медицинской точки зрения. В. Г. Бокша [2] для определения степени раздражающего действия погодных факторов на человека предложил индекс патогенности метеорологической ситуации, в котором одним из слагаемых служит индекс патогенности межсуточного изменения атмосферного давления.

В настоящей работе для оценки физиологического комфорта предлагается новый индекс, содержащий оценку частоты наступления за год экстремальных метеорологических условий, представляющих опасность для здоровья человека. В качестве опасных для здоровья человека условий погоды приняты: перепады атмосферного давления (более 10 гПа/3 ч – удвоенное значение особо неблагоприятных перепадов давления по медицинской типизации [2]), сочетание высоких температур воздуха и высокой влажности [13] (значения эффективной температуры $ЭT_2$ более 27 °С, что, согласно [20], вызывает умеренные и высокие тепловые нагрузки, приводящие к полной потере работоспособности человека умеренных широт), сочетание низких температур и сильного ветра (значения эффективной температуры $ЭT_2$ менее -55 °С, что, согласно [20], создает угрозу обморожения).

Следуя теоретическим основам новой развивающейся науки «безопасность жизнедеятельности», наиболее распространенной оценкой опасности является риск. Риск определяется как частота реализации опасностей [4]. Количественная оценка риска – это отношение тех или иных неблагоприятных последствий к их возможному числу за определенный период. Выражается он в долях единицы (от 0 до 1). Применительно к проблемам биометеорологии концепция риска использована в работе [22].

По аналогии с вышесказанным, новый индекс может быть определен как метеорологический риск наступления опасных для здоровья и безопасности жизнедеятельности погодных условий, или, что то же самое, как показатель агрессивности атмосферной среды. Количественно показатель агрессивности атмосферной среды равен сумме рисков от каждого из потенциально опасных явлений погоды. На рис. 2–3 представлено распределение показателя агрессивности атмосферной среды для территории Приморского края и территории Сахалинской области. Приводятся максимальные значения показателя для каждого пункта за имеющийся период наблюдений. Для наглядности значения показателя увеличены на три порядка.

Общая закономерность для обеих территорий – рост индекса с юга на север от $15 \cdot 10^{-3}$ (ГМС Находка) до $85 \cdot 10^{-3}$ и более на северной оконечности о. Сахалин (максимальное значение $103 \cdot 10^{-3}$ на ГМС Одопту).

В то же время, как для территории Приморского края, так и для территории Сахалинской области характерны районы, для которых индекс имеет намного меньшие по сравнению с окружающими значения. Для Приморского края это район, расположенный вблизи г. Партизанска (знаменитая Золотая долина, единственное место на Дальнем Востоке, где выращивают абрикосы), для Сахалинской области – долины р. Поронай и р. Тымь, характеризующиеся относительно благоприятными климатическими условиями.

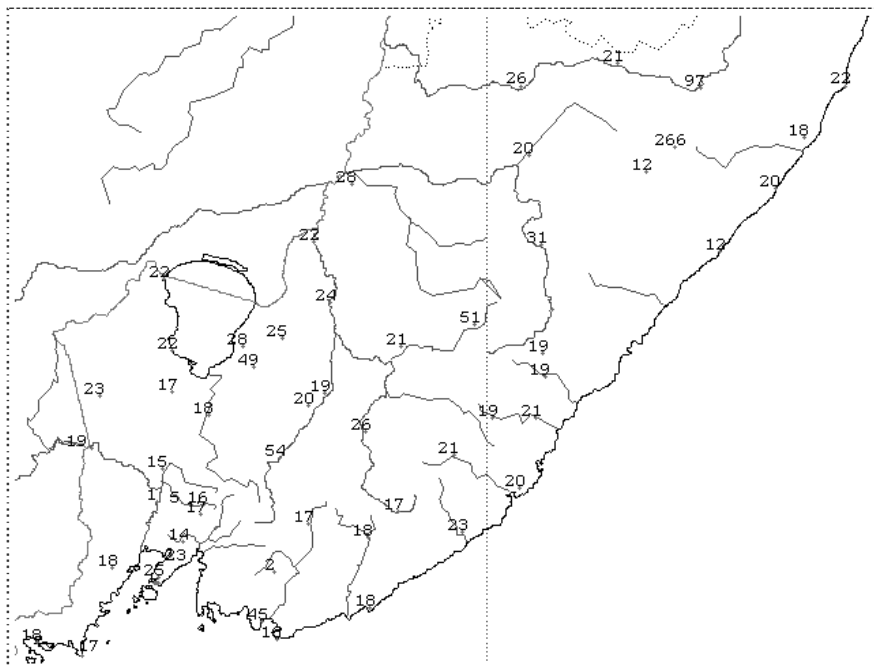


Рис. 2. Распределение показателя агрессивности атмосферной среды для территории Приморского края (*10³)

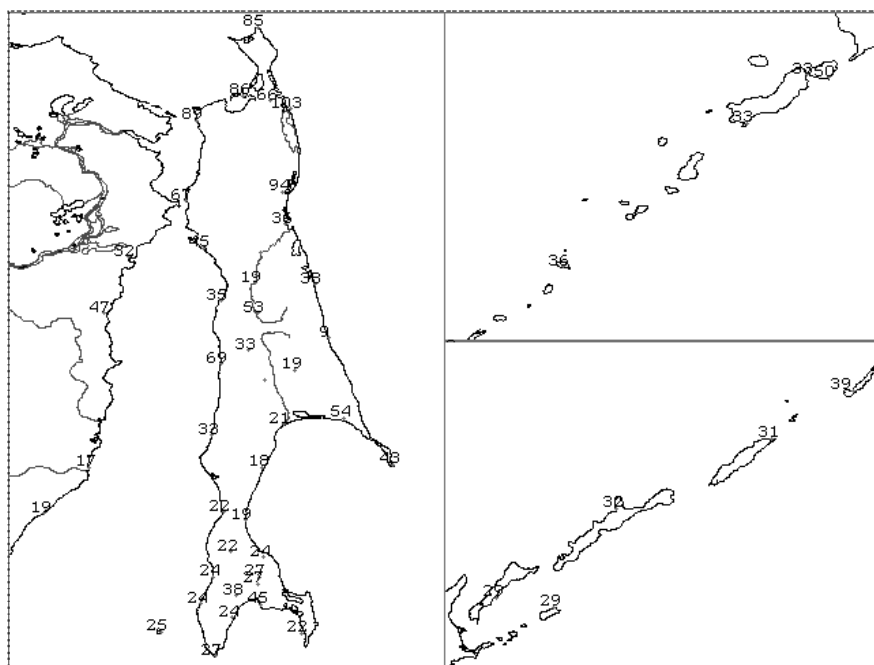


Рис. 3. Распределение показателя агрессивности атмосферной среды для территории Сахалинской области (*10³)

В Приморском крае при относительно равномерном распределении показателя агрессивности атмосферной среды (ПААС) выделяются пункты с исключительно высокими его значениями, расположенные в северных районах ($266 \cdot 10^{-3}$ и $97 \cdot 10^{-3}$ на станциях Высота и Охотничий, соответственно). Обе станции входят в разряд высокогорных и труднодоступных. Другие районы с высокими значениями ПААС расположены в центральной части Приморского края, где отмечается климатологического минимум зимней температуры. В северной части о. Сахалин значения ПААС в 4–5 раз превышают значения показателя в южной части острова.

Таким образом, предлагаемый показатель агрессивности атмосферной среды, несмотря на некоторую субъективность, в целом реально отражает известные черты климата исследуемых областей, позволяет обнаружить новые, и, по-видимому, может быть рекомендован для целей районирования территории Дальнего Востока по суровости климата.

Выводы

1) Пространственная изменчивость отдельных и комплексных экстремальных климатических метеопараметров по территории Приморского края и Сахалинской области значительно неоднородна, в связи с чем возникает необходимость климатического районирования всей территории Дальнего Востока и Восточной Сибири.

2) Использование того или иного показателя физиологического комфорта в отдельности, например, такого комплексного метеорологического показателя, как БИСМ, для районирования территории Российской Федерации по степени влияния климата на самочувствие человека недостаточно для получения корректных результатов. Наиболее приемлемым в этом случае является использование для районирования одновременно нескольких индексов физиологического комфорта, отражающих различные биометеорологические показатели.

3) Предлагаемый новый показатель физиологического комфорта, представляющий собой суммарную оценку рисков наступления особо неблагоприятных для человека погодных условий, вызывающих перегрев организма, обморожение и резкое изменение артериального давления, позволяет выполнить более детальное районирование дальневосточных территорий. Новый показатель может быть определен как показатель агрессивности атмосферной среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н., Хайруллин К. Ш. Проблемы биоклиматической оценки суровости погоды и мелиорация микроклимата застройки // Тр. ГГО. 1973. Вып. 306. С. 3–18.
2. Бокша В. Г., Богуцкий Б. В. Медицинская климатология и климатотерапия. Киев: Здоровье, 1980. –261 с.
3. Борисенков Е. П. Сбор материалов метеорологических наблюдений и оценка воздействия метеорологических величин на здоровье человека // Климат и здоровье человека. Тр. Межд. симп. ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР. Ленинград, 22–26 сентября 1986 г. Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 16–33.

4. Занько Н. Г., Корсаков Г. А., Малаян К. Р., Русак О. Н., Соловьев В. А. Безопасность жизнедеятельности: Учебное пособие по курсу «Безопасность жизнедеятельности». СПб.: ЛТА, 1996. –231 с.
5. Заварина М. В. Строительная климатология. Л.: Гидрометеоздат, 1976. –311 с.
6. Партанский М. Климат Владивостока. Владивосток: Изд-е Приморского выставочного бюро Всероссийской сельско-хозяйственной выставки 1923 г. в Москве, 1923. –85 с.
7. Прикладная климатология. Сборник трудов Всесоюзного совещания. Л.: Гидрометеоздат, 1990. –272 с.
8. Положение о порядке составления и передачи предупреждений о возникновении стихийных (особо опасных) явлений гидрометеорологических и гелиофизических явлений и экстремально высоком загрязнении природной среды. Л.: Гидрометеоздат, 1986. –30 с.
9. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3: Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 26. Приморский край. Л.: Гидрометеоздат, 1988. –416 с.
10. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3: Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 34. Сахалинская область. Л.: Гидрометеоздат, 1990. –316 с.
11. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3: Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 25. Хабаровский край, Амурская область. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. –374 с.
12. Русанов В. И. Климат и здоровье человека // Климат и здоровье человека. Тр. Межд. симп. ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР. Ленинград, 22–26 сентября 1986 г. Т. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 101–106.
13. Савельев А. В. Флуктуации термодинамического состояния поверхностных вод Японского моря как отражение макромасштабных климатических изменений в атмосфере земли // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 46–61.
14. Смит К. Основы прикладной метеорологии. Л.: Гидрометеоздат, 1978. –424 с.
15. Р. Теслер. Характеристики климата и здоровье человека – проблема классификации климатов // Климат и здоровье человека. Тр. Межд. симп. ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР. Ленинград, 22–26 сентября 1986 г. Т. 2. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 89–138.
16. Тунеголовец В. П., Дашко Н. А., Варламов С. М. Исследование давления воздуха и его резких изменений над южными районами Дальневосточного региона. // Тр. ДВНИГМИ Тематический вып. № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 17–41.
17. Хайруллин К. Ш. Методика оценки зимних погодных условий, дискомфортных для человека // Тр. ГГО. 1973. Вып. 303. С. 104–114.
18. Хайруллин К. Ш. Биоклиматическое районирование СССР за холодный сезон // Тр. ГГО. 1977. Вып. 391. С. 88–94.
19. Хайруллин К. Ш. Биоклиматическая оценка холодового дискомфорта на территории СССР // Климат и здоровье человека. Тр. Межд. симп. ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР. Ленинград, 22–26 сентября 1986 г. Т. 2. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 117–121.
20. Хентшел Г. Крупномасштабная и локальная классификации климата с точки зрения биометеорологии человека // Климат и здоровье человека. Тр. Межд. симп. ВМО/ВОЗ/ЮНЕП СССР. Ленинград, 22–26 сентября 1986 г. Т. 2. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 139–159.
21. Цвид А. А. Комплексный учет климата в строительстве на Дальнем Востоке. Благовещенск, 1967. –232 с.
22. Decker W. L. Risk analysis in biometeorological applications // Int. Journ. Biometeorology. 1997. Vol. 40. P. 24–25.
23. Millington R. A. Physiological responses to cold // Weather. 1964. Vol. 19. P. 334–338.

ПОСТРОЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СЦЕНАРИЕВ ДЛЯ ЗАДАЧ ОЦЕНКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

Введение

При подготовке проектной документации в составе разделов Оценки воздействия на окружающую среду (ОВОС) и Плана ликвидации аварийных разливов нефти (ЛАРН) необходимо предусматривать моделирование сценариев развития аварийных ситуаций, в том числе и возможных разливов нефти. В основе сценариев развития аварийных ситуаций от вероятных источников лежит построение статистически значимых гидрометеорологических моделей среды.

Для получения достоверных результатов моделирования разливов нефти на длительные сроки необходимо использовать репрезентативные погодные сценарии, которые адекватно описывают свойства окружающей среды и сохраняют статистические зависимости реально наблюдаемых метеорологических и гидрологических параметров. В практике расчетов с использованием таких известных моделей, как «OSCAR» [5], «OSIS» [12], «OSM-A» [10], «Meteo-France» [9], для оценки статистических свойств развития разливов нефти обычно применяются простые вероятностные сочетания характеристик среды. При этом для статистических оценок обычно осуществляется перебор большого количества сценариев (например, 200 [10]) в соответствии с построенным по историческим данным частотным распределением ветров и использованием адаптированных к району моделей течений. В предлагаемом авторами подходе с использованием различных статистических критериев и связей строятся сценарии с более высокой вероятностью, что позволяет получить для практических целей более значимые траектории и оценки параметров пятна. Ниже приводится методика построения гидрометеорологических сценариев, используемая для моделирования вероятного поведения нефтяного пятна на трое и более суток при возможных разливах на шельфе Сахалина. Примеры ее применения можно найти в работах [3, 11].

