

СОДЕРЖАНИЕ

Том 62, номер 5, 2022

Физика моря

- Приливные колебания уровня Азовского моря
А. И. Корженовская, И. П. Медведев, В. С. Архипкин 677
- Термический режим вод Японского, Охотского морей и Тихого океана, прилегающих к о. Сахалин и Курильским островам
Сен Ток Ким 690
- Законы движения водоплавающих и их использование при движении подводных объектов
Н. Н. Корчагин, Н. И. Сидняев, А. А. Федотов 705
-

Химия моря

- Исследования сезонной динамики кислорода, кажущегося потребления кислорода и хлорофилла-а в северо-восточной части Черного моря в 2012 году
А. В. Костылева, С. А. Мошаров, О. И. Подымов 715
-

Морская биология

- Оценки первичной продукции в северной части Японского моря в различные сезоны по судовым и спутниковым данным
В. И. Звалинский, П. В. Лобанова, П. Я. Тищенко, В. Б. Лобанов, А. Д. Маховиков 726
- Весенний пикофитопланктон Карского моря
Т. А. Белевич, И. А. Милютин, А. Б. Демидов, М. В. Флинт 743
-

Морская геология

- Влияние межгодовых вариаций речного стока на геохимию эстуарного седиментогенеза
В. М. Шулькин, В. А. Григорьев 754
- Влияние придонных течений на регистрацию сейсмических сигналов на морском дне
Д. Г. Левченко 768
- Изменение химического состава осадков в зонах контакта с базальтовыми sillами, впадина Гуаймас, Калифорнийский залив (скважина DSDP 478)
Е. О. Гончаров, В. Б. Курносов, Ю. И. Коновалов 785
- Минеральный и химический состав поверхностных донных осадков ряда районов Норвежско-Гренландского бассейна
А. В. Маслов, А. А. Кловиткин, Н. В. Козина, М. Д. Кравчишина, А. Н. Новигатский, Е. А. Новичкова, Н. В. Политова, В. П. Шевченко 795
-

Приборы и методы

- Опыт использования автономного необитаемого подводного аппарата “ММТ-3000” для исследований бентосных сообществ Антарктики
А. И. Боровик, Е. И. Рыбакова, С. В. Галкин, Д. Н. Михайлов, А. Ю. Коноплин 811
-

Информация

- Гидрофизические и экосистемные исследования в атлантическом секторе Антарктики (87-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”)
Е. Г. Морозов, М. В. Флинт, А. М. Орлов, Д. И. Фрей, Т. Н. Молодцова, В. А. Кречик, А. А. Латушкин, П. А. Салюк, С. А. Мурзина, К. В. Минин, А. В. Мишин, С. А. Мошаров, А. М. Селиверстова, О. Г. Борзых, А. В. Мельник, Д. Н. Михайлов, П. В. Чукмасов, В. В. Замишин, Д. Г. Битютский 825
- Геолого-геофизические исследования двойного трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) в 50-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Николай Страхов”
С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, А. Санфилиппо, С. Ю. Соколов, Л. Петракчини, К. О. Добролюбова, Я. Нестола, А. Н. Иваненко, В. Баси, А. Н. Перцев, К. Сани, Ю. В. Брусиловский, К. Феррандо, И. А. Веклич, А. С. Бич, К. Н. Шолухов, А. А. Разумовский, В. Н. Добролюбов 828
- Исследования современного состояния и динамики донных сообществ Японского и Берингова морей (93-й рейс НИС “Академик М.А. Лаврентьев”)
В. В. Мордухович, Е. М. Крылова, Е. И. Рыбакова, В. В. Калинин, А. С. Майорова, Д. А. Камешков, А. А. Сауленко, Е. Р. Скрипова 831
- Геофизические исследования северо-западной части Японского моря в 78-м рейсе научно-исследовательского судна “Профессор Гагаринский”
В. Н. Карнаух, Е. Н. Суховеев, С. А. Зверев, К. А. Апарина, В. П. Матюхов, А. С. Маликов 834
- Экспедиционные исследования современного состояния экосистемы авандельты р. Волги в период половодья
П. В. Хлебопашев, А. А. Полухин, К. В. Литвинов, Г. В. Борисенко, М. В. Буханов, А. Б. Грабовский, П. О. Завьялов, О. Ю. Калинина, А. В. Костылева, В. В. Кременецкий, А. М. Селиверстова, С. В. Степанова 838
-
-

CONTENTS

Vol. 62, No. 5, 2022

Marine Physics

- Tidal Sea Level Oscillations in the Sea of Azov
A. I. Korzhenovskaia, I. P. Medvedev, V. S. Arkhipkin 677
- The Thermal Regime of Japan (East), Okhotsk Seas and Pacific Ocean Waters,
Adjacent to Sakhalin and Kuril Islands
Sen Tok Kim 690
- The Laws of Waterfowl Motion and Their Use in the Movement of Underwater Objects
N. N. Korchagin, N. I. Sydynyaev, A. A. Fedotov 705
-

Marine Chemistry

- Studies of Seasonal Variability of Oxygen, Apparent Oxygen Utilization and Chlorophyll-A
in the Northeastern Part of the Black Sea in 2012
A. V. Kostyleva, S. A. Mosharov, O. I. Podymov 715
-

Marine Biology

- Estimation of Primary Production in the Northern Part of the Sea of Japan in Various Seasons
by Ship- and Satellite-Based Observations
V. I. Zvalinsky, P. V. Lobanova, P. Ya. Tishchenko, V. B. Lobanov, A. D. Makhovikov 726
- Spring Picophytoplankton of the Kara Sea
T. A. Belevich, I. A. Milyutina, A. B. Demidov, M. V. Flint 743
-

Marine Geology

- Effect of Inter-Annual Variations of River Runoff on the Geochemistry of Estuarine Sediments
V. M. Shulkin, V. A. Grigorev 754
- Effect of Bottom Currents on Seismic Registration on the Seabed
D. G. Levchenko 768
- Change of Chemical Composition of Sediments in Contact Zones with Basalt Sills,
the Guaymas Basin, Gulf of California (Hole DSDP 478)
E. O. Goncharov, V. B. Kurnosov, Yu. I. Konovalov 785
- Mineral and Chemical Composition of Surface Bottom Sediments in Some Regions
of the Nordic Seas
*A. V. Maslov, A. A. Klyuvitkin, N. V. Kozina, M. D. Kravchishina, A. N. Novigatsky,
E. A. Novichkova, N. V. Politova, V. P. Shevchenko* 795
-

Research Methods and Facilities

- Experience of Using the Autonomous Uninhabited Underwater Vehicle (AUV)
MMT-3000 for Research of Benthic Communities in Antarctica
A. I. Borovik, E. I. Rybakova, S. V. Galkin, D. N. Mikhailov, A. Yu. Konoplin 811
-

Information

- Oceanographic and Ecosystem Studies in the Atlantic Sector of Antarctica
(Cruise 87 of the Research Vessel "Akademik Mstislav Keldysh")
*E. G. Morozov, M. V. Flint, A. M. Orlov, D. I. Frey, T. N. Molodtsova,
V. A. Krechik, A. A. Latushkin, P. A. Salyuk, S. A. Murzina, K. V. Minin,
A. V. Mishin, S. A. Mosharov, A. M. Seliverstova, O. G. Borzykh,
A. V. Melnik, D. N. Mikhailov, P. V. Chukmasov, V. V. Zamshin, D. G. Bitiutskii* 825

Geological-Geophysical Investigations of the Double Transform Fault Charlie Gibbs (North Atlantic) during Cruise 50 of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”	
<i>S. G. Skolotnev, A. A. Peyve, A. Sanfilippo, S. Yu. Sokolov, L. Petracchini, K. O. Dobrolubova, Y. Nestola, A. N. Ivanenko, V. Basch, A. N. Pertsev, C. Sani, Yu. V. Brusilovskiy, C. Ferrando, I. A. Veklich, A. S. Bich, K. N. Sholukhov, A. A. Razumovskii, V. N. Dobrolubov</i>	828
Studies of the Current State and Dynamics of Bottom Ecosystems of the Sea of Japan and Bering Sea (93rd Cruise RV <i>Akademik M.A. Lavrentyev</i>)	
<i>V. V. Mordukhovich, E. M. Krylova, E. I. Rybakova, V. V. Kalinchuk, A. S. Mayorova, D. A. Kameshkov, A. A. Saulenko, E. R. Skripova</i>	831
Geophysical Studies in the Northwest Japan Sea in the 78th Cruise of the RV <i>Professor Gagarinskiy</i>	
<i>V. N. Karnaukh, E. N. Sukhoveev, S. A. Zverev, K. A. Aparina, V. P. Matyukhov, A. S. Makikov</i>	834
Expedition Studies of the Current State of the Volga River Avandelta Ecosystem during the Flow Period	
<i>P. V. Khlebopashev, A. A. Polukhin, K. V. Litvinov, G. V. Borisenko, M. V. Bukhanov, A. B. Grabovsky, P. O. Zavyalov, O. Yu. Kalinina, A. V. Kostyleva, V. V. Kremenetskiy, A. M. Seliverstova, S. V. Stepanova</i>	838

УДК 551.465

ПРИЛИВНЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

© 2022 г. А. И. Корженовская^{1, 2, *}, И. П. Медведев², В. С. Архипкин¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: A79198153474@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.10.2021 г.

После доработки 02.12.2021 г.

Принята к публикации 16.12.2021 г.

Длительные ряды ежечасных наблюдений на 14 прибрежных мареографах были использованы для исследования особенностей приливных колебаний уровня Азовского моря. Спектральный анализ показал наличие острых пиков, соответствующих суточным и полусуточным приливному гармоникам. Гармонический анализ приливов для отдельных годовых серий уровня моря с последующим векторным осреднением за весь период наблюдений был использован для оценки амплитуд и фаз 11 приливных гармоник. Амплитуда основных суточных гармоник в основном больше, чем полусуточных. Амплитуда суточной радиационной гармоники S_1 меняется от 6 см в вершине Таганрогского залива до 0.5 см в Керченском проливе, тогда как амплитуда основной полусуточной гравитационной гармоники M_2 внутри акватории моря меняется от 1.0 см в юго-восточной части Азовского моря до 0.38 см на станции Мысовое. Установлено, что внутри Азовского моря характер прилива существенно изменяется от правильного суточного на севере до неправильного полусуточного вблизи Керченского пролива. Максимальная теоретическая величина прилива обнаружена в вершине Таганрогского залива – до 19.5 см, а наименьшая отмечена в Керченском проливе – 4.9 см. Предположение о преимущественно радиационной природе суточных приливов подтверждается сезонной изменчивостью их спектра. Вероятно, радиационные приливы в Азовском море формируются под влиянием бризовой циркуляции, которая лучше всего выражена в летний период.

Ключевые слова: Азовское море, приливы, спектральный анализ, радиационные приливы

DOI: 10.31857/S0030157422050094

1. ВВЕДЕНИЕ

Азовское море – самое изолированное и мелководное море Мирового океана. Его максимальная глубина составляет 13.5 м. Оно соединяется с другим сильно изолированным от Мирового океана морем – Черным морем – через Керченский пролив, ширина которого – 5–15 км [2]. Основными видами мезомасштабных колебаний уровня здесь являются штормовые нагоны и сейши. Но также в Азовском море наблюдаются и приливные колебания уровня. В начале XX века И.В. Курчатов [4] обратил внимание на близость периода собственных колебаний Азовского моря (23 ч) с периодом “метеорологической приливной волны”. Первые оценки амплитуд основных приливных гармоник в Азовском море были представлены Эндрёсом в 1932 г. [12]. В монографии [1] дается краткое упоминание, что в акватории Азовского моря присутствуют периодические суточные и полусуточные колебания уровня, которые, как предполагают авторы, вызваны волной, возникающей “в результате частичной передачи энергии приливных колебаний уровня Черного

моря через Керченский пролив водным массам Азовского моря”. К сожалению, в [1] были использованы короткие временные ряды данных, что не позволило получить высокое частотное разрешение и определить генезис колебаний.

Традиционно основное внимание при численном моделировании короткопериодных колебаний уровня Азовского моря уделяется сгонно-нагонным явлениям [3, 7, 10] и сейшам [5, 9]. В последние годы, с развитием методов численного моделирования, несколько научных исследований косвенно рассматривали приливы в Азовском море [13, 14]. Основное внимание в этих исследованиях уделялось Средиземному [13] и Черному [13, 14] морям. Анализ многолетних рядов данных наблюдений за уровнем Азовского моря в этих исследованиях не проводился.

2. ДАННЫЕ

В настоящей работе были использованы данные наблюдений на 14 прибрежных гидрометеорологических пунктах Азовского моря, распо-

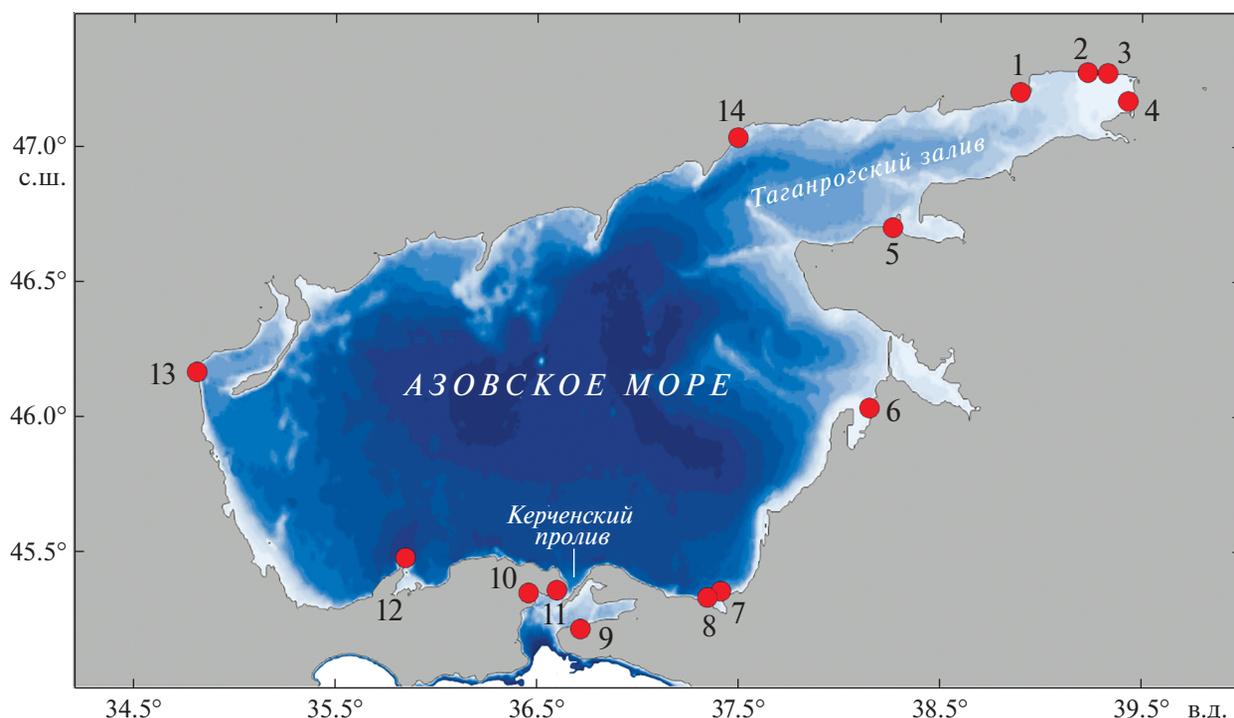


Рис. 1. Схема расположения станций, использованных в работе. Номера на рисунке соответствуют номерам станций, указанным в табл. 1.

жение которых показано на рис. 1, а их характеристики представлены в табл. 1.

Данные наблюдений отвечают условиям однородности: все ряды наблюдений имеют дискретность 1 ч, вертикальное разрешение данных – 1 см, все они приведены ко времени Гринвичского меридиана (UTC), принадлежат к единой системе

высот (БС + 5 м). Ряды записей на большинстве пунктов начинаются с 1977 года. Данные взяты с сайта Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО).

В рядах наблюдений были устранены выбросы и сбои, короткие пропуски интерполированы. Ряды наблюдений, имеющие длительные пропус-

Таблица 1. Характеристики станций, использованных для анализа колебаний уровня Азовского моря. В последней колонке представлены годы наблюдений, для которых выполнялся гармонический анализ

	Станция	Широта °с.ш.	Долгота °в.д.	Период наблюдений	Гармонический анализ
1	Таганрог	47.20	38.90	1977–2003	–
2	Перебойный	47.18	39.23	1980–1984	1981–1982
3	Рогожкино	47.17	39.33	1977–1984	1978, 1982–1983
4	Дугино	47.17	39.43	1977–1984	1978, 1980–1983
5	Ейск-порт	46.80	38.27	1977–1995	1977–1984, 1986–1987, 1989–1994
6	Приморско-Ахтарск	46.03	38.15	1977–1982	1977–1981
7	Кубанская устьевая	45.32	37.38	1977–1978	1977–1978
8	Темрюк-порт	45.28	37.37	1979–2017	1979–1987, 1989, 1991–2016
9	Тамань	45.22	36.72	1977–1992	1977–1984
10	Керчь	45.40	36.42	1977–2017	1977–1989
11	Опасное	45.40	36.60	1977–1995	1977–1995
12	Мысовое	45.50	35.80	1977–1995	1977–1994
13	Геническ	46.17	34.82	1977–1995	1983–1995
14	Мариуполь	47.03	37.50	1977–1995	1977–1995

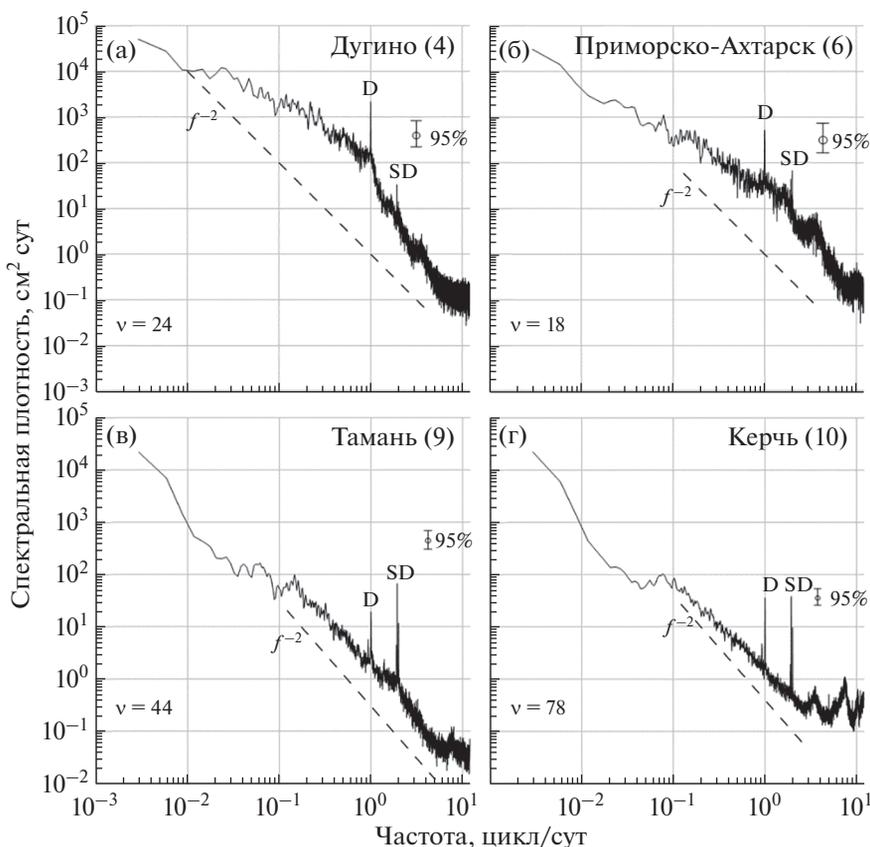


Рис. 2. Спектры колебаний уровня моря на станциях Дугино, Приморско-Ахтарск, Тамань, Керчь. Отмечены пики суточных (D) и полусуточных (SD) приливных гармоник, показаны 95% доверительные интервалы, указано число степеней свободы при расчетах спектров (v).

ки, были исключены из анализа (например, гидрометеорологический пост в Таганроге). Таким образом, анализ приливов в Азовском море проводился по данным 13 прибрежных пунктов наблюдений.

3. СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Спектральный анализ позволяет подробно рассмотреть структуру колебаний, узнать природу отдельных пиков в спектре колебаний уровня и понять, на какие частоты приходится наибольшее количество волновой энергии. В данной работе был применен распространенный в естественных науках метод Уэлча, основанный на быстром преобразовании Фурье. Спектры были рассчитаны на основе данных многолетних рядов наблюдений за уровнем с использованием спектрального окна Кайзера-Бесселя $N = 8192$ ч, с половинным перекрытием.

В качестве примера на рис. 2 представлены спектры колебаний уровня моря на четырех станциях, расположенных в различных районах Азовского моря: Дугино (4) – в вершине Таганрогского залива, Приморско-Ахтарск (6) – на восточном

побережье, Тамань (9) и Керчь (10) – в Керченском проливе (номера в скобках соответствуют номерам станций на рис. 1 и в табл. 1).

Несмотря на то, что приливы в Азовском море имеют малые амплитуды, они хорошо выделяются на всех четырех спектрах в виде острых пиков на частотах основных суточных и полусуточных гармоник. В Дугино и Приморско-Ахтарске суточные пики существенно превышают пики в области полусуточных частот. В Керчи спектральная плотность суточных и полусуточных пиков имеет близкий порядок значений. В Тамани полусуточные составляющие преобладают над суточными.

В целом с увеличением частоты колебаний спектральная плотность непрерывной части (континуума) спектра на всех станциях спадает как функция f^{-2} . Локальные нарушения этого закона спадаения спектра связаны с влиянием метеорологических возмущений, энергия которых концентрируется вблизи периодов собственных колебаний бассейна – сейш Азовского моря. Так, в Дугино наблюдается увеличение континуума в широком диапазоне периодов от 0.05 до 2–

3 цикл/сут, что связано с усилением сгонно-нагонных колебаний уровня моря в вершине Таганрогского залива. На частотах меньше 1 цикл/сут спектральная плотность спадает как функция $f^{-1.5}$, на частотах выше 1 цикл/сут энергия уменьшается по закону $f^{-2.5}$, что связано с концентрацией энергии вблизи периода собственных колебаний (~24 ч). В Приморско-Ахтарске преобладают сейши с частотами около 1.8 и 3.5 цикл/сут. На спектрах в Керчи проявляются пики собственных колебаний уровня с высокими частотами, около 3.7 и 7.9 цикл/сут, в Тамани проявляется один пик собственных колебаний уровня с частотой около 7.8 цикл/сут.

Как известно [6, 14, 15], суточные и полусуточные приливные спектральные пики состоят из большого числа отдельных компонент, имеющих различные механизмы формирования. Для изучения тонкой спектральной структуры суточных и полусуточных пиков и определения их генезиса требуется проведение анализа с высоким частотным разрешением.

4. СПЕКТРЫ С ВЫСОКИМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Спектральный анализ с высоким разрешением позволяет на основе длительных рядов наблюдений выделить из суточных и полусуточных пиков отдельные приливные составляющие. В данной работе спектры с высоким разрешением так же, как и обычные спектры, рассчитывались с помощью быстрого преобразования Фурье, но с длиной спектрального окна $N = 87660$ ч. На рис. 3 представлены спектры с высоким разрешением для четырех станций, наиболее ярко отражающих особенности приливов в разных частях акватории Азовского моря.

В суточном приливном диапазоне на всех рассматриваемых станциях наибольшей по амплитуде является радиационная гармоника S_1 , превосходящая гравитационные O_1 , K_1 и P_1 (рис. 3). На большинстве станций отличительной особенностью суточного приливного частотного диапазона является отсутствие основной гравитационной гармоники O_1 . Эта гармоника присутствует только в Тамани (рис. 3в) и Керчи (рис. 3г), на остальных станциях она не превышает уровень шума. Составляющие K_1 и P_1 на большинстве станций (например, рис. 3а, 3б) имеют близкие значения спектральной плотности, хотя в приливном потенциале амплитуда K_1 в 3 раза превышает амплитуду гармоники P_1 (табл. 2). В Тамани (рис. 3в) и Керчи (рис. 3г) спектральная плотность гармоники P_1 заметно ниже, чем у K_1 , но все равно на всех станциях ее амплитуда больше, чем у гармоники O_1 , хотя в приливном потенциале она меньше в 1.5 раза. Все перечисленные особенности тонкой спектральной структуры суточ-

ных приливов связаны с влиянием радиационных приливов.

В полусуточном приливном диапазоне на всех станциях хорошо выделяется гармоника M_2 , несколько меньшую спектральную плотность имеют N_2 , T_2 и R_2 , но все равно они заметны над уровнем шума; R_2 не наблюдается только в Приморско-Ахтарске (рис. 3б). Также почти на всех станциях присутствует гармоника S_2 , в некоторых случаях сравнимая или даже превышающая M_2 . Таким образом, радиационные приливы оказывают существенное влияние и на полусуточный диапазон частот.

Для всех станций, кроме Тамани (рис. 3в) и Керчи (рис. 3г), характерно превышение суточной радиационной гармоники S_1 над полусуточной гравитационной M_2 . Особенно ярко это заметно в вершине Таганрогского залива, на станции Дугино (рис. 3а). В западной (Геничеськ) и восточной (Дугино, Приморско-Ахтарск и др.) частях Азовского моря хорошо развиты сгонно-нагонные колебания уровня моря. Под их влиянием поднимается фоновый уровень спектральной энергии (естественный длинноволновый шум), и некоторые приливные гармоники совсем немного его превышают. В Керченском проливе метеорологические колебания уровня моря менее развиты и как следствие – уровень спектрального шума на станциях Тамань и Керчь существенно ниже и приливные составляющие заметно его превышают. Для аккуратной оценки амплитуд приливных составляющих был проведен гармонический анализ.

5. ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИЛИВОВ

Гармонический анализ проводился по методу наименьших квадратов. Сначала рассчитывались амплитуды и фазы основных приливных гармоник для каждого отдельного года, а затем полученные значения усреднялись за весь период наблюдений (табл. 2).

Амплитуды основных суточных гармоник в основном больше, чем у полусуточных. Суточная радиационная гармоника S_1 достигает наибольшей амплитуды в вершине Таганрогского залива – до 6 см на станции Перебойный, а самые низкие значения наблюдаются в Керченском проливе на станции Тамань, где ее амплитуда не превышает 0.5 см (рис. 4в). Суточные гравитационные гармоники O_1 и Q_1 на всей акватории не превышают 1 см и максимальных значений достигают на станции Рогожкино, в Таганрогском заливе (рис. 5в) и на станции Кубанская устьевая соответственно.

Гармоники K_1 и P_1 на некоторых станциях могут достигать 2.2 и 2.5 см соответственно. Такие

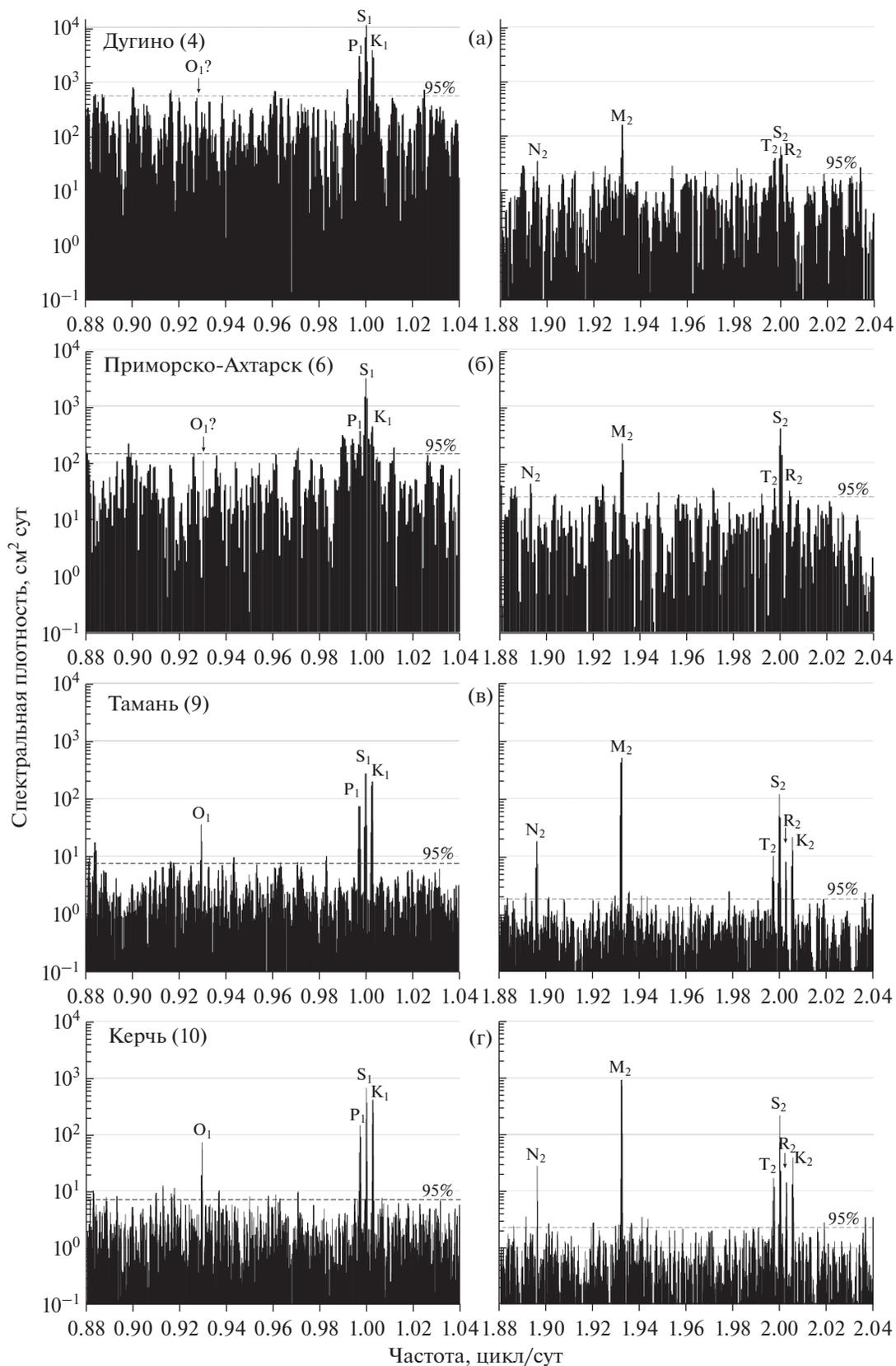


Рис. 3. Спектры с высоким разрешением колебаний уровня Азовского моря для суточного и полусуточного диапазонов частот на станциях (а) Дугино, (б) Приморско-Ахтарск, (в) Тамань и (г) Керчь, показаны 95% доверительные интервалы. Отмечены пики, соответствующие главным приливным гармоникам (O_1 , S_1 , K_1 , M_2 , S_2 и др.), а также показана частота, на которой отсутствует гармоника — “ O_1 ?”.

Таблица 2. Амплитуда (H , см) и фаза (G , °) основных приливных гармоник, тип прилива (F) и максимальный размах приливных колебаний (R , см), в том числе с учетом суточной радиационной составляющей ($R + S_1$, см) на станциях Азовского моря. Теоретические значения приливного потенциала – по Картрайту [11]

№	Станция	Sa		Ssa		Q ₁		O ₁		P ₁		S ₁		K ₁	
		H	G	H	G	H	G	H	G	H	G	H	G	H	G
2	Перебойный	13.8	118	4.0	192	0.39	176	0.76	280	2.55	144	6.04	8	2.21	169
3	Рогожкино	12.8	121	2.9	193	0.17	125	0.98	301	2.05	140	6.00	10	1.75	159
4	Дугино	14.9	129	6.3	143	0.22	107	0.92	289	2.06	139	5.78	13	2.15	173
5	Ейск-порт	12.9	149	5.3	193	0.22	338	0.41	274	1.28	107	4.49	330	1.58	138
6	Приморско-Ахтарск	14.2	149	4.6	130	0.26	274	0.27	203	0.76	25	3.48	255	0.84	68
7	Кубанская устьевая	16.6	150	1.6	60	0.42	158	0.23	194	0.58	3	1.63	217	0.14	124
8	Темрюк-порт	9.8	134	3.2	221	0.06	301	0.22	188	0.52	343	2.12	225	0.17	13
9	Тамань	10.6	135	3.1	226	0.07	290	0.25	275	0.15	286	0.48	231	0.34	288
10	Керчь	10.2	133	3.3	224	0.05	248	0.17	240	0.29	306	0.84	197	0.43	291
11	Опасное	9.9	135	3.7	220	0.10	233	0.14	161	0.42	306	1.36	182	0.24	329
12	Мысовое	9.9	124	3.1	227	0.06	181	0.22	98	0.61	287	2.17	154	0.63	330
13	Геническ	8.4	129	2.2	188	0.14	97	0.33	71	0.93	304	3.34	159	1.33	350
14	Мариуполь	12.1	134	4.2	197	0.06	34	0.23	334	0.80	150	3.43	22	0.89	209
	Приливной потенциал	0.01156		0.07281		0.07217		0.37694		0.17543		0.00416		0.53011	
№	Станция	N ₂		M ₂		S ₂		K ₂		F	R	R + S ₁			
		H	G	H	G	H	G	H	G						
2	Перебойный	0.18	292	0.45	304	0.23	86	0.05	70	4.36	7.30	19.4			
3	Рогожкино	0.24	302	0.64	309	0.10	41	0.13	92	3.69	6.95	19.0			
4	Дугино	0.21	306	0.58	320	0.22	104	0.12	119	3.82	7.73	19.3			
5	Ейск-порт	0.08	136	0.42	126	0.20	231	0.01	83	3.21	5.20	14.2			
6	Приморско-Ахтарск	0.09	291	0.65	332	0.83	22	0.09	57	0.75	5.16	12.1			
7	Кубанская устьевая	0.14	297	0.98	266	0.65	344	0.10	195	0.23	3.99	7.2			
8	Темрюк-порт	0.21	263	0.75	280	0.63	354	0.14	234	0.29	3.54	7.8			
9	Тамань	0.20	257	0.99	259	0.38	298	0.13	261	0.43	3.93	4.9			
10	Керчь	0.14	217	0.77	223	0.34	241	0.14	224	0.55	3.43	5.1			
11	Опасное	0.14	259	0.65	256	0.32	336	0.14	228	0.39	2.69	5.4			
12	Мысовое	0.06	218	0.38	226	0.23	333	0.05	171	1.42	2.92	7.3			
13	Геническ	0.22	155	0.90	156	0.13	187	0.22	90	1.61	5.37	12.1			
14	Мариуполь	0.13	80	0.59	79	0.17	264	0.06	320	1.49	3.77	10.4			
	Приливной потенциал	0.17386		0.90809		0.42248		0.11498							

значения наблюдаются в вершине Таганрогского залива (рис. 5б). На некоторых станциях наблюдается нехарактерное для данных гармоник свойство – их амплитуды практически равны. На некоторых станциях амплитуды P_1 значительно превышают амплитуды K_1 , что говорит об аномальном характере суточных гравитационных приливов. Так происходит на станциях Темрюк и Кубанская устьевая. На станции Тамань отношение амплитуд K_1 к P_1 составляет около 2.3, что близко к отношению их амплитуд в статической теории приливов – 3.0.

Наибольших амплитуд в полусуточном частотном диапазоне достигает главная лунная гармоника M_2 . Амплитуда гармоник M_2 по всей акватории колеблется от 0.98 см в юго-восточной части Азовского моря до 0.38 на станции Мысовое (рис. 5а). Амплитуды полусуточных гармоник N_2 и K_2 на всех станциях не превышают 0.25 см. Гармоника S_2 достигает своего максимального значения 0.83 см в Приморско-Ахтарске, а также 0.65 см на станции Кубанская устьевая и в Темрюке, а в остальном сравнима по значениям с амплитудами N_2 и K_2 .

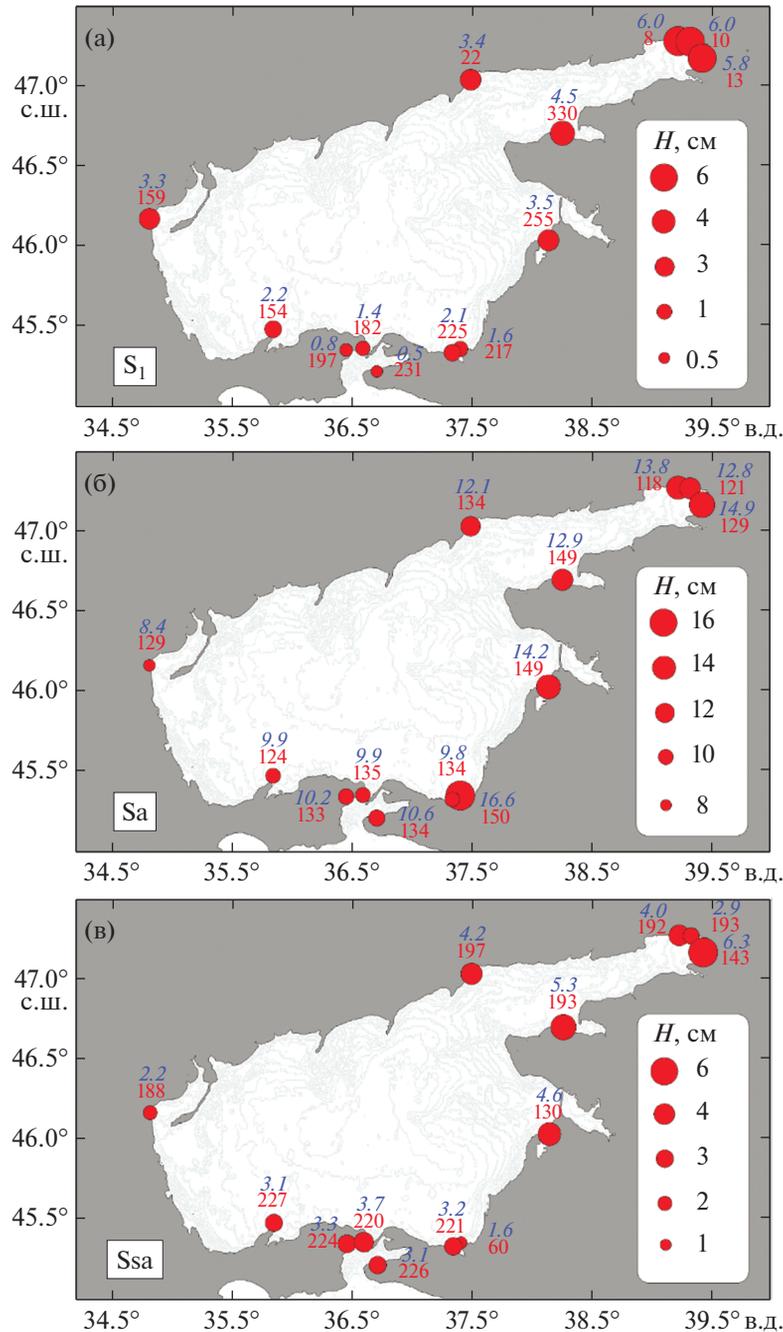


Рис. 4. Распределение амплитуд (H , см) и фаз (G , °) суточной гармоник S_1 (а), годовой гармоник S_a (б) и полугодовой гармоник S_{sa} (в) по результатам гармонического анализа многолетних рядов данных.

Анализ рядов наблюдений колебаний уровня моря позволил оценить характер прилива (F) в Азовском море, представляющий собой отношение амплитуд суточных гармоник K_1 и O_1 к полусуточным M_2 и S_2 . В северо-восточной части моря, в районе Таганрогского залива, преобладает правильный суточный прилив ($F > 3$), в южной — смешанный неправильный полусуточный ($0.3 < F < 0.6$), на западных станциях преобладает неправильный суточный ($1.5 < F < 3$). Таким образом,

внутри Азовского моря характер прилива существенно изменяется от правильного суточного на севере до неправильного полусуточного вблизи Керченского пролива.

Максимально возможную теоретическую величину прилива можно оценить по формуле

$$R = 2(H_{K_1} + H_{O_1} + H_{M_2} + H_{S_1}), \quad (1)$$

где H — амплитуда гармоник.

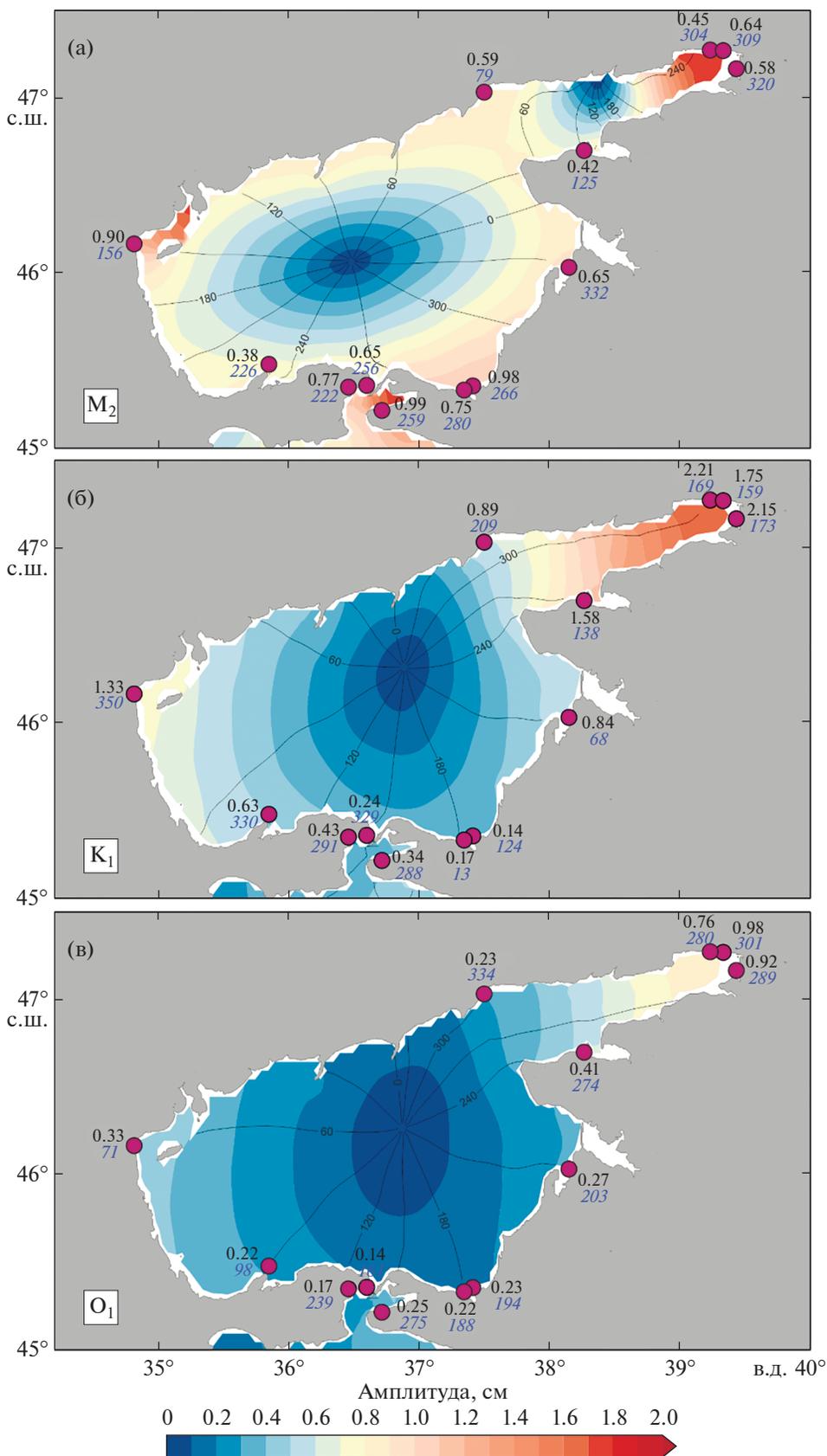


Рис. 5. Приливные карты полусуточной M_2 (а) и суточных K_1 (б) и O_1 (в) гармоник в Азовском море по данным численных расчетов и наблюдений. Сплошной линией изображены котидали (линии одинаковых фаз в градусах), цветом показаны амплитуды (см) по данным численных расчетов. Значения амплитуд и фаз гармоник, рассчитанные по натурным наблюдениям рядом с соответствующими пунктами: в числителе амплитуда (обычным черным шрифтом), в знаменателе – фаза (синим курсивом).

Максимальная величина прилива приходится на вершину Таганрогского залива – до 19.5 см, а наименьшая наблюдается в Керченском проливе – 4.9 см (табл. 2). Так как амплитуда суточной радиационной гармоники S_1 для ряда пунктов существенно превосходит амплитуды всех других гармоник, в настоящем исследовании также была рассчитана максимальная величина приливных колебаний уровня с учетом S_1 . В южной части акватории и в Керченском проливе величина меняется незначительно, но в северной части Азовского моря учет гармоники S_1 увеличил максимальную величину прилива более чем в 2 раза.

Анализ дисперсии различных типов колебания уровня Азовского моря позволил установить, что относительный вклад суммарного (гравитационного и радиационного) прилива в дисперсию колебаний уровня с периодами 4 ч – 10 суток составляет от 4.8% для станции Мысовое до 17.7% в Перебойном, а для периодов 4–30 ч – от 92% на станции Перебойный до 12% на Кубанской устьевой. Таким образом, суточные и полусуточные приливы – важная составляющая мезомасштабных колебаний уровня Азовского моря.

6. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИЛИВОВ

Представленные результаты гармонического анализа дают информацию об особенностях прилива в отдельных пунктах побережья, но не отображают полной приливной картины во всем Азовском море. Для выявления пространственных особенностей приливов в Азовском море было выполнено численное моделирование. Расчеты проводились на модели приливов Черного и Азовского морей, соединяющихся Керченским проливом [14], в основе которой лежит Принстонская модель океана (РОМ). Вынуждающая сила задавалась через градиенты приливного потенциала над рассматриваемой акваторией:

$$\bar{F}_T = -(1 + k - h) \nabla \bar{\Omega}, \quad (2)$$

где \bar{F}_T – приливообразующая сила, $\bar{\Omega}$ – приливной потенциал, а h и k – числа Лява, характеризующие соответственно отношение высоты земного прилива к высоте статического прилива в океане и отношение дополнительного гравитационного потенциала к приливному потенциалу [17]. Приливной потенциал $\bar{\Omega}$ рассчитывался по формулам, представленным в работе [16]. Отклик уровня моря на изменения приливного потенциала

воспроизводился с помощью 2D-версии модели, основанной на осредненных по глубине уравнениях движения в длинноволновом приближении. В уравнении движения сила трения определяется величиной модуля скорости придонного течения и коэффициентом трения C_b :

$$\tau_{bx} = C_b u_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2} \quad \text{и} \quad \tau_{by} = C_b v_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2}, \quad (3)$$

где u_b и v_b – компоненты скорости течения выше придонного пограничного слоя (для двумерной модели полагается равной баротропной скорости). На месте пролива Босфор была задана стенка (условие непротекания). Таким образом, численная модель воспроизводила только собственный прилив бассейна Черного и Азовского морей. Расчеты выполнялись на сетке с равномерным шагом по широте и долготе с разрешением 0.01° , созданной на основе данных о батиметрии GEBCO и уточненной для прибрежных участков Азовского моря с помощью навигационных карт. Были воспроизведены приливы в Азовском море для годовой серии (8760 часов). При помощи гармонического анализа были рассчитаны амплитуды и фазы основных приливных гармоник. В этом разделе мы рассмотрим пространственную структуру суточных и полусуточных приливов на примере гармоник M_2 , K_1 и O_1 .

Полусуточный прилив M_2 распространяется в Азовском море в виде двух амфидромических систем (рис. 5а). Основная система представляет собой амфидромию Тейлора с центром на основной оси моря. Приливная волна распространяется в ней в направлении против часовой стрелки. Для этой волны характерно полное отражение от боковых границ и почти отсутствие диссипации приливной энергии. Вторая амфидромия располагается в Таганрогском заливе. Это вырожденная амфидромия со сгущением котидальных линий у северного побережья залива. Эту систему можно представить как суперпозицию двух встречных волн Кельвина. Вероятно, амплитуда отраженной волны существенно уменьшается вследствие диссипации в области дельты р. Дон (восточное побережье моря). Области минимальных амплитуд наблюдаются вблизи амфидромических точек. Области максимальных амплитуд располагаются на западном побережье (вблизи Генгическа) – 1.7 см, на юго-восточном побережье (Темрюк) – 1.0 см, в вершине Таганрогского залива – 1.8 см. Локальный максимум также наблюдается в Таманском заливе Керченского пролива, до 1.7 см.

Для суточных составляющих K_1 и O_1 характерна одна приливная амфидромия с вращением в направлении против часовой стрелки (рис. 5б, 5в). Области наибольших амплитуд располагаются на западном (до 0.8 см для K_1 и до 0.5 для O_1) и восточном побережьях моря (до 1.7 см для K_1 и 0.9 см для O_1). Приливная амфидромия сформирована суперпозицией встречных волн Кельвина, с небольшой диссипацией в восточной части Азовского моря, вследствие чего амфидромическая точка (центр системы) сдвинута к северу относительно основной оси бассейна.

7. СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИЛИВОВ

Для изучения сезонных изменений спектра колебаний уровня ряды наблюдений в Азовском море были разделены на зимние (ноябрь—апрель для Дугино, декабрь—февраль для Приморско-Ахтарска, январь—март для Керчи и Тамани) и летние (май—октябрь для Дугино, март—ноябрь для Приморско-Ахтарска, апрель—декабрь для Керчи и Тамани) временные отрезки, выбранные в соответствии с особенностями сезонных изменений ледового режима различных частей акватории Азовского моря [2]. Для каждого временного отрезка рассчитывался спектр, после чего были построены спектры, осредненные по всем зимним временным сериям и по всем летним (рис. 6). Длина окна Кайзера-Бесселя при расчете спектров составляла $N = 2048$ ч, что обеспечило частотное разрешение спектра 0.0117 цикл/сут.

Практически на всех спектрах мы видим ярко выраженную сезонную изменчивость на частотах суточных гармоник, которая проявляется в превышении летних (красных) пиков над зимними (синими) на частотах суточного диапазона колебаний уровня моря. Полусуточный диапазон гармоник, в частности, ярко выраженная составляющая M_2 , практически не имеет сезонной изменчивости и в разные сезоны имеет близкие значения спектральной энергии, что видно на станциях Тамань, Керчь и Опасное в южной части Азовского моря (рис. 6в, 6г). Небольшая сезонная изменчивость хода M_2 присутствует в Рогожкино и Дугино (рис. 6а); это можно связать с ледовым сезоном, который в северной части акватории выражен ярче, чем в южной.

Для спектра колебаний уровня на станции Тамань характерно превышение полусуточной гармоники M_2 над суточной S_1 независимо от сезона (рис. 6в, 6г). В области суточных частот для этой станции зимний спектр превышает летний. Возможно, это связано с усилением непериодических (метеорологических) колебаний уровня в зимний период вблизи станции Тамань.

8. ОБСУЖДЕНИЕ

Спектральный анализ с высоким разрешением позволил на всех станциях выделить отдельные гармоники. Доминирование в суточном приливном диапазоне на всех станциях радиационной гармоники S_1 и отсутствие на большинстве станций, кроме южной части моря, главной лунной суточной гравитационной гармоники O_1 говорят о существенном вкладе радиационной компоненты в суммарный прилив на большей части акватории Азовского моря. Только в южной части моря и Керченском проливе гравитационные приливы сравнимы по магнитуде с радиационными.

Гармонический анализ позволил обнаружить ряд интересных особенностей. На основе распределения фаз (табл. 2) можно предположить, что суточная волна O_1 распространяется в направлении против часовой стрелки, что подтверждается результатами численного моделирования (рис. 5в).

На некоторых станциях наблюдается нехарактерное для гармоник K_1 и P_1 свойство — их амплитуды практически равны (рис. 3а, 3б). Это происходит, к примеру, в вершине Таганрогского залива и говорит о возможном влиянии радиационных приливов на формирование этих гармоник. На некоторых станциях (Темрюк и Кубанская устьевая) амплитуды P_1 значительно превышают амплитуды K_1 , что говорит об аномальном характере суточных гравитационных приливов.

Равенство амплитуд гармоник K_1 и P_1 может быть объяснено модуляцией радиационных приливов. В разложении приливного потенциала амплитуды этих гармоник соотносятся примерно как 3 : 1, но в северной части Азовского моря их амплитуды сопоставимы. Частоты гармоник K_1 и P_1 связаны с частотой гармоники S_1 простым соотношением

$$f(K_1, P_1) = f(S_1) \pm \Delta f_y, \quad (4)$$

где $\Delta f_y = 1$ цикл/год, из которого следует, что добавление к доминирующей гармонике S_1 гармоник K_1 и P_1 должно приводить к годовой модуляции несущей гармоники [8]. В этом случае K_1 и P_1 являются гармониками-спутниками по отношению к гармонике S_1 и появляются из-за ее сезонной модуляции. Таким образом, гармоники в северной части моря имеют не гравитационное, а радиационное происхождение.

Распределение отношения амплитуд главной лунной полусуточной гармоники M_2 к главной радиационной гармонике S_1 показывает, что M_2 вносит большой вклад в общий размах колебаний в южной части Азовского моря, в Керченском проливе. Гармоника S_1 , в свою очередь, вносит большой вклад на севере Азовского моря, в Таганрогском заливе. Таким образом, можно сле-

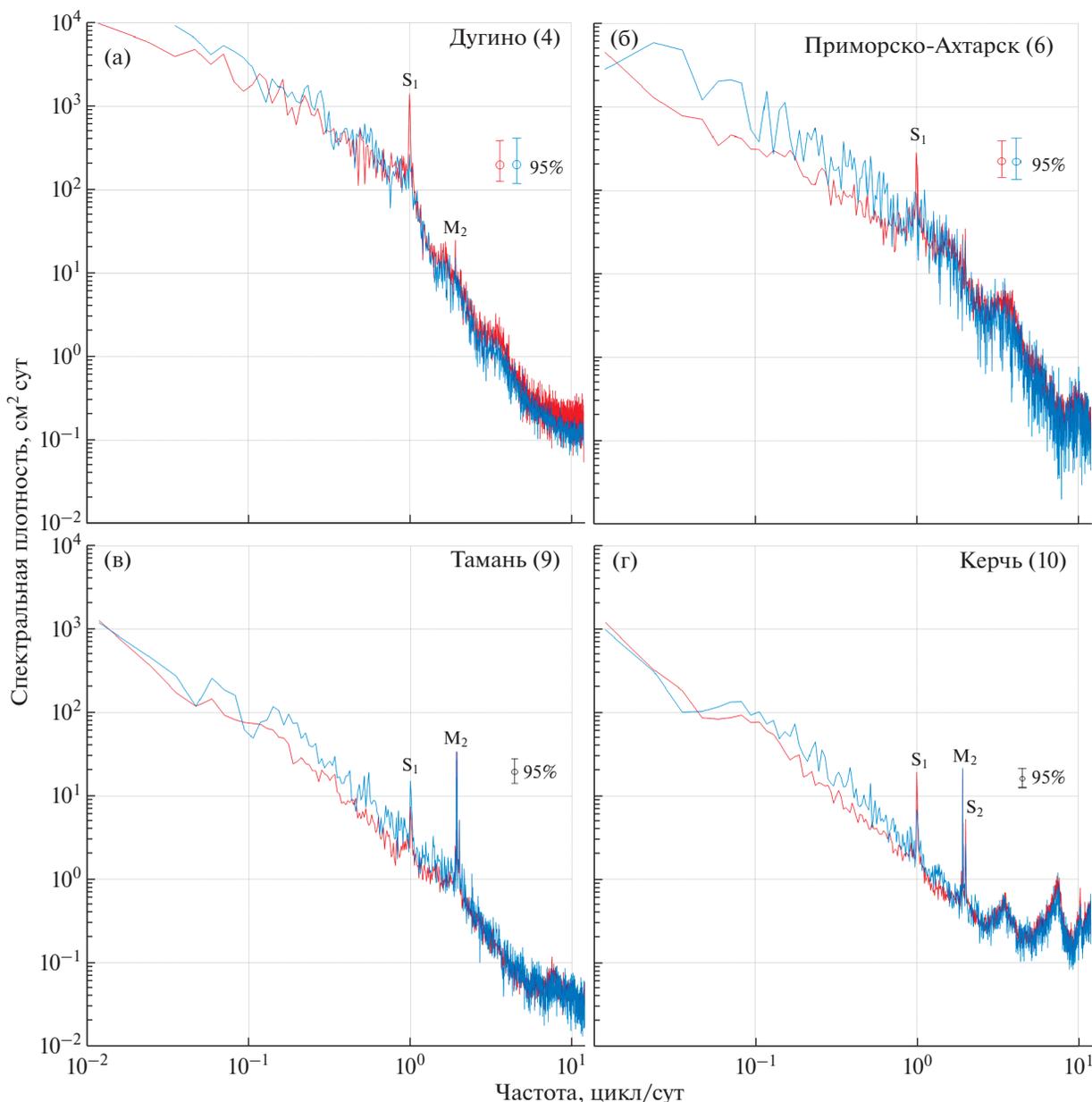


Рис. 6. Сезонные спектры колебаний уровня моря на станциях Дугино (а), Приморско-Ахтарск (б), Тамань (в), Керчь (г). Красным цветом показаны летние спектры, синим цветом – зимние. Отмечены пики суточных и полусуточных приливных гармоник, показаны 95% доверительные интервалы.

лать вывод о преобладании радиационных приливов в северной части Азовского моря и в Таганрогском заливе и гравитационно-радиационных приливов в южной части моря.

Результаты гармонического анализа полусуточных приливных колебаний для пунктов наблюдений достаточно хорошо согласуются с результатами численного моделирования. Так, разница в расчетах фазы гармонике M_2 по наблюдениям и модели для Генического, Мысового, Темрюка, Приморско-Ахтарска составляет менее 6° . Амплитуда

гармоники M_2 в зависимости от станции различается на 0.1–0.3 см. Существенные отличия в амплитуде и фазе приливной гармонике по наблюдениям и моделированию получены для вершины Таганрогского залива. Расчет приливов проводился на расчетной сетке с минимальной глубиной до 1 м, а на боковых границах выполнялось условие непротекания. В реальности в восточной части Таганрогского залива находится устьевая область р. Дон, по руслам дельты которой приливная волна продолжает распространяться и частично диссипирует.

Модельные расчеты для суточной гармоники O_1 существенно лучше соотносятся с результатами анализа прибрежных наблюдений, чем для гармоники K_1 . Ошибка в расчете амплитуды O_1 составляет от 0.05 до 0.15 см в зависимости от станции. Разница в оценках фазы гармоники по модельным и наблюдаемым рядам для большинства станций – менее 10° , что достаточно хорошо с учетом малых значений амплитуды. В расчетах амплитуд и фаз гармоники K_1 обнаружена большая разница между модельными результатами и наблюдаемыми. Видимо, это связано с тем, что приливные характеристики гармоники K_1 , рассчитанные по наблюдениям, в малой степени связаны с гравитационной природой этой гармоники, а скорее вызваны влиянием радиационных приливов с суточной периодичностью.

Остается важный вопрос – приливные колебания Азовского моря формируются вследствие проникновения черноморской приливной волны или движениями водной толщи моря, образующимися непосредственно под влиянием изменений приливообразующих сил? Для ответа на этот вопрос при помощи численной модели было проведено два эксперимента. В первом эксперименте численное моделирование проводилось на совместной модели Черного и Азовского морей, которые сообщались через Керченский пролив. Во втором эксперименте Азовское море было полностью замкнутым и приливные колебания возбуждались непосредственно изменением приливного потенциала над акваторией бассейна. Результаты показали, что энергия приливной волны, проникающей из Черного моря в Азовское, при прохождении через Керченский пролив существенно уменьшается. Амплитуды суточных приливов на западном и восточном побережьях полностью замкнутого Азовского моря (2-ой эксперимент) увеличились на 6% по сравнению с амплитудами, полученными в рамках первого эксперимента, где учитывался водообмен с Черным морем через Керченский пролив. Амплитуды полусуточной составляющей M_2 уменьшились на 5–12% во втором эксперименте по сравнению с первым. Таким образом, можно сделать вывод, что приливы в Азовском море образуются под непосредственным влиянием приливообразующих сил, которые выводят из равновесия водную толщу бассейна. Приливная волна, проникающая из Черного моря в Азовское, меняет амплитуды основных гармоник менее чем на 12%.

Сезонные спектры позволяют выявить выраженную сезонную изменчивость на частотах суточных гармоник, которая проявляется в превышении летних пиков над зимними на частотах суточного диапазона колебаний уровня моря, что подтверждает предположение о преимущественно радиационной природе суточных гармоник.

Вероятно, радиационные приливы в Азовском море формируются под влиянием бризовой циркуляции, которая лучше всего выражена как раз в летний период.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние ежечасные наблюдения изменений уровня Азовского моря позволили изучить происхождение приливных колебаний уровня данной акватории и выявить особенности их формирования. На основе длительных ежечасных рядов наблюдений были исследованы особенности приливных колебаний уровня Азовского моря. Результаты спектрального анализа показали наличие острых пиков, соответствующих суточным и полусуточным приливным гармоникам. На большей части акватории Азовского моря суточные пики превосходят полусуточные, и только в южной части они сравнимы или слабее.

Амплитуда основных суточных гармоник в основном больше, чем полусуточных. Амплитуда суточной радиационной гармоники S_1 меняется от 6 см в вершине Таганрогского залива до 0.5 см в Керченском проливе, тогда как амплитуда основной полусуточной гравитационной гармоники M_2 внутри акватории моря меняется от 1.0 см в юго-восточной части Азовского моря до 0.38 см на станции Мысовое. Оценка отношения амплитуд главной гравитационной гармоники M_2 к главной радиационной гармонике S_1 позволила выявить преобладание радиационных приливов в северной части Азовского моря и в Таганрогском заливе и гравитационно-радиационных приливов в южной части моря. Установлено, что внутри Азовского моря характер прилива существенно изменяется от правильного суточного на севере до неправильного полусуточного вблизи Керченского пролива. Максимальная теоретическая величина прилива обнаружена в вершине Таганрогского залива – до 19.5 см, а наименьшая отмечена в Керченском проливе – 4.9 см. Без учета амплитуды суточной радиационной гармоники S_1 в северной части Азовского моря величина приливных колебаний уменьшается в ~2 раза.

Предположение о преимущественно радиационной природе суточных приливов подтверждается сезонной изменчивостью их спектра. Вероятно, радиационные приливы в Азовском море формируются под влиянием бризовой циркуляции, которая лучше всего выражена в летний период.

Использование численного моделирования позволило построить первые детальные карты амплитуд и фаз основных гармонических составляющих прилива в Азовском море. Результаты численных экспериментов позволяют предположить, что приливы в Азовском море образуются

под непосредственным влиянием приливообразующих сил, которые выводят из равновесия водную толщу бассейна.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004) и при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-77-00099).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герман В.К., Левиков С.П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 229 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 5: Азовское море / под ред. Н.П. Гоптарева. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1991. 236 с.
3. Дианский Н.А., Фомин В.В. Моделирование циркуляции Азовского моря и особенности воспроизведения экстремальных нагонов в Таганрогском заливе // Труды ГОИН. 2017. № 218. С. 74–104.
4. Курчатова И.В. Сейши в Черном и Азовском морях // Изв. Центр. гидромет. бюро ЦУМОРТа. 1925. Вып. 4. С. 149–158.
5. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Численные исследования сейшевых колебаний уровня Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 485–493.
6. Медведев И.П., Рабинович А.Б., Куликов Е.А. Приливные колебания в Балтийском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 596–611. <https://doi.org/10.7868/S0030157413050134>
7. Попов С.К., Лобов А.Л. Диагноз и прогноз наводнения в Таганроге по оперативной гидродинамической модели // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 362. С. 92–108.
8. Рабинович А.Б., Медведев И.П. Радиационные приливы у юго-восточного побережья Балтийского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 357–365.
9. Черкесов Л.В., Шульга Т.Я. Волны, течения, сгонно-нагонные процессы и трансформация загрязнений в Азовском море. Севастополь: ФГБУН МГИ, 2017. 228 с.
10. Черкесов Л.В., Шульга Т.Я., Дьяков Н.Н., Станичная Р.Р. Численное исследование сгонно-нагонных процессов и течений Азовского моря в период экстремальных ветров // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5 (197). С. 3–20.
11. Cartwright D.E., Tayler R.J. New computations of the tide-generating potential // Geophysical Journal International. 1971. V. 23. № 1. P. 45–73.
12. Endros A. Die Seiches des Schwarzen und Azowschen meers und die dortigen Hubhohen der Gezeiten // Ann. Hyd. Mar. Met. 1932. V. 60. P. 442–453.
13. Ferrarin C., Bellafiore D., Sannino G. et al. Tidal dynamics in the inter-connected Mediterranean, Marmara, Black and Azov seas // Progress in Oceanography. 2018. V. 161. P. 102–115. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2018.02.006>
14. Medvedev I.P. Tides in the Black Sea: observations and numerical modelling // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. № 6. P. 1951–1969. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1878-x>
15. Medvedev I.P., Rabinovich A.B., Kulikov E.A. Tides in three enclosed basins: the Baltic, Black and Caspian seas // Front. Mar. Sci. 2016. V. 3. № 46. <https://doi.org/10.3389/fmars.2016.00046>
16. Munk W.H., Cartwright D.E. Tidal spectroscopy and prediction // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1966. V. 259. № 1105. P. 533–581. <https://doi.org/10.1098/rsta.1966.0024>
17. Pugh D., Woodworth P. Sea-level science: understanding tides, surges, tsunamis and mean sea-level changes. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. 395 p.

Tidal Sea Level Oscillations in the Sea of Azov

A. I. Korzhenovskaia^{a, b, #}, I. P. Medvedev^b, V. S. Arkhipkin^a

^aLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: A79198153474@yandex.ru

Longterm hourly data from 14 coastal tide gauges were used to study the features of tides in the Sea of Azov. Spectral analysis showed well-defined spectral peaks at tidal diurnal and semidiurnal frequencies. Harmonic analysis of tides for individual annual sea level series with consecutive vector averaging over the entire observation period was applied to estimate mean amplitudes and phases of 11 tidal constituents. The amplitude of the major diurnal harmonics is generally greater than the semidiurnal ones. The amplitude of the diurnal radiational constituent S_1 changes from 6 cm at the head of the Taganrog Bay to 0.5 cm in the Kerch Strait, while the amplitude of the main semidiurnal gravitational harmonic M_2 inside the sea varies from 1.0 cm in the southeastern part of the Sea of Azov, to 0.38 cm at Mysovoye. The tidal form factor within the Sea of Azov changes significantly from the diurnal form in the north to the mixed, mainly semidiurnal near the Kerch Strait. The maximum theoretical tidal range of 19.5 cm were found at the head of the Taganrog Bay, and the lowest was noted in the Kerch Strait, 4.9 cm. The assumption about the predominantly radiational genesis of diurnal tides is confirmed by the seasonal variations of their spectrum. Radiational tides in the Sea of Azov may be initiated by sea breeze winds, which is best expressed in summer.

Keywords: tides, Sea of Azov, sea level, spectral analysis, radiational tides

УДК 504.4.062.2

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВОД ЯПОНСКОГО, ОХОТСКОГО МОРЕЙ И ТИХОГО ОКЕАНА, ПРИЛЕГАЮЩИХ К о. САХАЛИН И КУРИЛЬСКИМ ОСТРОВАМ

© 2022 г. Сен Ток Ким*

Сахалинский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («СахНИРО»),
г. Южно-Сахалинск, 693023 Россия

*e-mail: n.kim@sakhniro.ru

Поступила в редакцию 11.10.2021 г.

После доработки 24.02.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

Долгопериодная динамика термического режима морских вод Сахалино-Курильского региона слабо исследована. Вместе с тем, внешние факторы среды обитания оказываются решающими при формировании структуры и величины запасов промысловых гидробионтов, наиболее массовых представителей экосистем. Данные по температуре поверхности воды и верхнего квазиоднородного слоя моря были получены в ходе многолетних судовых и спутниковых наблюдений на полигонах, расположенных на прилегающей к островам акватории Японского, Охотского морей и Тихого океана. Выявлены региональные особенности изменений термического режима вод, обусловленные природой прибрежных течений и влиянием локальных климатических условий. По всему региону прослежена сходная динамика многолетних трендов на потепление и похолодание термического режима на протяжении 1998–2020 гг.

Ключевые слова: Сахалино-Курильский регион, температура воды, термический режим, многолетняя динамика

DOI: 10.31857/S0030157422050173

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение долгопериодных трендов изменчивости среды обитания имеет важное значение для вероятностной оценки динамики многолетних флюктуаций запасов рыб. Одним из основных факторов, оказывающих значимое влияние на биологию гидробионтов, является термический режим вод. Теплосодержание морей, наряду с радиационным прогревом поверхностного слоя, определяется переносом тепла океанскими и морскими течениями, а также потоками явного и скрытого тепла на границе с атмосферой, турбулентным перемешиванием в море. Океанографические исследования дальневосточных морей вблизи о. Сахалина и Курильских островов, касающиеся вопросов многолетней динамики важнейших течений, их зависимости от климатических условий и характера последующего влияния на биологические ресурсы, в настоящее время являются немногочисленными, чаще всего основываются на ограниченных временных рядах наблюдений и не позволяют выделить значимые связи между средой обитания и популяциями морских организмов [5–7, 10]. Отдельные публикации касаются преимущественно смежных ак-

ваторий морей или представляют особенности климато-океанологических изменений в обширной восточной части Тихого океана, редко с сопутствующей характеристикой наблюдаемых флюктуаций в экосистемах [16, 36, 45]. Характер многолетней цикличности термического режима прибрежных вод всего региона все еще остается неопределенным. Спутниковая информация позволяет изучать возможные межгодовые флюктуации термического фона поверхностных вод, но и эти материалы требуют аналитического подхода. Вместе с тем, база данных по динамике биологических ресурсов достигла уже такого уровня, когда требуется объяснить причины, влияющие на их изменения, выявить причинно-следственные связи с характерными особенностями среды обитания.

В настоящей работе осуществлена попытка оценки долгопериодных трендов в изменениях термического режима изучаемого региона путем выделения отдельных участков моря (полигонов), в границах которых, в ходе экспедиционных исследований на научно-исследовательских судах, данные периодически обновлялись. Выделение морских полигонов у о. Сахалин выполнено

Таблица 1. Координаты всех обследованных полигонов Сахалино-Курильского региона

№	Район	Широта	Долгота	Разрез	Число станций
1	Западный Сахалин	47°21'–47°70' с.ш.	140°61'–142°00' в.д.	м. Слепиковский–м. Золотой	411
2	Восточный Сахалин	45°06'–46°16' с.ш.	143°30'–146°30' в.д.	м. Анива–м. Докучаева	653
3	Восточный Сахалин	48°21'–49°00' с.ш.	144°73'–146°17' в.д.	м. Терпения–море	253
4	Восточный Сахалин	51°21'–51°40' с.ш.	143°51'–146°18' в.д.	Зал. Луньский–море	278
5	Южные Курилы	43°37'–44°39' с.ш.	145°40'–146°90' в.д.	Ю-К пролив	748
6	Южные Курилы	43°71'–45°32' с.ш.	146°90'–149°30' в.д.	Океанская сторона о. Итуруп	613
7	Северные Курилы	48°40'–51°50' с.ш.	154°20'–158°00' в.д.	Океанская сторона островов	1055

по местоположению стандартных гидрологических разрезов, расположенных у разных участков побережий острова. У Курильских островов, при отсутствии подобных разрезов, полигоны охватывают известные зоны влияния поверхностных течений – Соя, Ойясио и Восточно-Камчатского.

Сахалино-Курильский регион охватывает северную часть Японского моря, южную часть Охотского моря и акваторию Тихого океана, прилегающую к Курильским островам. Гидрологическая обстановка в регионе определяется несколькими разными по своему происхождению течениями. В северной части Японского моря у юго-западных берегов Сахалина главную роль играет северная ветвь теплового Цусимского течения [8, 10, 31]. Северо-западное побережье Татарского пролива оказывается под влиянием Лиманского (Шренка) холодного течения [21, 32]. В Охотском море восточное побережье Сахалина, включая южные крупные заливы Анива и Терпения, находится под определяющим воздействием холодного Восточно-Сахалинского течения, взаимодействующего с теплыми и опресненными водами стока р. Амур [3]. Теплое течение Соя, ветвь Цусимского течения, огибает северное побережье о. Хоккайдо и достигает южных Курильских островов, обеспечивая приток тепла в Кунаширский и Южно-Курильский проливы [25]. У северных Курильских островов в океанских водах движется холодное субарктическое Восточно-Камчатское течение, которое в районе пр. Буссоль преобразуется в холодное течение Ойясио, трансформируясь за счет менее соленых вод, вытекающих из Охотского моря [39]. Ойясио формирует холодный термический режим в удаленных океанских водах о. Итуруп и, огибая Малую Курильскую гряду, создает фронтальный водораздел с течением Соя напротив пр. Екатерины.

Цель настоящей работы заключается в характеристике многолетних изменений термического режима морских вод в Сахалино-Курильском регионе по судовым и спутниковым наблюдениям за 1980-е–2020-е гг.

2. МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Многолетняя динамика температуры воды в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) моря, определяемом по характерным вертикальным профилям температуры, описывается средними аномалиями на полигонах, соответствующих ограниченными площадями морской акватории, прилегающим к стандартным гидрологическим разрезам: 1. м. Слепиковского – м. Золотой (Татарский пролив), 2. м. Анива – м. Докучаева, 3. м. Терпения – море, 4. зал. Луньский – море (табл. 1, рис. 1). Кроме того, рассмотрены полигоны (5–7), находящиеся в Южно-Курильском проливе, в океанских водах о. Итуруп, а также в океанских водах северных Курильских островов и юго-восточной Камчатки. Судовые исследования включали в себя данные по температуре воды, измеренной непосредственно в режиме сопровождения траловых съемок зондом SBE 19plus V2 SeaCAT, а также при выполнении стандартных гидрологических разрезов в 1988–2020 гг. Спутниковые наблюдения за термическим фоном поверхности воды проводились в период 1998–2020 гг. при использовании системы TerraScan в СахНИРО, осуществляющей прием и обработку информации со спутников серии NOAA и др. [17, 29]. Спутниковые данные по температуре воды в границах полигонов были обработаны и любезно предоставлены Д.М. Ложкиным. Сравнение судовых и спутниковых данных в различных районах Охотского моря было выполнено ранее [4, 26, 27]. Была продемонстрирована большая степень сходства результатов измерений по обоим типам данных для исследуемых акваторий вне зависимости от сезона.

Качество судовых наблюдений существенно ограничено отсутствием планомерных исследований в единые сроки (месяцы) и в ежегодном формате. Перерывы в наблюдениях вынуждали использовать информацию только по наиболее изученным месяцам, как правило, летним или осенним. Базовым временным периодом принимался май–июль, т.е. время, соответствующее

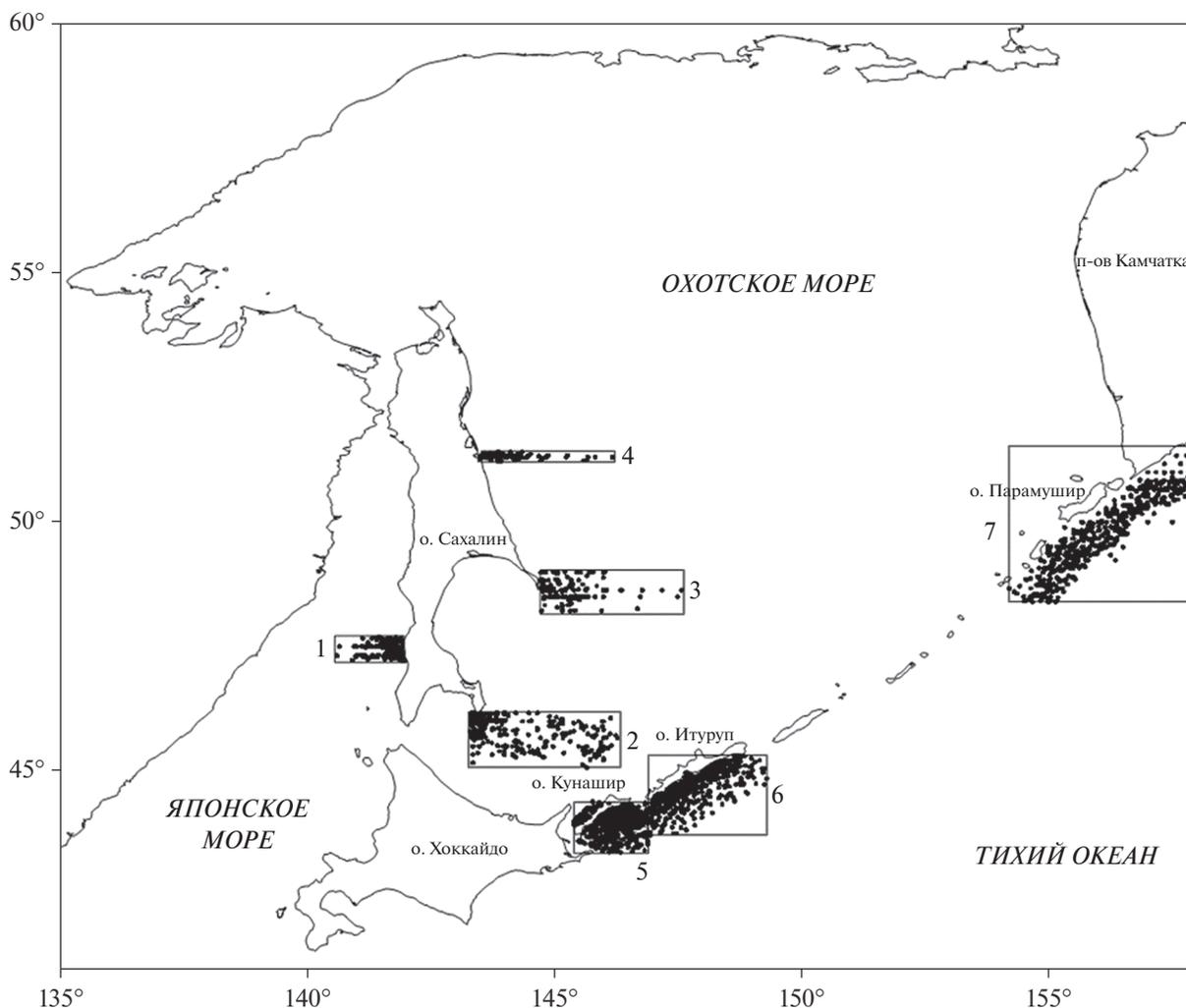


Рис. 1. Схема расположения полигонов (1–7) для определения термического режима вод в Сахалино-Курильском регионе.

наиболее критичному для большинства морских рыб этапу, когда осуществляется их размножение и определяется общая выживаемость икры и личинок. Гидрологические сезоны приняты по работе Пищальника и Бобкова [23].

Долгопериодные тренды изменений средней температуры воды по полигонам ежемесячно были построены на основе полиномиальных уравнений 3-ей степени, выбор которых был обусловлен сравнительным анализом полученных данных по критерию Акаике (Akaike's information criterion, AIC) [41]. Несмотря на то, что примененный критерий продемонстрировал неоднозначную картину аппроксимации исходных величин моделями полиномиальных уравнений 2–5-ой степеней, наименьшие значения критерия чаще всего были отмечены для полинома 3-ей степени. Для характеристики температуры воды поверхностного слоя полином вида $y = ax^3 + bx^2 + cx + d$ был более

предпочтителен в 43% случаев наблюдений, т.е. для трех (1, 4, 5) из семи рассмотренных полигонов. Динамика средней температуры в ВКС аппроксимировалась полиномом 3-ей степени в 50% случаев, т.е. в двух (1, 2) из четырех возможных полигонов. При окончательном выборе полинома 3-ей степени было принято во внимание наличие всего двух периодов в многолетней динамике биологических ресурсов в исследуемом регионе в 1980–2020-х гг. [12–15].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Западный Сахалин

Район вдоль юго-западного побережья о. Сахалин находится под определяющим влиянием теплых вод ветви Цусимского течения. В районе полигона 1, который включает гидрологический разрез м. Слепиковского–м. Золотой, по осред-

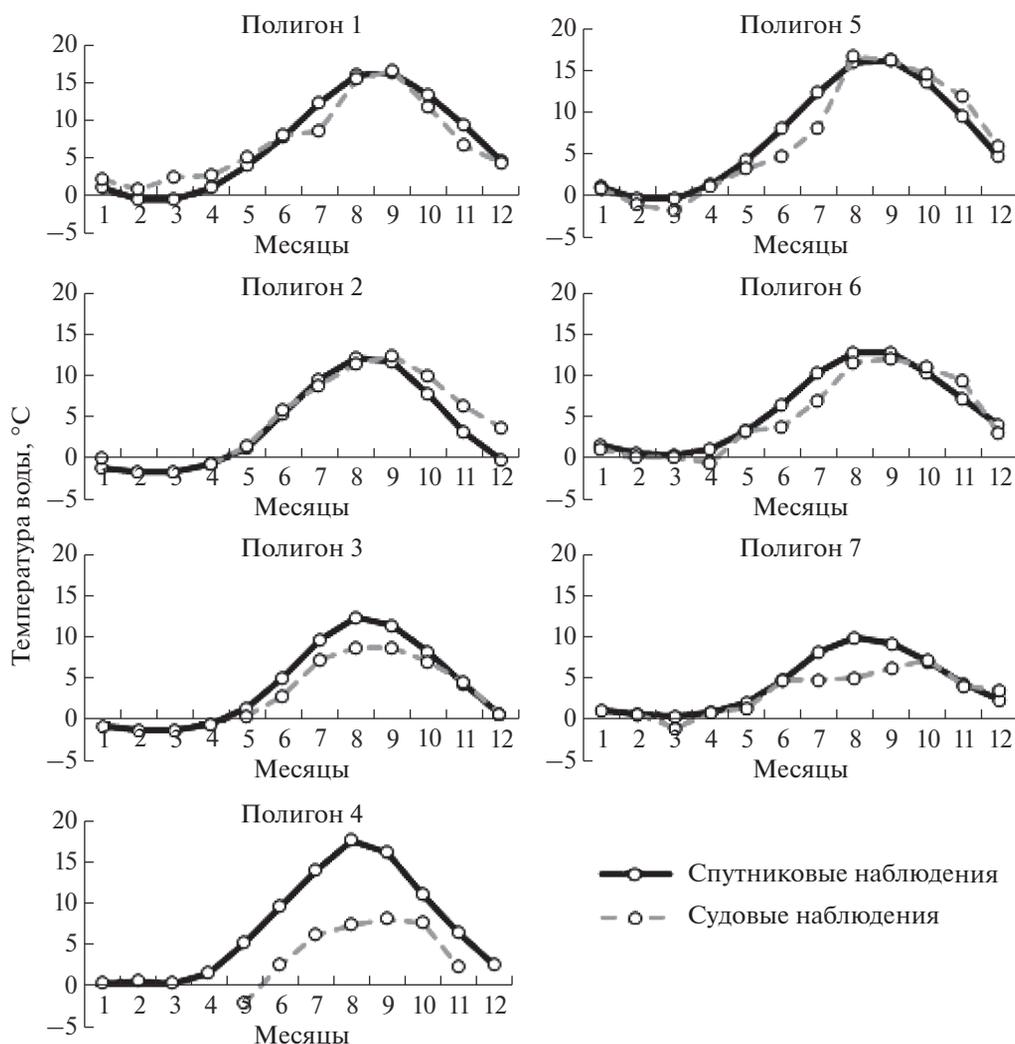


Рис. 2. Внутригодовая динамика температуры воды на различных полигонах в Сахалино-Курильском регионе (см. табл. 1, рис. 1) по осредненным спутниковым (поверхность моря) и судовым (ВКС) наблюдениям в 1998–2020 гг.

ненным данным спутниковых наблюдений и по судовым наблюдениям в слое ВКС выявлена нижеследующая внутригодовая динамика температуры воды на поверхности моря (рис. 2, табл. 2). Средняя температура ВКС заметно превышала таковую поверхностного слоя в феврале–апреле. Значения выравнивались в мае–июне, а в теплый период года верхняя толща воды была несколько холоднее поверхности моря. Поверхность моря прогревалась максимально в сентябре и охлаждалась в феврале–марте.

Долгопериодная динамика температуры воды, выраженная аномалиями значений (отклонениями от среднемесячных величин), описана полиномиальными трендами. В поверхностном слое моря большинство помесечных показателей, за исключением значений конца лета–начала осени, указывает на то, что в 1998–2007 гг. наблюдалось потепление, а в 2008–2017 гг. – похолодание,

и в настоящее время вновь выявлены положительные аномалии температуры воды (рис. 3а). Однако в августе и сентябре межгодовые колебания температуры показывали иную картину: потепление 2007–2017 гг. сменилось похолоданием. Отметим, что значимость условий гидрологической весны и лета для успешного размножения и последующего развития личинок всех массовых видов рыб требует обратить особое внимание на период май–июль, поскольку в настоящее время формируется тренд положительных изменений в среде обитания.

Многолетние изменения температуры воды в ВКС в июне схожи с динамикой показателя в поверхностном слое моря, рассмотренной выше (рис. 3б). При этом в мае, и особенно в сентябре, первый пик (теплый этап) оказывался смещен на более ранние годы, вплоть до 1990–1995 гг., что согласуется с известными сведениями о высоком

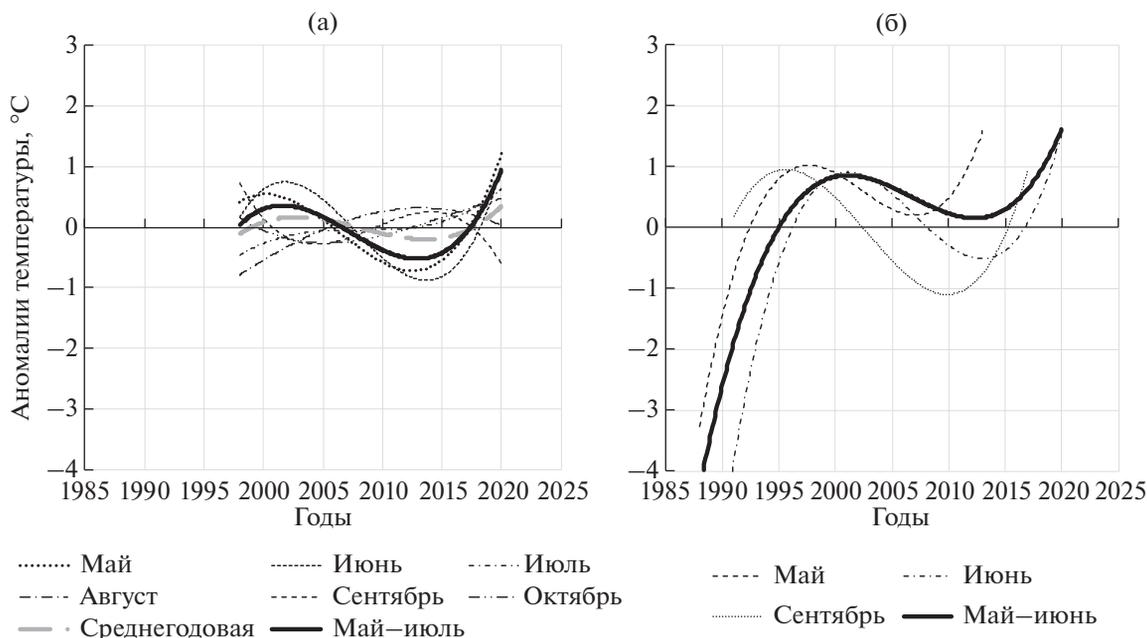


Рис. 3. Долгопериодная динамика температуры воды на поверхности моря (а) и в толще ВКС (б) у западного Сахалина по осредненным спутниковым наблюдениям в 1998–2020 гг. и судовым наблюдениям в 1988–2020 гг.

уровне биоресурсов в начале 1990-х гг. Второй пик потепления также смещался, указывая на появление признаков потепления уже в 2007 г. Существенные пропуски в данных судовых наблюдений вынуждают относиться к полученной информации с определенной осторожностью. Но следует отметить, что ряд наблюдений на судах оказывается полнее на 10 лет, что позволяет предполагать более корректную схему периодизации этапов потепления и похолодания.

3.2. Восточный Сахалин

Этот район весьма протяженного побережья находится под влиянием холодного Восточно-Сахалинского течения. Полигон у юго-восточного побережья о. Сахалин, ограниченный аквато-

рией вблизи западного участка стандартного гидрологического разреза м. Анива–м. Докучаева, демонстрировал нижеследующую картину годового цикла изменения средней температуры поверхности и ВКС моря (см. рис. 2, табл. 2).

Температура поверхностного слоя моря здесь колебалась от -1.5°C в феврале–марте до 12.1°C в августе. Диапазон общих изменений температуры в течение года в верхней толще моря составлял -0.7 – $+12.5^{\circ}\text{C}$. Термический режим на поверхности и в верхнем слое моря менялся одинаково вплоть до сентября, с последующим большим охлаждением поверхностного слоя.