Методика построения гидрометеорологических сценариев

Общий алгоритм построения сценариев заключается в следующем. Для целей моделирования строится набор гидрометеорологических сценариев (**HSS**), который включает необходимое количество сценариев **N** заданной длительности. Под гидрометеорологическим сценарием (**HS**) понимается набор типовых гидрометеорологических условий (**THC**), последовательно сменяющих друг друга на период моделирования нефтяного разлива. Набор из **N** сценариев, которые включают **M** ситуаций **THC**, может быть формализован в следующем виде:

$$HSS: \left\{ \begin{array}{l} HS_1\{THC_1, THC_2, \dots, THC_i\} \\ HS_2\{THC_{i+1}, THC_{i+2}, \dots, THC_j\} \\ \dots \\ HS_N\{THC_{k+1}, THC_{k+2}, \dots, THC_M\} \end{array} \right\} \quad (1)$$

Под **THC_i** в выражении (1) подразумевается набор связанных метеорологических и гидрологических полей (параметров), используемых в расчетах характеристик разлива нефтяного пятна, а также относящиеся к типовой ситуации статистически обоснованные значения ее **вероятности (P)**, **длительности (T)** и **вероятностных коэффициентов перехода** в каждую из других типовых ситуаций (**TK_j**), где *j* изменяется от 1 до *K* (*K* – количество выделенных ситуаций). Под связанными **метеорологическими и гидрологическими полями (MHF)** подразумеваются осредненные поля ветра (**W**) над акваторией с определенной повторяемостью, соответствующие им поля неперiodических течений (**C_r**) и превычисленные на заданные сроки поля приливных течений (**C_i**), а также вспомогательные характеристики (**SP**), включающие, в зависимости от требований, поля или векторы волнения, температуры воздуха и поверхностного слоя воды. Таким образом, типовые гидрометеорологические условия можно записать в следующем виде:

$$THC_i: (P, T, TK_1, \dots, TK_k) \{MHF_i\{W; C_r; C_i; SP\}\} \quad (2)$$

До построения набора многосуточных сценариев **HSS** проводится предварительная работа с исходной гидрометеорологической информацией, включающая:

- ◆ качественный анализ всей доступной исторической гидрометеорологической информации по району работ с целью ее использования в полном объеме;
- ◆ анализ внутригодового хода и выбор оптимальных климатических сроков для построения сценариев, отражающих сезонные гидрометеорологические условия.

К исходной информации предъявляются требования достоверности источников гидрометеорологических данных, предварительный контроль качества, методическая совместимость рядов наблюдений, достаточность интервала наблюдений для выявления статистических свойств, доступность информации.

На начальном этапе определяются следующие требования, которым должен удовлетворять набор гидрометеорологических сценариев:

- ◆ определение необходимого количества **N** расчетных многосуточных сценариев для статистически обеспеченной оценки пространственного распределения и других характеристик разлива в зависимости от поставленной задачи;
- ◆ выполнение для **HSS** условий соответствия статистики повторяемости ветра и течений в контрольных точках реальным статистическим характеристикам, построенным по данным многолетних наблюдений ветра и инструментальным рядам течений;

- ◆ контроль в построенных THC_i зависимостей между параметрами $W \rightarrow C_r$, $W \rightarrow SP$;
- ◆ максимальное приближение для HSS характеристик ситуаций T и TK_j в расчетных сценариях к реально наблюдаемым аналогичным характеристикам метеорологического и гидрологического режима;
- ◆ повышение репрезентативности HSS путем оптимизации их свойств с использованием различных критериев и физических зависимостей, например, варьирование начальной фазы приливных течений для повышения значимости пространственного распределения вблизи потенциального источника.

В соответствии с этими требованиями применяется следующий подход к построению гидрометеорологических сценариев, например, для исследования статистических характеристик разлива. На первом этапе строится набор из типовых ситуаций THC_i для определенного количества многосуточных сценариев, который должен удовлетворять статистическим распределениям P и T набора гидрометеорологических ситуаций. На втором этапе из построенного набора THC_i составляется N сценариев HS с учетом сохранения статистики перехода из предыдущей ситуации в следующую (значения TK_i в выражении (2)) и оптимизирующих функций.

Таким образом, методика построения гидрометеорологических сценариев включает следующие этапы:

- ◆ построение таблицы повторяемости метеоситуаций с использованием данных попутных судовых наблюдений и ближайших береговых ГМС (при необходимости, определение коэффициентов корректировки градаций);
- ◆ выделение типовых метеоситуаций по характеристикам повторяемости;
- ◆ расчет векторных полей приводного ветра для выделенных метеоситуаций;
- ◆ расчет критериев длительности для типовых метеоситуаций;
- ◆ построение матрицы переходов для выбранных метеоситуаций с учетом критериев длительности;
- ◆ расчет обобщенных гармонических постоянных для основных мод приливных течений в районах, обеспеченных инструментальными наблюдениями, их интерполяция в узлы регулярной сетки и предварительный расчет приливных течений;
- ◆ приближенный расчет амплитуды ветрового волнения в узлах регулярной сетки;
- ◆ выбор типовых полей ветра, построение полей плотности, определение граничных условий, необходимых для реализации гидродинамической модели непривливых течений;
- ◆ расчеты полей непривливых течений для всей совокупности типовых гидрометеорологических ситуаций;
- ◆ оптимизированный подбор ситуаций для заполнения временного интервала, который охватывает совокупность многосуточных сценариев, с требованием сохранения статистики повторяемости и длительности ситуаций;

-
-
- ◆ построение многосуточных сценариев из отобранных ситуаций с использованием матрицы переходов, оптимизация сценариев по вероятностному критерию;
 - ◆ расчет полей суммарных течений и других параметров для гидрометеорологических ситуаций, построение расчетных полей в узлах сетки с дискретностью один час с учетом сглаживания переходов между ситуациями;
 - ◆ окончательная подготовка гидрометеорологических данных по сценариям в требуемом для моделирования формате;
 - ◆ визуальный контроль движения нефтяного разлива по сценариям при предварительном моделировании с помощью траекторной модели.

Пример практического построения сценариев

Приведем пример использования методики при оценочном моделировании нефтеразливов для Пильтун-Астохского месторождения на шельфе Сахалина.

Исходные данные

Для построения достоверных гидрометеорологических сценариев использовались репрезентативные и качественно обработанные данные за статистически обеспеченные сроки наблюдений, включающие фондовые данные организаций Росгидромета (ВНИИГМИ – МЦД, РЦОД – ДВНИГМИ), результаты специализированных инженерно-гидрометеорологических и инженерно-экологических наблюдений, а также опубликованные в научной литературе материалы. На различных этапах построения сценариев использовалась следующая исходная информация:

- ◆ Для построения типовых ситуационных полей приводного ветра использовались в среднем 30-летние ряды наблюдений береговых ГМС (Одопту, Чайво, м. Терпения) и база данных попутных судовых наблюдений, собранная более чем за 30-летний срок.
- ◆ Расчеты волнения проводились на основе характеристик приводного ветра с учетом наблюдаемых зависимостей.
- ◆ Поле неприливных течений рассчитывалось на основе диагностической линейной бароклинной модели экмановского типа, при реализации которой использовались типовые сезонные поля плотности, построенные с использованием базы глубоководных океанографических наблюдений за период с 1952 по 1998 год и типовые поля ветра.
- ◆ Поля приливных течений строились с использованием качественных инструментальных серий наблюдений над течениями с плавучих буровых платформ и буйковых станций.
- ◆ Дополнительно использовались среднемесячные значения температуры воды и воздуха, фоновые характеристики загрязнения окружающей среды.

Предварительный анализ и обработка исходных данных

Редакция всех данных производилась по отдельным переменным с использованием синоптико-статистических методов анализа и контроля.

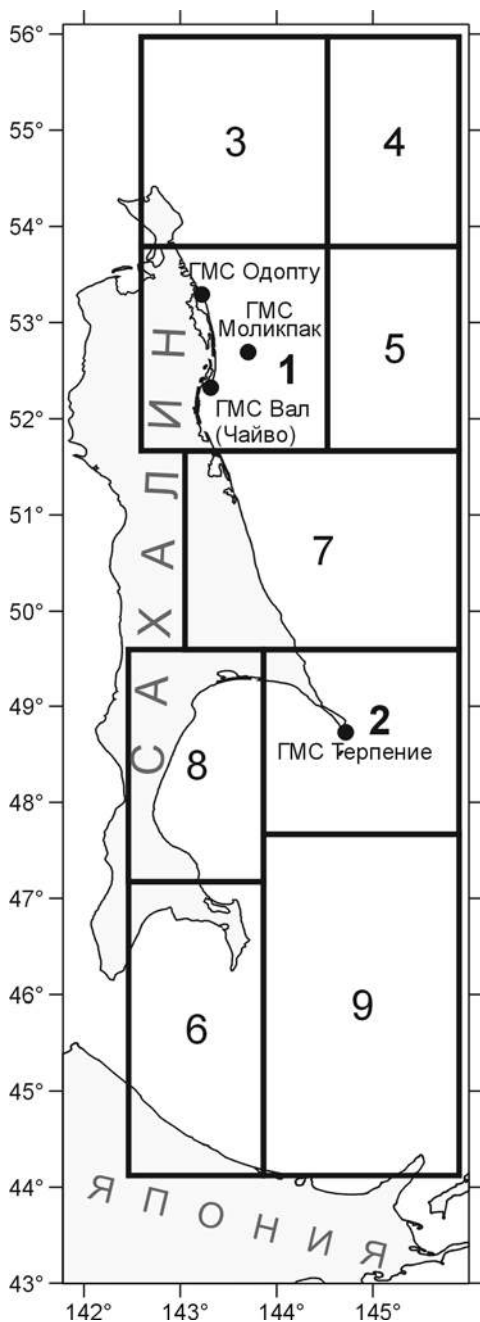


Рис. 1. Схема разбиения на квадраты акватории Охотского моря, прилегающей к восточному побережью о. Сахалин

Строились частотные таблицы и графики (гистограммы), что позволило затем локализовать грубые ошибки и выбросы.

Для установленного регистром навигационного периода буровых работ с начала июля по конец сентября был проведен совместный анализ метеорологической и гидрологической информации, что позволило выделить два характерных сезона. Июль, август и первую половину сентября условно можно отнести к летнему сезону, во второй половине сентября начинается перестройка на осенний режим, который устанавливается в октябре.

Для климато-статистического анализа полей ветра акватория восточного шельфа Сахалина была условно разделена на квадраты (рис. 1). Разбиение на квадраты проводилось с учетом однородности ветровых полей. Вся акватория была разделена на два района – северный (квадраты № 1, № 3, № 4, № 5, № 7) и южный (квадраты № 2, № 6, № 7, № 8, № 9). Два наиболее потенциально опасных квадрата были взяты в качестве реперных (№ 1 – для северного района, № 2 – для южного).

Оценка репрезентативности использования попутных судовых наблюдений для характеристики ветрового режима производилась путем сравнения полученных показателей с данными близлежащих береговых станций, где наблюдения отличаются большей полнотой и эквидистантностью по времени. Показатели, полученные для реперного квадрата 1 (рис. 1), сравнивались с аналогичными показателями по станции Вал (Чайво), для реперного квадрата 2 –

по станции мыс Терпения. Для береговых станций по имеющимся восьмисрочным наблюдениям построены таблицы двумерных и условных вероятностей направления и скорости ветра для тех же сезонов. Полученные сравнительные оценки показали, что данные береговых станций могут быть использованы в качестве базовых для вычисления непрерывной продолжительности ситуаций. При этом в таблицах повторяемости по северному району отмечалось влияние орографических эффектов, связанных с расположением станций в береговой зоне острова, что было учтено при статистической обработке. При исследовании синхронных наблюдений ветра в море и на береговых ГМС выявлено увеличение средних месячных скоростей ветра от побережья в открытую часть моря. В летние месяцы и в начале осени величины скорости ветра над морем, соответственно, превышают скорости на побережье в 1.1–1.3 раза [1].

Типизация метеоситуаций

На рис. 2 приводятся построенные по данным судовых метеонаблюдений диаграммы повторяемости направлений и скорости ветра для летнего и осеннего периодов над акваторией района шельфа для квадрата 1 (рис. 1).

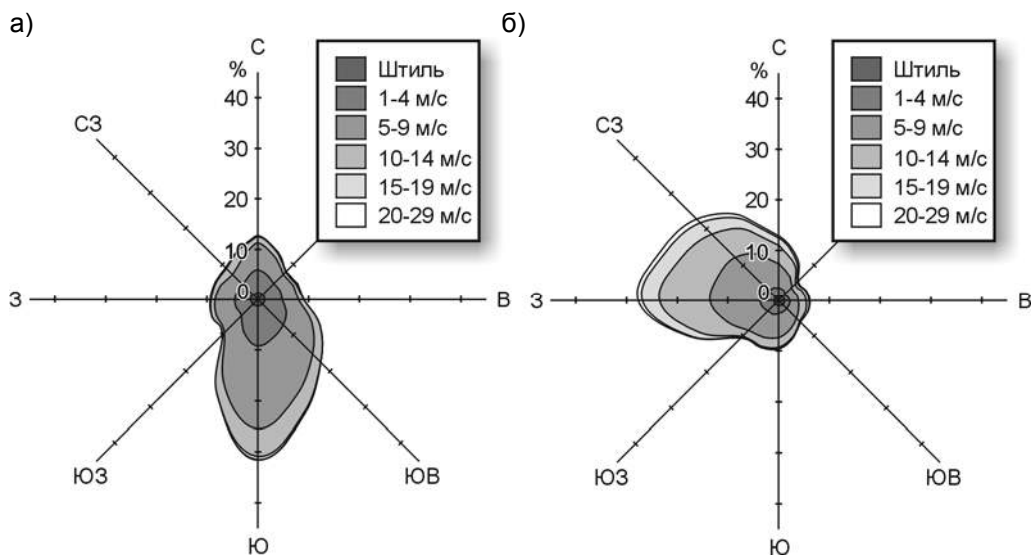


Рис. 2. Повторяемость ветра по направлению и скоростям для летнего (а) и осеннего (б) периодов по данным попутных судовых наблюдений для квадрата 1 на рис. 1

Приведем краткое описание метеорологических условий района, что необходимо для понимания масштабных процессов формирования типовых полей ветра и их влияния на формирование морских течений. Согласно средним многолетним полям атмосферного давления, схема воздушных течений над Охотским морем носит муссонный характер.

Летний муссон, обусловленный смещением зоны субтропического пояса повышенного давления к северу, а вместе с ней и центра северотихоокеанского антициклона и взаимодействием его с обширной южно-азиатской депрессией,

отличается высокой влажностью. Это довольно прохладный воздух в начале лета и теплый во второй его половине. По сравнению с зимними процессами летний муссон выражен менее ярко и характеризуется южными и юго-восточными ветрами, общая повторяемость которых над исследуемой акваторией составляет 40–50% (рис. 2а). Нельзя не отметить летом и значительный вклад ветров северных направлений – с ними поступает сравнительно сухой и теплый воздух с континента. В августе и первой половине сентября термические контрасты между сушей и океаном минимальны. Далее в силу небольшого теплозапаса материка процесс его выхолаживания протекает быстро. Одновременно относительно медленно понижается температура воздуха над Тихим океаном и дальневосточными морями. Начинается перестройка барического поля у поверхности земли и в тропосфере на зимний режим.

Во второй половине сентября еще значима повторяемость ветров южных румбов, но уже в октябре вместе с выхолаживанием материка развиваются устойчивые антициклонические формы циркуляции над континентальными районами. Это выражается в увеличении повторяемости ветров северо-западных и западных направлений (40–50%) и установлением зимнего ветрового режима с преобладающим переносом воздушных масс с континента на море (рис. 2б). Повторяемость ветров северных направлений в октябре также увеличивается.

Для подготовки сценариев по обработанным массивам данных для каждого района рассчитывались статистические характеристики ветрового режима и составлялись таблицы условных вероятностей скорости и направления ветра для реперных квадратов по сезонам по стандартным градациям скорости и направления ветра (табл. 1). Методический подход к обработке временных рядов и построению таблиц повторяемости соответствует требованиям [2].

По результатам анализа вероятностных показателей ветрового режима для каждого района и сезона с учетом заданных критериев толерантности выделены наиболее вероятные сочетания скорости и направления ветра (табл. 2).

Пример построенных диаграмм типовых ситуаций в соответствии с диаграммами повторяемости ветров (см. рис. 2) для летнего и осеннего периодов показан на рис. 3.

В каждой из выделенных ситуаций по реперным районам и по сезонам рассчитаны средние характеристики поля ветра по всем рассматриваемым квадратам. Выделенные ситуации представляют совокупность всех возможных вариантов направления и скорости ветра.

Пример таблицы расчета статистических характеристик ветрового режима

Скорость	Характеристика	Штиль	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Всего
0	Число случ.	23									23
	%	1.5									1.5
	Ср. скор.	0.0									
	Ср. напр.	999									
1-4	Число случ.		28	13	19	19	26	35	47	34	221
	%		1.8	0.8	1.2	1.2	1.7	2.3	3.0	2.2	14.3
	Ср. скор.		3.0	3.4	3.1	3.4	3.1	3.4	3.0	3.0	3.1
	Ср. напр.		358	48	92	135	181	225	272	312	261
...	
...	
>=30	Число случ.						1	1			2
	%						0.1	0.1			0.1
	Ср. скор.						50.0	39.0			44.5
	Ср. напр.						170	240			200
Всего	Число случ.	23	196	70	83	81	141	155	437	360	1546
	%	1.5	12.7	4.5	5.4	5.2	9.1	10.0	28.3	23.3	100.0
	Ср. скор.	0.0	9.8	9.5	9.2	7.3	8.0	7.7	10.0	10.3	9.3
	Ср. напр.	999	353	43	88	135	180	228	274	314	294

Таблица 2

Пример списка ветровых ситуаций с характеристиками зон толерантности и повторяемости Р (без учета разделения по длительности)

№ сит.	Наименование ситуации	Мин. скорость	Макс. скорость	Мин. напр.	Макс. напр.	Р, %
1	Слабые С ветры	>0	5	247.5	67.5	12
2	Слабые Ю ветры	>0	5	67.5	247.5	20
3	Устойчивые Ю ветры	5	60	157.5	202.5	21
4	Устойчивые В-ЮВ ветры	5	60	67.5	157.5	15
...
...
16	Устойчивые Ю-ЮЗ ветры	5	60	157.5	247.5	20
17	Устойчивые СВ-В-ЮВ ветры	5	60	22.5	157.5	11

Далее была проведена выборка данных наблюдений для каждой из пар квадратов по всем возможным их сочетаниям, например, «реперный квадрат 1 и квадрат 3», «реперный квадрат 1 и квадрат 4», ..., «реперный квадрат 2 и квадрат 3», «реперный квадрат 2 и квадрат 4» и т.д. При этом осуществлялась синхронизация наблюдений по срокам в каждой паре квадратов. Дополнительно ставилось ограничение на то, чтобы ситуация в реперном квадрате была устойчивой, с допустимым отклонением от среднего около 40%. Пример итоговой таблицы приведен ниже (табл. 3). Эти данные использовались для построения типовых полей ветра на исследуемой акватории для каждой ситуации.

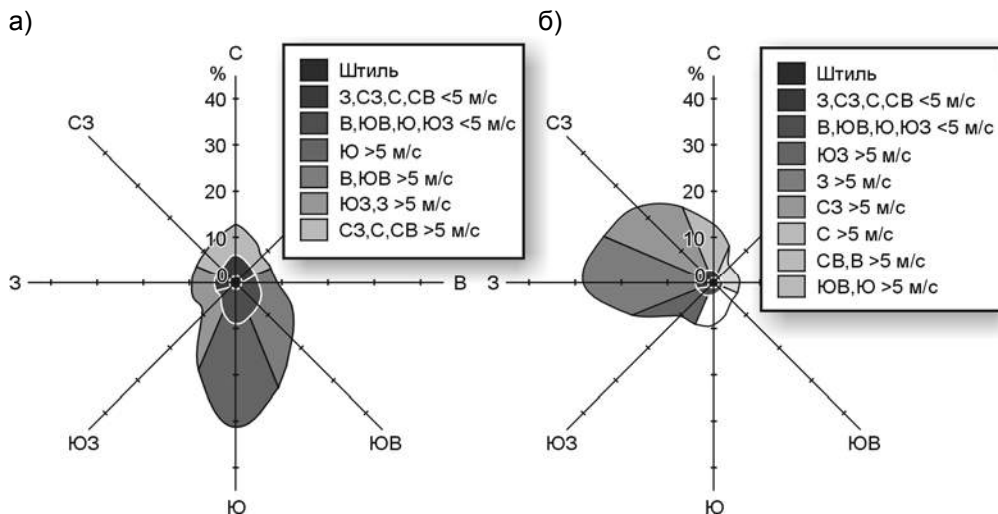


Рис. 3. Типизация ветровых ситуаций по параметрам направления и скорости для летнего (а) и осеннего (б) периодов для квадрата 1 на рис. 1

Таблица 3

Пример фрагмента расчета интегральных характеристик ветра для ситуаций 4 и 5 в реперном районе 2 летом

№ репер. квадр.	№ завис. квадр.	№ сит.	Кол-во синхр. пар набл.	Коорд. центра зависимого квадрата		Характеристики ветра				
				с.ш.	в.д.	зон. сост. V_x	мерид. сост. V_y	ср. скор. V_r	макс. скор. V_m	ср. напр.
2	1	4	229	52.7	143.6	-3.0	4.1	5.1	7.1	144.0
2	2	4	595	48.5	145.2	-6.5	3.3	7.3	8.1	117.0
2	3	4	76	54.9	143.6	-2.5	3.2	4.1	8.0	142.5
2	4	4	26	55.0	145.7	-1.4	3.2	3.5	5.3	156.4
2	5	4	22	52.5	145.4	-0.3	3.4	3.4	6.2	174.7
2	6	4	224	50.7	144.2	-2.2	3.8	4.4	5.4	149.8
2	7	4	112	48.2	143.3	-2.7	1.2	2.9	6.1	114.1
2	8	4	503	45.8	145.2	-4.1	2.6	4.9	7.3	122.2
2	9	4	353	46.0	143.2	-3.8	1.5	4.1	7.2	110.9
2	1	5	145	52.7	143.6	1.7	0.9	1.9	6.3	241.4
2	2	5	357	48.4	145.2	4.8	5.6	7.4	7.5	220.7
2	5	5	12	52.8	145.4	1.6	0.9	1.8	8.7	240.8
...

Для каждой ветровой ситуации рассчитывались показатели его непрерывной длительности T (см. выражение (2)). Для расчета непрерывной продолжительности действия ветра заданной силы и направления для реперных станций за оба сезона были рассчитаны календари смены ветровых типов на основании выбранных ситуаций (табл. 4). Для каждого типа ситуации, определено время ее начала и окончания. Если в процессе действия ветра

данного типа в один из сроков скорость ветра уменьшалась (увеличивалась) по отношению к заданным V_{min} (V_{max}) на величину не более δV , а в следующий срок возвращалась к интервалу исходных значений ($\geq V_{min}$ и $\leq V_{max}$), то считалось, что действие данного типа ветра не прерывается. Аналогичная проверка проводилась и по направлению ветра (допустимые отклонения – δV и δDD приведены в табл. 4). В противном случае с данного момента начинался отсчет действия ветра другой ситуации.

Таблица 4

Пример описания ситуаций для построения календаря непрерывных ситуаций по северному району. Лето (реперная станция Вал)

№ сит.	Наименование ситуации	Градации. скор.			Градации направл.			P, %	Среднее	
		V_{min}	V_{max}	допуск δV	DD_{min}	DD_{max}	допуск δDD		скор. V_m	напр. DD_m
1	Слабые С ветры	1	4	5	247.5	67.5	45	14.5	2.8	342
2	Слабые Ю ветры	1	4	5	67.5	247.5	45	21.6	3.1	161
...
8	Штиль	0	0	3	9000	9000	0	3.6	0.0	999
...
10	Устойчивые СЗ-С-СВ ветры	5	35	5	292.5	67.5	45	14.5	8.3	352

Календарь рассчитывался последовательно для каждого типа ветра. При этом допускалось перекрытие периодов действия ветров разных типов из-за принятого допуска на единичное (разовое) отклонение δV и δDD .

На следующем этапе анализа строился единый календарь смен типов ветра без подобных перекрытий (табл. 5). При построении календаря преимущество отдавалось более длительным ситуациям, при совпадении длительности – первой начавшейся. Построенный календарь использовался для расчета таблицы коэффициентов перехода от одной метеоситуации к другой, которая затем применялась при построении набора многосуточных сценариев.

С использованием построенного календаря смен типов непрерывного действия ветра рассчитывалась суммарная длительность действия ветров заданной непрерывной продолжительности (табл. 6) и оценивалась вероятность перехода от одной непрерывной ситуации к другой (при условии непрерывной длительности ситуации не менее 9 ч), или вероятность продолжения данной ситуации после действия непродолжительных (1 или 2 срока наблюдений) отличающихся ситуаций (табл. 7).

Полученные таблицы повторяемости P , длительности T и коэффициентов перехода TK используются в дальнейшем в THC_i для построения сценариев в соответствии с выражением (2). Следующим шагом является построение связанных метеорологических и гидрологических полей MHF_i для наполнения сценариев.

Пример календаря для ст. Вал, лето

№ сит.	Время набл.			Характеристики ветра				
	нач.	конеч.	продолж. (час)	макс. скор. V_{max}	ср. скор. V_m	ср. напр. DD_m	зон. сост. V_x	мер. сост. V_y
8	22.08.83 3:00:00	22.08.83 12:00:00	12	0.5	0.5	320	0.3	-0.4
2	22.08.83 15:00:00	22.08.83 15:00:00	3	2.0	2.0	180	0.0	2.0
1	22.08.83 18:00:00	23.08.83 6:00:00	15	2.6	2.5	304	2.1	-1.4
2	23.08.83 9:00:00	23.08.83 12:00:00	6	2.5	2.5	148	-1.3	2.1
1	23.08.83 15:00:00	24.08.83 00:00:00	12	2.0	1.7	300	1.5	-0.9
8	24.08.83 3:00:00	24.08.83 3:00:00	3	0.0	0.0	999	0.0	0.0
2	24.08.83 6:00:00	24.08.83 12:00:00	9	3.0	3.0	169	-0.6	2.9
1	24.08.83 15:00:00	26.08.83 00:00:00	36	2.3	1.8	283	1.8	-0.4
10	26.08.83 3:00:00	26.08.83 12:00:00	12	5.3	5.2	335	2.2	-4.7
1	26.08.83 15:00:00	27.08.83 3:00:00	15	1.8	1.6	310	1.2	-1.0

Таблица 6

Пример построения частотной таблицы непрерывной длительности действия ветров T (станция Вал, лето)

Неперер. продолж. τ (час)	Ситуация							Суммарная длит. τ_{sum} (час)	Относит. суммарная длит. $P_{\tau sum}$ (%)
	1	2	3	4	8	9	10		
	3-СЗ-С-СВ 1-4 м/с	В-ЮВ-Ю 1-4 м/с	Ю >5 м/с	В-ЮВ >5 м/с	Штиль 0 м/с	ЮЗ-3 >5 м/с	СЗ-С-СВ >5 м/с		
3	1314	1512	588	561	1050	519	375	5919	14.4
6	1422	1548	732	684	1182	696	642	6906	16.8
...
102		102						102	0.2
Всего:	8238	13614	2823	3414	5052	5208	2718	41067	100.0
(%)	20.1	33.2	6.9	8.3	12.3	12.7	6.6	100.0	

Пример построения коэффициентов смены метеоситуаций ТК с учетом переходов от ситуации с длительностью 9 и более часов к следующей длительной ситуации (с пропусками неустойчивых ситуаций в переходах), ГМС Чайво (Вал), лето

Текущая сит.	Последующая ситуация										Всего случ.
	1-15ч	1-27ч	1-43.5ч	2-15ч	2-27ч	2-43.5ч	...	10-15ч	10-27ч	10-43.5ч	
1-15ч	61	2	2	109	13	4	...	18	3	1	345
1-27ч	9	1		5		1	...	2			27
1-43.5ч	4			6			...	2			15
2-15ч	102	10	4	101	17	18	...	16	2	2	513
2-27ч	6	3	1	14	1		...	6	2		64
2-43.5ч	5		1	11	3	6	...	2			57
...
10-15ч	34	5	3	19	1			6	2		103
10-27ч	2	2		2				1			12
10-43.5ч	1		1	1				1			5

Примечание: «1–15 ч» – длительность ситуаций в пределах 15 часов.