Многолетняя динамика температуры поверхности моря на полигоне в мае–июле указывает на потепление в 1998–2007 гг., похолодание в

Таблица 2. Экстремальные характеристики межгодовой динамики термического режима вод Сахалино-Курильского региона по спутниковым и судовым наблюдениям

Параметры	Поверхность моря (спутниковые наблюдения)						
	1	2	3	4	5	6	7
Верхний экстремум температуры, $^{\circ}\text{C}$	16.2	12.1	12.4	17.3	16.2	12.8	9.9
Период, мес.	IX	VIII	VIII	VIII	IX	VIII	VIII
Нижний экстремум температуры, $^{\circ}\text{C}$	-0.5	-1.5	-1.0	0.1	-0.5	0.3	0.4
Период, мес.	III	II–III	II–III	III	III	III	III
	Слой ВКС моря (судовые наблюдения)						
Верхний экстремум температуры, $^{\circ}\text{C}$	16.5	12.5	8.8	7.9	16.7	11.9	7.1
Период, мес.	IX	IX	VIII–IX	IX	VIII	IX	X
Нижний экстремум температуры, $^{\circ}\text{C}$	1.0	–	–	–	-1.9	-0.6	-1.0
Период, мес.	II	–	–	–	III	IV	III

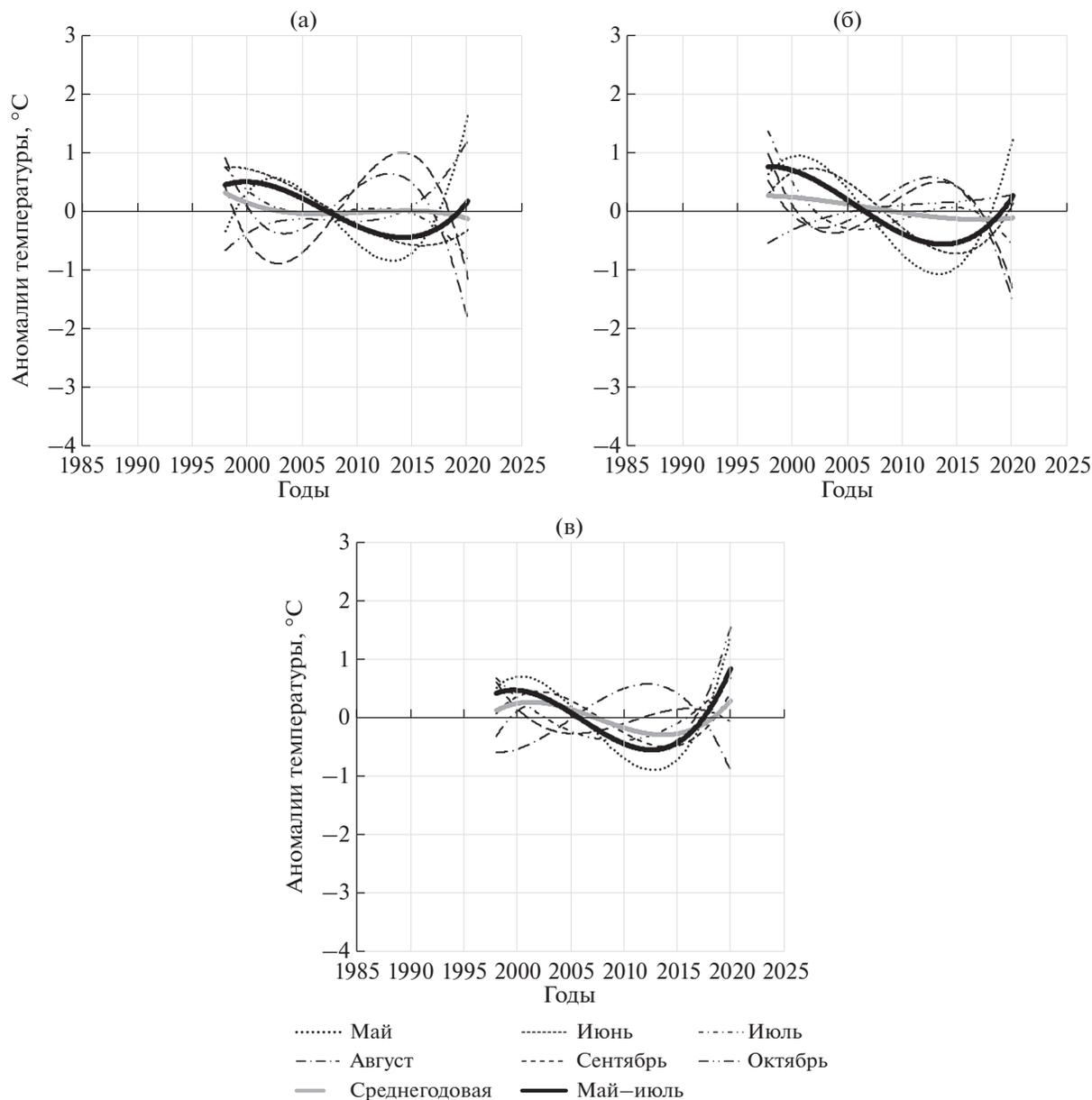


Рис. 4. Долгопериодная динамика поверхностной температуры воды у восточного Сахалина по осредненным спутниковым наблюдениям в 1998–2020 гг., (а), (б), (в) – полигоны 2, 3, 4.

2008–2019 гг. и современный тренд на потепление (рис. 4а). По данным августа–сентября картина была прямо противоположной. Этапы потепления и похолодания чередовались в обратном порядке, что было отмечено и в юго-западных водах Сахалина.

С учетом судовых данных продолжительность наблюдений увеличивается до более чем 30 лет (рис. 5а). Вероятно, ввиду этого, этап потепления в слое ВКС сместился на примерно 1990–2002 гг., похолодание наблюдалось в 2002–2013 гг., очередное потепление наступило в настоящее время. Этот характер изменений температуры был определяющим для всех рассмотренных месяцев.

Второй полигон у восточного побережья о. Сахалин включает стандартный гидрологический разрез м. Терпения–море (см. табл. 1). В этом районе годовой цикл изменения температуры на поверхности показывал отрицательные значения с января по апрель, а пик потепления наблюдался в августе (см. рис. 2, табл. 2). Выравнивание средних значений показателя в слое и на поверхности наблюдалось в ноябре–декабре и, по всей видимости, в апреле.

Что касается многолетней динамики температуры на этом полигоне, то в поверхностном слое в мае–июне наблюдалась такая изменчивость: потепление в 1998–2007 гг., похолодание в 2008–

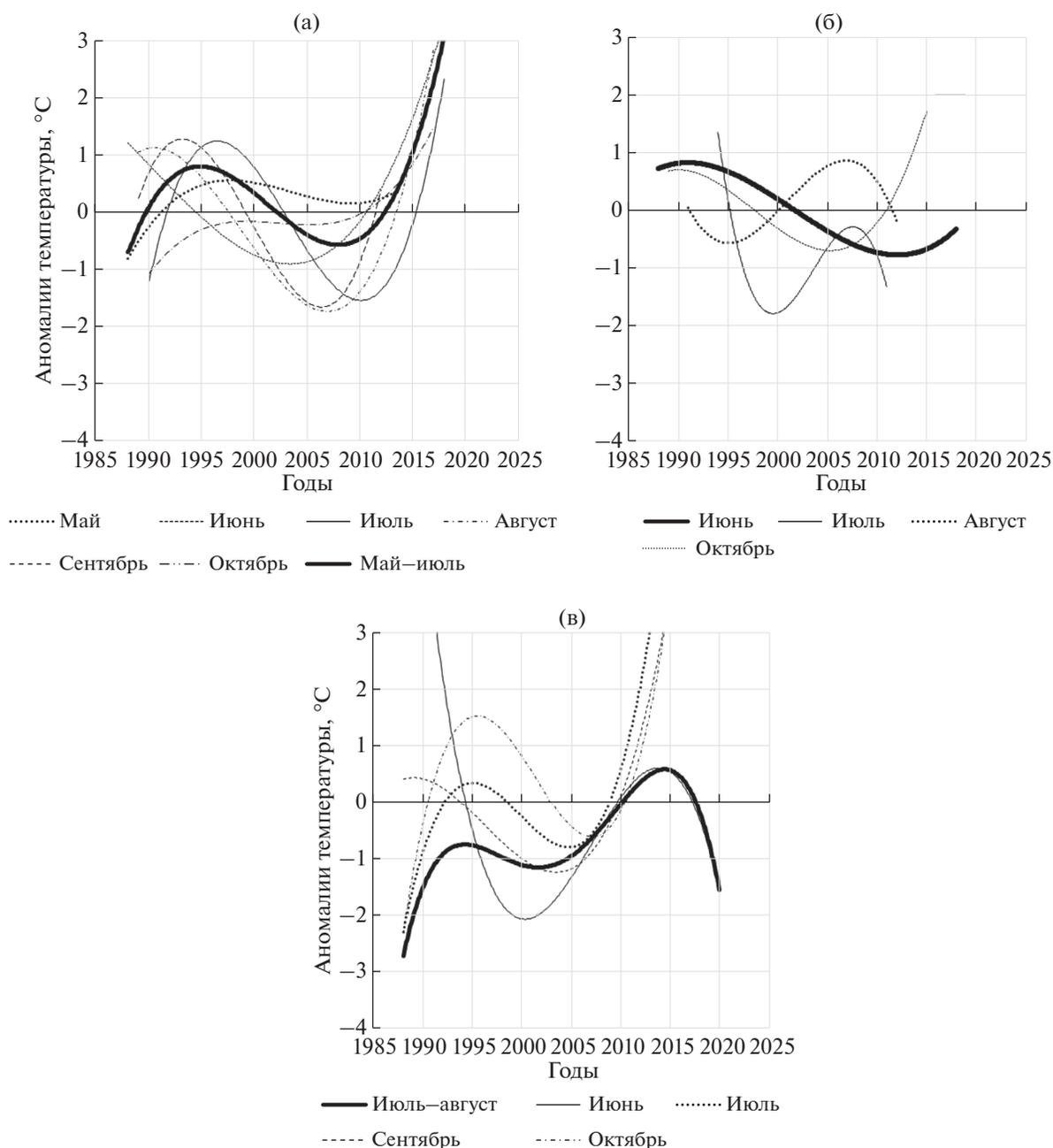


Рис. 5. Многолетняя динамика температуры воды в слое ВКС у восточного Сахалина по осредненным судовым наблюдениям в 1988–2020 гг., (а), (б), (в) – полигоны 2, 3, 4.

2019 гг. и затем новое потепление (рис. 4б). В августе–сентябре периодичность процесса вновь, как и на ранее проанализированных полигонах, имела обратный знак.

Температурный режим в верхней толще моря показал более растянутые циклы, что связано с увеличенным рядом наблюдений. Потепление определялось в период 1988–2002 гг., похолодание – в 2003–2018 гг., новое потепление намечалось после 2018 г. (рис. 5б). Все рассмотренные месяцы показывали сходную динамику с не-

большими изменениями временных диапазонов режима.

Еще один полигон у восточного побережья о. Сахалин включал гидрологический разрез зал. Луньский–море. Временной ряд данных, собранных на этом полигоне, демонстрировал существенное отличие внутригодовой динамики температуры, особенно по спутниковым наблюдениям (см. рис. 2, табл. 2). Общий диапазон ее изменения составлял от 0.1 до 17.3°C, т.е. в районе наблюдался более теплый термический режим по

сравнению с полигоном 3. Однако в слое ВКС в мае наблюдалась в среднемноголетнем плане отрицательная температура, что позволяет предположить завышение температурных характеристик на поверхности моря в ходе спутниковых наблюдений у северо-восточного Сахалина.

Долгопериодные изменения температуры на поверхности моря в среднем для мая–июля характерны теми же этапами, что были рассмотрены выше. Потепление наблюдалось в 1998–2006 гг., похолодание – в 2007–2017 гг., очередное потепление происходило после 2018 г. (рис. 4в). Что касается верхней толщи моря, то рассмотренные этапы были значительно смещены, потепление длилось с 1988 по 1997 гг., похолодание – в 1998–2005 гг., очередное потепление – с 2006 г. (рис. 5в). В последнем цикле переход на этап похолодания наблюдается с 2018 г.

3.3. Южные Курильские острова

В районе Южных Курильских островов температурный режим акватории прослежен на двух полигонах. Южный полигон, охватывающий Южно-Курильский пролив и находящийся под влиянием теплого течения Соя, продемонстрировал следующую внутригодовую изменчивость температуры (рис. 2, табл. 2). В поверхностном слое моря минимальная температура наблюдалась в марте, максимальная – в сентябре. Среднемесячная температура воды в слое ВКС в целом несущественно отличалась от ее поверхностного значения. Вместе с тем, в мае–июле верхняя толща воды здесь прогревалась значительно медленнее.

Многолетние аномалии температуры поверхности воды демонстрировали уже представленную выше картину чередования теплых и холодных периодов смены термического режима. Теплый период наблюдался в 1998–2007 гг., похолодание – в 2008–2017 гг., очередное потепление – с 2018 г. по настоящее время (рис. 6а). Судовые исследования в районе чаще всего проводились в сентябре–декабре, что не позволяет охарактеризовать весенне-летний период (май–июль) по аналогии с остальными районами. Данные указывают на то, что в период с 1997 по 2009 гг. наблюдались отрицательные аномалии, а в 2010–2014 гг. – положительные (рис. 7а). Охарактеризовать последующие годы не представляется возможным, но обращает на себя внимание сходство перехода от холодного к теплому этапу термического режима в конце 2000-х гг. в присахалинских полигонах и в Южно-Курильском проливе. Можно предположить, что режим последних лет на Южных Курилах был сходен с таковым у япономорских и охотоморских берегов Сахалина, а 2010-е гг. характеризуются очередным потеплением.

В океанских водах о. Итуруп (полигон 6) характер внутригодовой динамики температуры поверхностного слоя мало чем отличался от других исследованных районов (см. рис. 2, табл. 2). Минимальная температура наблюдалась в марте, максимальное значение характерно для августа. Ход температуры в ВКС сходен с таковым на поверхности, почти круглый год на глубине наблюдалась более холодная вода.

Многолетняя динамика температуры поверхности моря с океанской стороны о. Итуруп в мае–июле не отличалась от таковой в Южно-Курильском проливе (рис. 6б). В период 1998–2007 гг. отмечались положительные аномалии, в 2008–2017 гг. – отрицательные, и с 2018 г. вновь прослежены положительные аномалии температуры воды. Август и сентябрь при этом характеризовались обратной динамикой относительно более ранних месяцев. В толще ВКС имеющиеся данные характеризуют лишь период сентябрь–октябрь 2003–2012 гг. (рис. 7б). В 2003–2007 гг. наблюдались отрицательные аномалии, сменившиеся в 2008–2011 гг. положительными значениями. В 2012 г. вновь были отмечены заметные отрицательные аномалии. Учитывая обратный характер динамики температуры в августе–сентябре (октябре) относительно мая–июня, можно предположить, что при наличии полных данных долгопериодная динамика на поверхности и в толще моря была бы сходна с таковой в Южно-Курильском проливе.

3.4. Северные Курильские острова

На полигоне 7 с океанской стороны островов спутниковые наблюдения показывали, что общая амплитуда колебаний абсолютной температуры составляла 0,4–9,9°C, причем граничные значения наблюдались в марте и августе (см. рис. 2, табл. 2). Верхняя толща воды характеризовалась незначительными отклонениями в температуре от поверхности моря на протяжении октября–июня, но в июле–сентябре разница уже оказывалась существенной.

Многолетняя динамика поверхностной температуры воды имела весьма схожую картину с остальными полигонами – положительные аномалии наблюдались в 1998–2007 гг., отрицательные – в 2008–2017 гг., очередное потепление происходит с 2018 г. (рис. 6в). Картина изменения средней температуры в толще ВКС малоинформативна по причине значительных многолетних пропусков в судовых наблюдениях. Можно указать лишь то, что в середине 1990-х гг. наблюдались положительные аномалии температуры воды (рис. 7в). В остальные годы трудно выделить какие-либо определенные тренды.

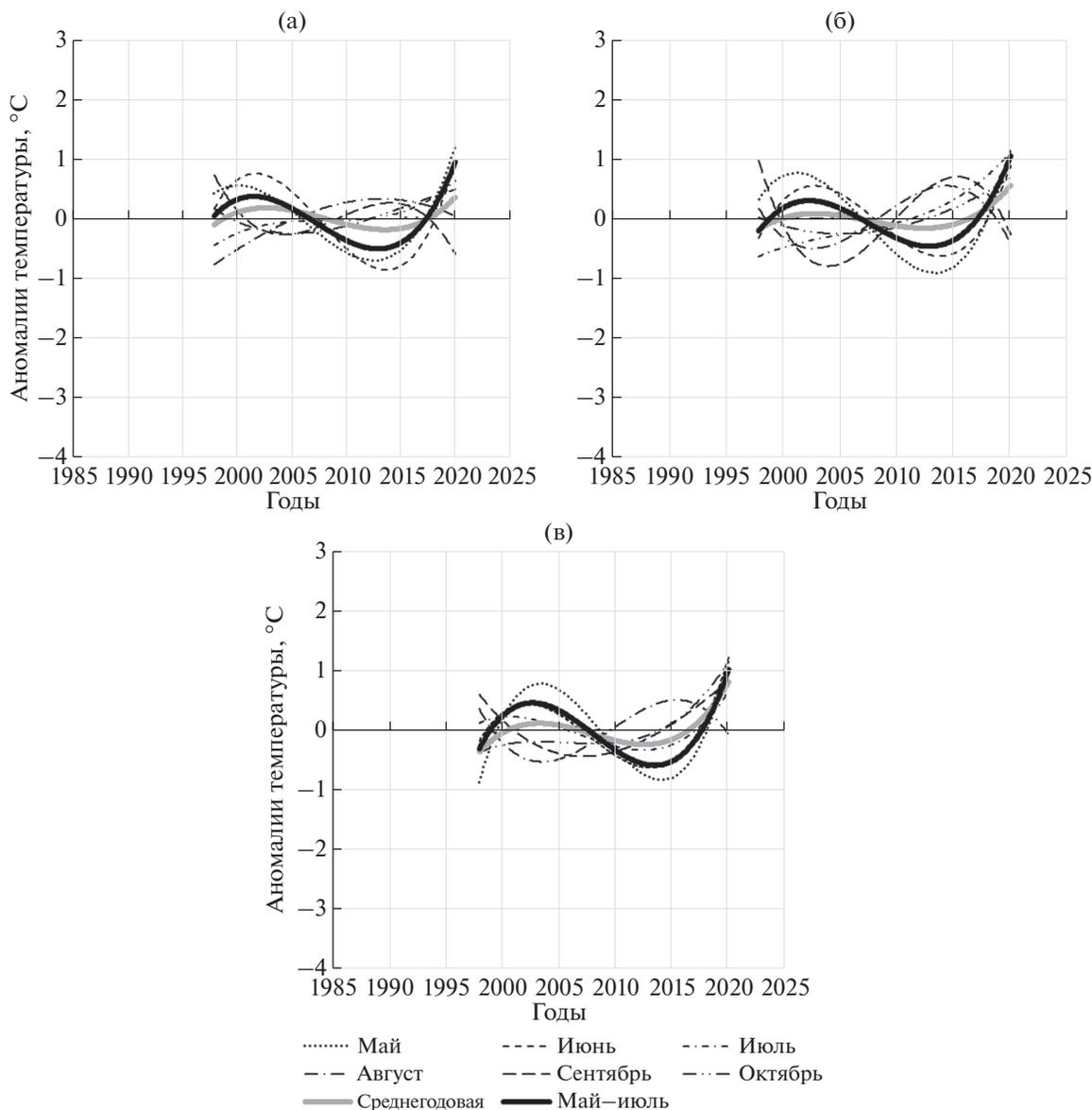


Рис. 6. Долгопериодная динамика поверхностной температуры воды у Курильских островов по осредненным спутниковым наблюдениям в 1998–2020 гг., (а), (б), (в) – полигоны 5, 6, 7.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Полученная информация свидетельствует о том, что наибольший прогрев поверхности моря, более 16°C , наблюдается в августе–сентябре в зонах воздействия теплых ветвей Цусимского течения – в юго-западных водах Сахалина, а также в Южно-Курильском проливе. Не уступает этим участкам прогрев поверхностных вод в северо-восточных водах Сахалина, достигая, по спутниковым наблюдениям, в среднемноголетнем плане максимальной величины 17.3°C . Это значение близко к верхнему пределу температуры поверхности моря, характерному для южной части Охотского моря в августе – 18°C [3]. Отмеченная

величина заметно превышает величину температуры поверхностного слоя, указанную ранее для северо-восточного Сахалина – около 13°C [6]. Еще ниже значение температуры воды на поверхности моря в августе по данным ГМС Комрво ($51^{\circ}11'$ с.ш.) – порядка 10 – 11°C [23]. Общий разброс фактических данных обусловлен заметными различиями в методике расчета средней температуры при оценке годового хода ее изменения на исследуемой акватории разными авторами. В то же время характер динамики годового цикла температуры воды на поверхности моря имеет значительные черты сходства во всем исследованном регионе. Наиболее холодным участком среди обследованных оказались тихоокеанские воды

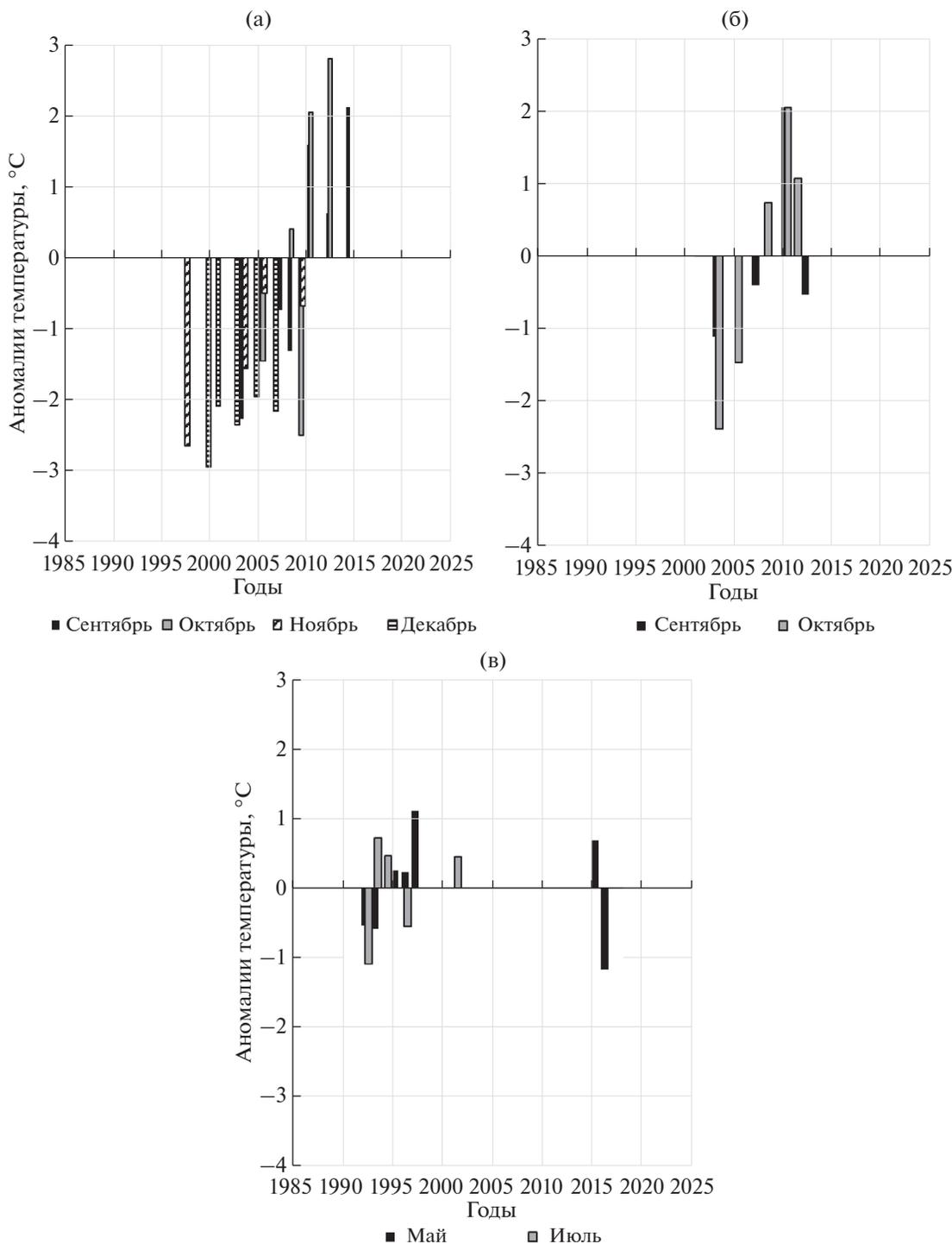


Рис. 7. Многолетняя динамика температуры воды в слое ВКС у южных Курильских островов по средненным судовым наблюдениям в 1988–2020 гг., (а), (б), (в) – полигоны 5, 6, 7.

Северных Курильских островов. Максимальная средняя температура в августе здесь не превысила 10°C. Минимальная среднемесячная температура воды на поверхности моря отмечалась на охотоморских полигонах о. Сахалин, достигая в январе–марте отрицательных значений –0.5...–1.5°C.

В слое ВКС наибольшая средняя температура воды наблюдается в западно-сахалинских водах и в Южно-Курильском проливе. В августе–сентябре в этих районах она почти равняется поверхностной температуре и достигает 16.5–16.7°C. В остальных районах она равна или существенно ниже уровня поверхностной температуры – раз-

ница составляет 0.3–9.4°C, и пик ее среднемесячных значений приходится на август–октябрь.

Долгопериодные изменения температуры воды на поверхности моря на разных участках Сахалино-Курильского региона, по спутниковым данным, показали единую динамику многолетних трендов на потепление и похолодание термического режима на протяжении 1998–2020 гг. Критическими для выживания большинства рыб умеренной зоны являются месяцы май–июль, соответствующие раннему этапу онтогенеза [19, 20, 22]. Изучение многолетних колебаний температуры воды в этот период во всем исследуемом районе показало, что в 1998–2006 гг. наблюдались преимущественно положительные аномалии, в 2007–2017 гг. – отрицательные и с 2018 г. – вновь положительные аномалии на поверхности моря. При этом пики положительных аномалий приходились на 2002 и 2020 гг., а отрицательных аномалий – на 2013 г.

Многолетние изменения термического режима в слое ВКС несколько отличаются от поверхностного горизонта, что, видимо, обусловлено более широким диапазоном наблюдений, охватывающим более чем 30-летний период 1988–2020 гг. В западносахалинских водах (полигон 1) первый этап потепления приходился на 1988–2006 гг., далее наблюдалось похолодание 2007–2017 гг. и новое потепление – с 2018 г. Таким образом, повторялась общая картина динамики термического режима на поверхности моря. Пики потепления приходились на 2000 и 2020 гг., похолодания – на 2013 г. В юго-восточных водах Сахалина (полигон 2) – потепление наблюдалось в 1990–2002 гг., похолодание – в 2003–2013 гг., очередное потепление – после 2015 г. Пики потепления приходились на 1995 и 2020 гг., похолодания – на 2007 г. Этот полигон характеризует собой юго-западный участок Охотского моря. Отдельные этапы периодизации здесь оказались сдвинуты на более ранние сроки, т.е. процессы потепления или похолодания в водах Охотского моря наступали несколько раньше, нежели в юго-западных водах Сахалина. Шевченко с соавторами [30] по спутниковым данным указывали, что для юго-восточного Сахалина потепление поверхностных вод наблюдалось в период 1998–2002 гг., похолодание – в 2011–2018 гг.

На полигонах 3 и 4 прослеживаются значимые отличия границ этапов периодизации. На полигоне 3 периодизация представлена следующим образом: теплый этап – 1988–2002 гг., холодный – 2003–2018 гг., очередной теплый этап наступал после 2018 г. Пик потепления прослеживается в 1992 г., пик похолодания – в 2013 г. Следует отметить, что тренд изменения среднемесячных температур в октябре больше соответствует картине динамики термического режима на южном

полигоне 2. Кроме того, схожие изменения прослеживаются на северном полигоне 4, где общий тренд характеризуется потеплением в 1988–1997 гг., похолоданием – в 1998–2005 гг. и очередным потеплением после 2006 г. В целом, у восточного Сахалина термический режим ВКС в пределах трех рассмотренных полигонов, по имеющимся данным, существенно варьирует, но присутствие двух периодов потепления вполне отчетливо прослеживается. На полигонах, находящихся у Курильских островов, имеющих данных явно недостаточно для суждения об этапах периодизации термического режима.

Отмеченная разница в многолетней динамике термического режима вод в разные месяцы года выглядит необычно. В ранневесенние и осенние месяцы в исследованных участках Сахалино-Курильского региона долгопериодная динамика температуры воды на поверхности и в толще моря может отличаться относительно летних месяцев (май–июль) года. Известно, что в дальневосточных субарктических морях в многолетнем аспекте в осенне-зимне-весенний период термический режим может указывать на похолодание, тогда как в летний период наблюдается потепление [17, 28]. Объясняется этот феномен тем, что при постепенном сокращении площади льда в холодный период года усиливается зимняя конвекция и происходит заметно большее охлаждение толщи моря. Ситуация осложняется тем, что процессы потепления и похолодания могут наблюдаться одновременно в пространственно удаленных участках даже одного водоема, что отмечено для Охотского моря [18]. Эта информация требует дальнейшего анализа и наблюдений.

Насколько соответствуют полученные результаты исследований уже опубликованной информации по многолетним климатическим и океанографическим изменениям Японского и Охотского морей, а также северо-западной части Тихого океана?

По Tian et al. [46], в южной части Японского моря у берегов о. Хонсю, непосредственно в зоне влияния Цусимского течения, в конце 1980-х гг. наблюдалась отчетливая смена термического режима с похолодания на потепление, связанная с климатическими изменениями. Смена основных трендов океанологического режима в этот период привела к увеличению биомассы зоопланктона в южной части Японского моря у берегов о. Хонсю и Корейского полуострова [34, 38]. Наблюдалось значительное снижение общей биомассы сардины иваси, при этом биомасса демерсальных рыб у юго-западных берегов о. Хонсю, по всей видимости, не претерпела значительных изменений [46]. В северной части моря у западного побережья о. Сахалин ресурсы трески и минтая также отчетливо подвергались циклическим из-

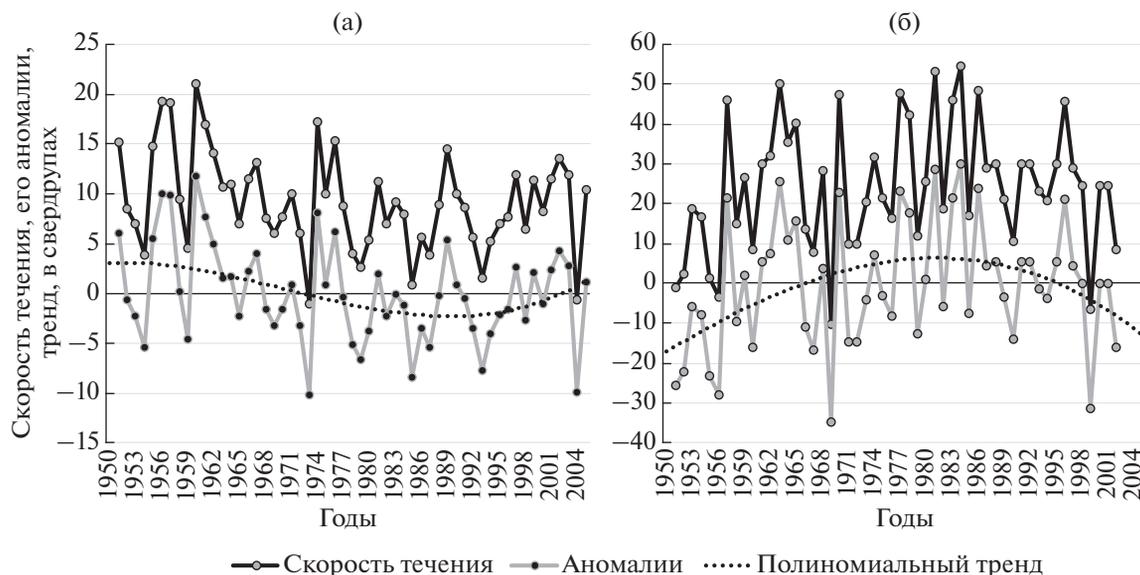


Рис. 8. Межгодовые вариации скоростей течений ВСТ (а) и ВКТ (б) (черная линия), их рассчитанные аномалии (серая линия) и полиномиальный тренд изменений (точечная линия), указано в свердзупах, построено по заимствованным данным [33].

менениям. Увеличение биомассы их стад наблюдалось в конце 1980-х—начале 1990-х гг., снижение — в конце 1990-х гг.—начале 2000-х гг. и новый рост — в конце 2010-х гг. [14]. Если принимать во внимание примерно 4–5-летний лаг, обусловленный временем между появлением на свет наиболее массовых поколений и их вступлением в промысловое стадо, то этапы увеличения стад совпадают с потеплением моря. Суммарная биомасса демерсальных рыб в западносахалинских водах повторяла изменения запасов большинства, в том числе наиболее массовых, видов рыб — минтая, трески, камбал, рогатковых бычков и остальных доминирующих групп [12].

Ледовитость Японского моря в многолетнем аспекте характеризовалась в общих чертах усилением в 1990-х гг. и уменьшением в 2000-х гг. [24]. Сравнение с представленной выше по спутниковым данным динамикой термического режима поверхности моря у юго-западного Сахалина показывает, что уменьшение (усиление) ледового покрова, видимо, коррелирует с похолоданием (потеплением) поверхностных слоев моря в мае—июле, что в многолетнем аспекте сопровождается пониженным (повышенным) уровнем общей биомассы рыб. Периодичность этих процессов в общих своих чертах совпадает, что может указывать на единый характер природных процессов, наблюдаемых в регионе.

Имеющаяся информация о межгодовой вариации переноса вод Восточно-Сахалинским течением (ВСТ) и Восточно-Камчатским течением/течением Ойясио (ВКТ/Ойясио) по данным 1951–2005 гг., рассчитанная на основе базы данных NOAA-CIRES Climate Diagnostic Center

NCEP/NCAR (Национальный центр по прогнозированию среды/Национальный центр атмосферных исследований) соответствует исследованному периоду лишь промежутком 1988–2005 гг. [1, 33]. Скорость переноса воды ВСТ в указанные годы имела положительные аномалии, т.е. холодное течение усиливалось (рис. 8). Этот процесс совпадает с трендом на похолодание термического режима в 1995–2005 гг., наблюдаемым по спутниковым и судовым наблюдениям на выбранных у восточного Сахалина полигонах 2, 3, 4.

Многолетние изменения температуры холодного промежуточного слоя (ХПС) у восточного Сахалина показали, что период потепления отмечался в 1978–1994 гг., затем он сменился похолоданием 1995–2008 гг., в 2009–2016 гг. вновь наблюдалось общее потепление ХПС [11, 18]. Отмечено, что для подповерхностных вод Охотского моря характерны долговременные циклы, которые имеют продолжительность около 30 лет. Эта периодизация весьма сходна с теми временными интервалами, которыми характеризуются этапы потепления и похолодания на выбранных в настоящей работе полигонах.

Многолетняя динамика интенсивности холодного течения ВКТ/Ойясио указывает на тренд снижения скорости переноса воды в период 1988–2002 гг. [33, 34, 43] (см. рис. 9). Выявленная тенденция может быть ассоциирована с постепенным потеплением вод в районе океанского побережья Курильских островов в эти годы (полигоны 5, 6, 7). С середины 1960-х по середину 1980-х гг., а также в последние десятилетия (с середины 2000-х и вплоть до конца 2010-х гг.) наблюдалось явное усиление течения Ойясио [40, 43].

Tian et al. [45] указывали на различие между многолетними трендами изменения термического режима в зонах влияния течений Ойясио и Цусимского. Если в конце 1980-х гг. в зоне Цусимского течения температурный режим изменялся от холодного к теплому этапу, то в зоне Ойясио, за которую была принята обширная акватория от океанского побережья о. Хоккайдо, по их мнению, на протяжении 1980–2006 гг. сохранялось похолодание.

В зоне действия течения Ойясио биомасса зоопланктона периодически менялась в многолетнем аспекте [36, 45, 47]. Низкий уровень биомассы прослеживался с конца 1970-х до начала 1990-х гг., высокий уровень наблюдался после 1993 г. и до начала 2000-х гг. (данные заканчиваются 2002 г.). Динамика фитопланктона в районе характеризовалась схожей периодичностью, демонстрируя ассоциированные фенологические изменения [34]. В теплые годы наблюдалась повышенная биомасса разных групп планктона и в целом наступало более раннее цветение фитопланктона, что улучшало кормовую базу для рыб на ранних стадиях развития [35, 44]. Для зоны Ойясио отмечена достаточно уверенная связь между индексом Тихоокеанской Осцилляции (PDO), поверхностной температурой воды, биомассой зоопланктона и фенологическими изменениями для фитопланктона (коэффициент корреляции $r = 0.66-0.84$) [35]. По индексу PDO смена термического режима в тихоокеанских водах североамериканского побережья от холодного этапа к теплому произошла в конце 1970-х гг., и потепление вод в целом длилось примерно до 2005 г. Последующее похолодание продолжалось до 2015 г. Установлено, что многолетние изменения средней температуры воды во всей северо-западной части Тихого океана на горизонтах 100 и 200 м также высоко коррелируют с динамикой индекса PDO ($r = -0.8$) [37].

В северо-западной части Тихого океана в верхнем 1000 м слое многолетняя изменчивость температуры воды характеризовалась положительными аномалиями в 1960–1974 гг., отрицательными – в 1975–1999 гг. и вновь положительными – в 2000–2014 гг. [2]. При этом т.н. фактор “провинциальности” вызывает разнонаправленность трендов изменения параметров температуры на разных участках общего региона. В период 1960–1974 гг., в то время как субтропические воды северо-западной части Тихого океана характеризовались аномально теплым состоянием, субарктические воды, в том числе воды Охотского моря, имели аномально холодное состояние. В 1975–2000 гг. на фоне общего похолодания район океанских вод Курильских островов, в том числе зоны Ойясио, а также воды у Западной Камчатки, потептели по сравнению с предыдущим периодом. В 2001–2014 гг. на фоне общего потепления

вышерассмотренные локальные зоны (Курило-Камчатского, Ойясио и Западно-Камчатского течений) претерпели похолодание, меняясь не в едином русле.

В районе южных Курильских островов термический режим может быть связан с ледовитостью Охотского моря [9]. Это касается не только Южно-Курильского пролива, но и океанских шельфовых вод о. Итуруп, которые оказываются отделены от вод холодного течения Ойясио, проходящего мористее изобат 400–500 м. Известно, что повышенная ледовитость моря была ранее отмечена в конце 1990-х–начале 2000-х гг. [9, 42]. Последующий период 2004–2017 гг. характеризовался низкой ледовитостью, так же как предыдущий период 1984–1997 гг. Подобная динамика вновь демонстрирует общую картину, при которой низкая ледовитость вполне согласуется с этапом похолодания поверхностного слоя в мае–июле, выявляемого по многолетнему термическому режиму вод на рассмотренных прикурильских полигонах.

Все вышеуказанные события во многом коррелируют с полученными в настоящем исследовании результатами, что позволяет принять общую периодизацию термического режима исследованных участков Сахалино-Курильского региона как смену этапов похолодания и потепления, характерным образом влияющую на состояние биологических сообществ и промысловых ресурсов.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, исследованные в пределах Сахалино-Курильского региона участки Японского, Охотского морей и прикурильских вод Тихого океана демонстрируют циклы климатических и океанографических изменений, в целом характерные и для остальных районов северо-западной Пацифики. При этом выявляются региональные особенности изменений термического режима вод, обусловленные природой прибрежных течений и влиянием локальных климатических условий. Выявленная периодичность многолетней динамики среды обитания морских рыб позволяет оценить характер и продолжительность современных изменений в структуре промысловых стад и предсказать с определенной уверенностью дальнейшие перспективы развития ситуации с их промышленной эксплуатацией.

Благодарности: Автор благодарит всех сотрудников СахНИРО, принимавших непосредственное участие в многочисленных экспедиционных исследованиях в Сахалино-Курильском регионе.

Источники финансирования. Работа выполнена в Сахалинском филиале ФГБНУ “ВНИРО” (“СахНИРО”) в рамках государственного задания 076-00002-21-00.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреев А.Г., Шевченко Г.В.* Межгодовая изменчивость переноса вод Восточно-Камчатским и Восточно-Сахалинским течениями и их влияние на концентрация растворенного кислорода в Охотском море и тихоокеанской субарктике // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 10. С. 70–79.
2. *Бышев В.И., Фигуркин А.Л., Анисимов И.М.* Современные климатические изменения термохалинной структуры вод СЗТО // *Изв. ТИНРО*. 2016. Т. 185. С. 215–227.
3. *Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В.* Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 259 с.
4. *Гаврина Л.Ю., Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В.* Сезонная изменчивость концентрации хлорофилла-а в проливе Лаперуза по спутниковым и судовым измерениям // *Тр. СахНИРО*. 2005. Т. 7. С. 156–178.
5. *Гидрометеорология и гидрохимия морей*. Т. IX. Охотское море. Вып. 2. СПб: Гидрометеоиздат, 1993. 167 с.
6. *Гидрометеорология и гидрохимия морей*. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. СПб: Гидрометеоиздат, 1998. 342 с.
7. *Гидрометеорология и гидрохимия морей*. Т. VIII. Японское море. Вып. 2. СПб: Гидрометеоиздат, 2004. 266 с.
8. *Дьяков Б.С.* О циркуляции вод в Татарском проливе в весеннее время // *Изв. ТИНРО*. 2006. Т. 146. С. 205–212.
9. *Жигалов И.А., Лучин В.А.* Межгодовая изменчивость горизонтальной циркуляции вод северной части Охотского моря // *Изв. ТИНРО*. 2010. Т. 161. С. 212–228.
10. *Зуенко Ю.И.* Промысловая океанология Японского моря. Владивосток: ТИНРО-центр, 2008. 227 с.
11. *Зуенко Ю.И., Фигуркин А.Л., Матвеев В.И.* Современные изменения продукции промежуточных вод в Охотском море и их показателей // *Изв. ТИНРО*. 2018. Т. 193. С. 190–210.
12. *Ким Сен Ток.* Современная структура и тенденции в изменении ресурсов демерсальных рыб в западно-сахалинских водах // *Изв. ТИНРО*. 2007. Т. 148. С. 93–112.
13. *Ким Сен Ток.* Пространственное распределение и многолетняя динамика биомассы демерсальных рыб в зоне Восточно-Сахалинского течения, Охотское море // *Вопр. ихтиол.* 2014. Т. 54. № 6. С. 672–681.
<https://doi.org/10.1134/S0032945214060083>
14. *Ким Сен Ток.* Многолетняя динамика численности демерсальных видов рыб в западных и восточных водах Сахалина в 1983–2015 гг. на фоне общих климато-океанологических изменений последних десятилетий // *Тр. СахНИРО*. 2019. Т. 15. С. 3–20.
15. *Ким Сен Ток.* Многолетняя динамика запасов рыб в тихоокеанских водах северных Курильских островов в период 1980–2010-е гг. // *Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана*. 2019. Вып. 55. С. 174–187.
16. *Кляшторин Л.Б., Любушин А.А.* Циклические изменения климата и рыбопродуктивности. М.: Изд-во ВНИРО, 2005. 235 с.
17. *Ложкин Д.М., Шевченко Г.В.* Тренды температуры поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным 1998–2017 гг. // *Исследование Земли из космоса*. 2019. № 1. С. 55–61.
18. *Лучин В.А., Матвеев В.И.* Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря // *Изв. ТИНРО*. 2016. Т. 187. С. 205–216.
19. *Микулч Л.В.* Икринки и личинки рыб из северной части Охотского моря // *Изв. ТИНРО*. 1959. Т. 47. С. 193–195.
20. *Мусяенко Л.Н.* Размножение и развитие рыб Берингова моря // *Тр. ВНИРО*. 1970. Т. 70. *Изв. ТИНРО*. 1970. Т. 72. С. 166–224.
21. *Никитин А.А., Данченков М.А., Лобанов В.Б., Юрасов Г.И.* Новая схема поверхностной циркуляции Японского моря с учетом синоптических вихрей // *Изв. ТИНРО*. 2009. Т. 157. С. 158–167.
22. *Перцева-Остроумова Т.А.* Размножение и развитие дальневосточных камбал. М.: АН СССР, 1961. 484 с.
23. *Пищальник В.М., Бобков А.О.* Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Ч. 1. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2000. 174 с.
24. *Пищальник В.М., Дорофеева Д.В., Минервин И.Г. и др.* Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г. // *Изв. ТИНРО*. 2019. Т. 196. С. 114–122.
25. *Самко Е.В.* Фронтальные зоны течения Ойясио и их промыслово-экологическое значение. Дис. ... канд. биол. наук. СПб.: С-Петербург. гос. ун-т, 1992. 289 с.
26. *Цхай Ж.Р., Дудков С.П.* Результаты сравнения судовых и спутниковых данных о распределении температуры поверхности океана и хлорофилла-а в Охотском море. Математическое моделирование и информационные технологии в исследованиях биоресурсов Мирового океана: Тез. докл. (1–3 окт. 2007 г., Владивосток). Владивосток, 2007. С. 74–76.
27. *Цхай Ж.Р., Хен Г.В.* Сравнение спутниковых и судовых данных о концентрации хлорофилла-а в Охотском море и прилегающей акватории // *Исследование Земли из космоса*. 2016. № 1–2. С. 187–198.
28. *Шатилина Т.А., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В.* Оценка статистической значимости изменчивости температуры воды в Японском море и северо-западной части Тихого океана в 1982–2007 гг. // *Ресурсы колючего краба, перспективы использования и условия обитания в Охотском море*. Тр. СахНИРО. 2011. Т. 12. С. 180–190.
29. *Шевченко Г.В., Новиненко Е.Г.* База спутниковых данных по температуре поверхности Охотского моря. Мат. моделирование и информ. технологии в исследованиях биоресурсов Мирового океана (1–3 окт. 2007 г., Владивосток): Тез. докл. Владивосток, 2007. С. 74–76.
30. *Шевченко Г.В., Цхай Ж.Р., Частиков В.Н.* Океанологические условия на юго-восточном шельфе о. Сахалин по данным съемок на стандартных разре-

- зах и спутниковых наблюдений // Океанологические исследования. 2020. Т. 48. № 2. С. 51–68.
31. Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 174 с.
 32. Яричин В.Г. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 80. С. 46–61.
 33. Andreev A.G. Interannual variations of the East-Kamchatka and East-Sakhalin Currents volume transports and their impact on the temperature and chemical parameters in the Okhotsk Sea. Proceedings of the Fourth Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas // PICES Scientific Report. 2009. № 36. P. 21–27.
 34. Chiba S., Aita M.N., Tadokoro K. et al. From climate regime shifts to lower-trophic level phenology: Synthesis of recent progress in retrospective studies of the western North Pacific // Prog. Oceanogr. 2008. V. 77. P. 112–126.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.03.004>
 35. Chiba S., Batten S., Sasaoka K. et al. Influence of the Pacific Decadal Oscillation on phytoplankton phenology and community structure in the western North Pacific // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. L15603.
<https://doi.org/10.1029/2012GL052912>
 36. Chiba S., Tadokoro K., Sugisaki H., Saino T. Effects of decadal climate change on zooplankton over the last 50 years in the western North Pacific // Global Change Biol. 2006. V. 12. P. 907–920.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01136.x>
 37. Joyce T.M., Dunworth-Baker J. Long-term hydrographic variability in the Northwest Pacific Ocean // Geophysical Research Letters. 2003. V. 30. № 2. P. 1043.
<https://doi.org/10.1029/2002GL015225>
 38. Kang Y.S., Jung S., Zuenko Y. et al. Regional differences in the response of mesozooplankton to oceanographic regime shifts in the northeast Asian marginal seas // Progress in Oceanography. 2012. V. 97–100. P. 120–134.
 39. Kono T., Kawasaki Y. Modification of the western subarctic water by exchange with the Okhotsk Sea // Deep-Sea Res. I. 1997. V. 44. P. 689–711.
 40. Kuroda H., Toya Y., Kakehi S., Setou T. Interdecadal variations of the Oyashio and extreme cold water events near the Japanese coast from the 1960s to the 2010s // Changing Asia-Pacific Marginal Seas. 2020. P. 217–244.
https://doi.org/10.1007/978-981-15-4886-4_13
 41. McQuarrie A.D.R., Tsai C.L. Regression and time series model selection. World Scientific, 1998. 455 p.
 42. Nakano T. The state of the western North Pacific during the 2016/2017 cold season // PICES Press. 2017. V. 25. № 2. P. 43–44.
 43. Nakanowatari T., Mitsudera H., Motoi T. et al. Multidecadal-scale freshening at the salinity minimum in the western part of North Pacific: importance of wind-driven cross-gyre transport of subarctic water to the subtropical gyre // J. Phys. Oceanogr. 2015. V. 45. P. 988–1008.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-0274.1>
 44. Platt T.C., Fuentes-Yaco, Frank K.T. Spring algal bloom and larval fish survival // Nature. 2003. V. 423. P. 398–399.
<https://doi.org/10.1038/423398b>
 45. Tadokoro K., Chiba S., Ono T. et al. Interannual variation in *Neocalanus* biomass in the Oyashio waters of the western North Pacific // Fisheries Oceanography. 2005. V. 14. P. 210–222.
 46. Tian Yo., Uchikawa K., Ueda Yu., Cheng J. Comparison on fluctuations in fish communities and trophic structures of ecosystems from three currents around Japan: synchronies and differences // ICES Journal of Marine Science. 2014. V. 71. № 1. P. 19–34.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fst169>
 47. Yatsu A., Chiba S., Yamanaka Ya. et al. Climate forcing and the Kuroshio/Oyashio ecosystem // ICES Journal of Marine Science. 2013. V. 70. № 5. P. 922–933.
<https://doi.org/10.1093/icesjms/fst084>

The Thermal Regime of Japan (East), Okhotsk Seas and Pacific Ocean Waters, Adjacent to Sakhalin and Kuril Islands

Sen Tok Kim[#]

*Sakhalin branch of Russian Federal Research Institute of Fisheries and oceanography (SakhNIRO),
Yuzhno-Sakhalinsk, 693023 Russian Federation*

[#]*e-mail: n.kim@sakhniro.ru*

Long-term dynamics of thermal regime of sea waters in Sakhalin-Kuril region is poorly studied. At the same time, external factors of the habitat are decisive in the formation of size and structure of commercial important hydrobionts stocks, the most abundant representatives of ecosystems. Data on the temperature of the water surface and the upper mixed layer of the sea were obtained in the course of ship and satellite long-term observations at the test sites located on the adjacent water area of the Sea of Japan, the Sea of Okhotsk and the Pacific Ocean. Regional features of changes in the thermal regime of waters, due to the nature of coastal currents and the influence of local climatic conditions, are revealed. Throughout the region, similar dynamics of long-term trends for warming and cooling of the thermal regime during 1998–2020 was traced.

Keywords: Sakhalin-Kuril region, water temperature, thermal regime, long-term dynamics

УДК 551.465

ЗАКОНЫ ДВИЖЕНИЯ ВОДОПЛАВАЮЩИХ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ДВИЖЕНИИ ПОДВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

© 2022 г. Н. Н. Корчагин^{1, 2, *}, Н. И. Сидняев², А. А. Федотов²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

*e-mail: e-niknik@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2022 г.

После доработки 11.03.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В рамках идеальной несжимаемой жидкости рассмотрено обтекание тонкого крыла конечного размаха, моделирующего работу хвостового плавника дельфина. Исследовано движение дельфина, совершающего хвостовым плавником перпендикулярные направлению основного движения периодические колебания при практически равномерном и прямолинейном движении центра масс. Изучено обтекание колеблющегося крыла, работающего в режиме создания силы тяги и с образованием завихренного следа за крылом. Параметры модели подобраны по данным экспериментальных наблюдений. Получено численное решение задачи с расчетами кинематических и силовых характеристик модели хвостового плавника дельфина.

Ключевые слова: несущая поверхность, свободная вихревая поверхность, коэффициент силы тяги, гидродинамический коэффициент полезного действия

DOI: 10.31857/S0030157422050082

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению обтекания движущихся в морской среде животных (прежде всего, дельфинов и китообразных), а также к биомеханике связан с развитием судостроения: как надводных кораблей, так и подводных технических конструкций. Не менее важно к этому отнести и усовершенствование самодвижущихся подводных объектов (СПО). В этой связи исследователи с особым интересом подходят к проблеме создания новых видов транспортных средств, принципы работы которых основаны на применении выработанных природой у водоплавающих методов и средств в ускоренном передвижении в морской среде с минимально возможными усилиями. При этом длительная биологическая эволюция, направляемая и стимулируемая борьбой за существование, привела к развитию у животных наиболее рациональных способов плавания и полета. Поэтому изучение механизмов образования силы тяги и подъемной силы у биоособей в живой природе может служить одним из подходов к решению задач по усовершенствованию движения современных транспортных средств с учетом действия механизма с аналогами работы, например, хвостового плавника дельфина (и иных биоособей) или колеблющегося крыла у птиц, действующих в качестве рабочих элементов [1, 5, 7, 13, 14].

В проведенных исследованиях параметры био-моделей выбраны в соответствии с данными наблюдений [2, 3, 5, 8]. В результате на основе обработки экспериментальных данных по составленным ранее авторами специальным программам и проведения соответствующих численных расчетов были получены новые сведения в области биогиродинамики с возможностью использования их в задачах усовершенствования динамических характеристик обтекаемых под водой объектов. Эти исследования могут быть использованы при создании средств в освещении подводной обстановки в прибрежных морях России.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ПЛАВАНИИ ДЕЛЬФИНОВ

Известно, что движения крупных быстро плавающих животных, например, дельфинов, характеризуются большими числами Рейнольдса $Re = VL/\nu \geq 1$ [16] (V – средняя скорость движения, L – длина животного, ν – кинематический коэффициент вязкости воды). Значение Re для различных рыб и китообразных при нормальных условиях плавания изменяется в пределах $10^4 < Re < 10^8$. В экспериментах по определению

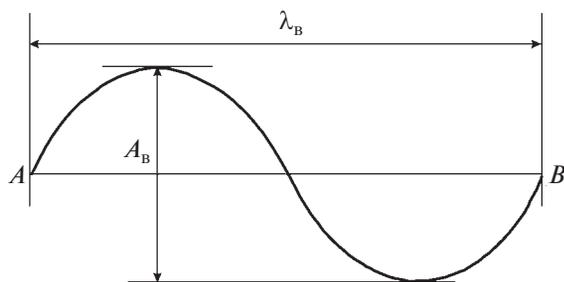


Рис. 1. Траектория точки развилки хвостового плавника.

кинематических характеристик плавания дельфинов число Re изменялось от 3×10^6 до 1.4×10^7 [3].

Дельфины имеют хорошо обтекаемую форму и обтекаются без отрыва потока от тела. В [11] эксперименты показали, что до хвостового плавника (при значениях $x/L < 0.89$, здесь $0 \leq x \leq L$, x – расстояние от передней точки носа модели до фиксированного сечения) режим обтекания дельфина является безотрывным. В то же время на жесткой модели дельфина на всей ее задней половине (при $x/L \geq 0.55$) осуществляется отрывной режим обтекания. О безотрывном обтекании дельфина свидетельствуют и прямые наблюдения за дельфинами, плавающими в условиях биолюминесценции (свечения) моря. Зафиксированы случаи, когда исследователи наблюдали, как ночью при тихой погоде в море за стремительно плывущим дельфином остаются лишь два светящихся шнура, а за плывущим тюленем – широкая светящаяся область. Известно, что дельфин плывет, почти не нарушая спокойного состояния воды [12]. Пограничный слой, примыкающий к поверхности его тела, тонкий. Наибольшая толщина пограничного слоя (в конце у хвоста) обычно составляет не больше чем несколько процентов толщины животного [16]. Дельфины имеют форму вытянутого тела и сильное сужение перед хвостовым плавником (например, диаметр тела дельфина афалины относится к его длине примерно как 1 : 6 [4]). Таким образом, хвостовой плавник дельфина практически движется в невозмущенном потоке и влиянием корпуса дельфина на работу его хвостового плавника можно пренебречь [4].

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ И СИЛОВАЯ МОДЕЛИ ХВОСТОВОГО ПЛАВНИКА ДЕЛЬФИНА

Для создания необходимой силы тяги дельфин совершает хвостовым плавником перпендикулярные направлению основного движения колебания с амплитудами порядка поперечных размеров всего тела. В этом случае обтекание хвостового плавника дельфина можно формулировать как задачу о нестационарном обтекании потоком не-

сжимаемой жидкости крыла конечного размаха, совершающего колебания с большой амплитудой.

Результаты исследования кинематических характеристик плавания дельфинов в натуральных условиях, морском бассейне, биогидродинамическом канале [1–3, 8, 10] показывают, что при длительном неизменном режиме плавания все точки тела дельфина описывают волнообразные траектории наименьшего размаха для близких к центру точек масс тела и наибольшего – для точек хвостового плавника. Амплитуда колебаний центра масс животного составляет при этом всего несколько процентов от амплитуды колебаний точки развилки хвостового плавника. Практически можно считать, что центр масс движется прямолинейно. В этом случае траектория точки развилки хвостового плавника анализировалась по последовательным или выборочным циклам колебаний (рис. 1). В результате поступательное перемещение дельфина в данном цикле соответствовало положению замыкающей линии AB , проведенной из начальной точки A в конечную точку B траектории этого цикла. Длина отрезка AB обозначена как длина волны λ_b , размах волны – A_b .

Ниже на рис. 2 приведены результаты проведенных в биогидродинамическом канале квадратного поперечного сечения 4 м^2 экспериментальных исследований по определению кинематических характеристик плавания дельфина афалины [2]. Регистрация элементов хвостового плавника дельфина осуществлялась с помощью кино съемки. Для последующей обработки отбирались кинокадры тех опытов, в которых траектория движения центра масс дельфина была почти прямолинейна и близка к горизонтальной осевой линии канала, а хвостовой плавник не совершал вращательных движений вокруг корневой хорды. Т.е. в этих опытах плавник проектировался на вертикальную плоскость (боковую стенку канала) только корневым профилем, который заменяли его корневой хордой.

На рис. 2а на плоскости xOy изображены положения корневой хорды плавника в последовательные моменты времени. Вдоль оси x отложено время t в секундах и соответствующие положения корневой хорды плавника номера кинокадров n . Зависимости от времени горизонтальной V_x и вертикальной V_y составляющих скорости (в м/с) некоторой точки хвостового плавника показаны на рис. 2б и 2в. Эту точку будем считать заданной на корневой хорде плавника (в центре точка O). На рис. 2 показаны зависимости углов γ , β и α от времени. Угол γ определяется как угол наклона вектора скорости данной точки к направлению поступательного движения дельфина – к оси x , β – мгновенный угол наклона корневой хорды к оси x , $\alpha = \gamma - \beta$ – угол атаки,

угол между вектором скорости рассматриваемой точки и корневой хордой плавника. Причем максимум угла атаки α , полученный из анализа траекторий точек хвостового плавника, как правило, не превышал 10° , а средние значения лежат в пределах $\pm(4^\circ-6^\circ)$.

Отметим, что, по аналогии с работой [15], пользуясь данными на рис. 2, схематически можно представить типичный для морских животных механизм создания силы тяги: хвостовой плавник движется так, что на каждом полупериоде колебаний возникает сила, действующая в направлении горизонтального движения животного. Подъемная сила за период при таком движении практически равна нулю¹.

Далее, хвостовой плавник дельфина будем моделировать тонким плоским крылом. Полагаем, что крыло совершает периодические угловые колебания вокруг горизонтальной оси, фиксированной в плоскости крыла и параллельной прямой кромке. В свою очередь ось угловых колебаний, расположенная поперек направления основного движения, совершает вертикальные гармонические колебания. Ниже на рис. 3 приведена схема обтекания крыла.

Здесь можно представить, что бесконечно тонким крылом уместно схематизировать реальное крыло, имеющее закругленную кромку L_S , обтекаемую без отрыва потока, и острую кромку L_W , с которой в поток жидкости плавно стекает вихревой след, возникающий за крылом при его движении. Можно считать, что крыло является несущей поверхностью s с передней кромкой $a^1 = 0, -1 \leq a^2 \leq 1$, обтекаемой без отрыва, на которую действует подсасывающая сила [6, 15]. С задней $a^1 = 1, -1 \leq a^2 \leq 1$ и боковой $-1 \leq a^1 \leq 1, a^2 = \pm 1$ кромок в поток стекает свободная вихревая поверхность w . Передняя кромка $a^1 = 0, -1 \leq a^2 \leq 1$ – кромка натекания L_S , задняя $a^1 = 1, -1 \leq a^2 \leq 1$ и боковые кромки $0 \leq a^1 \leq 1, a^2 = \pm 1$ – кромка стекания L_W ; a^1, a^2 – лагранжевы координаты точек несущей поверхности s .

Итак, в декартовой системе координат x^1, x^2, x^3 поток на бесконечности считаем однородным с постоянной скоростью V_∞ , параллельным оси x^1 и направленным в положительную сторону этой оси. Движение крыла опишем в системе координат y^1, y^2, y^3 (рис. 2е), в которой жидкость на бес-

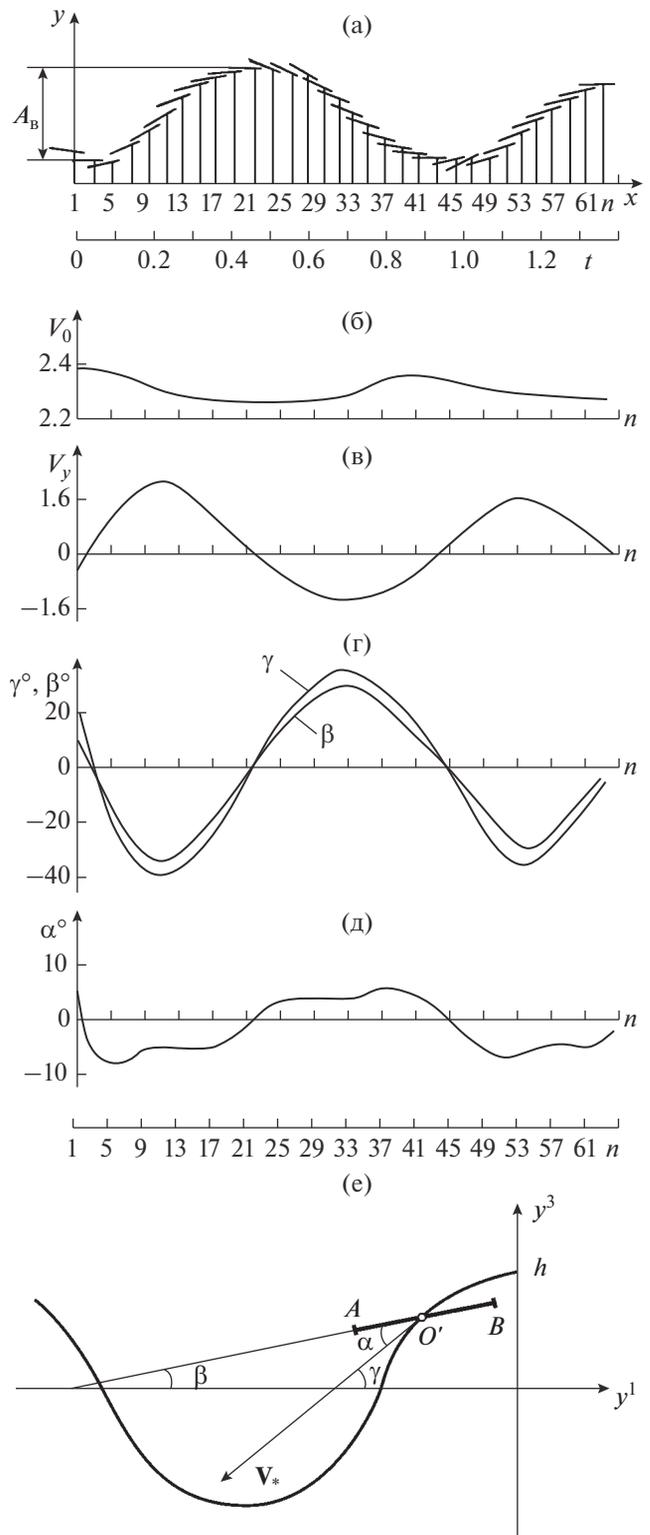


Рис. 2. Зависимости кинематических характеристик плавания дельфина афалины: 2а – положения корневой хорды AB плавника в последовательные моменты времени t; 2б, 2в – скорости точки хвостового плавника (точка O'); 2г, 2д – зависимости углов γ, β и α от времени; 2е – положение корневой хорды в системе координат y^1, y^2, y^3 ; h – амплитуда вертикальных колебаний, V_* – скорость точки O', n – номера кинокадров.

¹ Отметим, что исследуется режим равномерного движения, в котором дельфин хвостовым плавником совершает перпендикулярные направлению основного движения периодические колебания, а центр масс тела дельфина движется равномерно и прямолинейно.

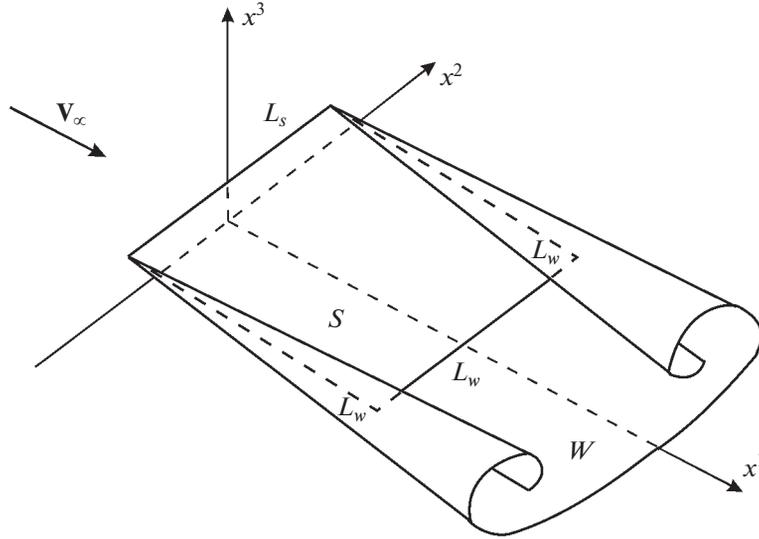


Рис. 3. Схема обтекания крыла (см. пояснения ниже в тексте).

конечности покоится и оси которой параллельны соответственно осям системы координат x^1, x^2, x^3 . Ось угловых колебаний, параллельная оси y^2 , движется вдоль вертикальной оси по закону $y^3 = h \cos(\omega t)$, а вдоль горизонтальной оси – по закону $y^1 = -V_\infty t$. Крыло проектируется на плоскость $y^1 y^3$ корневой хордой AB , ось угловых колебаний – точкой O' (см. рис. 2е). Таким образом, положение крыла в каждый момент времени определяется положением оси угловых колебаний и углом наклона хорды AB к оси y^1 – углом β . Угол атаки крыла α определяется как угол между

вектором мгновенной скорости оси вращения V_* и хордой крыла AB . Угол γ – это угол между вектором V_* и осью y^1 .

Хвостовой плавник дельфина представляет собой подводное с симметричным профилем гидродинамическое крыло сложной формы в плане. На рис. 4, в качестве примера, приведен профиль хвостового плавника дельфина из работы [9], в которой дано описание хвостовых плавников дельфинов и китов. Показано, что основным профилем хвостовых плавников китообразных является обобщенный симметричный профиль Жуковского НЕЖ-1 с некоторыми изменениями в задней части.

Из рис. 4 видно, что форма крыла 1 в плане представляется относительно хорошим приближением к форме хвостового плавника дельфина. На основе вышеизложенного движение крыла 1 может описываться уравнениями (1):

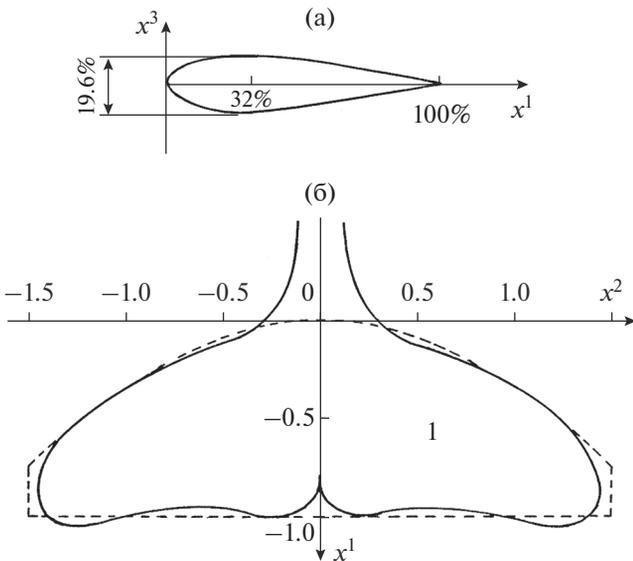


Рис. 4. Модельный профиль хвостового плавника дельфина из работы [9].

$$\begin{aligned}
 x^1 &= \left\{ b \left[a^1 + c_0(1 - a^1)(a^2)^2 \right] - b_0 \right\} \times \\
 &\quad \times \cos \beta(t) + b_0, \\
 x^2 &= b \lambda (1 - c_0/3) a^2 / 2, \\
 x^3 &= \left\{ b \left[a^1 + c_0(1 - a^1)(a^2)^2 \right] - b_0 \right\} \times \\
 &\quad \times \sin \beta(t) + h \cos(\omega t), \\
 0 &\leq a^1 \leq 1, \quad -1 \leq a^2 \leq 1, \\
 \beta(t) &= \gamma(t) - \alpha(t), \\
 \gamma(t) &= \arctg \left(\frac{\omega h}{V_\infty} \sin(\omega t) \right), \\
 \alpha(t) &= \alpha_0 \sin(\omega t).
 \end{aligned} \tag{1}$$

Таблица 1. Геометрические и кинематические характеристики подопытных дельфинов

Параметр/объект	1	2	3	4	5	6
Длина L , м	2.35	2.40	2.40	2.45	2.55	2.65
Корневая хорда b , м	0.21	0.22	0.29	0.23	0.22	0.225
Размах хв. пл. $l_{\text{хв. пл.}}$, м	0.53	0.32	0.58	0.54	0.59	0.61
Приведенный диаметр, м	0.41	0.39	0.415	0.43	0.42	0.455
Масса, кг	150	140	160	185	175	210
Удлинение хв. пл. λ	4.3	3.7	3.5	4.1	4.3	4.1

Здесь a^1, a^2 – лагранжевы координаты точек крыла, λ – удлинение крыла, ω – частота колебаний, c_0 – параметр, задающий форму крыла в плане; h – амплитуда вертикальных колебаний оси угловых колебаний; b_0 – положение оси вертикальных колебаний, т.е. расстояние в корневом сечении $a^2 = 0$ между точкой передней кромки крыла и точкой рассматриваемой оси (положительное, если ось расположена сзади передней кромки).

Удлинение крыла $\lambda = 4l^2/S$, где l и S – полуразмах крыла и его площадь соответственно, вычислялись по формуле $S = 2bl(1 - c_0/3)$. Тогда параметр $c_0 = 3(1 - 2l/\lambda b)$.

Далее, уравнения движения крыла обезразмериваем и приводим к виду:

$$\begin{aligned}
 x^1 &= \left[a^1 + c_0(1 - a^1)(a^2)^2 - b_0' \right] \times \\
 &\quad \times \cos \beta(t) + b_0', \\
 x^2 &= \lambda(1 - c_0/3)a^2/2, \\
 x^3 &= \left[a^1 + c_0(1 - a^1)(a^2)^2 - b_0' \right] \times \\
 &\quad \times \sin \beta(t) + h' \cos(\omega't), \\
 0 &\leq a^1 \leq 1, \quad -1 \leq a^2 \leq 1, \\
 \beta(t) &= \gamma(t) - \alpha(t), \\
 \gamma(t) &= \arctg(\omega'h' \sin(\omega't)), \\
 \alpha(t) &= \alpha_0 \sin(\omega't).
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

при следующих значениях параметров:

$$\begin{aligned}
 c_0 &= 3/4 \quad (\text{крыло } 1), \quad 0.5 \leq h' \leq 1.5, \\
 \lambda &= 4, \quad \alpha_0 = 10^\circ, \\
 0.2 &\leq \omega' \leq 1.5, \quad 0 \leq b_0' \leq 1.5.
 \end{aligned}$$

Здесь $h' = h/b, b' = b_0/b, \omega' = \omega b/V_\infty$ соответственно безразмерные амплитуда вертикальных колебаний оси угловых колебаний, положение этой оси и частота колебаний.

Для безразмерных координат и безразмерного времени сохранены обозначения, соответствующие размерным величинам. При этом крыло считается жестким, поскольку у основной части плавника отсутствуют крупные деформации [5].

Значения кинематических параметров и их диапазоны изменения в представленной работе получены в результате обработки экспериментальных данных работ [3, 10]. Геометрические размеры и масса тел подопытных животных приведены в таблице 1 [4]. Вычисления амплитуды h' и частоты ω' проводились по формулам $h' = A_0/b$ и $\omega' = 2\pi f b/V_0$, где A_0 и f – экспериментально наблюдаемые значения амплитуды и частоты колебаний точки развилки хвостового плавника; V_0 – скорость движения центра масс тела дельфина; длина корневой хорды плавника b принята равной $0.1L$. Заметим, что отношение b/L у шести подопытных дельфинов (табл. 1) меняется от 0.085 до 0.121. Амплитуда изменения угла атаки

α_0 принята равной 10° (см. рис. 2д), а средний угол атаки $\bar{\alpha}$ на полупериоде колебания определялся по формуле

$$\bar{\alpha}(t) = \frac{2}{T} \int_0^{T/2} \alpha(t) dt \approx 6^\circ,$$

что приближенно соответствует данным, представленным на рис. 2.

ОБТЕКАНИЕ МОДЕЛИ И ЭФФЕКТИВНОСТЬ РАБОТЫ ХВОСТОВОГО ПЛАВНИКА ДЕЛЬФИНА

Система уравнений с соответствующими начальными и граничными условиями, описывающая обтекание крыла с заданным законом движения (2), приведена в [7, 13, 14].

Численный метод решения представлен в [7].

По результатам численного решения определялись мгновенный C_{T_i} и средний C_T коэффициенты силы тяги и коэффициент полезного действия крыла η . Коэффициент C_{T_i} определялся как

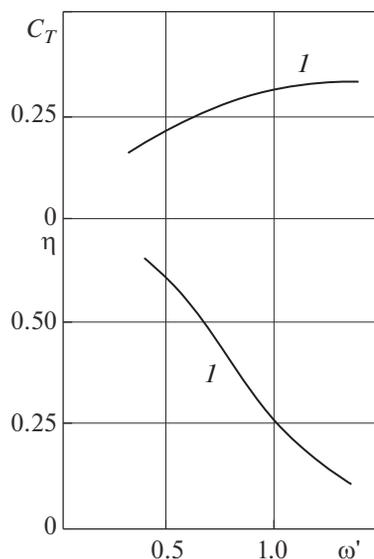


Рис. 5. Зависимости коэффициента силы тяги C_T и гидродинамического коэффициента полезного действия η от частоты колебаний ω' при $h' = 1.0$, когда ось угловых колебаний проходит через точку передней кромки (рис. 5, здесь $b'_0 = 0$) и задней кромки (рис. 6, на задней кромке $b'_0 = 1$) корневого сечения крыла.

отношение мгновенной силы тяги к значению $\rho V_\infty^2 S / 2$, где ρ — плотность жидкости, S — площадь крыла. Усредненный по периоду коэффициент C_{Ti} равен коэффициенту C_T . Отметим, что коэффициентом η называется отношение средней полезной мощности, равной произведению усредненной по периоду силы тяги на скорость набегающего потока к средней за период колебаний мощности, затрачиваемой на осуществление колебательного движения крыла.

На рис. 5 графически представлены зависимости коэффициента силы тяги C_T и гидродинамического коэффициента полезного действия η от частоты колебаний ω' в случае, когда ось угловых колебаний проходит через точку передней кромки корневого сечения крыла ($b'_0 = 0$), а амплитуда колебаний $h' = 1.0$. При таком расположении оси для крыла 1 коэффициент C_T растет, а коэффициент η убывает с ростом частоты колебаний. При этом коэффициент силы тяги невелик ($C_T \approx 0.25$).

На рис. 6 представлены зависимости $C_T = C_T(\omega')$ и $\eta = \eta(\omega')$ при $h' = 1.0$ в случае, когда ось угловых колебаний проходит через точку задней кромки корневого сечения крыла ($b'_0 = 1$). Графики показывают, что при изменении h' в пределах от 0.5 до 1.5 происходит качественное изменение характера зависимости коэффициента полезного дей-

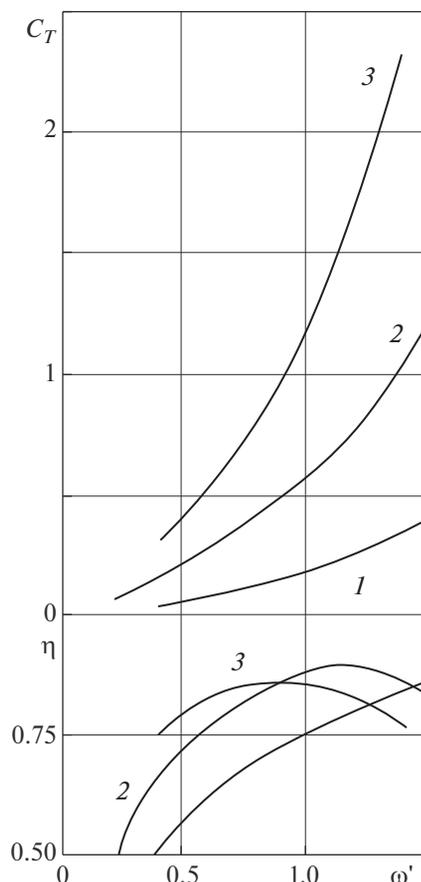


Рис. 6. Зависимости коэффициента силы тяги C_T и гидродинамического коэффициента полезного действия η от частоты колебаний ω' при $h' = 1.0$, когда ось угловых колебаний проходит через точку передней кромки (рис. 5, здесь $b'_0 = 0$) и задней кромки (рис. 6, на задней кромке $b'_0 = 1$) корневого сечения крыла.

ствия крыла 1 от частоты его колебаний. Так, коэффициент η при $h' = 0.5$ (кривая 1) с увеличением частоты монотонно возрастает. При $h' \approx 1.0$ и $h' = 1.5$ (кривые 2, 3) зависимости $\eta(\omega')$ оказываются немонотонными. При этом с увеличением амплитуды колебаний частота, при которой η имеет максимальное значение, уменьшается:

$$\begin{aligned} \max \eta(h' = 1.5, \omega') &\equiv \max \eta(h' = 1.5, \omega'_1) < \\ < \max \eta(h' = 1.0, \omega') &\equiv \max \eta(h' = 1.0, \omega'_2), \\ \max \eta(h' = 1.0, \omega') &\equiv \max \eta(h' = 1.0, \omega'_2) < \\ < \max \eta(h' = 0.5, \omega') &\equiv \max \eta(h' = 0.5, \omega'_3), \\ \omega'_1 &< \omega'_2 < \omega'_3. \end{aligned} \quad (3)$$

На рис. 6 все графики коэффициента силы тяги от частоты колебаний представляют собой воз-

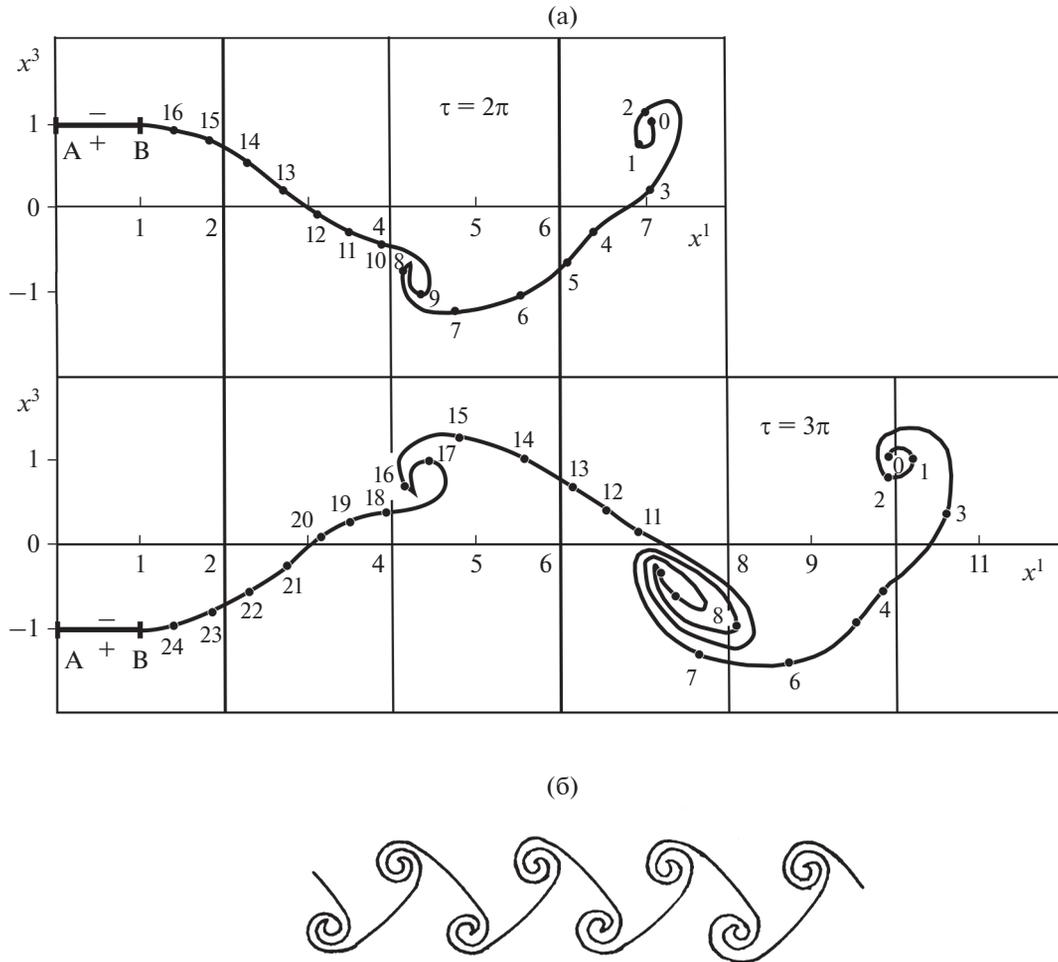


Рис. 7. Положения координатной линии $b^2 = 0$ свободной вихревой поверхности в моменты времени $\tau = 2\pi$ и $\tau = 3\pi$ (рис. 7а); точками на рисунке показаны узловые точки расчетной сетки координатной линии $b^2 = 0$, рядом с точками приведены их лагранжевы координаты $b_v^1 = v, v = 0, 1, 2, \dots$. Структура свободной вихревой поверхности за крылом представлена на рис. 7б.

растающие функции, которые увеличиваются с ростом ω' тем быстрее, чем больше h' . Наибольшие значения коэффициента силы тяги C_T крыла 1 достигаются при наибольших значениях амплитуды h' и частоты ω' . Из анализа кривых на рис. 5, 6 следует, что колебания с большими амплитудами ($h' = 1.0, h' = 1.5$) предпочтительнее колебаний с малыми амплитудами ($h' = 0.5$) для получения больших значений коэффициента силы тяги. В продолжение анализа кривых на рис. 5 с графиками рис. 6 отметим, что коэффициенты C_T и η крыла 1 в случае $b_0^1 = 0$ много меньше, чем в случае $b_0^1 = 1$.

Представляет интерес исследование формирования свободной вихревой поверхности за колеблющимся крылом. Такое исследование усложня-

ется необходимостью трехмерного рассмотрения обтекания. Поэтому ограничимся рассмотрением свободной вихревой поверхности в плоскости симметрии течения $x^2 = 0$ крыла 1, колеблющегося при значениях параметров: $h' = 1, b_0^1 = 1, \omega' = 1$ (рис. 7). Следует отметить, что в сечении $x^2 = 0$ в силу симметричного обтекания крыла компонент γ_w^1 вектора $\vec{\gamma}_w$ тождественно равен нулю.

Показанные на рис. 7 положения координатной линии $b^2 = 0$ свободной вихревой поверхности в моменты времени $\tau = \pi i / 2, i = 4, 6$ ($\tau = \omega t$ – безразмерное время) позволяют проследить развитие во времени свободной вихревой поверхности в плоскости симметрии течения $x^2 = 0$. На рис. 7а отрезком AB изображена корневая

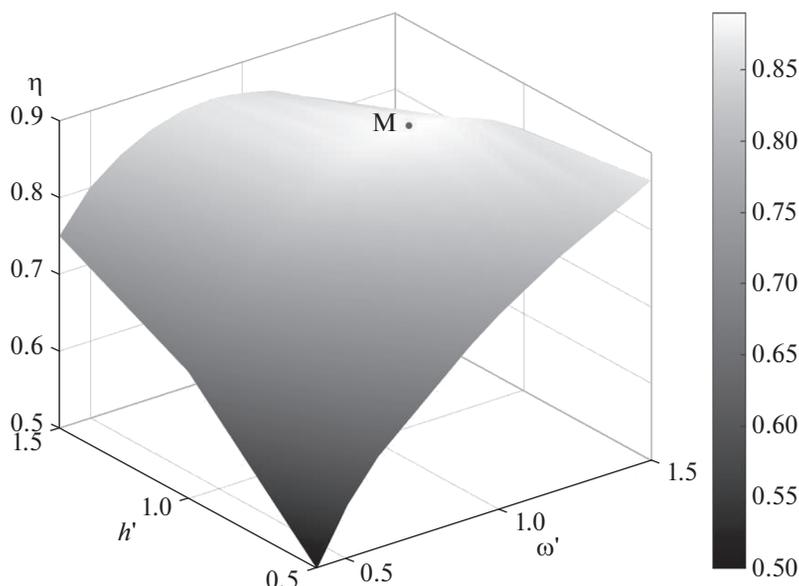


Рис. 8. Поверхность $\eta = \eta(\omega', h')$ с выделенной точкой M , соответствующей максимальному значению коэффициента η крыла 1, которое достигается при $h' = 1.0$ и $\omega' = 1.15$.

хорда крыла (точка A соответствует кромке натяжения корневой хорды). Крыло занимает, соответственно, крайние верхнее и нижнее положения в моменты времени $\tau = 2\pi i$, $i = 0, 1, 2, \dots$ и $\tau = (2j + 1)\pi$, $j = 1, 2, \dots$. Точками на рисунке показаны узловые точки расчетной сетки координатной линии $b^2 = 0$ [7]. На этом рисунке приведены и лагранжевы координаты $b_v^1 = v$ ($v = 0, 1, 2, \dots$) узловых точек координатной линии $b^2 = 0$.

Анализ результатов расчета показывает, что с течением времени свободная вихревая поверхность закручивается вокруг точек, в которых интенсивность завихренности максимальна по абсолютной величине. Из рис. 7а видно, что участки свободной вихревой поверхности с лагранжевыми координатами $b_v^1 \approx 0-3$ и $b_v^1 \approx 15-17$ закручиваются против часовой стрелки (в этих точках $\gamma_w^2 < 0$, причем в точках $b_v^1 = 2$ и $b_v^1 = 16$ зависимость $\gamma_w^2 = \gamma_w^2(b^1)$ имеет локальные минимумы), а участок свободной вихревой поверхности с лагранжевыми координатами $b_v^1 \approx 7-10$ закручивается по часовой стрелке (в этих точках $\gamma_w^2 > 0$ и точка $b_v^1 = 8$ является точкой локального максимума).

Таким образом, после установления периодического режима обтекания крыла 1, приведенного в движение из состояния покоя, структура свободной вихревой поверхности в плоскости симметрии течения имеет вид, схематически показанный на рис. 7б.

Сравнение расчета с экспериментальными данными [3, 10] позволяет предположить, что дельфины двигаются с наибольшим значением коэффициента полезного действия. В экспериментах [3, 10], как отмечено выше, определялись амплитуда и частота колебаний точки у развилки хвостового плавника дельфина. Если предположить, что движение хвостового плавника дельфина описывается законом (2) с осью угловых колебаний, совпадающей с задней кромкой, то амплитуда и частота будут амплитудой и частотой оси угловых колебаний модели хвостового плавника. (Здесь предположение о локализации оси угловых колебаний является естественным, поскольку из расчетных данных, приведенных на рис. 5, 6, следует, что для движения с наибольшим значением коэффициента η ось угловых колебаний должна располагаться вблизи задней кромки). В указанных экспериментах в основном наблюдались амплитуда и частота колебаний точки у развилки хвостового плавника, соответствующие $h' \approx 1.0$; $\omega' \approx 1.1$ [10] и $\omega' \approx 0.9$ [3].

Расчеты, проиллюстрированные на рис. 6, показывают, что в случае $b_0^1 = 1$ наибольшее значение гидродинамического коэффициента полезного действия η крыла 1 достигается при $h' = 1.0$ и $\omega' = 1.15$ (кривая 2). На рис. 8 на поверхности $\eta = \eta(\omega', h')$ выделена точка M , соответствующая наибольшему значению коэффициента η крыла 1, которое достигается при указанных значениях параметров h' и ω' .

Таким образом, результаты расчетов для крыла 1 находятся в согласии с предположением о

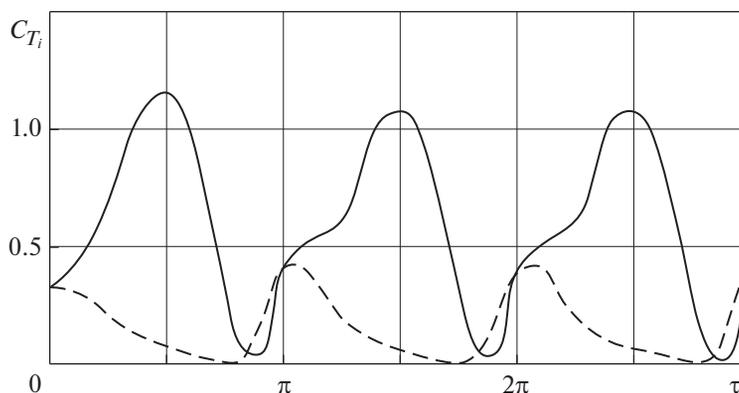


Рис. 9. Зависимость мгновенного коэффициента C_{T_i} от времени τ (сплошная линия) и вклад подсосывающей силы в создание силы тяги (штриховая линия).

том, что дельфины при длительном движении с постоянной скоростью используют наиболее рациональный механизм движения. В этом случае максимально возможная часть затрачиваемой на колебания хвостового плавника мощности расходуется на производство полезной работы по перемещению тела животного. В работах [3, 10] получено, что с увеличением амплитуды колебаний хвостового плавника у дельфинов наблюдается тенденция к уменьшению частоты колебаний. Согласно графикам на рис. 6, с гидродинамической точки зрения это происходит по той причине, что при увеличении амплитуды колебаний наибольшее значение коэффициента η естественно достигается при более низких частотах колебаний.

Следовательно, можно считать, что гидродинамическая модель хвостового плавника с формой в плане, близкой к форме хвостового плавника дельфина, удовлетворительно описывает имеющиеся экспериментальные данные о кинематике плавания дельфинов.