Расчет метеополей над акваторией восточного шельфа Сахалина производился на основе выделенных типовых ситуаций для реперных квадратов (табл. 2, 4). При этом, используя календарь метеоситуаций (табл. 5), для остальных квадратов акватории (рис. 1) значения ветра определялись в синхронные сроки, соответствующие типовым ситуациям в реперном квадрате. Таким образом, для типовых ситуаций строились средние векторы по каждому квадрату (рис. 1), и затем методом интерполяции рассчитывалось поле ветров в узлах регулярной сетки. Пример такого типового поля ветров для ситуации № 10 (устойчивые СВ-С-СЗ ветры) показан на рис. 4а.

Построение полей течений

С использованием данных по плотности морской воды и с учетом полей типовых ветров W строились поля неприливых течений C_r , к которым добавлялись предвычисленные поля приливных течений C_t , а также другие вспомогательные характеристики SP (см. выражение (2)).

Неприливные течения. Для расчета неприливых течений в качестве базовой была использована диагностическая модель D_2 экмановского типа [5], реализация которой предусматривала усвоение типовых полей ветра, плотности воды и соответствующих граничных условий [8]. Модель успешно прошла апробацию для шельфовых районов Охотского и Японского морей [7, 8].

Допустимость применения описанной модели течений [8] для инженерных оценок переноса разливов нефти по сценариям подтверждается следующим:

- ♦ Хорошее соответствие данным наблюдений показало сравнение расчетного переноса для известных случаев сбросов или разливов;
- ♦ Исследование инструментальных наблюдений течений и синхронного ветра [4] позволило на фактическом материале установить значимую связь осредненных характеристик ветрового режима над акваторией с

флуктуациями непривных поверхностных течений относительно среднего потока, что в целом подтверждается результатами моделирования.

С помощью описанной модели [8] для каждой типовой ветровой ситуации (см. рис. 3) были выполнены диагностические расчеты циркуляции вод и трехмерного поля течений для участка сахалинского шельфа от м. Елизаветы до м. Терпения ($48^{\circ}40' - 54^{\circ}30'$ с.ш., береговая линия – 146° в.д., квадраты 1, 2, 3, 4, 5, 7 на рис. 1) на сетке с улучшенным пространственным разрешением 10×10 минут, а также от м. Терпения до Японии (квадраты 2, 6, 8, 9 на рис. 1) на сетке с пространственным разрешением 20×20 минут. Пример построенной схемы поверхностных течений для ветровой ситуации № 10 показан на рис. 4б.

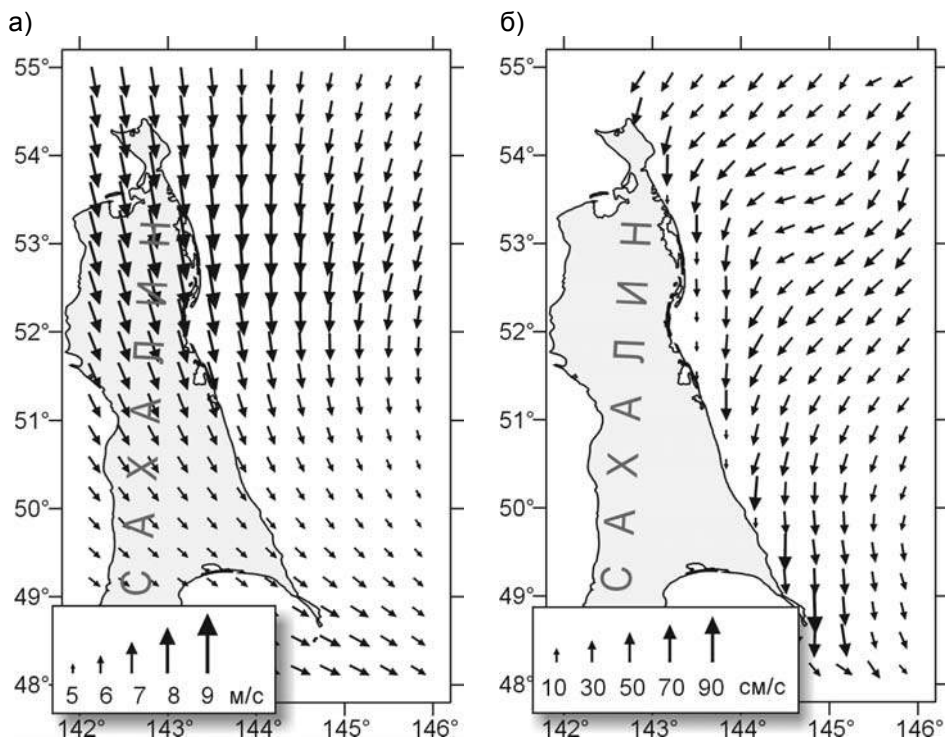


Рис. 4. Пример типового поля ветра (а) для ситуации №10 (устойчивые СВ-С-СЗ ветры) и соответствующего расчетного поля поверхностного непривного течения (б)

Приливные течения. Для построения схемы приливных течений использовались ряды инструментальных наблюдений для Пильтун-Астохской (ПА) и Аркутун-Дагинской (АД) площадей [4], а также ряды наблюдений в других районах, обобщенные еще для 6 площадей. На первом этапе с использованием приливных гармоник рассчитывались параметры приливных течений на период действия сценариев, на втором этапе результаты наблюдений пересчитывались в узлы расчетной сетки, соответствующие схеме непривных течений.

Тестирование построенных схем приливных течений проводилось по ретроспективным рядам, что показало высокую степень корреляции между прогнозируемыми и реальными рядами для района ПА месторождения и

прилегающих областей (более 0.9) и существенно меньшую точность прогноза вдали от реперных точек. Учитывая реверсивность приливных течений, можно сказать, что их влияние на процессы переноса пятна будет значимым в пределах 100 км от источника. Таким образом, используемый инженерный подход может корректно применяться, давая высокую точность прогноза приливных течений вблизи потенциального источника, что важно для правильного расчета переноса в первые двое – трое суток.

Построение сценариев

Многосуточные сценарии строились в соответствии с методикой, описанной выше. По таблице повторяемости относительно реперного квадрата № 1 (рис. 1) для лета и осени выделены наиболее значимые сочетания скорости и направления (табл. 2, 4), характеристики которых приведены на рис. 3. Каждая из описанных метеоситуаций может иметь три масштаба длительности, в соответствии с реальной статистикой. Пример индексирования используемых метеоситуаций приведен в табл. 8.

Таблица 8

Пример списка номеров группировок метеоситуаций с разбиением по сезонам (относительно реперного квадрата 1 для лета и осени)

Название ситуации	Сезон		Длительность		
	лето	осень	15 час.	27 час.	43 час.
Слабые С	√	√	a1	b1	c1
Слабые Ю	√	√	a2	b2	c2
Устойчивые Ю	√		a3	b3	c3
Устойчивые В-ЮВ	√		a4	b4	c4
Устойчивые ЮЗ		√	a5	b5	c5
Штиль	√	√	a8	b8	c8
Устойчивые ЮЗ-З	√		a9	b9	c9
Устойчивые СЗ-С-СВ	√		a10	b10	c10
Устойчивые З		√	a11	b11	c11
Устойчивые СЗ		√	a12	b12	c12
Устойчивые С		√	a13	b13	c13
Устойчивые СВ-В		√	a14	b14	c14
Устойчивые ЮВ-Ю		√	a15	b15	c15

На основе выделенных метеоситуаций и рассчитанных статистик длительности и переходов строились наборы **HS** согласно выражению (1). Количество ситуаций в наборе сценариев **M** было выбрано в соответствии с необходимым количеством расчетных сценариев для достижения требуемой точности оценки. Например, для оценок зоны влияния спустя одни и трое суток после разлива нефти и общих тенденций переноса за 10 суток оказалось достаточным использование 24 погодных сценариев с часовым сдвигом начальной фазы прилива для уточнения оценок в первые трое суток.

Для построения последовательности сценариев из определенных ранее метеоситуаций применялась компьютерная схема подбора последовательности ситуаций с использованием случайного выбора сценария при учете весовых коэффициентов из таблицы переходов и оптимизации последовательности

сценариев по вероятностным критериям. Начальные ситуации для сценариев задавались последовательно по значению параметра повторяемости и с условием максимальной длительности для первой ситуации в сценарии для корректной оценки зоны влияния. Пример последовательности метеоситуаций по каждому расчетному сценарию, пронумерованных согласно табл. 8, приведен в табл. 9.

Таблица 9

Пример построения набора HS на основе типовых метеоситуаций

№ сценария	Последовательность «метеоситуаций» в соответствии с присвоенными кодами в таблице 8															
Лето, десятисуточные сценарии, относительно источника в квадрате 1 (рис. 1)																
Сц.1	c3	a9	a3	b2	a8	b2	a4	a2	a8	a10	a1	b2				
Сц.2	c2	b2	b10	b1	a1	a2	a8	a3	a3	a4	a1	a8				
Сц.3	c10	a2	a2	a1	a2	a9	c2	a2	a8	a8	a3	a9	a2			
Сц.4	c4	a4	a4	a2	a1	a9	a9	a2	a9	a10	a8	a8	a4	a8	a9	
Сц.5	c1	a2	a9	a2	a1	a3	a8	a10	a1	a2	a1	a2	a2	a1	a2	
Сц.6	c9	c1	a9	a9	a2	a9	a8	a2	a2	a1	a2	a2	b1			
Сц.7	c8	a1	a1	a9	a9	a2	b9	a3	a10	b1	a1	a2	a2			
Сц.8	b3	b9	a10	a2	c2	a10	b1	a10	a9	a1	a2	a2				
Сц.9	b2	a8	a2	a8	a2	a8	a2	a8	b4	a4	a3	a8	c3			
Сц.10	b10	a2	a2	a3	a4	a2	a1	a3	b2	a8	b9	a1	a9	a2		
Сц.11	b4	a1	a10	a9	a1	a2	a9	a10	a4	a9	a1	a9	a1	a2	a10	b10
Сц.12	b1	a2	a9	a1	a2	a4	b2	a8	a2	a10	a8	a9	a8	a2	a2	
Сц.13	b9	a1	a2	a2	b2	a2	a2	a1	a2	a2	a9	a10	a4	a2	a2	
Сц.14	b8	a8	a8	a8	a2	a10	b2	b10	a2	a1	b1	a1	a8			
Сц.15	a3	a2	a4	b2	a10	a1	a2	c4	a4	a10	a1	a4	b3			
Сц.16	a10	a1	a1	a1	a10	a1	a3	b9	a9	a1	a1	a1	a1	a1	a9	a3
Сц.17	a4	a4	c4	a4	a4	a10	b9	a10	b10	a10	a10	a4	a4			
Сц.18	c3	a10	a10	a4	c10	a10	a10	b10	a4	c4						
Сц.19	b3	b4	b2	a3	a4	a10	b10	a10	a4	a4	a4	b2				
Сц.20	b2	a4	a3	a4	a4	b3	b3	a4	a10	a10	a4	a3	b4			
Сц.21	b10	a10	a10	a10	b10	a10	a4	a10	a10	a10	a10	a4	a4	a4	b3	
Сц.22	b4	a10	b10	a10	a10	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	
Сц.23	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3
Сц.24	b3	b4	a3	a3	a3	a3	a3	a3	a3	b4	b3	b3				

В переходах между сценариями применялось сглаживание с использованием методов интерполяции для построения в узлах сетки переходных значений векторов ветра в течение 2 часов от начала нового сценария и переходных значений векторов течений в течение 4 часов от начала нового сценария.

Верификация методики

Методика проходила как поэлементную верификацию при проверке отдельных моделей и методов расчета (например, при построении схем течений), так и общую верификацию по проверке сохранения статистических свойств набора сценариев. Одним из основных способов верификации методики являлась проверка сохранения статистических зависимостей в построенных

типовых полях течений для набора сценариев при сравнении с точками, освещенными инструментальными наблюдениями.

Верификационный эксперимент включал построение в соответствии с изложенной выше методикой набора сценариев для узлов расчетной сетки в районе ПА и АД месторождений. Набор сценариев составлял последовательности типовых летних и осенних ситуаций для 2400 часов с сохранением многолетних статистических распределений ветрового режима. Таким образом, **HSS** включал последовательность полей ветра и соответствующих им полей суммарных течений. Далее тестировались статистические свойства рассчитанных полей суммарных течений в сравнении с инструментальными данными. В соответствии с последовательностью полей в построенных сценариях были сгенерированы модельные ряды суммарных течений часовой дискретностью для летних и осенних гидрологических условий в узлах сетки на ПА и АД площадях. Для сгенерированных рядов были построены таблицы и диаграммы повторяемости скорости и направления течения на поверхности.

Для сравнения были построены аналогичные таблицы и диаграммы для поверхностного горизонта по обобщенным инструментальным рядам, сведения о которых приведены в [4]. Инструментальные ряды были искусственно разделены по срокам наблюдений (до 15 сентября – лето, после 15 сентября – осень), приведены к единой дискретности и составили два тестовых ряда для лета и осени. На рис. 5 приводится сравнение модельных и инструментальных рядов течений. Хорошее соответствие кривых свидетельствует о правильности используемого подхода и корректности расчета полей течений. Сравнение диаграмм на цв. ил. 5 (стр. 244) также показывает высокую степень соответствия, особенно в осенний период, когда течения более устойчивы. Следует отметить, что небольшие расхождения между отдельными кривыми (например см. рис. 5е, рис. 5ж) могут быть обусловлены ограниченностью статистики инструментальных наблюдений. При сравнении также следует учитывать, что модельные диаграммы на цв. ил. 5а, б, д, е построены для поверхности, а инструментальные диаграммы на цв. ил. 5в, г, ж, з для характерной глубины около 5 м. Таким образом, как видно из рисунков на цв. ил. 5а, б, д, е, для поверхностных течений в статистическом распределении вероятность высоких скоростей несколько выше, что объясняется влиянием ветра.

Заключение

Описанная в работе методика построения многосуточных гидрометеорологических сценариев, основанная на использовании полного объема доступной информации, не является единственно оптимальной. Возможно ее усовершенствование с использованием дополнительных связей, или более совершенных моделей.

Тестирование описанного в статье подхода показало хорошее согласие статистических свойств построенных полей суммарных течений с натурными наблюдениями, что подтверждает корректность методики и используемых моделей построения течений. В принципе данный подход к построению сценариев может применяться как для задач оценки статистических параметров и тенденций переноса при нефтеразливах, так и для других задач, связанных с обеспечением работ на шельфе.