Пониманию механизма образования силы тяги хвостового плавника способствует анализ зависимости мгновенного коэффициента силы тяги от времени и выяснение роли вкладов в эту зависимость подсосывающей силы и силы за счет перепада давлений на крыле. На рис. 9 сплошной линией показана зависимость мгновенного коэффициента C_{T_i} крыла 1 от времени τ при $h' = 1$, $b'_0 = 1$, $\omega' = 1$, а штриховой линией – вклад подсосывающей силы. Видно, что сила тяги хвостового плавника создается совместным действием двух механизмов, взаимно дополняющих друг друга. Утолщенная закругленная передняя кромка хвостового плавника дельфина обеспечивает создание подсосывающей силы необходимой величины на той части периода, где ослабляет работу механизм силы тяги за счет перепада давлений и даже где последняя вместо силы тяги становится силой торможения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расчеты показывают, что в процессе длительной эволюции и естественного отбора у дельфинов развился и закрепился тот механизм движения, который определялся критерием наибольшей эффективности действия локомоторных органов дельфина и оптимальным использованием различных способов создания силы тяги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев А.А., Федотов А.А. Обтекание идеальной несжимаемой жидкостью тонкого крыла конечного размаха, колеблющегося с большой амплитудой // Изв. АН СССР. МЖГ. 1986. № 5. С. 75–82.
2. Каян В.П. О гидродинамических характеристиках плавникового движителя дельфина // Бионика. 1979. Вып. 13. С. 9–15.
3. Каян В.П., Пятецкий В.Е. Кинематика плавания дельфина афалины в зависимости от режима ускорения // Бионика. 1977. Вып. 11. С. 36–41.
4. Каян В.П., Пятецкий В.Е. Гидродинамические характеристики дельфина афалины при различных режимах ускорения // Бионика. 1978. Вып. 12. С. 48–55.
5. Козлов Л.Ф. Теоретическая биогиродинамика. Киев: Выс. шк., 1983. 238 с.
6. Краснов Н.Ф. Аэродинамика. М.: Высш. шк., 1980. Ч. I. 495 с.
7. Крылов Д.А., Сидняев Н.И., Федотов А.А. Обтекание колеблющегося крыла потоком идеальной несжимаемой жидкости // Труды МГТУ им. Баумана. 2013. № 608. С. 74–92.
8. Першин С.В. О резонансном режиме плавания дельфинов // Бионика. 1970. № 4. С. 31–36.
9. Першин С.В. Гидродинамический анализ профилей плавников дельфинов и китов // Бионика. 1975. Вып. 1. С. 26–32.
10. Пятецкий В.Е., Каян В.П. О кинематике плавания дельфина–афалины // Бионика. 1975. Вып. 9. С. 41–46.

11. Пятецкий В.Е., Шакало В.М., Циганюк А.И. и др. Исследование режима обтекания водных животных // Бионика. 1982. Вып. 16. С. 31–37.
12. Томилин А.Г. Снова в воду: Биологический очерк об околоводных, полуводных и водных млекопитающих. М.: Знание, 1984. 192 с.
13. Федотов А.А. Эффективность работы хвостового плавникового движителя // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 48–51.
14. Федотов А. А. Структура вихревого следа за крылом, работающим в режиме нормального трепещущего полета // Вестник МГУ. Сер. 1. Матем. Мех. 1990. № 3. С. 42–46.
15. Lighthill M.J. Hydromechanics of aquatic animal propulsion // Ann. Rev. Fluid Mech. 1969. V. 1. P. 413–446. (Рус. перев.: Лайтхилл Дж. Гидромеханика движения водных животных // Сб. переводов “Механика”. 1972. № 1. С. 80–109).
16. Wu T.Y. Introduction to the scaling of aquatic animal locomotion // In: Scale effects in animal locomotion (ed. T. Pedley). London: Academic Press, 1977. P. 203–232. (Рус. пер.) О масштабном эффекте для передвижения водных животных // Механика. Новое в зарубежной науке. № 23. Биогидродинамика плавания и полета. М.: Мир, 1980. С. 79–112).

The Laws of Waterfowl Motion and Their Use in the Movement of Underwater Objects

N. N. Korchagin^{a, b, #}, N. I. Sydnyayev^b, A. A. Fedotov^b

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: e-niknik@mail.ru*

In the framework of an ideal incompressible fluid, the flow of a thin wing of finite span is considered which is simulating the operation of the tail fin of a dolphin. The regime of uniform rectilinear motion is investigated, in which the dolphin performs periodic oscillations perpendicular to the direction of the main motion with its tail fin, and the center of mass of the dolphin's body practically moves smoothly and directly. The flow of an oscillating wing operating is studied, which is in the mode of creating a thrust force and with the formation of a swirling trace behind the wing. The parameters of the model are selected according to experimental observations. A numerical algorithm for solving the problem with calculations of the kinematic and power characteristics of the dolphin tail fin model is proposed.

Keywords: bearing surface, free vortex surface, thrust coefficient, hydrodynamic coefficient of efficiency

УДК 551.464.38

ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ КИСЛОРОДА, КАЖУЩЕГОСЯ ПОТРЕБЛЕНИЯ КИСЛОРОДА И ХЛОРОФИЛЛА-А В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ В 2012 ГОДУ

© 2022 г. А. В. Костылева¹, *, С. А. Мошаров¹, О. И. Подымов²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Южное отделение института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия

*e-mail: ventis-ire@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.12.2020 г.

После доработки 26.07.2021 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

Представлены результаты анализа изменчивости концентрации растворенного кислорода, хлорофилла-а (хл “а”) и величин кажущегося потребления кислорода (АОУ) на 5-ти мильном разрезе, перпендикулярно береговой линии Голубой бухты (г. Геленджик), в 2012 г. с апреля по ноябрь включительно. Показано, что максимум содержания кислорода в период исследования в большинстве случаев наблюдается в слое термоклина или непосредственно под ним, а минимальные значения АОУ (отрицательные величины, отражающие максимальное фотосинтетическое выделение кислорода) – над термоклином. Максимум содержания хл “а” чаще всего находится на глубине 10–20 м, т.е. весной и летом большей частью располагается в пределах термоклина, а осенью – над ним. Показано, что в верхнем слое воды содержание кислорода в большей степени определяется растворимостью газа в водной среде при данной температуре и солености. Биологические процессы выделения и потребления кислорода (продукции и деструкции органического вещества) оказывают меньшее влияние на его сезонную динамику в верхнем слое. В слое воды под термоклином АОУ может служить показателем деструкционных процессов.

Ключевые слова: Черное море, сезонная динамика, растворенный кислород, хлорофилл-а, сезонный термоклин, продукционно-деструкционные процессы

DOI: 10.31857/S0030157422050100

ВВЕДЕНИЕ

Черное море относится к одному из самых изученных районов Мирового океана. Этим оно обязано уникальностью своей природы. В конце девятнадцатого века стало известно, что глубоководная часть Черного моря не содержит кислород [2]. С тех пор значительная часть гидрохимических исследований была посвящена зоне контакта аэробных и анаэробных вод [16, 17, 21, 33, 40]. Однако исследованию поведения кислорода в аэробной зоне, мощность которой составляет всего лишь 100–200 м, отведено незаслуженно мало внимания. За все время изучения можно насчитать лишь несколько работ, описывающих сезонную динамику растворенного кислорода в деятельном слое Черного моря [3, 4, 15, 28, 39], особенно в постэвтрофикационный период [32]. А ведь именно продукция кислорода одноклеточными водорослями обеспечивает основное биоразнообразие аэробной части черноморских вод, создавая возможность дыхания многочисленных групп аэробных организмов.

Согласно уравнению фотосинтеза, новообразование органического вещества (первичная продукция) сопровождается выделением кислорода. При деструкции органического вещества кислород, напротив, поглощается. Однако концентрация кислорода, измеренная *in situ*, не может быть использована в качестве меры продукционно-деструкционных процессов по причине разной растворимости газа в зависимости от температуры и солености водных масс. С середины прошлого века для оценки деструкции органического вещества (или дыхания) стал применяться такой параметр, как “кажущееся потребление кислорода”, обычно обозначаемый *AOU* (*apparent oxygen utilization*). Кажущееся потребление кислорода – это разница между концентрацией кислорода в состоянии равновесия с атмосферой при температуре и солености *in situ* и фактической измеренной концентрацией кислорода [34]. Если *AOU* = 0, это означает, что содержание кислорода в водной массе такое же, какое было бы на поверхности при тех же температуре и солености. Если *AOU* < 0,

то содержание кислорода больше, чем в водах, находящихся в равновесии с атмосферой. Подобного рода избыток кислорода связывают с преобладанием продукционных процессов над деструкционными. Когда в водной массе $AOU > 0$, то, напротив, деструкционные процессы преобладают над продукционными, в результате чего потребление кислорода протекает быстрее, чем его выделение [30]. В отечественной практике применялся параметр под названием “дефицит кислорода” (ДК). По сути AOU и ДК – это одно и то же, только с другим знаком [13], что, по-видимому, связано с некорректным переводом изначального определения, данного Редфилдом. Особенности распределения AOU в деятельном слое Черного моря, уделялось внимание еще меньше, чем растворенному кислороду. Немногочисленные статьи с упоминанием AOU рассматривают этот параметр преимущественно в афотическом слое, в частности на аэробно-анаэробном интервале [29, 31, 37].

Концентрация хлорофилла-а (хл “а”) часто характеризует обилие фитопланктона и его потенциальную продукционную способность [11, 35]. К тому же концентрация хл “а”, наравне с насыщением кислорода, выраженным в процентах, выступает одним из ключевых параметров при изучении процессов эвтрофикации [8], например, при расчете индекса трофности вод (TRIX) [18, 28].

Вертикальная термохалинная структура вод Черного моря включает в себя верхний квазиоднородный слой (ВКС), сезонный термоклин, холодный промежуточный слой (ХПС) и постоянный галоклин [5] с медленным увеличением температуры и солёности до дна. Сезонный термоклин – слой, характеризующийся большим вертикальным градиентом температуры [1]. Образование термоклина обусловлено весенним прогревом поверхностных водных масс. Термоклин начинает формироваться в марте–апреле, и сохраняется вплоть до декабря. Верхняя граница термоклина определяется глубиной ВКС, нижняя – верхней границей ХПС [5]. К середине зимы в результате конвективного перемешивания сезонный термоклин исчезает. Развитие фитопланктона и появление кислородного максимума в теплое время года тесно связано с формированием в Черном море сезонного термоклина. Наличие термической стратификации препятствует поступлению биогенных элементов из более глубоких водных слоев, лимитируя развитие одноклеточных водорослей [7, 14].

Таким образом, глубина залегания термоклина, динамика растворенного кислорода, AOU и хл “а” – связанные между собой параметры. Однако комплексное сопоставление сезонной изменчивости этих показателей в эвфотическом слое ранее не проводилось.

Целями проведенного исследования являлось: (1) – изучение сезонной динамики и особенностей вертикального распределения кислорода, AOU и связей этих параметров с содержанием хл “а” как показателем уровня развития фитопланктона, продуцирующего кислород в процессе фотосинтеза; (2) – исследование влияния развития сезонного термоклина на изменчивость величины AOU , концентраций кислорода и хл “а” в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились в северо-восточной части Черного моря на траверзе Голубой бухты в районе Геленджика. Отбор проб морской воды проводился 4 апреля, 25 апреля, 10 мая, 28 мая, 22 июня, 11 июля, 26 июля, 27 августа, 28 сентября, 2 ноября и 26 ноября 2012 г. Пятиметровый разрез включал в себя станции на глубинах 10, 25, 50, 80–200 и 500 метров (ст. “10 м”, “25 м”, “50 м”, “100 м”, и “500 м”, соответственно). На станции “10 м” отбор проб проводился только с поверхности, на станции “25 м” – на горизонтах 0, 10 и 25 м; на станции “50 м” – на горизонтах 0, 10, 25, 50 м. На “100 м” и “500 м” пробы отбирались с горизонтов 0, 10, 25, 50, 70 м. Расстояния между станциями составляли 0.5–1 морских мили (рис. 1).

Отбор проб проводили 5-ти литровыми батометрами Нискина комплекса “Rosette”. Определение температуры и солёности выполняли при помощи STD-зонда SBE-19. В каждой пробе было определено содержание растворенного кислорода и хл “а”. Содержание растворенного кислорода определяли методом Винклера [19]. Концентрацию хл “а” в морской воде определяли экстракционным флуориметрическим методом [26] с использованием флуориметра МЕГА-25 (МГУ им. М.В. Ломоносова). Пробы воды (0.5 л) были отфильтрованы через стекловолоконные фильтры Whatman GF/F при разрежении не более 0.3 атм. Фильтры подсушивали и помещали в 90% водный раствор ацетона для экстракции хл “а”. Пробы выдерживали в темноте 24 часа при температуре 4°C. Флуоресценцию экстрактов определяли до и после подкисления 1 М HCl для коррекции концентрации хлорофилла “а” с учетом феофитина. Расчет концентрации хл “а” и феофитина по данным флуоресценции проводили согласно стандартной методике [23]. Флуориметр был откалиброван с использованием аутентичного хлорофильного стандарта производства Sigma Chemical Co (USA).

Кажущееся потребление кислорода (AOU , μM) определяли как разницу между концентрацией кислорода в состоянии равновесия с атмосферой при температуре и солёности *in situ* ($[O_2]_{\text{sat}}$) и фак-

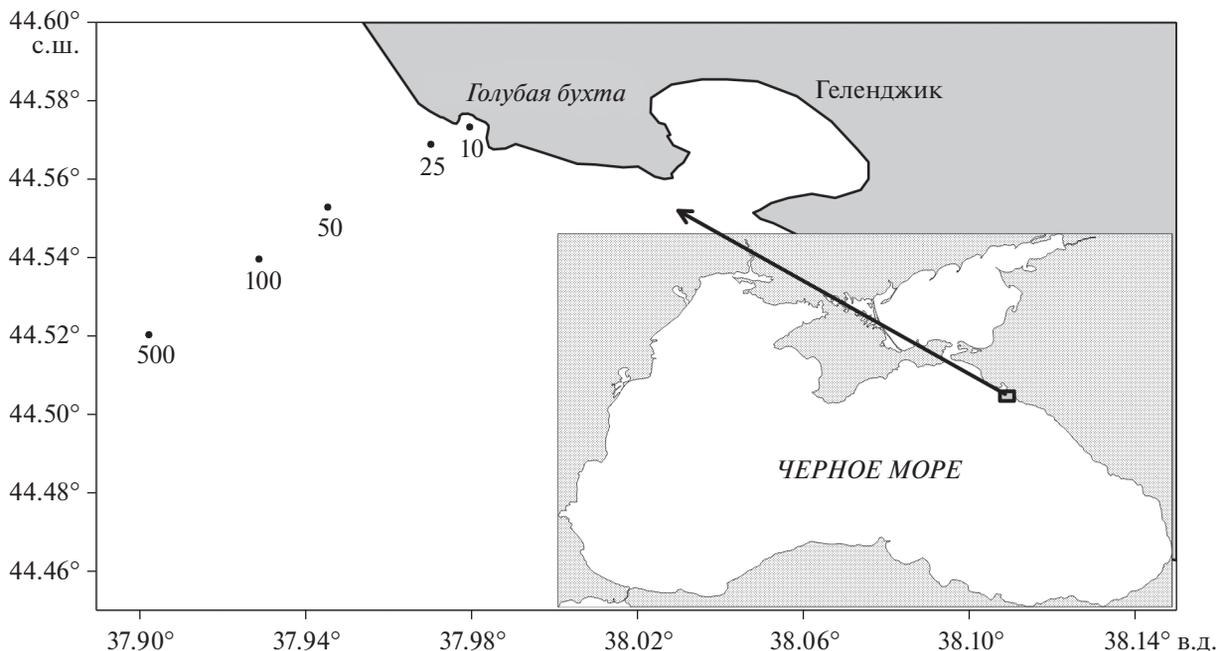


Рис. 1. Станции отбора проб на шельфе и континентальном склоне в районе Голубой бухты, г. Геленджик, 2012 г.

тической измеренной концентрацией кислорода ($[O_2]_{in situ}$) по формуле:

$$AOU = [O_2]_{sat} - [O_2]_{in situ}. \quad (1)$$

Параметр $[O_2]_{sat}$, соответствующий 100%-му насыщению воды кислородом, рассчитывается по формуле:

$$[O_2]_{sat} = \frac{[O_2]_{in situ}}{[O_2]_{\%}} \times 100\%. \quad (2)$$

Процентное содержание кислорода в воде ($[O_2]_{\%}$), при известных значениях солёности, температуры и концентрации кислорода *in situ* рассчитывается по формуле [38]:

$$[O_2]_{\%} = \frac{[O_2]_{in situ} / 44.65}{e^{a+b}} \times 100\%, \quad (3)$$

где $a = -173.4292 + 249.6339/x + 143.3483 \ln(x) - 21.8492x$,

$$b = S_{in situ}(-0.033096 + 0.014259x - 0.0017x^2),$$

$$x = (T_{in situ} + 273.16)/100,$$

$T_{in situ}$ – температура ($^{\circ}C$),

$S_{in situ}$ – солёность.

Границы термоклина были определены по [5]: верхняя граница сезонного термоклина соответствует годовому циклу изменчивости толщины ВКС. Глубина ВКС была определена по резкому изменению вертикальных профилей температуры и солёности [27]. Принято считать, что нижняя граница термоклина соответствует верхней границе ХПС и соответствует изотерме

$8^{\circ}C$ [5]. Однако в результате климатических изменений, тенденция потепления ХПС ($\sim 0.05^{\circ}C/год$) более чем вдвое превысила тенденцию в предыдущем десятилетии. Температура ХПС стала приближаться к температуре более глубоких водных масс ($\sim 9^{\circ}C$), что приводит к постепенному исчезновению ХПС [36]. Тем не менее 2012 год был аномально холодным, вследствие чего за нижнюю границу термоклина был принят слой воды с температурой, равной $8^{\circ}C$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 представлена сезонная динамика температуры (а), кислорода (б), АОУ (в) и хл “а” (г), в 50 м слое водной толщи на станции с глубиной 50 м с 4 апреля по 26 ноября 2012 г. Станция с глубиной 50 м была выбрана в качестве примера, отражающего типичное поведение исследуемых параметров на разрезе.

Распределение температуры. На распределение температуры на разрезе значительно повлияла экстремально холодная зима 2011–2012 гг. Четвертого апреля на станциях с глубинами 50, 100 и 500 м наблюдался равномерно перемешанный слой со средней температурой порядка $7.4^{\circ}C$ (рис. 2а). В районе исследования ВКС начал формироваться в начале апреля, и, с некоторыми колебаниями, увеличивался по толщине вплоть до ноября. Среднегодовая толщина ВКС по всем исследуемым станциям составила 16.5 м. Минимальная толщина ВКС (1–3 м) наблюдалась 4 апреля, максимальная (34 м) в конце ноября. Выраженный

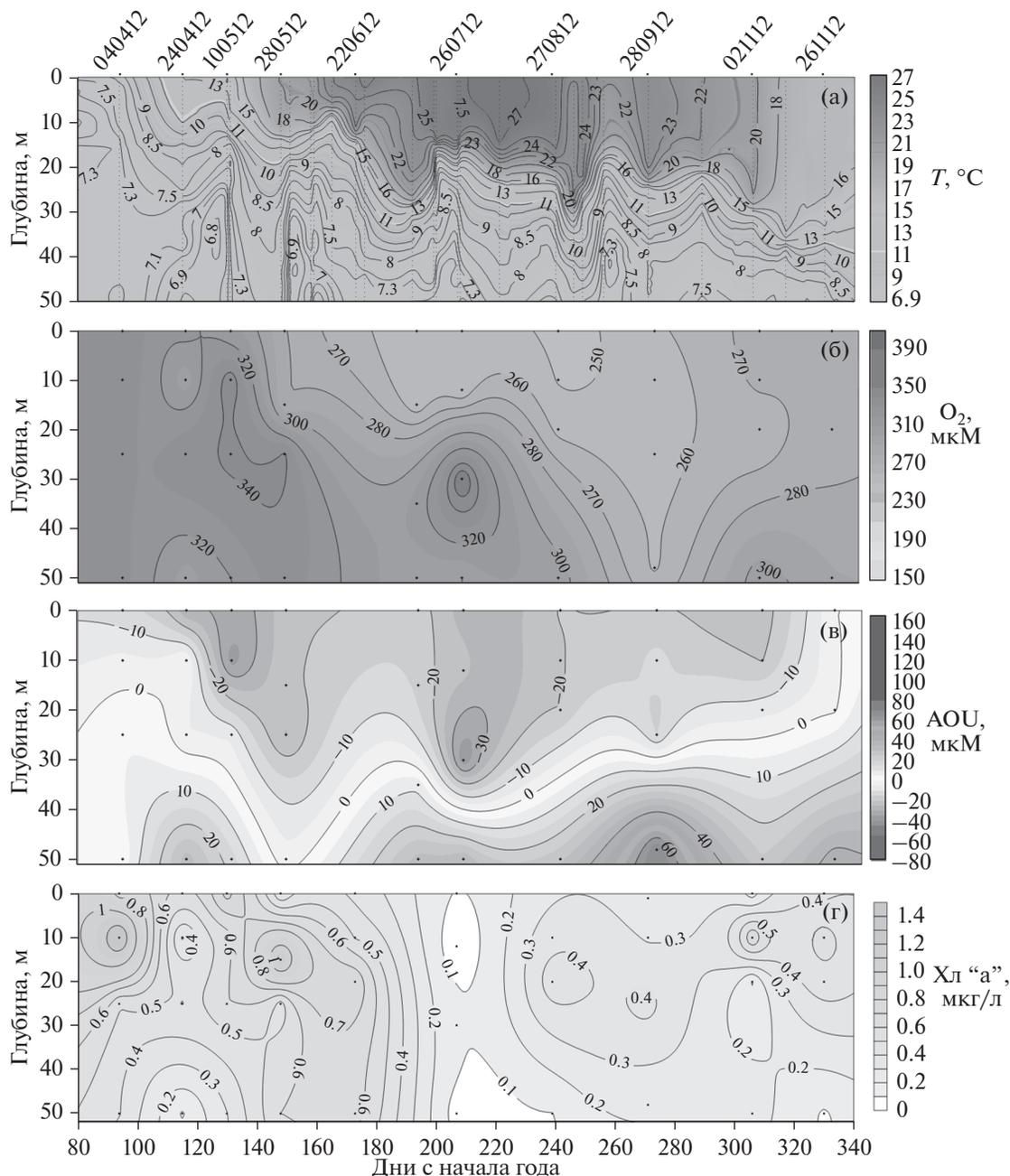


Рис. 2. Сезонная динамика температуры (а), концентрации кислорода (б), АОУ (в) и концентрации хлорофилла “а” (г) в 50 м слое водной толщи на станции с глубиной 50 м в период с 4 апреля по 26 ноября 2012 г.

термоклин появился в конце апреля и просуществовал до конца всего периода наблюдений. Из-за холодной зимы толщина термоклина в 2012 году была небольшой, в среднем около 15 метров. Минимальная температура в верхних 50 м за исследуемый период составила 6.75°C (10 мая, глубина 50 м, станция с глубиной 500 м), максимальная — 27.23°C (26 июля, поверхность, станция с глубиной 500 м). Четко проявляется область повышенных температур в июне—августе, распространяю-

щаяся в мелководной зоне практически до дна, а на глубоководных участках — до ~25 м.

Распределение растворенного кислорода и АОУ

Концентрация кислорода в течение года варьировала в верхнем 50 м слое от 240 до 351 μM при среднем значении на разрезе 290 μM (рис. 2б). Изменение содержания растворенного кислорода в течение года имело следующие особенности. Вес-

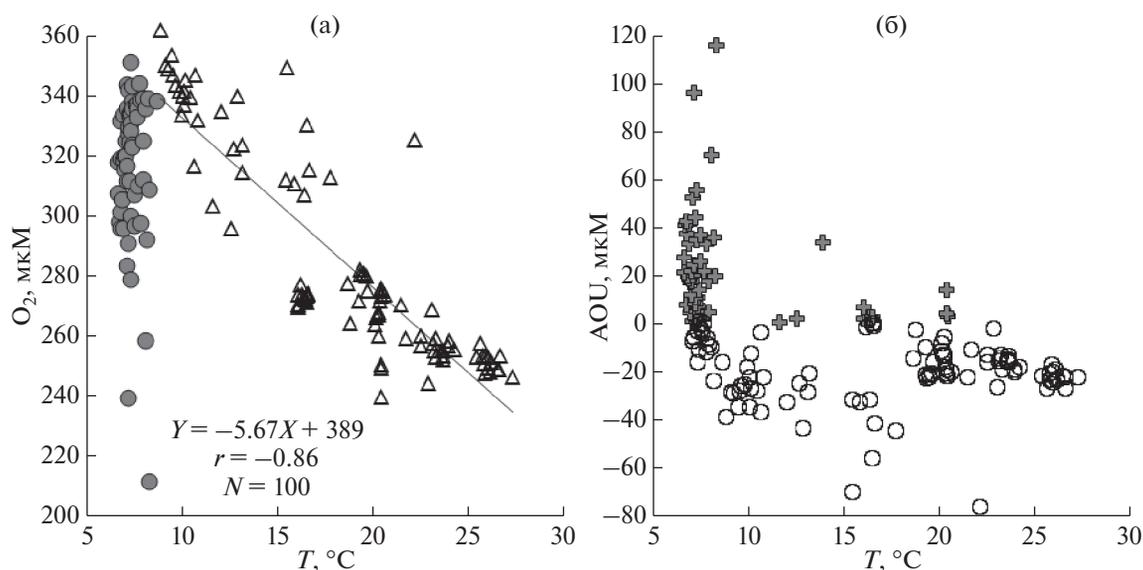


Рис. 3. Зависимость концентрации кислорода (а) и величины АОУ (б) от температуры воды в верхнем 50-метровом слое водной толщи на разрезе в период с 4 апреля по 26 ноября 2012 г.: темные кружки – диапазон температуры воды 6.6–8.5 $^{\circ}\text{C}$, светлые треугольники – диапазон температуры воды 8.8–27.2 $^{\circ}\text{C}$, темные крестики – положительные значения АОУ, светлые кружки – отрицательные значения АОУ. Приведена линия регрессии для точек в диапазоне температур 8.8–27.2 $^{\circ}\text{C}$.

ной до середины мая наблюдалась высокая концентрация кислорода (более 320 μM) во всем верхнем 50-метровом слое. В летний период в слое 0–30 м содержание кислорода было ниже 260 μM , но сохранялось на высоком уровне ($\sim 316 \mu\text{M}$) в слое 30–70 м (рис. 26). Осенью концентрация кислорода в верхнем 20-метровом слое незначительно повышалась, достигая 270 μM к концу ноября.

Как известно, растворимость газов в значительной степени зависит от температуры. Поэтому, увеличение концентрации кислорода в воде с июля по ноябрь связано, по-видимому, с остыванием поверхностных вод, которое способствует повышению растворимости кислорода. Максимум содержания кислорода наблюдался в апреле, когда температура верхнего слоя воды была минимальной для исследуемого периода. При этом обратная зависимость концентрации кислорода от температуры в верхнем 30-метровом слое водной толщи проявлялась на всех станциях с апреля по ноябрь в диапазоне температур от 8.5 $^{\circ}\text{C}$ до 27 $^{\circ}\text{C}$ ($r = -0.86$, $n = 100$) (рис. 3а). При более низких температурах (6.6–8.5 $^{\circ}\text{C}$), которые наблюдались в апреле во всей толще, а в последующие сезоны – под слоем термоклина (на глубинах более 25–50 м) концентрация кислорода практически не зависела от температуры (рис. 3а).

Сезонная динамика АОУ представлена на рисунке 2в. Величина АОУ в течение года менялась от (–76.9) (22 июня на станции “10 м” на поверхности) до 69.6 μM (28 сентября на станции “50 м” на горизонте 50 м). Нижняя граница зоны отри-

цательных значений АОУ, по-видимому, отражающих фотосинтетическое выделение кислорода, варьировала от 10 до 50 м в период с 4 апреля по 26 ноября 2012 г. В основном, отрицательные значения АОУ наблюдались в слое 0–30 м. Более низкие значения в этом слое наблюдались в апреле и ноябре, наименьшая величина – 26 июля, и совпадала с максимальной температурой в слое. В этот период (26 июля) средняя для верхнего 30 м слоя величина АОУ достигала минимальных значений для станций с глубинами 25, 50, 100 и 500 м и составляла соответственно –34.9, –18.4, –14.0, –14.2 μM . В течение ноября значения АОУ снизились до минимальных величин во всем анализируемом слое водной толщи.

Величины АОУ варьировали значительно: от 150 до –16 μM при температуре воды в диапазоне 6.6–8.5 $^{\circ}\text{C}$ и от –76.9 до 13 μM в температурном диапазоне 8.5–27.2 $^{\circ}\text{C}$ (рис. 3б). При этом корреляционная зависимость величин АОУ от температуры воды отсутствовала. Следует отметить, что минимальные величины АОУ и максимальные концентрации кислорода в воде в течение всего года наблюдались на ст. “10 м”, наиболее близкой к берегу. Основная часть положительных значений АОУ была отмечена при температуре воды менее 8.3 $^{\circ}\text{C}$. В ноябре положительные значения АОУ наблюдались во всей толще воды и при более высокой температуре, что может быть связано с влиянием разложения полулабильного органического вещества [24, 41], накопленного в эвфотическом слое за период вегетации.

Распределение хлорофилл “а”

На всем разрезе в течение года в верхнем 50-метровом слое концентрация хл “а” изменялась в пределах от 0.01 до 1.39 мкг/л (рис. 2г). Самые высокие значения хл “а” были отмечены в начале апреля и конце июня. Четвертого апреля на станции “50 м” концентрация хл “а” на горизонте 10 м достигла своей максимальной годовой величины и составила 1.39 мкг/л. При этом содержание хл “а” увеличивалось по направлению от удаленных от берега станций к прибрежным. Снижение содержания хл “а” по сравнению с началом месяца наблюдалось 25 апреля, и максимальное содержание хл “а” на разрезе не превышало 0.60 мкг/л, а минимум составил 0.01 мкг/л. В период формирования термоклина с начала мая по конец июня происходило увеличение содержания хл “а” в верхнем 50 м слое. Значительная концентрация хл “а” была отмечена 28 мая (до 1.20 мкг/л). Шестого июля в районе Голубой бухты произошло наводнение с масштабным поверхностным стоком [12]. Однако, несмотря на значительный вынос биогенных элементов, который мог стимулировать существенную продукционную активность фитопланктона и увеличение его биомассы, увеличение содержания хл “а” в этом районе в последующие дни не наблюдалось. Наоборот, произошло уменьшение содержания хл “а” сразу после наводнения. Содержание хл “а” 26 июля в верхнем 50 м слое на станциях “50 м”, “100 м” и “500 м” не поднималось выше 0.10 мкг/л. Только на ближних к берегу станциях (т.е. тех, которые наибольшее время были подвержены аномально мощному для этого сезона речному выносу) были обнаружены высокие значения хл “а” (0.50 мкг/л на поверхности и 0.92 мкг/л в придонном слое). Постепенное увеличение концентрации хл “а” происходило с конца сентября по конец ноября. Максимальная величина хл “а” была отмечена 2 ноября на горизонте 20 м на станции “500 м” (0.76 мкг/л). Таким образом, сезонная динамика хл “а” носила “волнообразный” характер, заключающийся в чередовании периодов с низким и высоким его содержанием.

Самые высокие концентрации хл “а” от весны и до конца лета наблюдались на прибрежных станциях (станции “10 м” и “25 м”). Однако тенденция изменилась в осенний период: концентрация хл “а”, напротив, возросла на удаленных от берега станциях “100 м” и “500 м”. По-видимому, это связано с осенним перемешиванием водных масс, что приводит к подъему вод, богатых биогенными элементами, которые в свою очередь стимулируют развитие одноклеточных водорослей и, соответственно, рост их биомассы.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности сезонной динамики и вертикального распределения растворенного кислорода, АОУ и хл “а”

Умеренно низкая (отрицательная) величина АОУ при максимальной концентрации хл “а” 4 апреля позволяет сделать предположение, что в этот период наблюдался этап деградации “цветения” фитопланктона, при котором развитие сообщества фитопланктона переходит из стационарной в терминальную фазу (фаза угасания). Когда отмирание старых клеток начинает превосходить образование новых, синтез кислорода сокращается, а количество хл “а”, взвешенного и растворенного органического углерода еще по-прежнему велико [22, 25]. В таком случае может наблюдаться рост АОУ, поскольку деструкция органического вещества начинает протекать более интенсивно, чем продукция. Через две недели (25 апреля) концентрация хл “а” также снизилась. В мае–июне за повышением величин АОУ последовало существенное увеличение концентрации хл “а” в верхнем слое (рис. 2). В такой период количество новых образующихся клеток значительно превышает количество отмирающих, а, значит, выделившийся кислород в меньшей степени расходуется на окисление органического вещества. По мере увеличения биомассы увеличивается количество как взвешенного, так и растворенного органического вещества. Взвешенное вещество накапливается за счет живых и неуспевших осесть мертвых клеток, растворенное — как за счет прижизненного естественного выделения органического вещества клетками фитопланктона, так и в результате лизиса мертвых клеток. Возрастание массы органического вещества в воде увеличивает расходование кислорода на окисление.

Постепенное увеличение АОУ с июля по ноябрь может указывать на расходование кислорода в течение позднелетнего и осеннего периода. Потребление кислорода может происходить в результате разложения полулабильного органического вещества [24, 41], синтезированного в весенне-летний период фотосинтетической активности.

Распределение АОУ по глубине характеризуется формированием положительных, либо отрицательных экстремумов, образно выражаясь, — “ядер” положительных или отрицательных величин (рис. 2в). “Ядра” максимальных величин АОУ наблюдаются в большинстве случаев на глубине около 10 м на станциях с глубинами 50, 100 и 500 м, что может быть разницей между поверхностным слоем с высокой первичной продукцией и слоем максимума хл “а”, где может наблюдаться вторичный максимум продукции [6, 7, 9]. Максимальные величины АОУ, полученные на придон-

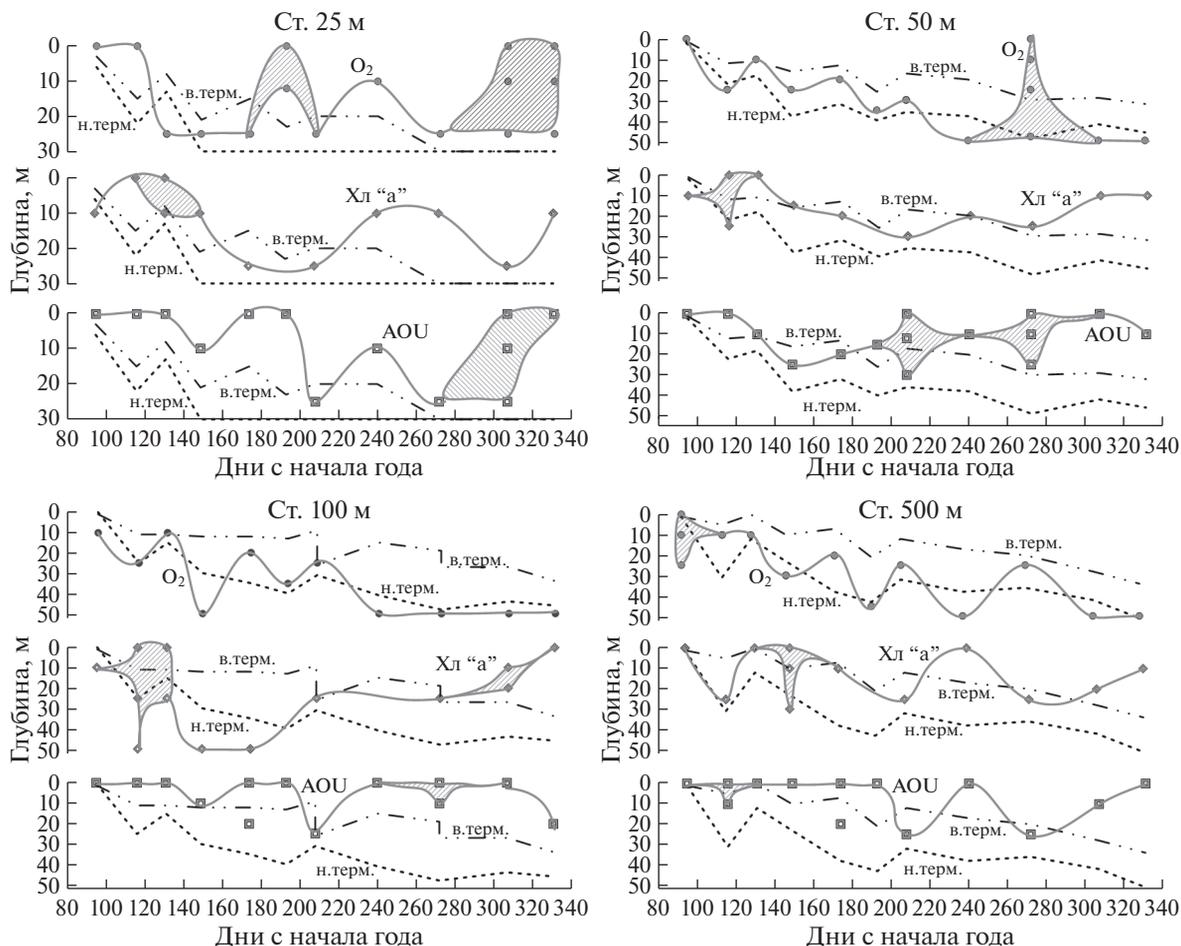


Рис. 4. Сезонные изменения глубин максимальных концентраций кислорода и хл-“а” и минимальной величины АОУ на станциях с глубинами 25, 50, 100 и 500 м. Глубина нижней границы термоклина (н. терм.) показана штриховой линией, глубина верхней границы термоклина (в. терм.) – штрихпунктирной с двумя точками. Заштрихованные объекты обозначают области, на которых было более одного горизонта с практически одинаковыми значениями, близкими к экстремальному.

ных горизонтах, на станции с глубиной 25 м могут отражать процессы деструкции мертвого органического вещества (детрита), оседающего на дно.

Чтобы дать оценку особенностям вертикального распределения кислорода, АОУ и хл “а” относительно положения сезонного термоклина, из полученных данных были выбраны максимальные величины концентраций хл “а” и кислорода, а также – минимальные для АОУ для каждой экспедиции и для каждой станции в течение года. Также были определены границы залегания термоклина. Эти значения представлены на рис. 4. Рисунок 4 демонстрирует, что минимальные величины АОУ (отрицательные значения, отражающие максимальное фотосинтетическое выделение кислорода) большей частью наблюдались над термоклином, преимущественно на поверхности. Согласно исследованиям вертикального распределения первичной продукции, для Черного моря характерно наличие подповерхностного максимума на глубине 5–10 м, что предположительно

связано с оптимальной для фотосинтеза освещенностью в этих слоях [6]. Важно отметить, что при этом глубина хлорофилльного максимума чаще всего находится ниже горизонта максимума первичной продукции, в слое 10–25 м [6, 7, 20]. Рисунок 4 также довольно четко демонстрирует наличие глубинных хлорофилльных максимумов (ГХМ) [10]. Считается, что в Черном море положение и интенсивность ГХМ может зависеть от глубины зимней конвекции и от освещенности (эффекта самозатемнения в частности) [35]. На станции с глубиной 100 и 500 м ГХМ наблюдался 25 апреля, 28 мая, 22 июня (преимущественно на глубине 50 м). На станции с глубиной 50 м в этот период ГХМ не было. Как уже было отмечено, во время и после формирования термоклина, максимум кислорода образуется чаще всего в термоклине или непосредственно под ним, что связано с понижением температуры и, как следствие, с большей растворимостью газа. Таким образом, максимум кислорода характерен

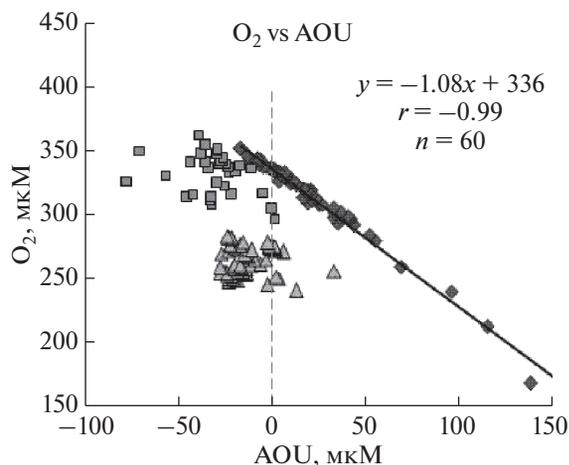


Рис. 5. Зависимость концентрации кислорода в воде от величины АОУ. Ромбы – глубины более 25 м (4 апреля–10 мая) и глубины более 50 м для остальных дат. Квадраты – поверхность (4 апреля), слой 0–10 м (25 апреля–10 мая) и слой 10–25 м (28 мая–26 июля). Треугольники – слой 0–10 м (28 мая–26 июля) и слой 0–25 м (27 августа–26 ноября).

для слоев 10–30 м в период с апреля по май включительно и 20–50 м – с июня по ноябрь.

Сравнение величин концентрации кислорода и АОУ

Концентрация кислорода в верхнем слое моря зависит не только от растворимости кислорода в воде, но и от интенсивности биологических процессов, связанных с потреблением (микробное разложение органического вещества) и выделением кислорода (первичная продукция). Преобладание биологического потребления кислорода выражается в положительных величинах АОУ, а доминирующее влияние фотосинтеза – в отрицательных значениях АОУ. Очевидно, что изменение интенсивности этих биологических процессов определяет вариабельность величин АОУ, что должно оказывать влияние на общую концентрацию кислорода в воде на соответствующих горизонтах.

Мы проанализировали сопряженность изменений концентрации кислорода и величин АОУ (рис. 5). Весь массив данных определенно можно разделить на три группы. Первая группа данных (точки в виде ромбов на рис. 5) характеризует пробы из водных слоев ниже термоклина (с глубин более 25 м для весеннего периода 4 апреля–10 мая и для глубин более 50 м для остальных дат). Как видно из рисунка, для этих вод наблюдается сильная обратная связь концентрации кислорода в воде с величиной АОУ ($r = -0.99$, $n = 60$). Увеличение положительных значений АОУ при уменьшении концентрации кислорода обусловлено, по-видимому, возрастанием деструкционных процессов (микробиологического окисле-

ния) в этом слое водной толщи, куда поступает оседающее органическое вещество из верхнего продукционного слоя. При этом очевидно, что в этой дисфотической зоне фотосинтетическое выделение кислорода происходит не столь интенсивно, поэтому наблюдается столь ярко выраженная корреляция.

Вторая обособленная группа точек (квадраты) на рис. 5 расположена в зоне отрицательных значений АОУ и высоких концентраций кислорода. При этом связь этих параметров была достаточно слабой, хотя тенденция увеличения концентрации кислорода с уменьшением отрицательных значений АОУ прослеживается. Величина отрицательных значений АОУ с большой долей вероятности может быть объяснена интенсивностью фотосинтетических процессов фитопланктона, связанных с выделением кислорода. Таким образом, при ускорении продукционных процессов увеличивается выделение кислорода, что отражается на величине отрицательных значений АОУ и на концентрации кислорода в воде в соответствующей точке водной толщи. Эти точки характеризуют пробы из верхнего слоя водной толщи в весенне-летний период (поверхность 4 апреля, верхний 10 м слой 25 апреля–10 мая, подповерхностный слой 10–25 м 28 мая–26 июля) что представляет собой пространственно-временной оптимум для фотосинтетической активности фитопланктона.

Третья группа точек на рис. 5 (треугольники) обозначает пробы из верхнего 10 м слоя воды в весенне-летний период (28 мая–26 июля) и верхнего 25 м слоя в летне-осенний период (27 августа–26 ноября). Эти периоды характеризуются сезонным снижением активности фитопланктона. В этих пробах значения АОУ были отрицательными, но небольшими по модулю и в узком диапазоне, что, по-видимому, отражает более низкую фотосинтетическую активность фитопланктона (и более низкое выделение кислорода), чем в предыдущей группе точек. Точки третьей группы образуют на рис. 5 плотное скопление, что отражает низкую вариабельность значений как АОУ, так и концентрации кислорода, т.е. определенное постоянство условий потребления и выделения кислорода в летне-осенний период.

Сравнение величин АОУ и концентрации хлорофилла “а”

Если рассматривать отрицательную величину АОУ как показатель фотосинтетического выделения кислорода, т.е. продукционной активности фитопланктона, то необходимо проанализировать связь этих величин с показателем обилия одноклеточных водорослей – концентрацией хл “а”. Хл “а” – это пигмент фитопланктона, непосредственно участвующий в процессе фотосинтеза,

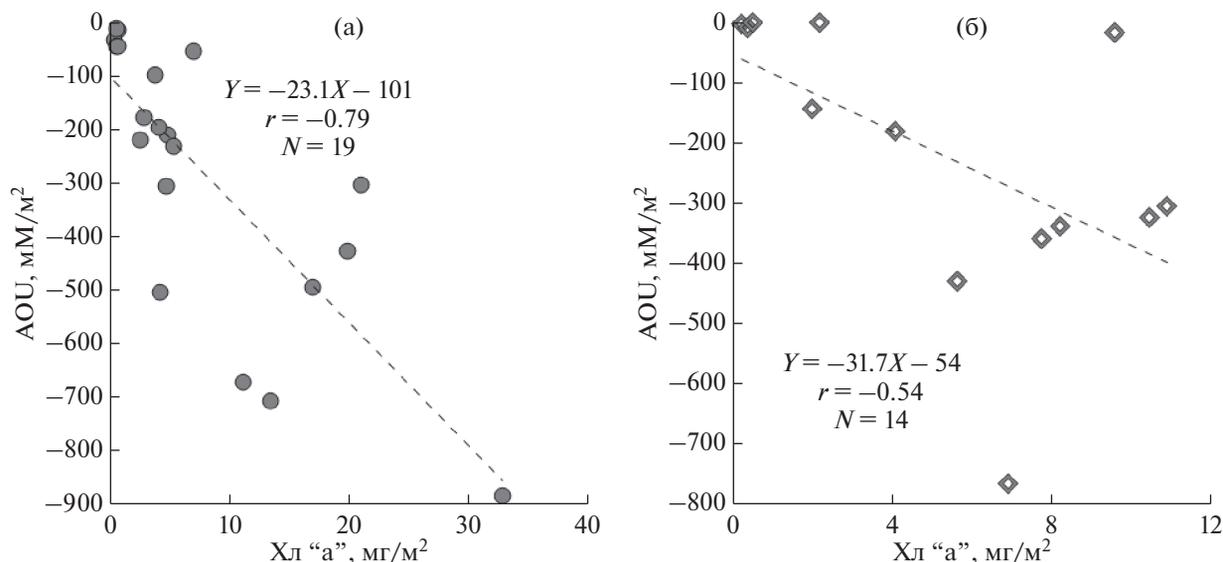


Рис. 6. Зависимость интегральной величины АОУ от интегрального содержания хлорофилла "а" в верхнем слое водной толщи в весенний (а) и осенний (б) периоды.

при котором происходит выделение кислорода. Как известно, количественные характеристики фотосинтетической активности водорослей (ассимиляция углерода и выделение кислорода) зависят, главным образом, от интенсивности света, концентрации хл "а" и содержания основных биогенных элементов.

Следует отметить, что сравнение величины АОУ и концентрации хл "а" в соответствующих пробах некорректно, т.к. они отражают процессы разных временных масштабов. Если отрицательная величина АОУ характеризует интенсивность фотосинтетического выделения кислорода для достаточно короткого периода, предшествующего моменту измерений, то концентрация хл "а", измеренная в пробе воды, характеризует результат более длительного периода формирования биомассы фитопланктона. При этом в процессе такого формирования клетки фитопланктона могут претерпевать значительные вертикальные перемещения. Поэтому наиболее корректно сравнивать значения данных параметров, интегрированных для верхней толщи воды. Для сравнительного анализа мы интегрировали по глубине отрицательные значения АОУ и соответствующие значения концентраций хл "а" для каждой станции.

В весенний период (4 апреля–28 мая), когда фотосинтетическая активность фитопланктона максимальна, интегральная величина АОУ существенно коррелирует ($r = -0.79$, $n = 19$) с суммарным содержанием хл "а" в верхнем слое водной толщи (рис. 6а). В летний период (22 июня–28 августа), при меньшей активности фитопланктона, корреляция между параметрами отсутствовала. Отсутствие корреляции между АОУ и хл "а" мо-

жет быть объяснено обилием полулабильного органического вещества, накопленного во время весеннего цветения [24, 41], деструкция которого существенно влияет на величину АОУ. В осенний период (28 сентября–26 ноября) проявилась связь между АОУ и суммарным содержанием хл "а", но она была значительно слабее ($r = -0.54$, $n = 14$), чем весной (рис. 6б).

Значительное отклонение точек от линии регрессии для весеннего периода (рис. 6а) возможно объясняется снижением интегральной фотосинтетической активности фитопланктона в ранневесенний период в начале апреля (нижние точки), либо наоборот существенным ее увеличением в начале мая (верхние точки) по сравнению с общим трендом соотношения между интегральной концентрацией хл "а" и эффектом его активности, выражаемой через величину АОУ. Аналогично и для осеннего периода (рис. 6б) отклонения точек от линии регрессии возможно объясняется увеличением интегральной активности фитопланктона в конце сентября на мористой станции с глубиной 500 м (верхняя отклоняющаяся точка) относительно других точек со сходными величинами интегральной концентрации хл "а" и соответственно значительным уменьшением активности фитопланктона практически до нуля в конце ноября при достаточно высоких концентрациях хл "а". Очевидно, что при сходном уровне интегрального содержания хлорофилла, отражающего обилие фитопланктона, фотосинтетическая активность (а, следовательно, и величина АОУ) значительно варьирует в разных районах на протяжении сезона, что обусловлено варьированием значений основных факторов, определяющих первичную продуктивность (содержание биогенных элемен-

тов, уровень освещенности, физиологическое состояние и видовой состав фитопланктона).

ВЫВОДЫ

В результате исследований динамики распределения кислорода, АОУ и хл “а” относительно сезонного термоклина в северо-восточной части Черного моря в 2012 г. установлена взаимосвязь между этими параметрами. Показано, что в слоях под термоклином концентрации кислорода обратно пропорциональны положительным величинам АОУ, что может отражать связь АОУ с деструкционными процессами в этих слоях, связанными с потреблением кислорода. Взаимосвязь интегрированных величин хл “а” и интегрированных отрицательных значений АОУ может отражать зависимость АОУ от продукционных процессов, в значительной степени определяющих насыщение вод кислородом. Более точная оценка вклада биологических процессов (продукционных и деструкционных) в изменчивость величин АОУ может быть получена при параллельных измерениях АОУ, первичной продукции и бактериальной деструкции.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема № 0128-2021-0007), при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00459).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акимов Е.А., Полонский А.Б., Станичный С.В.* Параметризация вертикального профиля температуры в сезонном термоклине Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 3. С. 21–29.
2. *Андрусов Н.И.* Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции 1890 г. // *Изв. Русского географ. общ.* 1890. Т. 26. № 5. С. 398–409.
3. *Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б. и др.* Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы // *Океанология*. 2015. Т. 6. № 55. С. 964–971.
4. *Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Подымов О.И. и др.* Экологический мониторинг пелагического сообщества // *Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции “Черное море – 2017” на МНИС “Ашамба”*. М.: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2018. С. 44–66.
5. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 239 с.
6. *Ведерников В.И.* Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море в весенний и летний периоды // *Изменчивость экосистемы Черного моря: Естественные и антропогенные факторы*. М.: Наука, 1991. С. 128–147.
7. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различных сезонных глубоководных районах Черного моря // *Океанология*. 1997. Т. 33. № 2. С. 414–423.
8. *Ведерников В.И., Демидов А.Б.* Долговременная и сезонная изменчивость хлорофилла и первичной продукции в восточных районах Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М.: Наука, 2002. С. 212–234.
9. *Ведерников В.И., Коновалов Б.В., Кобленц-Мишке О.И.* Особенности распределения первичной продукции и хлорофилла в Черном море осенью 1978 г. // *Экосистемы пелагиали Черного моря*. М.: Наука, 1980. С. 66–84.
10. *Ведерников В.И., Коновалов Б.В., Кобленц-Мишке О.И.* Сезонные изменения пигментов фитопланктона в прибрежных водах северо-восточной части Черного моря // *Сезонные изменения черноморского планктона*. М.: Наука, 1983. С. 66–84.
11. *Востоков С.В., Лисицын Б.Е., Коновалов Б.В. и др.* Мезомасштабная изменчивость концентраций хлорофилла-а, взвешенного органического вещества и спектральных показателей поглощения света пигментами фитопланктона в поверхностном слое северо-восточной части Черного моря // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря*. М.: Наука, 2002. С. 235–247.
12. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // *Изв. РАН. Физ. атм. осф. и океана*. 2013. Т. 49. № 6. С. 717–732.
13. *Иванов А.* Введение в океанографию. М.: Мир, 1978. 574 с.
14. *Кубряков А.А., Белокопытов В.Н., Зацепин А.Г. и др.* Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35. № 5. С. 449–468.
15. *Полонский А.Б., Котолупова А.А.* Долгопериодная изменчивость растворенного кислорода и температуры верхнего слоя вод Черного моря // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 1. С. 22–32.
16. *Поляков С.Г.* Изучение зоны сосуществования кислорода и сероводорода: гидрохимические аспекты // *Структура и продукционные характеристики планктонных сообществ Черного моря*. М.: Наука, 1989. С. 23–37.
17. *Розанов А.Г.* Окислительно-восстановительная стратификация воды Черного моря // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 4. С. 544–549.
18. *Романова Н.Д., Часовников В.К., Арашкевич Е.Г.* Оценка состояния экосистемы шельфово-склоновой зоны северо-восточной части Черного моря на основе индекса трофности (TRIX) // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 120–124.
19. *Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана.* / Под ред. Сапожникова В.В. М.: Изд-во ВНИРО, 2003. 202 с.
20. *Сорокин Ю.И.* Черное море: Природа, ресурсы. М.: Наука, 1982. 218 с.
21. *Стунжас П.А., Якушев Е.В.* О тонкой гидрохимической структуре редокс зоны в Черном море по результатам измерений открытым датчиком кислорода и по батометрическим данным // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 5. С. 672–684.

22. Хайлов К.М. Экологический метаболизм в море. Киев: Наукова Думка, 1971. 252 с.
23. Arar E.G., Collins G.B. U.S. Environmental Protection Agency method 445.0 In Vitro Determination of Chlorophyll a and Pheophytin a in Marine and Freshwater Algae by Fluorescence, revision 1.2 // Cincinnati, Ohio, U.S. Environmental Protection Agency, National Exposure Research Laboratory, Office of Research and Development. 1997. P. 1–22.
24. Cauwet G., Deliat G., Krastev A. et al. Seasonal DOC accumulation in the Black Sea: a regional explanation for a general mechanism // Marine Chemistry. 2002. № 79. P. 193–205.
25. Chen W., Wangersky P.J. Production of dissolved organic carbon in phytoplankton cultures as measured by high-temperature catalytic oxidation and ultraviolet photo-oxidation methods // Journal of Plankton Research. 1996. V. 18. № 7. P. 1201–1211.
26. Holm-Hansen O., Riemann B. Chlorophyll-a determination: improvements in methodology // Oikos. 1978. V. 30. P. 438–447.
27. Kara A.B., Helber R.W., Boyer T.P. et al. Mixed layer depth in the Aegean, Marmara, Black and Azov Seas: part I: general features // Journal of Marine Systems. 2009. V. 78. P. S169–S180.
28. Kapranov S.V., Kovrigina N.P., Troshchenko O.A. et al. Long-term variations of thermohaline and hydrochemical characteristics in the mussel farm area in the coastal waters off Sevastopol (Black Sea) in 2001–2018 // Cont. Shelf Res. 2020. V. 206. 104185.
29. Konovalov S.K., Murray J.W. Variations in the chemistry of the Black Sea on a time scale of decades (1960–1995) // Journal of Marine Systems. 2001. V. 31. P. 217–243.
30. Libes S. Introduction to Marine Biogeochemistry. 2nd edition. San Diego: Academic Press, 2009. 909 p.
31. Margolin A.R., Gonnelli M., Hansell D.A. et al. Black Sea dissolved organic matter dynamics: Insights from optical analyses // Limnol. Oceanogr. 2018.
32. Mikaelyan A.S., Zatsepin A.G., Chasovnikov V.K. Long-term changes in nutrient supply of phytoplankton growth in the Black Sea // Journal of Marine Systems. 2013. V. 117–118. P. 53–64.
33. Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G., Solovyev V.A. et al. The short timescale variability of the oxygen inventory in the NE Black Sea slope water // Ocean Sci. 2018. V. 14. P. 1567–1579.
34. Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A. The influence of organisms on the com-position of seawater // NY: Intersc., 1963. V. 2. P. 26–77.
35. Ricour F., Capet A., D'Ortenzio F. et al. Dynamics of the deep chlorophyll maximum in the Black Sea as depicted by BGC-Argo floats // Biogeosciences. 2021. V. 18. № 2. P. 755–774.
36. Stanev E.V., Peneva E., Chirkova B. Climate Change and Regional Ocean Water Mass Disappearance: Case of the Black Sea. // Journal of Geophysical Research. Oceans. 2019: V. 124. № 7. P. 4803–4819.
37. Tuğrul S., Murray J.W., Friederich G.E. et al. Spatial and temporal variability in the chemical properties of the oxic and suboxic layers of the Black Sea // Journal of Marine Systems. 2001. V. 135. P. 29–43.
38. Weiss R.F. The solubility of nitrogen, oxygen, and argon in water and seawater // Deep Sea Research. 1970. V. 17. P. 721–735.
39. Yakushev E.V., Arkhipkin V.S., Antipova E.A. et al. Seasonal and interannual variability of hydrology and nutrients in the Northeastern Black Sea // Chemistry and Ecology. 2007. V. 23. № 1. P. 29–41.
40. Yakushev E.V., Newton A. Introduction: Redox Interfaces in Marine Waters // Chemical Structure of Pelagic Redox Interfaces: Observation and Modeling. The Handbook of Environmental Chemistry. Heidelberg: Springer, 2013. V. 22. P. 1–12.
41. Yamashita Y., Tanoue E. Production of bio-refractory fluorescent dissolved organic matter in the ocean interior // Nature Geoscience. 2008. V. 1. P. 579–582.

Studies of Seasonal Variability of Oxygen, Apparent Oxygen Utilization and Chlorophyll-A in the Northeastern Part of the Black Sea in 2012

A. V. Kostyleva^{a, #}, S. A. Mosharov^a, O. I. Podymov^b

^aShirshov Institute of Oceanology, Moscow, Russia

^bSouthern branch of Shirshov Institute of Oceanology, Gelendzhik, Russia

[#]e-mail: ventis-ire@yandex.ru

This paper deals with seasonal dynamics of concentrations of dissolved oxygen, chlorophyll-a (Chl “a”) and apparent oxygen utilization (AOU). The data were collected on a 5-mile transect perpendicular to the coastline of the Golubaya Bay (Gelendzhik, NE Black Sea) in 2012 from April to November inclusive. It is shown that the maximum oxygen content during the study period in most cases is observed in the thermocline layer or directly below it, and the minimum values of AOU (negative values reflecting the maximum photosynthetic oxygen release) are above the thermocline. The maximum content of Chl “a” is most often located at a depth of 10–20 m, i.e. in spring and summer it is mostly located within the thermocline, and in autumn – above it. It is shown that the oxygen content in the upper water layer is largely determined by the solubility of the gas in the sea water at a given temperature and salinity. Biological processes of oxygen release and consumption (production and destruction of organic matter) have less influence on its seasonal dynamics in the upper layer. In the water layer under the thermocline, AOU can serve as an indicator of destruction processes.

Keywords: Black Sea, seasonal dynamics, oxygen, chlorophyll-a, apparent oxygen utilization, seasonal thermocline, production and destruction processes

УДК 573.22.087:574.5

ОЦЕНКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В РАЗЛИЧНЫЕ СЕЗОНЫ ПО СУДОВЫМ И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2022 г. В. И. Звалинский^{1, *}, П. В. Лобанова², П. Я. Тищенко¹,
В. Б. Лобанов¹, А. Д. Маховиков²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения
Российской академии наук, Владивосток, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: biomar@mail.ru

Поступила в редакцию 14.02.2022 г.

После доработки 21.03.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В работе проанализированы данные десяти экспедиций, выполненных в северной части Японского моря (36°–47° с.ш. и 130°–141° в.д.), включая прибрежные воды России, в период с февраля по ноябрь в 2000–2015 гг., что позволило детально рассмотреть особенности первичного продуцирования в различные сезоны. Анализировались результаты судовых СТД-зондирований, концентрации биогенных веществ (БВ) и хлорофилла-*a* (*Chl*), а также спутниковые данные цвета океана. В начале весеннего периода максимальные величины *Chl* наблюдаются в поверхностном слое. В мае, после установления летней стратификации, основная масса *Chl* сосредоточена в слое 20–40 м. Осенью, в середине октября, начинается разрушение летней стратификации и происходит увеличение снабжения эвфотического слоя БВ, вследствие чего возрастает содержание *Chl*. Величина суммарной первичной продукции (*P*) в слое фотосинтеза по судовым оценкам оказалась примерно в два раза выше спутниковых оценок – 400 и 224 г С/м² год, соответственно. Проанализированы причины таких различий.

Ключевые слова: хлорофилла-*a*, первичная продукция, Японское море, эвфотический слой, спутниковые данные, цвет океана

DOI: 10.31857/S0030157422050215

ВВЕДЕНИЕ

Японское море соединяется мелкими проливами с соседними бассейнами – Охотским морем, Тихим океаном и Восточно-Китайским морем. Поскольку глубина проливов не превышает 130 м, формирование промежуточных, глубинных и донных вод происходит непосредственно в море [41]. Другая особенность моря состоит в том, что в нем происходит взаимодействие субарктических вод, которые формируются в северной части, с субтропическими водами, поступающими из Восточно-Китайского моря через Корейский пролив [41]. В районе взаимодействия этих вод (обычно между 39 и 41° с.ш.) образуется устойчивый субарктический фронт, разделяющий море на две климатические зоны [41]. Кроме того, в Японском море идут интенсивные процессы образования мезомасштабных вихрей [9]. Благодаря этим географическим и океанографическим особенностям Японское море часто рассматривают

как океан в миниатюре [41]. Представления, полученные о процессах в Японском море можно, с известной долей условности, переносить на Мировой океан в целом. Сходство на этом не заканчивается. Известно, что в настоящее время происходят глобальные изменения в состоянии вод Мирового океана – уменьшение содержания кислорода [38] и величины рН [23]. Подобные процессы наблюдаются и для открытой части Японского моря [15, 42]. Наблюдаемые изменения, с общепринятой точки зрения, обусловлены стагнацией вод и ростом содержания углекислого газа в атмосфере. Дополнительно, эти изменения могут усиливаться ростом первичной продукции (*P*; используемые в статье обозначения и аббревиатура даны в таблице 1), обусловленной эвтрофикацией вод Японского моря. Такое предположение было сделано в работе [13].

Исследования *P* в северной части Тихого океана, в том числе и в Японском море, были начаты

Таблица 1. Используемые в статье символы и аббревиатура

Символ и аббревиатура	Расшифровка символа	Единицы измерения
P	Первичная продукция	г С/м ² день
P_{ship}	Первичная продукция на основе судовых измерений (модель POIM)	г С/м ² день
P_{sat}	Первичная продукция на основе спутниковых наблюдений (модель VGPM)	г С/м ² день
p^b	Удельная максимальная скорость фотосинтеза по судовым данным (ассимиляционное число)	мг С/мг <i>Chl</i> ч
P_{Sat}^b	Ассимиляционное число по спутниковым данным, как функция температуры воды	мг С/мг <i>Chl</i> ч
Chl	Концентрация хлорофилла-а	мг/м ³
Chl_{sat}	Концентрация хлорофилла-а по спутниковым данным	мг/м ³
Chl_{eu}	Содержание хлорофилла-а в эвфотическом слое по судовым данным	мг/м ²
Chl_{euSat}	Содержание хлорофилла-а в эвфотическом слое по спутниковым данным	мг/м ²
Chl_{opt}	Концентрация хлорофилла-а в первом оптическом слое по судовым данным	мг/м ³
БВ	Биогенные вещества (P, N, Si)	мкМ
ФАР	Фотосинтетически активная радиация	(моль квантов/м ² день)
I_o	Интенсивность света на поверхности моря	моль квантов/м ² час
I_c	Интенсивность света, соответствующая компенсационной глубине	(моль квантов/м ² час)
I_k	Интенсивность света, при которой световая кривая переходит к насыщению, равная ≈ 10% от падающей на поверхность воды ФАР	моль квантов/м ² час
T_d	Долгота дня	час
k_d^{490}	Коэффициент диффузного ослабления света в воде для длины волны 490 нм	м ⁻¹
Z_c	Компенсационная глубина	м
Z_{euSat}	Глубина эвфотического слоя, оцененная из спутниковых данных	м
Z_{mld}	Глубина перемешивания верхнего слоя моря	м
Z_{cr}	Критическая глубина, меньше которой скорость продукции в столбе воды превышает скорость потери биомассы	м
Z_{opt}	Глубина первого оптического слоя	м
ТПО	Температура поверхности океана	градус Цельсия
PODAAC	Physical Oceanography Distributed Archive Center	
DIM	Depth-Integrated Models	
POIM	Pacific Oceanological Institute Model	
VGPM	Vertically Generalized Production Model	

Институтом океанологии им. П.П. Ширшова в начале 60-х годов 20-го века на НИС “Витязь” методом радиоуглеродной метки C^{14} . В этих экспедициях было установлено, что P в субарктической климатической зоне Японского моря пре-

вышала 500 мг С/м² день, а в субтропической части находилась в пределах 250–500 мг С/м² день [7, 8]. Обзор последних работ по исследованию P и продукционных характеристик вод Японского моря дан в [23, 27, 31]. Из этих обзоров следует,

что большинство исследований выполнено на основе спутниковых наблюдений цвета океана со сканера SeaWiFS [14, 19–21] и с использованием модифицированного варианта модели VGPM (Vertically Generalized Production Model) [20]. Благодаря спутниковым наблюдениям ясно зафиксировано “цветение” фитопланктона для весеннего и осеннего сезонов, немного отличающееся по времени для разных климатических зон Японского моря [22, 29].

Ранее нами были проведены измерения содержания хлорофилла-а (*Chl*), биогенных веществ (БВ) и величины *P* радиоуглеродным методом в столбе воды в северной части Японского моря по результатам пяти экспедиций для весеннего и осеннего сезонов [3–5, 10]. Целью настоящей работы является оценка *P* в северной части Японского моря для всех сезонов с использованием двух интегрированных по глубине моделей восстановления *P*, которые относятся к типу DIM (Depth-Integrated Models) [20]. Данный тип моделей предполагает использование интегрированных от поверхности до глубины эвфотического слоя функций всех входящих в них переменных: часто это концентрация *Chl* и фотосинтетически активная радиация (ФАР). Немаловажным параметром таких моделей является также и удельная максимальная скорость фотосинтеза, которая обычно берется для слоя оптимальных для фотосинтеза условий. Величины *P* были рассчитаны по данным судовых наблюдений Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва (ТОИ ДВО РАН), выполненных в различные сезоны года, и спутниковой информации. Сравнение результатов позволило установить возможные причины ошибок в оценках *P* Японского моря и рассмотреть особенности сезонных изменений *Chl*, *P* и определяющих их абiotических факторов среды в северной части моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В работе проанализированы данные десяти экспедиций, выполненных в северной части Японского моря в районе 36°–47° с.ш. и 130°–141° в.д., включающей прибрежные воды России, в 2000–2015 гг. в периоды с февраля по ноябрь, охватывающие практически все четыре сезона (рис. 1). Экспедиции выполнялись на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (La) и “Профессор Гагаринский” (Ga). Для анализа использованы судовые данные: результаты STD-зондирований, измерения концентрации БВ и *Chl* и спутниковые данные из баз Climate Change Initiative Ocean Colour, версия 3.1 и NASA Ocean Color Web [21].

Для оценки дневной *P* в слое фотосинтеза использованы две модели типа DIM: модель, разработанная в ТОИ ДВО РАН, POIM (Pacific Oceanological Institute Model) [3, 6] и модель VGPM

(Vertically Generalized Production Model) [19, 20]. Для модели POIM использованы следующие судовые данные: температура воды по данным STD-зондирований, концентрации БВ ($\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ и PO_4), полученные в соответствии с методикой [25] и концентрация *Chl*, измеренная спектрофотометрическим методом по методике [28]. Для оценки *P* с применением модели VGPM в работе использованы следующие спутниковые данные: цвет океана (*Chl*) и коэффициент диффузного ослабления света в воде для длины волны 490 нм, k_d490 из базы CCI Ocean Colour, версия 3.1; дневная поверхностная ФАР из базы данных Ocean Productivity (NASA’s Ocean Colour Web); температура поверхности океана (ТПО) из базы данных PODAAC (Physical Oceanography Distributed Archive Center) [21, 37].

Модель POIM. В основе расчета *P* лежит разработанная нами ранее модель непрямоугольной гиперболы для фотосинтеза, описывающей зависимость фотосинтеза от интенсивности света, полученная с учетом механизма фотосинтеза [3, 6, 44]:

$$P = P^m \frac{1 + I/I_k}{2\gamma} \left\{ 1 - \sqrt{1 - \frac{4\gamma I/I_k}{(1 + I/I_k)^2}} \right\}. \quad (1)$$

Здесь P^m – фотосинтез при световом насыщении, мг С/мг *Chl* ч; *I* – интенсивность света, моль квантов/м² час; I_k – световая константа, соответствующая интенсивности света, при которой световая кривая переходит к насыщению, равная ≈10% от падающей на поверхность воды ФАР, моль квантов/м² час; γ – параметр непрямоугольной гиперболы, равный 0.95 для реальных световых кривых морских водорослей. В пределах эвфотического слоя интенсивность света уменьшается по логарифмическому закону от величины I_o (на поверхности моря) до $I_c \approx 0.01I_o$, где I_c – интенсивность света, соответствующая компенсационной глубине Z_c , на которой скорость фотосинтеза равна скорости дыхания. Нами принято, что нижняя граница эвфотического слоя равна компенсационной глубине, т.е. глубина эвфотического слоя в метрах равна Z_c .

Результат численного интегрирования непрямоугольной гиперболы не зависит от толщины эвфотического слоя и абсолютного значения интенсивности света и равен 0.66. Таким образом, оценка величины дневной *P* в эвфотическом слое по судовым данным проводилась по следующему соотношению [3]:

$$P = 0.66P^b Chl_{eu} T_d. \quad (2)$$

Здесь P^b – удельная максимальная скорость фотосинтеза или ассимиляционное число в подповерхностном слое, мг С/мг *Chl* ч; Chl_{eu} – содержание *Chl* в слое фотосинтеза, мг/м², T_d – долгота

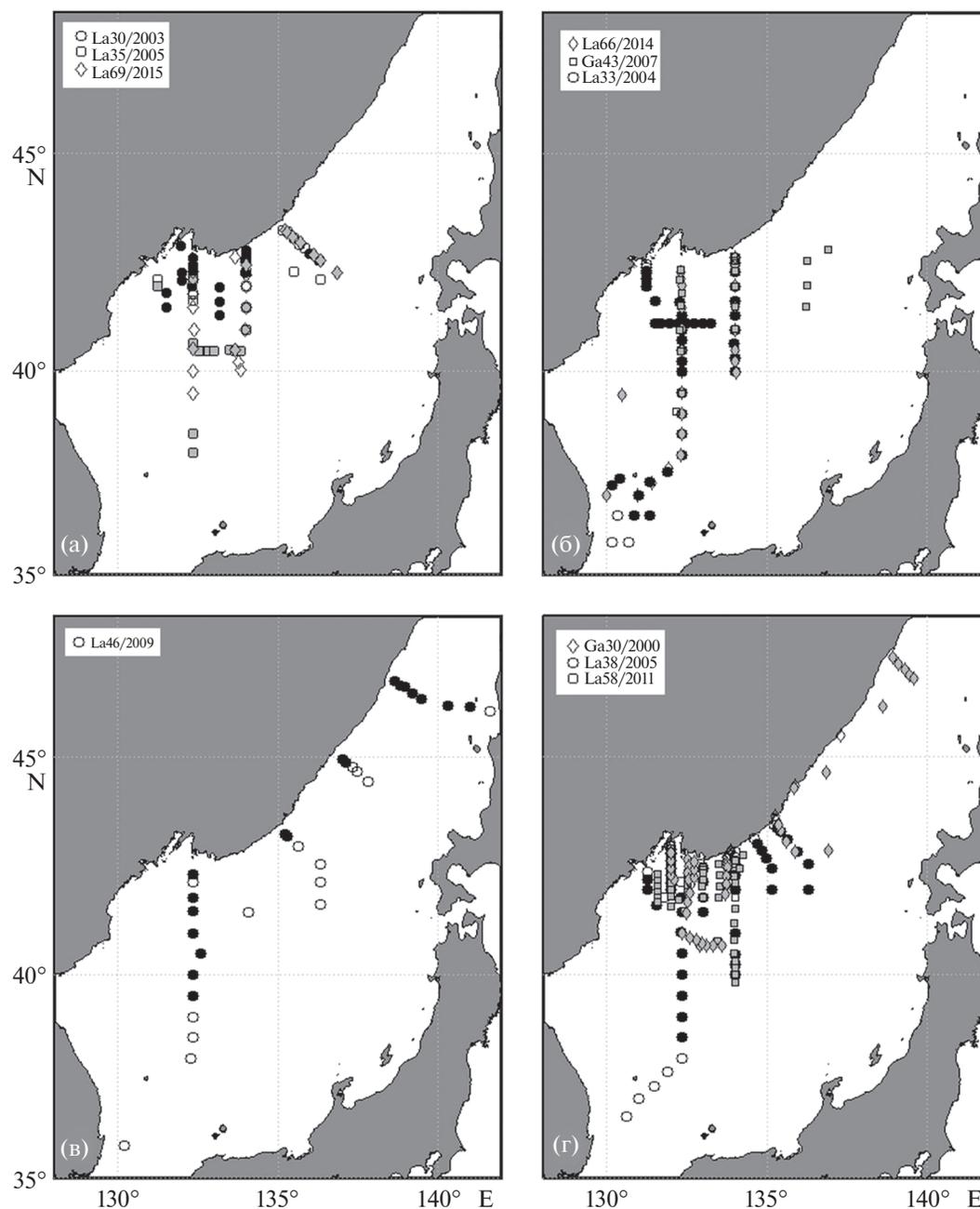


Рис. 1. Схемы расположения станций десяти экспедиций ТОИ ДВО РАН, выполненных в северо-западной части Японского моря в 2000–2015 гг. в период с февраля по ноябрь: (а) зима–начало весны, (б) весна, (в) лето и (г) осень. Значками круг, квадрат и ромб показаны станции различных экспедиций. Заполненные серым и черным значки означают наличие спутниковых данных на момент проведения судовых измерений.

дня, час. На каждой станции суммированием концентрации Chl по вертикали от 0 до Z_c определялось $Chl_{сум}$ и P , рассчитанная по соотношению (2). Соотношение (2) соответствует предложенному ранее уравнению для расчета P в столбе воды (уравнение (12) в [20]). Необходимо отметить, что величина фактора F , используемая в данном уравнении, в нашем случае коэффициент 0.66 в уравнении (2), в моделях DIM весьма слабо зави-

сит от дневной дозы ФАР. Поэтому зависимость P от ФАР учитывается длительностью светового дня.

Ассимиляционное число. К сожалению, мы не имели возможности определять P^b во всех рейсах. Вместе тем, в осеннем рейсе Ga30 (12.10–03.11.2000) [3] нами были определены P^b на всей акватории полигона методом ^{14}C на борту судна: P^b изменялось от 1.4 до 3.3 мг С/мг Chl ч и в сред-

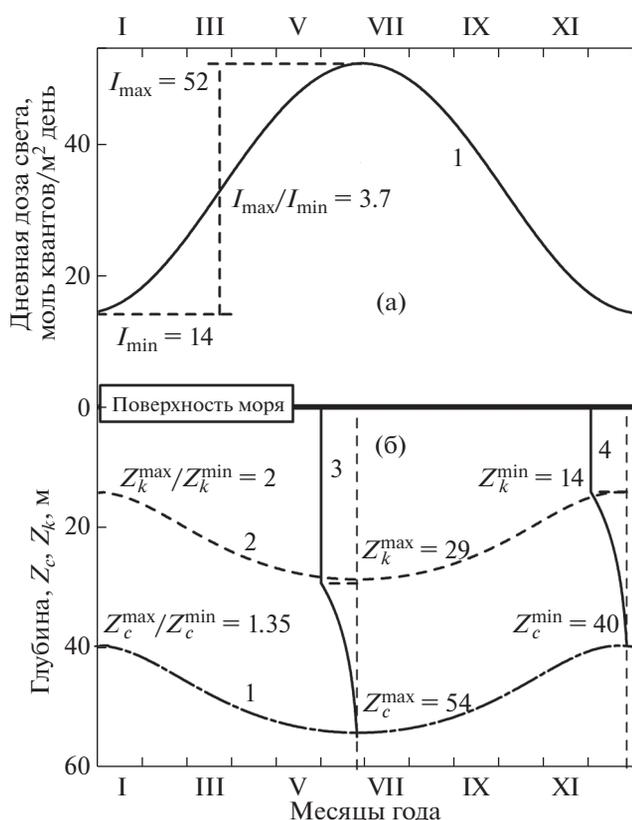


Рис. 2. (а) — дневная доза ФАР (моль квант/м² день), падающей на поверхность моря исследуемой акватории в различные сезоны (1) и соотношение доз лето/зима, (б) — компенсационная глубина, Z_c (граница проникновения минимальной дозы света $I_c \approx 0.4$ моль квантов/м² день): (1) глубина насыщения фотосинтеза, $Z_k \approx (I_k \approx 4$ моль квантов/м² день), (2) их соотношение лето/зима; (3) кривая фотосинтеза летом и (4) зимой и их параметры (цифры), Японское море, 42° с.ш.

нем составляло 2.46 ± 0.87 мг С/мг *Chl* ч. В весеннем рейсе La33 (07–18.05.2004) P^b были определены методом ¹⁴C на борту судна, их величина изменялась от 1.7 до 9.2 мг С/мг *Chl* ч и в среднем составляла 4.46 ± 0.95 мг С/мг *Chl* ч [5]. Кроме этого, в Амурском заливе и заливе Восток (северо-запад Японского моря) P^b рассчитывали из P , определенной по изменению содержания кислорода в склянках. В августе 2008 в Амурском заливе, величина $P^b = 4.3$ мг С/мг *Chl* ч [11], а в заливе Восток, в марте 2016 было получено значение $P^b = 4.68$ мг С/мг *Chl* ч [12]. По данным [7, 8] величина P^b для Тихого океана при концентрации нитратов 0.3–2.0 мкМ составляла от 4.0 до 5.5 мг С/мг *Chl* ч, при меньшем содержании нитратов (<2 мкМ) — 2.0–3.5 мг С/мг *Chl* ч. По данным других авторов значение этой величины находится в пределах 1.8–6.3 мг С/мг *Chl* ч [43]. Таким образом, для весенних и летних месяцев мы брали для расчетов $P^b = 4.5$ мг С/мг *Chl* ч, а для осенних месяцев — 2.5 мг С/мг *Chl* ч.

Долгота дня и дневная доза ФАР. Известно, что величина P определяется, в первую очередь, падающим на растения светом. При расчете P используются разные световые характеристики: долгота дня, интенсивность света, дневная доза [24], эти три параметра могут быть рассчитаны на любой день года с помощью основной астрономической формулы [1, 30]:

$$\sin(h) = \cos(\varphi)\cos(\delta)\cos(\tau) + \sin(\varphi)\sin(\delta). \quad (3)$$

Здесь: h — высота солнца; φ — географическая широта; $\delta = 23^\circ \cos(2\pi(N + 9)/365)$ — склонение (N — порядковый номер дня года, начиная с 1 января); $\tau = 2\pi t/24$ — часового угла (t — время, час). Долгота дня определяется временем от восхода солнца до его захода. Величина ФАР на поверхности моря определяется высотой солнца h над горизонтом: $I = I_0 \sin(h)$, где $I_0 \approx 6$ моль квантов/м² час — солнечная постоянная, соответствующая величине ФАР для безоблачного неба, когда солнце находится в зените, $h = 90^\circ$ [1, 24, 30]. Интегрируя уравнение (3) по времени в течение дня и умножая результат на I_0 , рассчитывали падающую на поверхность моря исследуемой акватории дневную дозу ФАР для соответствующего дня года (рис. 2а). Соотношение (3) позволяет также определить максимальную интенсивность света, когда солнце находится на максимальной высоте в любой день года. Долгота дня T_d определялась нами с использованием формулы, приведенной в [35]. Для этого брались данные широты и дня года.

Глубина эвфотической зоны. В ряде случаев глубина эвфотического слоя измерялась традиционным методом — с помощью диска Секки. Однако этот показатель не всегда доступен измерениям. Например, измерения не могут быть проведены ночью, во время утренних и вечерних сумерек, а также в моменты сильного волнения, дрейфа судна, облачности т.д. По мнению ряда авторов, этот показатель часто не соответствует своему главному назначению — не характеризует глубину эвфотического слоя, т.к. не соответствует Z_c [16, 24, 33]. Так, рост и фотосинтез фитопланктона зависит от абсолютного уровня радиации, а не от его процента. Исследователи давно предлагают вместо Z_c использовать компенсационную дневную дозу света I_c в моль квантов/м² день. Например, в зимние пасмурные дни в умеренных широтах может быть такая интенсивность света на поверхности моря, что в толще воды нет чистого фотосинтеза, хотя глубина 1% остается [16]. С физиологической точки зрения I_c более подходит для характеристики объекта, чем Z_c . В литературе приводятся данные разных авторов о величине компенсационной дневной дозы света от ~ 0.07 до ~ 0.8 моль квантов/м² день [16, 17, 24, 33]. Мы взяли среднюю величину 0.4 моль квантов/м² день. В нашем случае глубина эвфотического

слоя (продукционного слоя) Z_c оценивалась для каждой станции двумя методами: (1) на основе данных о вертикальных профилях концентрации Chl и концентраций главных БВ; (2) на основе данных о компенсационной дневной дозе солнечного света $I_c \approx 0.4$ моль квантов/м² день [24].

Первый метод постулирует, что нижняя граница глубоководного максимума Chl соответствует нижней границе эвфотического слоя, т.е. компенсационной глубине Z_c . Одновременно на этой границе наблюдается резкое повышение содержания нитратов (формирование “нитроклина”) [26, 33, 36].

Второй метод оценки глубины эвфотического слоя предполагает существование компенсационной дневной дозы солнечного света I_c , при которой продукция фитопланктона равна расходам на дыхание. Величина Z_c оценивается по соотношению $Z_c = \ln(I_0/I_c)/k_d$, где k_d — коэффициент диффузного ослабления света. В предыдущих работах установлено, что в районе исследований морская вода имеет достаточно высокую прозрачность, граница эвфотической зоны Z_c составляла от 48 до 54 м, что соответствует коэффициенту диффузного ослабления света равному $k_d \approx 0.095$ – 0.085 м⁻¹ [3–5]. По величине параметра k_d акватория относится к типу II океанических вод [2]. При расчете глубины эвфотического слоя мы использовали величину k_d , равную 0.09 м⁻¹. Известно, что в районе исследований T_d изменяется от 9 час в декабре до 15.2 час в июне, а дневная доза света — это 3.7 раза, от дневной минимальной дозы, что составляет примерно 14 моль квантов/м² день в декабре до дневной максимальной дозы, что составляет примерно 52 моль квантов/м² день в июне (рис. 2).

Таким образом, величина Z_c в течение года изменяется от $Z_c^{\min} = \ln(14/0.4)/0.09 = 39.5$ м до $Z_c^{\max} = \ln(52/0.4)/0.09 = 54.5$ м (рис. 2б, кривая 1). Насыщение фотосинтеза происходит при интенсивности света I_k , которая, как правило, на порядок больше (10% от падающей радиации), чем I_c , и равна $I_k \approx 10 \times I_c \approx 4$ моль квантов/м² день (рис. 2б, кривая 2) [3, 6, 20]. Минимальная доза света в месте исследований $I_D^{\min} = 14$ моль квантов/м² день в три раза превышает дозу насыщения фотосинтеза фитопланктона $I_k \approx 4.0$ моль квантов/м² день. Таким образом, уровень интенсивности света вполне достаточен для поддержания фотосинтеза фитопланктона в течение всего года.

Известно, что интенсивность света I в среде изменяется по закону Бугера–Ламберта–Бера. На рис. 3 показаны кривые фотосинтеза в зависимости от дневной дозы света в воде (в логарифмических координатах) для декабря (минимальная)

и июня (максимальная). Для этих световых кривых продолжительность плато по глубине соизмерима с нелинейной частью, а глубины, соответствующие I_c равны 40 и 54 м в декабре и в июне, соответственно, т.е. отличаются в 1.35 раза, против 3.7 раза в воздухе (рис. 2 и 3).

Модель VGPM. Дневную P в эвфотическом слое рассчитывали с помощью модели VGPM [19, 20]:

$$P_{\text{sat}} = 0.66125P^b Chl_{\text{sat}} \frac{I_0}{I_0 + 4.1} Z_c T_d, \quad (4)$$

где Chl_{sat} — поверхностная концентрация Chl , мг/м³, определенная со спутника; P^b — удельная максимальная скорость фотосинтеза (в слое оптимальных для фотосинтеза условий), мг С/мг Chl ч, как функция ТПО [20]; I_0 — дневная поверхностная ФАР, моль квантов/м² день; T_d — долгота дня, ч, рассчитанная по формуле (3); Z_c — глубина эвфотического слоя, м, восстановленная с помощью закона Бугера–Ламберта–Бера, при этом k_d использовали для всего спектра ФАР как функцию $k_d 490$ [32, 34].

Массивы данных Chl_{sat} и k_{490} представляют собой объединенную информацию с четырех спектрорадиометров: SeaWiFS, MODIS Aqua, MERIS и VIIRS с разрешением 4×4 км и дискретностью 8 суток, т.е. представляют собой среднее значение за этот промежуток времени. Из-за повышенной облачности в указанные периоды экспедиций, использование данных цвета океана с дискретностью 1 сутки не представлялось возможным, поскольку доступной для анализа информации было недостаточно. Данные ФАР со спектрорадиометра MODIS Aqua также имеют пространственное разрешение 4×4 км, а временное — 1 сутки. Изначально, данные ТПО с временным разрешением 1 сутки имели пространственное разрешение 0.01×0.01 градуса, но для соответствия другим спутниковым продуктам, используемым для восстановления P , были проинтерполированы на соответствующую сетку. Все данные брались так, чтобы станция попадала в область 4×4 км.

Считается, что Chl_{sat} представляет собой среднюю концентрацию Chl в слое до первой оптической глубины, т.е. в слое из которого выходит около 90% процентов отраженной из воды солнечной радиации. Поэтому для сравнения спутниковых и судовых оценок поверхностной концентрации Chl (табл. 2, Chl_{sat} и Chl_{opt} соответственно) мы использовали именно этот слой, глубина которого определялась по формуле: $Z_{\text{opt}} = 1/k_d$, где k_d также использовался для всего спектра ФАР. Средние оценки Z_{opt} для всех экспедиций не превысили 10 м.

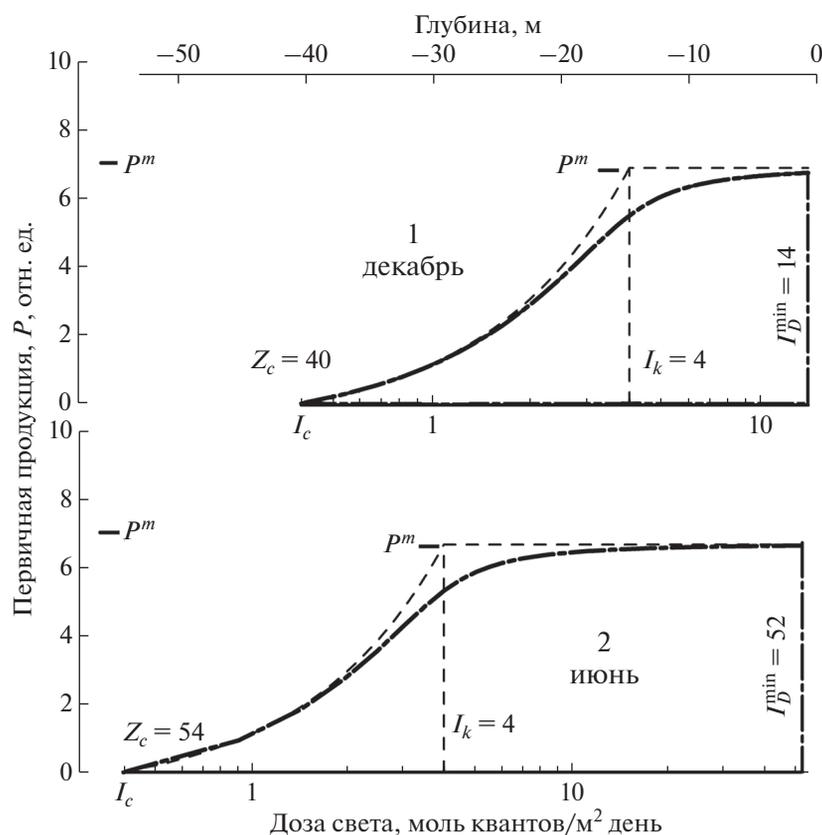


Рис. 3. Световая кривая фотосинтеза зимой (1) и летом (2) в логарифмических координатах (при равномерном распределении Chl): $I_k = 4$ – доза перехода к насыщению; $I_D^{\min} = 14$ и $I_D^{\max} = 52$ – минимальная (зимой) и максимальная (летом) дневная световая доза, моль квантов/м² день; I_D – дневная световая доза; Z – глубина, м (Японское море, 42° с.ш.).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Начало зимне-весеннего “цветения” (La30, La35, La69). Съёмки La30 (25.02–09.03.2003), La35 (16–24.03.2005) и La69 (11.04–05.05.2015) были прове-

дены в зимнее и весеннее время, их результаты характеризуются всеми признаками переходного периода от зимней конвекции к началу весеннего “цветения” фитопланктона. Как видно из рис. 4,

Таблица 2. Осредненные показатели параметров, анализируемых в работе, для всех экспедиций*)

Экспедиция/год	Сроки экспедиции	Долгота дня, час	Дневная доза света, моль квантов/м ² день	Z_c , м (1)/(2)	Chl_{eu} , мг/м ²	Chl_{opt} , мг/м ³	Chl_{sat} , мг/м ³	P_{sat}^b , мг С/мг Chl ч	P_{ship} , г С/м ² день	P_{sat} , г С/м ² день
La30/2003	26.02–03.03	10.7	25.2	63//45	24	0.55	0.53	1.57	0.72	0.20
La35/2005	12–25.03	11.7	32	60//48	28.7	0.34	0.36	2.48	0.84	0.40
La69/2015	11.04–05.05	13.4	42.5	60//50	47.5	1.3	0.97	2.65	1.88	0.81
La66/2014	21–29.04	13.6	44.5	60//52	41.5	0.75	0.56	3.67	1.67	0.60
Ga43/2007	10–17.05	14.4	48.4	53//55	35	0.62	0.54	3.43	1.5	0.77
La33/2004	07–18.05	14.4	48.4	48//54	37	0.63	1.09	4.34	1.58	1.22
La46/2009	09–19.07	14.8	51	55//54	45	0.38	0.32	5.63	1.98	0.77
La38/2005	15.10–01.11	10.2	20.5	57//44	19	0.34	0.47	5.69	0.52	0.75
Ga30/2000	12.10–03.11	10.2	20.3	57//48	19.5	0.44	0.74	4.73	0.51	0.45
La58/2011	27.10–08.11	9.8	18.3	55//43	47	0.67	0.46	4.63	0.87	0.58

вовремя съемки La30 температура воды была низкой ($<0.5^{\circ}\text{C}$) и практически постоянной во всем слое 0–600 м (рис. 4а). Это является результатом зимнего конвективного перемешивания, которое в Японском море достигает значительных глубин [13, 43]. Профили *Chl*, соединений азота ($\text{NO}_2 + \text{NO}_3$) и фосфора (PO_4) указывают на то, что продукция эвфотического слоя доминирует над деструкцией органического вещества – в верхнем слое концентрация *Chl* повышена, а концентрация БВ понижена из-за их ассимиляции (рис. 4б–4г).

Повышенное содержание *Chl* (интегрированное по глубине) наблюдается не только в эвфотическом слое – 24 мг/м² (табл. 1), но и на больших глубинах, при этом во всем слое до 300 м по нашим расчетам суммарное содержание *Chl* в 2–4 раза больше – до 70 мг/м², чем в эвфотическом слое. Этот результат дополнительно свидетельствует об интенсивном вертикальном перемешивании вод, в результате которого клетки фитопланктона увлекаются конвекцией на глубины, существенно превышающие глубину эвфотического слоя.

По профилю *Chl* и БВ (первый метод) невозможно однозначно установить Z_c . Она была оценена с помощью диска Секки и равнялась 45–47 м. Вторым методом ($I_c \approx 0.4$ моль/м² день) дает близкую величину – $Z_c \approx 45$ –48 м (рис. 3). В рейсе La30 величина Chl_{eu} составила 24 ± 11 мг/м² (таблица 2), на всех станциях наблюдались высокие концентрации нитратов 5–15 мкМ (рис. 4в), а P_{ship} в среднем была 0.72 ± 0.18 г С/м² день.

Съемка, проведенная в более поздний (на 2 недели) период в рейсе La35 (16–24.03.2005), показала схожий результат: на станциях севернее 41° с.ш. температура, а также нитраты и фосфаты имели похожий вертикальный профиль, а повышенные значения *Chl* наблюдались до глубины 150–200 м (рис. 4д–4з, ст. 7–8). На станциях к югу от субарктического фронта (южнее 41° с.ш.) на верхних горизонтах температура воды была на 3 – 5°C выше, чем на глубинах (рис. 4д). Следовательно, в этот период, несмотря на интенсивное конвективное перемешивание, на южных станциях сохранялась вертикальная стратификация, обусловленная адвекцией вод из более южных областей и началом радиационного прогресса.

Как и в случае La30, профили *Chl* и БВ для La35 не позволяют однозначно оценить глубину Z_c (оценка 1), поэтому для этого использовались измерения диска Секки, которые дают значения в пределах 44–46 м. Вторым методом дает схожую величину 45–48 м (рис. 4д–4з, табл. 1). Величина Chl_{eu} для этой экспедиции составила 29 ± 7 мг/м², а $P_{ship} = 0.84 \pm 0.21$ г С/м² день (табл. 2).

Первые станции разреза 1 (ст. 1–6) рейса La69 (11.04–05.05.2015) были выполнены 12–13 апреля, через примерно 3 недели после завершения съемки La35 (рис. 4и–4м). На ст. 2 и 5 температура воды на поверхности моря уже превышала температуру воды на глубине 50–100 м почти на 2°C ; профили нитратов и фосфатов также уже отклонялись от вертикального. На южных станциях этого разреза (ст. 30–31), которые выполнялись в конце экспедиции (начало мая), температура воды поверхностного слоя была уже на 7 – 8°C выше в сравнении с глубинными горизонтами (рис. 4и). Концентрация *Chl* увеличивалась от 0.5 на севере (ст. 2) до 2 мг/м³ на юге (ст. 31, рис. 4к). Концентрации соединений азота и фосфора были выше там, где концентрация *Chl* была меньше (ст. 2) и ниже там, где концентрация *Chl* больше (рис. 4л–4м). На этом разрезе наблюдается переход от зимней конвекции (ст. 2) к началу весеннего “цветения” фитопланктона (ст. 5, 6) и далее к летней стратификации (ст. 29–30) (рис. 4и–4м).

Во время рейса La69 (11.04–05.05.2015) начинается бурное развитие фитопланктона, концентрация *Chl* возрастает выше 2 мг/м³, интегральная величина Chl_{eu} достигает 47.5 ± 17 мг/м², а $P_{ship} = 1.88 \pm 0.45$ г/м² день, т.е. это период начала весеннего “цветения” фитопланктона.

Весна, формирование летней стратификации (La66, Ga43, La33). Весной, в апреле и мае месяце были проведены три съемки: La66 (14–29.04.2014), Ga43 (11–17.05.2007) и La33 (07–18.05.2004). В этот период в районе устанавливалась летняя стратификация (рис. 5).

Температура на поверхности моря была на 4 – 12°C выше в сравнении с глубинными горизонтами, вода прогревалась до 50 м (рис. 5а, 5д, 5и). Формы вертикальных профилей *Chl* отличаются от тех, которые были получены в рейсах зимне-весеннего периода (La30, La35, La69). Содержание *Chl* в поверхностном слое уменьшается, более высокие концентрации наблюдаются в слое 20–40 м, где они достигают 2 мг/м³ (рис. 5б, 5е, 5к). Во всех съемках отмечается ассимиляция азота и фосфора до глубин около 20 м, а в некоторых случаях – до 40 м (рис. 5в–5г, 5ж–5з, 5л–5м). При этом соединения азота усваиваются фитопланктоном с большей скоростью, чем фосфора.

В апреле–мае увеличилась долгота дня и дневная доза света: $T_d \approx 13.5$ – 14.3 часов, $I_D \approx 44$ – 47 моль квантов/м² день. В то же время сохранялось достаточно интенсивное снабжение эвфотического слоя БВ. Эти факторы создавали благоприятные условия для роста фитопланктона: среднее значение Chl_{eu} составляло для съемки La66 41.5 ± 16.6 мг/м², а для Ga43 и La33 – 35 ± 10 и 37 ± 10.5 мг/м², соответственно. Во время съемки La33 величина P^b в среднем составляла

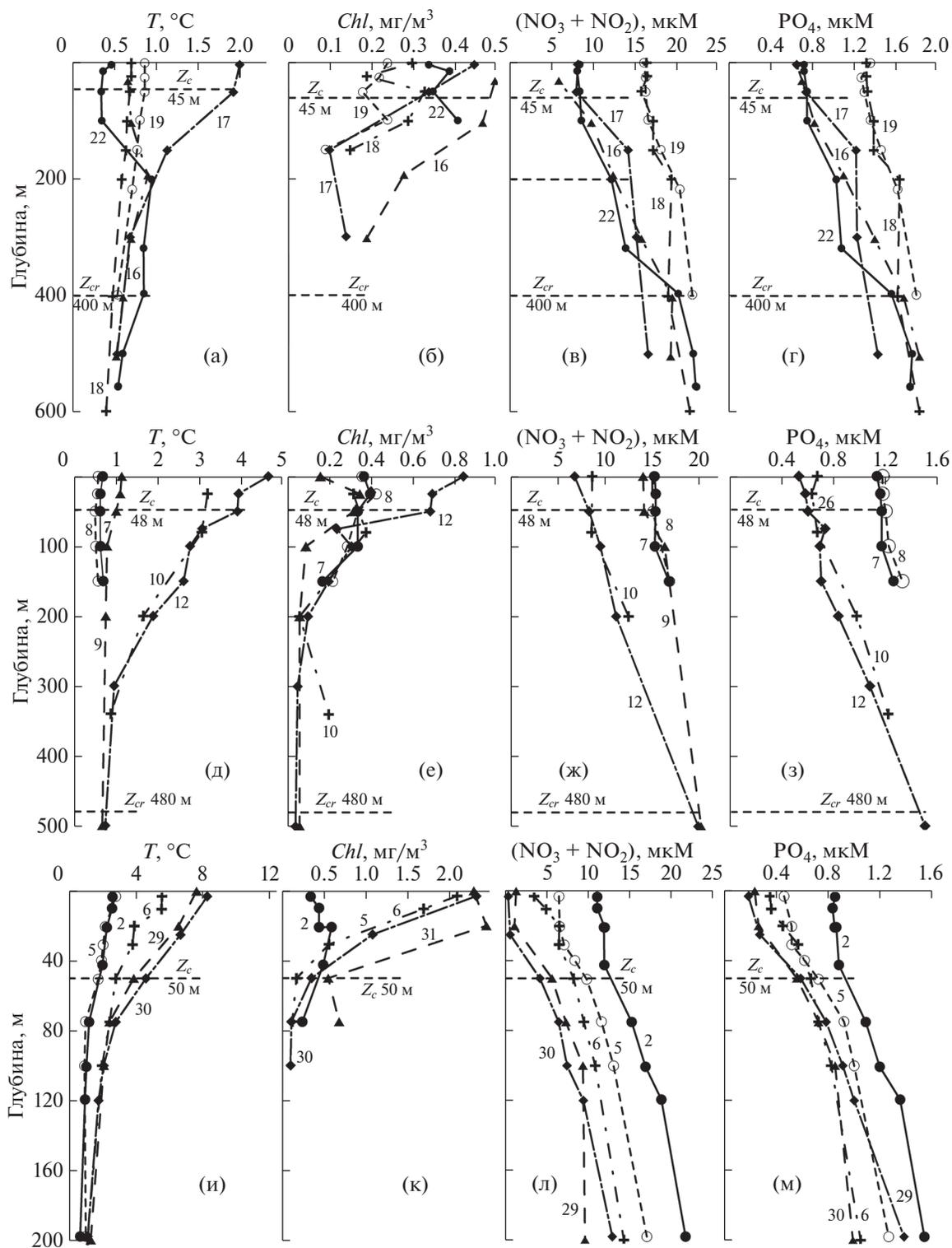


Рис. 4. Вертикальные профили температуры, T (а, д, и), хлорофилла-а, Chl (б, е, к), соединений азота, $(NO_2 + NO_3)$ (в, ж, л), и фосфатов, PO_4 (г, з, м) в рейсах La30 (а–г), La35 (д–з) и La69 (и–м) на разрезе меридиана 132.33° в.д.: Z_c – компенсационная глубина; Z_{cr} – критическая глубина (числа на профилях – номера станций).

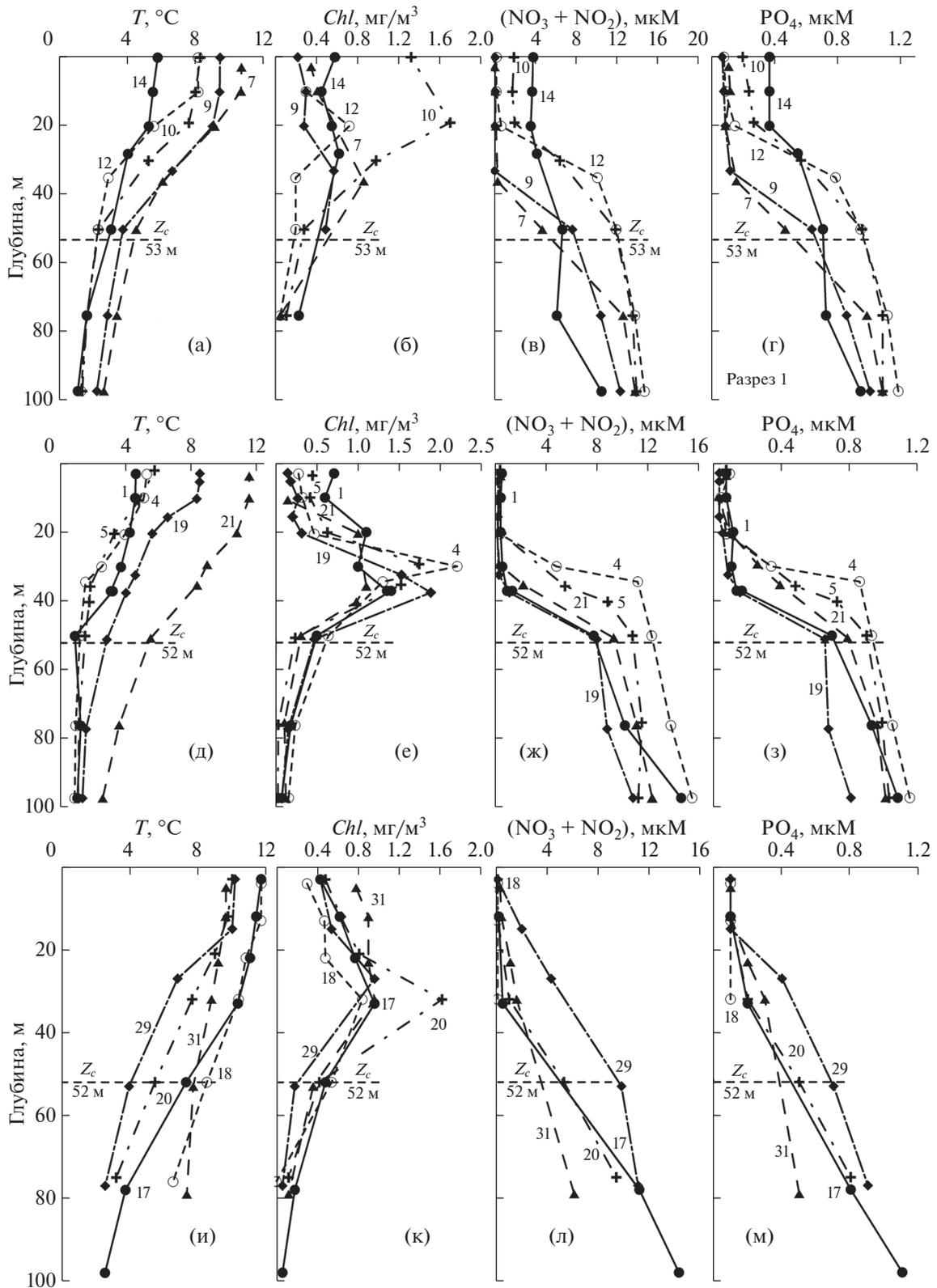


Рис. 5. Вертикальные профили температуры, T (а, д, и), хлорофилла-а, Chl (б, е, к), соединений азота, $NO_2 + NO_3$ (в, ж, л), и фосфатов, PO_4 (г, з, м) в рейсах Ga43 (а–г), La66 (д–з) и La33 (и–м) на разрезе меридиана 132.33° в.д.: Z_c – компенсационная глубина (числа на профилях – номера станций).

4.34 мг С/мг *Chl* ч. Расчеты показали, что для этой съемки величина P_{ship} при учете P^b , измеренного для станций по всему полигону, составила 1.87 ± 0.9 г С/м² день. Для этого же рейса при среднем значении P^b , величина P_{ship} была 1.58 ± 0.45 г С/м² день, т.е. примерно на 15% меньше. Используя среднее значение P^b , полученное в экспедиции La33, мы оценили P_{ship} для съемок, выполненных в других рейсах: La66 — 1.67 ± 0.63 и Ga43 — 1.5 ± 0.5 г С/м² день, соответственно.

Сопоставление профилей *Chl* и *P* для рейса La33 (в котором величина P^b определялась с помощью ¹⁴C на борту судна) показывает, что максимум *P* расположен на той же глубине, что и максимум *Chl* [5]. Таким образом, максимальная продукция соответствует глубине, где синтезируется максимальное количество *Chl*.

Выше указывалось, что в этих съемках основная масса *Chl* наблюдается в слое 20–40 м, а в первом оптическом слое по нашим данным концентрация *Chl* в 2–5 раза меньше, чем на глубине. Спутник регистрирует именно эту меньшую концентрацию, поэтому толщина Z_{euSat} также меньше, чем Z_c и Chl_{euSat} примерно в 2 раза меньше, чем Chl_{eu} . Температура в это время выше (8–12°C), величина P^b тоже выше — $P_{\text{Sat}}^b \approx 3.7\text{--}4.4$ мг С/мг *Chl* ч (против $P^b \approx 4.5$ мг С/мг *Chl* ч). В результате $P_{\text{Sat}} \approx 0.5P_{\text{ship}}$. В это время первый и второй пути оценок Z_c различались незначительно и составляли 52–60 м (рис. 5, табл. 2).

Летне-осенний период (La46, La38, Ga30 и La58). Летом и осенью были проведены четыре съемки: La46 (09–19.07.2009), La38 (15.10–01.11.2005), Ga30 (12.10–03.11.2000) и La58 (27.10–08.11.2011). Их результаты отличаются от весенних более высокими градиентами температуры в слое скачка БВ (сравните рис. 6а–6з и рис. 5д–5м). Летняя съемка La46 отличается высокой концентрацией *Chl*, его интегральная величина Chl_{eu} составляла 45 ± 10 мг/м². Здесь видно, что в первом оптическом слое содержание $Chl_{\text{opt}} \approx 0.38$ мг/м³ в 3–4 раза меньше, чем в максимуме слоя фотосинтеза на глубине 20–40 м (рис. 5б; табл. 2). В период этой съемки наблюдается интенсивное снабжение БВ эвфотического слоя (рис. 6в–6г), которое обеспечивает развитие фитопланктона и высокую $P_{\text{ship}} = 1.98 \pm 0.4$ г С/м² день (табл. 2).

Осенняя съемка La38 (конец октября) проводилась накануне разрушения летней стратификации. Сохраняющийся высокий температурный градиент препятствует поступлению БВ в эвфотический слой, вследствие чего наблюдаются низкие концентрации *Chl* (до ≈ 0.5 мг/м³) и, соответственно, низкая величина $Chl_{\text{eu}} = 19 \pm 9$ мг/м² (рис. 6д–6з). Такие же параметры наблюдались и

при съемке Ga30, выполненной нами осенью 2000 г. [3]. Эти измерения показали величину $P^b = 2.46 \pm 0.87$ мг С/мг *Chl* ч. Вместе с тем, ее спутниковая оценка была в вдвое выше $P_{\text{Sat}}^b = 5.7 \pm 0.87$ мг С/мг *Chl* ч. Из-за того, что $P^b \approx 0.5P_{\text{Sat}}^b$, интегральная продукция по судовым оценкам оказалась в 2 раза ниже, чем по спутниковым: $P_{\text{ship}} = 0.4$ и $P_{\text{Sat}} = 0.75$ г С/м² день [7] (табл. 2; рис. 7).

Более поздняя осенняя съемка La58 (27.10–08.11) проводилась в период разрушения летней стратификации (уменьшение температурного градиента), что приводило к более интенсивному снабжению БВ эвфотического слоя и, вследствие этого, более высоким концентрациям *Chl*, превышающими 2.0 мг/м³ (рис. 6и–6м). Во время рейса La58 была минимальная долгота дня (9.7 час) и дневная доза солнечной радиации (18.3 моль квантов/м² день), несмотря на это в эвфотическом слое синтезировалось много *Chl* (47 ± 16 мг/м²) и отмечалась высокая P_{Ship} (0.87 ± 0.27 г С/м² день). Величины P_{Ship} и P_{Sat} в данном случае отличались незначительно (табл. 2; рис. 7).

На рис. 7 графически представлена временная изменчивость *P* по судовым и спутниковым данным. Как указано выше, в марте (экспедиции La30 и La35) даже в условиях зимней конвекции в эвфотическом слое наблюдалось достаточно высокое значение Chl_{eu} и, так как P_{Ship} восстанавливалась через Chl_{eu} , то ее величины были также относительно высокими — 0.7–0.8 г С/м² день (рис. 7, табл. 1). При этом P_{Sat} была вдвое меньше. Через месяц, в апреле (экспедиции La69 и La66) *P* резко увеличивается: P_{Ship} — до 1.7–1.9 г С/м² день, P_{Sat} — до 0.6–0.8 г С/м² × день. В мае (экспедиции Ga43 и La33) эти показатели незначительно уменьшаются по судовым оценкам, однако, увеличиваются по спутниковым. В июле (экспедиция La46) P_{Ship} достигает своих максимальных значений, превышая весенние: при Chl_{eu} , равном 45 мг/м², P_{Ship} составила примерно 2.0 г С/м² день. Однако по спутниковым оценкам наблюдается обратная ситуация — максимальные величины P_{Sat} , приуроченные к весеннему “цветению” фитопланктона, наблюдаются во второй половине мая (экспедиция La33), после чего наступает снижение первичного продуцирования и развития фитопланктона.

К сожалению, в августе и сентябре съемки не проводились. Осенью (экспедиции La38 и Ga30) P_{Ship} перед разрушением летней стратификацией из-за падения дневной дозы света характеризуется низкими величинами — около 0.4 г С/м² день для обеих экспедиций, в то время как P_{Sat} близка к апрельским величинам. С разрушением летней стратификации и подтоком БВ в эвфотический

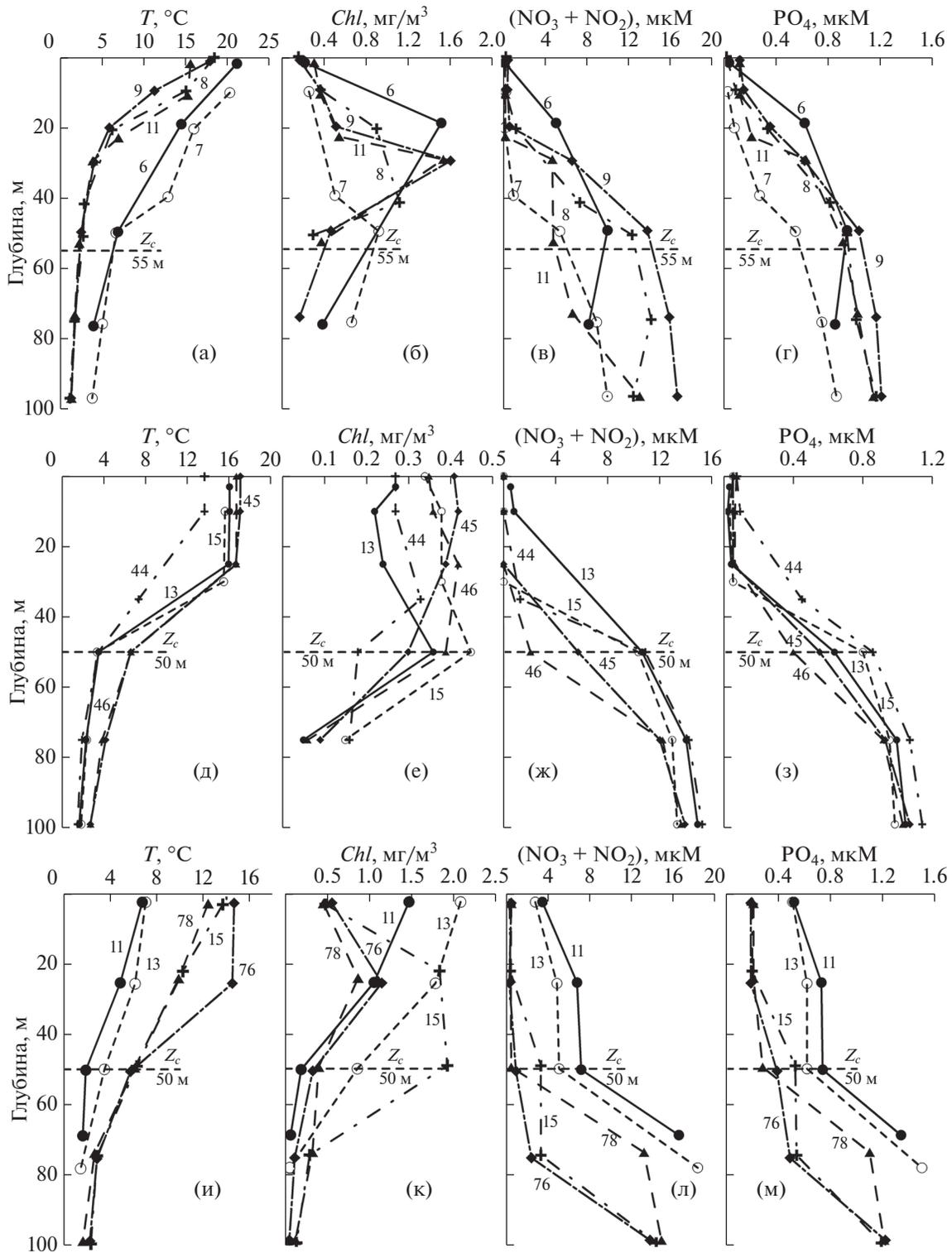


Рис. 6. Вертикальные профили температуры, T (а, д, и), хлорофилла-а, Chl (б, е, к), соединений азота, $(\text{NO}_2 + \text{NO}_3)$ (в, ж, л), и фосфатов, PO_4 (г, з, м), в рейсах La46 (а–г), La38 (д–з) и La58 (и–м) на разрезе меридиана 132.33° в.д.: Z_c – компенсационная глубина (числа на профилях – номера станций).

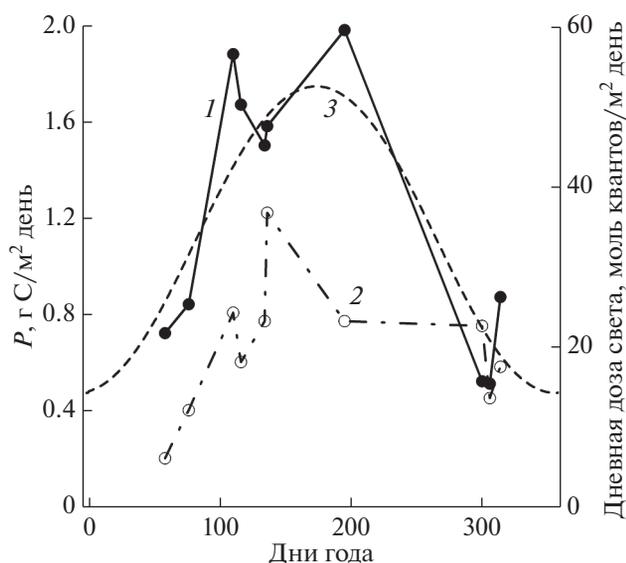


Рис. 7. Сезонная изменчивость оценок первичной продукции по судовым (1) и спутниковым (2) данным, P (г С/м² день), полученных в экспедициях в разные сезоны и годы (табл. 1–2) и дневной дозы солнечного света (3) (моль квантов/м² день).

слой P_{Ship} резко возрастает (экспедиция La58), а P_{Sat} , наоборот, падает, что связано с невозможностью спутникового спектрометра регистрировать сигнал из слоя, расположенного ниже слоя первой оптической глубины, где в это время года сосредоточена основная масса продуцирующего фитопланктона.

На основании приведенных данных (табл. 2, рис. 7, 8) нами была оценена годовая P , которая составила 400 г С/м² год для P_{Ship} и 225 г С/м² год для P_{Sat} . При этом в течение года Chl_{eu} изменялась немногим более чем в 2 раза, от 20 до 47 мг/м².

На рис. 8 представлена диаграмма рассеяния для судовых и спутниковых оценок P для всех исследуемых в работе станций. Корреляция между ними небольшая и составила 0.5 при высоком уровне значимости мене 0.01. Отклонение линии линейной регрессии от линии соответствия показывает, что спутниковые оценки могут быть как занижены, так и завышены во все рассматриваемые сезоны в зависимости от особенностей акватории. Однако на большом количестве станций наблюдались все же более низкие значения спутниковых оценок P по сравнению с судовыми, что

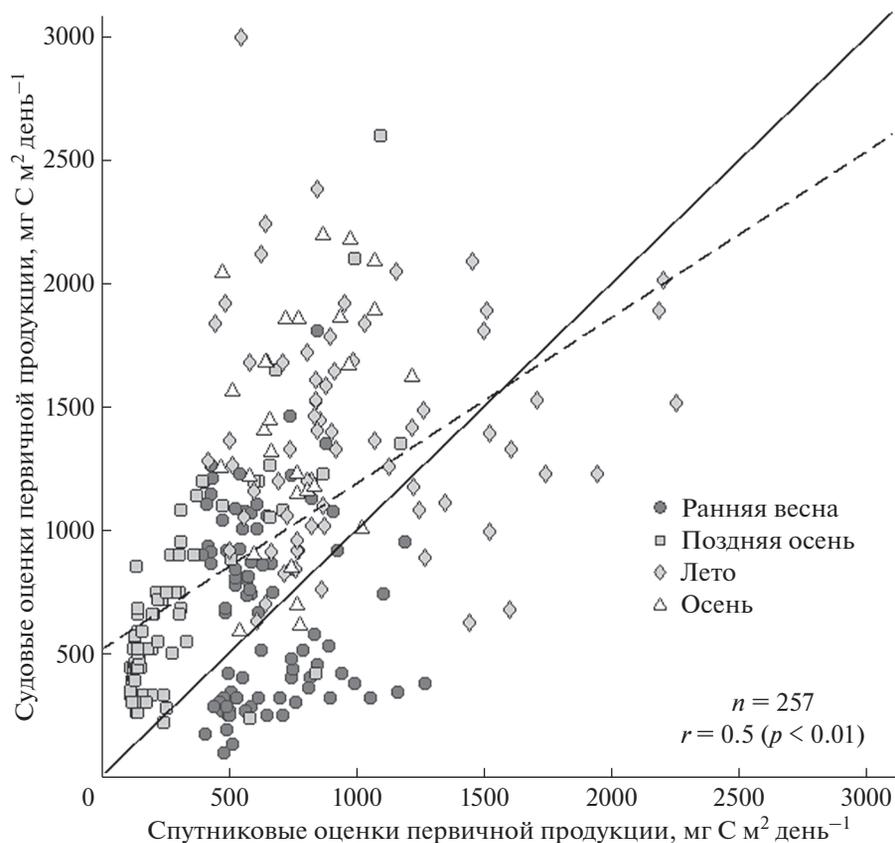


Рис. 8. Диаграмма рассеяния судовых и спутниковых оценок первичной продукции (г С/м² день) для всех исследуемых станций за период 2000–2015 гг. Сплошная линия — линия соответствия, пунктирная линия — линия линейной регрессии.

также видно из средних величин P по экспедициям в отдельности (рис. 7, табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 4 представлена полная картина перехода от режима зимней конвекции к режиму летней стратификации. Из наших результатов следует (табл. 2), что весенняя “вспышка” ($La69 - Chl_{eu} = 47.5 \text{ мг/м}^2$, $P_{Ship} = 1.88 \text{ г С/м}^2 \text{ день}$) характеризуется бурным развитием фитопланктона и, соответственно, высокой продуктивностью. Этому способствует интенсивное снабжение эвфотического слоя БВ и высокая дневная доза света $I_D \approx 44$ моль квантов/м² день. Таким образом, с прекращением зимней конвекции и началом прогресса верхнего слоя моря наступает весеннее “цветение” фитопланктона. Это явление широко обсуждается в литературе [15, 18, 25, 33, 41, 45]. Для объяснения “цветения” фитопланктона Свердрупом была предложена концепция критической глубины, Z_{cr} , т.е. глубины, меньше которой интегральная дневная продукция столба воды превышает интегральную величину затрат на дыхание [41]. Согласно этой концепции, весеннее “цветение” фитопланктона может начаться только тогда, когда глубина перемешивания верхнего слоя моря (Z_{mid}) становится меньше Z_{cr} , которая, как правило, в 510 раз больше Z_c [18, 24, 29, 39]. Свердруп предложил уравнение связи между критической глубиной, интенсивностью ФАР на поверхности моря (I_0) и интенсивностью ФАР на компенсационной глубине (I_c):

$$\frac{Z_{cr}}{1 - e^{-k_d Z_{cr}}} = \frac{1}{k_d} \frac{I_0}{I_c}. \quad (5)$$

Поскольку член $e^{-k_d Z_{cr}} \ll 1$, то соотношение (5) упрощается [29]:

$$Z_{cr} \approx \frac{1}{k_d} \frac{I_0}{I_c}. \quad (6)$$

Тогда, учитывая, что интенсивность света на поверхности моря в период выполнения работ La30 была 25 моль квантов/м² день (рис. 2а) и, принимая $k_d \approx 0.1 \text{ м}^{-1}$, $I_c = 0.4$ моль квантов/м² день, из соотношения (6) получим $Z_{cr} \approx 625 \text{ м}$. Эта величина согласуется с тем фактом, что в этом районе в зимнее время на отдельных станциях вертикальное перемешивание достигает 1700 м [40, 41], что превышает значение, рассчитанное по уравнению (6). В целом для Японского моря максимальная глубина перемешанного слоя отмечается в феврале и по среднелетним данным находится в пределах 100–200 м [31]. Однако для субарктической области, где конвекция достигает значительных глубин, она может намного превышать эти значения [40, 41].

Реальная ситуация в период интенсивного вертикального перемешивания оказывается более сложной. Как следует из рис. 4, концентрация Chl в верхнем слое повышена, а концентрация БВ понижена (рис. 4б–4г), что указывает на наличие продукции. В результате глубокого конвективного перемешивания повышенное содержание Chl наблюдается не только в эвфотическом слое, но и на нижележащих горизонтах до 150–300 м. При этом во всем слое интегральное содержание Chl в 2–4 раза больше, чем в эвфотическом (рис. 4). К похожему результату пришел автор работы [18] на примере Северной Атлантики, сделав вывод, что чистая продукция в полном столбе воды больше до начала весеннего “цветения”, а сам процесс роста фитопланктона начинается в середине зимы. Он предлагает отказаться от гипотезы Свердрупа. Очевидно, что аналогичный эффект наблюдается и в Японском море, но в этом направлении необходимы дальнейшие исследования.

После “цветения” в весенний период (апрель–май) в районе можно отметить следующие изменения: устанавливается летняя стратификация (рис. 5), температура на поверхности моря на 4–12°C превышает значения на подповерхностных горизонтах, верхний слой вод перемешивается и прогревается до 50 м, концентрация Chl в поверхностном слое уменьшается, его основная масса наблюдается в слое 20–40 м, отмечается ассимиляция азота и фосфора до глубин более 20 м, дневная доза света увеличивается до $I_D \approx 45–47$ моль квантов/м² день. Эти факторы также создают благоприятные условия для роста фитопланктона. Вместе с тем, по мере установления летней стратификации, наблюдается снижение Chl_{eu} от $47.5 \pm 17 \text{ мг/м}^2$ (La69) до $41.5 \pm 16.6 \text{ мг/м}^2$ (La66) и до $35 \pm 10 \text{ мг/м}^2$ (Ga43) и величина P_{Ship} , соответственно, уменьшается от $1.88 \pm 0.45 \text{ г/м}^2 \text{ день}$ до 1.67 ± 0.9 и до $1.5 \pm 0.5 \text{ г С/м}^2 \text{ день}$. Таким образом, в течение месяца продукционные параметры, Chl_{eu} и P_{Ship} , уменьшились примерно на 25%.

В этих съемках основная масса Chl наблюдается в слое 20–40 м, тогда как в первом оптическом слое концентрация Chl в 2–5 раза меньше. Спутниковый радиометр регистрирует именно эту меньшую концентрацию. Поэтому по спутниковым данным толщина эвфотического слоя примерно в два раза меньше, чем по судовым ($Z_{euSat} \approx 0.5 Z_{euShip}$), а поскольку ассимиляционные числа равны ($P_{Sat}^b \approx P_{Ship}^b$), то в результате величина P_{Sat} также заметно ниже судовой ($P_{Sat} \approx 0.5 P_{Ship}$).

Однако, летняя съемка (La46, июль), как и весенние, отличается также высокой величиной $Chl_{eu} = 45 \pm 10 \text{ мг/м}^2$ и $P_{Ship} \approx 1.98 \pm 0.4 \text{ г С/м}^2 \text{ день}$. По нашим данным не наблюдалось летнего падения P (рис. 7, табл. 2), как это следует из работ [29, 43].

В начале осеннего периода (La38, конец октября) еще сохраняется летняя стратификация, но уменьшение долготы дня и световой дозы приводит к резкому снижению Chl_{eu} до 19 ± 9 мг/м² и P_{Ship} до 0.52 ± 0.15 г С/м² день.

В более поздний осенний период (La58, 27.10–08.11), когда происходит разрушение летней стратификации, приводящее к более интенсивному снабжению БВ эвфотического слоя и, вследствие этого, более высоким величинам $Chl_{eu} = 47 \pm 16$ мг/м² и $P_{Ship} \approx 0.87 \pm 0.27$ г С/м² день. Что свидетельствует об осеннем “цветении”, описанном во многих работах [24, 29, 43].

Для понимания причины расхождения судовых и спутниковых оценок P , нами были проведены расчеты среднего содержания Chl в первом оптическом слое (Chl_{opt}) и его сравнение с Chl_{sat} . Результаты, представленные в таблице 2, показывают разумное согласие между двумя измерениями, за исключением рейсов La69 и La33. Причины расхождения для этих двух случаев могут быть разные. Наблюдения в рейсе La69 пришлись на период “цветения” фитопланктона. Как известно, в этот период концентрация Chl в эвфотическом слое чрезвычайно изменчива по времени и пространству, и в этом случае возникает повышенная неопределенность в оценке содержания Chl в первом оптическом слое. Во время экспедиции La33 наблюдался широкий по глубине максимум концентрации Chl (рис. 5к) и, по-видимому, спутниковые измерения неадекватно оценивали такой тип вертикального распределения Chl , давая почти вдвое завышенные результаты.

Сопоставление годовой кривой снабжения светом поверхности моря и Chl показывает, что дневная доза солнечного света является важным внешним фактором создания первичной продукции в северной части Японского моря (рис. 1, 7). Несмотря на то, что исследования проводились в течение 15 лет, общая тенденция сохранялась. Исключением является осенний период, когда разрушается летняя стратификация и содержание Chl возрастает примерно вдвое. По данным [37], P_{Sat} на севере Японского моря, составляет около 170 гС/м² год, в весенний период спутник регистрирует небольшую положительную $P \approx 0.2$ гС/м² день. Как правило, спутник регистрирует практически вдвое меньшую величину P , чем судовые измерения — $P_{Ship}/P_{Sat} = 400/225 \approx 1.8$ (рис. 7, 8). Можно выделить три причины занижения P_{Sat} . Во-первых, занижение величины P^b в холодное время года примерно 2 раза. Во-вторых, во время летней стратификации основная масса Chl находится в слое 20–40 м, которую спутниковый радиометр не регистрирует, поскольку это глубже слоя первой оптической глубины [4, 5]. В-третьих, спутниковые оценки занижают толщину эв-

фотического слоя. Совокупность этих факторов, по нашему мнению, и является причиной этого различия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных десяти экспедиций, выполненных в северной части Японского моря в различные сезоны, и массивов спутниковых данных позволил рассмотреть особенности изменения P в северной части моря в течение практически всего года. Судовые измерения показали, что процесс первичного продуцирования на этой акватории не прекращается во все рассматриваемые сезоны. Достаточно высокое содержание Chl и высокий уровень P отмечается даже в условиях зимней конвекции, что связано с большой глубиной вертикального перемешивания в Японском море. В весенний период максимальные величины Chl и P наблюдаются в поверхностном слое. Начиная с мая, после установления летней стратификации основная масса Chl и P сосредоточены в слое 20–40 м. Осенью, в середине октября начинается разрушение летней стратификации, в начале ноября понижается температурный градиент и увеличивается снабжение БВ эвфотического слоя, вследствие чего содержание Chl возрастает. При этом нами не зарегистрировано падения P в летний сезон, снижение продукции отмечается в периоды после весеннего “цветения” и перед разрушением стратификации в начале осени. Величина суммарной P во всем слое фотосинтеза для всего периода исследований по судовым оценкам оказалась примерно в два раза выше спутниковых оценок — 400 и 224 г С/м² год, соответственно. Причиной этого различия может служить совокупность факторов — заниженные в холодное время года спутниковые оценки удельной оптимальной скорости фотосинтеза, которая выступает множителем в моделях P , невозможность регистрации со спутника Chl в слое оптимальных для фотосинтеза условий во время летней стратификации, который располагается ниже слоя первой оптической глубины, доступной спектрорадиометру, и заниженные спутниковые оценки толщины эвфотического слоя.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021–2023 гг. (темы 0211-2021-0008 “Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов” и 0211-2021-0014 “Эколого-биогеохимические процессы в морских экосистемах: роль природных и антропогенных факторов”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бартенева О.Д., Полякова Е.А., Русин Н.П.* Режим естественной освещенности на территории СССР // Л.: Гидрометеиздат, 1971. 240 с.
2. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 248 с.
3. *Звалинский В.И., Лобанов В.Б., Захарков С.П., Тищенко П.Я.* Хлорофилл, замедленная флуоресценция и первичная продукция в северо-западной части Японского моря осенью 2000 г. // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 1. С. 27–37.
4. *Звалинский В.И., Лобанова П.В., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б.* Оценка первичной продукции северо-восточной части Японского моря на основе судовых и спутниковых наблюдений в осенний период // *Известия ТИНРО*. 2018. Т. 195. С. 184–200.
5. *Звалинский В.И., Лобанова П.В., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б.* Оценка первичной продукции северо-западной части Японского моря на основе судовых и спутниковых наблюдений // *Океанология*. 2019. Т. 59. №1. С. 45–55. https://doi.org/10.31857/S_0030-15745945-55
6. *Звалинский В.И., Тищенко П.Я.* Моделирование фотосинтеза и роста морского фитопланктона // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 4. С. 1–15.
7. *Кобленц-Мишке О.И.* Величина первичной продукции Тихого океана // *Океанология*. 1965. Т. 5. № 2. С. 325–337.
8. *Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И.* Первичная продукция // *Биология океана*. М.: Наука, 1977. С. 183–209.
9. *Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н. и др.* Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // *Дальневосточные моря России. Океанологические исследования*. Наука: Москва, 2007. Т. 1. С. 450–473.
10. *Лобанова П.В., Звалинский В.И., Тищенко П.Я.* Первичная продукция фитопланктона и концентрация хлорофилла-а в западной части Японского моря по спутниковым и натурным данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса*. 2017. Т. 14. Вып. 2. С. 135–147.
11. *Тищенко П.П., Звалинский В.И., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю.* Первичная продукция Амурского залива (Японское море) в летний сезон 2008 года // *Биология моря*. 2017. Т. 43. Вып. 3. С. 195–202.
12. *Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Еловская О.А. и др.* Условия формирования первичной продукции фитопланктона в заливе Восток (Японское море) весной 2016 г. // *Известия ТИНРО*, 2019. Т. 198. С. 164–185.
13. *Тищенко П.Я., Талли Л.Д., Недашковский А.П. и др.* Временная изменчивость гидрохимических свойств Японского моря // *Океанология*, 2002. Т. 42. № 6. С. 838–847.
14. *Шамбарова Ю.В., Степочкин И.Е., Захарков С.П.* Исследование изменчивости первичной продукции в Японском море по спутниковым данным на основе ЭОФ-анализа // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12. № 1. С. 80–92.
15. *Alin S., Evans W., Gao Z. et al.* Ocean Acidification and Deoxygenation in the North Pacific Ocean. PICES Special Publication 5 / Eds. Christian J.R., Ono T. // Sidney, B.C., Canada, The North Pacific Marine Science Organization, c/o Institute of Ocean Sciences, 2019. 116 p.
16. *Banase K.* Should we continue to use the 1% light depth convention for estimating depth of phytoplankton for another 70 years? // *Buttetin Limnol. Oceanogr.* 2004. V. 13. № 3. P. 49–52.
17. *Banase K., Postel J.R.* On using pigment-normalized? Light-saturated carbon uptake with satellite-derived pigment for estimating column photosynthesis // *Global Biogeochem. Cycles*. 2003. V. 17. № 3. P. 1079. 2003. <https://doi.org/10.1029/2002GB002021>
18. *Behrenfeld M.J.* Abandoning Sverdrup's Critical Depth Hypothesis on phytoplankton blooms // *Ecology*. 2010. V. 91. № 4. P. 977–989.
19. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* Photosynthetic rates derived from satellite based chlorophyll concentration // *Limnology and Oceanography*. 1997a. V. 42. № 1. P. 1–20.
20. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models // *Limnology and Oceanography*. 1997b. V. 42. № 7. P. 1479–1491.
21. *Climate Change Initiative (CCI) Ocean Colour Web*. URL: <https://www.oceancolour.org/>.
22. *Choi J.K., Noh J.H., Orlova T. et al.* Phytoplankton and Primary Production // *Oceanography of the East Sea (Japan Sea)* / Springer Publishing. Switzerland, 2016. Ch. 10. P. 217–245. https://doi.org/10.1007/978-3-319-22720-7_10
23. *Dore J.E., Lukas R., Sadler D.W. et al.* Physical and biogeochemical modulation of ocean acidification in the central North Pacific // *Proceedings National Academy Sciences*, 2009. V. 106. № 30. P. 12235–12240.
24. *EEOS 630 Biol. Ocean. Processes. Sverdrup's critical depth concept and the vernal phytoplankton bloom*. Chapter 11. Revised: 10/28/08. Ed. by E.D. Gallagher. 2010. P. 1–40.
25. *Hansen H.P., Koroleff F.* Determination of nutrients. *Methods of Seawater Analysis* (Eds. K. Grasshoff, K. Kremling, M. Ehrhardt), 3rd Edition, Weinheim, New York, Chiestor, Brisbane, Singapore, Toronto: Wiley-VCH. 1999. P. 159–251.
26. *Hickman A.E., Moore C.M., Sharples J. et al.* Primary production and nitrate uptake within the seasonal thermocline of a stratified shelf sea // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2012. V. 463. P. 30–57.
27. *Ishizaka J., Yamada K.* Phytoplankton and Primary Production in the Japan Sea // *Remote Sensing of the Asian Seas* / V. Barale and M. Gade (eds.). Springer International Publishing AG, part of Springer Nature. 2019. P. 177–189. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94067-0_9.
28. *Jeffrey S.W., Humphrey G.F.* New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochem Physiol Pflanz*. 1975. V. 167. P. 191–194.

29. Kim S.W., Saitoh, S., Ishizaka J. et al. Temporal and spatial variability of phytoplankton pigment concentration in the Japan Sea derived from CZCS images // *J. of Ocean.* 2000. V. 56. № 5. P. 527–538.
30. Kirk J.T. The nature and measurement of the light environment in the ocean // *Primary production and biogeochemical cycles in the sea.* New York: Plenum Press, 1992. P. 9–29.
31. Lim S.-H., Jang C.J., Oh I.S., Park J.-J. Climatology of the mixed layer depth in the East/Japan Sea // *Journal of Marine Systems.* 2012. V. 96–97. P. 1–14.
32. Lobanova P., Tilstone G.H., Bashmachnikov I., Brotas V. Accuracy assessment of primary production models with and without photoinhibition using Ocean-Colour Climate Change Initiative data in the north east Atlantic ocean // *Remote Sensing.* 2018. V. 10. № 7. 1116. <https://doi.org/10.3390/rs10071116>
33. Marra J. The compensation irradiance for phytoplankton in nature // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 31. L06305. <https://doi.org/10.1029/2003GL018881>
34. Morel A., Huot Y., Gentili B. et al. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case1) waters in the perspective of a multi-sensor approach // *Remote Sensing of Environment.* 2007. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.03.012>
35. *Ocean Productivity Home Page* URL: <http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php>
36. Painter S.C., Sanders R., Poulton A.J. et al. Nitrate uptake at photic zone depths is not important for export in subtropical ocean // *Global Biogeochem Cycles.* 2007. 21:GB4005. <https://doi.org/1029/2006GB002807>
37. PODAAC (Physical Oceanography Distributed Archive Center) URL: <https://podaac.jpl.nasa.gov/>.
38. Schmodtko S., Stramma L., Visbeck M. Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades // *Nature.* 2017. V. 542. P. 335–339. <https://doi.org/1038/nature21399>
39. Sverdrup H.U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // *J. Conseil perm. int. Explor. Mer.* 1953. V. 18. P. 287–295.
40. Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V. et al. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 4. P. 1159.
41. Talley L., Min D.-H., Lobanov V. et al. Japan/East Sea Water Masses and their Relation to the Sea's Circulation // *Oceanography.* 2006. V. 19. P. 32–49.
42. Tishchenko P., Lobanov V., Kaplunenko D. et al. Acidification and deoxygenation of the northwestern Japan/East Sea // *J. Mar. Sci. Eng.* 2021. V. 9. P. 953. <https://doi.org/10.3390/jmse9090953>
43. Yamada K., Ishizaka J., Nagata H. Spatial and temporal variability of satellite estimated primary production in the Japan Sea from 1998 to 2002 // *J. Oceanogr.* 2005. V. 61. P. 857–869.
44. Zvalinsky V. I. A new approach to the modeling of marine ecosystems // *PICES Scientific Report.* 2001. № 17. P. 43–59.

Estimation of Primary Production in the Northern Part of the Sea of Japan in Various Seasons by Ship- and Satellite-Based Observations

V. I. Zvalinsky^{a, #}, P. V. Lobanova^b, P. Ya. Tishchenko^a, V. B. Lobanov^a, A. D. Makhovikov^b

^aV.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia

^bSt. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia

[#]e-mail: biomar@mail.ru

The paper analyzes data from 10 expeditions performed in the northwestern part of the Sea of Japan (36°–47° N, and 130°–141° E) including the coastal waters of Russia during the period from February to November in 2000–2015 which made it possible to consider the features of primary production in different seasons. For the analysis we used ship derived data on CTD, nutrients, chlorophyll *a* (*Chl*) and satellite remote sensing data. In the beginning of spring period maximum values of *Chl* and *P* are observed at the surface, while starting from May, after the establishment of summer stratification, the bulk of *Chl* and *P* are concentrated in the subsurface layer of 20–40 m. In autumn, in mid-October, the destruction of summer stratification begins and the supply of nutrients to the euphotic layer increases, as a result of which the content of *Chl* increases too. The value of annual *P* according to ship measurements is about twice as high as the satellite estimate, 400 and 224 gC/m² y, respectively. The reason for this difference, in our opinion, is a combination of factors: an underestimation of the assimilation number in the cold season; unavailability of registration for the deep *Chl* satellite during summer stratification and underestimation of the thickness of the euphotic layer.

Keywords: chlorophyll *a*, primary production, Japan Sea, euphotic layer, remote sensing, ocean colour

УДК 551.465

ВЕСЕННИЙ ПИКОФИТОПЛАНКТОН КАРСКОГО МОРЯ

© 2022 г. Т. А. Белевич^{1, 2, *}, И. А. Милютина², А. Б. Демидов³, М. В. Флинт³¹Биологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия²НИИ Физико-химической биологии им. А.Н. Белозерского, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия³Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: belevich@mail.bio.msu.ru

Поступила в редакцию 22.03.2022 г.

После доработки 18.04.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

По материалам 83-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” (июнь 2021 г.) в Карское море получены оценки численности, биомассы и содержания хлорофилла “а” пикофитопланктона (ПФ), вклада пикоформ в суммарное содержание хлорофилла и определен состав фотоавтотрофных пикоэукариот (<3 мкм) в период схода сезонного льда. Численность ПФ колебалась от 0.25 до 4.91×10^9 кл/м³, биомасса — от 0.34 до 2.49 мг С/м³. Минимальное обилие выявлено в районах, непосредственно примыкающих к ледовой кромке. Вклад пикофракции в суммарный хлорофилл “а” в фотическом слое варьировал от 3 до 28%, достигая максимума на станциях, свободных ото льда более 5 суток. ПФ был представлен цианобактериями и эукариотическими водорослями. Доля цианобактерий в суммарной биомассе ПФ колебалась от 0.2 до 1.8%. Метагеномное секвенирование области V4 гена 18S рРНК показало, что в поверхностном слое у ледовой кромки при “цветении” крупного диатомового фитопланктона в составе пикоэукариот доминирует мелкая центрическая диатомовая водоросль *Chaetoceros socialis*; в районах свободных ото льда более 5 суток максимум микрофитопланктона опускается на нижний горизонт верхнего перемешанного слоя и в поверхностном слое развиваются мелкие флагелляты *Micromonas polaris*, *Phaeocystis pouchetii* и *Pyramimonas discoicola*.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, сезонный лед, пикофитопланктон, пикоэукариоты, видовой состав

DOI: 10.31857/S0030157422050021

К пикофитопланктону (ПФ) относят фото-трофные цианобактерии и эукариотические водоросли с размером клеток менее 2 мкм [45], или, согласно более поздним работам [37, 53] — менее 3 мкм. ПФ играет значительную роль в функционировании планктонных сообществ, давая существенный вклад в биомассу фитопланктона и первичную продукцию в разных районах Мирового океана [16].

Абиотические условия Арктики в последние десятилетия существенно меняются. В частности, увеличивается температура поверхностного слоя океана [25], уменьшается площадь и толщина ледового покрова, возрастает сток рек [35, 41]. Это сопровождается более ранним весенним таянием сезонного льда и поздним ледоставом, увеличением подводной освещенности и изменением сроков сезонного развития фитопланктона [49, 50, 55]. Увеличение освещенности может приводить к возрастанию первичной продукции планктона в

основном за счет продукции диатомей [20]. В то же время в поверхностных водах при низком содержании биогенных элементов прогнозируется сдвиг размерной структуры фитопланктона в сторону преобладания мелкоклеточных водорослей [38], что приведет к трансформации трофических цепей и потоков вещества в арктических экосистемах.

Карское море — типичный внутриконтинентальный арктический бассейн, большую часть года покрытый льдом и принимающий в себя большие объемы речного стока [6, 28]. Исследования Карского моря ранее охватывали в основном безледные периоды — лето и осень. Эти работы включали оценки обилия, видового состава и пространственного распределения фитопланктона, а также роли ПФ в фитоценозах [2–4, 9–13]. Период схода льда, несмотря на его важность для понимания годового цикла карской экосистемы, не был рассмотрен сколько-нибудь подробно и

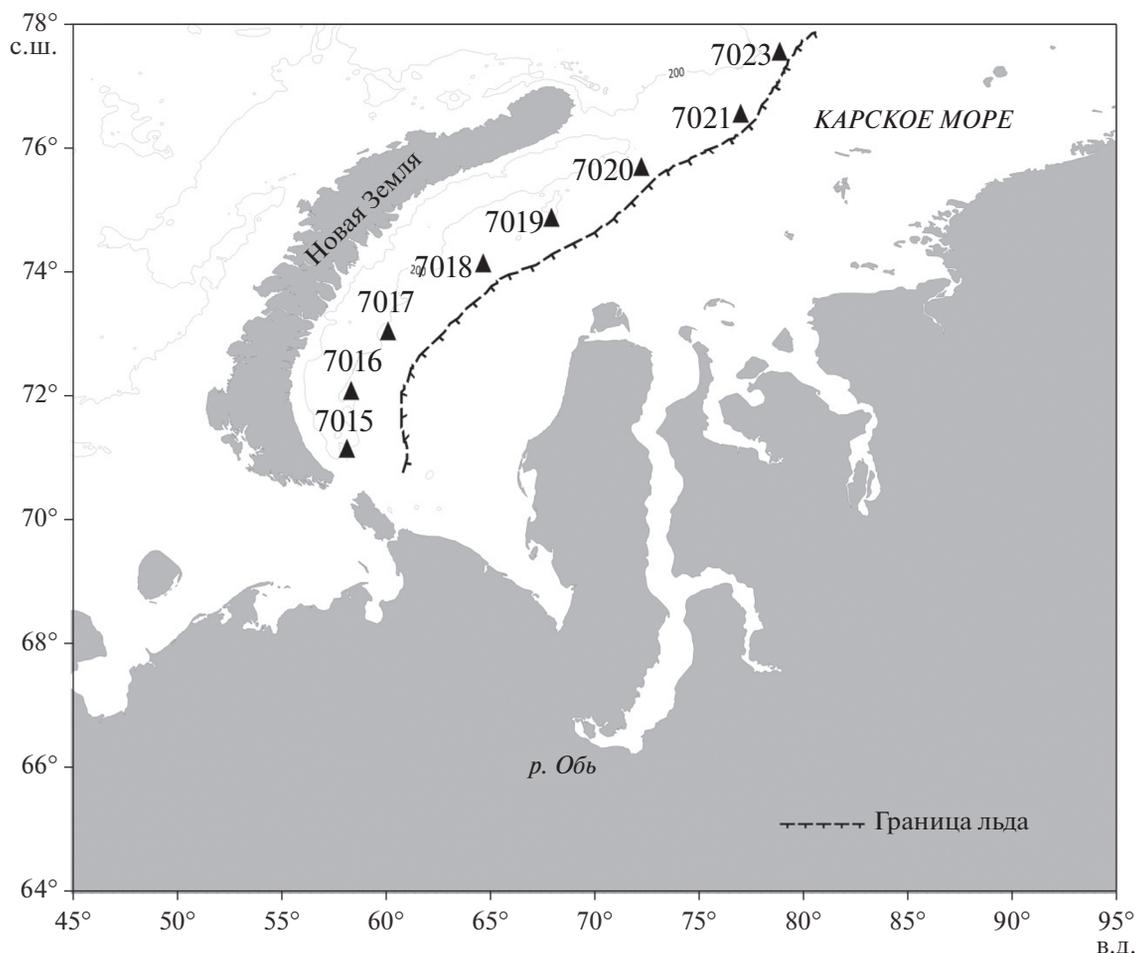


Рис. 1. Схема положения границы сезонного льда в период исследований и локализация станций в Карском море.

из-за труднодоступности моря весной. Единственные до настоящего времени исследования фитопланктона, охватывающие периоды поздней зимы (февраль—март 2017 г.) и ранней весны (март—апрель 2016 г.), были проведены в юго-западной части Карского моря и включали данные только по поверхностному слою [8, 14].

Цель настоящей работы — оценка численности и биомассы пикофитопланктона, содержания хлорофилла “а” пикофракции, вклада пикоформ в суммарную концентрацию хлорофилла, вертикального распределения и таксономического состава фототрофных пикоэукариот в Карском море в период схода сезонного льда.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы для настоящей работы получены в 83 рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море в третьей декаде июня 2021 г. На разрезе вдоль ледовой кромки было выполнено восемь станций (рис. 1).

Данные о среде. Распределение температуры, электропроводности и флуоресценции оценивали на основании данных вертикального зондирования STD-зондом SBE-911 Plus (Seabird Electronics). Интенсивность надводной и подводной облученности в диапазоне фотосинтетически активной радиации (ФАР) измеряли с использованием, соответственно, датчиков LI-190 и LI-192 (LI-COR, США). Подводная облученность определялась в режиме зондирования до глубин ~60–80 м, а на мелководных станциях — до дна. Данные зондирования подводной облученности были использованы для определения глубины фотической зоны (Z_{cu}) (1% ФАР). Пробы для оценки содержания биогенных элементов отбирали их тех же батометров, что и пробы фитопланктона. Концентрацию P-PO₄, N-NO₃, N-NO₂ и Si(OH)₄ определяли согласно методам [30]. Данные по азоту нитратной и нитритной формам суммировали и далее в тексте обозначали как N_{неорг.} Данные о ледовой обстановке получены с портала SIOWS: Arctic portal — Oceanographic investigations of the Arctic ocean (<http://siows.solab.rshu.ru>).

Отбор проб. Пробы воды на станциях отбирали 10-литровыми пластиковыми батометрами комплекса Carousel Water Sampler с нескольких горизонтов: в верхнем квазиоднородном слое, в пикногалоклине и/или в слое максимума флуоресценции и с глубин ниже пикноклина. Всего отобрано и проанализировано 44 пробы.

Определение количественных параметров ПФ. Подсчет численности фотосинтезирующих пикоформ (цианобактерий и эукариот) проводили с использованием люминесцентного микроскопа Leica DM1000 по методике, изложенной в работе [1]. Для расчета биомассы содержание углерода в клетках цианобактерий принимали равным 470 фг С/кл [54], а в клетках пикоэукариот определяли по клеточным объемам ($W_{кл}$) с использованием зависимости $\lg C = 0.941 \lg W - 0.60$ [27]. Объем клеток пикоэукариот рассчитывали, исходя из объема соответствующих стереометрических фигур [54].

Определение содержания хл “а”. При определении концентрации суммарного хлорофилла “а” ($XL_{сум}$) пробы воды объемом 0.25–0.5 л фильтровали через фильтры GF/F. Для определения концентрации хл “а” пикофракции ($XL_{пико}$) пробы воды объемом 0.5–1 л осаждали на фильтры с диаметром пор 3 мкм. Концентрацию $XL_{пико}$ вычисляли как разницу значений $XL_{сум}$ и фракции более 3 мкм, определенных флуориметрически в ацетоновом экстракте [17], используя флуориметр Trilogy Turner Designs (США).

Определение таксономического состава фототрофных пикоэукариот (ФПЭ). Оценка таксономического состава фотоавтотрофных пикоэукариот выполнена на двух станциях 7018 и 7021 в пробах воды объемом 3–5 л, отобранных с поверхностного горизонта, с горизонта максимума флуоресценции хлорофилла, а на ст. 7018 также с горизонта ниже фотической зоны. Для удаления нано- и микропланктона пробу воды предварительно пропускали через камеру обратной фильтрации (диаметр пор фильтра 3 мкм), фильтрат осаждали на картридж Sterivex (Millipore, США) с диаметром пор 0.2 мкм, заполняли его лизирующим раствором (50 mM Tris-HCl, 0.75 M сахарозы и 40 mM EDTA; pH 8.3), замораживали и хранили в жидком азоте до дальнейшего анализа.

Выделение, амплификация и секвенирование ДНК. Для выделения ДНК использовали набор “Nucleospin Plant” (Macherey-Nagel, Германия), амплификацию проводили с праймерами EuF-V4 (прямой) и risoR2 (обратный) на область V4 гена 18S рРНК [22]. Для амплификации использовали набор Epcuslo Plus PCR Kit (ЗАО “Евроген”, Россия). Условия амплификации следующие: начальная денатурация 94° – 3 мин; 30 циклов: 94° – 20 с, отжиг праймеров 64° – 20 с, элонгация 72° – 40 с, заключительная элонгация 5 мин. Про-

дукты амплификации были отделены от праймеров препаративным электрофорезом в 1% агарозном геле с последующим выделением из агарозы с помощью набора MinElute Gel Extraction Kit (“Qiagen”, США). Секвенирование ПЦР продуктов осуществлялось ООО “БиоСпарк” (<http://biospark.pro>) на платформе “Illumina MiSeq” (США).

Биоинформационный анализ. Анализ полученных по результатам секвенирования нуклеотидных последовательностей, длина которых составляла около 250 н.о., был проведен с использованием алгоритма DADA2 в R (v3.5.2) [23]. Биоинформационная обработка включала фильтрацию по качеству и длине, объединение прямых и обратных прочтений, учет одинаковых последовательностей, исключение синглетонов, удаление химерных последовательностей. Дальнейшая классификация проводилась с использованием метода варианта последовательности ампликона (ASV) согласно протоколу (Vaulot 2018; Tutorial R Dada2 metabarcode analysis https://vaulot.github.io/tutorials/R_dada2_tutorial.html#load-the-necessary-libraries). Для таксономического анализа классификацию полученных ASVs проводили по базе Protist Ribosomal Reference database (PR2 version 4.12.0 <https://github.com/pr2database/pr2database/releases/>). Уровень сходства для всех таксономических уровней превышал 97%.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Абиотические параметры и биогенные элементы. Анализ ледовых карт в период исследования позволил установить сроки освобождения ото льда районов, где выполнены станции разреза. Для разных станций они составили от одного до пяти дней (табл. 1). Температура поверхностного слоя воды на разрезе изменялась от 1.6°С на южной станции до –1.5°С на северных (табл. 1). Соленость поверхностного слоя на станциях 7015–7020 менялась незначительно и составляла 32–33 PSU. На двух северных станциях разреза – 7021 и 7023, соленость снижалась до 30 и 31 PSU соответственно (табл. 1). На станции 7021 граница пикногалоклина располагалась на глубине 4 м, на остальных станциях ее положение варьировало от 5 м (ст. 7015) до 22 м (ст. 7019). Глубина фотической зоны изменялась от 17 м (ст. 7023) до 38 м (ст. 7015) (табл. 1).

Концентрация минеральных форм азота, фосфора и кремния в верхнем перемешанном слое на разрезе была низкая и составила в среднем 0.21 ± 0.16 , 0.14 ± 0.05 и 1.34 ± 1.76 $\mu\text{M}/\text{л}$, соответственно (табл. 1). Исключение составила ст. 7021 в северной части разреза, где содержание всех биогенных элементов было выше, и составило для азота – 1.11 $\mu\text{M}/\text{л}$, фосфора – 0.38 $\mu\text{M}/\text{л}$ и кремния – 13.82 $\mu\text{M}/\text{л}$. С глубиной на всех станциях концентрация азота и фосфора увеличива-

Таблица 1. Время, прошедшее после схода сезонного льда в районе станции (t , сутки), глубина на станции (H , м), глубина фотической зоны (Z_{eu} , м), значения температуры (T_o , °C) и солёности (S_o , PSU) поверхности моря, концентрации неорганических форм азота, фосфора и кремния (μM), численность ПФ (N , $\times 10^9$ кл/м³), биомасса ПФ (B , мг С/м³), общая концентрация хлорофилла “а” ($XЛ_{\text{сум}}$, мг/м³), концентрация хлорофилла “а” пикофракции ($XЛ_{\text{пико}}$, мг/м³); значения для поверхностного слоя (ПС), средние значения этих для фотического слоя (ФС) на станциях разреза

Станция	Дата отбора	t	H	Z_{eu}	ПС									ФС						
					T_o	S_o	PO_4	$NO_2 + NO_3$	Si	N	B	$XЛ_{\text{сум}}$	$XЛ_{\text{пико}}$	PO_4	$NO_2 + NO_3$	Si	N	B	$XЛ_{\text{сум}}$	$XЛ_{\text{пико}}$
7015	22.06	5	238	38	1.6	32.2	0.12	0.16	1.07	0.45	0.26	0.62	0.08	0.33	3.26	3.26	2.46	1.40	0.4	0.11
7016	23.06	5	242	18	1.3	32.5	0.07	0.05	1.01	3.24	0.77	0.99	0.06	0.12	0.55	0.96	4.92	1.50	2.77	0.20
7017	23.06	5	180	30	0.1	32.4	0.20	0.31	0.10	5.38	1.99	0.85	0.06	0.21	1.08	0.62	3.15	1.74	1.84	0.11
7018	24.06	3	147	18	-0.8	32.0	0.11	0.49	0.51	1.09	0.83	3.64	0.18	0.14	0.54	0.52	1.65	1.62	5.22	0.17
7019	25.06	3	270	22	-0.2	32.9	0.13	0.26	0.56	1.52	0.99	1.48	0.15	0.11	0.27	0.54	1.52	1.78	3.34	0.20
7020	26.06	1	151	22	-1.4	32.5	0.13	0.16	0.86	3.18	1.47	2.58	0.27	0.16	0.90	1.34	3.76	2.38	3.08	0.24
7021	26.06	0	70	18	-1.5	30.2	0.38	1.21	13.77	0.21	0.30	1.54	0.05	0.36	1.52	12.14	0.25	0.34	1.14	0.04
7023	27.06	0	85	17	-1.3	31.3	0.22	0.05	5.26	0.43	0.27	2.73	0.08	0.21	0.40	4.63	0.81	0.54	2.82	0.07

лась, достигая в слоях под пикногалоклином 6.37–9.90 и 0.52–0.69 $\mu\text{M}/\text{л}$, соответственно. Такая же тенденция отмечена и для кремния – его концентрация с глубиной возрастает до значений 6.27–9.38 $\mu\text{M}/\text{л}$ за исключением ст. 7021, где его содержание, наоборот, снижается с глубиной более чем в 2 раза. На разных горизонтах соотношение минерального азота к фосфору ($NO_3 + NO_2$) : PO_4 изменялось от 0.1 до 15.2, что ниже значений числа Редфильда, составляющего 16 : 1.

Таким образом, рост и развитие фитопланктона, в том числе его пикофракции в верхнем перемешанном слое в исследованный период скорее всего были лимитированы азотом.

Численность и биомасса ПФ. В июне в поверхностном слое Карского моря обилие ПФ колебалось в значительных пределах. Численность варьировала от 0.21 до 5.38×10^9 кл/м³, биомасса – от 0.26 до 1.99 мг С/м³ (табл. 1). Минимальные значения обоих параметров выявлены на самой южной (7015) и самых северных (7021, 7023) станциях разреза. В целом в фотическом слое средние значения численности и биомассы ПФ изменялись более, чем на порядок – от 0.25 до 4.91×10^9 кл/м³ и от 0.34 до 2.49 мг С/м³, соответственно. Минимальные величины обилия ПФ в фотическом слое отмечены на северных станциях разреза (7021, 7023) (табл. 1).

Анализ вертикального распределения биомассы ПФ на разрезе показал, что максимальные значения были приурочены к поверхностному горизонту (ст. 7017) или к верхнему 20-ти метровому слою и повсеместно располагались выше нижней границы Z_{eu} (рис. 2).

Весенний ПФ был представлен цианобактериями и эукариотическими водорослями, последние доминировали в составе пиксообществ по численности и биомассе. Цианобактерии играли несущественную роль, были представлены одноклеточными формами и в основном были приурочены к поверхностному слою (ст. 7015, 7020, 7023), где их численность колебалась от 8 до 16 млн кл/м³. Исключение составила ст. 7021, где цианобактерии были выявлены на всех горизонтах. Их вклад в суммарную биомассу ПФ колебался от 0.2 до 1.8%.

Концентрация хлорофилла “а”. В поверхностном горизонте значения $XЛ_{\text{сум}}$ и $XЛ_{\text{пико}}$ составили в среднем 1.80 ± 1.06 и 0.12 ± 0.08 мг/м³ соответственно. В фотическом слое величины $XЛ_{\text{сум}}$ и $XЛ_{\text{пико}}$ варьировали от 0.40 до 5.22 мг/м³ и от 0.04 до 0.19 мг/м³, соответственно. На ст. 7015 отмечены наименьшие значения $XЛ_{\text{сум}}$, в то время как минимальные величины $XЛ_{\text{пико}}$ выявлены на ст. 7021 (табл. 1). Вклад $XЛ_{\text{пико}}$ в $XЛ_{\text{сум}}$ в поверхностном горизонте колебался от 3 до 14%, в фотическом слое в целом – от 3 до 28%. Наибольший относительный вклад $XЛ_{\text{пико}}$ в суммарный хлорофилл был отмечен в фотическом слое самой южной ст. 7015 в районе свободном от сезонного льда наиболее продолжительное время, а также на станциях 7020 и 7021 ниже фотического слоя, где ледовый покров только начал сходить (рис. 3).

Состав пикоэукариот. Видовой состав ФПЭ включал представителей пяти крупных филогенетических групп: Ochrophyta, Chlorophyta, Cryptophyta, Naptophyta и Dinoflagellata. Наибольшим разнообразием характеризовались отделы Ochro-

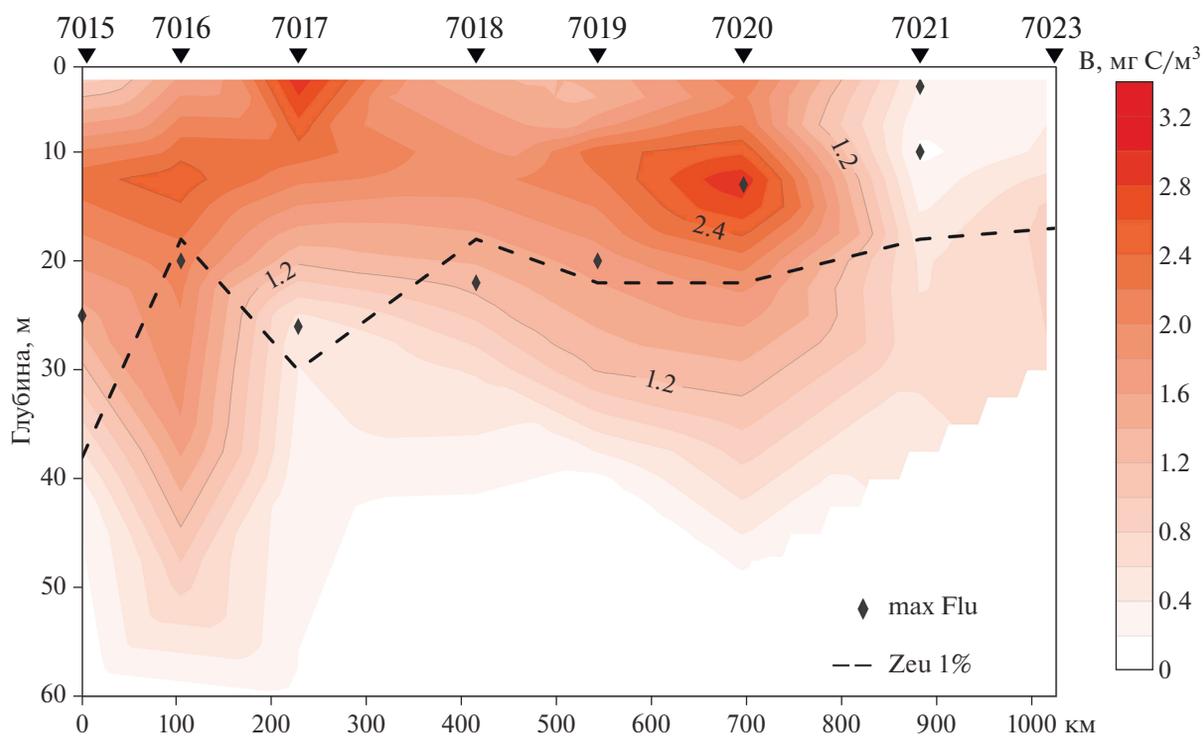


Рис. 2. Вертикальное распределение биомассы пикофитопланктона (B, мг С/м³) на разрезе.

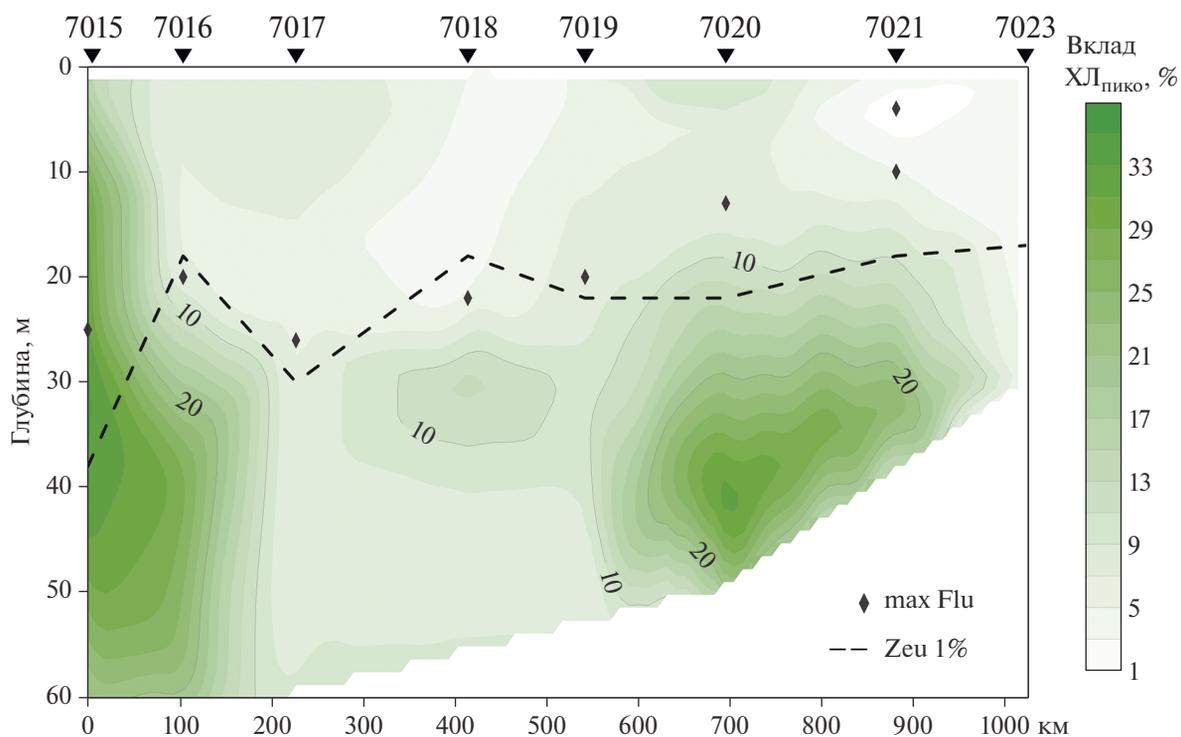


Рис. 3. Вклад пикофракции фитопланктона (%) в общий хлорофилл "а" на разрезе.

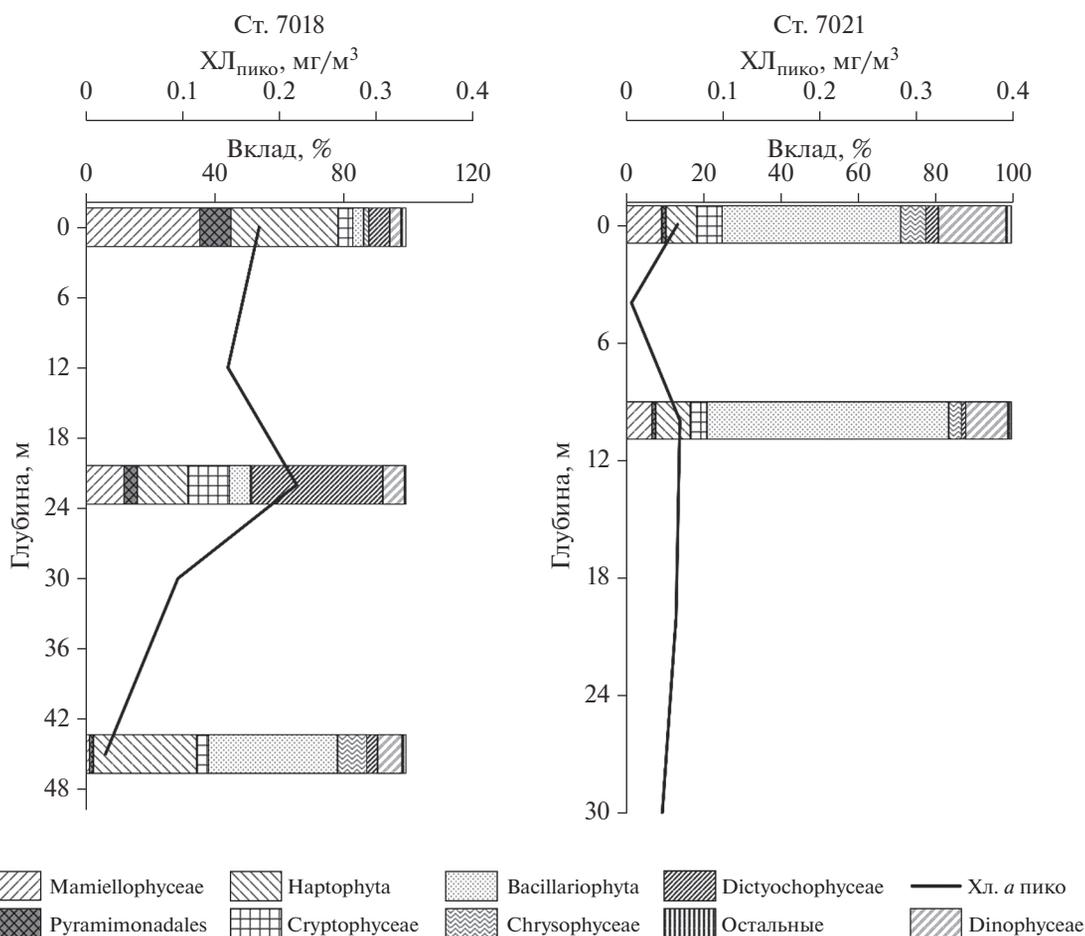


Рис. 4. Вертикальное распределение вклада различных таксономических групп пикофитопланктона в общее число прочтений на ст. 7018 и ст. 7021.

phyta и Chlorophyta, представленные пятью (Chrysophyceae, Bacillariophyta, Bolidophyceae, Pelagophyceae и Dictyochophyceae) и четырьмя (Mamiellophyceae, Trebouxiophyceae, Pyramimonadales и Palmophyllophyceae) классами водорослей, соответственно.

В поверхностном горизонте ст. 7018 по числу прочтений доминировали гаптофитовые водоросли и зеленые водоросли класса Mamiellophyceae (рис. 4). Основной вклад вносили *Micromonas polaris* (Mamiellophyceae) и *Phaeocystis pouchetii* (Haptophyta), давая 31 и 30% от общего числа прочтений соответственно. Существенную роль в поверхностном слое играли *Pyramimonas diskoidicola* (Chlorophyta) (10%) и диктиохофициевые водоросли (6%). На горизонте максимума флуоресценции (22 м) относительное число прочтений *M. polaris*, *P. pouchetii* и *P. diskoidicola* падает до 10%, 13 и 3% соответственно, а доля Dictyochophyceae существенно возрастает — до 41%, основной вклад вносит некультивируемый представитель рода *Florenciella* sp. (40%). Также в слое максимума флуоресценции выявлена относительно высокая доля криптофитовых водорослей — 13%,

из которых большая часть (54%) относилась к *Baffinella frigidus*.

Ниже Z_{eu} , на горизонте 45 м, в составе ФПЭ доминировали диатомовые водоросли, составляя более 40% от общего числа прочтений. Основной вклад вносили последовательности рода *Detonula* (23%) и *Fragilariopsis cylindrus* (9%). Гаптофитовые водоросли были второй по обилию группой, их доля в общем числе прочтений достигала 32%. Основную роль среди Haptophyta играли неидентифицированные представители этой группы, отнесенные к кладе NAP4 и составляющие более 80% от всех последовательностей этого таксона. Помимо диатомовых и гаптофитовых водорослей следует отметить присутствие Dinophyceae и Chrysophyceae, их вклад составил 8 и 9%, соответственно. В составе динофитовых водорослей доминировал *Prorocentrum* sp. (5%), в составе Chrysophyceae — неидентифицированный представитель (unc. Chrysophyceae) — 7%.

На ст. 7021 в поверхностном горизонте и на глубине 10 м в составе ФПЭ преобладали диатомовые водоросли (рис. 4). Доля прочтений Bacil-

lariophyta в поверхностном слое составила 46% и увеличивалась с глубиной, достигая 63% на горизонте 10 м (рис. 4). Основной вклад вносили последовательности *Chaetoceros socialis*, относительное обилие которого на горизонтах 0 м и 10 м составило 40% и 59% от общего числа прочтений соответственно. Dinophyceae была второй по численности группой, доля динофлагеллят с глубиной снижалась от 17% на поверхности до 11% на горизонте 10 м. В отличие от ст. 7018 на ст. 7021 доля гаптофитовых водорослей и зеленых водорослей класса Mamiellophyceae была низкая, последовательности этих групп в сумме давали лишь 17% от всех прочтений на обоих исследуемых горизонтах. В составе Mamiellophyceae основной вклад в число прочтений вносили последовательности *Mantoniella squamata*, составляя 10% всех прочтений, в то время как доля *M. polaris* не превышала 1%.

Проведенный филогенетический анализ также выявил представителей Palmophyllophyceae, Trebouxiophyceae, Bolidophyceae и Pelagophyceae. Суммарный вклад последовательностей водорослей этих классов на станциях 7018 и 7021 варьировал по горизонтам от 0.5% до 1.5%. До уровня рода и/или вида идентифицированы *Picochlorum* sp. и *Trebouxia jamesii* (Trebouxiophyceae), *Pelagomonas calceolate* (Pelagophyceae) и *Triparma strigata* (Bolidophyceae).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные характеристики пространственного распределения численности и биомассы ПФ, вертикального распределения видового состава эукариотных водорослей, входящих в состав пикофракции планктона в Карском море во время схода сезонного льда, а также оценка содержания хл “а” ПФ и вклада пикоформ в суммарное содержание хл “а” в фотической зоне показали следующее. В период исследования сообщество фитопланктона находилось в стадии весеннего развития — у отступающей кромки льда выявлены высокие значения суммарной первичной продукции и хлорофилла “а” за счет доминирования в фитопланктоне крупных диатомовых водорослей родов *Thalassiosira*, *Bacterosira* и *Porsira* [5].

Полученные для весеннего периода оценки ХЛ_{пико} в фотическом слое (0.14 мг/м³) сопоставимы с концентрацией хлорофилла “а” пикофракции, выявленной в исследованном районе Карского моря в августе–сентябре 2017 г. (0.12 мг/м³) [2]. В поверхностных водах центральной части Арктического бассейна в августе 2010 г. при плотности ледового покрова 70% отмечены близкие величины ХЛ_{пико} (0.11 мг/м³) [57]. Средняя для фотического слоя величина ХЛ_{сум}, полученная нами

в последней декаде июня 2021 (2.58 мг/м³), была более, чем в три раза выше таковой, зарегистрированной в августе–сентябре (0.74 мг/м³) 2017 г. [2]. В период наблюдений среднее значение концентрации ХЛ_{сум} в поверхностном слое было существенно выше чем в юго-западной части Карского моря в марте–апреле 2016 г (0.13 мг /м³) [8] и в феврале–марте 2017 г (0.62 мг /м³) [14]. Сопоставление данных показывает, что весной средний вклад пикофракции в суммарное содержание хлорофилла “а” (8%) в Карском море существенно ниже, чем осенью 2017 г. (29%) [2].

Данные по обилию ПФ весной в период схода сезонного льда в морях российской Арктики отсутствуют. Сравнение полученных нами значений с величинами, известными для других сезонов в Карском море показали, что биомасса ПФ в третьей декаде июня 2021 г. была ниже значений, полученных в августе–сентябре 2017 (0.19–4.27 мг С/м³) [2] и существенно ниже величин, полученных для западного района моря в сентябре 2011 г. (3.2–7.9 мг С/м³) [13]. Весной в период цветения микрофитопланктона численность ПФ и его доля в суммарной концентрации хлорофилла “а” невелики.

В составе ПФ были выявлены одноклеточные цианобактерии, их численность и вклад в суммарную биомассу были низкими и сопоставимы с таковыми, полученными в сентябре 2017 г для северо-западной части Карского моря (20 × 10⁶ кл/м³ и 1%) [2]. В тоже время выявленные значения обилия были на порядок ниже зафиксированных в районе 80°С с.ш. во фьордах Шпицбергена в июне 2019 г. (80–8300 × 10⁶ кл/м³) [40]. В морских арктических водах пикоцианобактерии представлены родом *Synechococcus*. Некоторые авторы предполагают, что основным источником цианобактерий является речной сток или перенос в результате адвекции из прилегающих морей [29, 56], в то время как другая гипотеза говорит о существовании автохтонных для арктических вод и адаптированных к низким температурам *Synechococcus* [26, 33]. Приуроченность цианобактерий к поверхностному горизонту водной толщи ранее была показана для осеннего ПФ Карского моря и была связана с регулярно регистрирующейся поверхностной опресненной “линзой”, формирующейся стоком рек Оби и Енисея [3, 7]. Весной в период схода сезонного льда источником цианобактерий может служить присутствие в этом районе “прошлогодних” вод материкового происхождения, что подтверждается высокими значениями концентрации кремния и пониженной соленостью в поверхностных водах ст. 7021 и 7023. Также источником *Synechococcus* может служить тающий лед, при разрушении которого происходит обогащение поверхностного слоя ледовыми цианобактериями [40].

Применение фракционной фильтрации для анализа разнообразия пикофитопланктона метагеномным подходом не дает полного отделения пикофракции от нано- и микроорганизмов [48, 53]. Присутствие последовательностей крупных диатомовых водорослей (*Detonula* sp., *Fr. cylindrus* и др.) в составе пикофракции объясняется их высоким обилием в период исследований и, как следствие, присутствием в воде пула растворенной ДНК этих организмов. Однако использование фракционирования способствует снижению риска недоучета пикоформ из-за малого числа копий их генов [58].

Состав доминирующих видов и вертикальное распределение пикоэукариот на двух исследованных станциях существенно различался. На ст. 7018, где с момента полного схода льда прошло более 3-х суток, “цветение” крупного диатомового планктона на фоне низкого содержания биогенных элементов в поверхностном было приурочено к глубинам 19–22 м, о чем свидетельствуют характер вертикального распределения суммарного хлорофилла “а”. В верхнем обедненном биогенными элементами слое начинают развиваться мелкие фотосинтезирующие жгутиковые водоросли *M. polaris*, *P. pouchetii* и *P. diskoicola*. Первые два вида являются типичными представителями ПФ арктических морей. Высокое обилие *M. polaris* ранее было отмечено в пикофракции осеннего планктона Карского моря [4], летнего планктона моря Бофорта [21], во время весеннего цветения в центральной части Арктического океана [44]. В проливе Фрама вклад вида в число последовательностей класса *Mamiellophyceae* достигал 66% [51]. “Цветение”, вызванное примнезиофитовой водорослью *Ph. pouchetii*, ранее уже было отмечено в апреле 2017 г. в проливе Карские ворота [8], в июле-августе 2007 и 2013 гг. в канадских фьордах моря Лабрадора [46], в мае 1989 г. в Гренландском море [47], в море Баффина в апреле 2011 г. [31]. Клеточные размеры *P. diskoicola* выходят за рамки пикофракции (длина 8.26 ± 2.6 мкм, ширина 5.14 ± 0.8 мкм) [31], его относительно высокое обилие в пикофракции вероятно связано с особенностями методики получения проб – клетки этой водоросли имеют эластичную клеточную стенку и могут проходить через 3-х микронные поры фильтра. Арктическая флагеллята *P. diskoicola* обитает преимущественно во льду и ранее была выявлена в период весеннего цветения в море Баффина [31, 43]. При том, что с глубиной обилие этой водоросли значительно снижается, можно предположить, что основным источником поступления *P. diskoicola* в поверхностные воды служит растаявший лед.