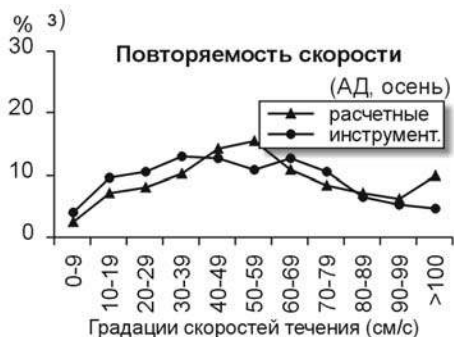
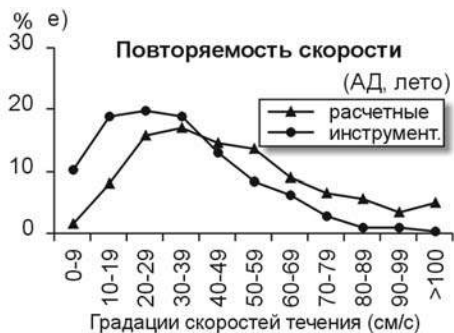
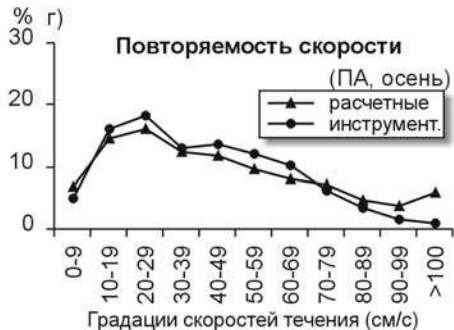
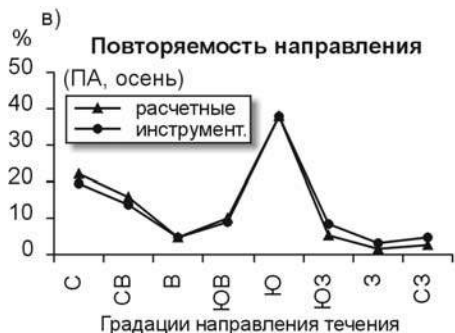
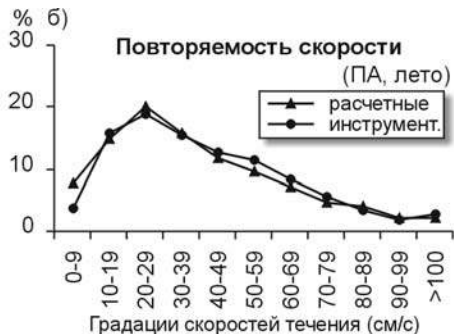
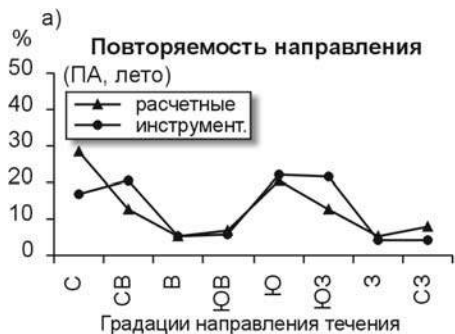
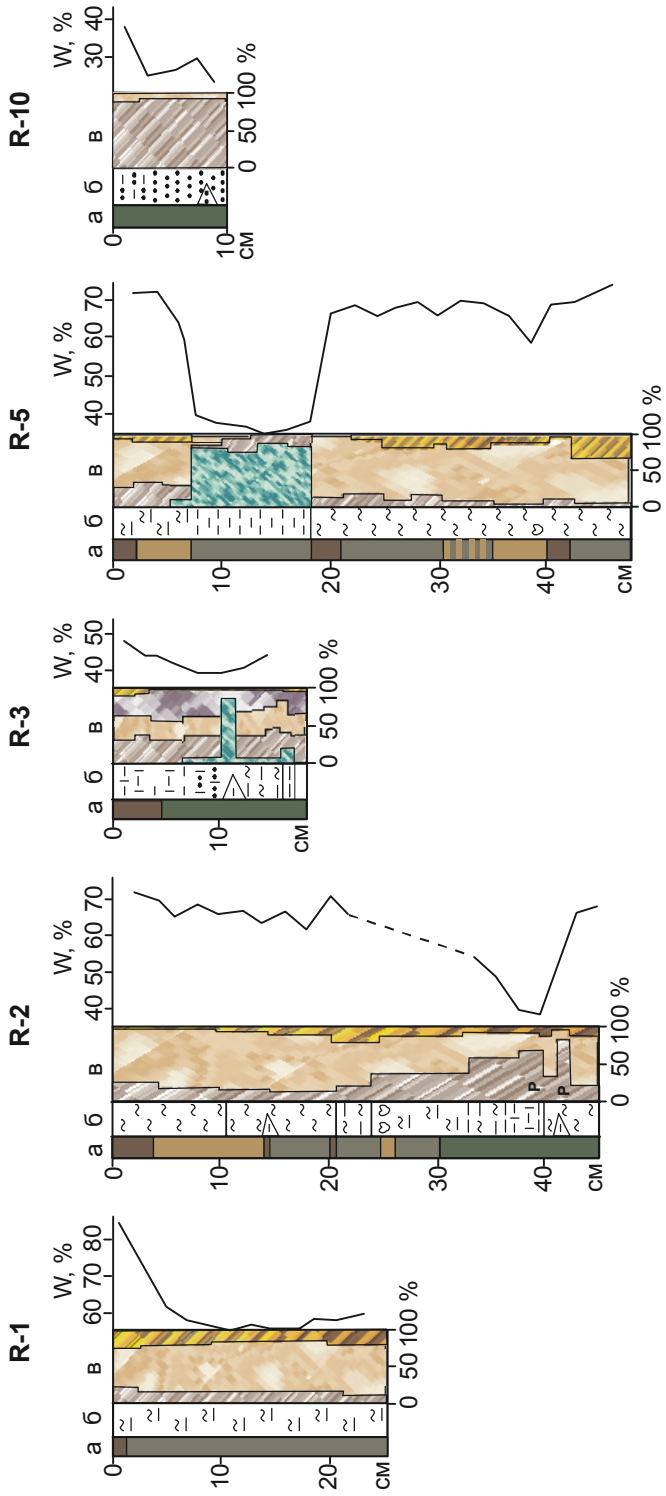


Рис. 5. Сравнительные кривые повторяемости направления и скорости расчетных и инструментальных суммарных течений на ПА и АД площадях для летнего и осеннего сезонов

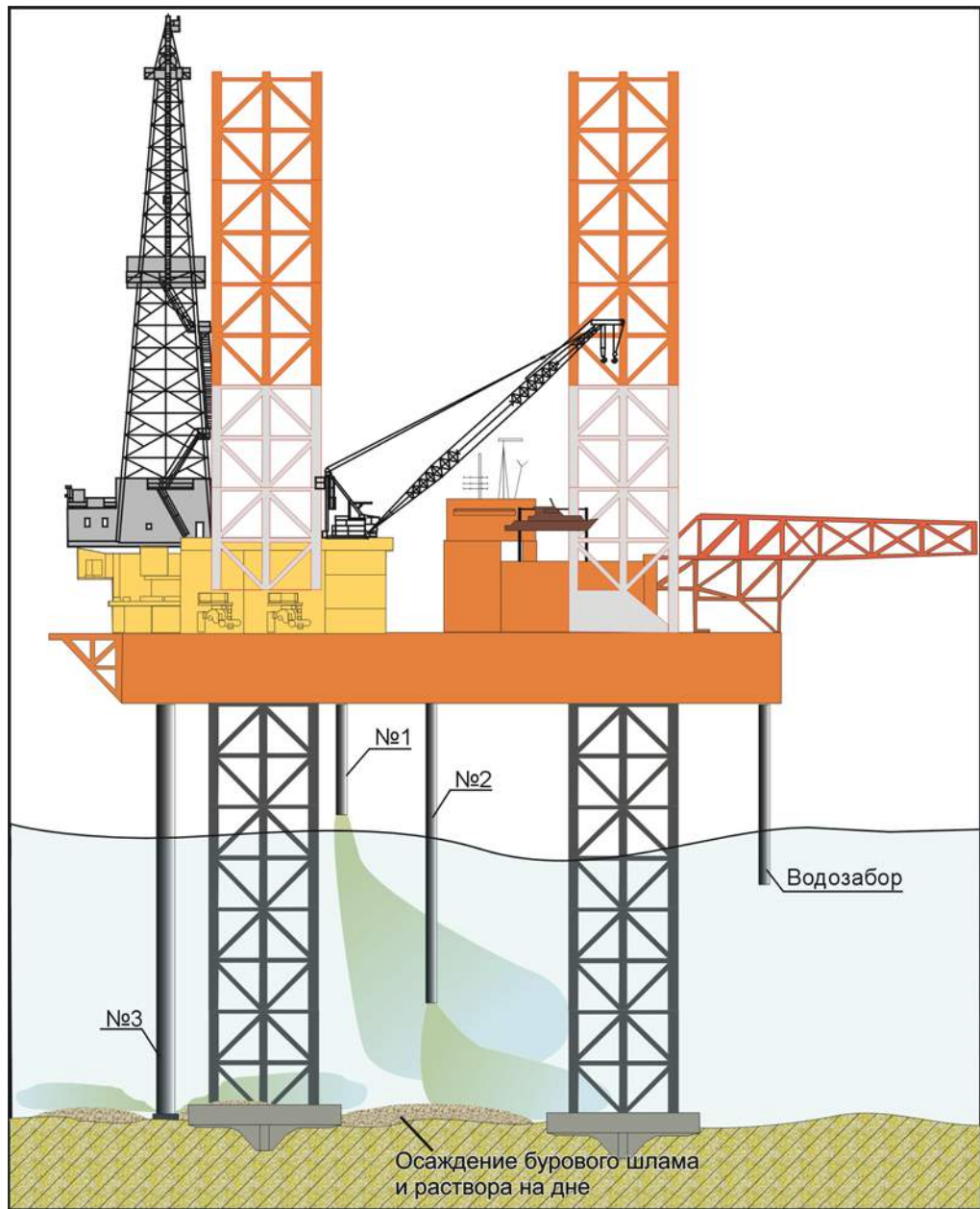
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дашко Н. А., Варламов С. М., Кочергин И. Е. Режим ветра и волнения у побережья северо-восточного Сахалина // Труды ДВНИГМИ. Тематический вып. 1998. С. 14–28.
2. Инженерно-гидрометеорологические изыскания на континентальном шельфе / под ред. Глуховского Б. Х. М.: Гидрометеоиздат, 1993. –376 с.
3. Кочергин И. Е., Богдановский А. А., Будаева В. Д., Зацева С. Н., Ивченко А. А., Макаров В. Г., Овсиенко С. Н., Путов В. Ф. О технологии моделирования нефтяных разливов на шельфе восточного Сахалина в рамках проведения оценки их воздействия на окружающую среду (ОВОС) // Труды ДВНИГМИ. Тематический вып. 1998. С. 171–182.
4. Кочергин И. Е., Рыбалко С. И., Путов В. Ф., Шевченко Г. В. Некоторые результаты обработки инструментальных наблюдений за течениями на Пильтун-Астохской и Аркутун-Дагинской площадях северо-восточного шельфа Сахалина // Тематический вып. ДВНИГМИ № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 96–113.
5. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. Л.: Гидрометеоиздат, 1997. –182 с..
6. Aamo O. M., Reed M., Downing K. Oil spill contingency and response (OSCAR) model system: sensitivity studies // Proceedings of the Oil Spill Conference, American Petroleum Institute. 1997. P. 429–438.
7. Budaeva V. D., Makarov V. G. Modeling of the Typical Water circulation in the La Perouse Strait and Aniva Gulf Region // Proceeding of PICES Scientific Report. 1996. № 6. P. 17–20.
8. Budaeva V. D., Makarov V. G. Peculiar water regime of currents in the area of Eastern Sakhalin shelf // Proceeding of the Second PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. 1999. № 12. P. 131–138.
9. Daniel P. Forecasting oil spill drift at Meteo-France // Proceedings of the Oil Spill Conference, American Petroleum Institute. 1997. P. 990–992.
10. Findikakis A. N., Law A. W. K., Paradimitrakis Y. Assessment of the risk of shore contamination by offshore oil spills: model formulation // WITpress Proc. «Oil and Hydrocarbon Spills». 1997. P. 209–220.
11. Kochergin I. E., Bogdanovsky A. A., Budaeva V. D., Makarov V. G., Mishukov V. F., Ovsienko S. N., Putov V. F., Reitsema L. A., Sciallabba J. W., Sergusheva O. O., Yarosh P. V. Modeling of Oil Spills for the Shelf Conditions of North-Eastern Sakhalin // Proceedings of the Second PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. 1999. № 12. P. 123–130.
12. Rusin J., Lunel T., Tyler A. Spill modeling as part of the response and monitoring strategy at the sea empress incident // Proceedings of the Oil Spill Conference, American Petroleum Institute. 1997. P. 930–931.

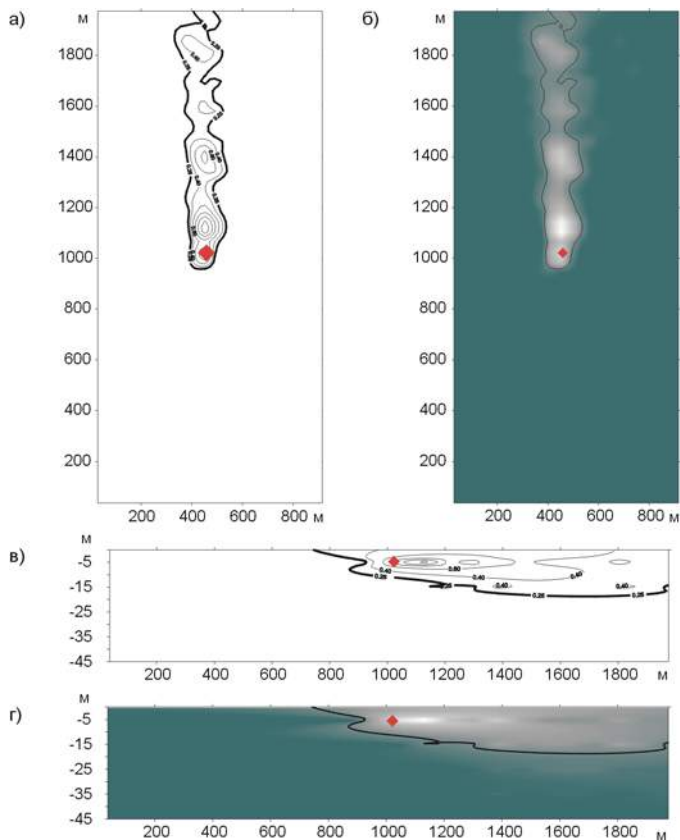


Цв. ил. 1. Вертикальная изменчивость донных осадков в монолитах бокс-корроров.