На ст. 7021, где отбор проходил непосредственно у ледовой кромки, “цветение” фитопланктона наблюдалось в условиях высокого уровня освещенности [5] и относительно высо-

ких концентраций биогенных элементов. Проведенный метагеномный анализ показал, что в размерный состав центральных диатомовых водорослей, формирующих “цветение”, входил мелкоклеточный *Ch. socialis*, вносящий основной вклад в пикофракцию фитопланктона. Высокое обилие *Ch. socialis* было выявлено во всем верхнем 10-ти метровом слое.

Согласно концепции “драйверов цветения” фитопланктона видовой состав и размерные группы, вызывающие его весеннее “цветение”, определяются такими факторами как освещенность, температура, доступность азота и кремния [19]. Весной в арктическом океане в составе сообществ фитопланктона доминируют диатомовые водоросли [36, 42]. Такая картина наблюдается при росте освещенности в условиях полярного дня и высоком содержании биогенных элементов, в особенности растворенного кремния, критически необходимого для их роста. При истощении биогенных элементов в результате “цветения” диатомового фитопланктона и последующем его опускании на нижние горизонты в поверхностном слое начинают развиваться мелкие флагелляты, такие как *Phaeocystis* sp. [18]. С одной стороны, показанные различия в составе и распределении пикофитопланктона на станциях 7018 и 7021 укладываются в данную концепцию. С другой стороны, нельзя не учитывать особенности Карского моря, которое, являясь внутриконтинентальным водоемом, находится под воздействием мощного речного стока. Вследствие этого гидрологические и гидрохимические условия в Карском море существенно отличаются от таковых в открытых водах арктического бассейна. Эти условия отражаются, прежде всего, на характере снабжения биогенными элементами фотического слоя. Сезонная конвекция и, как следствие, поступление биогенов в приповерхностный продуцирующий слой, в Карском море в значительной степени блокируется выраженной стратификацией водной толщи, связанной с опреснением верхнего перемешанного слоя речным стоком, оказывающим влияние на большинство районов шельфа [39]. При этом воздействие речного стока может проследиваться круглый год, в том числе и весной. Причинами тому могут быть, по-видимому, как сохранение прошлогодних речных вод в приповерхностном слое [15], так и их поступление в зимний период [32, 34]. Таким образом, реки могут быть источником минерального питания, в первую очередь растворенного кремния, для весеннего развития диатомового фитопланктона.

При наблюдаемом климатическом тренде в целом происходит более раннее освобождение акваторий северных морей ото льда. Как следствие этого процесса, сроки “цветения” фитопланктона будут наступать раньше, и, соответственно, в ходе сезонной сукцессии размерная структура

фитопланктонных сообществ будет сдвинута в сторону доминирования мелкоклеточных форм в поверхностных слоях моря в более ранние сроки. Такие изменения в структуре звена первичных продуцентов могут сказаться на функционировании всех последующих трофических уровней, и привести к соответствующей перестройке экосистем шельфовых арктических морей [18, 24, 52].

Благодарности. Авторы благодарят А.А. Полушина и С.А. Шуку за предоставленные материалы по гидрофизическим и гидрохимическим данным.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем Государственного МГУ имени М.В. Ломоносова часть 2 (тема №№ 121032300135-7 и АААА-А17-117120540067-0) и Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиций).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевич Т.А., Ильях Л.В., Милютин И.А. и др. Обилие и видовой состав фототрофных пикоэукариот Онежского залива Белого моря // Вест. Моск. ун-та. Серия 16: Биология. 2017. Т. 72. № 3. С. 128–134.
2. Белевич Т.А., Ильях Л.В., Демидов А.Б. и др. Распределение пикофитопланктона на Обском разрезе и в западной части Карского моря // Океанология. 2019. Т. 59. С. 964–973.
3. Белевич Т.А., Милютин И.А., Троицкий А.В. и др. Пикофитопланктон залива Благополучия (архипелаг Новая Земля) и прилегающего района Карского моря // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 545–555.
4. Белевич Т.А., Милютин И.А. Видовое разнообразие фототрофного пикофитопланктона морей Карского и Лаптевых // Микробиология. 2022. Т. 91. № 1. С. 75–85.
5. Демидов А.Б., Сергеева В.М., Гагарин В.И. и др. Первичная продукция и хлорофилл размерных групп фитопланктона Карского моря в период схода сезонного льда // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 403–415.
6. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
7. Зацепин А.Г., Завьялов П.О., Кременецкий В.В. и др. Поверхностный опресненный слой в Карском море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 698–708.
8. Сажин А.Ф., Мошаров С.А., Романова Н.Д. и др. Планктонное сообщество Карского моря ранней весной // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 246–248.
9. Сергеева В.М., Суханова И.Н., Дружкова Е.И. и др. Структура и распределение фитопланктона в глубоководных районах северной части Карского моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 113–119.
10. Суханова И.Н., Флинт М.В., Мошаров С.А. и др. Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем Карском шельфе // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
11. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. и др. Фитопланктон юго-западной части Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 6. С. 1039–1053.
12. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. Фитопланктон поверхностной опресненной линзы Карского моря // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 688–699.
13. Суханова И.Н., Флинт М.В., Дружкова Е.И. и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. №4. С. 605–619.
14. Федулов В.Ю., Беляев Н.А., Колоколова А.Н., Сажин А.Ф. Базовые геохимические параметры верхнего слоя вод юго-западной части Карского моря в зимний период 2018 // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 1. С. 115–122.
15. Флинт М.В. 54-й экспедиционный рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” в Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 677–682.
16. Agawin N.S.R., Duarte C.M., Agustí S. Nutrient and temperature control of the contribution of picoplankton to phytoplankton biomass and production // Limnol. Oceanogr. 2000. V. 45. № 8. P. 1891–1899.
17. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. in vitro determination of chlorophyll “a” and pheophytin “a” in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency. 1997. 22 p.
18. Ardyna M., Babin M., Gosselin M. et al. Recent Arctic Ocean seaice loss triggers novel fall phytoplankton blooms // Geophys. Res. Lett. 2014. 41(17). P. 6207–6212. <https://doi.org/10.1002/2014GL061047>
19. Ardyna M., Mundy C. J., Mills M.M. et al. Environmental drivers of under-ice phytoplankton bloom dynamics in the Arctic Ocean // Elem. Sci. Anth. 2020. 8. P. 30. <https://doi.org/10.1525/elementa.430>
20. Arrigo K.R., Perovich D.K., Pickart R.S. et al. Massive Phytoplankton Blooms Under Arctic Sea Ice // Science. 2012. V. 336. № 6087. P. 1408.
21. Balzano S., Marie D., Gourvil P., Vaulot D. Composition of the summer photosynthetic pico and nanoplankton communities in the Beaufort Sea assessed by T-RFLP and sequences of the 18S rRNA gene from flow cytometry sorted samples // ISME J. 2012. V. 6. № 8. P. 1480–1498.
22. Belevich T.A., Ilyash, L.V., Milyutina, I.A. et al. Photosynthetic picoeukaryotes in the land-fast ice of the White Sea, Russia // Microb. Ecol. 2018. 75. P. 582–597.
23. Callahan B.J., McMurdie P.J., Rosen M.J. et al. Bioconductor Workflow for Microbiome Data Analysis: from raw reads to community analyses [version 2; peer review: 3 approved] F1000Research. 2016. 5. P. 1492–1541.
24. Carmack E.C., Williams W., Zimmerman S. et al. The Arctic Ocean warms from below // Geophys. Res. Lett. 2012. 39. L07604. <https://doi.org/10.1029/2012GL050890>

25. *Comiso J.C., Hall D.K.* Climate Trends in the Arctic // *WIREs Clim. Change*. 2014. V. 5. P. 389–409.
26. *Cottrell M.T., Kirchman D.L.* Photoheterotrophic microbes in the arctic ocean in summer and winter // *Appl. Environ. Microbiol.* 2009. V. 75. № 15. P. 4958–4966.
27. *DuRand M.D., Olson R.J., Chisholm S.W.* Phytoplankton population dynamics at the Bermuda Atlantic time-series station in the Sargasso Sea // *Deep-Sea Research II*. 2001. V. 48. P. 1983–2003.
28. *Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V.* A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements and nutrients to the Arctic Ocean // *Am. J. Sci.* 1996. V. 296. № 6. P. 664–691.
29. *Gradinger R., Lenz J.* Seasonal occurrence of picocyanobacteria in the Greenland Sea and central Arctic Ocean // *Polar Biol.* 1995. 15. P. 447–452. <https://doi.org/10.1007/BF00239722>
30. *Grasshoff K., Kremling K., Ehrhardt M.* Methods of seawater analysis, 3rd edn. New York: Wiley, 1999.
31. *Harðardóttir S., Lundholm N., Moestrup Ø. et al.* Description of *Pyramimonas diskoicola* sp. nov. and the importance of the flagellate *Pyramimonas* (Prasinophyceae) in Greenland Sea ice during the winter–spring transition // *Polar Biol.* 2014. 37. P. 1479–1494. <https://doi.org/10.1007/s00300-014-1538-2>
32. *Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al.* Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // *Estuaries and Coasts*. 2012. V. 35. P. 369–382.
33. *Huang S., Wilhelm S.W., Harvey R. et al.* Novel lineages of *Prochlorococcus* and *Synechococcus* in the global oceans // *ISME J.* 2012. V. 6. N 2. P. 285–297.
34. *Le Fouest V., Babin M., Tremblay J.-É.* The fate of riverine nutrients on Arctic shelves // *Biogeosciences*. 2013. V. 10. № 6. P. 3661–3677.
35. *Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J.* Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data // *Science of The Total Environment*. 2005. V. 342. № 1–3. P. 5–86.
36. *Mei Z.P., Legendre L., Gratton Y. et al.* Phytoplankton production in the North Water Polynya: size-fractions and carbon fluxes, April to July 1998 // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2003. V. 256. P. 13–27.
37. *Moon-van der Staay S.Y., De Wachter R., Vaalot D.* Oceanic 18S rDNA sequences from picoplankton reveal unsuspected eukaryotic diversity // *Nature*. 2001. V. 409. P. 607–610.
38. *Moran X.A.G., Lopez-Urrutia A., Calvo-Diaz A. et al.* Increasing importance of small phytoplankton in a warmer ocean // *Glob Change Biol.* 2010. 16(3). P. 1137–44.
39. *Osadchiv A.A., Frey D., Shchuka S.A. et al.* Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods // *J. Geophys. Res.* 2020. <https://doi.org/10.1029/2020JC016486>
40. *Parli B.V., Bhaskar J.T., Jawak S. et al.* Mixotrophic plankton and *Synechococcus* distribution in waters around Svalbard, Norway during June 2019 // *Polar Science*. 2021. V. 30. 100697.
41. *Peterson B.J., Holmes R.H., McClelland J.W., et al.* Increasing river discharge to the Arctic Ocean // *Science*. 2002. 289. P. 2171–2173.
42. *Pesant S., Legendre L., Gosselin M. et al.* Size-differential regimes of phytoplankton production in the North-east Water Polynya (77°–81° N) // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 1996. V. 142. P. 75–86.
43. *Ribeiro C.G., Lopes dos Santos A., Gourvil P. et al.* Cultural diversity of Arctic phytoplankton during pack ice melting // *Elem. Sci. Anth.* 2020. 8: 6. <https://doi.org/10.1525/elementa.401>
44. *Sherr E.B., Sherr B.F., Wheeler P.A. et al.* Temporal and spatial variation in stocks of autotrophic and heterotrophic microbes in the upper water column of the central Arctic Ocean // *Deep-Sea Research I*. 2003. V. 50. P. 557–571.
45. *Sieburth J.M., Smetacek V., Lenz J.* Pelagic ecosystem structure: heterotrophic compartments of the plankton and their relationships to plankton size fractions // *Limnol. Oceanogr.* 1978. V. 23. P. 1256–1263.
46. *Simo-Matchim A.G., Gosselin M., Poulin M. et al.* Summer and fall distribution of phytoplankton in relation to environmental variables in Labrador fjords, with special emphasis on *Phaeocystis pouchetii* // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2017. 572. P. 19–42.
47. *Smith W., Codispoti L., Nelson D. et al.* Importance of *Phaeocystis* blooms in the high-latitude ocean carbon cycle // *Nature*. 1991. 352. P. 514–516. <https://doi.org/10.1038/352514a0>
48. *Sørensen N., Daugbjerg N., Richardson K.* Choice of pore size can introduce artefacts when filtering Picoeukaryotes for molecular biodiversity studies // *Microb. Ecol.* 2013. V. 65. P. 964–968.
49. *Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environ. Res. Lett.* 2018. 13. 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
50. *Tedesco L., Vichi M., Scoccimarro E.* Sea-ice algal phenology in a warmer Arctic // *Sci. Adv.* 2019. 5. eaav4830.
51. *Tragin M., Vaalot D.* Novel diversity within marine Mamiellophyceae (Chlorophyta) unveiled by metabarcoding // *Sci. Rep.* 2019. 9. 5190.
52. *Tremblay J.É., Robert D., Varela D.E. et al.* Current state and trends in Canadian Arctic marine ecosystems: I. Primary production // *Climatic Change* 2012. 115. P. 161–178. <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0496-3>
53. *Vaalot D., Eikrem W., Viprey M., Moreau H.* The diversity of small eukaryotic phytoplankton ($\leq 3 \mu\text{m}$) in marine ecosystems // *FEMS Microb. Rev.* 2008. V. 32. № 5. P. 795–820.
54. *Verity P.G., Robertson C.Y., Tronzo C.R. et al.* Relationship between cell volume and the carbon and nitrogen content of marine photosynthetic nanoplankton // *Limnol. Oceanogr.* 1992. 37. P. 1434–1446.
55. *Voosen P.* New feedbacks speed up the demise of Arctic sea ice // *Science*. 2020. 369. 6507. P. 1043–1044. <https://doi.org/10.1126/science.369.6507.1043>
56. *Waleron M., Waleron K., Vincent W.F. et al.* Allochthonous inputs of riverine picocyanobacteria to coastal waters in the Arctic Ocean // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2007. 59. P. 356–365.
57. *Zhang F., He J., Lin L., Jin H.* Dominance of picophytoplankton in the newly open surface water of the central Arctic Ocean // *Polar Biol.* 2015. 38. P. 1081–1089. <https://doi.org/10.1007/s00300-015-1662-7>
58. *Zhu F., Massana R., Not F. et al.* Mapping of picoeukaryotes in marine ecosystems with quantitative PCR of the 18S rRNA gene // *FEMS Microbiol. Ecol.* 2005. V. 52. P. 79–92.

Spring Picophytoplankton of the Kara Sea

T. A. Belevich^{a, b, #}, I. A. Milyutina^b, A. B. Demidov^c, M. V. Flint^c

^aFaculty of Biology Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^bBelozersky Institute of Physico-Chemical Biology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

^cShirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia

[#]e-mail: belevich@mail.bio.msu.ru

The abundance, biomass, chlorophyll “a” concentration of picophytoplankton, contribution of picoalgae to total chlorophyll “a” and species composition of phototrophic picoeukaryotes (cells size less than 3 μm) were studied during 83 cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldish” in the Kara Sea in June 2021. The picophytoplankton abundance varied from 0.25 до 4.91 × 10⁹ cell/m³, biomass – from 0.34 до 2.49 mg C/m³. The minimum abundance and biomass were found in the areas adjacent to the ice edge. The contribution of picophytoplankton to total chlorophyll a concentration in photic layer varied from 3 to 28% with maximum found in the stations free of ice more than 5 days. Picophytoplankton was represented by picoeukaryotes and cyanobacteria. The cyanobacteria contribution was low and varied from 0.2 to 1.8%. The Illumina sequencing of V4 region of 18S rRNA gene revealed that in the surface layer *Chaetoceros socialis* dominated in picoeukaryotes near ice edge during the diatom bloom. In the ice-free areas for more than 5 days small flagellates, such as *Micromonas polaris*, *Phaeocystis pouchetii* and *Pyramimonas diskoicola*, begin to develop in the surface layer after large phytoplankton descends to the lower horizon of upper mixed layer.

Keywords: Arctic, the Kara Sea, season ice, picophytoplankton, picoeukaryotes, diversity

УДК 556.545:551.35

ВЛИЯНИЕ МЕЖГОДОВЫХ ВАРИАЦИЙ РЕЧНОГО СТОКА НА ГЕОХИМИЮ ЭСТУАРНОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

© 2022 г. В. М. Шулькин^{1, *}, В. А. Григорьев^{2, **}¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, Россия²Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: shulkin@tigdvo.ru

**e-mail: v.a.grigorev@spbu.ru

Поступила в редакцию 10.06.2021 г.

После доработки 25.11.2021 г.

Принята к публикации 16.12.2021 г.

На примере эстуария средней по размеру реки бореальной зоны (р. Раздольная, Приморье, РФ) показано, что даже 5–6 кратное увеличение среднегодовых величин твердого речного стока сопровождается лишь 10–20% увеличением содержания пелитовых фракций в поверхностном 1–2 см слое осадков внешней части эстуария, расположенной в приемном бассейне – Амурском заливе Японского моря. Химический состав осадков внутреннего эстуария, расположенного в пределах речного русла, контролируется в основном вариациями гранулометрического состава. Во внешнем эстуарии дополнительным фактором, повышающим содержание Hg, Cd, Pb, Cu, Zn в верхнем 30–35 см слое отложений является загрязнение от г. Владивостока. Концентрации Mo и органического углерода ($C_{орг}$) также повышены в осадках внешнего эстуария, но за счет гидрогенной аккумуляции с последующим накоплением при восстановительном диагенезе для Mo, и повышенной продукции планктона для $C_{орг}$. Оценить вертикальное распределение характеристик в верхнем слое эстуарных отложений в результате изменения интенсивности загрязнения, а также за счет деструкции органического вещества при восстановительном диагенезе, возможно только с учетом скорости осадконакопления.

Ключевые слова: донные осадки, эстуарии, тяжелые металлы, ^{210}Pb -метод, восстановительный диагенез, гранулометрический состав, р. Раздольная, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157422050185

ВВЕДЕНИЕ

В большинстве природно-климатических зон речной сток характеризуется высокой сезонной вариабельностью, что затрудняет оценку его влияния на долговременные изменения в прилегающих морских акваториях по характеристикам водной толщи. Использование донных отложений, отражающих в своем составе итог всего комплекса процессов в эстуариях и прибрежно-морских экосистемах, имеет очевидные преимущества при изучении межгодовых и более долговременных изменений среды [8], хотя сезонные изменения в химическом составе прибрежных и эстуарных донных осадков также могут быть весьма значительны [28, 32]. Реконструкции по донным отложениям основываются на характеристике вертикального распределения показателей по колонкам с параллельным определением возраста отложений. Один из наиболее распространенных методов датирования – по изменению концентрации

различных радиоизотопов в зависимости от интересующего временного масштаба. В частности, для процессов в интервале от 10 до 100–150 лет используют ^{210}Pb и ^{137}Cs [13, 18]. При этом ключевым моментом является получение ненарушенных перемешиванием колонок современных донных осадков [7]. Однако в системе фациальных обстановок эстуариев и прибрежных акваторий участки постоянной аккумуляции отложений скорее исключение, чем правило. Вертикальное распределение геохимических показателей в перетолженных и/или эродированных отложениях может быть использовано для характеристики долговременных процессов с осторожностью [21, 25]. Очевидна желательность разделения и учета роли пространственной, сезонной и межгодовой изменчивости при анализе химического и гранулометрического состава эстуарных донных отложений с целью использования этих данных для оценки изменения среды. Например, изучение

эстуария р. Янцзы, твердый сток которой за последние 70 лет уменьшился втрое за счет зарегулирования стока, позволило оценить возможности и ограничения использования ^{210}Pb и ^{137}Cs для датирования донных отложений прилегающих акваторий [34]. В частности, было показано, что толщина слоя подвижного ила, накапливаемого за 3–6 лет, достигает 11 см [38], и в пределах этого ила выделяется верхний слой толщиной 2–4 см, меняющийся сезонно [37]. Формирование слоя подвижного ила характерно и для макроприливных эстуариев других крупных рек (Миссисипи, Амазонка) [19, 20, 23]. В то же время недостаточно изучено влияние межгодовых вариаций речного стока на отложения микроприливных эстуариев малых и средних рек бореальной и арктической зон, где последние годы преобладает тренд увеличения речного стока, и необходим учет влияния этой данной тенденции на седиментогенез в эстуариях и прилегающих морских акваториях [22].

Целью данной статьи является характеристика влияния межгодовой изменчивости речного стока на геохимию седиментогенеза на примере микроприливного эстуария типичной средней по размеру р. Раздольная (Приморский край, РФ) по геохимическим и литологическим показателям донных отложений, включая концентрацию ^{210}Pb в колонках длиной 30–35 см. В частности, предполагается ответить на следующие вопросы:

1) в какой степени современная межгодовая изменчивость речного стока влияет на гранулометрический и химический состав поверхностного 1–2 см слоя донных отложений различных участков эстуария;

2) каковы возможности и ограничения использования ^{210}Pb для определения скорости осадконакопления донных отложений различных участков микроприливного эстуария р. Раздольная, а также для изучения динамики диагенетических и биогеохимических процессов при седиментогенезе;

3) какова роль вариаций речного стока, антропогенной нагрузки, гранулометрического состава, а также диагенетических процессов в изменении геохимических показателей в верхнем 35 см слое донных отложений эстуария, накопившихся за последние 70–100 лет.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Эстуарий реки Раздольная расположен в кутовой части Амурского залива, который является северо-западной частью залива Петра Великого Японского моря. В эстуарии можно выделить два участка: внутренний, локализованный в нижних 25 км русла р. Раздольная и внешний, расположенный в северной части Амурского залива. Эти

участки разделены песчаным баром, к которому с речной стороны примыкает лиман глубиной 1–3 м (рис. 1).

Седиментогенез и биогеохимические процессы в Амурском заливе изучены достаточно подробно. Определен химический состав донных отложений [4], в том числе современный уровень их загрязнения [10], охарактеризована скорость осадконакопления в центральной и северной частях залива с использованием ^{210}Pb и ^{137}Cs [5]. Изучена пространственная изменчивость концентраций широкого круга химических элементов в субколлоидных фракциях донных отложений эстуария р. Раздольная и Амурского залива [11], которые как считают авторы, являются более чувствительными индикаторами биогеохимических процессов, чем осадки в целом. В то же время показано [16], что химический состав донных отложений эстуария р. Раздольная на 67% контролируется вариациями гранулометрического состава. В процессе изучения гидрохимических процессов в Амурском заливе охарактеризована сезонная гипоксия, формирующаяся во внешнем и внутреннем эстуарии р. Раздольная во второй половине лета и в начале осени [29, 35], а также деструкция органического вещества в донных отложениях северной части Амурского залива [14].

Водный сток р. Раздольная варьируется от 0.56 до 5.90 км³/год (среднее многолетнее 2.27 км³/год) (<https://gmvo.skniivh.ru>). При этом последние 15–18 лет наблюдался значимый тренд увеличения стока, реализующийся на фоне чередованием маловодных и многоводных периодов длительностью 3–5 лет, тогда как в предыдущий период средний уровень стока был достаточно постоянен, несмотря на выраженное чередование маловодных и многоводных лет (рис. 1А). Данные по содержанию взвеси в р. Раздольная [15] в сочетании с данными по водному стоку позволяют оценить увеличение твердого стока в 2014–2019 гг. от 60 до 400 тыс. тонн/год [16]. При этом 90% речного стока реализуется с апреля по октябрь в соответствии с муссонным характером климата региона.

Колонки донных отложений на станции R3 (глубина 6 м), расположенной во внутреннем эстуарии в 15 км выше устья реки, и на станции R10 (глубина 5 м), расположенной в 1 км мористее устьевого бара были отобраны в июле 2015 г. после маловодного 2014 г., но до паводка, наблюдавшегося в конце августа 2015 г. Колонки во внешнем эстуарии на станциях R15 (глубина 18 м) и R16 (глубина 20 м), расположенных в Амурском заливе в 9 и 12 км от устья, были отобраны в июне 2019, т.е. после 4-летнего периода повышенного стока (рис. 1А). Таким образом, колонки отбирали в один и тот же период перед сезонной гипоксией, наблюдаемой в Амурском заливе в июле-

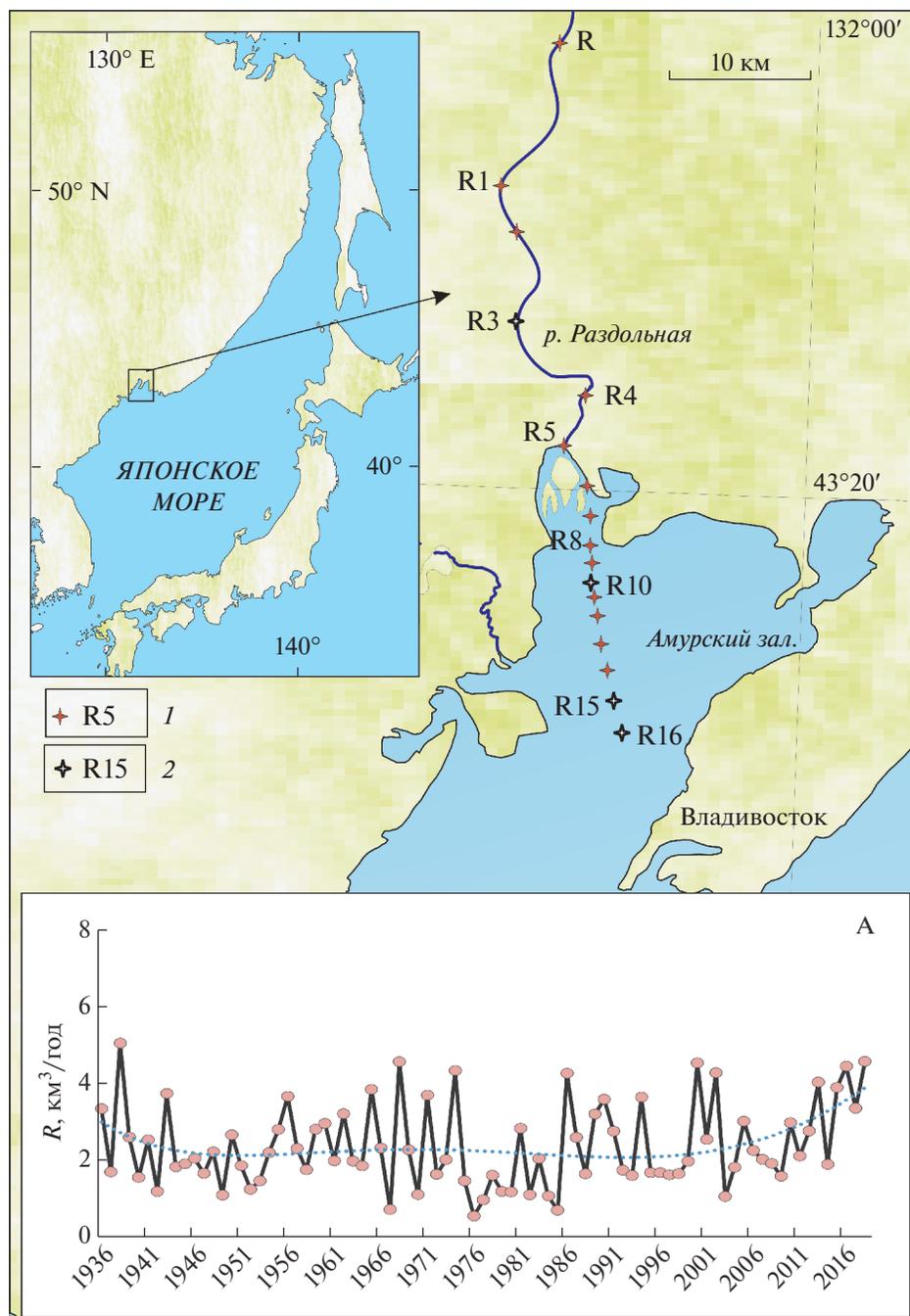


Рис. 1. Схема района работ: 1 – места отбора поверхностных проб донных отложений в 2015, 2017 и 2019 гг., 2 – места отбора колонок в 2015 и 2019 гг. На врезке А – межгодовая изменчивость среднегодовых величин стока R ($\text{км}^3/\text{год}$) р. Раздольная в 1936–2019 гг.

августе [35]. Колонки отбирали гравитационной трубкой “Kadjak” с контролем ненарушенности границы дно–вода. В колонках были определены вариации гранулометрического и химического состава с дискретностью 1–2.5 см (в колонке R16 с дискретностью 5 см). Кроме того, на отдельных горизонтах (табл. 1) была определена концентрация ^{210}Pb для оценки скорости осадконакопле-

ния. Глубина дна на станциях R3, R10, R15 и R16 в 2015–2019 гг. не менялась. Помимо этого, в 2015 и 2017 гг. с помощью дночерпателя Ван-Вина были отобраны пробы поверхностного 1–2 см слоя донных отложений по всему разрезу от ст. R1, расположенной в 20 км выше устья реки (ст. R8) до ст. R16, а в 2019 г. – на мористой части разреза от ст. R10 до ст. R16 (рис. 1). Целью повторных от-

Таблица 1. Неравновесные (“избыточные”) концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Бк/кг) в отдельных слоях колонок из внешней (R15, R16), устьевой (R10) и внутренней (R3) частей эстуария р. Раздольная

R16 слой, см	R16 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	R15 слой, см	R15 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	R10 слой, см	R10 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$	R3 слой, см	R3 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$
0–1	197.7 ± 8.4	0–2	148.1 ± 6.0	0–1	28.6 ± 3	0–1.5	38.6 ± 3.8
1–5	183.8 ± 6.7	3–5	163.3 ± 6.5	1–2	19.8 ± 2.9	3–4	44.3 ± 3.2
5–10	152.5 ± 6.4	7.5–10	152.9 ± 6.2	2–4	15.0 ± 2.3	5–6	52.7 ± 2.7
10–15	97.5 ± 4.4	12.5–15	108.0 ± 4.8	6–8	15.4 ± 2.1	8–10	41.2 ± 3.1
15–20	62.1 ± 3.1	17.5–20	79.2 ± 4.1	12–14	0 (концентрации в этих слоях приняты за равновесные)	12–13	19.9 ± 1.6
20–25	35.3 ± 2.3	22.5–25	58.2 ± 3.8	16–18		15–16	6.9 ± 2.4
25–30	16.3 ± 1.5	27.5–30	35.2 ± 2.2	20–22		18–20	9.6 ± 1.5
30–35	9.0 ± 1.3	30–35	26.7 ± 1.5	24–26			

боров была оценка возможного влияния межгодовых вариаций речного стока на состав поверхностного слоя донных отложений.

Гранулометрический состав осадков определяли методом лазерной дифракции на приборе Fritsch Analyzette 22 Nano с предварительным отделением песчаных фракций (>0.1 мм) мокрым ситованием. Влажность отложений определяли после высушивания до постоянного веса при 105°C. Содержание $C_{\text{орг}}$ определяли методом каталитического окисления на анализаторе Shimadzu TOCvnp. Концентрации металлов (Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ni) в донных отложениях определяли атомно-абсорбционным методом на приборе Shimadzu 6800 F/G после полного кислотного разложения проб смесью кислот HF-HClO₄. Кроме того, разложенные пробы поверхностного слоя, а также пробы колонок R15 и R16 были проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС) на масс-спектрометре Agilent 7500se (ЦКП ДВГИ ДВО РАН) на более широкий круг элементов, включая Mo. Расхождение данных атомно-абсорбционного и масс-спектрометрического анализов по содержанию Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Cd, Ni не превышало 15%. Концентрацию Hg определяли на приборе РА-915+ из отдельной навески материала, высушенного при комнатной температуре. Правильность определения концентрации металлов контролировали анализом стандартных образцов BCSS-1 и MESS-4. Расхождение с паспортными данными не превышало 8–12%.

Общую концентрацию ^{210}Pb в слоях колонок (табл. 1) определяли по удельной альфа-активности дочернего и равновесного с ним изотопа ^{210}Po согласно стандартной методике [1] в лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ. Расчет средних скоростей осадконакопления проводился по вертикальному рас-

пределению содержания неравновесного избыточного изотопа $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в отдельных слоях колонок донных отложений по модели постоянной начальной концентрации ^{210}Pb [30]. При этом в качестве равновесной концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{supp}}$, поддержанной радиоактивным равновесием в ряду ^{238}U , для всех колонок было принято средневзвешенное значение концентраций ^{210}Pb , определенных для 4 нижних слоев колонки R10 – 23.4 ± 0.7 Бк/кг., т.к. только в этой колонке спад активности ^{210}Pb на протяжении достаточно длинного отрезка (12–26 см по глубине) убедительно свидетельствует о практически полном распаде $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ и выходе в область равновесных концентраций $^{210}\text{Pb}_{\text{supp}}$. Это допущение подтверждается тем, что концентрация ^{226}Ra (в равновесии с которым находится $^{210}\text{Pb}_{\text{supp}}$), в донных отложениях северной части Амурского залива составляет 23 ± 2 Бк/кг [5], что практически равно принятому нами значению $^{210}\text{Pb}_{\text{supp}}$. Постоянство или увеличение концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ при переходе от верхнего слоя к нижерасположенным горизонтам интерпретировали как признак перемешивания осадочного материала в результате биотурбации, взмучивания и/или интенсивного латерального перемещения и переотложения [7]. Скорость осадконакопления (S) определяли в соответствии с принятой моделью из соотношения, определяемого законом радиоактивного распада:

$$A(x) = A(0)\exp(-\lambda h/S),$$

где $A(x)$ – концентрация “избыточного” $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в слое (x), Бк/кг; $A(0)$ – концентрация “избыточного” $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в вышележащем слое; λ – постоянная распада ^{210}Pb – 0.03122 год⁻¹; h – разница по глубине залегания между серединами слоев (x) и (0), см (или мм); S – скорость осадконакопления см/год (или мм/год).

Все аналитические работы кроме определения ^{210}Pb и ИСП МС анализа проводили в ЦКП ЦЛЭДГИС ТИГ ДВО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Факторы контролирующие межгодовые вариации состава поверхностного слоя отложений эстуария р. Раздольная

Поверхностный 1–2 см слой донных отложений эстуария р. Раздольная представлен обводненными илами черно-бурого цвета. Исключения составляют песчаные осадки в районе устьевого бара. Донные отложения внутренней части эстуария, расположенные в речном русле до устьевого бара (ст. R1–R8), содержат заметную долю (30–60%) алевритовых и песчаных фракций, тогда как в донных отложениях внешней части эстуария, расположенных в северной части Амурского залива, доминируют пелитовые фракции. Гранулометрический состав поверхностного слоя отложений внешнего эстуария закономерно менялся в течение последних 5 лет: на всех станциях содержание пелитовых фракций возрастало с 2015 по 2019 гг. на 12–20%, и в 2019 г. было максимальным (рис. 2а). Глубины при этом не менялись. В донных отложениях внутренней части эстуария р. Раздольная содержание пелитовых фракций в 2017 г. уменьшалось по сравнению с 2015 г. в 1.1–1.4 раза с соответствующим увеличением доли алевритовых и песчаных частиц на 6 станциях из 8 (рис. 2а). Максимальное огрубление отложений наблюдалось на станциях с заметным увеличением глубины.

По характеру пространственной изменчивости концентрации в поверхностном слое донных отложений выделяются три группы химических элементов (рис. 2б–2з). Первая группа представлена Fe (рис. 2б), а также широким кругом элементов Al, Ni, Cr, V, PЗЭ [16], для которых характерен близкий уровень концентрации в осадках речной (внутренней) и морской (внешней) частей эстуария. Во вторую группу входят Hg, Cd, Pb (рис. 2д, 2е, 2з), Zn, Cu (на рис. 2 не показаны), а также $\text{C}_{\text{орг}}$ и Mo (рис. 2в, 2ж), концентрации которых в донных отложениях речной части эстуария варьируют в соответствии с гранулометрическим составом [16], а во внешней морской – увеличиваются по мере удаления от реки. Третья группа представлена Mn (рис. 2г) для которого наблюдается очевидный тренд снижения от речной части эстуария к мористой. При этом, Mn – единственный из рассматриваемых элементов, не обнаруживающий минимума в песчаных осадках устьевого бара, тогда как концентрация всех остальных элементов в песках устьевого бара минимальна (рис. 2).

Более грубый гранулометрический состав поверхностного слоя донных отложений, наблюдае-

мый на станциях внутренней части эстуария в 2019 г. по сравнению с 2015 г. (рис. 2а) объясняется увеличением водного стока и активизацией эрозионных процессов [3] при муссонных паводках, наблюдавшихся в р. Раздольная в 2015–2018 гг. (рис. 1). Логично предположить, что устойчивое увеличение с 2015 по 2019 гг. доли пелитового материала в поверхностном слое отложений внешней части эстуария, расположенных в Амурском заливе (рис. 2а), является следствием роста твердого стока в этот период. Вынос осадочного материала р. Раздольная за период 2015–2018 гг. может быть оценен в 1.4 млн. тонн [16]. Принимая объемный вес верхнего слоя отложений 1.5 г/см^3 , а площадь северной части Амурского залива 75 км^2 , получаем, что при равномерном распределении по данной акватории такой твердый сток смог бы обеспечить накопление слоя ила 12 мм за 4 года, или 3 мм/год. Скорость осадконакопления на станциях R15 и R16 по распределению $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ составляет сопоставимые 3.0–4.4 мм/год, что подтверждает возможность влияния межгодовых вариаций стока на состав поверхностного слоя осадков. Наблюдаемое увеличение концентрации Hg, Cd, Pb, Zn, Cu, Mo и $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое донных отложений внешней части эстуария с удалением от устья реки (рис. 2) объясняется комплексом факторов, прежде всего загрязнением со стороны г. Владивосток [4]. Поскольку концентрация Zn, Pb, Hg в верхних 10–20 см донных отложений центральной части Амурского залива составляет 160, 40 и 0.085 мкг/г, соответственно [2, 5], очевидно, что осадочный материал с существенно меньшим содержанием металлов, выносимый р. Раздольная, (рис. 2), будет являться разбавляющей субстанцией. Вероятно, поэтому в алевропелитах северной части Амурского залива, отобранных после 4-летнего периода повышенного стока, концентрация Pb, Cd, Hg не возрастает согласно увеличению доли пелитовых фракций (рис. 2а), а Cd и Pb в 2019 г. даже снижается (рис. 2д, 2е, 2з).

Отдельно необходимо рассмотреть Mo, концентрация которого также демонстрирует относительно низкий уровень в осадках речной части эстуария и постепенное 3х кратное увеличение с удалением от устья в морской части (рис. 2ж). Источников загрязнения Mo в изучаемом районе не зафиксировано. Вероятно, повышенный уровень концентрации Mo в морских илах обусловлен особенностями его поведения при восстановительном диагенезе. Показано [22], что при сульфат-редукции Mo может накапливаться в восстановленных осадках до 130 мкг/г в отсутствие какого-либо специфического загрязнения [33].

Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в поверхностном слое донных отложений также демонстрирует 2х-кратное увеличение от реки к морю (рис. 2в). Возможно,

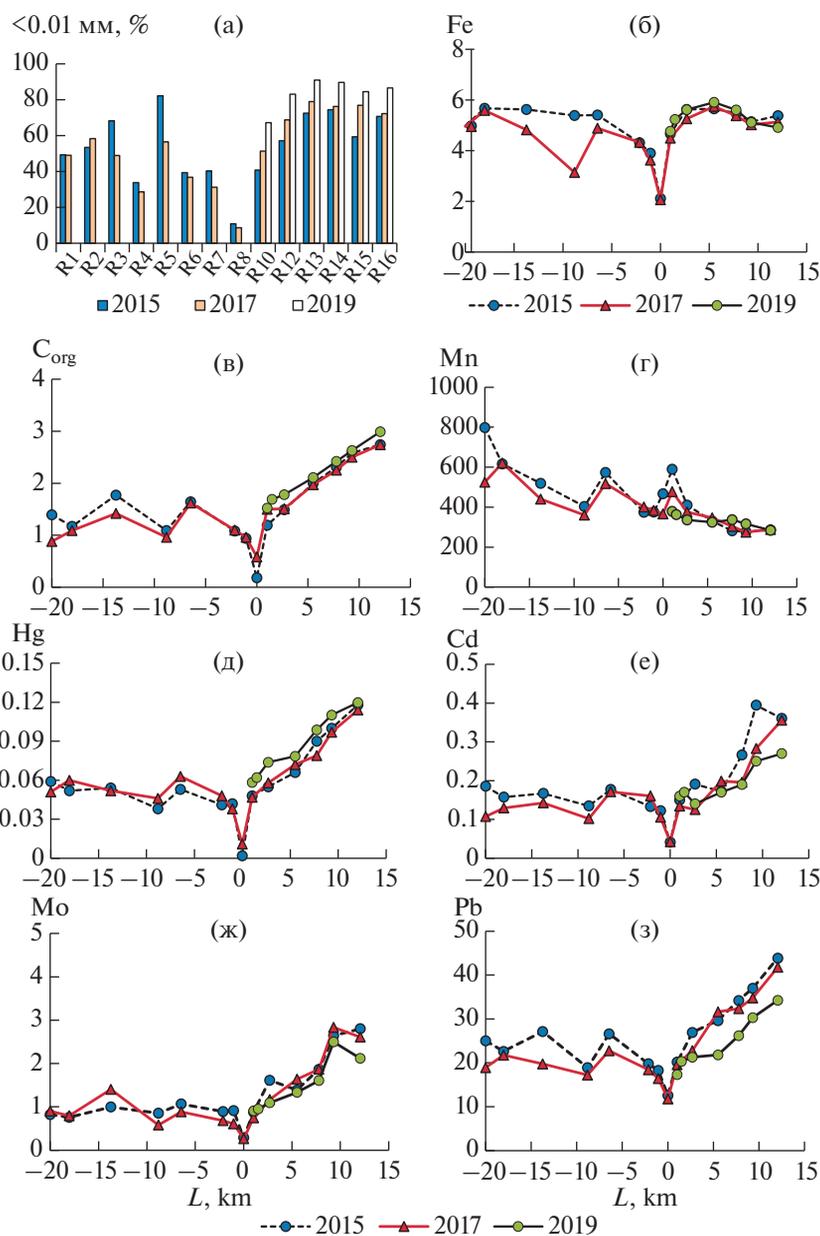


Рис. 2. Изменение доли пелитовых фракций (а) и концентрации химических элементов (б–з) в поверхностном слое донных отложений на разрезе вдоль эстуария р. Раздольная от R1 (20 км выше устья) до R16 (12 км к югу от устья); 0 км соответствует устьевому бару (ст. R8). Концентрации $C_{\text{орг}}$ и Fe в %, остальных элементов – в мкг/г.

это отражает повышенную продуктивность прибрежных вод залива Петра Великого, в илистых отложениях которого концентрация $C_{\text{орг}}$ 2–3% наблюдается и в отсутствие загрязнения [14]. Не исключено, что определенную роль может играть и антропогенная нагрузка при которой также отмечается повышенное содержание $C_{\text{орг}}$ в осадочном материале [5].

Марганец – это единственный элемент, демонстрирующий явное снижение концентрации в отложениях от речной части эстуария к морской

(рис. 2г) и практически не зависящий от вариаций гранулометрического состава [16]. Во многих эстуарных и морских экосистемах была показана ведущая роль окислительно-восстановительных процессов в контроле распределения Mn между раствором, взвесью и донными отложениями [6, 12, 19, 33]. Особенностью Mn является легкость его восстановления до растворимых соединений Mn^{+2} при восстановительном диагенезе в отложениях с последующей миграцией в поровую и далее в наддонную воду. Если в воде сохраняется

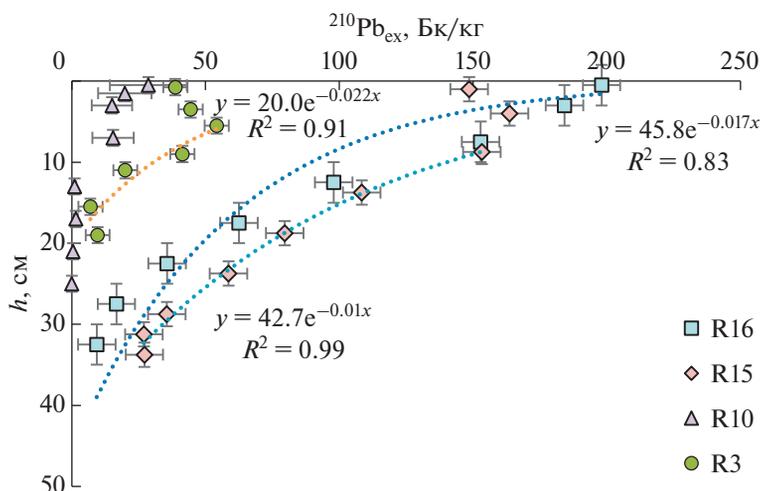


Рис. 3. Изменение концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в колонках донных отложений из различных частей эстуария р. Раздольная. Тренды описывают параметры экспоненциального снижения $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ за счет радиоактивного распада. Разброс данных по оси концентрации соответствует ошибке определения ^{210}Pb , а по вертикали – интервалам опробования колонок.

нормальный кислородный режим, происходит их окисление до твердых фаз гидроксидов Mn^{+3} и Mn^{+4} во взвеси. При этом концентрация Mn в биогенно-терригенной прибрежной взвеси может достигать 2–3.5% [33]. Осаждение этой взвеси, обогащенной Mn , ведет к формированию окисленного поверхностного слоя донных отложений, также содержащего достаточно высокие концентрации Mn : например, до 0.11–0.67% в эстуарии р. Оби [5], и до 0.4–3.0% в донных отложениях эстуариев рек, впадающих в Ботнический залив [22]. Кроме осаждения взвеси, обогащение марганцем поверхностного слоя отложений вызывается окислением растворенного Mn^{+2} поступающего снизу из восстановленных донных осадков [31]. То, что в поверхностном слое донных отложений эстуария р. Раздольная концентрация Mn не превышает 500–800 мкг/г (0.05–0.08%) во внутренней речной части и 300–400 мкг/г во внешней морской (рис. 2г) свидетельствует об определяющей роли восстановительной стадии редокс-цикла Mn в контроле его содержания в донных отложениях и доминировании восстановительных условий даже в поверхностном слое осадков. Устойчивая тенденция снижения концентрации Mn в поверхностном слое отложений от реки в море соответствует интенсификации восстановительного диагенеза от пресноводных к морским донным осадкам [12].

Изменение концентрации ^{210}Pb в колонках донных отложений эстуария р. Раздольная и оценка скорости осадконакопления

Данные по содержанию изотопа $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в отдельных слоях колонок R3, R10, R15 и R16, кото-

рые были рассчитаны для каждого слоя как разница измеренной концентрации ^{210}Pb соответствующего слоя и средневзвешенного значения концентраций ^{210}Pb полученного для 4 слоев в пределах горизонта 12–26 см колонки R10 (по соображениям, описанным выше), представлены в табл. 1, а вертикальное распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, с трендами, аппроксимируемыми экспонентами – на рис. 3.

Распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в колонке R16, отобранной в северной части Амурского залива в точке с глубиной 20 м, наиболее близко к уменьшению по экспоненте ($R = -0.995$) в соответствии с периодом полураспада (рис. 3). Применение модели постоянной начальной концентрации [30] позволяет оценить время накопления 35 см слоя осадков в 99.0 ± 4.8 лет при средней скорости осадконакопления 3.2 ± 0.2 мм/год. Очевидна значительная погрешность расчета, связанная с большим интервалом опробования данной колонки (5 см) для датирования. То есть, поверхностный 0–5 см слой содержит материал возрастом от 0 до 16 ± 1 лет, накопившийся за период с 2004 ± 1 по 2019 г.

Распределение $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в колонке R15, отобранной в точке с глубиной 19 м в 2.7 км от R16 на север, т.е. ближе к устью реки, характеризуется высокой изменчивостью в верхнем 10 см слое. Ниже содержание $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ уменьшается по экспоненте в соответствии с постоянной распада. Это уменьшение наблюдается от слоя донных отложений 7.5–10 см до слоя 30–35 см (табл. 1), что позволяет оценить скорость осадконакопления в этом интервале в 4.2 ± 0.2 мм/год за 55.9 ± 2.2 года. Принимая, что скорость осадконакопления верх-

них 10 см колонки R15, была такая же, как в нижележащих слоях, можно оценить “средний” возраст материала этого верхнего вероятно перемешанного слоя в 24 ± 1 года ($1995 \pm 1 - 2019$ годы). Необходимо отметить, что в основании колонки R15 концентрация $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ была значительно выше, чем для R16 (табл. 1), что указывает на меньший возраст одинаковых по глубине слоев, и подтверждается большей расчетной скоростью осадконакопления.

В наиболее мелководной колонке R10 распределение содержания $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в верхних 8 см может быть аппроксимировано экспонентой ($r = -0.98$), соответствующей периоду полураспада ^{210}Pb ($T_{1/2} = 22.2$ лет). По модели [30] скорость осадконакопления этого слоя составляет 2.2 ± 0.5 мм/год, а время накопления 20.2 ± 4.8 лет, что сопоставимо со временем формирования верхнего перемешанного слоя колонки R15 – 24 ± 1 года. Необходимо отметить очень приблизительный характер этой оценки вследствие малого количества точек. В отложениях внутренней эстуарии (ст. R3) концентрация $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в верхнем 6 см слое даже возрастала с глубиной, хотя уровень содержания оставался в 3–5 раз ниже, чем в верхнем слое колонок R15 и R16 (табл. 1), отобранных во внешней эстуарии, где доминирует устойчивая аккумуляция осадочного материала. В то же время в интервале от 5–6 см до 15–16 см наблюдалось постепенное уменьшение концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ по экспоненте ($r = -0.9898$), что позволяет предположить здесь достаточно устойчивую седиментацию и аккумуляцию осадочного материала. Применяя модель постоянной начальной концентрации [30] и закон радиоактивного распада, получаем скорость осадконакопления в этой части колонки 2.0 ± 0.1 мм/год, а продолжительность накопления слоя 5–20 см – 57.3 ± 2.5 лет. Если предположить, что верхняя часть колонки накапливалась с той же скоростью, время накопления перемешенного верхнего 5 см слоя можно оценить в 25 ± 1 лет.

Необходимо подчеркнуть, что в условиях речного русла с очевидным латеральным транспортом и эрозией, определить возраст отложений можно только с рядом допущений. В частности, низкая активность $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ уже в поверхностном слое колонки R3 (табл. 1) может быть связана с тем, что атмосферный ^{210}Pb еще не полностью зафиксировался на осадочном материале [27]. Тогда поверхностный слой может рассматриваться как современный (соответствующий моменту отбора – 2015 г.), слой 5–6 см имеющий возраст $1985 \pm 1 - 1990 \pm 1$ год, и далее вниз в соответствии со скоростью осадконакопления 2.0 ± 0.1 мм/год. Альтернативной точкой зрения является предположение, что низкая активность $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в поверхностном слое колонки R3 связана

с эрозией более молодого верхнего слоя отложений, и проанализированный поверхностный слой имеет на самом деле значительно больший абсолютный возраст. Соответственно, и нижележащие отложения будут более старыми.

Изменение гранулометрического и химического состава отложений в колонках

В колонке донных отложений внутренней речной части эстуарии р. Раздольная (ст. R3) поверхностный 2 см слой бурого обводненного ила подстилается серо-черным пластичным илом, а ниже 10 см – серым плотным илом. На взморье (ст. R10) поверхностный черно-бурый слой перекрывает черный ил с окисленными следами илоедов. Во внешней эстуарии, расположенном в море (ст. R15 и R16), присутствие зообентоса (полихеты) фиксируется только в поверхностном 2 см слое, а нижележащие отложения представлены визуально однородными черными илами. Все подповерхностные илы имели слабый запах сероводорода.

Изменение доли пелитовых (<0.01 мм) частиц и концентрации ряда химических элементов в колонках донных отложений эстуарии р. Раздольная представлено на рис. 4. Гранулометрический состав верхнего 20–35 см слоя отложений внешней части эстуарии (ст. R15 и R16) практически не менялся в отличие от взморья (ст. R10) и внутреннего эстуарии (ст. R3), где наблюдались слои с повышенным содержанием пелитовых фракций (рис. 4а). Концентрации ряда металлов (Fe, Mn, Cd, Pb) в этих слоях были также повышены. Однако основные тенденции изменения химического состава, наблюдаемые в колонках эстуарных отложений (рис. 4в–4з), не связаны с вариациями гранулометрического состава. В частности, для $S_{\text{орг}}$ доминировала устойчивая тенденция снижения в колонках от 1.77–2.99 до 0.97–1.99% (рис. 4в). Исключение составляет колонка R10, где уже в поверхностном слое концентрация $S_{\text{орг}}$ не превышала 1.19% и оставалась на этом уровне по всей колонке. Тенденцию снижения вниз по колонкам демонстрирует и Mn (рис. 4г).

Для группы металлов (Cd, Hg, Pb, Cu, Zn) вертикальное распределение принципиально различается для внешней и внутренней частей эстуарии. Во внешней эстуарии наблюдается увеличение концентрации в подповерхностных слоях, тогда как во внутренних участках содержание остается на одном относительно низком уровне или контролируется вариациями гранулометрического состава (рис. 4д, 4е, 4з). Явный максимум концентрации в слое 10–20 см колонок внешнего эстуарии наблюдается и для Mo (рис. 4ж).

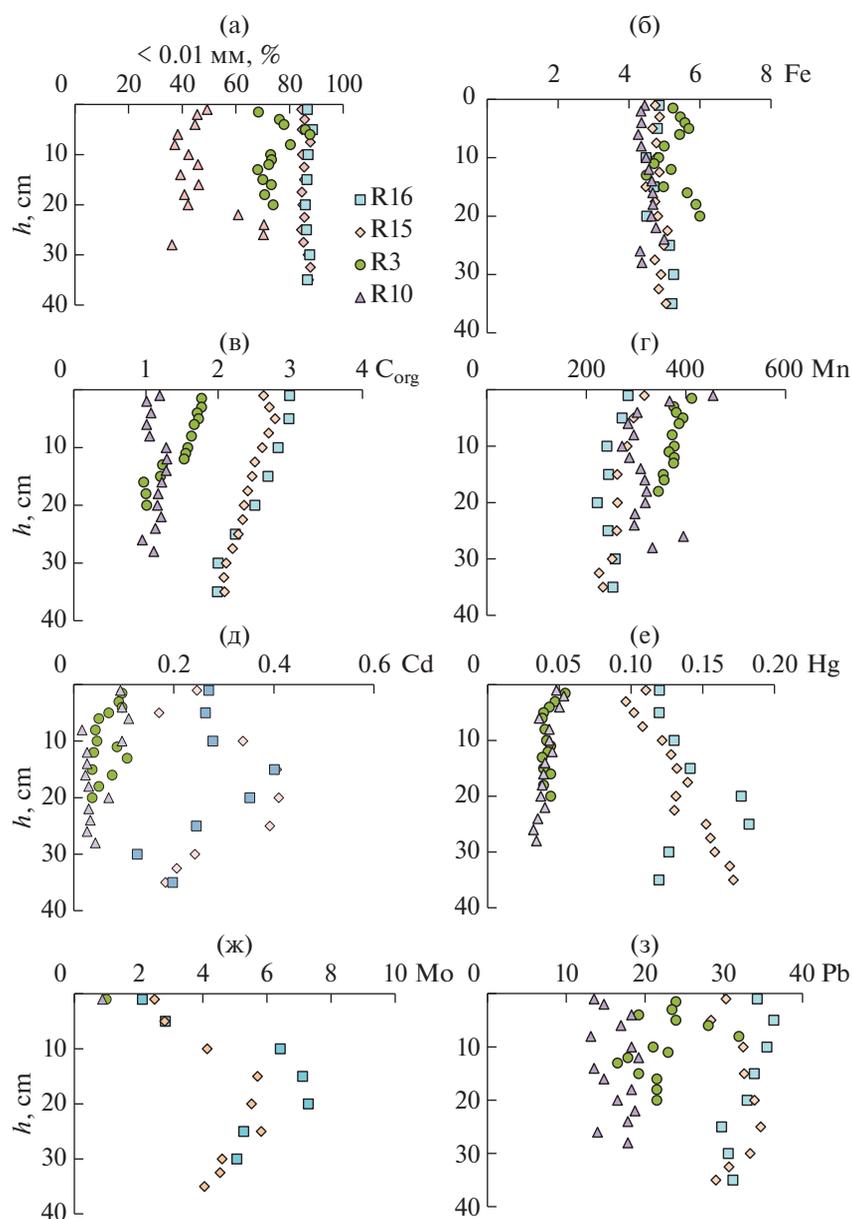


Рис. 4. Изменение доли пелита (%) и концентрации химических элементов ($C_{\text{орг}}$, Fe в %, остальные элементы в мкг/г) в колонках донных отложений различных частей эстуария р. Раздольная.

Динамика седиментогенеза в эстуарии р. Раздольная по изменению показателей в колонках донных отложений

Увеличение водности с 2014 по 2019 гг. сопровождалось заилением поверхностного слоя донных отложений внешней части эстуария р. Раздольная (рис. 2а). Однако содержание пелитовых фракций в нижележащих слоях колонок R15 и R16, расположенных во внешнем эстуарии, меняется мало (рис. 3б). То есть, достаточные существенные межгодовые колебания речного стока, наблюдавшиеся за последние 60–70 лет (рис. 1А), не отражаются в изменении гранулометрического состава отложений при использовании интервала

опробования 1–5 см. Учитывая скорость осадконакопления в северной части Амурского залива 0.2–0.5 см/год [5], очевидно, что данный интервал осреднения слишком велик для регистрации 2–5 летних межгодовых вариаций поступления осадочного материала. Кроме того, наличие верхнего слоя толщиной 7.5–10 см в колонке R15 и 5–6 см в колонке R3 с нарушенной последовательностью изменения концентрации $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (табл. 1, рис. 3), свидетельствует о перемешивании осадочного материала, накопленного за 24–25 лет, что также ограничивает возможность регистрации многолетних межгодовых вариаций речного стока по составу колонок донных отложений. Та-

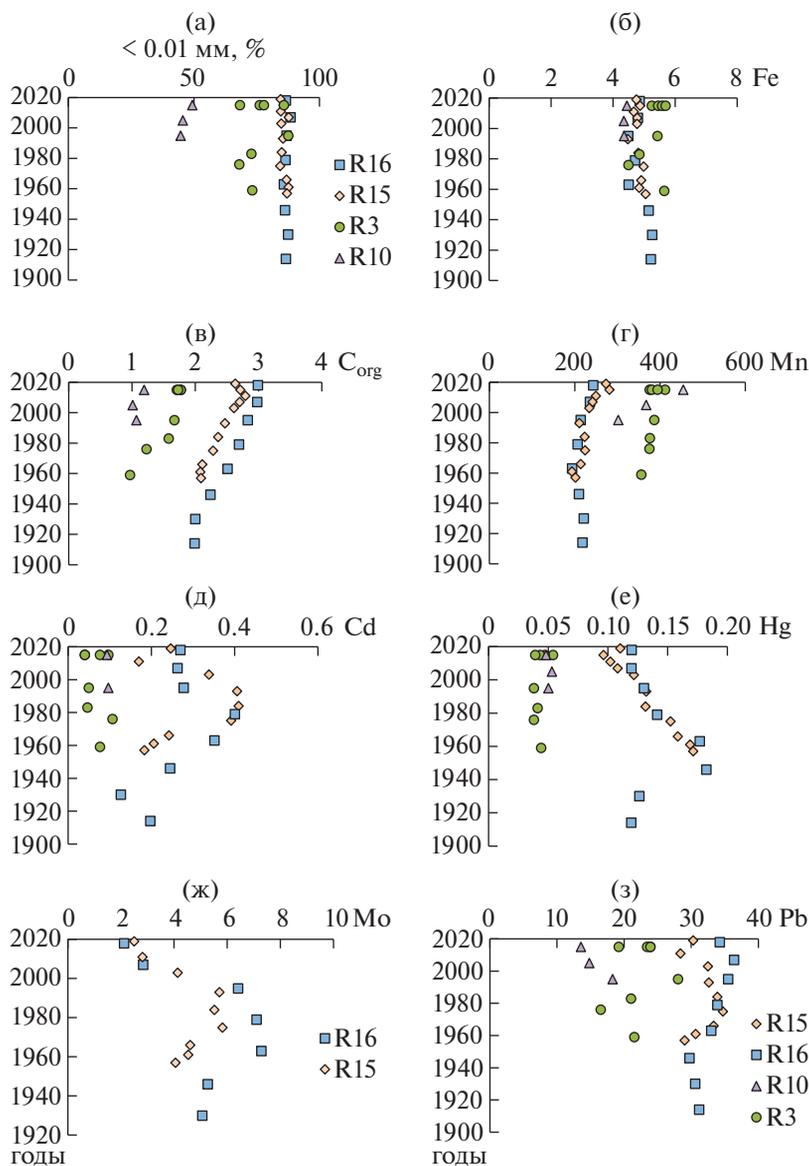


Рис. 5. Изменение доли пелита (%) и концентрации химических элементов ($C_{\text{орг}}$, Fe в %, остальные элементы в мкг/г) в синхронных слоях колонок донных отложений различных частей эстуария р. Раздольная

ким образом, несмотря на возможности использования поверхностного слоя донных отложений для характеристики текущих межгодовых вариаций речного стока (рис. 2), установить влияние более долговременных межгодовых изменений стока на состав колонок эстуарных отложений удастся только при определенных условиях: наличии данных о скорости осадконакопления, высокой дискретности отбора проб, и отсутствии заметного физического перемешивания. Полученные в нашей работе оценки скорости осадконакопления по распределению $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ в колонках ст. R16 — 3.2 ± 0.2 мм/год, и ст. R15 — 4.2 ± 0.2 мм/год, близки к оценке 4.1 мм/год, полученной в данном районе в 2008–2012 гг., которая была подтверждена характером распределения

^{137}Cs [5]. Это указывает на достаточную надежность наших данных по скорости осадконакопления, и позволяет оценить изменение химического состава слоев колонок с учетом их возраста (рис. 5).

Для концентраций Fe, Mn, $C_{\text{орг}}$ распределение по глубине колонок и по синхронным слоям практически не различается (рис. 4а–4г и 5а–5г). Для Fe наблюдается отсутствие значимого тренда изменения по глубине, а вариации контролируются долей пелитового материала (рис. 4б, 5б). Восстановительный диагенез на валовой концентрации Fe не сказывается вследствие доминирования для этого металла геохимически инертных литогенных форм. Однако для Mn, значительная

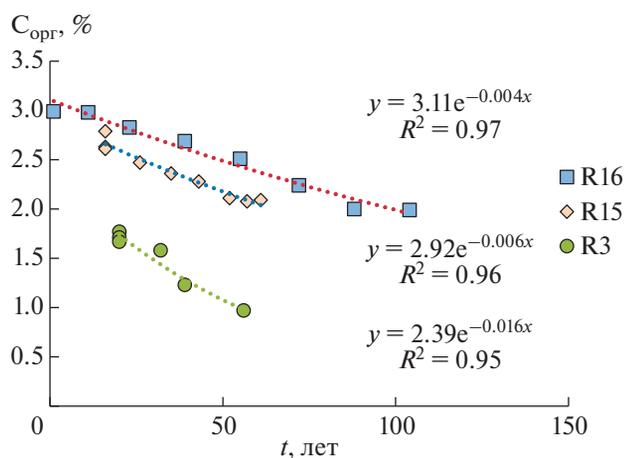


Рис. 6. Динамика снижения концентрации $C_{\text{орг}}$ в верхнем слое отложений эстуария р. Раздольная в зависимости от возраста.

часть которого находится и в речной взвеси, и в окисленных донных отложениях в составе геохимически подвижных оксигидратных форм [6], восстановительный диагенез сопровождается снижением валовой концентрации Mn в твердых фазах (рис. 4г, 5г).

Наиболее явно уменьшение Mn вниз по колонке проявлено в отложениях внутреннего эстуария (ст. R3) и в мелководной части внешнего эстуария (ст. R10), где концентрация в окисленном поверхностном слое относительно велика (рис. 4г, 5г). При этом масштаб уменьшения Mn в колонке R10 превышает таковой в колонке R3 в соответствии с большим потенциалом восстановительной сульфатредукции в морских водах (R10) по сравнению с пресными (R3). Восстановительный диагенез в колонках внешнего эстуария (ст. R15 и R16) не менее интенсивен, чем в колонке R10, однако степень снижения концентрации Mn вниз по колонкам R15 и R16 существенно меньше, вследствие меньшей исходной концентрации в поверхностном слое (рис. 4г, 5г).

Для $C_{\text{орг}}$ также наблюдается устойчивое снижение концентрации вниз по колонкам (рис. 4в, 5в). Лишь в наиболее интенсивно перемешанной колонке R10 с долей пелитового материала менее 50%, содержание $C_{\text{орг}}$ остается на постоянно низком уровне 0.95–1.15% по всем 30 см колонки. Общий повышенный уровень $C_{\text{орг}}$ в осадках внешнего эстуария (рис. 2в) соответствует большей продуктивности акватории северной части Амурского залива по сравнению с водами р. Раздольная и внутренней части эстуария [29]. Увеличение концентрации $C_{\text{орг}}$ вверх по колонкам (рис. 5в) могло быть вызвано увеличением трофности водоема за последние 50–70 лет и появлением сезонной гипоксии [35]. Однако в эстуариях, где многолетний тренд эвтрофикации водной толщи

и усиления сезонной гипоксии явно выражены и надежно задокументированы, увеличение концентрации $C_{\text{орг}}$ в соответствующих слоях донных отложениях проявлено более существенно [32, 39]. Поэтому наиболее вероятной причиной уменьшения $C_{\text{орг}}$ вниз по колонкам в Амурском заливе является деструкция органических веществ (ОВ). Деструкция происходит в результате комплекса различных процессов аэробного и анаэробного окисления ОВ, протекающих с разной скоростью [24]. Тем не менее, возможно представить динамику уменьшения концентрации $C_{\text{орг}}$ в донных осадках вследствие деструкции в виде эмпирического соотношения [39]:

$$C_t = C_0 e^{-kt},$$

где C_t , C_0 – концентрация $C_{\text{орг}}$ в слое возраста t лет и в поверхностном слое, соответственно; k – коэффициент, отражающий скорость деструкции ОВ [26].

Эмпирические зависимости снижения концентрации $C_{\text{орг}}$ в колонках эстуария р. Раздольная с увеличением ^{210}Pb -возраста отложений, статистически значимо аппроксимируются подобными соотношениями (рис. 6). При этом кажущиеся константы скорости деструкции ОВ составляют 0.016–0.004 год⁻¹, что не противоречит данным по прибрежным отложениям других регионов [21].

Сравнение распределения химических показателей по слоям колонок относительно их глубины (рис. 4) и возраста (рис. 5) дает возможность оценить динамику ряда геохимических процессов при седиментогенезе в Амурском заливе за последние 100 лет. В частности, для некоторых металлов, загрязнявших донные отложения в результате хозяйственной деятельности в г. Владивосток (Hg, Pb), различие распределений по глубине колонок R15 и R16 достаточно трудно интерпретировать (рис. 4е, 4з), учитывая их близкое расположение (рис. 1). Однако, распределение по синхронным слоям колонок более закономерно (рис. 5е, 5з) и соответствует смешению осадочного материала с низким уровнем загрязнения, поступающего со стоком р. Раздольная, и более загрязненных донных отложений северной части Амурского залива. При этом степень загрязнения Hg была минимальна до 1930х, а Pb – до 1950х годов. Загрязнение достигало максимума в середине и конце прошлого века, соответственно, и снижалось последние 50 лет для Hg и 10 лет для Pb, что не противоречит имеющимся данным по динамике антропогенной нагрузки в окрестностях г. Владивосток [5, 9].

Однако, есть ряд химических элементов, распределение которых по глубине колонок более закономерно, чем по синхронным слоям. Это, прежде всего, Mo и Cd, для которых характерен повышенный уровень в отложениях морской ча-

сти эстуария по сравнению с речной, а также выраженный максимум концентрации на глубине 15–20 см от поверхности (рис. 4д, 4ж). Разброс данных по Mo и Cd в синхронных слоях колонок R15 и R16 заметно больше (рис. 5д, 5ж). Вероятно, это указывает на определяющую роль достаточно быстрых диагенетических процессов в контроле концентрации Mo и Cd в восстановленных отложениях северной части Амурского залива. Кроме того, для Mo наблюдается большая концентрация в колонке R16, которая расположена в пределах ядра области сезонной гипоксии в северной части Амурского залива [35]. Механизмы накопления Mo в морских донных отложениях при восстановительном диагенезе с участием сульфатредукции изучены достаточно детально [17, 33, 36], в том числе для эстуарного седиментогенеза [22]. Показано, что Mo поступает на поверхность дна прибрежных акваторий преимущественно в сорбированном виде на взвеси, обогащенной гидроксидами Mn за счет окисления его растворенных форм, поступающих с речным стоком и/или из донных отложений. В поверхностном слое донных отложений, при развитии восстановительных диагенетических процессов Mn переходит в растворенные формы и возвращается в наддонную воду, а Mo в случае присутствия в поровых водах восстановленных форм серы, образует тиомолибдаты, фиксирующиеся преимущественно в сульфидных формах [17]. Наличие сезонной гипоксии в придонных водах, отмечаемое и в Амурском заливе [35], также является фактором, способствующим вышеописанному механизму аккумуляции Mo в донных отложениях [33]. То, что повышение концентрации Mo приурочено к определенному горизонту донных отложений, а затем снижается (рис. 5ж) отражает, возможно, проявление различных этапов восстановительного диагенеза [17, 28].

Распределение по колонкам Cd во многом подобно Mo: больший уровень в морских отложениях по сравнению с речными, максимум концентрации в слое 10–25 см и относительное снижение в поверхностном и подстилающем слоях (рис. 4д). Однако интерпретация не столь однозначна, поскольку Cd является типичным металлом, загрязняющим донные осадки Амурского залива в результате антропогенной нагрузки со стороны г. Владивосток [16]. В тоже время Cd в морских водах имеет высокое сродство к органическому веществу, активно поглощается фитопланктоном и накапливается в восстановленных отложениях [28, 36].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Регулярное опробование донных отложений эстуария р. Раздольная на одних и тех же станциях в июле 2015, 2017 и 2019 гг. показало, что межгодовое увеличение твердого стока в 5–6 раз

сопровождается увеличением содержания пелитовых фракций в поверхностном 1–2 см слое донных отложений внешней мористой части эстуария лишь на 10–20%. Таким образом, в областях устойчивой аккумуляции наблюдается очевидный нивелирующий эффект эстуарного седиментогенеза по отношению к межгодовым вариациям речного стока. Во внутренних частях эстуария, расположенных в пределах речного русла, высокий водный сток летом 2015–2019 гг. сопровождается вымыванием пелитовых фракций и огрублением оставшихся донных отложений.

Химический состав поверхностного слоя донных отложений внутренней части эстуария р. Раздольная контролируется вариациями гранулометрического состава. В отложениях внешнего эстуария концентрация металлов и $C_{орг}$ выше, чем следует исходя из гранулометрического состава, что для большинства изученных металлов обусловлено примесью антропогенного материала, поступающего от г. Владивостока. По этой же причине после периода повышенного речного стока концентрации ряда металлов (Pb, Zn, Cu) в поверхностном слое отложений внешнего эстуария не возрастают, несмотря на усиленное заиление.

Концентрация $C_{орг}$, Mo и отчасти Cd в отложениях внешней части эстуария, расположенного в прибрежно-морской акватории, также выше, чем во внутреннем эстуарии, но за счет большей продуктивности ($C_{орг}$), повышенной фоновой концентрации в морских водах и особенностей биогеохимии (Mo, Cd). Особое поведение характерно для Mn, концентрация которого не зависит от гранулометрического состава, а демонстрирует устойчивое снижение от пресноводных отложений к морским независимо от величины стока, в соответствии с доминирующей тенденцией мобилизации Mn в раствор при деструкции органического вещества в водной толще и восстановительном диагенезе в осадках.

Анализ распределения $^{210}Pb_{ex}$ в колонках донных отложений, отобранных во внутренней и внешней частях эстуария, показал, что помимо поверхностного 1–2 см слоя, выделяется верхний 5–10 см слой, часто подверженный физическому или биологическому перемешиванию, и имеющий оценочный возраст 24–25 лет. Это ограничивает оценку влияние короткопериодных (2–4 года) межгодовых вариаций речного стока на состав отложений ниже поверхностного слоя при используемой дискретности отбора проб по колонкам в 1 см.

Вертикальное распределение $C_{орг}$ в верхнем 30–35 см слое эстуарных отложений, накопившихся за последние 70–100 лет, снижается вниз по колонкам в соответствии с динамикой деструкции органического вещества при анаэробном диагенезе. Диагенез определяет и уменьше-

ние концентрации Mn вниз по колонкам, хотя преобладание восстановительных условий ведет к тому, что даже в поверхностных слоях концентрация Mn значительно меньше, чем в исходном материале речного стока. Кроме того, во внешнем эстуарии восстановительный диагенез контролирует распределение в верхнем слое отложений Mo и, отчасти Cd, для которых характерна область повышенных концентраций в слое 10–25 см, обусловленная, вероятно связыванием этих металлов в сульфидных формах. Обогащение подповерхностных слоев отложений внешнего эстуария проявлено также для Hg, Pb, Cu, Zn, однако повышение концентрации этих металлов приурочено к слоям одного возраста, положение которых в колонках зависит от скорости осадконакопления и истории загрязнения. В частности, для Hg загрязнение было максимальным в середине XX века, после чего снижалось и в настоящее время достигло уровня начала XX века. В то же время максимум загрязнения Pb, Cu, Zn приходился на 1980е годы и снизился только в последние 10–15 лет.

Корректная интерпретация вертикального изменения геохимических характеристик по колонкам современных эстуарных отложений возможна только с учетом информации по скорости осадконакопления рассчитанной, например, по распределению $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, что позволяет выделить области литодинамического и/или биотурбационного перемешивания, зоны влияния восстановительного диагенеза, и случаи смешения с загрязненным осадочным материалом, поступающим помимо речного стока.

Источники финансирования. Работы проводились в рамках Государственного задания ТИГ ДВО РАН по теме № 0272-2019-0027 “Естественные и антропогенные факторы в эволюции, динамике и устойчивости разноранговых геосистем и их компонентов в переходной зоне: суша–океан”, при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-05-00166.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амелогова Н.И. Радиохимия полония. М.: Атомиздат, 1976. 144 с.
2. Аксентов К.И., Астахов А.С. Антропогенное загрязнение ртутью донных осадков залива Петра Великого // Вестник ДВО РАН. 2009. Т. 4. С. 115–121.
3. Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 202 с.
4. Аникиев В.В., Перепелица С.А., Шумилин Е.Н. Оценка влияния антропогенных и природных источников на пространственное распределение тяжелых металлов в донных отложениях залива Петра Великого // Геохимия. 1993. № 9. С. 1329–1339.
5. Астахов А.С., Калугин И.А., Аксентов К.И. и др. Геохимические индикаторы палеотайфунов в шельфовых отложениях // Геохимия, 2015. № 4. С. 387–392.
6. Демина Л.Л., Гордеев В.В., Галкин С.В. и др. Биогеохимия некоторых тяжелых металлов и металлоидов на разрезе эстуарий реки Обь–Карское море // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 771–784.
7. Купцов В.М. Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 1986. 271 с.
8. Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 373–400.
9. Мишуков В.Ф., Калинин В.В., Плотников В.В. и др. Влияние дампинга загрязненных грунтов на экологическое состояние прибрежных вод г. Владивосток // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 244–256.
10. Мощенко А.В., Белан Т.А., Борисов Б.М. и др. Современное загрязнение донных отложений и экологическое состояние макрозообентоса в прибрежной зоне Владивостока (залив Петра Великого Японского моря) // Изв. ТИНРО. 2019. Т. 196. С. 155–181.
11. Поляков Д.М., Аксентов К.И. Динамика накопления тяжелых металлов субколлоидной фракцией донных осадков – результат биохимических процессов в маргинальном фильтре р. Раздольная (Амурский залив, Японское море) // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 79–86.
12. Розанов А.Г. Редокс-система донных отложений западной части Карского моря // Геохимия. 2015. № 11. С. 1015–1031.
13. Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю. Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ^{210}Pb и ^{137}Cs) в разных фашиально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
14. Тищенко П.Я., Барабанищев Ю.А., Волокова Т.И. и др. Диагенез органического вещества верхнего слоя донных отложений залива Петра Великого в местах проявления гипоксии // Геохимия. 2018. № 2. С. 185–196.
15. Шулькин В.М., Богданова Н.Н., Перепелятников Л.В. Пространственно-временная изменчивость химического состава речных вод юга Дальнего Востока РФ // Водные ресурсы. 2009. Т. 36. № 4. С. 428–439.
16. Шулькин В.М. Влияние межгодовой изменчивости речного стока на донные отложения эстуария р. Раздольная (Приморский край) // Вестник ДВО РАН. 2020. № 5. С. 81–94.
17. Adelson J.M., Helz G.R., Miller C.V. Reconstructing the rise of recent coastal anoxia; molybdenum in Chesapeake Bay sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. P. 237–252.
18. Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N. et al. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. P. 315–321.
19. Aller R.C. The sedimentary Mn cycle in Long Island Sound: its role as intermediate oxidant and the influence of bioturbation, O_2 , and C_{org} flux on diagenetic reaction balances // Journal of Marine Research. 1994. V. 52. P. 259–295.
20. Aller R.C., Heilbrun C., Panzeca C. Coupling between sedimentary dynamics, early diagenetic processes, and biogeochemical cycling in the Amazon-Guianas mobile mud belt: Coastal French Guiana // Marine Geol. 2004. V. 208. P. 331–360.

21. *Arias-Ortiz A., Masqué P., Garcia-Orellana J. et al.* Reviews and syntheses: ^{210}Pb -derived sediment and carbon accumulation rates in vegetated coastal ecosystems – setting the record straight // *Biogeosciences*. 2018. V. 15. P. 6791–6818.
22. *Bauer S., Conrad S., Ingri J.* Geochemistry of tungsten and molybdenum during freshwater transport and estuarine mixing // *Appl. Geochem*. 2018. V. 93. P. 36–48.
23. *Corbett D.R., McKee B., Duncan D.* An evaluation of mobile mud dynamics in the Mississippi River deltaic region // *Marine Geol.* 2004. V. 209. P. 91–112.
24. *Friedrich J., Dinkel C., Friedl G. et al.* Benthic nutrient cycling and diagenetic pathways in the northwestern Black Sea // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2002. V. 54. P. 369–385.
25. *Lima A.L., Bergquist B.A., Boyle E.A. et al.* High-resolution historical records from Pettaquamscutt River basin sediments: 2. Pb isotopes reveal a potential new stratigraphic marker // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 1813–1824.
26. *Middelburg J.J.* 1989. A simple model for organic matter decomposition in marine sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 1577–1581.
27. *Nittrouer C.A., Sternberg R.W., Carpenter R. et al.* The use of Pb-210 geochronology as a sedimentological tool: application to the Washington continental shelf // *Marine Geol.* 1979. V. 31. P. 297–316.
28. *Olson L., Quinn K.A., Siebecker M.G. et al.* Trace metal diagenesis in sulfidic sediments: Insights from Chesapeake Bay // *Chem. Geol.* 2017. V. 452. P. 47–59.
29. *Shulkin V., Tishchenko P., Semkin P. et al.* Influence of river discharge and phytoplankton on the distribution of nutrients and trace metals in Razdolnaya River estuary, Russia // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2018. V. 211. P. 166–176.
30. *Shukla B.S., Joshi S.R.* An evaluation of the CIC model of ^{210}Pb dating of sediments // *Environ. Geol. Water Sci.* 1989. V. 14. P. 73–76.
31. *Slomp C. P., Malschaert J. F. P., Lohse L. et al.* Iron and manganese cycling in different sedimentary environments on the North Sea continental margin // *Cont. Shelf Res.* 1997. V. 17. P. 1083–1117.
32. *Sulu-Gambari F., Seitaj D., Behrends T. et al.* Impact of cable bacteria on sedimentary iron and manganese dynamics in a seasonally-hypoxic basin // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 192. P. 49–69.
33. *Sulu-Gambari F., Roepert A., Jilbert T. et al.* Molybdenum dynamics in sediments of a seasonally-hypoxic coastal marine basin // *Chem. Geol.* 2017. V. 466. P. 627–640.
34. *Sun X., Fan D., Liao H. et al.* Variation in sedimentary ^{210}Pb over the last 60 years in the Yangtze River Estuary: New insight to the sedimentary processes // *Marine Geol.* 2020. V. 427. P. 105–340.
35. *Tishchenko P.Ya., Lobanov V.B., Zvalinsky V.I. et al.* Seasonal hypoxia of Amursky bay in the Japan sea: formation and destruction // *Terr. Atmos. Ocean Sci.* 2013. V. 24. P. 1033–1050.
36. *Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T. et al.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update // *Chem. Geol.* 2006. V. 232. P. 12–32.
37. *Xu B., Bianchi T.S., Allison M. A. et al.* Using multi-radiotracer techniques to better understand sedimentary dynamics of reworked muds in the Changjiang River estuary and inner shelf of East China Sea // *Marine Geol.* 2015. V. 370. P. 76–86.
38. *Wang J., Du J., Baskaran M. et al.* Mobile mud dynamics in the East China Sea elucidated using ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^7Be , and ^{234}Th as tracers // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. P. 224–239.
39. *Zimmerman A.R., Canuel E.A.* Sediment geochemical records of eutrophication in the mesohaline Chesapeake Bay // *Limnol. Oceanogr.* 2002. V. 47. P. 1084–1093.

Effect of Inter-Annual Variations of River Runoff on the Geochemistry of Estuarine Sediments

V. M. Shulkin^{a, #}, V. A. Grigorev^{b, ##}

^a*Pacific Geographical Institute FEBRAS, Vladivostok, Russia*

^b*Sankt-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Sankt-Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: shulkin@tigdvo.ru*

^{##}*e-mail: v.a.grigorev@spbu.ru*

On the example of estuary of the middle size boreal river Razdolnaya (Primorsky Krai, Russia) it is shown that even 5–6 times increase in the annual river runoff leads to the only 10–20% increase in the content of fine fractions in the surface 1–2 cm layer of bottom sediments, located within the outer part of the estuary – the Amur Bay, Sea of Japan. The chemical composition of the sediments of the inner estuary, located within the river bed, is controlled mainly by variations of the grain size. In the outer estuary, pollution from Vladivostok city is an additional factor that upturns the content of Hg, Cd, Pb, Cu, Zn in the upper 30–35 cm layer of sediment. The concentration of Mo and C_{org} is also elevated in the sediments of outer estuary, but due to accumulation at the reductive diagenesis for Mo, and increased plankton production for C_{org} . It is possible to assess the vertical distribution in characteristics in the upper layer of estuarine sediments only taking into account the rate of sedimentation, which allows to highlight periods of anthropogenic pollution, as well as the effect of the dynamics of destruction of organic matter.

Keywords: bottom sediments, estuaries, grain size, trace metals, ^{210}Pb -dating, reductive diagenesis, Razdolnaya R., Sea of Japan

УДК 550.34

ВЛИЯНИЕ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ НА РЕГИСТРАЦИЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ НА МОРСКОМ ДНЕ

© 2022 г. Д. Г. Левченко*

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия***e-mail: levch35@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.07.2021 г.

После доработки 18.01.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

Регистрация сейсмических сигналов на дне акваторий в большинстве случаев сопровождается интенсивными помехами, источниками которых являются придонные течения. До настоящего времени не найдены действенные способы борьбы с этим явлением, существенно затрудняющим развитие морской сейсмологической сети. Основные проблемы состоят в том, что подобные помехи возбуждаются как на элементах оборудования, которые по условиям эксплуатации должны находиться на донной поверхности, так и на неровностях дна. В предлагаемой работе рассматривается ряд механизмов возбуждения таких помех, в том числе, за счет прямого воздействия стационарного и нестационарного потоков на чувствительные элементы донных сейсмографов и вследствие генерации в водной среде сейсмоакустических полей при вихревом и турбулентном течениях. Сравниваются результаты регистрации сейсмических сигналов на дне, в толще осадков и в донной скважине при наличии интенсивных помех от течений. Приводится ряд практических рекомендаций по существенному снижению влияния подобных помех.

Ключевые слова: донные сейсмографы, придонные течения, помехи, механизмы воздействия, физическое моделирование, морские эксперименты, методы уменьшения помех

DOI: 10.31857/S0030157422050112

ВВЕДЕНИЕ

Работа сейсмографов на морском дне существенно отличается от работы на суше. Одной из особенностей является наличие придонных течений и связанных с ними помех. Течения могут действовать на сейсмическую аппаратуру двояким образом: непосредственно раскачивать чувствительные элементы станции, либо возбуждать сейсмоакустические поля в воде и дне, которые затем воздействуют на сейсмоприемники. Размещение чувствительной части сейсмографов в донных скважинах или в толще осадков, как показывает практика, не обеспечивает удовлетворительного решения этой проблемы, поскольку подобные помехи возбуждаются на неровностях дна, а также на элементах оборудования, которые по условиям эксплуатации должны находиться на донной поверхности. К такому оборудованию относятся сменные блоки памяти и питания сейсмографов, специальные такелажные устройства, необходимые для их постановки и подъема. Например, в устье донной скважины размещается большая установочная воронка и др. [15, 21, 24–26].

Частотный диапазон регистрации современных широкополосных сейсмографов составляет

от тысячных долей герца до десятков герц при пороге чувствительности до 10^{-9} м/с [14, 15, 21]. В этом диапазоне распространяются основные виды сейсмических сигналов как от местных, так и от удаленных источников, а также возбуждаются интенсивные помехи от придонных течений. Подобные помехи при регистрации сейсмических сигналов в морских условиях неоднократно описывались в литературе [3, 6, 7, 11, 21, 24–26]. Проводилось также физическое и численное моделирование соответствующих процессов [2, 17, 24, 25, 34]. В результате было установлено, что при скоростях течений от единиц сантиметров в секунду на выступающих частях донных станций появляются вихри, которые возбуждают акустические колебания, воздействующие через воду и дно на сейсмоприемники. Были произведены оценки частотного диапазона подобных помех, однако при оценке их уровня возникали существенные теоретические и практические трудности из-за сложности теории и большого числа влияющих факторов.

Помехи от придонных течений существенно зависят от конструкции донных сейсмографов. Первые разработки подобной аппаратуры содержали поверхностный сигнальный буй, который

через капроновый фал соединялся с балластом и затем, через разделительную цепь — с донным сейсмографом. Помехи от течений при такой конструкции были невелики, однако сама конструкция оказалась ненадежной и сложной при постановке сейсмографа на большие глубины [15, 21].

На смену пришли так называемые “самовсплывающие” сейсмографы, содержащие глубоководный поплавок, балласт и гидроакустический канал связи. Постановка таких сейсмографов производилась в свободном погружении на дно, а подъем — путем свободного всплытия при отсоединении балласта по команде. Блок сейсμοприемников (или весь сейсмограф) лежал на дне, а плавающая часть обычно находилась на расстоянии нескольких метров от дна во избежание ее прилипания к вязкому илу. Такая двухмодульная конструкция получила распространение с начала 80-х годов прошлого века. Было установлено, что влияние помех, возбуждаемых течениями вокруг плавающего модуля, существенно уменьшалось при удалении блока сейсμοприемников. Однако в известных публикациях до последнего времени не были получены оценки требуемого расстояния между модулями, возможно, из-за сложности теории и громоздкости соответствующих экспериментов.

Особого рассмотрения в данной концепции требуют кабельные донные сейсмографы. Конструкции таких сейсмографов мало подвержены помехам от течений вследствие компактности и обтекаемости основного корпуса (обычно длинный цилиндр) и отсутствия вспомогательного оборудования. Помехи в этом случае могут возбуждаться за счет изрезанности рельефа дна. Вследствие значительной стоимости прокладки морских кабелей выбор места постановки кабельных сейсмографов требует особой тщательности с предварительным исследованием полигона с помощью автономных сейсмографов.

С начала 90-х годов прошлого века для постановки донных сейсмографов и их обслуживания в ряде случаев стали использоваться обитаемые и необитаемые подводные аппараты. Это существенно повышало стоимость работ, но позволяло лучше защищать приборы от придонных течений. В одном из экспериментов донный сейсмограф был накрыт стеклянным колпаком [30], в других случаях блок сейсμοприемников, или целиком сейсмограф, заглублялся в донный ил или помещался в донную скважину [32, 33]. Однако эти технологии, значительно усложняя процесс постановки сейсмографов, как будет показано далее, зачастую не давали ожидаемого результата. Это происходило потому, что часть оборудования донных станций, вследствие эксплуатационной необходимости, остается на поверхности дна в

непосредственной близости к блоку сейсμοприемников и служит источником вихревых помех.

Следует отметить, что придонные течения в той или иной степени присутствуют в морских акваториях практически всегда и везде. Однако далеко не во всех публикациях, посвященных регистрации сейсмических сигналов на дне, приводятся сведения о сопутствующих измерениях течений, а также о рельефе дна. Насколько нам известно, в литературе не производились систематизации подобных помех и анализ их специфических особенностей, не предлагались также системные меры борьбы с ними.

В настоящей статье делается попытка обобщить на общефизической основе достаточно разрозненные сведения о возбуждении помех придонными течениями при регистрации широкополосных сейсмических сигналов на дне, в донной скважине и при заглублении блока сейсμοприемников в ил, рассмотреть ряд механизмов, объясняющих происхождение этих помех и предложить определенные методы уменьшения их влияния. В статье используются материалы научных публикаций и собственный опыт автора с учетом 35-ти летней работы с коллективами Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и ОКБ океанической техники РАН в этой области.

ПРИДОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ, ИХ ИСТОЧНИКИ И ОСОБЕННОСТИ

Придонные течения в морях и океанах формируются совместным действием многих факторов и отличаются большим разнообразием. Основные возбуждающие силы: вращение Земли, приливы, перепады атмосферного давления, ветер, поверхностные и внутренние гравитационные волны, пространственные вариации плотности и температуры воды, взвешенные осадки [1, 8, 20, 31]. На рис. 1 приведена примерная схема некоторых направлений океанических придонных течений.

Ряд подобных течений формируется как противотечения глобальных водных потоков — Гольфстрима, Восточно-Африканского и т.д., другие совпадают по направлению с течениями Калифорнийским, Куроисио и др. В Южном океане происходит глобальное опускание холодных вод. Для придонных течений характерны многочисленные ответвления от основного потока, связанные с рельефом дна.

Редкие по времени, но важные для сейсмологии придонные течения могут возбуждаться морскими землетрясениями или волнами цунами. На движущуюся водную массу воздействуют рельеф дна, силы трения и силы, связанные с вращением Земли. Вследствие взаимодействия с дном придонные течения стратифицированы по скорости и по плотности. К сожалению, в имею-

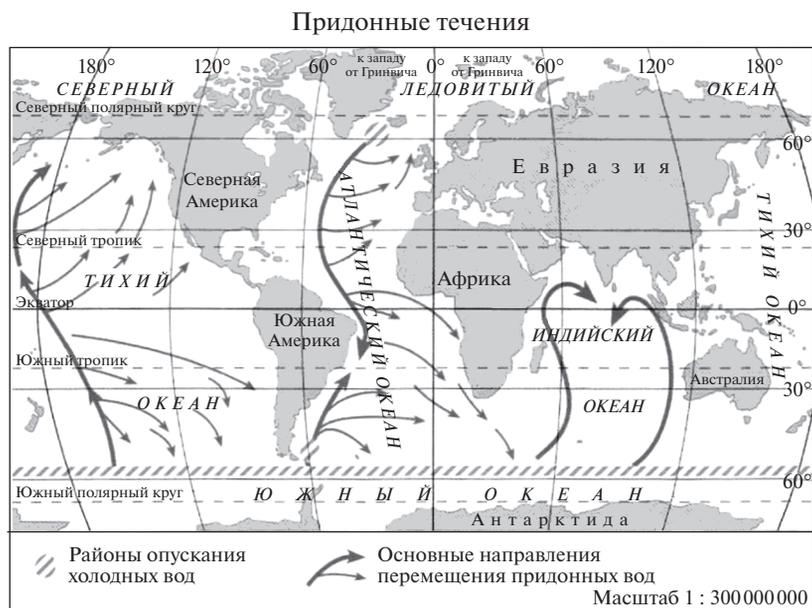


Рис. 1. Примерная схема основных придонных течений (из открытых источников).

шейся справочной литературе содержится недостаточно практических сведений о придонных течениях и их свойствах. Подробные исследования придонных течений проводились лишь в ряде характерных элементов морского рельефа: в некоторых проливах, крупных подводных каньонах, вблизи портов, нефтедобывающих платформ и др. [31].

В табл. 1 приведены основные типы придонных течений, их источники и способы влияния на сейсмографы [1, 6, 9, 17, 24]. В таблице не рассматриваются прибрежные течения, поскольку сейсмографы обычно не размещаются вблизи зоны прибоа. Стационарным считаем течение, характерное время изменения которого значительно больше 1000 секунд, т.е. возможная помеха находится вне частотного диапазона сейсмографа.

Основные особенности придонных течений состоят в уменьшении скорости с приближением ко дну, существенное влияние на направление и скорость оказывает рельеф дна, а также стратификация по плотности из-за переноса взвешенных осадков.

Морские придонные течения могут иметь глубину в десятки или сотни метров, однако в нашем случае интерес представляет только нижняя часть этого слоя толщиной в единицы метров. Обычно в этом слое придонные течения направлены вдоль склонов подводных возвышенностей или вдоль оси подводных долин [1, 8, 10, 32].

На рис. 2 приведены примеры ряда профилей придонных течений. Придонные воды приводятся в движение в основном вышележащими слоями, однако вследствие вязкости воды происходит

Таблица 1. Источники и типы придонных течений и возбуждаемые ими помехи

Источники придонных течений		Типы придонных течений		Особенности помех
Вращение Земли	⇒		⇒	Вибрации блока сейсмоприемников
Приливы				
Спутные течения		Ламинарное стационарное		
Противотечения		Ламинарное переменное		
Поверхностные волны		Вихревое стационарное		Возбуждение акустического поля в воде и дне
Внутренние волны		Вихревое переменное		
Ветровые нагоны		Турбулентное		
Разность атмосферного давления				
Разность плотности				

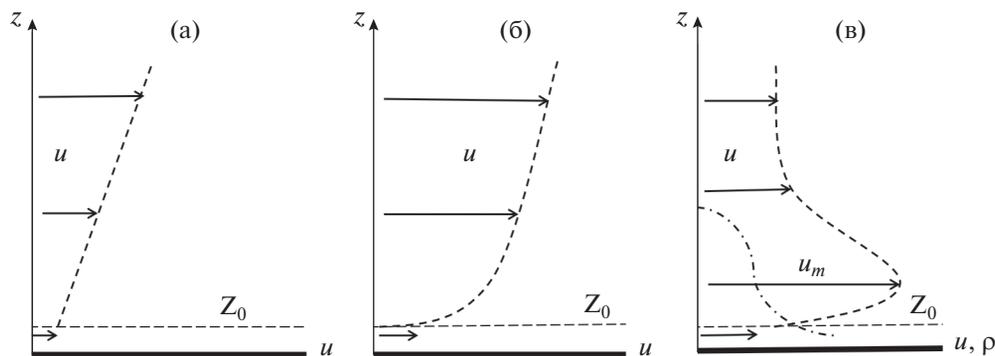


Рис. 2. Характерные профили скорости придонных течений (штрихи): (а) – ламинарное, (б) – турбулентное, (в) – плотностное стратифицированное. Разность плотностей обозначена на (в) штрих-пунктиром. Z_0 – уровень пограничного слоя, u_m – максимальная скорость.

постепенное торможение с приближением ко дну. При малой общей скорости течение носит ламинарный характер, а градиент скорости имеет линейную зависимость с глубиной. При увеличении скорости возникает турбулентное перемешивание между слоями, а профиль скорости получает логарифмическую зависимость. Особый характер имеет стратифицированное плотностное течение (рис. 2в). Здесь движущая сила находится внутри самого потока и зависит от разности плотностей в сечении жидкости. Поэтому максимальная скорость находится примерно в средней части по глубине течения [1, 8, 15, 20].

Непосредственно ко дну прилегает так называемый пограничный слой, толщина которого Z_0 определяется строением и материалом дна и составляет обычно от единиц до десятков сантиметров. Течение в этом слое носит сложный переменный характер и часто сопровождается обильным переносом взвесей. Скорость течений в пограничном слое составляет от единиц до десятков сантиметров в секунду. Такое течение, как показывает практика, может вызывать существенные сейсмоакустические помехи. Полагаем, что аппаратура размещается на относительно ровном участке с вариацией уровня дна значительно меньшим ее вертикальных размеров.

Изменчивость во времени, направлениях и скорости придонных течений определяется возбуждающими их силами и рельефом дна. Например, приливные течения вдали от берегов и при относительно ровном дне вращаются на 360° при каждом цикле прилива. При пульсирующем течении или сложном рельефе могут образовываться вихри различного масштаба, которые будут перемещаться вместе с потоком. Длинные гравитационные волны возбуждают придонные течения в соответствии с собственной частотой [1, 8, 20, 31].

Следует отметить, что достаточно полные исследования придонных течений из-за сложности

проведения длительных глубоководных наблюдений проводятся в основном только в некоторых характерных районах морей и океанов: в крупных проливах, в устьях рек, в некоторых подводных каньонах, в местах прокладки подводных трубопроводов и кабелей и т.д. Поэтому сведений о придонных течениях в сейсмически активных районах морей и океанов имеется обычно немного. Это обстоятельство создает существенные трудности при выборе места постановки сейсмических приборов на дне и предварительной оценки возможного уровня помех. Для этого необходимо знать основные характеристики течений: скорость, направление, их изменчивость, а также структуру потока (ламинарный, вихревой, турбулентный). В связи с этим при планировании длительных морских сейсмологических исследований, кроме тщательного анализа имеющихся общих сведений о придонных течениях и рельефе дна, необходимо проводить длительные натурные измерения их параметров.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕЧЕНИЙ С ЭЛЕМЕНТАМИ ДОННЫХ СЕЙСМОСТАНЦИЙ

В связи с уменьшением скорости течений у дна элементы донных станций стараются размещать поближе ко дну, зарывать в ил или опускать в донные скважины. Однако, как показывает практика, эти меры не являются достаточными, поскольку по эксплуатационным требованиям часть оборудования должна размещаться на поверхности дна: сменные блоки питания и памяти, устройства постановки и всплытия и др. Даже на расстоянии 10–20 см от дна скорость течения может составлять единицы сантиметров в секунду, что, согласно приведенным ниже оценкам (табл. 2 и 3), ведет к появлению вихрей и может создавать акустическую помеху [3, 7, 10, 25, 26].

Таблица 2. Обобщенные результаты возбуждения помех водными потоками

Re	0–20	20–200	200–2000	>2000
Течение за телом:	Ламинарное	Вихревое		Турбулентное
Пульсации:	Нет	Стационарные	Нестационарные	
Акустическое поле:	Нет	Нет	Периодическое	Хаотическое

Таблица 3. Числа Рейнольдса и частоты возбуждаемых помех для двух скоростей течений и ряда характерных размеров элементов донных сейсмографов

Скорость течения	Размеры L (м)	1	0.1	0.01
0.06 м/с	Re	33000	3300	330
	f (Гц)	0.012	0.12	1.2
0.3 м/с	Re	166000	16600	1660
	f (Гц)	0.06	0.6	6

Существенное влияние на возбуждение помех от течений может оказывать рельеф дна. На рис. 3 приведены эскизы, показывающие воздействие течений при различном размещении элементов донных сейсмографов, а также влияние неровностей рельефа.

Помехи от придонных течений имеют двоякую природу: непосредственное воздействие на блок сейсмоприемников стационарных или нестационарных течений и возбуждение акустического поля в водной среде и донном массиве. Ламинарный и стационарный в среднем поток может создавать помехи за счет появления и отрыва вихрей или возникновения турбулентного следа непосредственно за элементами донной станции или вследствие неровностей рельефа. Для исследования подобных явлений традиционно использовалась теория течения вязкой жидкости, уравнения Навье–Стокса, соотношения Рейнольдса, Струхалея, Прандтля и др. Большое внимание уделялось физическим экспериментам. В последнее

время в связи с общим развитием вычислительной техники проводится значительный объем численного моделирования в этой области [4, 5, 17, 19, 20, 25, 34].

Для конкретизации анализа элементы донного сейсмографа в первом приближении можно представить в виде совокупности сфер и длинных цилиндров соответствующих размеров. К первым относятся приборные корпуса и некоторые навесные элементы с характерными размерами от 1 до 0.1 м, ко вторым – кабели, трубчатые стойки и др. с диаметром порядка 0.01 м. Крупногабаритные установочные воронки (высота и диаметр до 5 м) в устье донной скважины можно отнести условно к “сферам” [13, 21, 24, 27, 35].

На рис. 4 приведены экспериментально полученные примеры обтекания неподвижного тела (сферы) при разной скорости водного потока, характерные с точки зрения возбуждаемых помех [3]. Для оценки характера течения используются числа Рейнольдса $Re = \frac{uL}{\nu}$, где u – средняя скорость течения (м/с), L – характерный размер тела (м), $\nu = 10^{-4}$ – кинематическая вязкость (m^2/c) воды. Похожие результаты получаются и при обтекании неподвижного цилиндра в плоскости его поперечного сечения [4, 5, 34].

На рис. 4а изображено обтекание неподвижного шара сравнительно медленным течением при числе Рейнольдса $Re = 17.9$. Скорость течения прилегающих к шару слоев больше, чем в потоке, поэтому согласно эффекту Бернулли, за шаром образуется область пониженного давления,

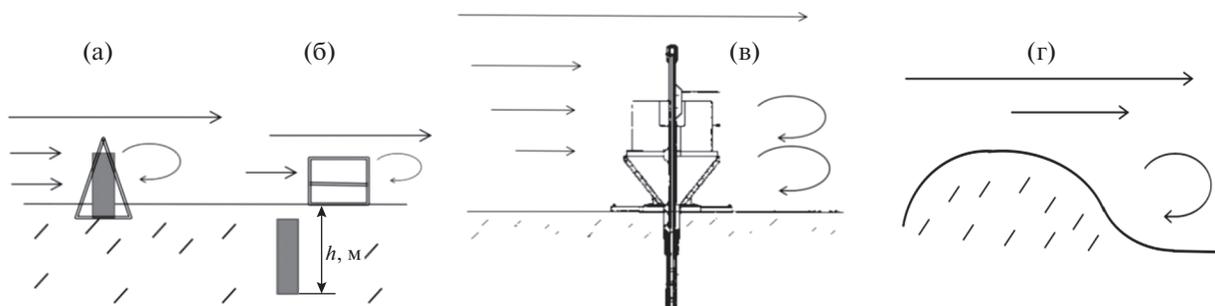


Рис. 3. Взаимодействие придонных течений с элементами донных сейсмографов и рельефом дна. Сейсмограф на дне (а); сейсмограф заглублен в ил, часть оборудования на дне (б); сейсмограф в скважине, установочная воронка и другое оборудование на дне (в); неровности рельефа (г).

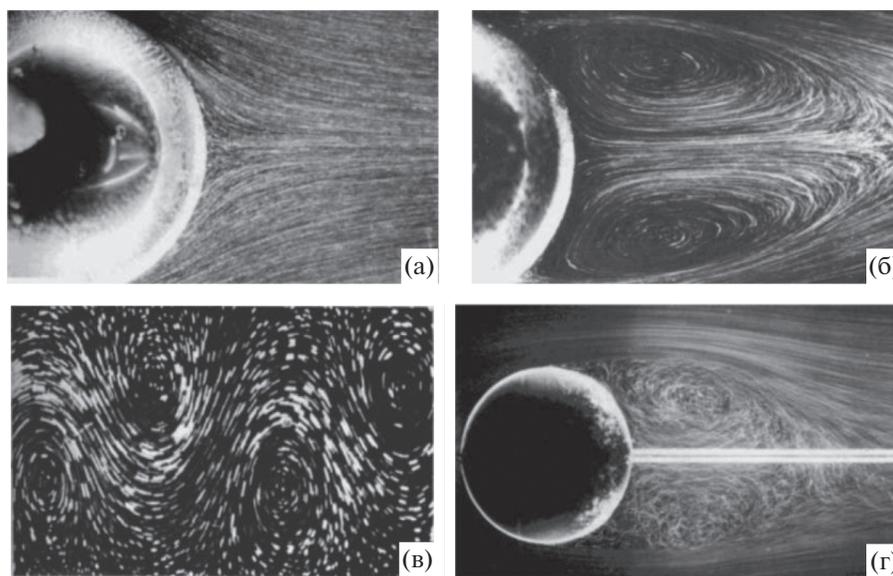


Рис. 4. Обтекание сферы водным потоком: (а) – медленное ламинарное течение, $Re = 17.9$, (б) – среднее по скорости вихревое течение, $Re = 118$, (в) – движущиеся вихри Кармана за сферой при $Re > 200$, (г) – турбулентное течение за сферой, $Re = 15000$.

однако, вследствие малой скорости, поток прилегает к шару по всей поверхности. Отрыв в задней части шара происходит, начиная с $Re = 24$. Акустические поля не возбуждаются.

На рис. 4б изображено обтекание шара потоком при $Re = 118$. За шаром возникают два симметричных вихря, вращающихся в противоположные стороны. За вихрями образуется вторая область пониженного давления, вследствие чего вихри удлиняются. Пропорционально увеличилась и длина участка, прилегающая к поверхности шара и к внешней поверхности вихрей, где скорость слоев жидкости велика, а давление низкое. Течение в общем потоке остается стационарным, ламинарным, акустическое поле не возбуждается.

В результате дальнейшего увеличения скорости потока, примерно начиная с $Re = 200$, симметрия вихрей нарушается – один из вихрей начинает расти за счет другого (рис. 4в). Давление за этим вихрем быстро падает, что приводит к его отрыву от тела и самостоятельному движению в потоке. После этого начинает расти второй вихрь, и процесс повторяется, в результате которого в потоке движется цепочка вихрей (вихри Кармана). Отрыв вихрей сопровождается перепадами давления, возбуждающими вибрацию тела и перемное квазипериодическое акустическое поле в воде. Следует подчеркнуть, что звуковые волны генерируются непосредственно за телом, а не вдоль всей цепочки вихрей Кармана.

При дальнейшем увеличении скорости течения появляется турбулентное перемешивание на границе зоны отрыва, но одновременно продол-

жается образование вихрей. Такой режим называется переходным. При достижении критического числа Рейнольдса (для воды – около $Re = 2000$) начинается случайное перемешивание струй во всей области за телом (рис. 4г). Наступает турбулентный режим обтекания.

В результате нарушается автоколебательный режим и прекращается образование вихрей Кармана. Однако турбулентная область непосредственно за телом продолжает пульсировать и возбуждать акустическое поле, которое носит теперь случайный характер. Область турбулентности непосредственно за телом сильно коррелирована и поэтому является основным источником акустической помехи. С удалением от тела область турбулентности расширяется, корреляция уменьшается, наконец, происходит полная диссипация турбулентности. [4, 5, 12, 16, 17, 22, 29]. В табл. 2 обобщены некоторые характеристики наблюдаемых явлений возбуждения акустических полей водными потоками при различных числах Рейнольдса.

Для оценки частотного диапазона вибрационных и акустических помех от придонных течений, следуя [5, 16, 18, 22], можно воспользоваться слегка измененным соотношением Струхалья $f = Su/L$. Здесь f – частота звука; S – число Струхалья; L – характерный размер тела; u – линейная скорость обтекающего потока. Это соотношение оказывается справедливым для очень широкого диапазона изменения чисел Рейнольдса, несмотря на то, что типы течений при этом могут различаться. Число Струхалья в диапазоне $2 \times 10^2 < Re < 2 \times 10^5$ составляет 0.2 ± 0.02 . При Re меньших 100 число

Струхалия плавно уменьшается до 0.1, соответственно снижается частота помех. При этом обычно снижается и чувствительность сейсмографов к помехам на этих частотах. Числа Рейнольдса выше 2×10^5 не характерны для придонных течений и сейсмических сигналов в нашем случае.

Поскольку характер возбуждения вихрей зависит от размеров препятствий, все элементы донных сейсмографов для удобства оценки можно разделить на три группы с характерными размерами L : прочных корпусов — 1 м, навесного оборудования — 0.1 м, элементов такелажа и кабелей — 0.01 м. Определим по приведенным выше формулам числа Рейнольдса (при характерной температуре 4°C) с учетом этих элементов и соответствующие им средние частоты помех. Результаты приведены в табл. 3.

Следует отметить, если микрорельеф дна сильно расчленен и имеет особенности, близкие по размеру к указанным в табл. 3, то они также могут быть источниками акустических помех в водной среде и дне.

Рассмотрим способы воздействия акустических полей, возбуждаемых придонными течениями, на сейсморегирующую аппаратуру. Следует учитывать, что в рассматриваемом диапазоне частот (около 0.001–10 Гц) длины волн, как в водной среде, так и в донном массиве, много больше размеров источников полей помех и масштабов размещения аппаратуры. Поэтому следует рассматривать только ближнюю зону поля помех. Можно также полагать, что сейсмографы расположены на границе жидкой и упругой сред и регистрируют скорость смещения этой границы для всех рассматриваемых случаев их размещения (рис. 3). Отношение скоростей смещения частиц в жидкой среде $v_{\text{ж}}$ по отношению к частицам на границе дна $v_{\text{гп}}$ для ближней зоны дается выражением

$$v_{\text{ж}}/v_{\text{гп}} = 2(1 + c_1\rho_1/c\rho)^{-1},$$

где c и c_1 — скорости звука в воде и дне, ρ и ρ_1 — плотности соответственно воды и вещества дна [9]. При подстановке характерных значений $c = 1500$ м/с, $c_1 = 3000$ м/с, $\rho = 1000$ кг/м³ и $\rho_1 = 2500$ кг/м³ получаем ослабление скорости смещения частиц на границе и в прилегающем слое дна в 6 раз. Поскольку длина волны в донном массиве составляет более 3000 м, дальнейшее ослабление поля помех на глубине реального размещения сейсмографа в донной скважине получается незначительным.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассмотрим ряд примеров экспериментального исследования влияния придонных течений

на работу донных сейсмографов. Один из экспериментов проводился сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в Средиземном море в районе о. Крит в 1988 г. [10, 11]. Комплексными донными станциями измерялись направление и скорость придонных течений, температура и регистрировались сейсмические сигналы на дне. Другой эксперимент проводился коллективом научных институтов США в заливе Монтерей вблизи Калифорнии в 2002 г. [32]. Изменялись направления и скорости течений и регистрировались сейсмические сигналы. При этом сейсмоприемник заглублялся в слой осадков. Третий эксперимент проводился в Тихом океане возле Гавайских островов научным коллективом институтов США [35]. Использовались для сравнения три сейсмографа: размещенный на дне, в донной скважине и заглубленный в ил. Несмотря на значительные различия в конструкции приборов и способах их постановки, во всех трех экспериментах негативное влияние помех от придонных течений существенно сказывалось на качестве регистрации сейсмических сигналов [30, 33, 35].

Эксперимент в Средиземном море в районе о. Крит

В июле 1988 г. во время 49-го рейса НИС “Академик Курчатов” (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН) в Средиземном море около о. Крит был проведен специальный эксперимент по определению влияния придонных течений и поверхностных ветровых волн на интенсивность помех при регистрации сейсмических сигналов. Карта полигона приведена на рис. 5. Использовались три донные станции (обозначены А, В и С), которые были поставлены на дно на расстояниях А–С и В–С около 25 км и А–В около 35 км. Дно в месте расположения полигона было сильно изрезано: вершины подводных гор подымались до глубины 100 м и менее, долины опускались до 2500 м. Станции располагались на склонах гор на глубинах соответственно 1780, 1530 и 1745 м. Изрезанность рельефа обусловила существенное различие течений в местах постановки станций [11, 12].

В комплект донных станций входили сейсмографы (аналогового типа), измерители скорости и направления течений и температуры воды, седиментационные ловушки и ряд устройств вспомогательного навигационного оборудования (рис. 6). Частотный диапазон сейсмографов составлял 1–20 Гц, динамический диапазон по двум уровням записи — около 70 дБ. Регистрация велась на 8-ми канальный магнитофон с записью синусоидального пилот-сигнала и кода времени. Использовались измерители течений роторного типа с порогом чувствительности по скорости око-

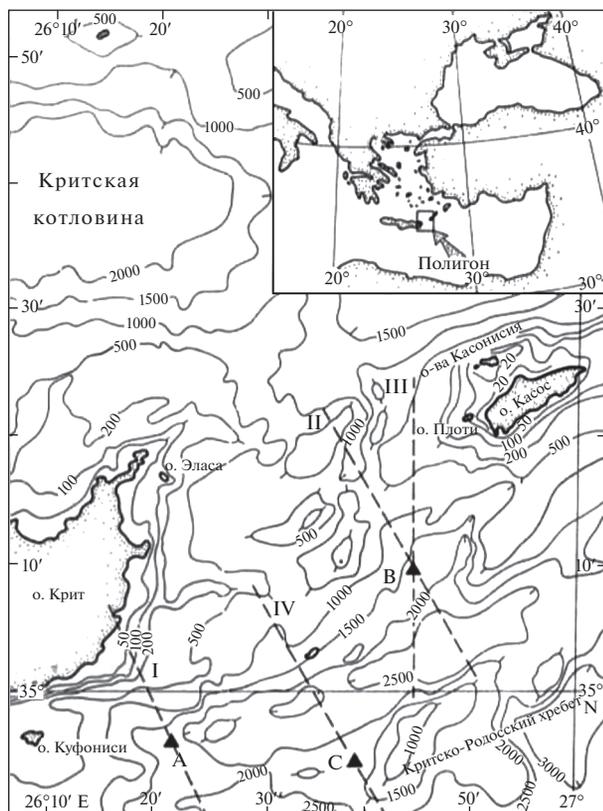


Рис. 5. Карта критского сейсмологического полигона. Треугольниками обозначены места постановки донных сейсмостанций. Пунктирные линии – профили глубин.

до 0.01 м/с, по направлению около 5° , по температуре 0.02° .

Результаты измерений для северной станции (В) скорости и направления придонных течений, направления ветра на поверхности и трех компонент сейсмического сигнала приведены на рис. 7. Пунктиром показана скорость течений, определенная на западной станции (А). На станции С придонные течения не были обнаружены.

Сигналы помех, записанные ОБС, вначале транспонировались в звуковой диапазон частот путем воспроизведения с повышенной скоростью (примерно в 160 раз) по сравнению со скоростью записи. Затем определялся средний спектр мощности для 30-ти минутных интервалов. В результате получались временные вариации спектров мощности помех в течение нескольких суток записи. На рисунке уровни помех приведены в относительных единицах по сравнению с пороговым сигналом 2.5×10^{-8} м/с на частоте 5 Гц. Скорости течений флюктуировали, поэтому усреднялись с интервалом 15 мин [21].

В целом рис. 7 носит качественный характер. Воздействия ветра и течений представлены в век-

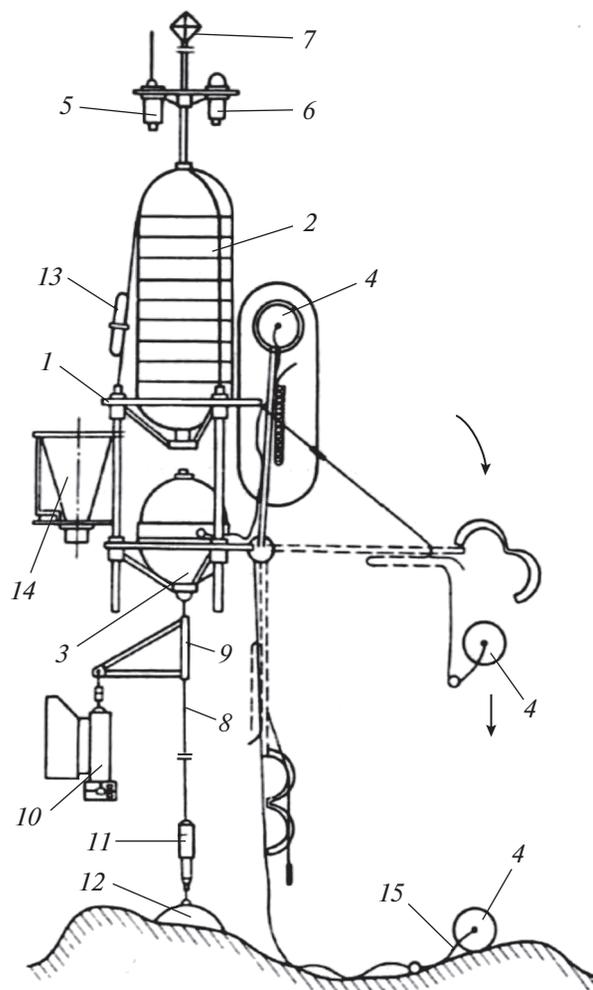


Рис. 6. Донная станция АДС-М разработки ИО РАН (1980-е годы): 1 – несущая рама, 2 – поплавковый модуль из синтактика, 3 – контейнер с регистратором сейсмографа, 4 – блок сейсмоприемников с откидной штангой, 5 – радиомаяк, 6 – проблесковый маяк, 7 – радиолокационный отражатель, 8 – соединительный буйреп, 9 – кронштейн с измерителем течений, 10, 11 – размыкатель балласта, 12, 13 – гидроакустический маяк, 14 – седиментационная ловушка, 15 – кабель-трос.

торной форме. Вертикальная ось указывает вверх на север. Стрелки, как принято, направлены по течению или ветру. Их длина соответствует интенсивности.

В результате эксперимента было установлено, что течение в районе станции В носило квазипериодический характер с периодом около 12 ч и имело длительность по 4–6 ч при основном северо-западном направлении, совпадающем с направлением подводной долины. Максимальная скорость течения составляла от 4 до 6 см/с. Следует заметить, что станции А и С экранировались с северо-запада островом Крит. Течения вызывали интенсивные помехи в сейсмографе станции В,

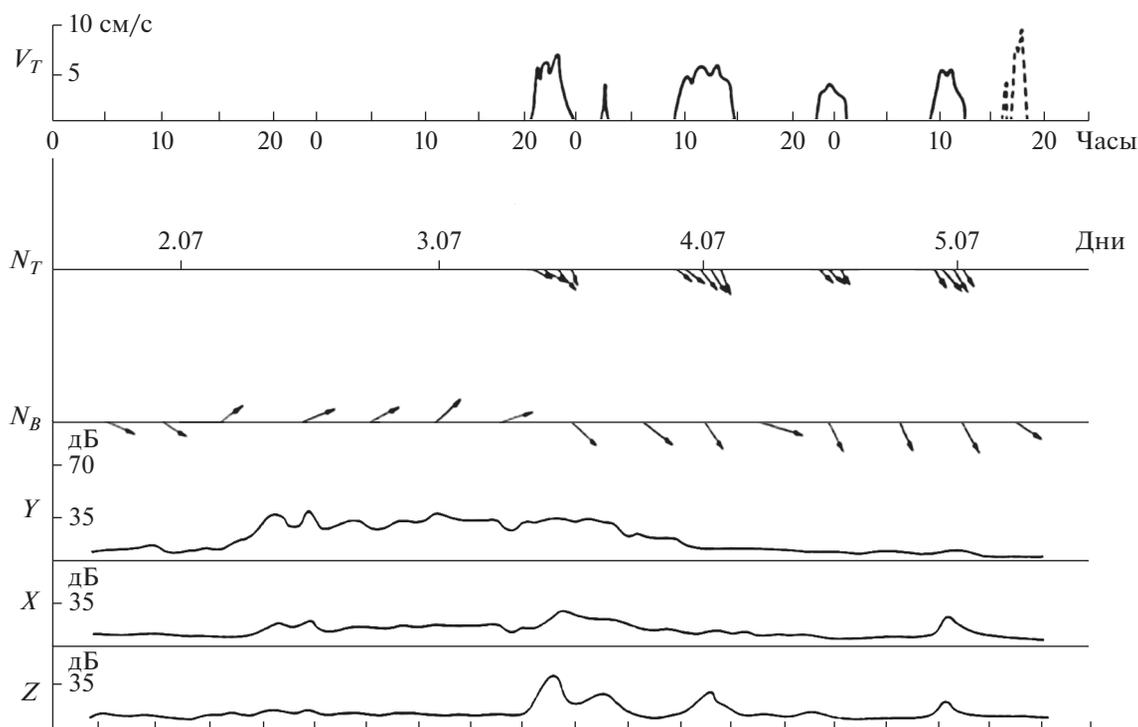


Рис. 7. Результаты донного эксперимента вблизи о. Крит, станция В, глубина постановки 1530 м (1–5 июля 1988 г.). Три верхних графика: V_T – скорость течений, N_T – вектор направления течений, N_B – вектор направления ветра. Три нижних графика: Y , X , Z – интенсивность шумов на горизонтальных и вертикальном каналах сейсмографа.

временами полностью перекрывая чувствительные каналы (до 35 дБ). Частоты помех составляли около 1.3, 3 и 6 Гц и представляли собой квазисинусоиды.

Кроме помех от течений на Y -канале сейсмографа В появлялась помеха, совпадающая по времени с ветром, дувшим в юго-западном направлении с 15 ч 2 июля по 15 ч 3 июля. Ветер развил волнение до 3 баллов и мог вызвать поверхностное течение выше по склону, на котором стояла станция, и создать акустическую помеху.

Изложенные материалы являются примером конструирования и использования донных сейсмографов при практическом отсутствии в то время сведений о влиянии придонных течений, и примером одной из первых попыток выяснения этого вопроса. Важным моментом данного эксперимента является обнаружение участка дна (станция С), свободного от помех, вызванных придонными течениями.

Эксперимент в заливе Монтерей, Калифорния, США

В апреле 2002 г. Сейсмологической лабораторией г. Беркли и Исследовательским институтом Аквариума залива Монтерей был начат эксперимент по долговременной регистрации сейсмиче-

ских сигналов на дне этого залива. С помощью исследовательского судна и подводного робота в подводном каньоне Монтерей на глубине 1000 м была установлена донная обсерватория (Monterey Ocean Broad Band – $MOBB$) в составе широкополосного цифрового сейсмографа, измерителя скорости и направления течений и измерителя давления. Конструкция станции была автономной со сменой блока памяти регистратора и блока питания каждые 3 месяца с помощью подводного робота. Блок сейсмографа был погружен на небольшую глубину в ил, а блоки регистратора и питания расположены в специальной стойке на дне на расстоянии 11 м от блока сейсмографа [32].

На рис. 8 (справа) приведено распределение плотности скорости течений как функции азимута за 78-дневный период в месте постановки донной сеймостанции. Видны два доминирующих максимума течений сосредоточенных в секторах около 60° и 240° , связанных с полусуточными приливами и направленных вдоль оси каньона Монтерей перпендикулярно к континентальному шельфу. Третий максимум в секторе около 150° направлен примерно параллельно береговой линии и связан с океанским Калифорнийским течением.

В табл. 4 представлены определенные в соответствии с рис. 7 максимальные, преобладающие

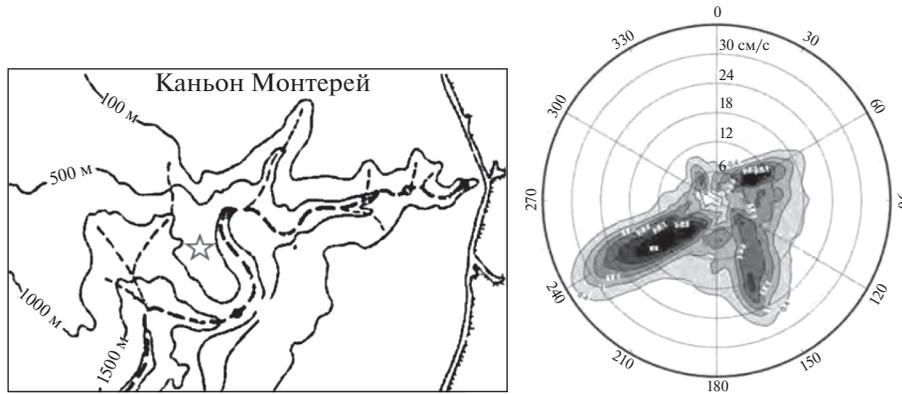


Рис. 8. Схема места постановки (обозначено звездой) донного сейсмографа МОБВ (слева). Распределение плотности скорости течений как функции направления и величины (справа) [32].

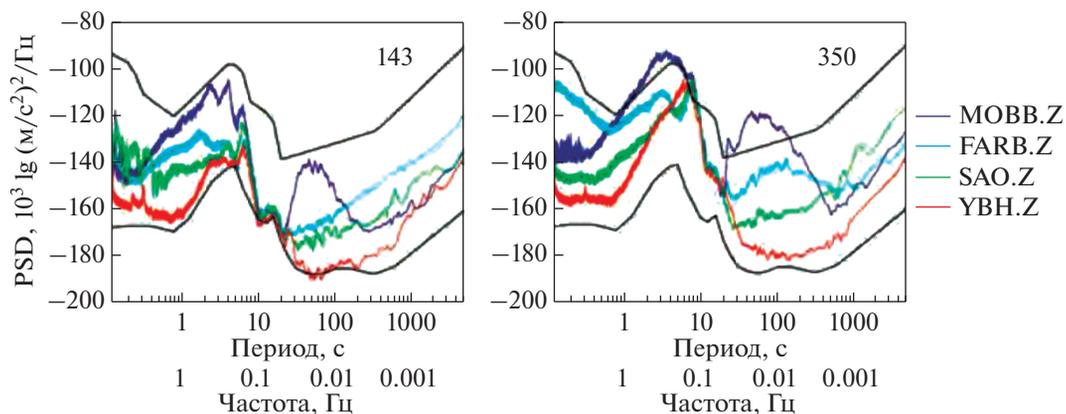


Рис. 9. Сравнение спектров микросейсм, зарегистрированных донным сейсмографом МОБВ, островной станцией FARB и двумя другими близкими станциями наземной сети. Записи выбраны в “тихий день” волнения (143) и “бурный” день (350) [32].

и минимальные (на уровне 0.4) скорости течений для трех основных направлений 240°, 60° и 150°. В соответствие с этими скоростями были рассчитаны числа Рейнольдса и частоты акустических полей, которые могут возбуждаться этими потоками вокруг элементов донной станции.

Поскольку блок сейсмоприемников в данном эксперименте был погружен в дно, завихрения могут образовываться вокруг расположенной на дне на расстоянии 11 м от этого блока стойки со сменными блоками регистрации и питания. Ориентировочно примем характерные общие размеры стойки 1 м и тонкомерных элементов (кабе-

лей) 0.01 м. Результаты расчетов приведены в табл. 5.

Из таблиц следует, что при данных скоростях и направлениях течений (табл. 4) и заданных характерных размерах элементов донной станции режимы обтекания могут быть в зависимости от величины чисел Рейнольдса ламинарным, вихревым, переходным или турбулентным (табл. 2, 5). При этом акустические помехи могут занимать широкий частотный диапазон от 0.004 Гц до 7 Гц, что наблюдалось на практике (рис. 9).

Следует отметить, что эксплуатация станции показала сильное влияние придонных течений в этом регионе на регистрацию сейсмических сигналов. На рис. 9 показаны спектры шумов (вертикальные компоненты), записанных донным сейсмографом на 143 и 350 день регистрации [32]. Эти дни выбраны по отсутствию существенных землетрясений и по показаниям волнового буя в заливе Монтерей как “тихий” день (143) и “бурный” день (350). Шкала частот приведена дополнительно для удобства сравнения со спектрами на рис. 11.

Таблица 4. Направления и скорости течений в месте постановки сейсмографа в каньоне Монтерей

Направление течений:		240°	60°	150°
Скорость (м/с)	Максимальная	0.35	0.20	0.27
	Преобладающая	0.15	0.10	0.18
	Минимальная	0.05	0.02	0.02

Таблица 5. Частоты помех, вызываемых придонными течениями, в районе постановки донного сейсмографа в каньоне Монтерей

	Скорость течений:	Направление:	240°	60°	150°
Re (4°C)	Максимальная		$(194-1.94) \times 10^3$	$(111-1.11) \times 10^3$	$(150-1.5) \times 10^3$
	Минимальная		$(28-0.28) \times 10^3$	$(11.1-0.11) \times 10^3$	$(11.1-0.11) \times 10^3$
Частота помех f (Гц)	Максимальная		0.07–7	0.04–4	0.054–5.4
	Преобладающая		0.03–3	0.02–2	0.036–3.6
	Минимальная		0.01–1	0.004–0.4	0.004–0.4

На рис. 9 черным цветом для сравнения обозначены максимальный и минимальный обобщенные уровни шумов (микросейсм) для наземных станций USGS. В записях МОВВ (фиолетовый цвет) наблюдаются высокий уровень шума с периодами между 20 и 500 секундами (частоты 0.05–0.002 Гц), вызванный, вероятно, придонными течениями и, возможно, инфрагравитационными волнами в “бурный” день. Близкий по форме спектр в этой области периодов наблюдается и на островной станции (голубой цвет). Уровни шума в районе пика микросейсм между 1 и 20 секундами заметно увеличены в “бурный” день (350) по сравнению с “тихим” (143) на всех станциях. В области коротких периодов менее 1 секунды уровень шума существенно выше в “бурный” день только на островной станции, вероятно, вследствие прибоа. Уровень шума в МОВВ между 10 и 20 секундами сопоставим с наземной станцией УВН, которая является одной из самых “тихий” станций сети. Результаты рис. 8 показывают, что отмеченные помехи вызваны не внешним волнением, а интенсивными придонными течениями.

Эксперимент в районе Гавайских островов, США

Существенный интерес представляет рассмотрение работы сейсмографов, помещенных в донную скважину. Такой способ регистрации сейсмических сигналов практикуется с 90-х годов прошлого века, и вначале на него возлагались большие надежды вследствие потенциальной возможности избавиться как от влияния придонных течений, так и от контакта с мягким дном. Однако, вскоре выяснилось, что в этом способе наблюдается интенсивная низкочастотная помеха (ниже 0.1 Гц), от которой не удается избавиться. Причину этой помехи разработчики видели в плохом контакте блока сейсмоприемников со стенками скважины (installation noises). Однако, применение различных способов крепления этого блока не приносило существенного успеха [23, 30, 33, 35].

В качестве примера рассмотрим результаты масштабного сейсмологического эксперимента,

который был проведен в 1998 г. в Тихом океане в районе Гавайских островов [35]. Одновременно в широкой полосе частот регистрировались сейсмические сигналы на дне, в толще донных осадков, в глубокой донной скважине и на острове Оаху (станция Кипапа Всемирной сейсмографической сети GSN). Частотные характеристики всех сейсмографов в полосе частот от 0.01 Гц до 5 Гц практически совпадали.

На рис. 10 представлена донная сейсмостанция, использовавшаяся в этом эксперименте для регистрации сейсмических сигналов на дне и при небольшом заглублении сейсмографа. Станция состоит из широкополосного сейсмографа ВВОBS, (цилиндр на переднем плане) и размещаемого на поверхности дна блока (на заднем плане рисунок), включающего дополнительный регистратор данных, акустический маяк-ответчик и блок питания. Поверхностный блок использовался для поиска и подъема сейсмостанции.

Для регистрации на морском дне и при заглублении в ил использовались сейсмографы типа Guralp CMG-3T. Сейсмические датчики здесь размещены в прочных цилиндрических корпусах с электроникой для сбора данных и батареями. Для лучшего сцепления с дном к корпусам сейсмографов были присоединены плоские диски (рис. 10). Заглубленный сейсмограф был зарыт примерно на 1 м в морское дно с помощью специальной буровой рамы. После установки буровая рама была возвращена на корабль. Модули для поиска и подъема станций были отнесены примерно на 12–20 м от сейсмографов для уменьшения влияния помех от придонных течений.

Для регистрации сейсмических сигналов в скважине использовался сейсмограф специальной конструкции, но по частотным характеристикам аналогичный Guralp CMG-3T. Установка этого сейсмографа производилась с борта судна с помощью специальной рамы через установочную воронку в устье скважины. Воронка находилась в устье в течение эксперимента.

Все подводные сейсмографы располагались на расстояниях от 200 до 300 м друг от друга и от скважины, островной сейсмограф — на расстоянии около 200 км от донной скважины. К сожалению



Рис. 10. Широкополосный донный сейсмограф США (Морская физическая лаборатория Скрипса) с заглубляемым в слой осадков блоком сейсмоприемников Guralp CMG-3T (на переднем плане) и размещаемом на поверхности дна блоком обнаружения и подъема [35].

нию, нет сведений об измерении течений в этом эксперименте, но по общим литературным данным в этом регионе имеются значительные придонные течения, связанные с мощным Северным пассатным течением в Тихом океане [1, 8]. Сложный рельеф дна существенно затрудняет их изучение. Однако, по результатам Гавайского эксперимента по регистрации сейсмических шумов можно судить об их наличии и существенной роли.

На рис. 11 представлены спектры шумов, измеренных скважинным (синий цвет), донным (фиолетовый) и заглубленным в слое осадков (голубой) сейсмографами, а также сейсмографом на станции Кипапа (оранжевый цвет) (на левом рисунке — для вертикальных компонент, на правом —

для горизонтальных). Пунктиром показаны модельные спектры для сети наземных сейсмографов.

Максимумы всех спектров совпадают с известным максимумом микросейсм на частотах около 0.2–0.3 Гц. На частотах выше этого максимума уровень шумов скважинного и островного сейсмографов в общем ниже (примерно на 20 дБ) по сравнению с двумя другими. Хотя на частоте около 5 Гц наблюдается подъем шума для островного прибора, возможно техногенного характера.

На частотах ниже 0.1 Гц в районе спектрального минимума микросейсм максимальный шум (на 20 дБ) наблюдается для донного сейсмографа до частоты 0.004 Гц. Ниже 0.01 Гц шум островного и заглубленного сейсмографов намного ниже, чем скважинного — в среднем на 50 и 40 дБ соответственно. На частотах 0.004–0.02 Гц имеется заметный подъем шумов для донного и заглубленного сейсмографов. Возможно, это связано с резонансом внутренних волн на этих частотах.

Обобщая результаты этого эксперимента, следует отметить, что в области высоких частот (выше 0.2 Гц) минимальные шумы наблюдаются для островного и скважинного сейсмографов, а в области низких частот — для заглубленного и островного. Относительно высокий шум на высоких частотах для донного и заглубленного сейсмографов объясняется, вероятно, недостаточным разнесом модулей сейсмографов и блоков обнаружения и подъема (12–20 м). На тонкомерных элементах этих блоков (рис. 10) генерируются высокочастотные поля помех.

Высокий шум в скважинном сейсмографе в области низких частот, по нашему мнению, объясняется возбуждением этой помехи придонными течениями, генерирующими сейсмоакустические поля в воде и донном массиве из-за большой установочной воронки в устье скважины высотой

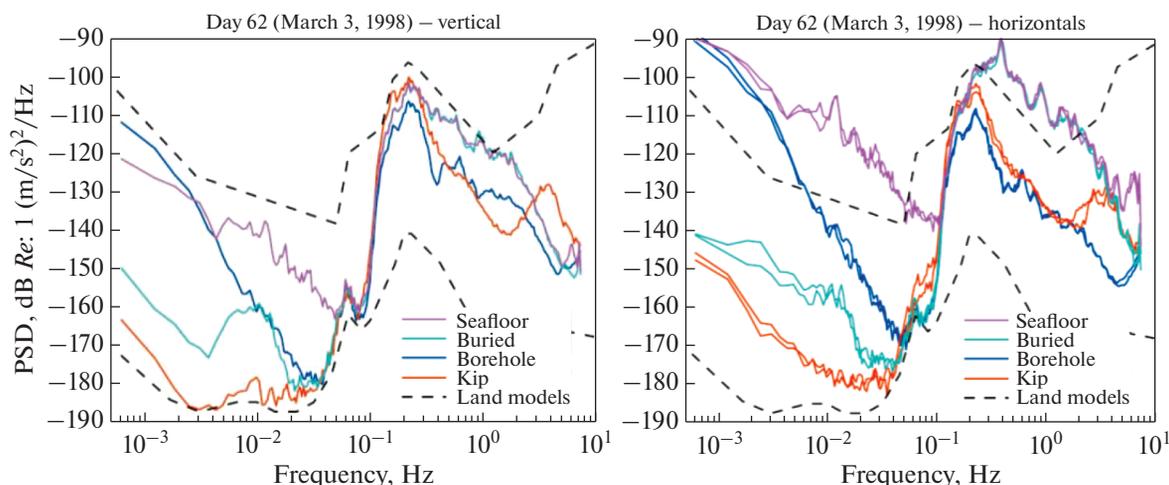


Рис. 11. Спектры шумов, зарегистрированных во время Гавайского эксперимента донными сейсмографами трех типов и сейсмографом на станции GSN Кипапа [35] (подробности в тексте).

и диаметром около 5 м. Этот элемент всегда присутствует при скважинных сейсмологических экспериментах. Следует отметить, что шумы ниже 0.1 Гц играют существенную отрицательную роль при регистрации удаленных землетрясений и медленных подвижек дна.

Оценить частотный диапазон возбуждаемой помехи можно с помощью соотношения Струхаля $f = Su/L$. Если принять характерные размеры препятствия $L = 1-5$ м, скорость придонных течений $u = 0.05-0.5$ м/с и $S = 0.2$, то частоты составляют от 0.1 Гц до 2×10^{-3} Гц, что соответствует наблюдавшимся значениям частот помех (рис. 11).

В заключение хотелось бы высказать мнение о том, что размещение сейсмографов в глубоких донных скважинах требует больших усилий, но, как показывает практика, не дало пока каких-либо преимуществ по сравнению с мелким их заглублением в слой осадков. Наличие крупных вспомогательных элементов на дне возле скважины приводит к появлению низкочастотных сейсмоакустических помех от придонных течений. Эти помехи распространяются в донном массиве так же успешно, как и сигналы землетрясений.

МЕТОДЫ БОРЬБЫ С ПОМЕХАМИ ОТ ПРИДОННЫХ ТЕЧЕНИЙ

Для борьбы с влиянием придонных течений следует применять как технические приемы, так и организационные мероприятия. К первым относится разработка специальных конструкций: как донных сейсмографов, так и вспомогательных элементов, необходимых для постановки и функционирования сейсмографов на дне. Организационные мероприятия состоят в выборе и исследовании места постановки донных сейсмографов, разработке способов этой постановки и ее осуществления. Основным критерием размещения донных сейсмографов являются, безусловно, задачи сейсмического исследования. Однако в рамках решения этих задач обычно есть возможность смещения места постановки на десятки или даже сотни километров, что позволяет в ряде случаев существенно снизить отрицательный эффект от придонных течений.

Выбор места постановки донных сейсмографов

Для успешного решения сейсмологических задач необходимо свести к минимуму воздействие придонных течений. Для этого следует выбирать сравнительно ровные участки дна, тщательно изучать направления и интенсивность течений, их изменчивость. В принципе, большие области дна океанов и морей представляют собой абиссальные равнины или абиссальные холмы с довольно гладким рельефом.

Имеются, безусловно, участки морского дна, отличающиеся высокой изрезанностью. Например, в районах континентальных склонов, срединных океанических хребтов, зонах субдукции и др. При этом следует учитывать масштаб течений и соотносить со средним масштабом изрезанности рельефа и физическими размерами аппаратуры. Анализ с использованием приведенных выше формул для оценки чисел Рейнольдса и частот помех показывает, что придонные течения в таких районах должны иметь вихревой и турбулентный характер, а возбуждаемые помехи располагаться в инфранизкочастотной области, зачастую вне предела частотного диапазона сейсмографа. Помехи, возбуждаемые течениями непосредственно на элементах сейсмографов, как показано в табл. 3, обычно лежат непосредственно в диапазоне рабочих частот.

Как показывает практика, придонные течения достаточно инерционны. Их изменчивость во времени связана с циклами приливов, ветровым климатом, поверхностными течениями и т.д. Отсюда следует, что их изучение должно охватывать полный цикл их изменчивости, включающий иногда несколько месяцев.

Подводя итоги, можно рекомендовать следующую последовательность организационных действий, направленных на уменьшение влияния придонных течений:

- Предварительное изучение течений и рельефа дна по имеющимся источникам в предполагаемом районе постановки донных сейсмографов. Выбор места постановки с возможно более гладким рельефом.

- Аппаратурное исследование течений на дне с учетом их возможных вариаций. Уточнение места постановки. Разработка способа постановки, выбор мест размещения сейсморегистрирующей и вспомогательной аппаратуры.

- Предварительные измерения уровня сейсмоакустических помех в месте постановки сейсмографа. Уточнение мест расположения основных и вспомогательных элементов сейсмографа.

- Заглубление блока сейсмоприемников в дно (полное или частичное). Рабочее размещение элементов донного сейсмографа. Определение основных метрологических характеристик.

К сожалению, насколько нам известно, в полной мере подобные мероприятия не проводились. Однако, даже частичное их проведение позволяет снизить уровень помех от придонных течений до приемлемого уровня.

Технические методы защиты донных сейсмографов от влияния придонных течений

Наиболее интенсивная акустическая помеха возбуждается в непосредственной близости за об-

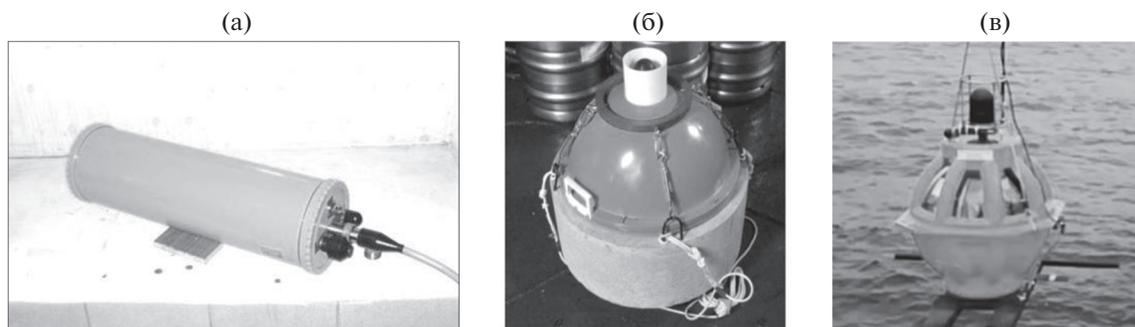


Рис. 12. Примеры донных сейсмографов ИО РАН с обтекаемой конструкцией корпуса. Кабельная донная сеймостанция КДСС (а), сейсмограф МПССР (морская придонная станция сейсмоакустической разведки) (б), донный сейсмограф ГНС-Ц (в).

текаемым телом при отрыве вихрей или вследствие пульсаций турбулентной зоны. В первом приближении этот источник можно считать монополюсом с характерным размером L , равным размеру обтекаемого тела. Поскольку длины возбуждаемых волн много больше размеров модулей сейсмографа и разноса между ними, то следует рассматривать поле в ближней зоне. Затухание помехи с расстоянием r в этом случае пропорционально $(L/r)^2$. Отсюда следуют основные методы борьбы с такими помехами – уменьшение вероятности возникновения вихрей и турбулентности за счет хорошей обтекаемости элементов сейсмографа, уменьшения его габаритов, заглубление блока сейсмоприемников в слой осадков и его вынос на значительное расстояние от источников помех [9, 12, 15].

На рис. 12 представлены примеры современных донных сейсмографов, конструкции которых разработаны с учетом влияния придонных течений. Сейсмографы имеют достаточно малые габариты, обтекаемую форму, наружные элементы прижаты к корпусу. Кабельная донная сеймостанция (а) разработки ИОРАН и ОКБ ОТ РАН, сейсмограф МПССР (морская придонная станция сейсмоакустической разведки) (б) разработки ИОРАН и донный сейсмограф ГНС-Ц, разработанный ИОРАН и “ИП Ильинский” (в) [15, 27].

Следует отметить, что в ряде случаев по условиям эксплуатации необходимо размещать блок сейсмоприемников или весь сейсмограф в отдельном модуле. На рис. 13б приведен широкополосный донный сейсмограф разработки ИОРАН, используемый при постановке на вязком мягком дне [13, 15]. В этом случае легкий блок сейсмоприемников находится на поверхности дна, а тяжелый балласт и приборный модуль медленно в течение нескольких часов или суток погружаются в ил. Погружение сопровождается микро толчками, которые могли бы вызвать импульсные помехи в блоке датчиков. На рис. 13в представлена схема постановки на шельфе донного сейсмогра-

фа МПССР разработки ИОРАН [27]. Такая схема используется при постановке на длительный срок для обеспечения необходимой плавучести сейсмографа.

В приведенных выше примерах чувствительные элементы сейсмографов достаточно обтекаемы, находятся близко ко дну или под дном. Поэтому они мало подвержены воздействию придонных течений. В то же время, часть оборудования, расположенного относительно высоко над дном, менее обтекаемо и может служить источником интенсивных помех от течений. Следует отметить, что соединительный кабель или трос между модулями также может служить источником помех.

В связи с уменьшением скорости придонных течений вблизи дна, чувствительные элементы сейсмографов необходимо помещать как можно ближе к дну, или заглублять в слой осадков. Для аппаратуры, которую по условиям эксплуатации необходимо располагать на поверхности дна, нужно сокращать вертикальные габариты и относить на достаточно большое расстояние от сейсмоприемников. В связи с этим существенное значение имеет величина разноса модулей и конструкция связи между ними. Ответ на эти непросые вопросы в первом приближении можно получить путем сочетания известных теоретических соотношений и экспериментальных данных.

Допустим, известны экспериментальные результаты среднего уровня помех за счет течений вблизи их источника [12, 15, 21], например, 1000 нм/с. Необходимо снизить этот уровень до минимального значения фоновых микросейсм (около 1 нм/с), т.е. в 1000 раз. Из [9, 12] следует, что в этом случае затухание помех с расстоянием пропорционально $(L/r)^2$. Приняв максимальный характерный размер турбулентности равный размеру обтекаемого тела ($L = 1$ м), получаем $r > 30$ м.

Подобным образом оценивается и затухание помехи от вихревого или турбулентного следа ($r > 33$ м). В широкополосных донных сейсмогра-

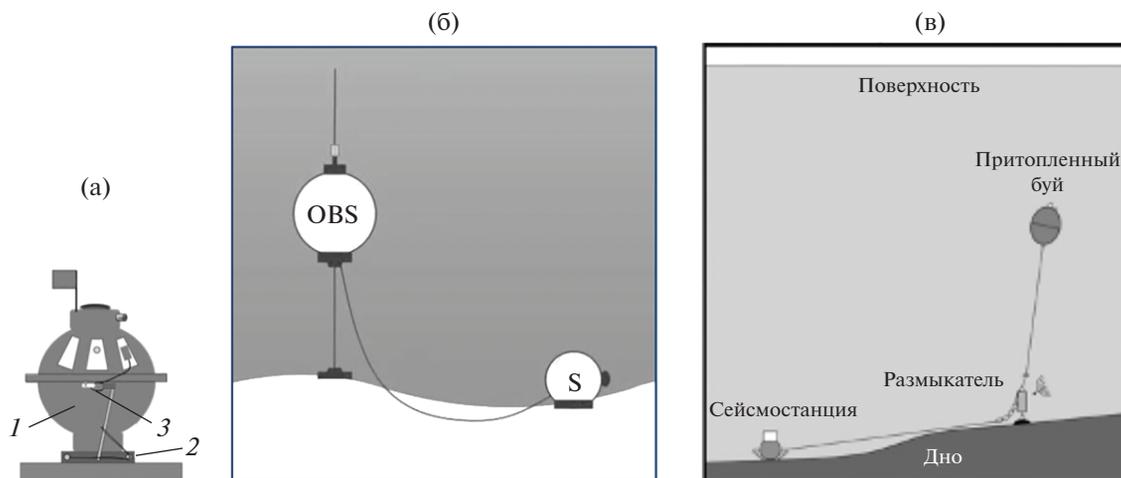


Рис. 13. Способы постановки донных сейсмографов: (а) – донный сейсмограф ГНС-Ц (1 – корпус, 2 – балласт, 3 – размыкатель); (б) – широкополосный автономный донный сейсмограф ШАДС с выносным блоком сейсмоприемников; (в) – донный сейсмограф МПССР на мелководном шельфе с подводным буйем.

фах ИО РАН длина соединительного кабеля между блоком сейсмоприемников и приборным контейнером составляет 50 м, что позволяет обеспечить их необходимый разнос. Для исключения возможных помех от течений вокруг соединительного кабеля или троса, эти элементы должны быть максимально прижаты ко дну, особенно вблизи блока сейсмоприемников.

Для осуществления постановки сейсмографа подобного типа была разработана специальная методика. Приборный контейнер вместе с балластом вывешивался за бортом обеспечивающего судна на грузовой стреле, кабель-трос разматывался на всю длину вдоль борта. По команде практически одновременно сбрасывались оба контейнера сейсмографа. Погружение происходило в следующем порядке: впереди опускался балласт, за ним на расстоянии длины буйрепа (3–4 м) приборный контейнер, далее на расстоянии длины кабель-троса (50 м) блок сейсмоприемников. Дна первым достигал балласт, над ним зависал приборный контейнер, затем опускался блок сейсмоприемников. Для его отдаления на требуемое расстояние вначале использовалась конструкция с гидродинамическим крылом. Затем выяснилось, что необходимый разнос может достигаться за счет жесткости кабель-троса. Было установлено, что жесткость некоторых типов кабель-тросов с полиэтиленовой изоляцией существенно увеличивается при охлаждении ниже 10°C . Такая температура наблюдается в большинстве случаев на глубинах более 500 м. Скорость погружения сейсмографа подобной конструкции составляет около 0.5 м/с. При постановке на глубины более 1000 м кабель-трос успевает существенно охладиться и его жесткости оказывается достаточно для требуемого удаления блока сейсмоприемников.

Применение донных сейсмографов обтекаемой конструкции позволяет существенно снизить помехи от придонных течений. При постановке автономного сейсмографа ИОРАН ШАДС по схеме рис. 12б в ноябре 1991 г в районе Азорских островов на глубину около 1700 м был получен на частотах около 0.05 Гц (“окно прозрачности” в спектре микросейсм) особенно низкий уровень суммарных шумов на входе, около 10^{-8} м/с [28]. В результате было зарегистрировано удаленное (10 тыс. км) землетрясение с эпицентром в Гималаях и магнитудой около 6.7.

ВЫВОДЫ

1. Придонные течения возбуждаются многочисленными источниками, присутствуют практически во всех районах морей и океанов и отличаются большой изменчивостью по интенсивности и направлению.
2. При регистрации сейсмических сигналов на дне акваторий придонные течения могут создавать серьезные помехи в широком частотном диапазоне за счет прямого воздействия на чувствительные элементы донных сейсмографов и путем возбуждения сейсмоакустических полей в водной среде и донном массиве. Подобные помехи являются значительным препятствием для развития морской сейсмологической сети.
3. Особенности придонных течений являются уменьшение скорости при сближении с дном и сильная зависимость от рельефа дна. Поэтому для уменьшения помех стремятся ставить донные сейсмографы на относительно ровных участках, заглублять в слой осадков или размещать в донных скважинах. Однако, как показывает практика, эти меры не являются достаточными.

4. Вследствие эксплуатационной необходимости часть элементов донных сейсмографов располагается на поверхности дна (устройства связи и всплывающие, сменные блоки питания и регистрации, установочная воронка в скважине и др.). Вокруг этих элементов или неровностей дна образуются вихри, которые являются источниками сейсмоакустических помех.

5. Для снижения влияния помех от придонных течений необходимо тщательно исследовать места постановки донных сейсмографов с целью изучения микрорельефа дна и интенсивности и направления течений в слое толщиной в единицы метров. Располагать донные сейсмографы желательно на относительно ровной поверхности, избегая глубоких каньонов, крутых склонов, близких вершин холмов.

6. Конструктивно элементы донных сейсмографов должны иметь обтекаемую форму, располагать их необходимо максимально приближая ко дну. Блок сейсмоприемников следует относить на расстояние в несколько десятков метров от возможных источников сейсмоакустических помех. Заглублять блок сейсмоприемников возможно на относительно небольшую глубину.

7. Размещение сейсмографов в глубоких донных скважинах вызывает сомнение, так как требует применения крупногабаритных установочных устройств, вокруг которых возбуждаются сейсмоакустические помехи от придонных течений, распространяющиеся в воде и донном массиве.

Благодарности. Автор приносит глубокую благодарность коллегам по Институту океанологии им. П.П. Ширшова РАН, коллективу ОКБ океанической техники РАН, а также соавторам по публикациям, принимавшим активное участие в течение ряда лет в получении и обсуждении материалов, послуживших основой для данной статьи.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках госзадания ИО РАН (№ FMWE-2021-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков Ю.Ф., Тамайчук А.Н. Течения в Мировом океане. Симф.: Тавр. Универ., 2005. 60 с.
2. Блохинцев Д.И. Акустика неоднородной движущейся среды. М.: Наука, 1981. 206 с.
3. Болдырев С.А. Природа сейсмоакустического шума и явлений, зарегистрированных донными сейсмографами // Вулканология и сейсмология. 1995. № 6. С. 94–107.
4. Ван-Дайк М. Альбом течений жидкости и газа. М.: Мир, 1986. 184 с.
5. Вовк И.В. Физический взгляд на природу эоловых тонов // Акустический вестник. 2007. Т. 10. № 2. С. 22–32.
6. Жданов М.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Об изменении донных сейсмических шумов в диапазоне 0.01–10 Гц (Северо-Эгейский трог) // Океанология. 1993. № 2. С. 299–303.
7. Зверев С.М. Донные сейсмические наблюдения при ГСЗ на море // Сейсмические приборы. 2005. Вып. 41. С. 21–30.
8. Иванов В.А., Показеев К.В., Шрейдер А.А. Основы океанологии. СПб.: Лань, 2008. 573 с.
9. Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 475 с.
10. Контарь Е.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Придонные течения в сейсмически активном районе Атлантического океана // Докл. РАН. 1990. Т. 310. № 5. С. 1231–1235.
11. Контарь Е.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Влияние придонных течений в сочетании с рельефом дна на шумовые условия в точке наблюдений // Вулк. Сейсмол. 1991. № 4. С. 97–103.
12. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Гидродинамика. М.: Наука, 1988. С. 137–193, 350–410.
13. Левченко Д.Г. Особенности конструирования широкополосных донных сейсмографов // Океанология. 2001. Т. 41. № 4. С. 613–626.
14. Левченко Д.Г. Результаты регистрации широкополосных (0.003–10 Гц) сейсмических сигналов на морском дне // Океанология. 2002. Т. 42. № 4. С. 620–631.
15. Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов и возможных предвестников сильных морских землетрясений на морском дне. М.: Научный мир, 2005. С. 73–80, 112–118.
16. Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. М. Л.: ГИТТЛ, 1950. 676 с.
17. Малюга В.С. Численное моделирование обтекания сферы потоком несжимаемой жидкости // Прикладная гидромеханика. 2013. Т. 15. № 3. С. 43–67.
18. Рэлей. Теория звука. Т. 2. М.-Л.: ГИТТЛ, 1944. 476 с.
19. Рыбак С.А., Серебряный А.Н. О генерации звука внутренним бором // Акуст. журн. 2010. Т. 56. № 6. С. 773–775.
20. Самолюбов Б.И. Придонные стратифицированные течения. М.: Научный мир, 1999. 463 с.
21. Соловьев С.Л. Сейсмологические донные наблюдения в СССР и за рубежом. М.: Наука, 1986. 118 с.
22. Федяевский К.К., Блюмина Л.Х. Гидроаэродинамика отрывного обтекания. М.: Машиностроение, 1977. 120 с.
23. Araki E., Suyehiro K. Long period seismic noise in deep ocean boreholes // Proc. ONP. ION Joint Symp. Japan, 2001. P. 112–114.
24. Duenneber F.K., Blackinton G., Sutton G.N. Current generated noise recorded on ocean bottom seismometers // Mar. Geophys. Res. 1981. V. 5. № 1. P. 109–115.
25. Kasahara J., Koresava S., Nagumo S. Experimental results of vortex generation around ocean – bottom seismograph due to bottom current // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1980. V. 55. P. 169–182.
26. Kovachev S.A., Demidova T.A., Sonkin A.V. Properties of Noise Registered by Pop-Up Ocean-Bottom Seismographs // J. Atm. Ocean. Techn. 1997. V. 14. P. 883–888.

27. Krylov A.A., Egorov I.V., Kovachev S.A. et al. Ocean-Bottom Seismographs Based on Broadband MET Sensors: Architecture and Deployment Case Study in the Arctic // *Sensors*. 2021. V. 21. 3979. <https://doi.org/10.3390/s21123979>
28. Levchenko D.G., Soloviev S.L., Son'kin A.V., Voronina E.V. Recording of ocean-bottom seismic noise and of a strong earthquake in the Himalayas by broadband digital OBS installed on the Mid-Atlantic ridge // *Physics Earth and Planetary Interiors*. 1994. V. 84. P. 305–320.
29. Lighthill M.J. On sound generated aerodynamically I. General theory // *Proc. R. Soc. Lond.* 1952. A211. P. 564–587. <https://doi.org/10.1098/rspa.1952.0060>
30. Montagner J.P., Karczewski J.F., Romanowicz B. and the Geoscope Group. The GEOSCOPE network: the state of the art and perspectives // *Abstract Book, Intern. Simp. Ten Years of GEOSCOPE Broadband Seismology*. Paris, France. 1992. P. 6–15.
31. Morozov E.G., Tarakanov R.Y., Frey D.I. Bottom Gravity Currents and Overflows in Deep Channels of the Atlantic Ocean. Springer Nature Switzerland AG, 2021. 505 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-83074-8>
32. Romanowicz B., Stakes D., Dolenc D. et al. The Monterey Bay broadband ocean bottom seismic observatory // *Annals Geoph.* 2006. V. 49. № 2/3. P. 607–623.
33. Shinohara M., Araki E. Installation of borehole geophysical observatories in the Western Pacific by Ocean Hemisphere Project // *Proc. ION Joint Symp. Japan*. 2001. P. 16–20.
34. Sumer B.M., Fredsoe J. Hydrodynamics around cylindrical structures // *Adv. Ser. Ocean Eng.* 2000. V. 26.
35. Stephen R.A., Spiess F.N., Collins J.A. et al. Ocean Seismic Network Pilot Experiment // *GGG*. 2003. V. 4. № 10/31. P. 1–38. <https://doi.org/10.1029/2002GC000485>

Effect of Bottom Currents on Seismic Registration on the Seabed

D. G. Levchenko[#]

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]*e-mail: levch35@mail.ru*

Registration of seismic signals at the bottom of the water areas in most cases is accompanied by intense noises, the sources of which are bottom currents. So far, no effective ways have been found to combat this phenomenon, which significantly complicates the development of the marine seismological network. The main problems are that such noise is generated both on the unevenness of the bottom and on the elements of equipment, which, according to the operating conditions, should be on the bottom surface. In the proposed work, a number of mechanisms for the generation of such contaminants are considered, including due to the direct effect of stationary and non-stationary flows on the sensitive elements of bottom seismographs, and due to the generation of seismoacoustic fields in the aquatic environment during vortex and turbulent flows. The results of recording seismic signals at the bottom, in the sediment layer and in the bottom borehole in the presence of intense noise from currents are compared. A number of practical recommendations are given to significantly reduce the effect of such interference.

Keywords: bottom seismographs, bottom currents, interference, impact mechanisms, physical modeling, marine experiments, noise reduction methods

УДК 551

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДКОВ В ЗОНАХ КОНТАКТА С БАЗАЛЬТОВЫМИ СИЛЛАМИ, ВПАДИНА ГУАЙМАС, КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ (скважина DSDP 478)

© 2022 г. Е. О. Гончаров^{1, *}, В. Б. Курносов^{1, **}, Ю. И. Коновалов^{1, ***}

¹Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер. 7, Россия

*e-mail: evgeniigonch91@gmail.com

**e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru

***e-mail: yukonov@mail.ru

Поступила в редакцию 18.03.2021 г.

После доработки 08.04.2021 г.

Принята к публикации 30.09.2021 г.

На примере впадины Гуаймас Калифорнийского залива (скважина DSDP 478) показано изменение химического состава верхнеплейстоценовых осадков в специфичных кратковременных гидротермальных системах, которые возникают при внедрении базальтовых силлов в нелитифицированные холодные высокопористые осадки с морской водой. Изменение химического состава осадков (турбидитов, переслаивающихся с гемипелагическими осадками) в зонах контакта с базальтовыми силлами во впадине Гуаймас Калифорнийского залива изучено методами рентгено-флюоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS).

Ключевые слова: впадина Гуаймас, Калифорнийский залив, осадки, базальтовые силлы, гидротермальные системы

DOI: 10.31857/S0030157422050045

ВВЕДЕНИЕ

Во впадине Гуаймас Калифорнийского залива в верхнеплейстоценовые нелитифицированные осадки внедрялись базальтовые силлы разной мощности [4]. Внедрение силлов в осадочный покров сопровождалось формированием кратковременных гидротермальных систем, в которых происходило изменение вмещающих осадков при их взаимодействии с разогретой поровой морской водой. Выделила этот тип гидротермальных систем в срединно-океанических хребтах, расположенных около континентов и перерывных осадочным чехлом, М. Кастнер [6] при изучении осадков из глубоководных скважин, пробуренных во впадине Гуаймас Калифорнийского залива. Целенаправленное изучение изменения содержания макроэлементов и микроэлементов в осадках при тепловом воздействии на них силлов из скважин 477, 478, 481А было предпринято Нимицем [10]. По этим осадкам им был проведен силикатный анализ, из микроэлементов было изучено содержание в осадках только Со, Ст, Си, Ni, V, Zn. Последующее исследование изменения химического состава осадков было проведено нами для осадков из скважины 477 (южный трог впадины Гуаймас) [1, 3] и из скважины 481А (северный

трог впадины Гуаймас) [2]. В этих работах был существенно расширен спектр изученных микроэлементов благодаря применению метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Изучение осадков из скважины 478 завершает изучение изменения химического состава плейстоценовых осадков под влиянием различных по мощности базальтовых силлов во впадине Гуаймас.

Данная статья направлена на изучение изменения химического состава осадков из скважины 478. В скважине 478 обнаружен комплекс силлов мощностью ~120 м, включающий, по-видимому, в свой состав силл мощностью в первые метры [4], который венчает этот комплекс, в отличие от комплекса силлов из скважины 477 мощностью 47 м, в котором силл мощностью ~4 м находится в подошве комплекса. Кроме того, в скважине 478 находится индивидуальный базальтовый силл мощностью ~3 м, не входящий в комплекс силлов большой мощности [4].

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Впадина Гуаймас расположена в главной разломной зоне Калифорнийского залива, состоящей из системы осей спрединга и трансформных

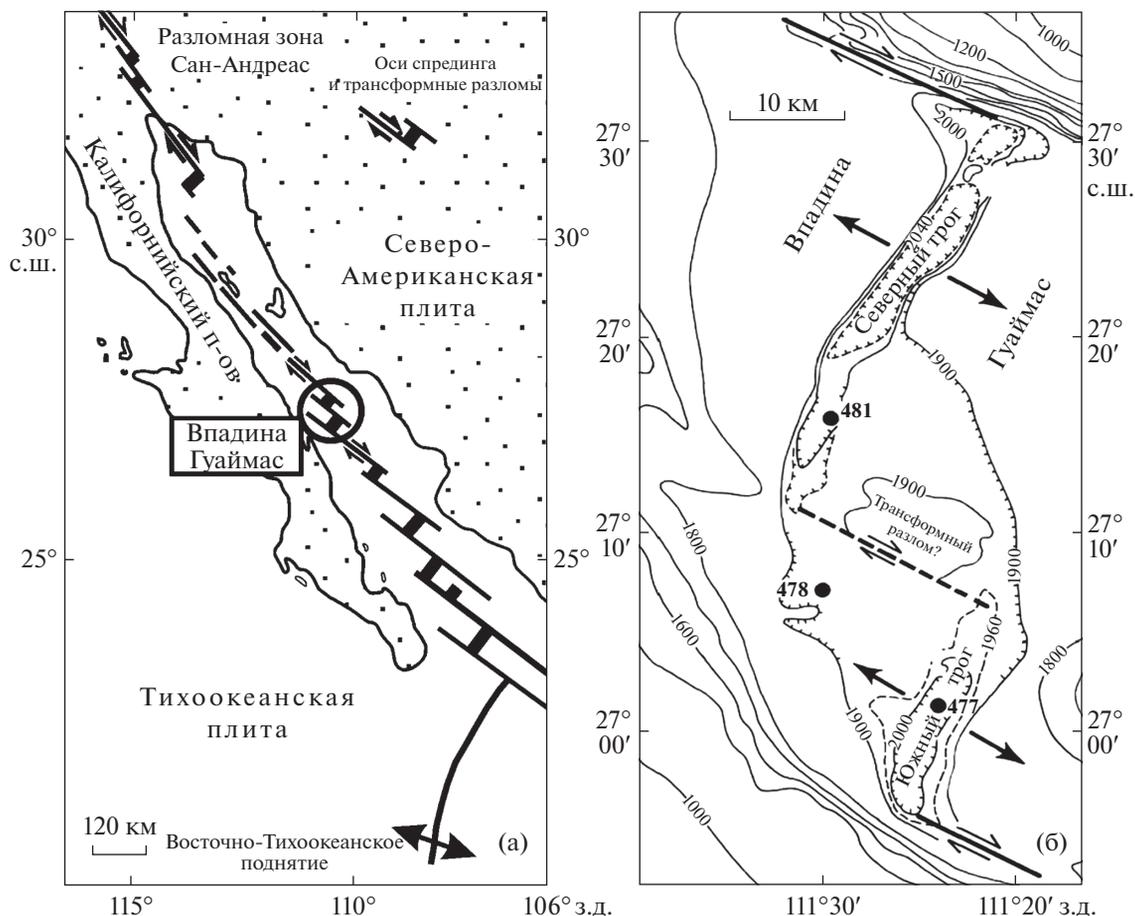


Рис. 1. Структурная схема Калифорнийского залива (а) и расположение скважин глубоководного бурения во впадине Гуаймас (б); стрелки показывают направление движения плит (по [8]).

разломов [9], продолжающей Восточно-Тихоокеанское поднятие и переходящей на Северо-Американском континенте в зону разломов Сан-Андреас (рис. 1а). Во впадине накапливались с большой скоростью (около 1200 м/млн лет) верхнеплейстоценовые осадки общей мощностью в несколько сотен метров, которые состоят из турбидитов, переслаивающихся с гемипелагическими осадками и диатомовыми илами [4].

Во впадине Гуаймас находятся южный и северный трого, представляющие собой спрединговые центры, разделенные трансформными разломами. Это депрессии шириной 3–4 км и глубиной 2000 м. Северный трог протягивается на 35 км (в нем пробурена скважина 481А), южный — на 25 км (в нем пробурена скважина 477). Между трогоми расположена скважина 478 (рис. 1б) глубиной 464 м. В скважине 478 в осадочном покрове находится комплекс базальтовых силлов мощностью ~120 м и индивидуальный силл мощностью ~3 м, не входящий в состав этого комплекса.

В районе скважины 478 замерен низкий тепловой поток, который составляет 153 мВт/м² [5, 7, 11].

Эта скважина пробурена за пределами действия основных долгоживущих гидротермальных систем, что позволяет продолжить изучение изменений химического состава осадков под влиянием теплового воздействия на них силлов разной мощности.

М. Кастнер [6] по петрографическим данным выделила в скважине 478 минеральные зоны неизмененных осадков и зоны, в которых осадки изменены под тепловым воздействием силлов. Неизмененные осадки (интервалы 0 – ~185, 247–250, 259 – ~290 м) состоят из смеси терригенных кварца, плагиоклаза, небольшого количества калиевого полевого шпата, глинистых минералов, опала-А, кальцита. Термально измененные зоны установлены в интервалах 185 – ~215, 240 – ~247, 250 – ~253, 256.5 – ~259, 290–339 м. В этих зонах исчезли диатомовые и клиноптилолит. В них присутствует небольшое количество новообразованного кварца в смеси с терригенным кварцем. Кроме кварца, в этих осадках установлено наличие опала С-Т, пирита и гипса. В измененных осадках иногда встречается в разных количествах

доломит. В осадках из зон непосредственного контакта с силами кварц представлен смесью терригенного и новообразованного кварца.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение содержания макроэлементов (оксидов) в валовых образцах осадков проведено методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН (г. Москва). Совместно с РФА использованы методы “мокрой” химии, прежде всего, для раздельного определения Fe_2O_3 и FeO . Другие методы аналитической химии были применены для определения содержания в осадках CO_2 , $C_{орг}$, H_2O^- . Содержание микроэлементов, включая редкоземельные элементы (РЗЭ), определено в образцах осадков (пудры) с их разложением в автоклаве в Лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав осадков из скважины 478 приведен в табл. 1, 2, 3. Результаты сравнения химического состава измененных и неизмененных осадков показаны на рисунках в виде спайдерграмм. Все образцы для репера (3103, 3104, 3105, 2725, 2727, 2742) взяты из неизмененных осадков из скважины 478.

Изменение состава осадков, вмещающих силл мощностью ~3 м

Над силлом, который находится в интервале 253.5–256.5 м, расположена зона измененных осадков в интервале 250–253.5 м [6]. Из этой зоны изучены в 2.5 м и 0.25 м выше кровли силла образцы 2736 (250.95 м) и 2737 (253.25 м), рис. 2. Под силлом расположена зона термально измененных осадков мощностью 2.5 м, которая находится в интервале 256.5–259 м. Из этой зоны изучены образцы 2739 (256.90 м) и 2741 (258.50 м), которые взяты в 0.4 и 2 м ниже подошвы силла (см. рис. 2).

В осадках над силлом заметные изменения содержания отдельных макроэлементов установлены в образце 2737, который находится на контакте с кровлей силла. В нем сильно уменьшилось содержание Mn, Ca и слабо уменьшилось содержание Al, K, одновременно увеличилось содержание Mg, Na (рис. 3а). Под силлом, в непосредственной близости к его подошве (образец 2739), в содержании макроэлементов произошло слабое

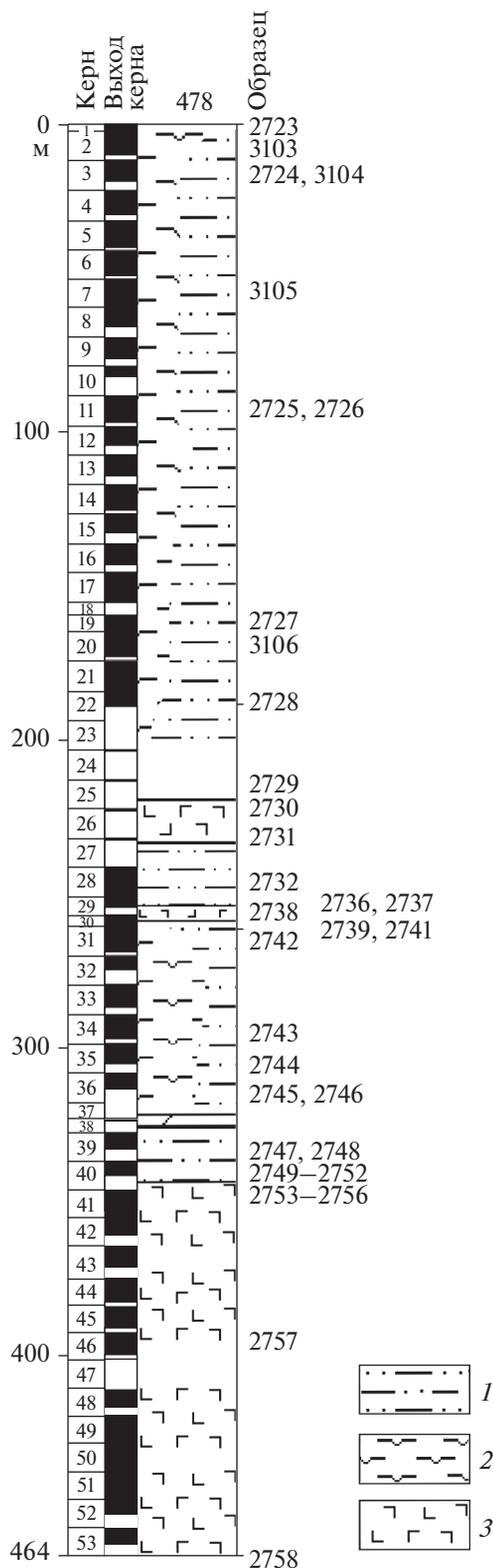


Рис. 2. Литологическая колонка скважины 478; зоны контактов силлов и осадков в керне 40 (секции 2 и 3) (по [4] с изменениями).

Таблица 1. Химический состав осадков из скважины 478, владина Гуаймас Калифорнийского залива, данные РФА (вес. %)

Образец	Керн-секция, интервал (см)	Глубина, м	Осадки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.л.п.	Сумма	Cl	CO ₂	C _{орг}
2723	1R-1, 0-5	0	1	57.6	0.70	11.7	4.28	0.41	0.14	3.7	3.03	4.84	2.41	0.21	11.34	100.29	3.2	0.55	0.78
3103	2R-1, 50-54	4	1	62	0.55	13.03	3.63	0.42	0.16	3.17	2.17	2.83	2.46	0.11	8.51	99.04	0.73	0.80	0.29
2724	3R-3, 10-14	16.1	1	59.8	0.77	12.5	4.98	0.37	0.07	3.0	2.99	3.48	2.79	0.21	9.41	100.33	2.01	<0.2	0.73
3104	3R-3, 41-47	16.41	1	62.12	0.53	14.35	3.40	0.33	0.05	3.47	2.31	2.83	2.88	0.24	6.89	99.4	0.42	0.66	<0.1
3105	7R-6, 82-88	58.92	1	61.05	0.5	12.58	4	0.39	0.061	5.78	2.39	2.61	2.71	0.25	6.88	99.2	0.53	1.6	<0.1
2725	11R-3, 100-104	93	1	62.0	0.84	13.1	4.21	0.55	0.07	3.7	2.84	2.82	2.61	0.22	6.16	99.16	0.71	1.2	0.14
2726	11R-6, 35-40	96.45	1	69.4	0.29	6	2.43	0.37	0.19	4.4	1.33	2.83	1.35	0.11	11.46	100.13	2.72	1.3	0.68
2727	19R-3, 100-104	163.5	1	61.2	0.68	12.4	4.70	0.30	0.16	3.6	2.99	2.29	2.42	0.20	8.8	99.75	1.1	1.7	0.84
3106	20R-4, 95-100	170.75	1	58.85	0.50	11.98	3.25	0.86	0.05	5.68	3.08	3.18	2.56	0.28	8.41	98.68	1.07	3.28	<0.1
2728	22R-3, 105-110	187.95	2	60.5	0.48	11.0	3.67	0.30	0.25	6.1	1.86	3.03	2.05	0.19	11.03	100.36	1.7	3.6	0.98
2729	25R-CC, 10-12	212.6	2	12.9	0.090	2.2	0.66	0.43	0.10	24.9	18.1	0.34	0.48	0.13	39.69	100.03	0.11	39	<0.1
2732	28R-1, 15-19	242.65	3	61.3	0.48	9.9	3.64	0.45	0.45	5.6	2.19	2.25	2	0.16	11.55	99.96	1.58	2.7	1.36
2736	29R-1, 45-49	250.95	2	61.4	0.55	10.3	3.69	0.37	0.11	4.7	2.51	2.51	1.96	0.25	12.02	100.37	1.46	2.6	-
2737	29R-2, 125-129	253.25	2	69	0.58	10.1	4.31	0.22	0.05	1.87	3.13	3.37	1.91	0.21	5	99.56	0.76	0.55	-
2739	30R-1, 40-42	256.9	3	66.9	0.55	10.4	3.87	0.44	0.13	4.1	2.12	2.61	2.14	0.21	6.72	100.15	0.37	2.85	0.68
2741	30R-2, 50-54	258.5	3	63.26	0.54	9.27	3.50	0.67	0.33	5.41	2.59	1.72	1.98	0.21	10.48	99.95	0.81	4.8	0.91
2742	31R-1, 0-4	260	1	61.3	0.54	9.3	3.89	0.30	0.26	7.3	2.43	1.97	2.15	0.20	10.08	99.69	0.81	4.4	1.14
2743	34R-2, 70-74	290.7	2	61.5	0.42	9.6	3.41	0.38	0.17	6.8	1.94	2.21	1.88	0.16	11.47	99.85	1.21	3.55	1.22
2744	35R-1, 130-135	299.3	2	61.6	0.40	9.1	3.13	0.33	0.19	7.6	1.77	1.74	1.71	0.16	11.88	99.63	1.43	<0.2	0.74
2745	36R-1, 115-120	308.65	2	61.6	0.64	13.3	4.17	0.30	0.08	3.0	2.20	2.72	2.42	0.16	9.52	100.1	1.08	4.65	1.21
2746	36R-2, 75-80	309.75	2	59.8	0.59	9.9	4.10	0.42	0.20	7.4	2.71	2.19	2.63	0.19	9.7	99.76	0.73	4.4	1.04
2747	39R-1, 70-74	327.2	2	64.3	0.40	9.5	3.07	0.33	0.29	7.4	1.89	2.18	1.81	0.18	9.01	100.29	0.85	0.6	0.89
2748	39R-3, 60-64	330	2	64.4	0.71	9.6	4.15	0.30	0.09	3.8	2.55	2.24	2.35	0.18	9.37	99.69	0.74	4.4	0.77
2749	40R-1, 13-17	336.13	2	63.8	0.33	7.9	2.53	0.36	0.74	6.9	4.07	1.44	1.39	0.09	9.91	99.37	0.57	1.45	<0.1
2750	40R-1, 125-129	337.25	2	63.3	0.78	11.6	4.35	0.22	0.31	6.7	2.06	3.77	0.88	0.28	4.74	99.01	0.36	<0.2	0.78
2751	40R-2, 50-54	337.9	2	66.6	0.71	11.9	4.08	0.11	0.1	1.02	2.17	1.99	3.05	0.17	8.05	99.93	0.14	<0.2	<0.1
2752	40R-2, 125-129	338.65	2	68.4	0.77	12.4	2.38	0.29	0.08	1.37	3.88	2.09	2.94	0.16	4.96	99.67	0.43	<0.2	<0.1
2754	40R-3, 2-5	338.92	4	13.2	0.22	4.4	2.63	1.03	0.45	21.1	21.3	0.51	0.05	0.17	34.51	99.64	0.43	31.3	<0.1

Примечание. 1 – неизменные осадки; 2, 3, 4 – термально измененные осадки; 2 – над силлом, 3 – под силлом, 4 – между силлами.