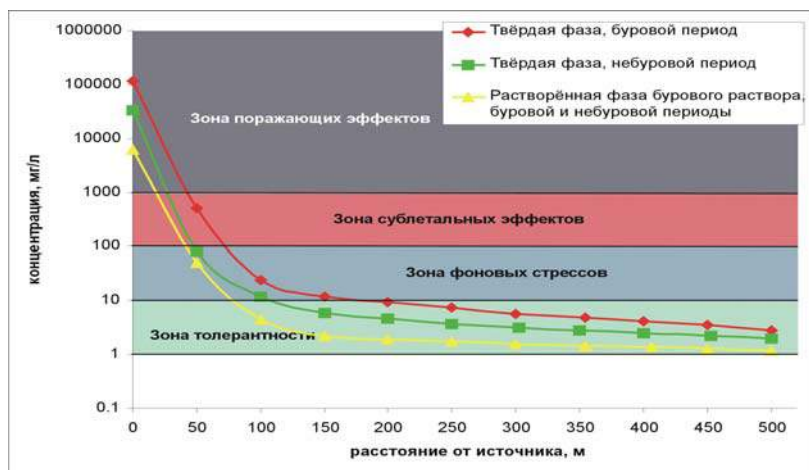
а - цвет: ■ - темно-коричневый, ■ - коричневый и желтовато-коричневый, ■ - оливо-серый и серый, ■ - зеленовато-серый, ■ - тонкая слоистость по цвету;
 б - текстуры и структуры: ■ - псаммиты (пески) нерасчлененные, ■ - алевроиты псаммитовые, ■ - алевроиты, ■ - алевроиты пелитовые, ■ - пелиты алевроитовые, ■ - пелиты, ■ - миктиты псаммитовые, ■ - миктиты алевроитовые, ■ - комки плотного осадка, ■ - линзы осадков иного состава; ■ - глинистая, ■ - обломочная, ■ - биогенные карбонатные остатки, ■ - биогенные кремнистые остатки, ■ - вулканическое стекло, ■ - обогащение осадков пиритом;
 в - вещественный состав осадков (содержание основных компонент, %): ■ - влажностная, ■ - обогащение осадков пиритом;
 W - влажность, %.



Цв. ил. 2. Схема расположения водовыпусков СПБУ
 (выпуск № 1 – на поверхность, выпуск № 2 – заглубленный ниже уровня моря на 5–25 м,
 выпуск № 3 – вынос бурового раствора и шлама из ствола скважины на первых интервалах
 бурения)

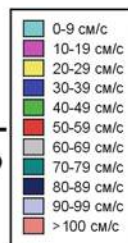
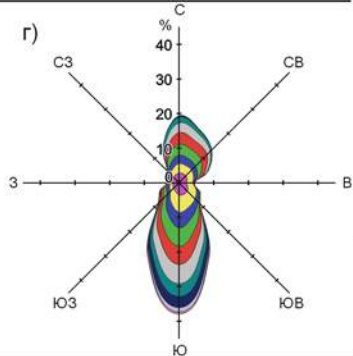
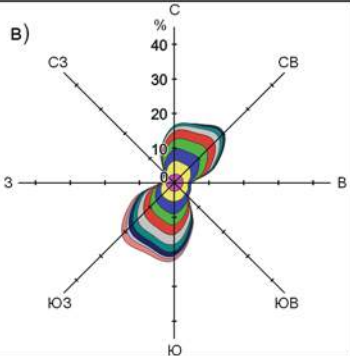
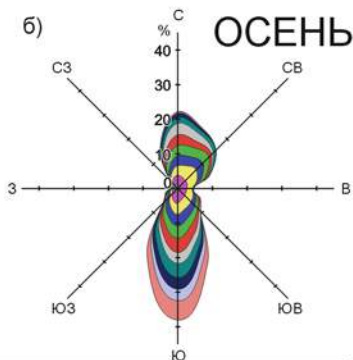
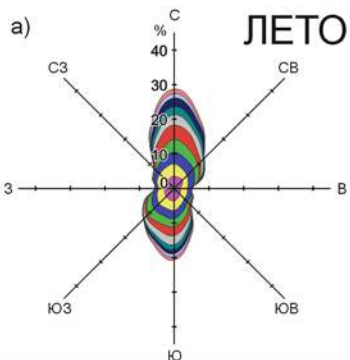


Цв. ил. 3. Пример расчета загрязнения водной толщи взвешенными веществами при наиболее интенсивном сбросе бурового раствора: а), б) изолинии и визуализация, вид сверху; в), г) изолинии и визуализация, вертикальный профиль вдоль струи

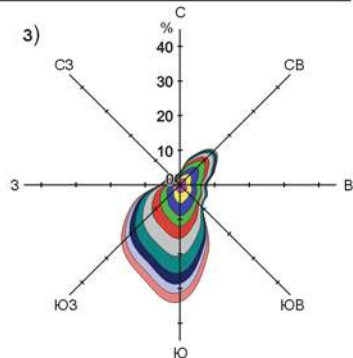
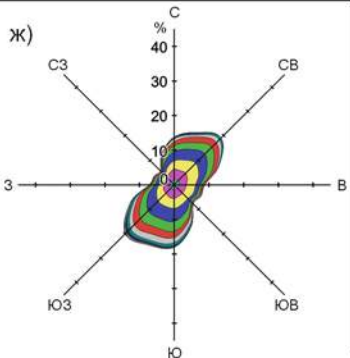
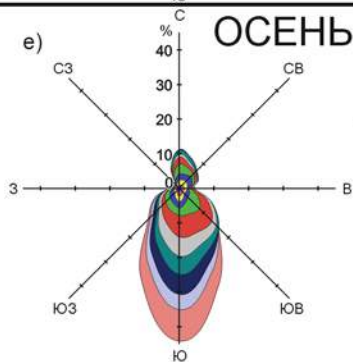
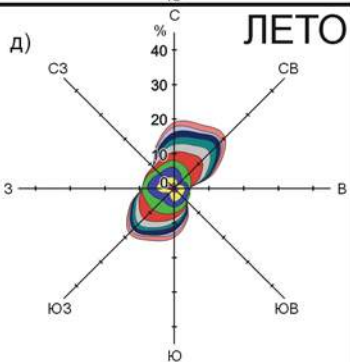


Цв. ил. 4. Осредненные кривые концентрации и зоны токсических эффектов (в соответствии с обобщениями С. А. Патина [12]) при наибольшей интенсивности сброса твердой фазы бурового шлама и раствора, а также растворенной фазы раствора в буровой и небуровой периоды

ПИЛЬТУН-АСТОХСКАЯ ПЛОЩАДЬ
РАСЧЕТНЫЕ
ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ



АРКУТУН-ДАГИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ
РАСЧЕТНЫЕ
ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ



Цв. ил. 5. Сравнительные диаграммы повторяемости скорости и направления расчетных и инструментальных суммарных течений на ПА и АД площадях для летнего и осеннего сезонов

УДК 551.589.1/6(57+265)+ 551.553.21(265.54)

Оценка изменений характеристик центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона в течение 20-го столетия и их влияние на циркуляцию над Японским морем / Дашко Н. А., Варламов С. М. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 10–25.

Анализируется многолетняя изменчивость характеристик центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона по данным отечественных и зарубежных архивов данных за различные периоды, начиная с 1891 г. Отмечено, что в последние 20 лет имеет место значимая тенденция уменьшения зимнего и летнего макромасштабных барических градиентов (разности давления ЦДА, отнесенной к расстоянию между ними) на фоне положительного векового тренда.

Особое внимание в работе уделяется исследованию муссонной циркуляции над Японским морем и влиянию на нее вариаций макромасштабных барических градиентов.

Анализируются индексы муссонной активности. Показано, что хотя интенсивность муссона и его изменчивость в конкретном случае зависит от напряженности локального барического поля непосредственно над Японским морем и прилегающими районами, коэффициенты корреляции индексов муссонной активности с характеристиками ЦДА также значимы.

Ил. 8, библиогр. 8.

УДК 551.513.3:551.524.3(571.642)

Изменчивость положения центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона и их вклад в формирование аномалий температуры воздуха Сахалина / Богдановская Т. В., Богдановский А. А. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 26–33.

Исследуется изменчивость положения четырех центров действия атмосферы (ЦДА) Азиатско-Тихоокеанского региона. Используются данные о среднем сезонном положении ЦДА за период 1949–1990 гг. и данные средних сезонных аномалий температуры воздуха восьми станций: Тымовское, Оха, Погиби, Александровск-Сахалинский, Поронайск, Холмск, Корсаков, Углегорск.

Предложена типизация положения ЦДА, все положения ЦДА представлены пятью типами. Рассмотрена повторяемость типов положения ЦДА для каждого сезона. Исследовано влияние положения ЦДА на температурный режим станций о. Сахалин. Проанализировано положение ЦДА с заблаговременностью два сезона до наступления экстремальных температур. Выявлены некоторые зависимости аномалий температуры воздуха от положения ЦДА. Наиболее информативным является положение центров осенью, в предзимье и во вторую половину зимы. Полученные результаты могут использоваться для повышения эффективности долгосрочных прогнозов погоды.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. 20.

Условия образования особо опасных отложений гололеда на побережье Охотского моря / Блохина В. И. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 34–45.

Обобщены результаты исследования аэросиноптических условий образования особо опасных отложений льда на побережье Охотского моря. Произведена типизация синоптических процессов, рассмотрены характеристики циклонов, под влиянием которых возникает обледенение: ход давления в центрах циклонов, продолжительность их существования и интенсивность гололедных отложений при различных траекториях. Приведены характеристики инверсий, значений дефицитов точки росы и температуры в нижнем слое атмосферы толщиной 1.5 км в дни с гололедом и обледенелым мокрым снегом.

Табл. 7, ил. 2, библиограф. 13.

Флуктуации термодинамического состояния поверхностных вод Японского моря как отражение макромасштабных климатических изменений в атмосфере Земли / Савельев А. В. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 46–61.

Выполнен комплексный анализ долгопериодной изменчивости температуры воздуха, воды, уровня и продолжительности ледового покрова Японского моря по многолетним данным 20 гидрометеорологических станций побережья России, Японии, Южной Кореи.

Обнаружена трехмодальная структура спектров рассматриваемых характеристик с максимумами на периодах 9–12 лет, 3–5 лет и 2–2.5 года. Перечисленные колебания происходят на фоне более низкочастотных, тенденции которых имеют сезонные различия. В холодный период многолетний ход термодинамических характеристик имеет однонаправленную тенденцию в сторону повышения (для продолжительности ледяного покрова – понижения), что согласуется с глобальным климатическим потеплением на Земле. В теплый период кривые многолетней изменчивости имеют вид долгопериодной климатической волны с минимумом в 60–70-е годы и максимумами в 20–30-х и 80–90-х годах.

Выявленные долгопериодные волны хорошо согласуются с вековым циклом изменчивости макроциркуляционных процессов в атмосфере северного полушария.

Табл. 3, ил. 6, библиограф. 44.

Анализ многолетних наблюдений температуры воды и воздуха в заливе Петра Великого (Японское море) / Гайко Л. А. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 62–76.

Представлены результаты анализа рядов средних месячных значений температуры воды и воздуха, наблюдаемых на четырех береговых гидрометеорологических станциях (ГМС) Государственной сети гидрометеослужбы (Посъет, Гамов, Владивосток, Находка) за период 1882–1998 гг. Получены оценки статистических характеристик температуры воды и воздуха. Исследована межгодовая изменчивость температурного режима прибрежных районов залива Петра Великого. Выявлены климатические тренды в распределении температуры воды и воздуха в теплый и холодный периоды года. Полученные результаты свидетельствуют об изменении климатического режима в северо-западной части Японского моря. Климатическое повышение температуры воды и приземного воздуха наиболее выражено в холодный период.

Табл. 7, ил. 6, библ. 28.

УДК 551.465.41(265.54)

Формирование промежуточных вод с высокой соленостью в Японском море / Лучин В. А., Тищенко П. Я., Тэлли Л. Д. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 77–91.

Работа основана на материалах двух международных экспедиций на НИС «R.Revelle» и НИС «Профессор Хромов» в период с 24 июня по 13 августа 1999 г., а также на историческом массиве данных (около 140 000 океанографических станций). Рассматривается один из возможных механизмов формирования промежуточных вод с повышенной соленостью, базирующийся на процессах вертикального и бокового перемешивания двух типов вод, которые находятся в верхних слоях Японского моря – цусимской (теплой и соленой) и северной, северо-западной (холодной и пресной). Основным районом формирования этих вод является акватория к западу и северо-западу от Сангарского пролива. Второй район, располагающийся к югу от залива Петра Великого, формируется под воздействием нескольких процессов: адвективного перемещения вод из первого района формирования промежуточных вод, смешения образовавшихся промежуточных вод с повышенной соленостью и холодных распресненных присклоновых вод, а также вертикального смешения вод в постоянно действующих здесь вихревых образованиях.

Ил. 6., библ. 28.

Пространственная структура вод северо-западной части Японского моря зимой / Данченков М. А., Обри Д. Г., Лобанов В. Б. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 92–105.

В северо-западной части Японского моря (между 41°–43° с.ш., 132°–137° в.д.) в зимнее время (1995–1999 гг.) обнаружено распространение теплой и соленой воды от меандра Цусимского течения на запад. Соленость в ядре этого потока уменьшается с востока на запад от 34.15‰ до 34.06‰, а температура – от 2.5 °С до 0.5 °С. Его существование объясняет отсутствие в северо-западной части Японского моря летом холодного подповерхностного слоя и образование глубинной воды на северо-западном термическом фронте.

Табл. 1, ил. 11, библиогр. 18

УДК 551.465.46:551.462.32(571.642) + 551.556

Формирование апвеллинга на северо-восточном шельфе острова Сахалин под воздействием ветра / Красавцев В. Б., Пузанков К. Л., Шевченко Г. В. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 106–120.