Таблица 2. Содержание микроэлементов в осадках из скважины 478, впадина Гуаймас Калифорнийского залива, данные ICP-MS (мкг/г)

Образец	Осадки	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	Sb	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
2723	1	46.8	1.3	9.2	87.3	35.3	10.8	29.1	20	247	13.4	9.1	87.2	353	17.5	155	9.4	3.6	0.72	0.9	1.9	10.5	615	4.2	0.67	1.4	0.67	38.2	0.15	7.3	3.3
3103	1	48.9	1.3	7.7	98.1	35.4	9.3	21.6	18.1	78.7	14.1	8.9	93.7	419	20.5	167	11.7	4.5	0.2	0.66	3.2	8.9	668	5	0.91	1.5	0.86	29.4	0.13	10.3	3.5
2724	1	55.8	1.7	9.9	99.9	36.2	12.4	28.9	26.2	111	15.3	16	106	298	21.1	178	11.2	3.8	0.23	0.78	2.8	12.9	621	5.1	0.82	2	0.73	22.8	0.21	10.2	3.7
3104	1	48.7	1.4	7.4	74	21.4	8.9	18.3	17	66.9	14.9	10	104	430	20.4	164	11.9	1.9	0.14	0.42	2.8	9.6	709	5.1	0.97	1.7	0.79	18.6	0.14	11	2.9
3105	1	44.2	1.4	7.1	72.2	35.9	8.2	16.8	16	63.6	15.5	8.9	105	477	21.4	158	11.9	2.2	0.15	0.54	2.8	8.3	747	5.2	0.94	1.7	0.82	18.2	0.15	11.1	3.6
2725	1	45.8	1.5	8.9	90.1	35	9.9	22.2	23	92.3	15	12.2	104	354	21.1	142	11.8	2.7	0.24	0.75	2.8	9.9	852	3.9	0.7	1.9	0.68	27.8	0.16	8.7	3.1
2726	1	25.4	0.93	5	68.8	26.4	8.5	33.3	31.3	102	7.8	8	54	229	12.2	57.2	4.8	8.4	0.3	2.3	2.4	5.6	324	1.7	0.3	1.1	0.51	24.2	0.17	5	4.5
2727	1	47.5	1.5	8.7	101	33.8	10.1	28.1	30	107	14.1	14	103	288	20.7	127	10.3	5.5	0.27	1.4	2.8	11.3	572	3.5	0.63	1.6	0.7	31.2	0.23	9.4	3.9
3106	1	36.1	1.1	7.3	57	36.9	7.5	16.1	12.7	60.3	13.7	7.5	92.2	541	20.8	142	10.6	2.6	0.18	0.57	2.2	6.5	955	4.4	0.81	1.3	0.79	15.9	0.12	9.6	3.8
2728	2	34.2	1.3	7.3	86.7	36.1	9.9	36.1	32.8	112	11.4	6.3	81.2	334	17.9	94	7.2	4.9	0.41	1.4	2.1	7.9	530	2.7	0.45	1	0.53	33.6	0.19	7.1	5.3
2729	2	8.5	0.34	1.6	22.1	10.8	1.7	8.8	6.3	21.3	2.4	1	15	577	3.7	23.2	1.8	2.6	1.5	0.35	0.32	1.8	251	0.59	0.1	0.43	0.15	3.5	0.04	1.6	1
2732	3	31.4	1.2	7	102	36.5	12.4	50.3	44.5	128	11	8.2	79.5	280	16.3	89.3	7	8.9	0.53	1.4	3.5	9.3	429	2.5	0.45	1	0.51	25.9	0.22	6.8	5.1
2736	2	23.1	1.3	8.1	87.4	58.7	8.9	49.5	37.9	112	12.5	9.1	75	278	17.4	99.1	7.5	7.5	0.54	2.2	1.7	8.1	413	2.8	0.48	1	0.56	18	0.2	6.9	6.4
2737	2	15	1.6	9.1	98.9	72.5	10	42.1	54.6	48.5	14.2	0.7	58.6	222	17.3	102	8.4	10.8	0.63	0.58	2.1	3.2	542	3.1	0.62	1.1	0.38	11.3	0.13	7.8	5.2
2739	3	14.9	1.7	9	89.3	69.1	10.8	50.1	38.4	146	13.1	7.1	71.7	197	17.5	97.2	7.7	9	0.66	1.9	1.9	8.2	516	2.9	0.56	1.2	0.72	22.2	0.21	7.5	5.2
2741	3	29.2	1.4	8.6	90.5	68.8	11.5	50.7	41.6	136	13.1	8.7	76.5	286	16.6	94.9	7.2	5.8	0.53	2.1	2.3	8.6	456	2.8	0.54	1.1	0.55	20.9	0.21	6.9	5.2
2742	1	33.7	1.4	8.7	96	48	12.7	42.6	38.9	135	13.2	9.3	85.2	356	18.6	98.6	7.4	7.5	0.57	1.3	2.9	9.4	541	3	0.54	1	0.59	20.5	0.19	7.5	4.9
2743	2	29.1	1.3	7.5	119	51.4	15.4	55.9	46.8	168	12.1	8.1	77.2	336	15.4	89.2	6.3	10.9	1.1	3.1	5	8.7	493	2.6	0.47	0.92	0.7	33	0.23	6.7	6.3
2744	2	26.9	1.1	7.4	96.8	46.9	11.5	48.4	37.9	140	11.2	7.2	62.3	366	13.9	77.9	5.8	8.6	0.91	2.3	3.4	7.9	421	2.4	0.41	0.87	0.54	22.9	0.18	5.8	4.9
2745	2	34.1	1.8	9.3	129	53.8	12.3	36.3	35.7	138	15.7	11.7	93.9	249	22.1	112	8.6	4.4	0.34	0.54	4.4	12.2	758	3.5	0.91	1.1	0.65	20.7	0.2	8.1	3.4
2746	2	33.7	1.7	10	118	56.6	15.5	49.5	53.9	161	15.6	8.3	104	343	20.6	113	9.1	9.5	0.78	2.3	4.5	10.7	615	3.4	0.7	1.2	0.8	30.7	0.26	9.4	5.7
2747	2	18.5	1.3	6.8	107	42.9	12.1	41.6	39.6	122	10.7	5.9	71.3	340	15.4	92.6	6.5	13.6	0.75	2.1	3.1	7.7	474	2.6	0.46	0.94	0.66	21	0.19	7.8	6.8
2748	2	24.5	1.5	9.5	90.1	54.4	10.7	34	30.8	116	15	10.3	91.5	264	18.5	118	9.4	9.2	0.5	1.4	2.4	10.5	629	3.8	0.66	1.2	0.64	19.9	0.2	7.7	5.2
2749	2	21.3	1.1	5.8	120	35.3	9.6	42.7	34.2	121	8.8	8.2	39.8	142	13.7	66.3	5	15.6	0.65	2	3.2	3.3	374	2.2	0.35	0.77	0.4	21	0.16	4.9	8.6
2750	2	9.8	1.5	7.1	67.5	35.1	15.5	37.2	27.7	64.5	14.1	12.2	27.1	505	22.2	112	9.9	9.3	0.42	1.6	3.2	2.2	443	3.7	0.68	1.2	0.26	33.6	0.1	8.2	4.3
2751	2	12.4	1.6	9.6	107	61.4	9.4	29.9	31.1	76.2	16.2	16.7	93.3	169	16.6	127	9.9	9.4	0.44	0.84	3	5.6	766	4.2	0.7	1.3	0.61	22.6	0.21	8.3	6.2
2752	2	13.1	1.8	7.8	107	61.9	12.6	39.4	21.5	90.5	17.2	0.85	77.3	197	19.2	129	10.9	9	0.24	1	1.1	4.1	975	4.5	0.86	1.5	0.54	9.5	0.19	6.6	3.8
2754	4	9.6	0.75	3.2	30.5	17.5	4.4	13.3	6.6	30.8	4.3	0.12	0.77	138	6	37.9	2.7	2.4	0.12	0.38	0.49	0.2	47.7	1.1	0.17	0.45	0.02	7	0.05	1.9	1.4

Примечание. 1 — неизмененные осадки; 2, 3, 4 — термально измененные осадки; 2 — над силлом, 3 — под силлом, 4 — между силлами.

Таблица 3. Содержание РЗЭ в осадках из скважины 478, впадина Гуаймас

Образец	Осадки	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
2723	1	22.7	50.5	5.5	21.6	4.4	1.1	3.7	0.54	3.1	0.61	1.8	0.25	1.7	0.26
3103	1	26.5	51.9	6.3	24.5	4.8	1.2	4.6	0.68	3.9	0.79	2.4	0.34	2.3	0.35
2724	1	30.2	60.8	7.3	26	5.1	1.2	4.4	0.66	3.7	0.74	2.2	0.3	2.1	0.32
3104	1	27.6	55.6	6.4	25.5	4.8	1.2	4.6	0.66	4	0.79	2.4	0.35	2.4	0.37
3105	1	29.1	56.9	6.5	25.2	4.8	1.1	4.7	0.68	4.1	0.81	2.5	0.35	2.4	0.38
2725	1	28.9	57.9	6.4	25.4	4.9	1.2	4.5	0.66	3.7	0.74	2.1	0.3	2.1	0.3
2726	1	13	30.8	3.1	12.1	2.4	0.51	2.2	0.34	1.9	0.41	1.2	0.17	1.2	0.18
2727	1	28	59.1	6.3	24.8	4.9	1.1	4.4	0.65	3.6	0.73	2.1	0.3	2.1	0.31
3106	1	27.7	55.6	6.3	24.4	4.8	1.2	4.4	0.65	3.9	0.77	2.3	0.33	2.3	0.35
2728	2	19.2	46	4.5	18.2	3.6	0.8	3.4	0.5	2.9	0.59	1.8	0.25	1.7	0.27
2729	2	4.5	9.3	1	4	0.78	0.16	0.75	0.11	0.64	0.14	0.4	0.06	0.38	0.06
2732	3	18.9	47.3	4.5	18	3.5	0.77	3.3	0.48	2.8	0.58	1.7	0.24	1.6	0.25
2736	2	19.6	47	4.6	18.3	3.7	0.82	3.4	0.51	2.9	0.61	1.8	0.25	1.7	0.27
2737	2	25	51	5.3	21	4.1	0.9	3.5	0.6	3.1	0.6	1.9	0.3	1.9	0.3
2739	3	23.8	50.8	5.1	19.8	3.9	0.83	3.4	0.52	3.1	0.64	1.9	0.27	1.8	0.28
2741	3	22.4	49.3	4.8	18.5	3.7	0.8	3.2	0.5	2.9	0.6	1.8	0.26	1.7	0.27
2742	1	25.4	54.7	5.5	21.7	4.2	0.93	3.7	0.57	3.2	0.67	2	0.28	1.9	0.29
2743	2	18.9	42.7	4.6	17.7	3.5	0.72	3	0.47	2.7	0.57	1.7	0.23	1.6	0.24
2744	2	16.4	37.6	4	15.8	3.2	0.67	2.7	0.42	2.4	0.5	1.5	0.22	1.5	0.23
2745	2	29.2	61.1	7.1	28	5.7	1.2	4.9	0.76	4.3	0.82	2.5	0.33	2.3	0.33
2746	2	29.9	65.1	6.5	25.2	4.9	1.1	4.2	0.65	3.7	0.75	2.3	0.32	2.2	0.32
2747	2	18.9	48.3	4.5	17.6	3.4	0.72	3	0.46	2.7	0.55	1.7	0.24	1.6	0.25
2748	2	23.4	56	5.8	22.8	4.5	1	3.9	0.6	3.4	0.68	2	0.29	2	0.29
2749	2	16.4	37.3	3.7	14.5	2.8	0.78	2.5	0.39	2.3	0.45	1.4	0.2	1.4	0.21
2750	2	32.7	67.7	7.5	29.6	5.8	1.2	4.8	0.75	4.1	0.82	2.4	0.33	2.2	0.33
2751	2	29.4	58.6	6	23.1	4.4	0.93	3.6	0.56	3.1	0.61	1.8	0.26	1.8	0.27
2752	2	20.5	40.4	5.4	21.7	4.5	0.94	3.9	0.62	3.4	0.7	2.1	0.3	2	0.31
2754	4	6.9	14.2	1.6	6.4	1.3	0.32	1.2	0.18	1	0.22	0.64	0.09	0.6	0.09

Примечание. 1 – неизменные осадки; 2, 3, 4 – термально измененные осадки: 2 – над силлом, 3 – под силлом, 4 – между силлами.

изменение, которое выразилось в уменьшении содержания Al, Mg, K (см. рис. 3а).

Изменение содержания микроэлементов в осадках над силлом (образцы 2736, 2737) и под ним (образцы 2739, 2741) во многом похожи (рис. 4а).

В них увеличилось содержание Cr, Ni, Cu, Mo, Ag, U и уменьшилось содержание Li, а также слабо уменьшилось содержание Rb, Sr, Zr, Nb, Sb, Ba, Hf, Ta, W, Th. В образце 2737, который находится на кровле силла, дополнительно к перечисленным выше элементам уменьшилось содержание Zn, Cd, Cs, Tl, Pb, Bi, особенно сильно уменьшилось содержание As. Содержание РЗЭ слабо уменьшилось как в осадках над силлом, так и под ним (рис. 5а).

Силл мощностью ~3 м относительно быстро остыл и соответственно не оказал сильного воз-

действия на содержание макроэлементов во вмещающих осадках. Воздействие силла небольшой мощности проявилось в осадках, находящихся на контакте с его кровлей и затронуло в основном только Mn и Ca (уменьшилось их содержание) и в значительно меньшей степени коснулось Mg и Na (увеличилось их содержание). Слабое изменение содержания Al, K может относиться к аналитическим ошибкам, а также к трудностям точного подбора образцов осадков для репера из толщи, представленной турбидитами, переслаивающимися с гемипелагическими осадками. Потеря осадками Mn связана с растворением аморфного вещества, содержащего Mn, а Ca – с растворением кальцита. Небольшое увеличение в осадках содержания Mg и Na обеспечивала морская вода, которая участвовала в формировании глинистых минералов в процессе взаимодействия вода–порода. Под силлом, в образце 2739, который ото-

бран в 0.4 м ниже его подошвы, практически не произошло изменения содержания макроэлементов в осадках. Отсутствие влияния силла мощностью ~4 м на содержание макроэлементов в осадках под его подошвой наблюдалось также в скважине 477, пробуренной в южном трого впадины Гуаймас [1, 3].

Микроэлементы проявили большую подвижность, чем макроэлементы. В осадках, расположенных на кровле силла (образец 2737), уменьшение содержания многих микроэлементов, и особенно As, связано, по-видимому, с уменьшением содержания в этих осадках $C_{орг}$. Увеличение содержания других элементов, скорее всего, имеет отношение к формированию глинистых минералов. Поведение микроэлементов в осадках, расположенных под подошвой силла (образцы 2739 и 2741), в значительной мере аналогично их поведению в осадках, залегающих на кровле силла, и указывает на похожие условия изменения осадков над силлом и под ним. При изменении осадков, расположенных над и под силлом, содержание РЗЭ в них немного уменьшилось. Это уменьшение, возможно, произошло при растворении калиевых полевых шпатов.

Изменение состава осадков, расположенных над комплексом силлов мощностью ~120 м

Выше комплекса силлов общей мощностью не менее 120 м, который находится в нижней части скважины в интервале 339.15–464 м (керны 40–54), расположена зона измененных осадков в интервале 330–339 м [6] (см. рис. 2). Из нее изучены образцы 2751 (337.90 м) и 2752 (338.65 м), расположенные над кровлей силла, в 2 и ~0.5 м от нее.

В образцах 2751 и 2752 сильно уменьшилось содержание $C_{орг}$ и Са и в меньшей степени – Mn и P. Содержание К слабо увеличилось. В образце 2752, который находится на кровле силла, уменьшилось также содержание Fe и увеличилось содержание Mg (рис. 3б). В образцах 2751, 2752 уменьшилось содержание Li, Sr, Cs и одновременно увеличилось содержание Cr, Ni, Mo (рис. 4б). В образце 2752 уменьшилось содержание As так же сильно, как в образце из осадков, расположенных на контакте с кровлей силла мощностью ~3 м. В этом образце, в отличие от вышележащего образца 2751, уменьшилось содержание Sb, Pb. Содержание РЗЭ в образцах 2751, 2752, по сравнению со средним содержанием РЗЭ в неизмененных осадках, слабо уменьшилось (рис. 5б). В образце 2752 сильнее, чем содержание других РЗЭ, уменьшилось содержание La, Ce.

В целом, изменения химического состава (содержание макро- и микроэлементов, РЗЭ) осадков, расположенных на контакте с кровлей тонкого силла мощностью ~3 м и на кровле комплекса силлов мощностью ~120 м, близки друг другу.

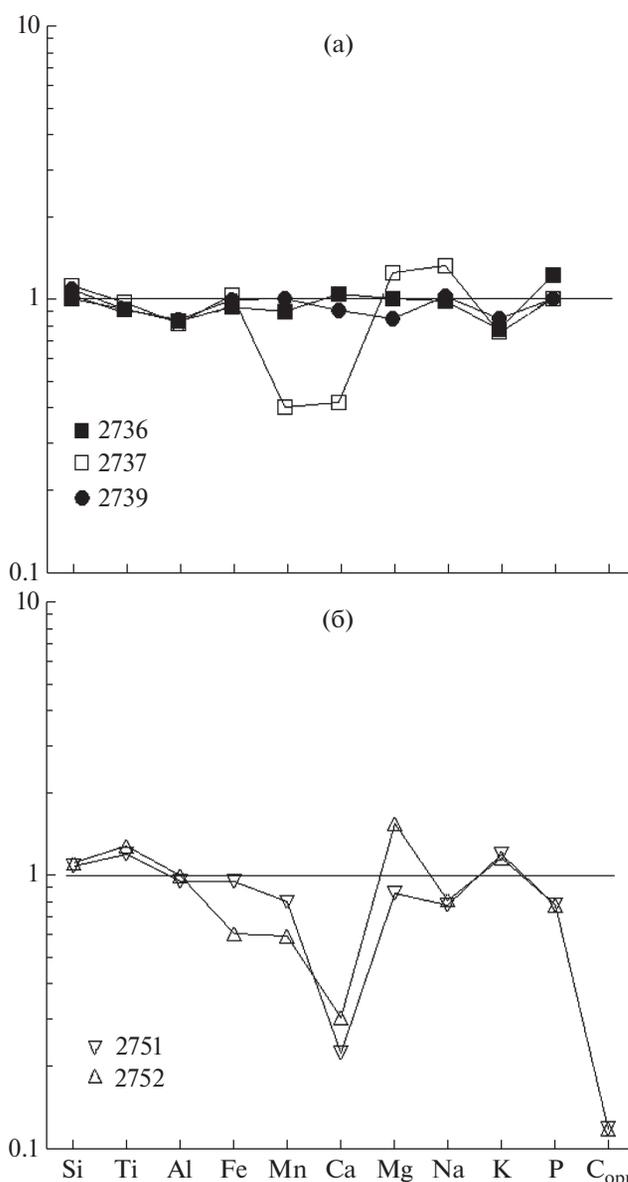


Рис. 3. Содержание макроэлементов и $C_{орг}$ в измененных осадках из скважины 478. Нормировано по среднему составу неизмененных осадков. а – осадки над и под силлом мощностью 3 м; б – осадки над кровлей комплекса силлов мощностью не менее 120 м. Здесь и далее числа, соответствующие условным обозначениям точек на графиках – номера образцов из скважины 478 (см. текст).

До получения этих результатов ожидалось, что над комплексом силлов (~120 м) изменения осадков должны были произойти значительно сильнее, чем в осадках над другим индивидуальным силлом мощностью ~3 м. Объяснить результаты, не подтвердившие это ожидание, можно следующим образом. Комплекс силлов начал формироваться с внедрения в осадочный покров самого верхнего силла, который имел мощность в первые метры, и в результате произошли изменения

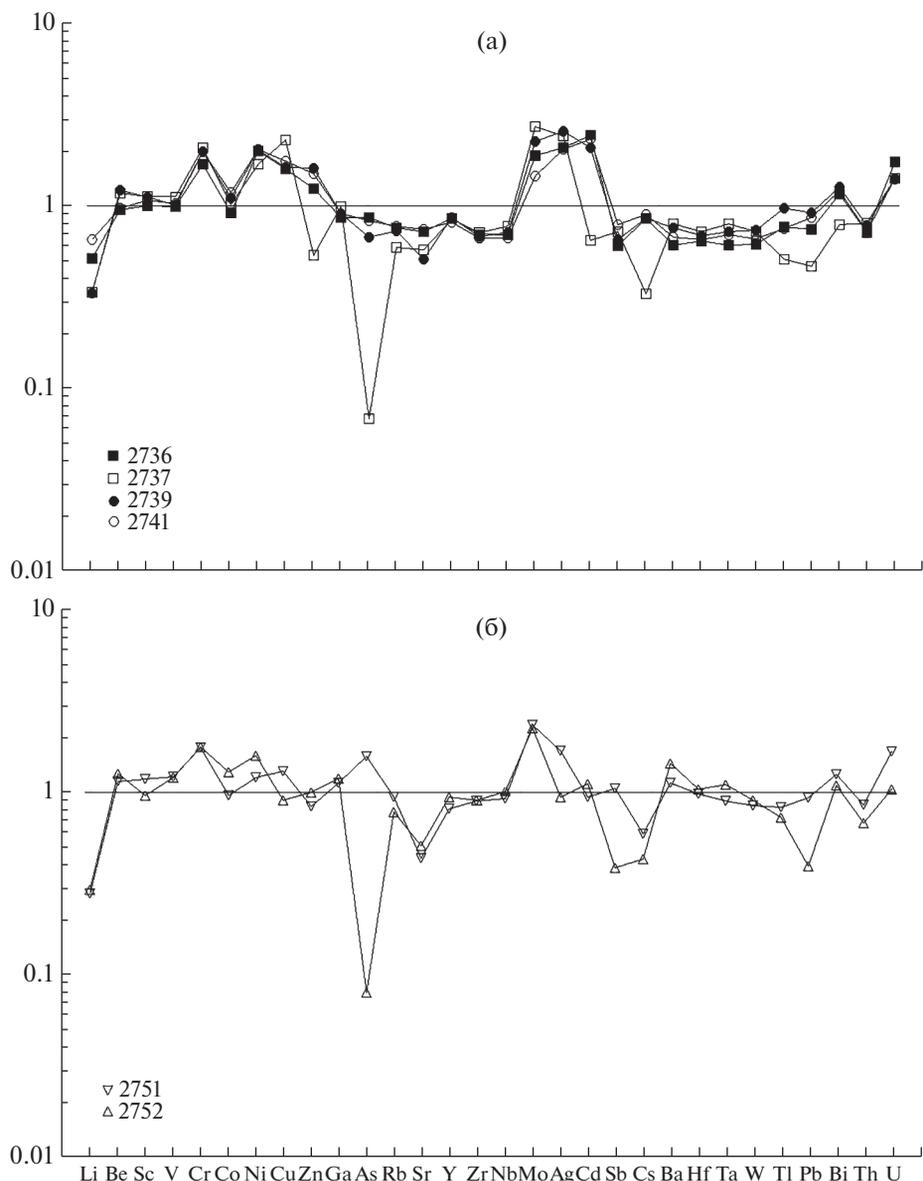


Рис. 4. Содержание микроэлементов в измененных осадках из скважины 478. Нормировано по среднему составу неизмененных осадков.
а – осадки над и под силлом мощностью 3 м; б – осадки над кровлей комплекса силлов мощностью не менее 120 м.

химического состава, похожие на изменения, которые установлены над индивидуальным силлом мощностью ~3 м. Внедрение остальных силлов произошло ниже первого силла, который блокировал тепло более поздних силлов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучение осадков из скважины 478 завершило изучение с применением метода ICP-MS изменения химического состава плейстоценовых осадков (турбидитов, переслаивающихся с гемипелагическими осадками) во впадине Гуаймас Калифорнийского залива в гидротермальных системах,

сформированных внедрившимися в осадочный покров базальтовых силлов разной мощности. В этом типе гидротермальных систем проведено на сегодняшний день изучение изменения осадков из всех скважин, пробуренных во впадине Гуаймас. До скважины 478 были изучены осадки из скважины 477, расположенной в южном трого [1, 3], и из скважины 481А, которая пробурена в северном трого [2].

2. В верхнеплейстоценовых осадках из скважины 478, в зонах контакта с индивидуальным силлом мощностью ~3 м произошли следующие изменения химического состава. В осадках, расположенных над силлом, наиболее заметно умень-

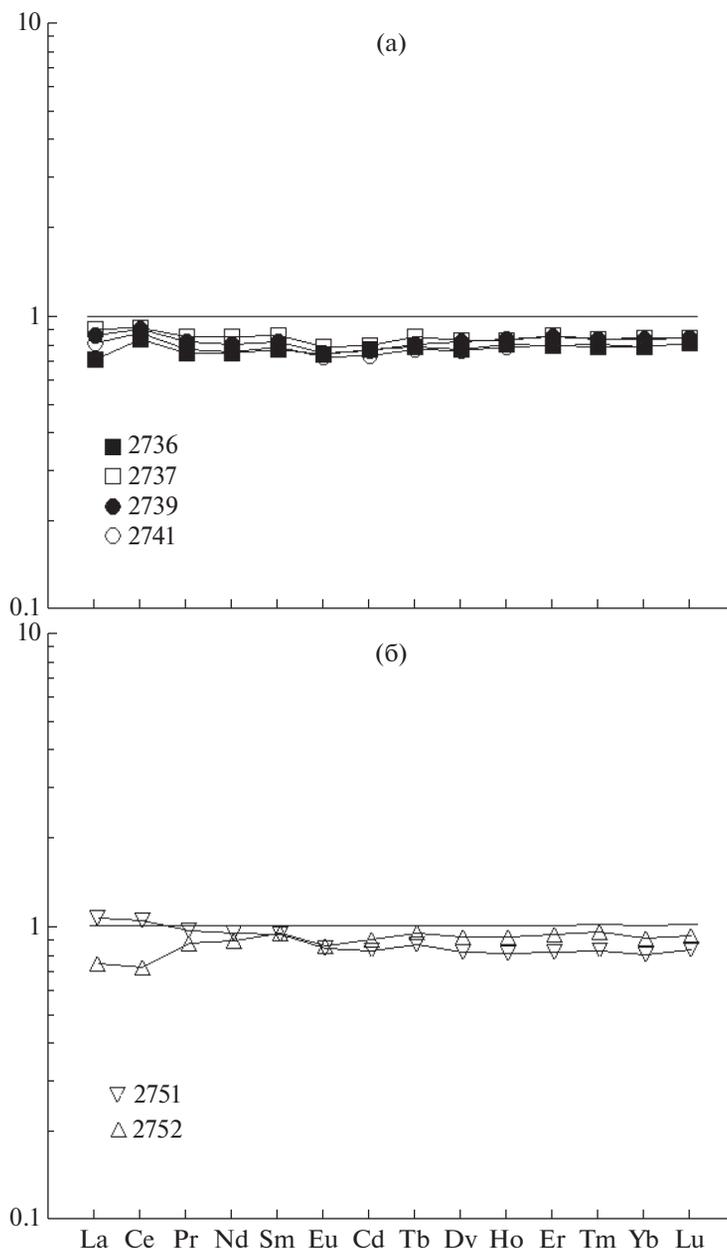


Рис. 5. Содержание РЗЭ в измененных осадках из скважины 478. Нормировано по среднему составу неизменных осадков.

а – осадки над и под силлом мощностью 3 м; б – осадки над кровлей комплекса силлов мощностью не менее 120 м.

шилось содержание Mn и Ca и увеличилось содержание Mg и Na по сравнению с их содержанием в неизменных осадках. В осадках, расположенных непосредственно под подошвой силла, изменения содержания макроэлементов слабые (Al, Mg, K). Изменение содержания микроэлементов в осадках над силлом и под ним во многом похоже. В них увеличилось содержание Cr, Ni, Cu, Mo, Ag, U и уменьшилось содержание Li, а также слабо уменьшилось содержание Rb, Sr, Zr, Nb, Sb, Ba, Hf, Ta, W, Th. В образце, который находится на кровле силла, дополнительно к перечислен-

ным выше элементам уменьшилось содержание Zn, Cd, Cs, Tl, Pb, Bi, особенно сильно уменьшилось содержание As. Содержание РЗЭ слабо уменьшилось как в осадках над силлом, так и под ним.

3. В комплексе силлов общей мощностью ~120 м его верхняя часть представлена силлом с мощностью в первые метры, который внедрился в осадочный покров до внедрения остальных силлов этого комплекса. Этот силл блокировал тепло от комплекса более поздних силлов. В результате изменение осадков над комплексом силлов мощностью не менее 120 м похоже на изменения осадков

над индивидуальным силлом мощностью ~3 м, рассмотренные выше в пункте 2. Уменьшение содержания многих микроэлементов (Li, As, Rb, Sr, Sb, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th) связано, по-видимому, с сильным сокращением содержания в этих осадках $C_{\text{орг}}$. Увеличение содержания Cr, Ni, Cu, Mo, Ag, Cd, U, скорее всего, имеет отношение к формированию глинистых минералов с соответствующими сорбционными свойствами. Незначительное уменьшение в них содержания РЗЭ, возможно, сопровождается растворением многочисленных калиевых полевых шпатов в зонах контактов осадков с силлами.

4. Полученные результаты изучения изменения химического состава осадков, вмещающих базальтовые силлы из скважины 478, а также из скважин 477 и 481А, пробуренных во впадине Гуаймас, можно использовать как модель изменения химического состава осадков под влиянием тепла внедрившихся в них силлов, которые формируют кратковременные гидротермальные системы. Этот тип гидротермальных систем, по-видимому, широко развит в срединно-океанических хребтах, перекрытых осадочным чехлом, которые расположены около континентов. К таким регионам, прежде всего, можно отнести срединно-океанические хребты северо-восточного сектора Тихого океана (Хуан де Фука, Горда, Эксплорер) и окраинные моря, расположенные вдоль Азиатского континента.

Образцы осадков отобраны в кернохранилище Программы океанского бурения (Ocean Drilling Program – ODP) при Техасском университете (Texas A & M University), г. Колледж Стейшн (College Station), США.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного плана научно-исследовательских работ (Геологический институт Российской Академии наук) № 0135-2019-0053.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блинова Е.В., Курносое В.Б.* Гидротермальные изменения осадков в южном трого впадины Гуаймас Калифорнийского залива и трансформация состава растворов // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 6. С. 491–509.
2. *Гончаров Е.О., Курносое В.Б., Коновалов Ю.И. и др.* Гидротермально измененные осадки из зон контактов с силлами в северном трого впадины Гуаймас, Калифорнийский залив, скважина DSDP 481/481А // Океанология. 2020. № 1. С. 114–124.
3. *Курносое В.Б., Блинова Е.В.* Гидротермальные изменения осадков и трансформация состава растворов во впадине Гуаймас Калифорнийского залива // ДАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 197–200.
4. *Curray J.R., Moore D.G., Aguayo J.E. et al.* Init. Repts. DSDP. 64. Pt. 1. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982. 507 p.
5. *Gieskes J.M., Elderfield H., Lawrence J.R. et al.* Geochemistry of interstitial waters and sediments, Leg 64, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 675–694.
6. *Kastner M.* Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 1143–1158.
7. *Lawver L.A., Williams D.L.* Heat flow in the central Gulf of California // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B7. P. 3465–3478.
8. *Lonsdale P., Bischoff J.L., Burns V.M. et al.* A high-temperature hydrothermal deposit on the seabed at a Gulf of California spreading center // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 49. P. 8–20.
9. *Moore D.G.* Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. № 84. P. 1883–1906.
10. *Niemitz J.* Geochemistry of sediments, Leg 64, Gulf of California // Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 2. P. 695–716.
11. *Williams D.L., Becker K., Lawver L.A., Von Herzen R.P.* Heat flow at the spreading centers of the Guaymas Basin, Gulf of California // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B12. P. 6757–6796.

Change of Chemical Composition of Sediments in Contact Zones with Basalt Sills, the Guaymas Basin, Gulf of California (Hole DSDP 478)

E. O. Goncharov^a, V. B. Kurnosov^a, Yu. I. Kononov^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: evgenigonch91@gmail.com*

^{##}*e-mail: vic-kurnosov@rambler.ru*

^{###}*e-mail: yukonov@mail.ru*

On the example of the Guaymas Basin in the Gulf of California (Hole DSDP 478) are showing the change of the chemical composition of Upper Pleistocene sediments in specific short-term hydrothermal systems that arise when basalt sills are intruded into cold highly porous sediments with sea water. Alteration of chemical composition of the sediments (turbidites interbedded with hemipelagic sediments) from contact zones with basalt sills in the Guaymas Basin, Gulf of the California (DSDP Hole 478) was studied by the methods of XRF and ICP-MS.

Keywords: Guaymas Basin, Gulf of California, sediments, basalt sills, hydrothermal systems

УДК 551.35

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ РЯДА РАЙОНОВ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА

© 2022 г. А. В. Маслов¹, *, А. А. Кловиткин², Н. В. Козина², М. Д. Кравчишина²,
А. Н. Новигатский², Е. А. Новичкова², Н. В. Политова², **, В. П. Шевченко²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: politova@ocean.ru

Поступила в редакцию 08.05.2022 г.

После доработки 26.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

Рассмотрен минеральный и валовый химический (основные породообразующие оксиды) состав более 20 проб поверхностных донных осадков, отобранных в ряде рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Норвежско-Гренландском бассейне (хребты Мона, Книповича, Колбейсей и Эгир, котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон Шпицбергена, западная континентальная окраина Баренцева моря и др.). Одной из целей этих рейсов являлось комплексное изучение седиментосистемы Норвежско-Гренландского бассейна. Полученные нами данные о распределении в осадках кварца и кальцита подтверждают представления о влиянии на состав поверхностных донных осадков на прибрежных станциях материала, поступающего с суши, тогда как мористее осадки испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод, ведущее к разбавлению их карбонатом кальция, основными продуцентами которого выступают планктонные фораминиферы. Отсутствие корреляции между $Fe_2O_3^*/SiO_2$ и Al_2O_3/SiO_2 указывает на невыраженность в осадках эффекта минералогической сортировки. Рассмотрено распределение фигуративных точек поверхностных донных осадков на диаграмме $Ti/Al-1000*(Cr/Al)$. Сделан вывод, что источником тонкой алюмосиликокластики для большинства исследованных проб являлись в разных соотношениях как кислые, так и основные магматические породы (вулканические породы Исландии). Величина модуля Страхова во всей выборке варьирует в пределах от 5 до 10. Согласно нашим данным привнос в поверхностные донные осадки исследованных дистальных районов Норвежско-Гренландского бассейна продуктов гидротермальной деятельности не фиксируется.

Ключевые слова: поверхностные донные осадки, Норвежско-Гренландский бассейн, минеральный состав, химический состав

DOI: 10.31857/S0030157422050136

ВВЕДЕНИЕ

Арктика играет одну из ключевых ролей в формировании климата нашей планеты. Актуальность исследования происходящих здесь на фоне изменяющегося климата разнообразных глобальных процессов, в том числе формирования и эволюции различных седиментосистем, трудно переоценить. Именно этим определяется повышенный интерес специалистов разных стран к получению нового фактического материала, позволяющего детально исследовать процессы осадконакопления и реконструировать на основе геолого-геохимической и микропалеонтологической информации основные особенности климатических изменений на границе Северной Ат-

лантики и Северного Ледовитого океана в Норвежско-Гренландском бассейне [16, 34, 37, 40 и др.]. Работы по исследованию процессов осадконакопления в этом бассейне ведутся давно как советскими/российскими научными организациями: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН [3, 9, 16, 17, 27], ВНИИОкеангеология [12], ММБИ РАН [1] – так и иностранными учеными [40, 54, и др.]. Но подробно химический состав донных осадков в Норвежско-Гренландском бассейне изучался мало.

Одним из важных аспектов исследования любой седиментосистемы является анализ минерального и валового химического состава поверхностных донных осадков в целях реконструкции

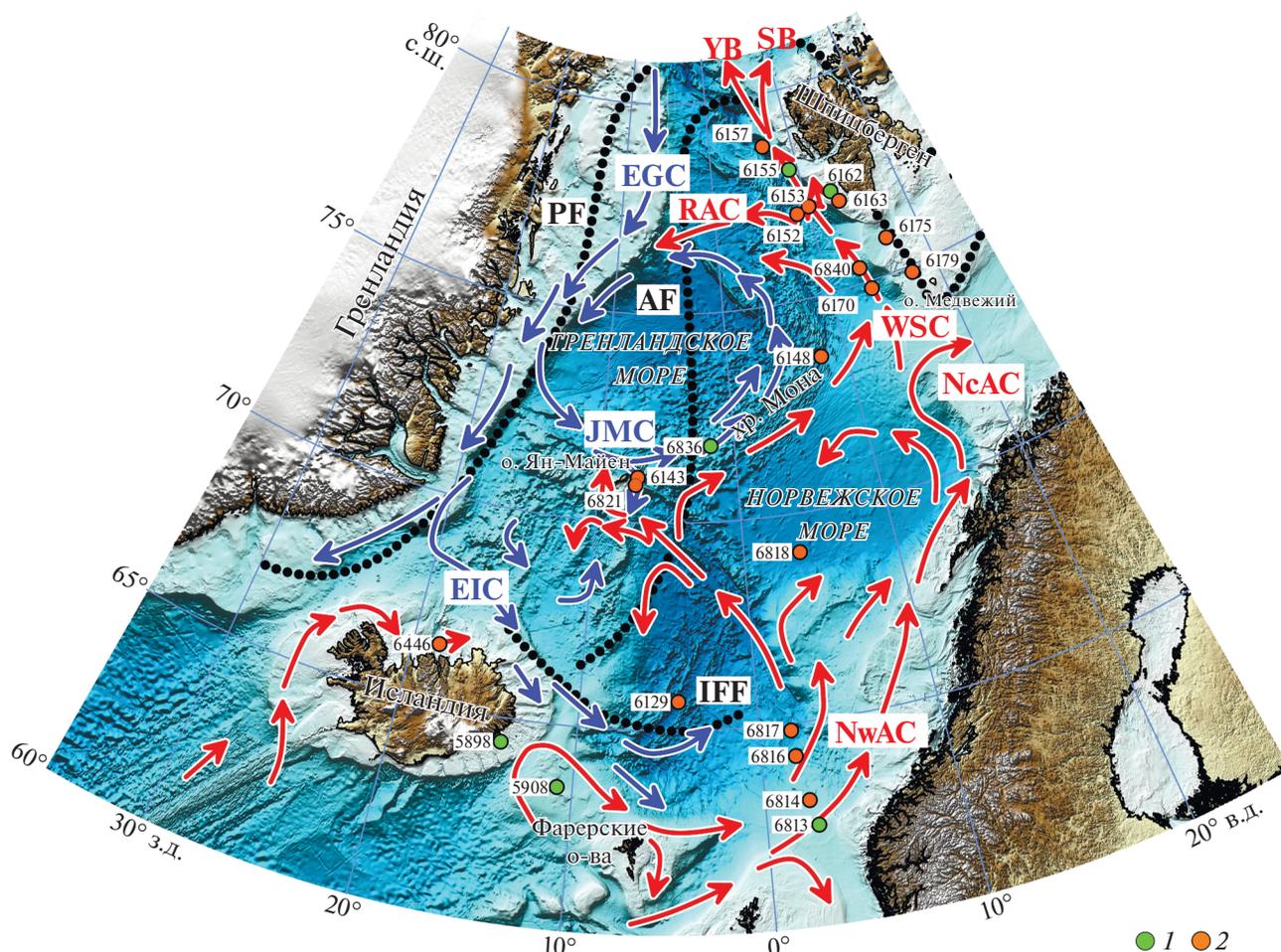


Рис. 1. Обзорная схема Северной Атлантики, поверхностные течения и океанические фронты, по [29, 52], и положение проб поверхностных донных осадков, отобранных в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”: синие стрелки – направления перемещения полярных вод; красные стрелки – то же, вод Атлантического океана. NwAC – Норвежское Атлантическое течение; NcAC – Нордкапское течение; WSC – Западно-Шпицбергенское течение; SB – Свальбардская ветвь; YB – ветвь плато Ермак; RAC – обратное Атлантическое течение; JMC – Ян-Маейнское течение; EIC – Восточно-Исландское течение; EGC – Восточно-Гренландское течение; PF – Полярный фронт (граница между малосоленными полярными водами и холодными высокосоленными арктическими водами); AF – Арктический фронт (граница между холодными арктическими и теплыми атлантическими водами); IFF – фронт Фарерских островов; 1 – пробы пелитовых осадков; 2 – пробы илов алевритово-пелитовых и пелитовых. Цифры – станции отбора проб.

состава источников слагающего их материала. Традиционно эти работы основываются на данных анализа ассоциаций глинистых минералов и других компонентов осадков [15, 28 и др.]. Мы попытались решить указанную задачу на основе исследования валового минерального и химического состава (основные породообразующие оксиды) пелитовых и алевритово-пелитовых илов, пробы которых отобраны в Норвежско-Гренландском бассейне в ряде рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Важнейшую роль для изучаемого региона представляет система течений (рис. 1). На поверхности Северо-Атлантическое течение своей

основной струей проходит между Фарерскими и Шетландскими островами и несет теплые и соленые воды в Норвежское море, образуя Норвежское течение, которое подпитывается с запада также и водами Восточно-Исландского течения. Второй поток Норвежского течения (Норвежское прибрежное) движется вдоль побережья Скандинавского п-ова на северо-восток и является продолжением течений из Балтийского моря и норвежских фьордов [21]. Лофотенская котловина играет роль аккумулятора теплых и соленых вод, существенно влияя на изменение водных масс и температуру поверхностных вод [7, 33, 55]. Выше 70° с.ш. Северо-Атлантическое течение разделяется: Нордкапская ветвь уходит на восток в Баренцево море, а Западно-Шпицбергенская про-

должает движение на север, охлаждаясь за счет притока вод из Баренцева моря. Часть вод Западно-Шпицбергенского течения вовлекается в циклонический водоворот в центре Гренландского моря, уходя на запад, а другие его ветви продолжают движение в северо-восточном направлении в бассейне Северного Ледовитого океана как глубинные теплые течения [45, 46]. Вдоль восточного побережья Гренландии перемещаются воды, образовавшиеся в высоких северных широтах — Восточно-Гренландское течение, которое переносит холодные воды через Датский пролив в Атлантический океан [41]. В районе 74° с.ш. от него отделяется Ян-Майенская ветвь, направленная на юго-восток. При подходе к хр. Мона она поворачивает на восток, а затем на северо-восток. Вторая ветвь отходит в том же направлении от Восточно-Гренландского течения в районе 71° с.ш. В Исландской котловине ее воды формируют Восточно-Исландское течение.

Полярная Атлантика является ключевым районом глобального климатического конвейера, местом, где встречаются и преобразовываются водные массы Арктики и Атлантики. На Фарерско-Исландском пороге, в Фарерско-Шетландском жёлобе, в Датском проливе на глубине происходит постоянное или пульсационное перетекание холодных вод с севера на юг [48].

Значительные участки дна в Норвежско-Гренландском бассейне заняты известковыми осадками (от крупных песков до илов), образованными преимущественно остатками раковин фораминифер и кокколитофорид [15, 35]. Вдоль берегов океана, на шельфе и частично на материковых склонах присутствуют разнообразные терригенные (гравийно-галечниковые, песчаные, песчано-алевритовые, пелитовые и др.) осадки. Существенную роль играет здесь и материал ледового разноса; осадки с высоким его содержанием распространены вдоль побережий Гренландии, Ньюфаундленда и Лабрадора. Вблизи вулканических островов (Исландия, Ян-Майен и др.) развиты вулканогенные осадки и осадки с обломками вулканических пород, шлаков и вулканическим пеплом.

Норвежский континентальный шельф имеет ширину от 40 до 200 км и в основном перекрыт гравийно-песчано-илистыми образованиями. Мористее расположены две глубоководные котловины, разделенные между собой разломной зоной Ян-Майен и плато Воринг на юго-востоке (рис. 1). Южная (Норвежская) котловина характеризуется глубинами от 3500 до 4000 м. По центру ее пересекает палеоспрединовый хребет Эгир. Северная (Лофотенская) котловина более мелководная (глубины ее в основном 3200–3300 м, но есть здесь участки и с большими, до 3500 м, глубинами).

Гренландское море отделено от расположенных рядом бассейнов хорошо выраженными подводными поднятиями (порогами). Так, Исландско-Гренландский порог (глубины 160–380 м) отгораживает Датский пролив от прилегающих районов Северной Атлантики. Поднятия дна, протягивающиеся от северной оконечности Гренландии к Западному Шпицбергену, отделяют Гренландское море от Северного Ледовитого океана. Границей между Гренландским и Норвежским морями являются хребты Ян-Майен, Мона и Книповича [8]. Исландский шельф имеет ширину до 90–100 км. Ширина шельфа у Восточной Гренландии варьирует от 90 до 340 км. К западу от Шпицбергена ширина шельфа составляет 30–60 км. Восточно-Гренландский хребет делит Гренландское море на Северную (глубины 3100–3200 м) и Южную (глубины 3500–3700 м) впадины.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Нами исследованы 23 пробы поверхностных донных осадков, отобранные в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” (соответственно июнь–август 2018 г., май–июнь и август 2019 г., август 2020 г.) (рис. 1). Одной из целей названных экспедиций являлось комплексное изучение седиментосистемы (рассеянное осадочное вещество придонного слоя атмосферы и водной толщи — верхний слой осадка — подстилающие донные отложения) Северной Атлантики [10, 11, 22 и др.]. Исследования охватывали районы активных ультрамедленных спрединговых срединных: Мона (в том числе акватории, примыкающее к гидротермальным полям в его южной и северной частях), Книповича, Колбейнсей, палеоспрединовый хребет Эгир, глубоководные котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон архипелага Шпицберген и желоба Стурфьорд и Квейтола западной континентальной окраины Баренцева моря (табл. 1).

Поверхностные (0–2 см) донные осадки отобраны с помощью дночерпателей “Океан-0.25”, “Океан-50”, а также мультикорера KUM Mini-MUC K/MT 410. Исследование именно верхнего слоя донных осадков, как и в предыдущих наших работах [18–20 и др.], связано с тем, что они представляют, по образному выражению академика А.П. Лисицына [16, с. 334] “уникальную по масштабам и роду деятельности природную седиментационную ловушку Земли — главный самописец информации о всех семи внешних и одной внутренней геосфере”. Цвет осадка определен с помощью каталога цветов по шкале Манселла [42].

Гранулометрический состав донных осадков определяли в Лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН по методике Петелина [23] (аналитик Т.А. Алексеева). Тип осадка

Таблица 1. Координаты станций, поверхностные донные осадки которых рассматриваются в данной работе

№ п/п	Рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”	Станция	Широта, градусы с.ш.	Долгота, градусы в.д.	Глубина, м	Данные о валовом химическом составе	Данные рентгено- структурного анализа
1	71	5898	64.41	–14.05	110	+	–
2	71	5908	63.49	–10.80	445	+	–
3	75	6129	65.69	–4.43	3761	–	+
4	75	6143	71.08	–7.20	2375	+	+
5	75	6148	73.58	7.87	2150	+	+
6	75	6152	77.02	8.73	2213	+	+
7	75	6153	77.13	10.08	1865	+	–
8	75	6155	78.09	9.02	1108	+	–
9	75	6157	78.77	6.52	1871	+	–
10	75	6162	77.33	12.80	232	+	–
11	75	6163	77.05	13.34	433	+	+
12	75	6170	74.82	13.70	2038	+	–
13	75	6175	75.84	16.59	360	+	+
14	75	6179	74.84	17.64	296	+	+
15	77	6446	66.44	–18.47	690	+	–
16	80	6813	62.47	2.59	433	+	–
17	80	6814	63.09	2.28	1015	+	+
18	80	6816	64.20	1.83	2163	+	–
19	80	6817	64.83	1.73	2871	+	–
20	80	6818	69.07	3.67	3277	+	+
21	80	6821	70.90	–7.34	344	+	–
22	80	6836	71.82	–1.79	2600	+	–
23	80	6840	75.37	13.20	1519	–	+

Примечание. “+” – есть данные, “–” – нет данных.

определяли согласно классификации морских донных осадков Безрукова и Лисицына [2].

Пробы для анализа химического состава высушивались в лаборатории при температуре +70°C и растирались до состояния пудры с помощью планетарной мельницы Pulverisette 6 (Fritsch, Германия).

Содержание основных породообразующих оксидов, а также V и Cr, определено в пробах (всего – 21 шт., пелитовые, алевроитово-пелитовые и песчано-алевритово-пелитовые илы, песчано-алевритовые осадки), поднятых на указанных станциях, рентгеноспектральным флуоресцентным методом (РФА) на СРМ-35 и EDX-8000 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики – Н.П. Горбунова, Л.А. Татаринова, И.А. Желунин и А.А. Некрасова) (табл. 2). Пределы определения CaO, V, Cr и MnO составляли соответственно 0.30, 0.003, 0.003 и 0.02 мас. %.

Рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава 10 проб пелитовых и алеври-

то-пелитовых илов (навески 1–2 г) выполнен там же А.Д. Рянской и Т.Я. Гуляевой на рентгеновском дифрактометре SHIMADZU XRD-7000. Параметры съемки – фильтрованное медное излучение в диапазоне углов 2 θ 3°–70°, скорость 1°/мин. Подсчет полуколичественного фазово-минерального состава проб методом Ритвельда проведен с помощью программы SiroQuant (Si-electronics, Австралия) [24, 25].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика исследованных осадков. К востоку от Исландии на Исландско-Фарерском пороге на глубине 110 м (ст. 5898) присутствует песчаный материал с примесью алевроитово-пелитового ила темно-оливково-серого цвета (5Y/3/2). Минеральная составляющая осадка представлена преимущественно вулканическим стеклом, рудными минералами, обломками вулканических пород, кварцем, встречаются пироксены, амфиболы и оливин. Биогенная примесь (~10%) пред-

Таблица 2. Содержание основных породообразующих оксидов, V и Cr в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна

Компоненты, мас. %	Группа 1					Группа 2					
	пробы										
	5898	5908	6155	6162	6813	6148	6152	6153	6157	6163	6170
SiO ₂	48.67	50.67	61.09	53.78	69.56	29.09	42.08	47.59	48.10	57.10	38.60
TiO ₂	2.52	2.16	0.70	0.90	0.37	0.43	0.60	0.62	0.67	0.87	0.59
Al ₂ O ₃	12.60	10.99	12.51	15.90	6.52	8.40	10.75	11.47	12.73	15.89	10.23
Fe ₂ O ₃ *	13.73	12.00	5.32	7.73	2.14	3.45	4.89	5.03	5.32	6.26	4.72
MnO	0.18	0.18	0.27	0.14	0.03	0.17	0.22	0.28	0.46	0.10	0.22
MgO	4.24	3.61	2.18	2.60	0.98	1.67	2.55	2.50	2.73	2.14	2.40
CaO	8.94	8.10	4.72	1.74	10.28	24.75	13.21	10.17	7.67	1.79	15.70
Na ₂ O	3.34	3.65	1.48	1.92	1.79	2.14	2.41	2.29	2.39	1.91	2.34
K ₂ O	0.79	0.97	2.31	3.02	1.91	1.65	2.26	2.38	2.61	2.71	2.25
P ₂ O ₅	0.27	0.30	0.26	0.51	0.13	0.26	0.28	0.30	0.36	0.32	0.30
ппп	4.71	7.06	9.08	11.43	6.08	27.69	20.57	17.16	16.77	10.65	22.42
Сумма	99.99	99.67	99.93	99.67	99.79	99.69	99.82	99.79	99.80	99.73	99.76
V	0.033	0.029	0.015	0.021	0.003	0.004	0.009	0.011	0.014	0.02	0.008
Cr	0.007	0.007	0.008	0.011	0.002	0.002	0.005	0.006	0.007	0.011	0.004
Компоненты, мас. %	Группа 2					Группа 3					
	пробы										
	6817	6816	6175	6179	6814	6818	6143	6446	6821	6836	
SiO ₂	27.56	31.91	56.08	45.73	41.78	29.92	46.48	44.63	47.74	39.95	
TiO ₂	0.68	0.79	0.82	0.50	0.73	0.56	2.58	1.35	2.61	0.62	
Al ₂ O ₃	6.63	7.04	14.87	10.04	8.58	8.72	14.58	8.73	14.60	11.91	
Fe ₂ O ₃ *	4.57	5.10	6.01	3.47	4.85	4.40	10.13	8.30	10.35	5.24	
MnO	0.13	0.13	0.09	0.03	0.05	0.16	0.17	0.17	0.15	0.23	
MgO	1.88	2.03	2.44	2.41	2.17	2.11	4.66	2.90	4.84	2.55	
CaO	24.77	23.20	2.82	12.49	16.10	21.59	10.58	6.60	9.07	13.55	
Na ₂ O	2.46	2.45	1.97	2.16	2.34	2.18	3.41	5.15	3.92	2.38	
K ₂ O	1.28	1.34	2.52	1.98	1.83	1.99	1.93	1.04	1.85	2.39	
P ₂ O ₅	0.29	0.32	0.54	0.31	0.72	0.27	0.41	0.54	0.46	0.30	
ппп	29.39	25.42	11.53	20.55	20.52	27.85	4.83	19.87	4.18	20.70	
Сумма	99.64	99.73	99.69	99.68	99.69	99.75	99.76	99.28	99.77	99.81	
V	0.005	0.007	0.017	0.008	0.008	0.006	0.029	0.020	0.032	0.011	
Cr	0.001	0.002	0.01	0.005	0.004	0.003	0.016	0.008	0.017	0.006	

Примечание. Номера проб соответствуют номерам станций.

ставлена редкими раковинами планктонных и разнообразным комплексом бентосных фораминифер. На ст. 5908 (глуб. 445 м), расположенной примерно посередине между Исландией и Фарерскими островами, наблюдаются алевроитово-пелитовые илы с примесью песчаного материала

оливково-серого цвета (5Y/4/2), в составе которых присутствуют обломки пород, кварц, вулканическое стекло, рудные минералы, пироксены, амфиболы и оливин. Доля планктонных и бентосных фораминифер невелика и здесь (~10%). Указанные станции располагаются на небольших

глубинах и близко к суше, что, вероятно, и объясняет преобладание в осадках терригенной составляющей. Несколько севернее Исландии на ст. 6446 (глуб. 690 м), в одной из впадин южной части хр. Колбейнсей, присутствуют пелитовые гомогенные зеленовато-темно-серые (10Y4/1) илы с точечными (<1 мм в диаметре) вкраплениями гидротроилита. Они не реагируют с 5% HCl и имеют слабый запах сероводорода. Эти осадки содержат мелкие (~2 мм) раковины двустворок, сцементированные стенки ходов илоедов и незначительное количество мелкого гравия.

В южной части Норвежского моря на станциях, расположенных на обращенном в Норвежскую котловину континентальном склоне Скандинавского полуострова, поверхностные донные осадки представлены окисленным песчано-алевритово-пелитовым илом светлого оливково-коричневого цвета (2.5Y/5/3) (0.5–1 см), ниже которого (1–4 см) присутствует восстановленный мелко- и среднезернистый фораминиферовый песок серо-коричневого цвета (2.5Y/5/2) с примесью алевритово-пелитового ила (~10–15%) и гравийно-галечного материала (ст. 6813, глуб. 433 м). Мористее (ст. 6814, глуб. 1115 м) залегают алевритово-пелитовые илы темного желтовато-коричневого цвета (10YR/4/4). Содержание кальцита в них – 33% (здесь и далее – по данным рентгенодифракционного анализа). Далее к северу на ст. 6816 (глуб. 2163 м) встречены окисленные пелитовые илы темного желтовато-коричневого цвета (10YR/4/4) с примесью алевритово-песчаного (фораминиферового) (~10%) и гравийного материала (~5%). В осадке наблюдаются Fe-Mn стяжения и такого же состава трубки по чехлам полихет, а также Fe-Mn корки. Содержание кальцита здесь достигает 55%. На ст. 6817 (глуб. 2871 м) поверхностные донные осадки представлены пелитовым фораминиферовым илом темного серовато-коричневого цвета (10YR/4/2) с обломками Fe-Mn корок (от 1 до 4.5 см), ожелезненными стяжениями, а также Fe-Mn трубками, образованными по чехлам полихет. На поверхности осадка наблюдаются полихеты и их ожелезненные трубки.

На ст. 6129 (глуб. 3761 м), расположенной в центральной части Норвежской котловины в районе палеоспрединового хр. Эгир, поверхностные осадки представлены мягким гомогенным алевритово-пелитовым фораминиферовым илом (содержание кальцита 70%) коричневого цвета (10YR5/3) с редкими пятнами (примазками) более темного и более светлого оттенков.

В центральной части Лофотенской котловины (ст. 6818) на глубине 3277 м наблюдаются окисленные темные серовато-коричневые (10YR/4/2) алевритово-пелитовые илы с примесью песчаного и гравийного материала и линзами фораминиферового песка.

На западной границе Баренцева моря между южным окончанием архипелага Шпицберген и о. Медвежий на ст. 6175 (глуб. 360 м) в желобе Стурфьорд поверхностные осадки представлены слабо реагирующим с HCl (содержание кальцита – 2%) окисленным пелитовым илом коричневого цвета, а в желобе Квейтола на глубине 296 м (ст. 6179) наблюдаются однородные окисленные алевритово-пелитовые илы, реагирующие с HCl (содержание кальцита – 20%).

На ст. 6170 (глуб. 2038 м), расположенной у подножия континентального склона Баренцева моря, донные осадки представлены пелитовым илом серовато-коричневого цвета с примесью фораминифер песчаной размерности. Северо-западнее на ст. 6840 (глуб. 1519 м, на континентальном склоне) присутствуют окисленные алевритово-пелитовые илы оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3) с примесью песчаного материала (~5–10%, фораминиферы и обломки вулканического стекла). Содержание кальцита здесь достигает 25%. В осадке наблюдаются как живые полихеты, так и их чехлы, а также обилие спикул губок.

К западу от Шпицбергена вкост Западно-Шпицбергенского течения, несущего атлантические воды на север, поверхностные донные осадки исследованы на нескольких станциях. Так, на ст. 6162 (глуб. 238 м), расположенной на шельфе архипелага, присутствует плохо сортированный коричневый песок с примесью слабо окатанных обломков щебня и дресвы. На ст. 6163 (глуб. 433 м, впадина шельфа) наблюдаются окисленные пелитовые илы серовато-коричневого цвета с примесью алеврита. Содержание кальцита в них всего 2%. На обращенном в сторону Гренландского моря континентальном склоне Шпицбергена (ст. 6155, глуб. 1108 м) распространен реагирующий с HCl коричневый мелкозернистый песок с примесью щебня и дресвы. На станциях 6153 и 6152 (глубины 1865 и 2213 м, соответственно), расположенных к югу от ст. 6155, представлены коричневые, реагирующие с HCl (содержание кальцита в илах ст. 6152 – 29%), пелитовые илы с алевритовой и песчаной примесью (фораминиферы). На ст. 6157 (глуб. 1871 м), расположенной на хр. Книповича, также присутствуют окисленные пелитовые илы с алевритовой и песчаной примесью, реагирующие с HCl.

На северном сегменте хр. Мона (ст. 6148, глуб. 2150 м), прилежащем к гидротермальному полю Локи Касл, поверхностные осадки представлены окисленным рыжевато-темно-коричневым пелитовым илом с примесью фораминифер (10–15%) песчаной размерности. Содержание кальцита в илах составляет около 50%. В рифтовой зоне хребта на ст. 6836 (глуб. 2600 м), где предполагается присутствие вулканических построек [3], развиты окисленные песчано-алевритово-пелито-

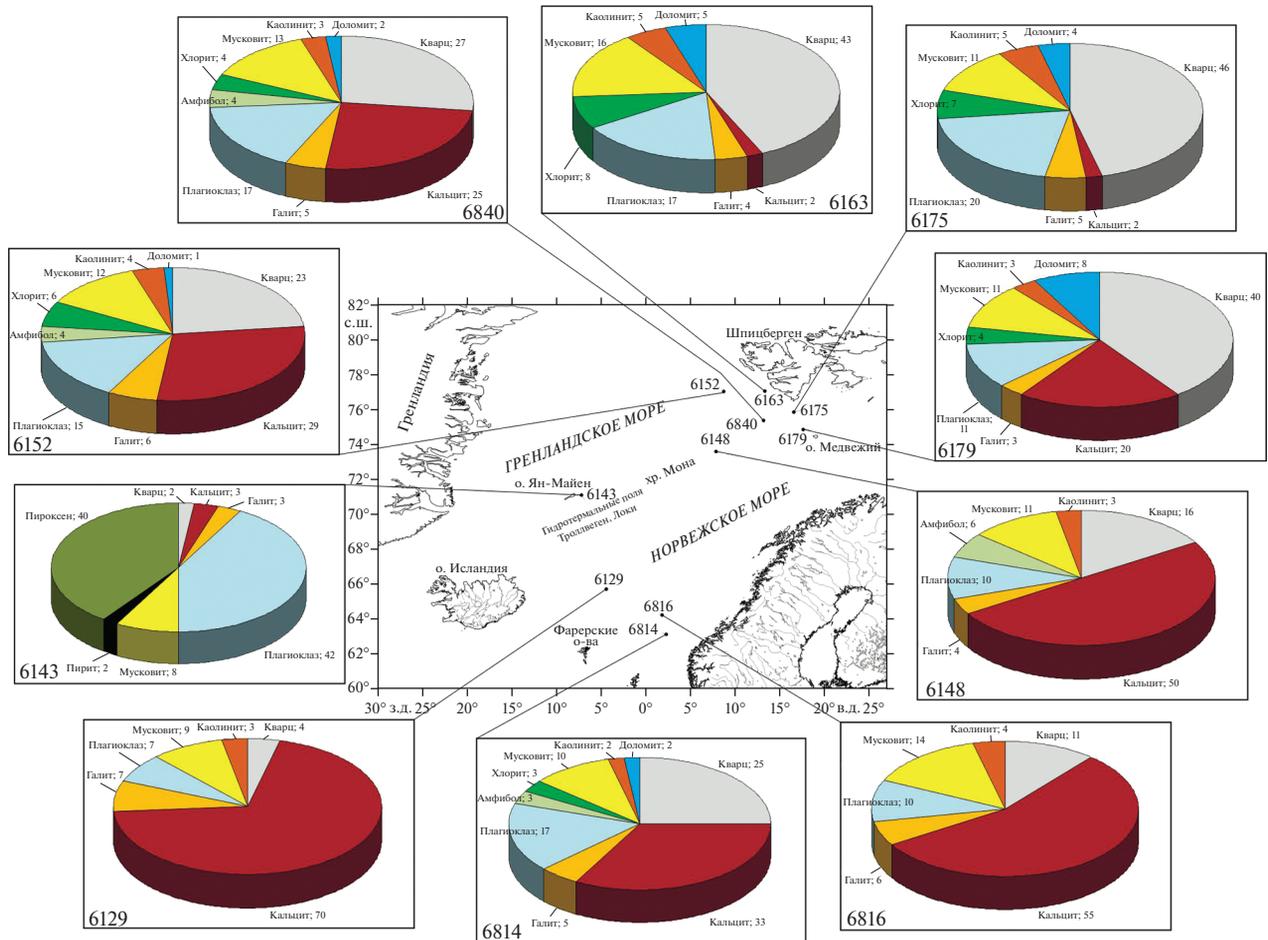


Рис. 2. Распределение основных минеральных компонентов в пелитовых и алевроитово-пелитовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна по данным рентгенодифракционного анализа (в % от общего количества). Цифры – станции отбора проб.

вые илы темного оливково-коричневого цвета (2.5Y/3/3) с примесью песчаного (в основном фораминиферы) материала и включениями обломков вулканического происхождения. В южной части хр. Мона на ст. 6821 (глуб. 344 м), расположенной в пределах мелководной впадины, прилегающей к Ян-Майенскому гидротермальному району, присутствует алевроитово-пелитовый ил темно-болотного цвета (цвет по шкале не найден) с примесью песка и включениями вулканогенных дресвы и щебня, а также аутигенных Fe-Mn корочек. Среди биогенных включений отмечались раковины моллюсков и полихеты. Со дна глубоководной впадины на ст. 6143 (глуб. 2375 м) подняты однородные полужидкие темно-серые (10YR3/2) пелитовые илы с примесью мелкозернистого песка.

Минеральный и химический состав исследованных осадков. Содержание кварца в исследованной нами рентгенодифракционным методом выборке варьирует от 2 (ст. 6143) до 46% (ст. 6175) (рис. 2). Разброс содержаний кальцита и плагио-

клаза также весьма значительный (соответственно – 2 и 70%, 7 и 42%). Содержание мусковита варьирует от 8 (ст. 6143) до 16% (ст. 6163). Максимальное содержание амфиболов, хлорита, каолинита и доломита варьирует от 5 до 8%. В осадках ст. 6143 установлено присутствие 2% пирита и 40% моноклинного пироксена. В других пробах указанные компоненты отсутствуют. Ранее на поверхности осадков в северной части хр. Мона вблизи поля Локи Каствл на ст. 5536 в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” обнаружены крупные (до 4 см) обломки черного вулканического стекла часто с признаками ожелезнения [13]. По данным [31], в составе тонкозернистых дистальных осадков Ян-Майенского гидротермального района преобладают смектит и хлорит, меньше кварца и иллита.

Исходя из особенностей гранулометрического состава исследованных проб, они могут быть отнесены к трем группам: 1) песчано-алевритовые осадки (пробы, отобранные на станциях 5898, 5908, 6156, 6162 и 6813). Если не вносить поправки

Таблица 3. Средний химический состав различных групп поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна

Компонент, мас. %	Группа 1			Группа 2			Группа 3		
	среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.	среднее	мин.	макс.
SiO ₂	56.75 ± 8.57	48.67	69.56	41.30 ± 10.17	27.56	57.10	44.70 ± 3.42	39.95	47.74
TiO ₂	1.33 ± 0.95	0.37	2.52	0.65 ± 0.13	0.43	0.87	1.79 ± 0.98	0.62	2.61
Al ₂ O ₃	11.70 ± 3.41	6.52	15.90	10.45 ± 2.90	6.63	15.89	12.45 ± 2.79	8.73	14.60
Fe ₂ O ₃ *	8.19 ± 4.75	2.14	13.73	4.84 ± 0.84	3.45	6.26	8.51 ± 2.36	5.24	10.35
MnO	0.16 ± 0.09	0.03	0.27	0.17 ± 0.12	0.03	0.46	0.18 ± 0.03	0.15	0.23
MgO	2.72 ± 1.27	0.98	4.24	2.25 ± 0.71	1.67	2.73	3.74 ± 1.18	2.55	4.84
CaO	6.75 ± 3.48	1.74	10.28	14.52 ± 8.03	1.79	24.77	9.95 ± 2.91	6.60	13.55
Na ₂ O	2.44 ± 0.99	1.48	3.65	2.25 ± 0.18	1.91	2.46	3.72 ± 1.15	2.38	5.15
K ₂ O	1.80 ± 0.93	0.79	3.02	2.07 ± 0.47	1.28	2.71	1.80 ± 0.56	1.04	2.39
P ₂ O ₅	0.29 ± 0.14	0.13	0.51	0.36 ± 0.14	0.26	0.72	0.43 ± 0.10	0.30	0.54
ппп	7.67 ± 2.63	4.71	11.43	20.88 ± 6.13	10.65	29.39	12.39 ± 9.12	4.18	20.70
V	0.020 ± 0.012	0.003	0.033	0.010 ± 0.005	0.004	0.020	0.023 ± 0.009	0.011	0.032
Cr	0.007 ± 0.003	0.002	0.011	0.005 ± 0.003	0.001	0.011	0.012 ± 0.006	0.006	0.017

на существенные величины потерь при прокаливании в пробах с перечисленных станций (в соответствии с заметным содержанием в них карбоната кальция), то по присутствию им величинам параметров $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ песчано-алевритовые осадки района Фарерско-Исландского порога сопоставимы с граувакками. К грауваккам или лититам близки по составу также песчано-алевритовые осадки шельфа Шпицбергена и Норвежского континентального склона; 2) илы пелитовые и алевритово-пелитовые (станции 6148, 6152, 6153, 6157, 6163, 6170, 6175, 6179, 6814, 6816, 6817 и 6818); 3) илы пелитовые с примесью песка и алеврита, а также иногда – мелкого гравия или щебня (станции 6143, 6446, 6821 и 6836). Средний химический состав осадков указанных групп см. в табл. 3.

Ранее в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” [14] были исследованы донные осадки в пределах гидротермального поля Тролльвегген (Ян-Майенский гидротермальный район), расположенного восточнее осевой зоны хр. Мона на 71° с.ш. Авторы определили их валовый химический состав, но так как указанные осадки представлены вулканическим туфом, вулканокластическим псаммитовым агломератом с мелкой галькой и гравием и гидротермальным агломератным илом с кусками ила и обломками пород, ракушки и гальки на поверхности, то мы не можем, к сожалению, опираться на них при сравнении с имеющимися в нашем распоряжении сведениями о валовом химическом составе пелитовых и алевритово-пелитовых илов. Кроме того, для названной гидротермальной системы есть также весьма

ограниченные данные о составе осадков в работе [31]. По этим данным, в точке с координатами 71°17.066' с.ш. и 5°57.076' з.д., расположенной в дистальной части гидротермальной системы (примерно в 8 км к юго-западу от центра поля Тролльвегген и почти в 6 км к западу от поля Сориа Мориа), фоновым компонентом осадков являются пелагические и гемипелагические илы, в которых присутствуют как вулканические породы (преимущественно обломки базальтов и вулканическое стекло), так и продукты деятельности гидротермальных построек. Содержание SiO₂ здесь составляет 57.22 мас. %, TiO₂ – 1.40 мас. %,

Al₂O₃ и Fe₂O₃* (суммарное железо в виде Fe₂O₃) соответственно 12.11 и 7.91 мас. %. Сумма MgO и CaO несколько меньше 10 мас. %, а сумма Na₂O и K₂O составляет ~5 мас. % (содержание Na₂O примерно в полтора раза выше, чем K₂O). Содержание P₂O₅ равно 0.27 мас. %.

В северной части хр. Мона в дистальной (более чем в 10 км от активных курильщиков) части гидротермальной системы Локи Кастл в точках с координатами 73°29.095' с.ш. и 8°04.614' в.д., 73°21.39' с.ш. и 7°33.90' в.д., 73°22.85' с.ш. и 7°36.23' в.д. поверхностные осадки представлены стратифицированными тонко- и грубозернистыми гемипелагическими светло- и темно-коричневыми и серыми илами с примесью гляциального и вулканогенного материала [31]. Содержание SiO₂ в них варьирует от 40.12 до 44.69 мас. %. Содержание TiO₂ и Al₂O₃ находится в пределах, соответственно, 0.74–1.67 и 12.20–12.72 мас. %. Максимальное содержание Fe₂O₃* достигает

10.31 мас. %, а MnO – 0.29 мас. %. Суммарное содержание MgO и CaO варьирует от 15 до 16 мас. %, тогда как сумма Na_2O и K_2O составляет 4.79–5.67 мас. %. Максимальная концентрация P_2O_5 в этих осадках достигает 0.34 мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты рентгенодифракционного анализа позволяют видеть, что распределение основных минеральных компонентов пелитовых и алевроитово-пелитовых осадков подчиняется некоторым закономерностям. Так, максимальные содержания кварца наблюдаются вдоль южной, юго-западной и западной периферии Шпицбергена (пробы, отобранные на станциях 6152, 6840, 6163, 6175 и 6179), а также вблизи западной оконечности Скандинавии (ст. 6814) (рис. 2). Показательно, что в пробах, отобранных на станциях 6163 и 6175, расположенных ближе других к побережью Шпицбергена, содержание кварца в пелитовых и алевроитово-пелитовых илах достигает 43–46%, тогда как содержание кальцита здесь минимально (~2%). Однако уже в нескольких десятках километрах мористее (станции 6179, 6840 и 6152) содержание кальцита в илах достигает 25–29%. Возможно это объясняется влиянием на состав поверхностных донных осадков на первых двух станциях материала, поступающего в Гренландское море непосредственно с архипелага, тогда как мористее расположенные поверхностные осадки испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод. В работе [37] также подчеркивается сокращение содержания карбоната кальция до 10% и менее в поверхностных осадках от центральной части пролива Фрама на запад и восток к континентальным склонам Гренландии и Шпицбергена, что, прежде всего, контролируется тяготением основных продуцентов карбоната – планктонных фораминифер к более теплым массам атлантических вод.

По данным [38], максимальные концентрации карбонатов в поверхностных осадках характерны для центральной части Норвежского моря. Высокие скорости седиментации, характерные для ряда районов Гренландского, Исландского и Норвежского морей, ведут, по данным названных исследователей, к заметному разбавлению содержания карбонатных компонентов в осадках. Вдоль Арктического фронта, где разбавление терригенным материалом минимально, содержание карбонатов варьирует между 20 и 40%; еще меньше оно в районе Полярного фронта. Связано это, несомненно, с контролем накопления карбонатов в поверхностных осадках со стороны теплых водных масс. На континентальном склоне к западу от Норвегии (станции 6814 и 6816) содержание кальцита варьирует от 33 до 55%, а кварца – 11–25%.

Практически во всех исследованных нами пробах довольно постоянным является содержание мусковита. Так, к западу и югу от Шпицбергена содержание мусковита в илах варьирует от 11 до 16%. На северном сегменте хр. Мона вблизи гидротермального поля Локи Касл (ст. 6148) содержание мусковита равно 11%, а на южном (в окрестностях Ян-Майенского гидротермального района, ст. 6143) – 8%. Примерно столько же мусковита в илах в центральной части Норвежского моря (ст. 6129, 9%) и на континентальном склоне Скандинавского полуострова (ст. 6816, 6814, 10–14%).

Почти аналогично мусковиту ведет себя хлорит. Он присутствует в небольшом количестве (3–8%) в составе поверхностных донных осадков почти на всех станциях, расположенных вблизи Шпицбергена и Скандинавии. Нет его только в пределах хр. Мона и в центральной части Норвежского моря (станции 6129, 6148 и 6816). Ранее было отмечено, что наиболее высокие концентрации хлорита в поверхностных донных осадках наблюдаются в Норвежском бассейне вблизи Скандинавии, комплексы метаморфических пород которой и выступают, по всей видимости, его источником [34].

Каолинит отсутствует только в осадках на ст. 6143, расположенной в южной части хр. Мона. В пробах, поднятых на других 9 станциях, его количество варьирует от 3 до 5%. По данным, приведенным в публикации [37], величина отношения каолинит/иллит в поверхностных осадках рассматриваемого нами региона составляет более 0.3 (что не типично для арктических осадков) в районе Восточно-Гренландской шельфовой полыньи и в юго-восточных районах пролива Фрама. Предполагается, что каолинит транспортируется в район пролива Фрама Западно-Шпицбергенским течением из Северной Атлантики, частично захватывая осадочный материал из Баренцева моря. М.А. Левитаном с соавторами [15] на основе анализа распределения каолинита в поверхностном слое осадков Норвежско-Гренландского бассейна (фракция менее 2 мкм) высказано мнение, что его основными источниками являются Скандинавия, Баренцево море и Шпицберген.

Количество плагиоклаза в пелитовых и алевроитово-пелитовых илах, поднятых на большинстве станций, составляет от 7% (ст. 6129) до 15–20% (районы к югу и западу от Шпицбергена). Максимальное содержание плагиоклаза (42%) в тонкозернистых поверхностных донных осадках характерно для южной периферии хр. Мона (ст. 6143), где отмечались пирит и моноклинный пироксен.

Для того, чтобы получить общее представление о валовом химическом составе пелитовых и алевроитово-пелитовых илов, мы сопоставили

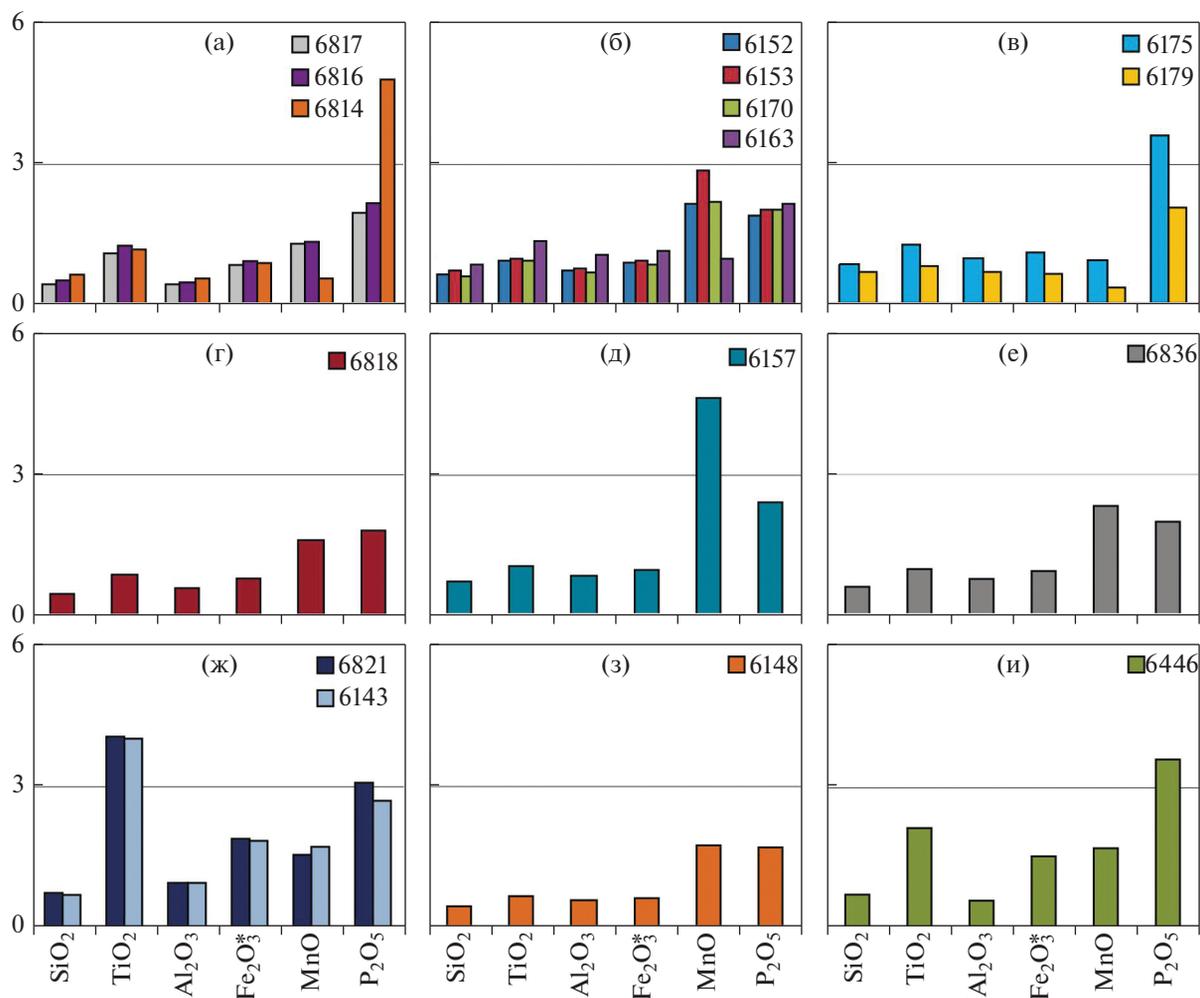


Рис. 3. Нормированные к средней верхней континентальной коре содержания ряда основных породообразующих оксидов в пелитовых и алевритово-пелитовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна: а – континентальный склон Норвегии; б – шельф и континентальный склон Шпицбергена; в – западная граница Баренцева моря; г – Лофотенская котловина; д – хр. Книповича; е – хр. Мона, район древних вулканических построек; ж – южное окончание хр. Мона; з – северное окончание хр. Мона; и – хр. Колбейсей. Цифры – станции отбора проб.

его с составом верхней континентальной коры (УСС) [47]. В результате выяснилось, что среднее содержание SiO_2 и Al_2O_3 в осадках указанного типа составляет соответственно 0.63 и 0.71 УСС (рис. 3). Минимальное значение $\text{SiO}_{2\text{проба}}/\text{SiO}_{2\text{УСС}}$ равно 0.41 (ст. 6817, континентальный склон Норвегии), максимальное составляет 0.86 (ст. 6163, шельф Шпицбергена). Для этих же станций присущи минимальное (0.43) и максимальное (1.03) значения параметра $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{проба}}/\text{Al}_2\text{O}_{3\text{УСС}}$. Среднее содержание Fe_2O_3^* в исследованной выборке составляет 1.03 УСС (минимальная величина параметра $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{проба}}^*/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{УСС}}^*$, 0.62, характерна для илов, поднятых на ст. 6148, северное окончание хр. Мона; максимальная составляет 1.87, ст. 6821, южное окончание хр. Мона). Среднее содержа-

ние TiO_2 , MnO и P_2O_5 в исследованной совокупности проб составляет соответственно 1.47, 1.73 и 2.50 УСС. При этом максимальное содержание TiO_2 достигает 4.08 УСС (ст. 6821, южное окончание хр. Мона; в пробе 6143 здесь же величина $\text{TiO}_{2\text{проба}}/\text{TiO}_{2\text{УСС}}$ почти такая же – 4.03), максимальное содержание MnO составляет 4.62 (ст. 6157, хр. Книповича), а максимальная величина параметра $\text{P}_2\text{O}_{5\text{проба}}/\text{P}_2\text{O}_{5\text{УСС}}$ (4.82) характерна для темных желтовато-коричневых биотурбированных алевритово-пелитовых илов ст. 6814, расположенной на континентальном склоне Норвегии.

Отсутствие линейной корреляции между $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{SiO}_2$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ для всей совокупности исследованных проб (даже для собственно пелитовых и алевритово-пелитовых илов величина коэффициента парной корреляции между названными

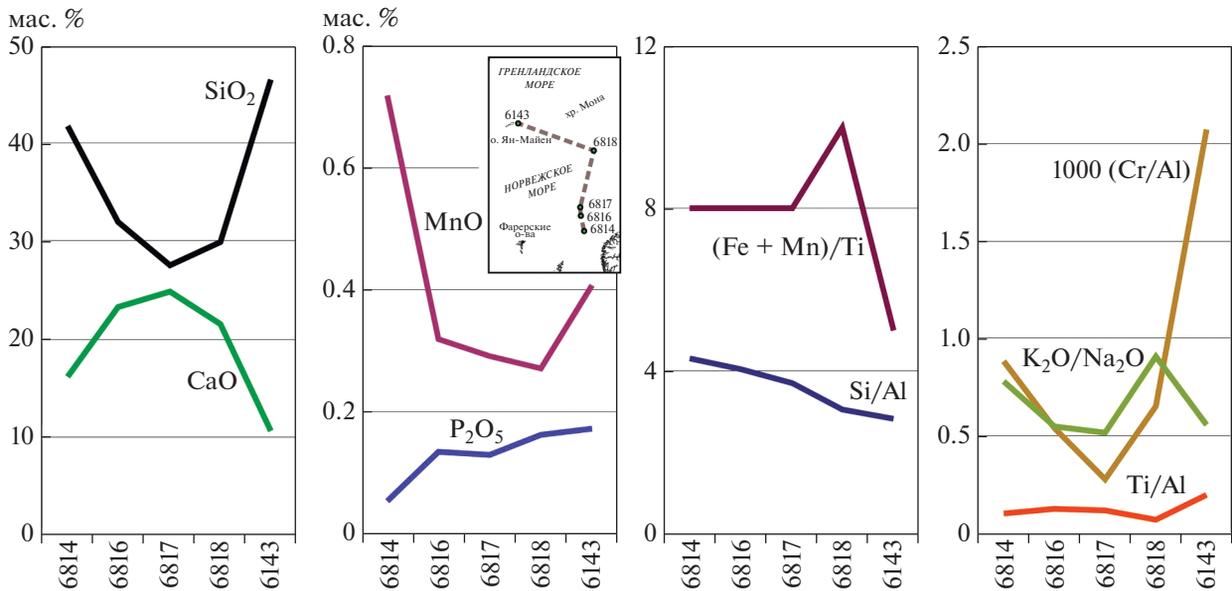


Рис. 4. Распределение содержаний ряда основных породообразующих оксидов (мас. %) и значений некоторых индикаторных отношений вдоль профиля от западной периферии Скандинавии до о. Ян-Майен. Цифры – станции отбора проб.

параметрами равна 0.06) показывает, что в отличие от, например, голоценовых осадков такого хорошо исследованного объекта, как вьетнамский шельф Южно-Китайского моря [49], в нашем случае нет эффекта минералогической сортировки, когда глинистые минералы транспортируются в осадок в тонкой фракции, а кварц – в существенно более крупной.

Относительно небольшое число исследованных нами проб и их неравномерное распределение по дну Норвежско-Гренландского бассейна в существенной степени затрудняет построение каких-либо профилей и анализ поведения вдоль них тех или иных компонентов и их индикаторных отношений. Сделать это можно только для профиля, протягивающегося от континентального склона Западной Норвегии через Лофотенскую котловину к о. Ян-Майен. Вблизи побережья Норвегии этот профиль пересекает Норвежское Атлантическое течение.

Вдоль названного профиля от Скандинавии практически до центра Лофотенской котловины в пелитовых илах наблюдается существенное падение содержания SiO₂ (от ~42 до ~30 мас. % и менее), а в пелитовых илах южной части хр. Мона содержание SiO₂ достигает ~46 мас. % (рис. 4а). Распределение CaO на данном профиле зеркально противоположно. Максимальное содержание его в илах (~24 мас. %) наблюдается на станции 6817, расположенной у подножия континентального склона в Норвежскую котловину в районе основного потока Норвежского течения. Несколько меньше содержание CaO в пробах, ото-

бранных на станциях 6816 (склон Норвежской котловины) и 6818 (Лофотенская котловина). В районе южного окончания хр. Мона содержание CaO в пелитовых илах уменьшается до 12 мас. %. Возможно, это связано как с разубоживающим влиянием материала, поступающего из активного САХ, так и со значительным удалением названного района от Норвежской ветви Атлантического течения.

Содержание MnO в пелитовых илах заметно снижается от континентального склона Скандинавии (~0.8 мас. %) к центру Лофотенской котловины (~0.25 мас. %), а затем возрастает до ~0.4 мас. % в пробе, поднятой на ст. 6143. Содержание P₂O₅, напротив, постепенно растет вдоль всего профиля (рис. 4б). Если илы на ст. 6814 характеризуются содержанием P₂O₅ порядка 0.05 мас. %, то в южной части хр. Мона это уже 0.15 мас. %.

Величина модуля Страхова – индикатора влияния на осадки эксгаляционных компонентов (Fe + Mn)/Ti [4, 26] во всех пробах, отобранных в пределах рассматриваемого нами профиля, не превышает 10 (рис. 4в), что предполагает отсутствие привноса в поверхностные донные осадки континентальной окраины Скандинавии, центральных частей Норвежского моря и даже впадин вблизи активного САХ продуктов гидротермальной деятельности. Это согласуется с установленным в середине 1990-х гг. отсутствием взаимосвязи между составом дистальных металлоносных осадков и составом гидротермальных флюидов и руд [5 и др.].

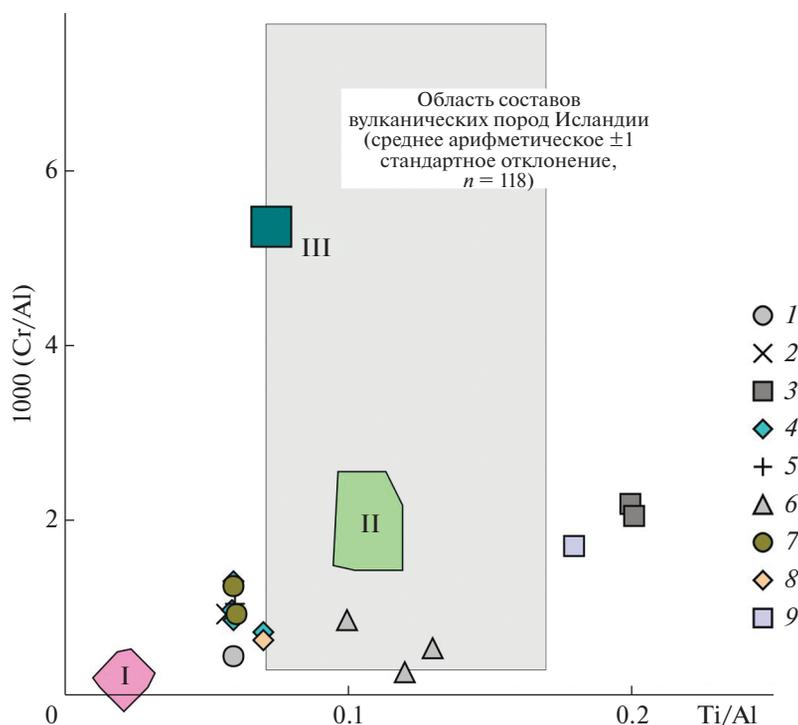


Рис. 5. Распределение фигуративных точек состава пелитовых и алевроитово-пелитовых илов Норвежско-Гренландского бассейна на диаграмме $(Ti/Al) - 1000*(Cr/Al)$. Точки средних магматических пород, по [30]: I – гранитоидов архея, протерозоя и фанерозоя; II – известково-щелочных базальтов раннего, среднего и позднего протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя; III – то же, раннего и позднего архея; серый фон – область составов вулканических пород Исландии, по [36, 39, 43, 50, 51]. Илы, отобранные в разных районах Норвежско-Гренландского бассейна: (1) северное окончание хр. Мона (ст. 6148); (2) хр. Мона, район древних вулканических построек (ст. 6836); (3) южное окончание хр. Мона (станции 6821 и 6143); (4) континентальный склон и шельф Шпицбергена (станции 6152, 6153, 6163 и 6170); (5) хр. Книповича (ст. 6157); (6) континентальный склон в Норвежскую котловину (станции 6814, 6816 и 6817); (7) западная граница Баренцева моря, желоба Стурфьорд и Квейтола (станции 6175 и 6179); (8) Лофотенская котловина (ст. 6818); (9) впадина на хр. Колбейнсей (ст. 6446).

Параметр Si/Al (как и его обратная форма – Al/Si), а также отношения Fe/Ca , Ti/Al и Zr/Al , рассматривающиеся в качестве индикаторов вклада в процессы осадконакопления обломочных компонентов/материала терригенного привноса [6, 32, 44, 53 и др.] в направлении от континентального склона Скандинавии к о. Ян-Майен, устойчиво снижается (от более 4 в илах ст. 6814 до менее 3 в илах южного окончания хр. Мона).

Величина Ti/Al в пелитовых и алевроитово-пелитовых илах, поднятых на станциях 6814, 6816, 6817 и 6818, примерно одинакова и составляет порядка 0.1. Для илов южного окончания хр. Мона она несколько выше (~0.2) (рис. 4г). Значения параметра $1000*(Cr/Al)$, также как отношения Ti/Al и Si/Al в илах, поднятых на Норвежском континентальном склоне (станции 6814, 6816 и 6817), демонстрируют выраженный тренд к снижению от ~0.9 до ~0.3. В илах Лофотенской котловины данный индикатор поднимается до ~0.6, а в пелитовых илах южного окончания хр. Мона достигает ~2.1.

Значения отношения K_2O/Na_2O в илах на Норвежском континентальном склоне также постепенно снижаются в сторону открытого моря; максимум данного индикатора наблюдается в илах центральной части Лофотенской впадины, тогда как к востоку от о. Ян-Майен величина рассматриваемого параметра вновь снижается.

Оценить состав пород-источников тонкой алюмосиликокластики для пелитовых и алевроитово-пелитовых осадков Норвежско-Гренландского бассейна по имеющимся в нашем распоряжении данным можно на основе анализа двух индикаторов – отношений Ti/Al и $1000*(Cr/Al)$, привлекая также данные о значениях указанных параметров в средних типах гранитоидов, по [30], и различных вулканических породах Исландии [36, 39, 43, 50, 51] (рис. 5).