Анализируются спутниковые наблюдения за температурой поверхности моря и инструментальные наблюдения за скоростью ветра, морскими течениями на различных горизонтах, температурой и соленостью воды в двух точках на северо-восточном шельфе острова Сахалин, а также данные океанографических съемок, выполненных в данном районе в июле 1990 года.

Дистанционные наблюдения и результаты съемок обнаруживают наличие характерных для прибрежного апвеллинга областей пониженной температуры вблизи берега. Увеличение размеров этих областей, а также направление течения в поверхностном слое в открытое море (при потоке к берегу на придонных горизонтах) связано с преобладанием ветров южных румбов. В случае увеличения доли восточных или северо-восточных ветров эти области уменьшаются, и на верхних горизонтах течение ориентировано в сторону берега. При этом в точках наблюдений в поверхностном слое колебания температуры воды достигают 10–12 °С, солености – до 9‰.

Ил. 7, библиогр. 12.

УДК 551.465.75(265.53)

Сгонно-нагонные колебания уровня в Сахалинском заливе / Савельев А. В. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 121–132.

На основе имеющихся на побережье натуральных наблюдений за уровнем моря анализируются сгонно-нагонные эффекты в Сахалинском заливе. Предлагается новый простой способ выделения сгонно-нагонных колебаний по четырехсрочным наблюдениям. Выявлены условия формирования сгонов и нагонов на акватории залива, выполнена оценка их режимных характеристик.

Табл. 10, ил. 3, библиогр. 8.

УДК 551.467(265.54):551.465.7(265.54)

Ледопродуктивность акватории Татарского пролива и осолонение вод в холодный период года / Петров А. Г. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 133–138.

Проведен анализ ледопродуктивности акватории Татарского пролива и расчет возможного количества соли, выделяемой в воду при образовании льда. В основе расчета использована разработанная ранее схема районирования акватории пролива. Выделены районы, в которых осолонение вод может существенно изменить характеристики подстилающих лед вод. Результаты исследования могут быть использованы при анализе влияния зимних процессов на формирование гидрологической структуры Японского моря.

Табл. 3, библиогр. 9.

УДК 551.463.8:556.455(265.3)

О влиянии гидрометеорологических факторов на распределение взвешенного стока реки Амур в охотоморской части эстуария / Якунин Л. П., Дударев О. В., Боцул А. И., Аникиев В. В., Уткин И. В. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 139–149.

Результаты исследований в Сахалинском заливе показали, что характер и степень воздействия гидрометеорологических факторов определяют структуру вод и динамику поведения взвешенного материала. В периоды штормовых нагонов амурские воды могут блокироваться вблизи границы с Амурским лиманом. Ограничение стока в охотоморскую часть эстуария находит отражение почти в трехкратном уменьшении содержания взвеси по сравнению со спокойными метеорологическими условиями. Выявлено два типа структуры пространственного распределения взвеси. Критерием, по которому также можно оценивать влияние синоптических и гидрологических факторов, является присутствие в вершине залива лиманных перемешанных вод и их пространственное положение.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 18.

Потфракционное распределение тяжелых металлов в донных осадках Японского моря (на примере профиля Владивосток-Ниигата). / Астахов А. С., Поляков Д. М., Слинко Е. Н., Середина Н. А. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 150–165.

Изучалось содержание тяжелых металлов (ТМ), химический и минеральный состав поверхностных донных осадков и выделенных из них гранулометрических фракций по субширотному профилю в центральной части Японского моря. Установлено, что распределение тяжелых металлов в донных осадках определяется природными факторами: поступлением терригенного материала из островодужной и материковой провинций, фракционированием его по размерности и минеральному составу при транспортировке и осаждении, разбавлением биогенным, вулканогенным и аутигенным веществом. По результатам многокомпонентного статистического анализа выявлено, что основная изменчивость содержаний ТМ определяется распределением железа и, частично, марганца. Положительные результаты для выявления на этом фоне начальных стадий антропогенного загрязнения получены при анализе только пелитовых фракций осадков и нормировании содержаний относительно железа. При этом устраняется влияние размерного фракционирования терригенного материала, биогенного и вулканокластического осадконакопления и, частично, аутигенного минералообразования.

Табл. 2, ил. 6, библиогр. 29.

Состав, распределение и современное состояние бентоса на Пильтун-Астохской нефтегазоносной площади / Белан Т. А., Олейник Е. В. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 166–177.

Приведены данные по составу, распределению и количественным показателям бентоса на Пильтун-Астохской нефтегазоносной площади по материалам экспедиций 1998-1999 гг. Средняя биомасса бентоса составляет от 940 до 1339 г/м². Максимальная биомасса (более 9000 г/м²) и плотность бентоса характерна для мелких песков, где доминируют плоские морские ежи *Echinarachnius parva* и кумовые рачки *Diastylis bidentata*. Состав донных сообществ определяют, главным образом, иглокожие, актинии, многощетинковые черви и двустворчатые моллюски. Анализ результатов трех гидробиологических съемок свидетельствует о том, что спустя год после установки платформы «Моликпак» существенных изменений в составе бентоса не произошло.

Табл. 6, ил. 4, библиогр. 9.

Характеристика воздействий сбросов сточных вод на морскую среду при разработке нефтегазовых месторождений на шельфе Сахалина / Кочергин И. Е., Богдановский А. А., Гаврилевский А. В., Гаврилова Т. А., Сергушева О. О., Ройл Д. Дж. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 178–189.

В статье рассматриваются характеристики воздействия на морскую среду при проведении сбросов сточных вод в морскую среду. Проводится краткий анализ методов утилизации буровых отходов.

Приведены основные объемы и состав загрязняющих веществ в сбрасываемых сточных водах с указанием их специфики и интенсивности воздействия. Для основных компонентов буровых растворов проведено разделение на группы по видам воздействия на морскую среду. По некоторым загрязняющим веществам для оценки токсикологических воздействий описываются уровни критерия ЛК₅₀.

В статье приводится пример оценки масштабов и интенсивности токсикологического воздействия по результатам компьютерного моделирования сбросов ЗВ в водную толщу. Рассмотрены примеры визуальной интерпретации масштабов и интенсивности некоторых характеристик загрязнения, как водной толщи, так и морского дна.

Дается сравнительное описание результатов оценки воздействия на основе проведенного экологического мониторинга до и после бурения скважины, что показало присутствие локального и кратковременного характера воздействия, и сопоставимо результатами компьютерного моделирования.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 12.

УДК 504.42.054(265.5)

Проблемы нормирования сбросов сточных вод для дальневосточных морских акваторий / Гаврилевский А. В. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 190–204.

В статье рассматриваются практические подходы к нормированию сбросов для ограничения воздействия на морскую среду до уровня экологически допустимого. Сделан краткий анализ законов РФ и международных соглашений в области охраны окружающей среды в части, регламентирующей сбросы сточных вод.

Рассмотрены некоторые вопросы подготовки исходных данных. Проводится анализ используемых методик, также приведены примеры их использования.

На основе проведенного анализа по нормированию сбросов обозначены основные задачи для решения возникающих проблем.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 10.

О некоторых показателях физиологического комфорта применительно к территориям Приморского края и Сахалинской области / Тунеголовец В. П. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 205–222.

Более чем для 100 пунктов территории Приморского края и Сахалинской области рассмотрены экстремальные величины различных индексов физиологического комфорта (13 индексов), наиболее часто применяемых в биометеорологии. Анализ результатов указывает на необходимость привлечения комплексных метеорологических показателей, учитывающих условия комфортности одновременно по нескольким биометеорологическим индексам и одновременно для периода всего года.

Для оценки физиологического комфорта предложен новый индекс, который может быть определен как метеорологический риск наступления опасных для здоровья и безопасности жизнедеятельности погодных условий, или, что то же самое, что показатель агрессивности атмосферной среды (ПААС). В качестве опасных для здоровья человека условий погоды приняты: перепады атмосферного давления более 10 гПа/3 ч, сочетание высоких температур воздуха и высокой влажности, сочетание низких температур и сильного ветра.

Табл. 3, ил. 3, библиогр. 23.

УДК 551.5+589.1:551.465.5(265.53)

Построение гидрометеорологических сценариев для задач оценки воздействия на окружающую среду / Кочергин И. Е., Богдановский А. А., Будаева В. Д., Варламов С. М., Дашко Н. А., Макаров В. Г., Путов В. Ф., Рыбалко С. И. // Тематический вып. ДВНИГМИ № 3. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 223–240.

Предлагается методика построения гидрометеорологических сценариев для моделирования вероятного поведения нефти на трое и более суток при возможных разливах на шельфе Сахалина. Для построения сценариев используются репрезентативные и качественные гидрометеорологические данные, на основе которых строятся типовые метеоситуации и схемы течений. Методика построения сценариев позволяет сохранить статистические свойства повторяемости, длительности и коэффициенты перехода между ситуациями.

Приводится практический пример построения набора сценариев при моделировании разливов нефти для шельфа северо-восточного Сахалина. Тестирование описанного в статье подхода показало хорошее согласие статистических свойств построенных полей течений для набора сценариев с натурными наблюдениями в точках, что подтверждает корректность методики и используемых моделей.

Табл. 9, ил. 6, библиогр. 12.

UDC 551.589.1/6(57+265)+551.553.21(265.54)

Assessments of the XX-century variability of characteristics and influence on the Japan Sea circulation of the Pacific-Asian atmospheric action centers / Dashko N. A., Varlamov S. M. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 10–25.

Multiyear variability of the Pacific-Asian atmospheric action center's characteristics registered by Russian and western data archives covering different periods starting from 1891 is analyzed. In winter and summer the recent two decades are revealed to show the tendency of macro-scale baric gradient decrease (AAC partial pressure differences in respect to the distance between the centers) on the background of positive centennial trend. Special attention is paid to the monsoon circulation over the Sea of Japan and its effect on macro-scale baric gradient variations. Monsoon activity gradients are analyzed. Although the monsoon intensity and its variability in a concrete situation depends on the local baric field tension over the Sea of Japan and adjacent areas the correlation coefficients of monsoon activity indexes with AAC characteristics are shown to be significant.

Figures – 8, references – 8.

UDC 551.513.3:551.524.3(571.624)

Position variability and contribution of the Pacific-Asian atmospheric action centers into Sakhalin air temperature anomalies / Bogdanovskaya T. V., Bogdanovsky A. A. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 26–33.

Position variability of four Pacific-Asian atmospheric action centers is analyzed. The investigation is based on the 1949–1990 average seasonal AAC position records and the average seasonal air temperature anomalies collected by 8 coastal meteorological stations: Tymovsk, Okha, Pogibi, Aleksandrovsk-Sakhalinsky, Poronaysk, Kholmok, Korsakov, and Ulegorsk.

Typification of AAC position is proposed with all PAAC positions being subdivided into 5 types. Probability of occurrence of AAC type positions is investigated for each season. The influence of AAC position on temperature regime of Sakhalin meteorological stations is studied. AAC positions during the two recent seasons up to extreme temperature are analyzed. Some dependencies of air temperature anomalies upon AAC position are revealed. The most informative was found AAC position in autumn, pre-winter and the second part of winter. The obtained results may add efficiency to the long-term weather forecasts.

Tables – 3, figures – 2, references – 20.

Conditions of ice-crust formation on the Okhotsk Sea coast / Blokhina V. I. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 34–45.

The paper contains the generalized results of aerosynoptic formation conditions of the most dangerous ice crusts on the Okhotsk Sea coast. Synoptic processes are type-designed, and characteristics of the cyclones that cause ice crust to form, namely pressure changes in cyclone centers, cyclone duration, and intensity of ice crust formed at different trajectories, are considered. Inversion, dew point and temperature deficits in the lower atmospheric 1.5 km layer in the days with ice crust and icy wet snow are described.

Tables – 7, figures – 2, references – 13.

UDC 551.465.43(265.54)+551.513.3

Fluctuations of thermodynamics of the Japan Sea surface waters as the factor characterizing macro-scale climatic changes in the earth atmosphere / Savelyev A. V. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 46–61.

Complex analysis of long-period variability of air and water temperature, level and duration of the Japan Sea ice cover is carried out on the basis of multiyear observations of 20 coastal stations of Russia, Japan, and South Korea.

Three-modal structure of the described characteristics spectra with maximums at 9–12, 3–5, and 2–2.5 year-periods has been revealed. The mentioned fluctuations were found to occur on the background of low-frequency fluctuations which tend to show seasonal differences. In cold seasons multiyear variability of thermodynamic characteristics tends to increase (ice cover duration tends to decrease), that agrees with global climate warming. In warm seasons the curves of multiyear variability look like a long-period climatic wave with minimum in the sixties-seventies, and maximum in the twenties-thirties and the eighties-nineties.

The revealed long-period waves well agree with the centennial cycle of macro-circulation atmospheric processes of the North Hemisphere.

Tables – 3, figures – 6, references – 44.

Analysis of multiyear water and air temperature in Peter the Great Bay (Sea of Japan) / Gayko L. A. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 62–76.

The results of the analysis of numerous average water and air temperatures observed by four coastal hydrometeorological stations of the State Hydrometeorological Service Network (Posyet, Gamov, Vladivostok, Nakhodka) in 1882-1982 are described. Statistic characteristics of water and air temperatures are estimated. Inter-annual variability of temperature in the coastal Peter the Great Bay is investigated. Climatic trends of water and air temperature distribution in warm and cold seasons are revealed. The obtained results suggest climatic regime changes in the northwestern Sea of Japan. Climatic increase of the examined parameters was found the most pronounced in the cold season.

Tables – 7, figures – 6, references – 28.

UDC 551.465.41(265.54)

Formation of intermediate high saline waters in the Sea of Japan / Luchin V. A., Tischenko P. Ya., Talley L. D. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 77–91.

This research is based on the material collected on two international cruises, R/V «R.Revelle» and R/V «Professor Khromov», organized from 24 June to 13 August, 1999 and massive historical records (about 140000 oceanographic stations).

The paper describes one possible mechanism of intermediate high saline water formation. It is based on the processes of vertical and lateral mixing of two water types from the upper Japan Sea horizons, the Tsushima (warm and saline) water and northern, northwestern (cold and desalinated) water. The main zone this water is formed in was found to the west and northwest of the Sangara Strait. Another zone located to the south of Peter the Great Bay is formed under the influence of several processes, advective mixing of waters from the first zone, mixing of the formed intermediate waters with high salinity and cold desalinated near-slope waters, and vertical mixing of waters in vortex formations

Figures – 6, references – 28.

UDC 551.465.4(265.54)

Winter spatial sea-water structure of the northwest Sea of Japan /
Danchenkov M. A., Aubrey D. G., Lobanov V. B. // FERHRI Special Issue № 3.
Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 92–105.

Westward spreading of warm and saline water of the Tsushima Current meander has been recorded in the Northwest Japan Sea (between 41°- 43° N and 132° - 137° W) in winters of 1995-1999. From east to west in the flow nucleus salinity and temperature were found to drop, the former from 34.15 ‰ to 34.06 ‰, and the latter from 2.5 °C to 0.5 °C. Occurrence of this flow in the Northwest Japan Sea explains the lack of cold sub-surface layer in summer and formation of deep water at the northwestern thermal front.

Tables – 1, figures – 11, references – 18.

UDC 551.465.46:551.462.32(5713642)+551.556

Wind-induced upwelling in the area of the northeastern Sakhalin shelf /
Krasavtsev V. B., Puzankov K. L., Shevchenko G. V. // FERHRI Special Issue № 3.
Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 106–120.

Satellite observations of sea surface temperature and instrumental wind and sea current data observed at different horizons, sea-water temperature and salinity obtained at two sites of the north-eastern Sakhalin shelf, as well as the data collected on two oceanographic 1990 July cruises are analyzed.

Both, remote observations and oceanographic surveys, reveal the offshore areas with lower temperatures, characteristic for upwelling. Extension of these areas and seaward direction of currents in the surface layer (with shoreward directed currents in the near-bottom horizons) are explained by predominant southern winds. The increase of eastern or north-eastern winds caused the areas to shrink and the current in the upper horizons to flow shoreward, with surface sea-water temperature at the observed sites fluctuating from 10–12 °C and salinity changing up to 9‰.

Figures – 7, references – 12.

UDC 551.465.75(265.53)

Surge fluctuations in Sakhalin Bay / Savelyev A. V. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 121–132.

Surge effects in Sakhalin Bay are analyzed on the basis of sea-level data observed by coastal stations. A new and simple technique to distinguish surge fluctuations using four-period observations is proposed. Conditions of surge formation are revealed and their regime characteristics are estimated.

Tables – 10, figures – 3, references – 8.

UDC 551.467(265.54):551.465.7(265.54)

Ice-productivity of the Tatar Strait and salt-content of its waters in the cold season / Petrov A. G. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 133–138.

Ice-productivity of the Tatar Strait is analyzed, with potential salt input due to ice-formation being calculated on the basis of the earlier developed scheme of the Tatar Strait zoning. The areas where salt input may change characteristics of ice-underlying waters are distinguished. The described results may be used to analyze the effect of winter processes on the formation of the Japan Sea hydrology.

Tables – 3, references – 9.

UDC 551.463.8:556.455(265.3)

Effect of hydrometeorological factors on suspended matter distribution in the Okhotsk Sea part of the Amur River estuary / Yakunin L. P., Dudarev O. V., Botsul A. I., Anikiev V. V., Utkin I. V. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 139–149.

Investigations carried out in Sakhalin Bay show that the character and intensity of hydrometeorological factors affect its water structure and suspended matter dynamics. During stormy surges the Amur waters are sometimes blocked in the vicinity of the Amur firth boundary. This blockage of riverine water discharge in the Okhotsk Sea part of the estuary conditions threefold drop of its suspended matter content if compared with calm meteorological conditions. Two structural types of spatial suspended matter distribution have been revealed. The presence of the firth mixed waters and their spatial position in the upper bay were found to be another criterion that helps to estimate the effect of synoptic and hydrological factors.

Tables – 2, figures – 4, references – 18.

Fractional distribution of heavy metals in the Japan sea sediments (illustrated by Vladivostok-Niigata profile) / Astakhov A. S., Polyakov D. M., Slinko E. N., Sereda N. A. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 150–165.

The paper describes heavy metal (HM) content, chemical and mineral composition of surface sedimentary layer, and granulometric fractions distinguished in sediments along the sub-latitude profile in the Central Sea of Japan. Distribution of heavy metals in sediments is found to be conditioned by terrigenous material input of island-arc and continental provinces, fractionation over size and mineral composition due to transport and precipitation, and mixing with nutrients, volcanic and authigenic material. Multi-component statistical analysis has shown that variability of HM content depends mainly on iron and partially on manganese distribution. On this background the analysis of pelitic fractions of sediments and content normalization in respect to iron helped to reveal anthropogenic pollution at its initial stage. It also showed, that the influence of size fractionation of terrigenous material, nutrients, and volcanoclastic sedimentation, and partially authigenic mineral-formation was eliminated.

Tables – 2, figures – 6, references – 29.

Faunal composition, distribution, and present state of benthos at the Piltun-Astokh Oil and gas field / Belan T. A., Oleynik E. V. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 166–177.

Benthos macrofaunal data obtained at the Piltun-Astokh oil and gas field in 1998–1999 are described. Average biomass is shown to change from 940 to 1339 g/m³. Maximal biomass (over 9000 g/m²) and density (over 200 000 ind/m²) is recorded in fine sands with predominant sea urchin *Echinarachnius parma* and cumacean *Diastylis bidentata*. Bottom communities are shown to include predominantly echinoderms, sea anemones, polychaetes, and bivalves. Analyses of the results of three hydrobiological surveys around Molikpaq Rig shows no negative changes in benthic composition.

Tables – 6, figures – 4, references – 9.

Characteristics of the impact produced by sewage water discharged into marine environment in course of Sakhalin shelf oil and gas operation / Kochergin I. E., Bogdanovsky A. A., Gavrilevsky A. V., Gavrilova T. A., Sergusheva O. O., Royle D. J. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 178–189.

The paper investigates the impact characteristics of sewage water discharges on marine environment. Brief description of drilling waste utilization is presented.

Volumes and composition of the pollutants discharged with sewage and their specifications and impact intensity are described. Basic drilling mud components are subdivided into groups in accordance with the types of their impact on marine environment. For some pollutants LK_{50} criterion levels of toxicity is presented.

The paper illustrates toxicity scale and intensity assessments based on computer modeling of pollutants discharged into sea-water. Visual interpretation of some scale and intensity impact parameters in sea-water and bottom sediments are illustrated as well.

The paper also includes the description of alternative method of impact assessment based on ecological monitoring results collected before and after drilling, that revealed local short-term impact confirmed by computer modeling as well.

Tables – 1, figures – 5, references – 12.

Normalization of sewage water discharges into the seas of the Russian Far East / Gavrilevsky A. V. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 190–204.

The paper investigates practical approaches to the problem of sewage water discharge normalization to meet the required standards of environmental impact. It also briefly analyzes the environmental Russian laws and international agreements regulating sewage water discharge.

Some problems of initial data preparation are considered as well. Applied techniques are analyzed and illustrated by the examples of their practical application. Analysis of discharge normalization is used to formulate the tasks that may help to cope with the arisen problems.

Tables – 3, figures – 1, references – 10.

Some physiological comfort indexes applied to Primorye and Sakhalin / Tunegolovets V. P. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 205–222.

Extreme values of different physiological comfort indexes the most often used in biometeorology applied to over 100 sites of Primorye and Sakhalin are considered. Analysis of the results obtained suggests the necessity to use complex meteorological indicators simultaneously describing comfort conditions over several biometeorological indexes for the whole year.

A new index of physiological comfort defined as meteorological risk of dangerous for health and life activity weather conditions, in other words the index of atmospheric environment aggressiveness (IAEA), is proposed. Quantitatively IAEA is equal to summed up risks of each dangerous meteo-phenomenon occurrence. Health dangerous weather conditions are atmospheric pressure fluctuating by over 10 hPa/3 h., high air temperature combined with high humidity (effective temperature $ET_2 = 27^\circ\text{C}$, that causes the residents of mid latitude areas to feel bad and to be unable to function well), and low temperatures combined with strong wind (effective temperature ET_2 is lower – 55°C resulting in causes frost-bite).

Tables – 3, figures – 3, references – 23.

UDC 551.5+589.1:551.465.5(265.53)

Construction of hydrometeorological scenarios for environmental impact assessments / Kochergin I. E., Bogdanovsky A. A., Budaeva V. D., Varlamov S. M., Dashko N. A., Makarov V. G., Putov V. F., Rybalko S. I. // FERHRI Special Issue № 3. Vladivostok: Dalnauka, 2000. P. 223–240.

The technique of hydrometeorological scenario construction is proposed. These are the scenarios used in computer modeling of the fate of there-day and longer oil spills that may occur on Sakhalin shelf. The scenarios are constructed on the basis of representative and reliable hydrometeorological data used to develop typical meteosituations and current schemes. The described technique preserves the statistics of probability occurrence, duration, and from-one-to-another-situation transit coefficients.

The paper illustrates how the set of scenarios of oil spill fate in the area of northeastern Sakhalin shelf is constructed. The described approach tests revealed good agreement of statistic characteristics of the constructed current field scenarios with field observations, thus proving the described technique and computer models to be correct and reliable.

Tables – 9, figures – 6, references – 12.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Аникиев Владимир Васильевич

д.г.-м.н., профессор
МГУ, Москва

Астахов Анатолий Сергеевич

д.г.-м.н.
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Белан Татьяна Алексеевна

ДВНИГМИ, Владивосток
Hydromet@online.ru

Блохина Валерия Ивановна

к.г.н., доцент
ДВГУ, Владивосток
Blohina@meteo.dvgu.ru

**Богдановская Татьяна
Владиславовна**

к.г.н.
ДВНИГМИ, Владивосток
TBogdanovskaya@hydromet.com

**Богдановский Александр
Анатольевич**

ДВНИГМИ, Владивосток
ABogdanovsky@hydromet.com

Боцул Анатолий Иванович

ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Будаева Валентина Дмитриевна

к.г.н., с.н.с.
ДВНИГМИ, Владивосток
VBudaeva@hydromet.com

Варламов Сергей Михайлович

к.ф.-м.н., доцент
ДВНИГМИ, Владивосток
Университет КЮСЮ, Фукуока, Япония
Vsm@riam.kyushu-u.ac.jp

**Гаврилевский Александр
Викторович**

ДВНИГМИ, Владивосток
AGavrilovsky@hydromet.com

Гаврилова Татьяна Анатольевна

ДВНИГМИ, Владивосток
TGavrilova@hydromet.com

Гайко Лариса Афанасьевна

к.г.н.
ИБМ ДВО РАН, Владивосток
Inmarbio@mail.primorye.ru

Данченков Михаил Алексеевич

к.г.н.
ДВНИГМИ, Владивосток
Hydromet@online.ru

Дашко Нина Александровна

д.г.н, профессор
ДВНИГМИ, Дальрыбвтуз, Владивосток
Dashko@sonic.esst.kyushu-u.ac.jp
Hydromet@online.ru

Дударев Олег Викторович
к.г.-м.н.
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Кочергин Игорь Евгеньевич
к.ф.-м.н., с.н.с.
ДВНИГМИ, Владивосток
IKochergin@hydromet.com

Красавцев Владимир Борисович
Экологическая компания Сахалина,
Южно-Сахалинск
Den@Snc.ru

Лобанов Вячеслав Борисович
к.г.н., с.н.с.
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Lvb@fastmail.vladivostok.ru

Лучин Владимир Александрович
к.г.н., с.н.с.
ДВНИГМИ, Владивосток
Hydromet@online.ru

Макаров Вячеслав Георгиевич
к.г.н.
ДВНИГМИ, Владивосток
SMakarov@vmredipn.ipn.mx

Олейник Елена Викторовна
ДВНИГМИ, Владивосток
Hydromet@online.ru

Петров Александр Глебович
к.г.н.
ДВНИГМИ, Владивосток
Hydromet@online.ru

Поляков Дмитрий Михайлович
к.б.н.
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Пузанков Константин Леонидович
СахНИРО, г. Южно-Сахалинск
Konst@tinro.sakhalin.ru

Путов Виктор Федорович
Экологическая компания Сахалина,
Южно-Сахалинск
Den@snc.ru

Рыбалко Сергей Иванович
ДВНИГМИ, Владивосток
SRybalko@hydromet.com

Савельев Александр Владимирович
к.г.н.
ДВНИГМИ, Владивосток
Hydromet@online.ru

Сергушева Ольга Олеговна
Сахалин Энерджи Инвестмент
Компани, Южно-Сахалинск
Olga_Sergusheva@SakhalinEnergy.ru

Середа Наталья Александровна
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Слинько Елена Николаевна
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Тищенко Павел Яковлевич
К.Х.Н.
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
T_Pavel%55dan@poi.marine.su

Тунеголовец Валерий Петрович
Д.Г.Н., С.Н.С.
ДВНИГМИ, Владивосток
VTunegolovets@hydromet.com

Уткин Игорь Васильевич
ТОИ ДВО РАН, Владивосток
Pacific@online.marine.su

Шевченко Георгий Владимирович
к.ф.-м.н., с.н.с.
ИМГиГ, Южно-Сахалинск
Tsunami@sakhmail.sakhalin.ru

Якунин Лев Петрович
д.г.н, профессор
ДВГУ, Владивосток

David G. Aubrey
Woods Hole Oceanographic Institution,
USA
Aubrey@mud.whoi.edu

Dennis J. Royle
Сахалин Энерджи Инвестмент
Компани, Южно-Сахалинск
Dennis_Royle@SakhalinEnergy.ru

Lynne D. Talley
Scripps Institute of Oceanography,
University of California, USA

Научное издание

**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ: ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ НА МОРСКУЮ СРЕДУ**

Тематический выпуск № 3

Ответственный редактор *канд. физ.-мат. наук И. Е. Кочергин*
Редактор *канд. геогр. наук А. В. Савельев*
Технический редактор *Т. А. Гаврилова*
Художник *Г.П. Писарева*

Отпечатано с оригинал-макета, подготовленного в ДВНИГМИ
690600 ГПС, Владивосток, ул. Фонтанная, 24,
тел: 26-97-88, факс: 22-77-54
<http://www.hydromet.com>
e-mail: hydromet@online.ru

Изд. лиц. ЛР № 040118 от 15.10.96 г. Подписано к печати 18.08.2000 г.
Бум. офсет. Формат 70×100/16. Гарн. «Ариал». Печать офсетная. Усл. п. л. 21,45
Уч.-изд. л. 21,34. Тираж 250 экз. Заказ 183.

Отпечатано в типографии издательства «Дальнаука» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7