Между средними точками гранитоидов и областью составов вулканических пород Исландии, т.е., по всей видимости, включая продукты разрушения и кислых и основных магматических пород, на диаграмме $(Ti/Al) - 1000*(Cr/Al)$ располо-

жены фигуративные точки пелитовых и алевроитово-пелитовых илов северной и центральной частей хр. Мона, шельфа и континентального склона Шпицбергена, хр. Книповича, западной границы Баренцева моря и Лофотенской котловины. Алевроитово-пелитовые и пелитовые илы континентального склона Скандинавии сопоставимы с вулканическими породами Исландии, а по величинам $1000 \cdot (Cr/Al)$ напоминают гранитоиды. И, наконец, в пробах поверхностных донных осадков, отобранные в южной части хр. Мона (ст. 6143 и 6821) и на хр. Колбейнсей (ст. 6446) величины отношения Ti/Al поднимаются до 0.18–0.20, что выводит их за пределы области составов вулканических пород Исландии. С чем это связано, мы пока сказать затрудняемся. В конце 1980-х гг. геохимические особенности поверхностных донных осадков хр. Колбейнсей были исследованы авторами публикации [40]. По их данным, поверхностные донные осадки к западу и востоку от названного хребта в его северной части представлены коричневыми песчано-алевритово-пелитовыми илами. Песчаная фракция включает преимущественно кварц, обломки осадочных и кристаллических пород и небольшую долю биогенного материала. В южной части хр. Колбейнсей в составе осадков существенно возрастает содержание темного вулканического песка (свежее вулканическое стекло и фрагменты вулканических пород). Таким образом, в районе хр. Колбейнсей распространены три группы поверхностных донных осадков: 1) коричневые пелитовые илы с примесью песчаного материала; 2) коричневые алевроитово-пелитовые илы; 3) темные вулканические пески.

Основным породообразующим оксидом в исследованных в работе [40] 25 пробах поверхностных осадков является SiO_2 . В северной части хребта его среднее содержание составляет ~60 (максимум – 72.70) мас. %. В южной, вблизи о. Колбейнсей (именно здесь расположена ст. 6446), среднее содержание SiO_2 снижается до 57 мас. %. Минимальное содержание SiO_2 (~51–53 мас. %) характерно для районов у гребня хребта. Здесь же в осадках наблюдается минимальное (<0.8 мас. %) содержание K_2O . В центральной части хребта для поверхностных осадков свойственны наибольшие концентрации $Fe_2O_3^*$ (до 14.6 мас. %) и силикатного CaO (до 11.6 мас. %). Максимальное содержание карбоната кальция, напротив, свойственно осадкам из района разломной зоны Sprag и более северных областей.

Мы рассчитали по приведенным в публикации [40] данным о валовом химическом составе осадков средние значения Ti/Al и $(Fe + Mn)/Ti$. Для первой группы они составили 0.09 и 8, для второй – 0.09 и 9, а для третьей – 0.07 и 26. Вариации величины модуля Страхова в последней

группе составляют 13–48 (для 4 из 8 проб модуль Страхова варьирует от 13 до 15, для остальных меняется от 29 до 48, т.е. в этих пробах присутствует заметная доля эксгальтивных компонентов).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По особенностям гранулометрического состава исследованные пробы принадлежат трем группам: 1) песчано-алевритовые осадки (Фарерско-Исландский порог, шельф Шпицбергена и Норвежский континентальный склон); 2) илы пелитовые и алевроитово-пелитовые; 3) илы пелитовые с примесью песка и алевроита, а иногда и мелкого гравия.

Содержание кварца в осадках варьирует от 2 до 46%, кальцита и плагиоклаза – от 2 до 70% и от 7 до 42% соответственно. Минимальное содержание мусковита равно 8, а максимальное – 16%. Максимальное содержание амфиболов, хлорита, каолинита и доломита не превышает 8%. На ст. 6143 (южное окончание хр. Мона) в поверхностных осадках наблюдается 40% моноклинного пироксена.

Максимальные содержания кварца наблюдаются у Шпицбергена, а также вблизи западной оконечности Скандинавии. В пробах, отобранных на станциях, расположенных ближе всего к побережью Шпицбергена, содержание кварца достигает 43–46%, тогда как кальцита почти нет (~2%). Однако уже в нескольких десятках километрах мористее содержание кальцита возрастает до 25–29%. Скорее всего, это объясняется влиянием на состав поверхностных донных осадков на прибрежных станциях материала, поступающего в море непосредственно с архипелага, тогда как мористее осадки испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод, ведущее к разбавлению их карбонатом кальция, основными продуцентами которого выступают планктонные фораминиферы.

Содержание мусковита в исследованных пробах варьирует от 8 до 16%. Хлорит в составе поверхностных осадков присутствует в количестве 3–8% почти на всех станциях, расположенных вблизи Шпицбергена и Скандинавии; в центральной части Норвежского моря его в осадках нет. Это подтверждает, что источниками хлорита (и, возможно, мусковита) являются комплексы метаморфических пород Скандинавии.

Отсутствие линейной корреляции между $Fe_2O_3^*/SiO_2$ и Al_2O_3/SiO_2 во всей совокупности исследованных нами проб позволяет предполагать, что выраженный эффект минералогической сортировки отсутствует.

Распределение большинства фигуративных точек поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна на диаграмме Ti/Al –

1000*(Cr/Al) указывает на формирование их в основном из продуктов разрушения как кислых (сходных по составу с гранитоидами), так и основных магматических пород (вулканические породы Исландии). Алевритово-пелитовые и пелитовые илы континентального склона Скандинавии по значениям Ti/Al сопоставимы с базальтами Исландии, а по 1000*(Cr/Al) напоминают гранитоиды разного возраста. Осадки, отобранные в южной части хр. Мона и на хр. Колбейнсей, демонстрируют сходство присущих им значений 1000*(Cr/Al) с вулканическими породами Исландии, а по величинам Ti/Al – выходят за пределы образуемого ими поля.

Величина модуля Страхова – $(Fe + Mn)/Ti$ – во всей выборке варьирует от 5 до 10. Это предполагает отсутствие значимого поступления в поверхностные донные осадки исследованных нами районов продуктов гидротермальной деятельности из рифтовой зоны САХ.

Благодарности. Авторы признательны С.М. Исаченко, Г.В. Малафееву, С.А. Дубу и О.Ю. Мельничуку, а также экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” за помощь в экспедициях и при исследовании проб.

Источники финансирования. Экспедиционные исследования проведены в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0006) и при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (целевое финансирование согласно Сводному плану экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России). Изучение состава донных осадков выполнено в рамках государственного задания ГИН РАН. Исследования осадков в акваториях гидротермальных полей имели финансовую поддержку Российского научного фонда (проект № 20-17-00157).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 286 с.
2. Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в Дальневосточных морях. Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXII. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
3. Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Галкин С.В. и др. Геологические и биологические исследования в северной части хребта Мона (Норвежское море) // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 609–616.
4. Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с.
5. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.
6. Демина Л.Л., Новичкова Е.А., Козина Н.В. Хемостратиграфия дрефта Снорри в Северной Атлантике // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 469–475.
7. Дриц А.В., Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д. и др. Потоки осадочного вещества в Лофотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 576–594.
8. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30.
9. Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В. Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975. 590 с.
10. Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др. Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 485–487.
11. Кловиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д. Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158.
12. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
13. Кравчишина М.Д., Гладышев С.В., Новигатский А.Н. и др. Системные исследования в области взаимодействия Северного Ледовитого и Атлантического океанов в 68-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” // Экспедиционные исследования на НИС ФАНО России и архипелаге Шпицберген в 2017 г. Тез. конф. Севастополь: ФГБУН МГИ, 2018. С. 49–56.
14. Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А.Г. и др. Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1039–1057.
15. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
16. Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского и Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
17. Лукашин В.Н. Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: ГЕОС, 2008. 250 с.
18. Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Доклады РАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195–201.
19. Маслов А.В., Политова Н.В., Козина Н.В. и др. Редкие и рассеянные элементы в современных донных осадках Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 2020. № 1. С. 3–27.

20. Маслов А.В., Шевченко В.П., Подковыров В.Н. и др. Особенности распределения элементов-примесей и редкоземельных элементов в современных донных осадках нижнего течения р. Северной Двины и Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 463–492.
21. Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Поверхностные течения Норвежского и Гренландского морей // Труды Государственного океанографического института. 2015. № 216. С. 79–85.
22. Новигатский А.Н., Гладышев С.В., Ключиткин А.А. и др. Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
23. Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
24. Рянская А.Д., Гуляева Т.Я., Стрелецкая М.В. Отработка методики получения ориентированных образцов глин для рентгеноструктурного анализа // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 254–266.
25. Рянская А.Д., Шапова Ю.В., Гуляева Т.Я. и др. Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы Siro-Quant (на примере искусственных смесей) // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 267–275.
26. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.
27. Тримонис Э.С. Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М.: Наука, 1995. 255 с.
28. Andrews J.T., Vogt C. Source to sink: Statistical identification of regional variations in the mineralogy of surface sediments in the western Nordic Seas (58° N–75° N; 10° W–40° W) // Marine Geol. 2014. V. 357. P. 151–162.
29. Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES Journal of Marine Science. 2004. V. 61. P. 846–863.
30. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
31. Cruz M.I.F.S. Mineralogy and geochemistry of contrasting hydrothermal systems on the Arctic Mid Ocean Ridge (AMOR): The Jan Mayen and Loki’s Castle vent fields. Doutoramento em Ciências do Mar. Universidade de Lisboa. Faculdade de Ciências. 2015. 257 p.
32. Demina L.L., Novichkova E.A., Lisitzin A.P., Kozina N.V. Geochemical Signatures of Paleoclimate Changes in the Sediment Cores from the Gloria and Snorri Drifts (Northwest Atlantic) over the Holocene-Mid Pleistocene // Geosciences. 2019. V. 9. 432. <https://doi.org/10.3390/geosciences9100432>
33. Dugstad J., Fer I., LaCasce J. et al. Lateral heat transport in the Lofoten Basin: near-surface pathways and subsurface exchange // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. № 5. P. 2992–3006.
34. Grousset F.E., Chesselet R. The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region // Earth and Planetary Science Letters. 1986. V. 78. P. 271–287. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90067-1](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90067-1)
35. Hald M. Climate change and paleoceanography // The Northern North Atlantic: A Changing Environment. Berlin: Springer, 2001. P. 281–290.
36. Hards V.L., Kempton P.D., Thompson R.N. The heterogeneous Iceland plume: new insights from the alkaline basalts of the Snaefell volcanic centre // J. Geol. Soc. (London). 1995. V. 152. P. 1003–1009. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1995.152.01.21>
37. Hebbeln D., Berner H. Surface sediment distribution in the Fram Strait // Deep-Sea Research I. 1993. V. 40. P. 1731–1745. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(93\)90029-3](https://doi.org/10.1016/0967-0637(93)90029-3)
38. Johannessen T., Jansen E., Flatoy A., Ravelo A.C. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas // Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constrains on the Ocean’s Role in Global Change / Zahn R., Pedersen T.F., Kaminski M.A., Labeyrie L. (eds.). Berlin, Heidelberg: Springer, 1994. NATO ASI Series. V. 17. P. 61–85.
39. Kokfelt T.F., Hoernle K., Hauff F. et al. Combined Trace Element and Pb–Nd–Sr–O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1705–1749. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl025>
40. Lackschewitz K.S., Wallrabe-Adams H.-J., Garbe-Schonberg D. Geochemistry of surface sediments from the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland // Marine Geology. 1994. V. 121. P. 105–119. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90160-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90160-0)
41. McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H., Macdonald R.W. The Arctic Ocean Estuary // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 353–368.
42. Munsell Soil-Color-Charts with genuine Munsell color chips. 2009 year revised. Michigan: Munsell Color, Grand Rapids, 2012.
43. Peate D.W., Baker J.A., Jakobsson S.P. et al. Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snap-shot of melt generation at a ridge segment // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 157. P. 359–382. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0339-4>
44. Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Global and Planetary Change. 2009. V. 68. P. 5–17. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.014>
45. Randelhoff A., Reigstad M., Chierici M. et al. Seasonality of the physical and biogeochemical hydrography in the inflow to the Arctic Ocean through Fram Strait // Front. Mar. Sci. 2018. V. 5:224. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00224>
46. Rossby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S. An isopycnal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // Deep-Sea Research I.

2009. V. 56. P. 1955–1971.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.07.005>
47. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. Amsterdam: Elsevier, V. 3. P. 1–64.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>
48. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // J. Geoph. Res. 2012. V. 117. C01014.
49. Schimanski A. Holocene sedimentation on the Vietnamese shelf: from source to sink. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Kiel, 2002. 171 p.
50. Sinton J., Gronvold K., Sæmundsson K. Postglacial eruptive history of the Western Volcanic Zone, Iceland // Geochem. Geophys. Geosyst. 2005. V. 6. Q12009.
<https://doi.org/10.1029/2005GC001021>
51. Slater L., McKenzie D., Gronvold K., Shimizu N. Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 321–354.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.2.321>
52. Slubowska-Woldengen M., Koč N., Rasmussen T.L. et al. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. // Quaternary Sci. Reviews. 2008. V. 27. P. 1476–1492.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.04.015>
53. Spoorth D.J.A., Pälike H., Green D. Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses // Paleoceanography. 2008. V. 3. PA1S09.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001489>
54. The Northern North Atlantic / Schauffer P., Ritzrau W., Schluter M., Thiede J. (Eds.). Berlin-Heidelberg: Springer, 2001. 520 p.
55. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. № 4. P. 738–743.

Mineral and Chemical Composition of Surface Bottom Sediments in Some Regions of the Nordic Seas

A. V. Maslov^{a, #}, A. A. Klyuvitkin^b, N. V. Kozina^b, M. D. Kravchishina^b, A. N. Novigatsky^b,
E. A. Novichkova^b, N. V. Politova^{b, ##}, V. P. Shevchenko^b

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]e-mail: amas2004@mail.ru

^{##}e-mail: politova@ocean.ru

The mineral and bulk chemical (basic rock-forming oxides) composition of more than 20 samples of surface bottom sediments collected on a number of cruises of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* in the Nordic Seas (the Mohns, Knipovich, Kolbeinsey and Aegir ridges, the basins of the Norwegian and Greenland seas, the continental slope of Svalbard, the western continental margin of the Barents Sea, etc.). One of the goals of these cruises was a comprehensive study of the sedimentary system of the Nordic Seas. Our data on the distribution of quartz and calcite in the sediments confirm the idea that the composition of surface bottom sediments at coastal stations is affected by the material coming from land, while seaward sediments are affected by “relatively warmer” Atlantic waters, leading to their dilution with calcium carbonate, the main which are produced by planktonic foraminifera. The absence of a correlation between $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{SiO}_2$ and $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ indicates that the effect of mineralogical sorting is not pronounced in the sediments. The distribution of data points of surface bottom sediments on the $\text{Ti}/\text{Al}-1000^*(\text{Cr}/\text{Al})$ diagram is considered. It is concluded that the source of fine aluminosiliciclastics for most of the studied samples was both acidic and basic igneous rocks in different proportions. The value of Strakhov’s modulus in the entire sample ranges from 5 to 10. This gives grounds to believe that no products of hydrothermal activity were introduced into the surface bottom sediments of the studied areas.

Keywords: surface bottom sediments, the Nordic Seas, mineral composition, chemical composition

УДК 574.587,59.002,608.4

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АВТОНОМНОГО НЕОБИТАЕМОГО ПОДВОДНОГО АППАРАТА “ММТ-3000” ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ БЕНТОСНЫХ СООБЩЕСТВ АНТАРКТИКИ

© 2022 г. А. И. Боровик¹, Е. И. Рыбакова², *, С. В. Галкин²,
Д. Н. Михайлов¹, А. Ю. Коноплин¹

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт проблем морских технологий ДВО РАН, Владивосток, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: gorolen@mail.ru

Поступила в редакцию 22.03.2022 г.

После доработки 29.03.2022 г.

Принята к публикации 28.04.2022 г.

В статье описываются особенности и результаты использования автономного необитаемого подводного аппарата (АНПА) “ММТ-3000” для исследований экосистем Антарктики и глубоководных биологических ресурсов Южных морей. Обсуждается методика работы с АНПА в экстремальных условиях Антарктики, а также технические решения, использованные для визуальной оценки распределения донных животных. Приведены результаты обработки данных, полученных АНПА при выполнении глубоководных миссий в Атлантическом секторе Антарктики в экспедиции на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (рейс 79) в 2020 году. При этом выполнено сравнение данных фотоанализа и тралового улова. На основе приобретенного опыта определены требования, реализованные в новом АНПА “ММТ-3500”, который разработан и изготовлен для эффективного выполнения глубоководных исследований в последующих экспедициях в Южном океане.

Ключевые слова: автономный необитаемый подводный аппарат, фотоанализ, фототрансекты, фотографии морского дна, мегабентос, оборудование для морских исследований, бассейн Пауэлла, донная фауна, распределение бентоса

DOI: 10.31857/S0030157422050033

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время отечественными и зарубежными исследователями накоплен большой опыт эффективного использования подводных аппаратов различного типа для исследования глубин Мирового океана [5, 11, 19, 23]. Экстремальные условия изучаемых Антарктических морей, характеризующиеся большими глубинами, сильными течениями, сложным рельефом донной поверхности, дрейфующими айсбергами и ледовым покрытием, затрудняют использование телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА). Кабели связи с судном-носителем ограничивают перемещения ТНПА, при этом существует высокий риск попадания этих кабелей в лопасти винтов маршевого и подруливающих двигателей судна.

В отличие от ТНПА, автономные необитаемые подводные аппараты (АНПА) не требуют многочисленного обслуживающего персонала, а также транспортировки и использования габаритных лебедок. Поэтому аппараты такого класса актив-

но применяются в арктических и антарктических экспедициях [3, 14, 15, 17], где с их помощью выполняется бесконтактный мониторинг морских донных экосистем с картированием биоценозов и учетом численности гидробионтов.

Для экологических исследований в экспедиции в Атлантическом секторе Антарктики на НИС “Академик Мстислав Келдыш” (рейс 79) в 2020 году была предложена методика совместного использования АНПА “ММТ-3000” и траления тралом Сигсби для описания видовой разнообразия и количественных характеристик донной фауны. В статье описываются особенности этой методики, а также созданные технические средства, позволяющие АНПА выполнять бесконтактный мониторинг донных экосистем Антарктики. Кроме того, приводятся результаты обработки данных, полученных АНПА, и сравнение с данными, полученными тралом Сигсби при проведении экспедиционных экологических исследований. На основе приобретенного опыта определены перспективы модернизации подводной

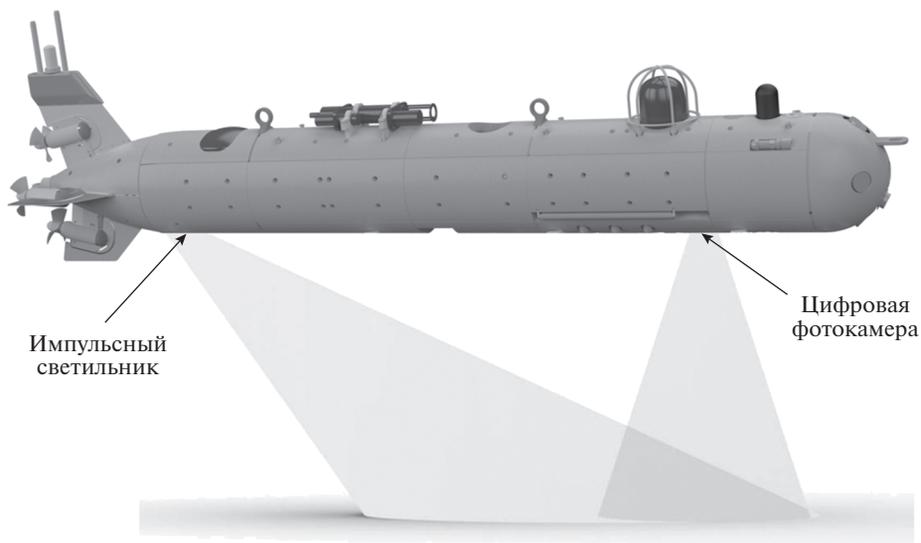


Рис. 1. АНПА “ММТ-3000”, взаимное расположение цифровой фотокамеры и импульсного светильника.

техники, разрабатываемой для эффективного выполнения глубоководных исследований в дальнейших экспедициях.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Технические особенности АНПА “ММТ-3000”

Для выполнения глубоководных осмотровых работ в экспедиции использовался АНПА “ММТ-3000” [8], разработанный и изготовленный в Институте проблем морских технологий (ИПМТ ДВО РАН). Этот аппарат, изображенный на рис. 1, способен автономно работать до 20 часов на глубинах до 3000 м, выполняя миссию, описывающую желаемые маршрут и режимы его движения. Перед погружением АНПА оператор задает миссии с помощью системы планирования [2]. Габаритные размеры аппарата – 305 × 58 × 100 см (с учетом высоты антенны радиомодема), вес на воздухе – 280 кг.

Управление перемещениями АНПА в диапазоне скоростей от 0.1 до 2 м/с, а также маневрирование в вертикальной и горизонтальной плоскостях обеспечиваются четырьмя маршевыми движителями и одним подруливающим, установленным в центральной части АНПА, причем продольная ось этого движителя перпендикулярна продольной оси аппарата. В результате во время движения АНПА может стабилизировать заданный курс, глубину погружения, расстояние до дна (высоту), а также автоматически обнаруживать и безопасно обходить препятствия (неровности рельефа дна, затонувшие объекты и др.).

Для распознавания окружающей обстановки и определения параметров движения “ММТ-3000” оборудован бортовой инерциальной комплекси-

рованной навигационной системой [4], включающей GPS, эхолотационную подсистему, датчик глубины, доплеровский лаг, магнитный компас, а также оптоволоконный гироскоп, используемый для корректировки магнитного курса.

Координаты АНПА определяются гидроакустической навигационной системой с ультракороткой базой (ГАНС УКБ) Evologics, антенна которой установлена на судне, и передаются на аппарат по акустическому каналу связи для дальнейшей коррекции его бортовой системы счисления пути. Для измерения местоположения и ориентации судна-носителя в составе ГАНС УКБ используется высокоточная спутниковая система Applanix POS MV V5. На основе полученной навигационной информации графическим интерфейсом поста оператора (рис. 2) отображаются треки перемещений судна-носителя и АНПА, а также данные телеметрии, получаемой от аппарата по гидроакустическому каналу связи. С помощью телекоманд, передаваемых оператором по этому каналу связи, реализована возможность корректирования миссий АНПА в процессе его работы под водой. Интерфейс оператора также позволяет задавать целевые точки и указывать местоположения подводных объектов посредством ввода географических координат или с помощью отметок на загруженной карте зоны работ.

Этот же графический интерфейс отображается и на бортовом компьютере вахтенного штурмана судна, что дает ему полную информацию о процессе выполнения АНПА подводной миссии и позволяет в реальном масштабе времени корректировать маршрут судна. При движении АНПА по запланированной траектории оператор заблаговременно дает необходимые команды экипажу судна для его перемещения в заданном направле-

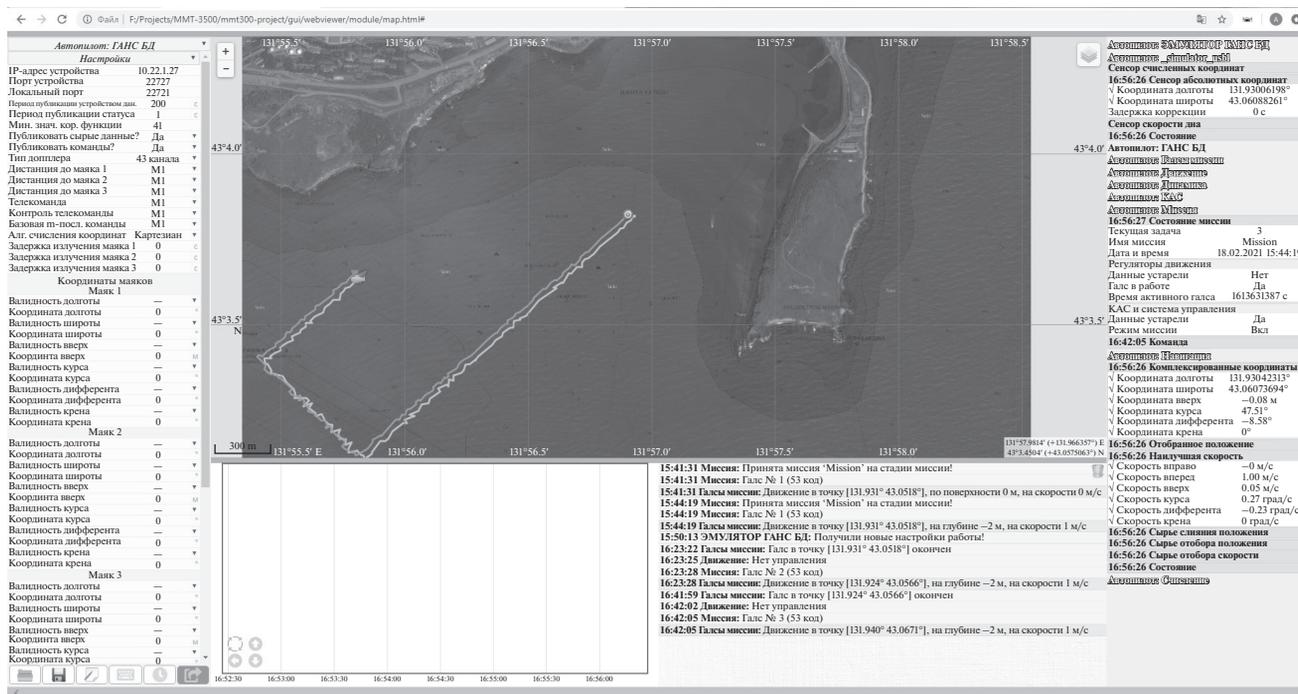


Рис. 2. Графический интерфейс поста оператора АНПА.

нии на заданное расстояние, чтобы аппарат не вышел за пределы действия ГАНС УКБ.

Научное оборудование АНПА “ММТ-3000”

АНПА “ММТ-3000” оборудован разработанной в ИПМТ ДВО РАН цифровой фотосистемой, которая обеспечивает получение, сжатие и накопление (с привязкой к общему времени аппарата) цветных цифровых фотоизображений с высоты 1–3 м от дна при скорости движения АНПА до 1 м/с и относительной прозрачности воды не менее 7 м. Разрешение итогового изображения позволяет обнаружить и идентифицировать объекты с минимальными размерами 10–20 мм.

При проектировании фотосистемы были учтены специфические особенности подводной фотосъемки, усложняющие выделение и распознавание объектов:

- в условиях отсутствия естественного освещения используется точечный источник света, что приводит к неравномерной освещенности объектов;
- находящиеся в воде частицы отражают свет, что приводит к засветке от переднего фона и ослаблению отраженного объектами света;
- неравномерное для разных длин волн затухание света в морской воде, которое приводит к искажению цветовых характеристик объектов.

Для уменьшения влияния засветки переднего фона источник света и фотокамера размещены, как показано на рис. 1, чтобы излученный свет не

облучал область перед камерой. Для уменьшения влияния неравномерного для разных длин волн затухания света в морской воде использован мощный источник света и компьютерная постобработка, обеспечивающая ввод индивидуальных коэффициентов усиления для отдельных цветовых компонентов с целью получения баланса белого цвета.

В состав фотосистемы, структурная схема которой изображена на рис. 3, входят:

- цифровая фотокамера Prosilica GC1380;
- блок унифицированного вычислителя АНПА (бортовой компьютер системы технического зрения), включающий: одноплатный компьютер формата COM Express Type 10 с установленным драйвером фотокамеры, супервизор питания и накопитель на твердотельном диске;
- импульсный светильник, состоящий из импульсной газоразрядной лампы и накопительно-го конденсатора;
- источник питания импульсного светильника, который осуществляет заряд накопительного конденсатора, а также его разряд через лампу по приходу запускающего импульса.

Вычислитель, фотокамера и импульсный светильник размещаются в отдельных герметичных прочных контейнерах аппарата. Цифровая фотосистема является унифицированным функционально законченным устройством локальной вычислительной сети АНПА с интерфейсом Ethernet

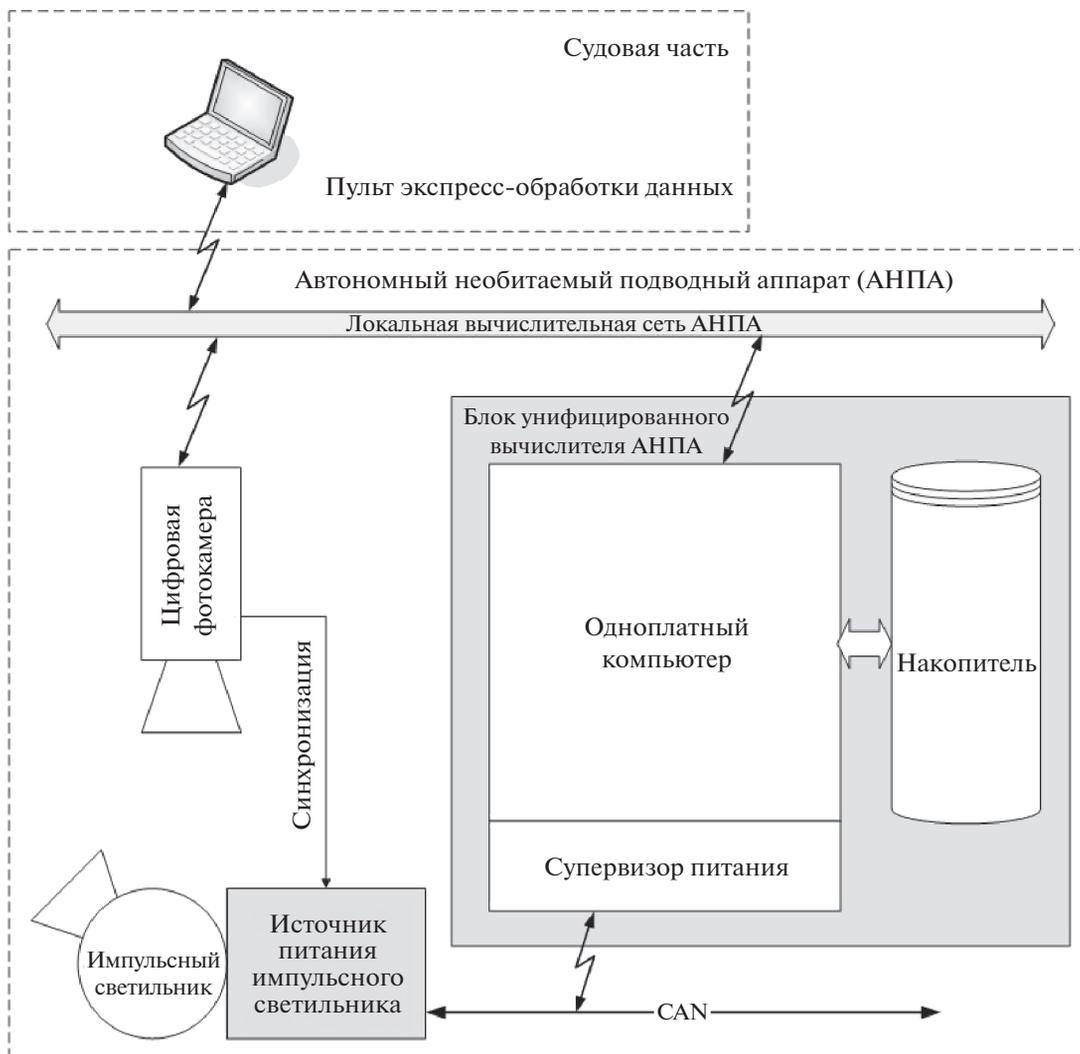


Рис. 3. Структурная схема цифровой фотосистемы АНПА “ММТ-3000”.

100BASE-T. Технические характеристики этой системы приведены в таблице 1.

Для постобработки данных используется программное обеспечение IMTPLooker, которое позволяет привязать фотокадры к любым регистрируемым на борту АНПА параметрам (координатам, дифференту, высоте над грунтом, скорости движения и т.п.), настроить яркость и контрастность изображения, подобрать индивидуальные коэффициенты усиления для отдельных цветовых компонентов, а также выгрузить выбранные снимки с нанесенной информацией и заданным прореживанием в директорию на жестком диске. В ходе экспедиции программа была доработана с целью отображения поверх фотокадра линейки для оценки геометрических размеров подводных объектов.

При расчете геометрических размеров кадра и углов зрения фотокамеры в воде преломление света на границах вода–стекло и стекло–воздух рассматривалось как преломление вода–воздух,

поскольку преломлением лучей в плоском стеклянном иллюминаторе можно пренебречь. При этом учитывалось, что угол i_1 падения луча света в воздухе связан с углом i_2 его преломления в воде следующей зависимостью: $n_1 \sin i_1 = n_2 \sin i_2$, где n_1, n_2 – показатели преломления воздуха и воды соответственно. Причем $n_1 = 1$, а параметр n_2 , зависящий от солености и температуры воды, в условиях экспедиции был принят равным 1.34 согласно эмпирической формуле, приведенной в работе [18]. Углы зрения камеры в воде по горизонтали и вертикали вычислялись с учетом размещения камеры в контейнере с плоским иллюми-

натором, исходя из соотношения $\frac{\sin \frac{\alpha_1}{2}}{\sin \frac{\alpha_2}{2}} = \frac{n_2}{n_1}$, где α_1 – угол зрения на воздухе, α_2 – соответствующий

Таблица 1. Характеристики фотосистемы АНПА

Наименование параметра	Величина
Номинальное напряжение питания, В	24
Диапазон напряжений питания, В	19...30
Средний потребляемый ток, А	Не более 0.5
Пиковый потребляемый ток (при заряде накопителя), А	Не более 6
Фокусное расстояние объектива, мм	8
Относительное отверстие объектива	1.4–16
Размеры изображения, точек	1360 × 1024
Минимальный период съемки, с	2
Диапазон рабочих температур окружающего воздуха, °С	–4...+35
Диапазон температур хранения, °С	–40...+85
Относительная влажность воздуха, %, при 25°С без конденсации влаги	5...95
Вибрации с ускорением, g	5
Ударные нагрузки одиночного действия, g	20
Масса камеры цифровой, кг	0.3*
Масса источника питания импульсного светильника, кг	0.6*
Масса импульсного светильника, кг	1.6*
Энергия вспышки импульсного светильника, Дж	Не менее 60
Время заряда конденсатора импульсного светильника, с	Не более 2
Формат выходного изображения	TIFF
Размер кадра выходного изображения, байт	4178 100

* массы указаны без учета масс прочных контейнеров.

ший ему угол зрения в воде. Ширина L и высота H кадра рассчитывались по формулам $L = 2htg \frac{\alpha_L}{2}$, $H = 2htg \frac{\alpha_H}{2}$, где h – высота АНПА над донной поверхностью в момент съемки, α_L и α_H – углы зрения камеры в воде по горизонтали и вертикали соответственно.

Для измерения высоты над дном в АНПА “ММТ-3000” используется многоканальная эхолотационная система производства ИПМТ ДВО РАН с рабочей дальностью от 0.5 до 65 метров и разрешающей способностью по дальности 1.5 см.

Для измерения параметров окружающей водной среды АНПА “ММТ-3000” был оснащен флуориметрами FLCDRТ-926 и FLNTU-665, а также прибором STD-NV-2406. Эти автономные океанографические приборы позволили формировать таблицу измерений следующих параметров морской среды: концентрация растворенных органических веществ (CDOM) и хлорофилла, проводимость, температура и мутность воды, а также скорость звука. Все измерения привязаны к навигационной информации АНПА, включающей его текущие координаты, курс, крен, дифферент, глубину и скорость движения.

Для получения данных о рельефе дна и характере грунта в состав АНПА “ММТ-3000” штатно

входят гидролокатор бокового обзора (ГБО) и акустический профилограф производства ИПМТ ДВО РАН. ГБО имеет рабочую частоту 470 кГц, полосу обзора 70 м на борт, разрешающую способность по дальности – 5 см, по азимуту – 0.5 град. Акустический профилограф позволяет производить профилирование дна на глубину до 40 м.

Методика выполнения экологических исследований с использованием АНПА

В рамках экспедиционных экологических исследований в заданном районе работ сначала выполнялись промеры судовым эхолотом, на основе которых формировалась уточненная карта глубин интересующего полигона. Эта карта загружалась в графический интерфейс оператора АНПА и на ней строились желаемые маршруты движения аппарата. При движении по этим маршрутам перед АНПА ставилась задача обследования донной поверхности путем выполнения фотосъемки, съемки ГБО, профилирования, а также измерения параметров окружающей водной среды. С учетом опыта выполнения аналогичных осмотровых операций ТНПА Sub-Atlantic “Comanche 18” в глубоководных экспедициях [5, 9, 12] задавались следующие параметры движения АНПА.

Таблица 2. Характеристики фототрансекты и траловой станции

Прибор	Дата	Расположение						Время фотосъемки, мин/время траления, мин	Длина фототрансекты, м/длина трека трала, м
		начало фотосъемки/ касание тралом дна			конец фотосъемки/ отрыв трала от дна				
		широта, южная	долгота, западная	глубина, м	широта, южная	долгота, западная	глубина, м		
АНПА	24.01.2020	61.4330	52.2244	573	61.4280	52.2280	574	33	590
Трал Сигсби	25.01.2020	61.4281	52.2283	550	61.4331	52.2252	551	87	630

Сначала “ММТ-3000” перемещался с постоянной скоростью около 1.5 м/с на высоте 7 м над донной поверхностью для съемки ГБО и одновременного получения данных от акустического профилографа и эхолокационной системы. Полученные данные необходимы для детализированного картирования зоны работ, определения сложности рельефа дна и состава грунта. На основе этой информации впоследствии принимались решения о целесообразности (безопасности) траления тралом Сигсби на исследуемом полигоне, а также использования дночерпателей. Затем АНПА опускался до высоты 1 м над дном и, двигаясь прямолинейно с постоянной скоростью около 0.5 м/с, делал фоторазрезы для картирования донных биоценозов и учета численности гидробионтов. С помощью набора океанографических датчиков АНПА определял гидрофизические и гидрохимические характеристики воды при движении по маршруту, а также в процессе погружения и всплытия.

После завершения миссии все данные, собранные АНПА, скачивались и передавались представителям бентосного отряда экспедиции.

Необходимо отметить, что технология использования АНПА для решения исследовательских задач, которая затрагивает вопросы планирования подводных работ, управления АНПА, организации погружений и взаимодействий с экипажем судна-носителя, подробно описана в работе [1].

Фотопрофилирование в районе исследований в Антарктике

Фотопрофилирование с использованием АНПА “ММТ-3000” было проведено на глубине 550–553 м на склоне восточной части Антарктического полуострова (рис. 4) на комплексной станции с координатами 61.4325° ю.ш., 52.2258° з.д. В данной миссии АНПА выполнил два прямолинейных прохода (галса) длиной 1 км и расстоянием между ними 100 м. При движении по этим галсам аппарат выполнил профилографическую и ГБО-съемку рельефа дна. Затем была выполнена

маршрутная фотосъемка дна при движении заданным курсом на высоте 1 м над грунтом. На рисунке 4 изображена траектория движения аппарата при фотосъемке на 3D-модели рельефа дна, построенной по показаниям бортового эхолокатора. Характеристики полученной фототрансекты представлены в таблице 2. В результате фотосъемки были получены изображения гидробионтов, позволяющие провести оценку особенностей их распределения. На основе полученных данных было принято решение выполнить траление (тралом Сигсби) вдоль траектории движения АНПА. При проведении траления глубина касания тралом дна и отрыва трала от дна определялась по эхолоту, установленному на судне, а координаты касания и отрыва трала от дна определялись по GPS координатам судна (табл. 2).

Также в процессе выполнения миссий АНПА производились измерения параметров водной среды набором океанологических приборов и датчиков (CTD, CDOM, Хлорофилл-А, датчик мутности).

В данном районе грунт представлял собой промытый щебень и гальку разного размера, в среднем до 1 см в диаметре.

Биологический анализ фототрансекты, сравнение результатов с траловыми сборами

Для учета фауны на трансекте были отобраны каждая третья фотография таким образом, чтобы избежать перекрытий изображений на фотографиях, но при этом обеспечить максимально непрерывную фототрансекту для исследований. Всего для биологического анализа использованы 334 фотографии. На каждой из них производился подсчет бентосных беспозвоночных животных эпифауны с помощью программы ImageJ.

Организмы определялись до макротаксонов различного систематического ранга, определить до которого было возможно по фотографиям. В ряде макротаксонов удавалось выделить несколько морфологических видов (морфовидов), которые явно отличались от других и были хорошо видны на большинстве снимков. Не исключе-

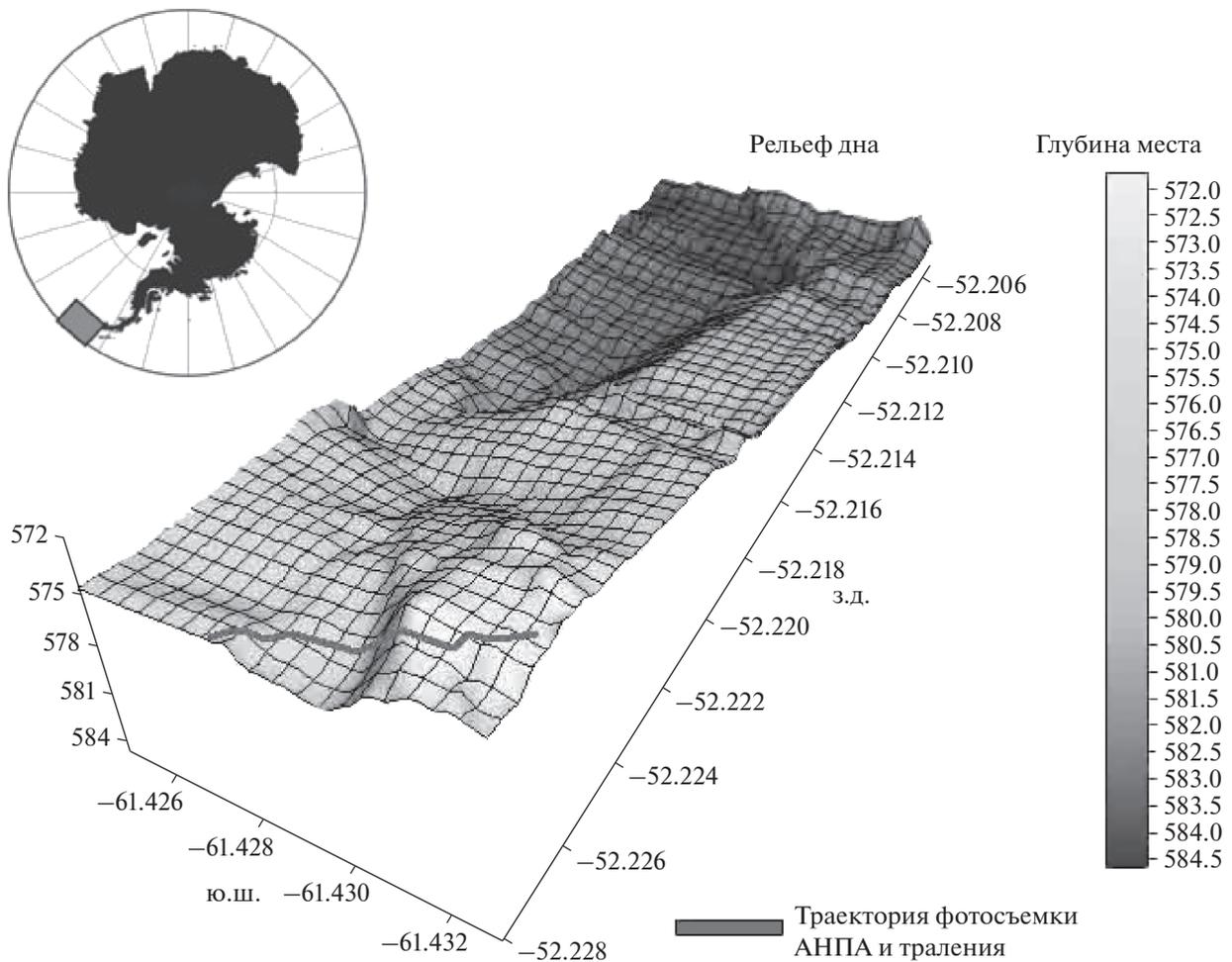


Рис. 4. Район исследований в 79-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», траектория фотосъемки АНПА «ММТ-3000» и траления (ст. 6599) на 3D-модели рельефа дна, построенной по показаниям бортового эхолота.

но, что в некоторых случаях морфологический вид мог состоять из нескольких таксономических видов, которые невозможно было разделить между собой по фотографиям как в силу невысокого разрешения фотографий, так и в силу особенностей систематических признаков, которые не видны на снимках. Вероятно, что общее число видов, присутствующих на фотографиях, во многих макротаксонах выше, чем выделяемое нами число морфологических видов, т.к. в каждой группе имелись животные, которые в силу разных причин (главным образом из-за низкого разрешения кадров) не удавалось достоверно отнести ни к одному морфологическому виду. На основе численностей организмов на фотографиях и данных по площади кадра рассчитывалась плотность отдельных макротаксонов и морфовидов на единицу площади. Кроме того, определялась средняя доля представителей отдельных макротаксонов и морфовидов от общей численности организмов на фототрансекте.

В координатах фототрансекты было проведено траление с помощью трала Сигсби (ст. 6599) (рис. 4, табл. 2). Результаты первичной обработки траловых проб приведены в статье Галкина и др. [6]. Нами было проведено сравнение данных по составу и структуре донных сообществ, полученных при анализе фотографий и траловых уловов. Разборка траловых проб велась по стандартной методике, в соответствии со списком макротаксонов, принятым в практике работы ИО РАН. Сравнение данных по фаунистическому составу сообществ, определенному по фотографиям и тралам, возможно только на уровне макротаксонов одинакового ранга, до которых имеются определения в обоих случаях. После разборки траловых уловов представители каждого макротаксона были подсчитаны и определена их доля в траловом улове. Эти доли сравнивались с долями тех же макротаксонов, вычисленными на основе анализа фототрансекты.

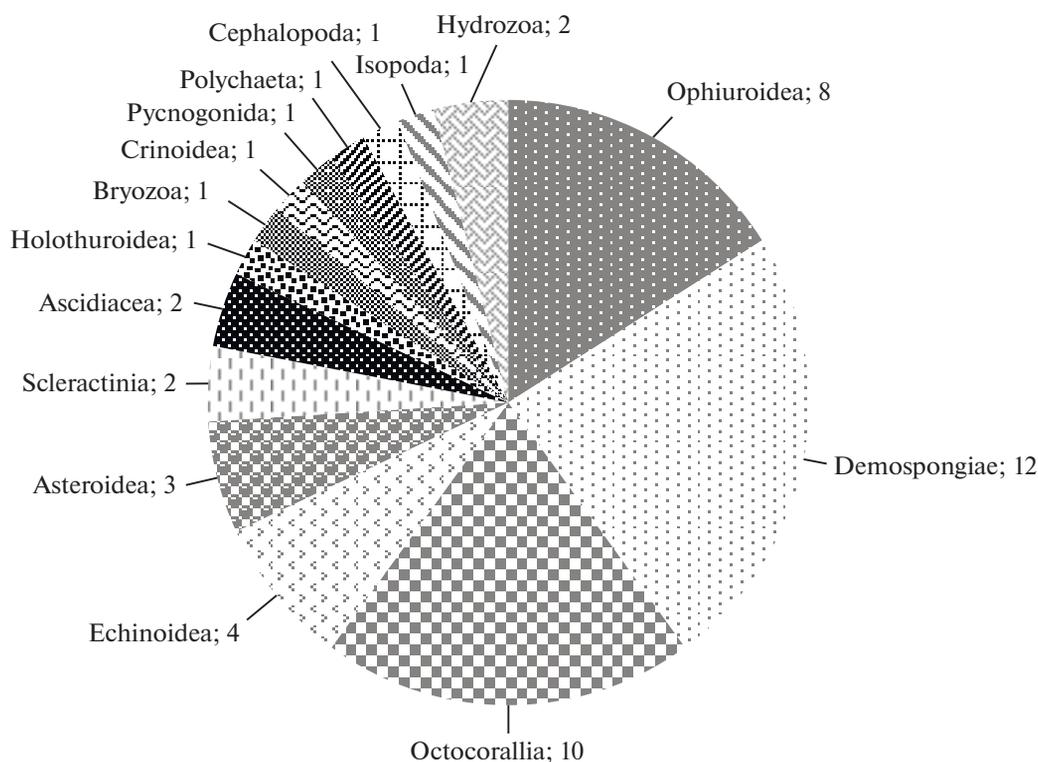


Рис. 5. Число морфовидов в макротаксонах.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ фототрансекты

Нами были выявлены представители 16 макротаксонов бентосных беспозвоночных животных эпифауны: Demospongiae, Hydrozoa, Octocorallia, Actiniaria, Scleractinia, Polychaeta, Cephalopoda, Isopoda, Pycnogonida, Crinoidea, Ophiuroidea, Holothuroidea, Echinoidea, Asteroidea, Bryozoa, Ascidiacea. Шестьдесят морфологических видов было выделено внутри макротаксонов.

Наибольшее разнообразие отмечалось среди губок Demospongiae (12 морфовидов) и кораллов Octocorallia (10 морфовидов) (рис. 5). Значительно меньшее число морфовидов удалось выделить среди морских ежей (4), морских звезд (3), склерактиний (2), асцидий (2), голотурий (1) и головоногих моллюсков (1). Разнообразие мелких организмов, мшанок, брахиопод, изопод, пикногонид, полихет и др. составляло также 1–2 морфовида. Три группы животных на обследуемой трансекте отличались относительно высоким разнообразием и численностью: офиуры, гидрокораллы и актинии. Но выделять отдельные морфологические виды среди них одинаково достоверно на всех кадрах не представлялось возможным отчасти в силу особенностей имеющихся фотографий, обсуждаемых ниже.

Преобладающую долю животных на фотографиях составляли офиуры (85%, 86 ± 38 экз/м²) (табл. 3). Со значительным отрывом от них шли представители класса Hydrozoa (6%, 6 ± 4 экз/м²), преимущественно представленные гидрокораллами Stylasteridae. Немного меньшей на фотографиях была доля губок Demospongiae (5%, 5 ± 4 экз/м²). Среди обыкновенных губок выделялось 3 морфовида, несколько превышающие по плотности остальные (~0.5%, ~0.5 экз/м²). Еще один морфовид имел не такую большую плотность (0.2%), но обладал очень крупными размерами и явно играл существенную роль в сообществе. При этом плотность неразделенных до морфовида губок составляла 2 ± 3 экз/м². Среди относительно многочисленных животных также были представители Ascidiacea (1%, 1 ± 0.7 экз/м²). Доля остальных животных составляла менее 1%. В том числе невелика была относительная доля достаточно разнообразных на трансекте кораллов Octocorallia (0.7%, 0.7 ± 0.5 экз/м²).

Сравнение данных фотоанализа и тралового улова

Все макротаксоны, встреченные на фотографиях, были собраны также и в траловых сборах, за исключением склерактиний [6]. Группы, присутствующие только в трале, — это или представи-

тели инфауны (сипункулиды и двустворчатые моллюски), или в большинстве своем мелкие организмы, плохо заметные на фотографиях (гастроподы и амфиподы).

Офиуры были выявлены в качестве доминантной группы как при анализе фотографий, так и в траловых сборах, при этом их относительная доля была существенно ниже в траловых сборах, чем на фотографиях (50 и 85% соответственно) (рис. 6, табл. 3). В траловых сборах была значительно выше доля амфипод, изопод, полихет и мшанок, чем на фотографиях. Гидроидные и обыкновенные губки были представлены в примерно одинаковых долях в обоих методах исследования.

ОБСУЖДЕНИЕ

Особенности изучения донных сообществ с использованием АНПА “ММТ-3000”

Метод изучения донных сообществ по подводным фотографиям и видеозаписям, полученным подводными аппаратами, получает все большее распространения в последние десятилетия. Среди явных преимуществ данного метода можно назвать возможность относительно точно описывать количественное распределение как многочисленных, так и малочисленных сравнительно крупных представителей эпифауны, хорошо заметных на фотографиях на мягких или мелкогалечных грунтах, в том числе проводить изучение мелкомасштабного распределения животных. Однако данный метод имеет ряд недостатков, связанных, прежде всего, со сложностью таксономического определения видов по фотографиям. Огромное влияние на возможность проведения биологических работ по фотоматериалам оказывают технические характеристики подводных аппаратов и использующихся в них камер [10].

Проведенный нами биологический анализ фотографий, полученных с использованием АНПА “ММТ-3000”, позволил оценить данный аппарат для проведения экологических исследований по изучению состава и структуры донных сообществ.

Высота аппарата над грунтом на протяжении всего фотопрофилирования сохранялась постоянной (~1.5 м). Соответственно, площадь кадров во всех случаях была примерно одинаковой (1 м²), что позволяло провести учет фауны с приблизительно одинаковой точностью на всем протяжении трансекты. Камера была направлена под углом 90° к грунту, что позволяло сохранить равный масштаб в пределах кадра. Аппарат двигался с постоянной небольшой скоростью над дном, что позволяло снимать кадры с перекрытием. Для задач, связанных с общим описанием состава и структуры сообществ, кадры с перекрытием не требуются. Поэтому нами были обследованы не

Таблица 3. Доли от общей численности и плотности макротаксонов на фототрансекте и в траловом улове (данные по тралам взяты на основе Галкина и др., [6])

Таксон	Фототрансекта		Трал
	%	плотность, экз/м ²	%
Demospongiae	4.77	4.87	7.52
Hydrozoa	6.25	6.38	7.07
Octocorallia	0.72	0.74	0.30
Actinaria	0.14	0.14	0.05
Scleractinia	0.15	0.16	0
Nemertea	0	0	0.35
Sipuncula	0	0	0.05
Polychaeta	0.03	0.03	2.64
Bivalvia	0	0	0.05
Gastropoda	0	0	0.25
Cephalopoda	0.01	0.01	0.05
Isopoda	0.01	0.01	8.46
Amphipoda	0	0	15.43
Pycnogonida	0.05	0.05	0.20
Bryozoa	0.05	0.05	1.69
Brachiopoda	0	0	0.10
Crinoidea	0.30	0.30	1.79
Ophiuroidea	84.71	86.42	50.17
Holothuroidea	0.82	0.83	1.14
Echinoidea	0.38	0.39	0.70
Asteroidea	0.27	0.28	0.65
Ascidacea	1.06	1.08	0.30

все фотографии, а только каждая третья, выбранные таким образом, чтобы избежать перекрытий изображений. Однако фотопрофилирование с перекрытием может быть необходимо при проведении работ по точному учету отдельных видов животных.

Одним из важных преимуществ использования АНПА было то, что для каждого кадра автоматически вычислялась площадь с помощью определенных алгоритмов, изложенных в главе МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ. Это позволило провести количественные исследования сообществ и определить плотности морфовидов или макротаксонов на единицу площади. Кроме того, каждый кадр имел масштабную линейку, с помощью которой также было возможно определить площадь кадра или же оценить линейные размеры организмов, проективное покрытие их на дно, площадь скоплений организмов и т.п. Для каждого кадра определялись географические координаты и глубина, на которой он был сделан. Имея привязку к координатам, в дальнейшем для опре-

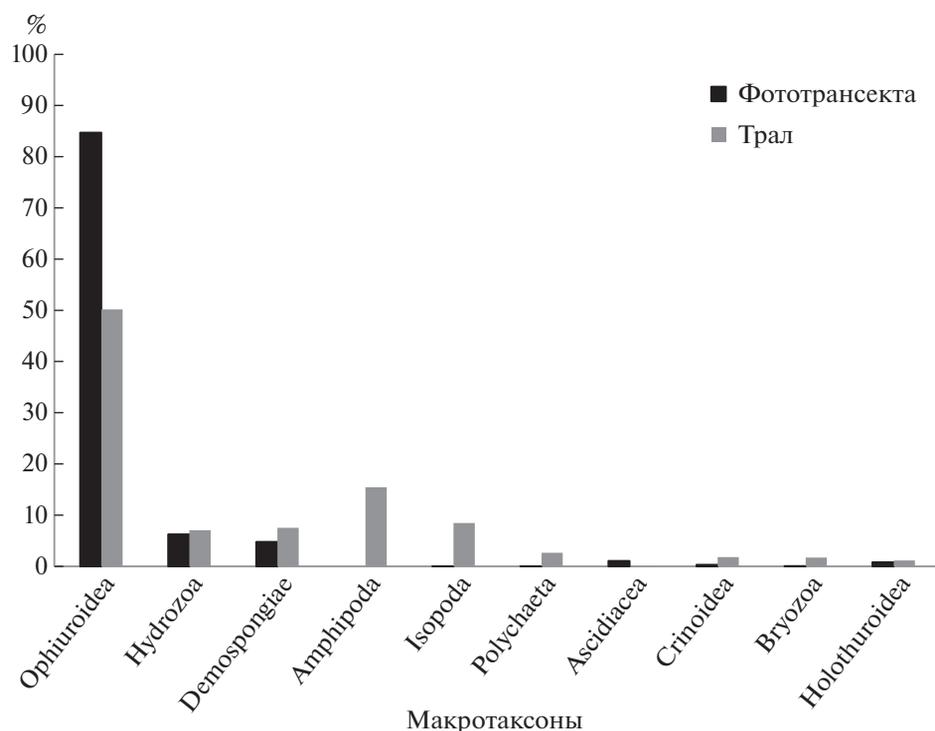


Рис. 6. Доли от общей численности представителей макротаксонов по данным фототрансекты и тралового улова.

деленных задач возможно будет проводить работы по картированию распределения тех или иных видов или сообществ. При работе с фотографиями АНПА стоит особенно отметить удобный интерфейс фотографий, при котором вся привязанная к кадру информация (глубина, высота над грунтом, площадь кадра, координаты и др.) наносилась поверх него, что значительно упрощало работу.

Еще одним преимуществом фотографий, сделанных АНПА, было то, что все они были равномерно освещены и на них отсутствовали темные пятна в углах снимка, что позволяло одинаково точно определять и подсчитывать животных на всем кадре.

Основная сложность в обработке фотографий на трансекте, сделанной АНПА, состояла в невысоком разрешении фотографий и в их пересвеченности. Это заметно сказывалось как на возможности определить организмы по фотографиям, рассмотрев в некоторых группах отдельные таксономические признаки, так и на возможности выделить отдельные морфовиды во многих группах животных с одинаковой точностью на всех фотографиях. При имеющемся разрешении достоверно животные определялись только до уровня макротаксонов. В ряде макротаксонов выделялось несколько явно отличимых морфовидов, которые были заметны на всех фотографиях. Лучше всего разделению на морфовиды поддава-

лись губки Demospongiae и кораллы Octocorallia, имеющие крупные размеры и характерный вид. Среди них нами было отмечено наибольшее разнообразие. Напротив, среди обильных на трансекте офиур и гидрокораллов выделять отдельные морфологические виды одинаково достоверно на всех кадрах не представлялось возможным в условиях высокой плотности и агрегированного распределения животных при низком разрешении и чрезмерной пересвеченности кадров. Большинство офиур и гидрокораллов по фотографиям плохо поддаются определению, однако визуальное их разнообразие на трансекте АНПА было относительно высоким. Небольшое число морфовидов (1) удалось выделить и среди актиний, не отличающихся высокой плотностью на трансекте в связи с низким разрешением фотографий. Крупные регулярно встречающиеся на трансекте голотурии были представлены только семейством Psolidae (1 морфовид), но определить их видовую принадлежность по фотографиям не представлялось возможным в силу особенностей систематических признаков голотурий, не различимых на фотографиях.

Отмеченная существенная разница в числе морфовидов в ряде макротаксонов, вероятно, отчасти отражает существующие тенденции видового разнообразия, несмотря на то, что во всех макротаксонах число видов, скорее всего, выше, чем число выделенных морфовидов. В связи с

тем, что в координатах фототрансекты было проведено траление, в дальнейшем после определения тралового материала часть морфовидов на фотографиях возможно будет сопоставить с видами в трале и значительно верифицировать определение на фотографиях.

Несмотря на низкое разрешение и пересвеченность кадров было возможно провести количественный учет большинства крупных организмов эпифауны. В данном районе грунт был представлен промытым щебнем и галькой. На таком грунте из эпифауны представлены были в основном крупные животные (офиуры, губки, асцидии, кораллы и др.), легко поддающиеся учету. Некоторые сложности возникали с подсчетом гидрокораллов, у которых не всегда было возможно распознавать границы колонии и определить — живая колония или нет, а также с подсчетом офиур в тех случаях, где они образовывали плотные трехмерные поселения на крупных губках или камнях. Мелкие организмы и/или сильно подвижные животные (мшанки, брахиоподы, изоподы, пикногониды, некоторые полихеты и др.) как в целом в силу применяемого метода учета по фотографиям, так и в силу низкого разрешения данных кадров, вероятнее всего, были значительно недоучтены как качественно, так и количественно. В целом, проведенный учет, вероятно, отражает существующие особенности количественного распределения бентоса.

Из вышесказанного можно предположить, что улучшенная цифровая оптическая фотосистема с большим разрешением, реализованная в новом АНПА “ММТ-3500” (см. ниже), значительно расширяет возможности для биологического анализа донных сообществ по фотографиям. Главным образом, возможно будет значительно улучшить степень определения фауны по фотографиям, а также увеличить точность количественного учета, в том числе для более мелких организмов.

Сравнение данных фотоанализа и тралового улова

Данные анализа фотографий и тралового улова в настоящий момент возможно сравнивать только на уровне макротаксонов, ввиду отсутствия на сегодня определений животных из тралов до низкого таксономического уровня и, соответственно, невозможности соотнесения собранных видов с теми морфовидами, которые выделены на фотографиях. В целом, данные по донным сообществам, полученные обоими методами, хорошо соотносятся друг с другом на уровне макротаксонов. Отличия в основном связаны с тем, что в траловые сборы попадали, в том числе, животные инфауны, а также мелкие и подвижные организмы, не видные или плохо различимые на фотографиях. Таким образом, для оценки количественных соотношений животных в данном сообществе

с относительно невысокой плотностью эпифауны (102 экз/м^2) на субстрате, представленном промытым щебнем и галькой разного размера, пригодны как метод траления, так и метод анализа фотографий. При этом совместное использование обоих методов значительно увеличивает объективность данных, т.к. метод траления позволяет проводить более точные определения фауны и собирать большее количество жизненных форм животных, а метод анализа фотографий позволяет для ряда видов более точно описывать количественные характеристики распределения с определением плотности видов на единицу площади. Для получения более точных сравнений и оценки обоих методов необходимы видовые определения тралового улова.

По нашим данным, существует небольшое количество работ по сравнению данных по бентосным сообществам, полученным в пределах одного района с помощью траловых уловов и анализа фотографий. При этом некоторые работы ограничиваются сравнением данных только по придонным рыбам [13, 16, 21] или по отдельным группам крупных, хорошо заметных ракообразных [22]. Сравнение тралового улова и данных, полученных глубоководным обитаемым аппаратом (ГОА), было проведено в абиссали Канарской котловины (5350–5460 м) [7]. Показано, что трал и аппарат дополняют друг друга в плане описания видового состава фауны (сходство траловой пробы с набором видов, отмеченных ГОА, было <30%). Кроме того, выявлены на порядок различающиеся данные, полученные ГОА и тралом, по распределению *Cotokiasca* на морском дне [7]. Предположено, что значительно заниженные плотности животных мегафауны, выявляемые по траловым уловам на вязких грунтах, могут быть связаны с быстрым забиванием тралового мешка и с систематической ошибкой при вычислении пути, пройденного тралом по дну. Схожее сравнение данных по бентосным сообществам на основе траловых сборов и фотографий было выполнено в Центральной Арктике [20]. По аналогии с Канарской котловиной и в отличие от настоящей работы, в Арктике данные по тралам и фотографиям отличались весьма существенно как по таксономическому составу, так и по количественным характеристикам. В частности, на мягком илистом грунте на глубинах 3500–4300 м в условиях частичного ледового покрова и общей крайне низкой плотности фауны (0.6 экз/м^2), тралы приносили существенно меньшую долю иглокожих и актиний, чем было зарегистрировано по фотографиям. Недооцененными по траловым сборам оказывались и некоторые виды подвижных ракообразных (изопод и амфипод) и плавающих полихет *Macellicephalinae*, хорошо заметные на фотографиях и, по-видимому, избегающие тралов и/или не сохраняющиеся в тралах при подъеме.

В свою очередь мелкие прикрепленные формы (гидроиды, мшанки и губки), заселяющие небольшие камни или остатки стволов стеклянных губок, были недооценены по разнообразию и количеству на основе фотографий.

Таким образом, литературные данные свидетельствуют о том, что на абиссальных равнинах со спокойным рельефом и илистым грунтом тралы и фотографии дополняют друг друга. Траловые пробы расширяют представление о видовом составе фауны, но не могут быть использованы для количественных оценок ни в отношении мелких форм, ни в отношении мегафауны. В условиях пересеченного рельефа и преобладания твердого субстрата, когда траления затруднены и не дают репрезентативных проб, фото- и видеонализ, а также прямые наблюдения остаются основными методами исследований донных сообществ [7]. В то же время предварительные данные настоящего исследования показывают, что на батимальных глубинах на сыпучих грунтах данные траловых уловов и фотографий несколько лучше соотносятся друг с другом, чем для абиссальных глубин на илистых грунтах. При этом как и на илистых грунтах, траловые уловы расширяют данные по видовому составу и остаются незаменимыми для сбора “ваучерных” видов, необходимых для определения видов по фотографиям.

Совершенствование АНПА

Одной из важнейших задач при фотосъемке дна с использованием АНПА является обеспечение его стабильной и безопасной работы. Съемка проводится на малой высоте (около 1 м над грунтом) при движении АНПА с малой скоростью, поэтому придонные течения могут существенно влиять на траекторию движения аппарата, а также возникает опасность столкновения с подводными объектами или донной поверхностью, имеющей сложный рельеф. Такие условия работы предъявляют повышенные требования к системам очувствления и управления АНПА. При этом операторы АНПА должны заранее планировать миссию с учетом предполагаемого характера грунта и наличия придонных течений в районе работ, имея уверенную акустическую связь с аппаратом с возможностью внесения корректировок в миссию “на ходу”. Приобретенный в экспедиции опыт показал необходимость модернизации подводного робототехнического комплекса в части разработки и изготовления нового АНПА “ММТ-3500” с целью повышения эффективности выполнения визуальной оценки глубоководных биологических ресурсов Южных морей. АНПА “ММТ-3500” имеет следующие улучшенные (по сравнению АНПА “ММТ-3000”) функциональные возможности.

Рабочая глубина погружения АНПА увеличена до 3500 м, при этом предельная выдерживаемая глубина составляет 4200 м. Модернизированная антенна ГАНС УКБ обеспечивает максимальную дальность навигации и связи и по гидроакустическому каналу до 6000 м благодаря использованию системы S2C R 15/27 USBL, не требующей калибровки перед каждым использованием, поскольку эта антенна размещена не на судне, а на борту АНПА. Также АНПА “ММТ-3500” оснащен новыми модулями широкополосной радиосвязи 3D Link, что позволяет при нахождении аппарата на поверхности воды осуществлять управление АНПА и передачу данных по радиосвязи на расстоянии до 10 км.

Для работы АНПА подо льдом были установлены дополнительные эхолоты, направленные вертикально вверх и под углом 45° к нижней кромке ледового покрытия, а также предусмотрен режим автоматического возвращения АНПА к судну-носителю после завершения миссии. Помимо этого, улучшена возможность обхода аппаратом препятствий по курсу движения благодаря двум дополнительным эхолотам, расположенным в горизонтальной плоскости АНПА и направленным под углом 45° к его продольной оси.

Для повышения живучести АНПА в случае потери плавучести (повреждение синтактика, попадание ила в аппарат и др.) масса аварийного балласта увеличена в 2 раза и составляет 10 кг. В случае аварийного всплытия АНПА на поверхность установленная система спутниковой связи Iridium обеспечит определение координат аппарата в любой точке мира.

Чтобы повысить качество выполнения экологических исследований с помощью АНПА “ММТ-3500”, были улучшены характеристики цифровой оптической фотосистемы благодаря использованию полнокадровой промышленной фотокамеры Vieworks VH-11MG2-C6 с объективом Sigma AF 14mm F1,8 DG HSM Art. Площадь кадра увеличена в 4 раза (при съемке с высоты 1 м над дном размеры кадра увеличатся с 0.75 × 0.58 м до 1.61 × 1.18 м), разрешение кадра – до 4008 × 2672 (11 Мп). Кроме того, установлен новый ГБО производства ИПМТ ДВО РАН с увеличенной полосой обзора до 150 м на борт, а также многолучевой эхолот R2 Sonic 2020 с функцией определения объектов в толще воды, что позволяет получить объемную картину распределения скоплений криля. Максимальная наклонная дальность работы эхолота – 200 м. Для повышения точности измерения параметров водной среды АНПА “ММТ-3500” оснащен логгером Idronaut OS310 с датчиками температуры, давления, электропроводности, pH, растворенного кислорода, мутности, флуоресценции хлорофилла-А, фото-

синтетически активной радиации (ФАР) и скорости звука.

На АНПА “ММТ-3500” планируется отладка работы системы интеллектуальной поддержки деятельности операторов, которая на основе анализа данных, получаемых от подсистем аппарата и судового оборудования, будет наглядно отображать взаиморасположение судна и АНПА с помощью графического интерфейса, а также формировать предупреждения и рекомендации для оператора аппарата и экипажа обеспечивающего судна. Использование предложенной системы позволит добиться значительного улучшения качества выполнения АНПА обзорных миссий и обеспечит безопасную работу аппарата.

Благодарности. Авторы выражают признательность капитану и экипажу 79 рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”, а также пилотам и техникам АНПА “ММТ-3000” за высокопрофессиональную работу.

Источники финансирования. Доработка программно-аппаратной части АНПА “ММТ-3000” и экспедиционное применение аппарата выполнены Боровиком А.И., Михайловым Д.Н. и Коноплиным А.Ю. в рамках госзадания ИПМТ ДВО РАН (тема № FWFG-2022-0003). Траловые работы в рейсе, обработка траловой пробы, обработка фотографий и анализ биологического материала выполнены Е.И. Рыбаковой и С.В. Галкиным в рамках госзадания ИО РАН (тема № FMWE-2022-0001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабеев Р.А., Боловин Д.А., Борейко А.А. и др.* Технология использования АНПА для исследования глубоководных экосистем Атлантического сектора Антарктики // Подводные исследования и робототехника. 2020. №2 (32). С. 13–21.
2. *Багницкий А.В., Инзарцев А.В.* Автоматизация подготовки миссии для автономного необитаемого подводного аппарата в задачах обследования акваторий // Подводные исследования и робототехника. 2010. № 2(10). С. 17–24.
3. *Боженков Ю.А.* Использование автономных необитаемых подводных аппаратов для исследования Арктики и Антарктики // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2011. Т. 4. № 1. С. 47–68.
4. *Ваулин Ю.В., Дубровин Ф.С., Щербатюк А.Ф.* Интегрированная система навигации и связи АНПА “ММТ-3000” и опыт ее использования в работах на глубоководных протяженных трассах // Подводные исследования и робототехника. 2017. № 2(24). С. 14–19.
5. *Галкин С.В., Виноградов Г.М.* Видим дно! // Природа. 2019. № 6. С. 16–22.
6. *Галкин С.В., Минин К.В., Удалов А.А. и др.* Донные сообщества бассейна Пауэлла // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 233–249.
7. *Галкин С.В., Москалев Л.И.* Изучение абиссальной фауны северной Атлантики с помощью глубоководных обитаемых аппаратов // Океанология. 1990. Т. 30. № 4. С. 682–689.
8. *Горнак В.Е., Икзарцев А.В., Львов О.Ю. и др.* ММТ-3000 – новый малогабаритный автономный необитаемый подводный аппарат Института проблем морских технологий ДВО РАН // Подводные исследования и робототехника. 2007. № 1 (3). С. 12–20.
9. *Коноплин А.Ю., Денисов В.А., Даутова Т.Н. и др.* Технология использования ТНПА для комплексного исследования глубоководных экосистем // Подводные исследования и робототехника. 2019. №4 (30). С. 4–12.
10. *Мокиевский В.О.* Подводная видеосъемка как метод количественного изучения бентоса // Современные методы и средства океанологических исследований: Сб. ст. XIV международной научно-технической конференции “Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ 2015)”. 2015. Т. 2. С. 311–315.
11. *Поляков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Флинт М.В.* Технические аспекты исследований окружающей среды западной части Карского моря // Океанологические исследования. 2017. Т. 45. №. 1. С. 171–186.
12. *Филаретов В.Ф., Коноплин А.Ю., Коноплин Н.Ю.* Разработка и натурные испытания системы интеллектуальной поддержки деятельности операторов ТНПА // Подводные исследования и робототехника. 2018. № 2 (26). С. 12–20.
13. *Adams P.B., Butler J.L., Baxter C.H. et al.* Population estimates of Pacific coast ground fishes // Fishery Bulletin. 1995. V. 93. P. 446–455.
14. *Dowdeswell J.A., Evans J., Mugford R. et al.* Autonomous underwater Vhicles and investigations of the ice-ocean interface in Antarctic and Arctic waters // Journal of Glaciology. 2003. V. 54. № 187. P. 661–672.
15. *Inzartsev A.V., Kamornyi A.V., Kiselev L.V. et al.* The integrated navigation system of an autonomous underwater vehicle and the experience from its application in high Arctic latitudes // Gyroscopy and Navigation. 2010. V. 1. P. 107–112.
16. *McIntyre F.D., Neat F., Collie N. et al.* Visual surveys can reveal rather different 'pictures' of fish densities: Comparison of trawl and video camera surveys in the Rockall Bank, NE Atlantic Ocean // Deep-Sea Research I. 2015. V. 95. P. 67–74.
17. *McPhail S.* AUTOSUB Operations in the Arctic and the Antarctic // Proc. Intern. Sci. Workshop 11–13 April 2007. SUT. P. 28–39.
18. *Quan X., Fry E.S.* Empirical equation for the index of refraction of seawater // Applied optics. 1995. V. 34. № 18. P. 3477–3480.
19. *Rybakova (Goroslavskaya) E., Galkin S., Bergmann M. et al.* Density and distribution of megafauna at the Haakon Mosby mud volcano (the Barents Sea) based on image analysis // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 3359–3374.
<https://doi.org/10.5194/bg-10-3359-2013>

20. Rybakova E., Kremenetskaia A, Vedenin A. et al. Deep-sea megabenthos communities of the Eurasian Central Arctic are influenced by ice-cover and sea-ice algal falls // PLoS ONE. 2019. V. 14(7): e0211009. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0211009>
21. Trenkel V.M., Lorange P., Mahevas S. Do visual transects provide true population density estimates for deep water fish? // ICES Journal of Marine Science. 2004. V. 61. P. 1050–1056. <https://doi.org/10.1016/j.icesjms.2004.06.002>
22. Uzmann J.R., Cooper R.A., Theroux R.B., Wigley R.L. Synoptic comparison of three sampling techniques for estimating abundance and distribution of selected megafauna: submersible VS camera sled VS otter trawl // Marine Fisheries Review. 1977. V. 39. P. 11–19.
23. Yoerger D.R., Bradley A., Jakuba M. et al. Autonomous and remotely operated vehicle technology for hydrothermal vent discovery, exploration, and sampling // Oceanography. 2007. V. 20. № 1. P. 152–161.

Experience of Using the Autonomous Uninhabited Underwater Vehicle (AUV) *MMT-3000* for Research of Benthic Communities in Antarctica

A. I. Borovik^a, E. I. Rybakova^{b, #}, S. V. Galkin^b, D. N. Mikhailov^a, A. Yu. Konoplin^a

^a*Institute for Marine Technology Problems, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

^b*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: gorolen@mail.ru*

The article describes the features and results of using the autonomous uninhabited underwater vehicle (AUV) *MMT-3000* for research of Antarctic ecosystems and deep-sea biological resources of the South Seas. The methodology for working with AUV in the extreme conditions of Antarctica is discussed, as well as the technical solutions used to visually assess the distribution of bottom animals. The results of processing data obtained by AUV during deep-sea missions in the Atlantic sector of the Antarctic during the expedition of the RV *Akademik Mstislav Keldysh* (cruise 79) in 2020 are presented. At the same time, the data of image analysis and trawl catch were compared. On the basis of the experience gained, the requirements have been determined, which are implemented in the new AUV *MMT-3500*, which has been designed and manufactured to effectively carry out deep-sea research in the subsequent expeditions in the Southern Ocean.

Keywords: photo analysis, photo transects, sea floor photographs, megabenthos, marine research equipment, Powell Basin, benthic fauna, benthos distribution

УДК 551.465

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ И ЭКОСИСТЕМНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В АТЛАНТИЧЕСКОМ СЕКТОРЕ АНТАРКТИКИ (87-й РЕЙС НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК МСТИСЛАВ КЕЛДЫШ”)

© 2022 г. Е. Г. Морозов¹*, М. В. Флинт¹, А. М. Орлов¹, Д. И. Фрей¹, Т. Н. Молодцова¹,
В. А. Кречик¹, А. А. Латушкин², П. А. Салюк³, С. А. Мурзина⁴, К. В. Минин¹, А. В. Мишин¹,
С. А. Мошаров¹, А. М. Селиверстова¹, О. Г. Борзых⁵, А. В. Мельник⁶,
Д. Н. Михайлов⁷, П. В. Чукмасов⁸, В. В. Замшин⁹, Д. Г. Битютский¹⁰

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

³Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

⁴Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

⁵Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия

⁶Институт биологии южных морей РАН, Севастополь, Россия

⁷Институт проблем морских технологий ДВО РАН, Владивосток, Россия

⁸Институт проблем экологии и эволюции РАН, Москва, Россия

⁹НИИ аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

¹⁰Керченский отдел Азово-Черноморского филиала ВНИРО Росрыболовства РФ,
Керчь, Россия

*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2022 г.

После доработки 24.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

С 19 января по 14 февраля 2022 г. проведена экспедиция по изучению экосистем Атлантического сектора Антарктики – 87-й рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Исследования выполнены в ключевых районах, для понимания современных процессов в экосистеме Южного океана и представляющих интерес для российского промысла – бассейне Пауэлла моря Уэдделла, проливах Брансфилда и Антарктик, а также к востоку от Южных Оркнейских островов. Получены материалы, характеризующие состояние среды, пелагические сообщества, включая популяцию антарктического криля и мезопелагических рыб, донную фауну, пространственную и временную изменчивость важнейших компонентов экосистем.

Ключевые слова: Антарктика, пролив Брансфилда, море Уэдделла, бассейн Пауэлла, экосистема, биологическая продуктивность, криль

DOI: 10.31857/S003015742205015X

Экспедиционные работы в 87-ом рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” (19 января–14 февраля 2022 г.) проводились по теме “Оценка современного состояния природных комплексов Атлантического сектора Южного океана и их разнопериодной изменчивости (экосистемы, биопродуктивность, гидрофизика, гидро- и геохимия)”. Основные задачи экспедиции были сформулированы в соответствии со “Стратегией научно-технологического развития Российской Федерации”, “Стратегией развития морской деятельности Российской Федерации до 2030 г.”, “Стратегией развития деятельности Российской Федерации в

Антарктике на период до 2020 г. и на более отдаленную перспективу”. Исследования были направлены на получение новых результатов, необходимых для оценки современного состояния экосистем Антарктики, их уязвимости при воздействии промысла, влияния климатических изменений на морские природные комплексы Антарктики, роли Южного океана в глобальных климатических изменениях. Получены новые материалы для анализа климатообразующей роли вод и льдов Южного океана и их влияния на глобальные процессы. Проведенные исследования экосистем Южного океана были также необходи-

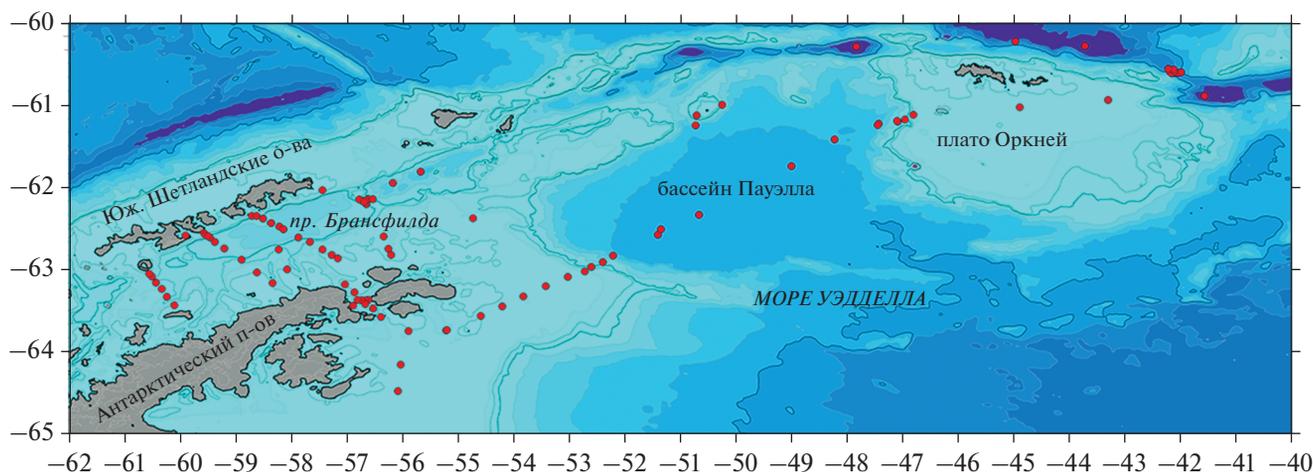


Рис. 1. Схема расположения станций в 87-ом рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш».

мы для выполнения международных обязательств Российской Федерации как участницы Договора об Антарктике и Конвенции по сохранению морских живых ресурсов Антарктики (АНТКОМ) [1–3].

В исследованиях приняли участие 53 сотрудника десяти российских научных учреждений (Институт океанологии РАН, Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Национальный научный центр морской биологии ДВО РАН, Институт проблем морских технологий ДВО РАН, Институт биологии южных морей РАН, Морской гидрофизический институт РАН, Институт проблем экологии и эволюции РАН, Институт биологии КарНЦ РАН, Керченский филиал ВНИРО Росрыболовства РФ, Географический факультет МГУ и Институт гидрологии и океанологии РГГМУ). Обеспечение исследований спутниковыми данными выполнено НИИ «Аэрокосмос».

Исследования выполнены в проливах Брансфилда и Антарктик, бассейне Пауэлла в северо-западной части моря Уэдделла, на шельфе Антарктического полуострова и Южными Оркнейскими островами, в желобах Лори и Оркнейском (рис. 1).

Главной задачей исследований было выявление физических и гидрохимических особенностей среды, механизмов, определяющих структуру экосистем, уровень биологической продуктивности и ее пространственно-временную изменчивость.

На трех разрезах через пролив Брансфилда зафиксировано сильное струйное течение на северо-восток вдоль Южных Шетландских островов и более слабый поток на юго-запад вдоль Антарктического полуострова, который доходит до о. Десепшен. Получены оценки перелива воды из южной глубоководной впадины пролива Брансфилда в северную; выполнены измерения крити-

ческого перетекания донной воды между желобами Оркнейским и Лори. В море Уэдделла зарегистрировано резкое отступление границы льда на юг более чем до $64^{\circ}30'$ ю.ш. В этом районе по данным спутниковых и судовых измерений обнаружено повышение концентрации хлорофилла, связанное с цветением фитопланктона после таяния льда. Показано, что северо-западная и северо-восточная части бассейна Пауэлла существенно различаются по своим гидрофизическим характеристикам и составу биоты.

В исследованных районах получены оценки разнообразия пелагической и донной биоты, структуры и продукционных характеристик пелагических и донных экосистем.

Проведены исследования размерной и половой структуры популяции антарктического криля *Euphausia superba*. В основном районе работ популяция криля характеризовалась небольшой численностью и высокой долей ювенильных особей — 46% в проливе Брансфилда и 100% в проливе Антарктик. Максимальная плотность скоплений криля отмечена в проливах Брансфилда и Антарктик и бассейне Пауэлла; наиболее высокая концентрация *E. superba* с минимальной долей неполовозрелых особей встречена севернее Южных Оркнейских островов. Получены материалы для биохимического и молекулярно-генетического анализа криля.

Собраны материалы для оценки пространственного распределения и биологии *Salpa thompsoni* — массового вида желетелого макропланктона, играющего значительную роль в трофических цепях Антарктики. Наиболее многочисленные скопления салпы отмечены севернее Южных Оркнейских островов. Выполнены сборы ихтиофауны и ихтиопланктона, которые позволяют

установить особенности видового состава и распределения ихтиоценозов в районе исследований.

Пробы макробентоса, позволяющие характеризовать видовое разнообразие и структуру донных сообществ, получены в диапазоне глубин 362–5490 м. В глубоководных желобах Оркнейском и Лори получены уникальные пробы донной фауны с глубин 5253–5490 м. Собрана репрезентативная бентосная фаунистическая коллекция, включающая не менее 365 видов донных животных. Полученный материал будет использован для молекулярно-генетических исследований. С использованием автономного подводного аппарата были получены фотографии донных микроландшафтов и донной эпифауны.

В ходе всего маршрута экспедиции проведены наблюдения за морскими млекопитающими и птицами.

Работа выполнена в рамках темы государственных заданий FMWE-2022-0001; FNEE-2022-0006; AAAA-A19-119122390017-4; FNNN-2022-0001; AAAA-A19-11911190013-2; 0208-2019-0013; 13.1902.21.0012; 0211-2019-0007; 0089-2019-0021; FFER-2019-0021;

№ 075-03-2021-535/2 №121090800137-6; FWFG-2022-0003ж экспедиционные исследования проведены при целевой финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ и гранта РНФ 21-77-20004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов Е.Г., Флинт М.В., Спиридонов В.А., и др. Программа комплексных экспедиционных исследований экосистемы Атлантического сектора Южного океана (декабрь 2019–март 2020 г.) // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 6. С. 1086–1088. <https://doi.org/10.1134/S0001437019060134>
2. Морозов Е.Г., Спиридонов В.А., Молодцова Т.Н., и др. Исследования экосистемы атлантического сектора Антарктики (79-й рейс научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш”) // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 5. С. 823–825. <https://doi.org/10.31857/S0030157420050172>
3. Morozov E.G., Flint M.V., Spiridonov V.A., Antarctic Peninsula Region of the Southern Ocean. *Oceanography and Ecology* // Springer, 2021. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-78927-5>

Oceanographic and Ecosystem Studies in the Atlantic Sector of Antarctica (Cruise 87 of the Research Vessel “Akademik Mstislav Keldysh”)

E. G. Morozov^{a, #}, M. V. Flint^a, A. M. Orlov^a, D. I. Frey^a, T. N. Molodtsova^a, V. A. Krechik^a,
A. A. Latushkin^b, P. A. Salyuk^c, S. A. Murzina^d, K. V. Minin^a, A. V. Mishin^a, S. A. Mosharov^a,
A. M. Seliverstova^a, O. G. Borzykh^e, A. V. Melnik^f, D. N. Mikhailov^g,
P. V. Chukmasov^h, V. V. Zamshinⁱ, D. G. Bitiutskii^j

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moscow, Russia

^bMarine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Science, Sevastopol, Russia

^cV.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia

^dInstitute of Biology of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

^eA.V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

^fA.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

^gInstitute of Marine Technology Problems, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

^hA.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

ⁱAEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

^jKerch Department of Azov-Black Sea branch of VNIRO of the Federal Agency for Fishery of the Russian Federation, Kerch, Russia

[#]e-mail: egmorozov@mail.ru

From January 19 to February 14, 2022, cruise 87 of the R/V *Akademik Mstislav Keldysh* was conducted to study the ecosystems of the Atlantic sector of the Antarctic. The studies were carried out in the key areas for understanding contemporary processes in the ecosystem of the Southern Ocean and the regions of interest for Russian fisheries namely the Powell Basin of the Weddell Sea, the Bransfield Strait and Antarctic Sound and at the test site east of the South Orkney Islands. Materials have been collected that characterize the state of the environment, pelagic communities, including Antarctic krill and mesopelagic fish, benthic fauna, spatial and temporal variability of the most important components of ecosystems.

Keywords: Antarctic, Bransfield Strait, Weddell Sea, Powell Basin, ecosystem, biological productivity, krill

УДК 551.242

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДВОЙНОГО ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА) В 50-М РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ”

© 2022 г. С. Г. Сколотнев¹, *, А. А. Пейве¹, А. Санфилиппо², С. Ю. Соколов¹,
Л. Петракчини³, К. О. Добролюбова¹, Я. Нестола³, А. Н. Иваненко⁴,
В. Басш², А. Н. Перцев⁵, К. Сани², Ю. В. Брусиловский⁴, К. Феррандо²,
И. А. Веклич⁴, А. С. Бич⁶, К. Н. Шолухов⁵, А. А. Разумовский¹, В. Н. Добролюбов¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Отдел наук о Земле и окружающей среде, Университет Павия, Павия, Италия

³Институт морских исследований – CNR, Болонья, Италия

⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁵Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия

⁶ФГБУ “ВНИИОкеангеология” Министерства природных ресурсов
и экологии Российской Федерации, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: sg_skol@mail.ru

Поступила в редакцию 20.12.2021 г.

После доработки 23.12.2021 г.

Принята к публикации 25.02.2022 г.

В работе приводятся сведения о геолого-геофизических исследованиях строения мегатрансформной системы Чарли Гиббс в Северной Атлантике в 50-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в сентябре–октябре 2020 г. Обсуждаются предварительные результаты экспедиции.

Ключевые слова: мегатрансформная система, Северная Атлантика, разлом Чарли Гиббс, океаническая кора, спрединговый центр, дрейфт

DOI: 10.31857/S0030157422050197

Международная комплексная геолого-геофизическая экспедиция на НИС “Академик Николай Страхов” (50-й рейс) в Северной Атлантике была проведена Геологическим институтом РАН и Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН по утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программе с 8 сентября (порт Архангельск) по 23 октября 2020 г. (порт Калининград). В экспедиции приняли участие 12 российских ученых и 6 сотрудников различных геологических научных организаций Италии.

Основная цель экспедиции: проведение комплексных геолого-геофизических исследований в районе мегатрансформы Чарли Гиббс (Северная Атлантика) для получения новых данных о геодинамических условиях формирования океанической коры, магматических, тектонических и гидротермальных процессах в районах мегатрансформных межплитных границ; анализ поведения

флюидов в разных горизонтах океанической коры, как потенциального источника опасных явлений в океане.

Основные виды работ в экспедиции включали детальную батиметрическую съемку дна с помощью судового многолучевого глубоководного эхолота SeaBat 7150 – 12 кГц (фирмы RESON) с сонарной модой записи акустических сигналов, сейсмоакустическое профилирование с помощью судового профилографа EdgeTech 3300 (частота 2–6 кГц), измерения аномального магнитного поля с помощью магнитометров SeaSpy Marine Magnetism и Geometrics G882, опробование дна методом драгирования.

Объем выполненных работ. За время экспедиции изучение рельефа дна и строения осадочного чехла осуществлено в следующем объеме: в районе разлома Чарли Гиббс в осевой и гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ) на 36 галсах и переходах между ними общей протя-

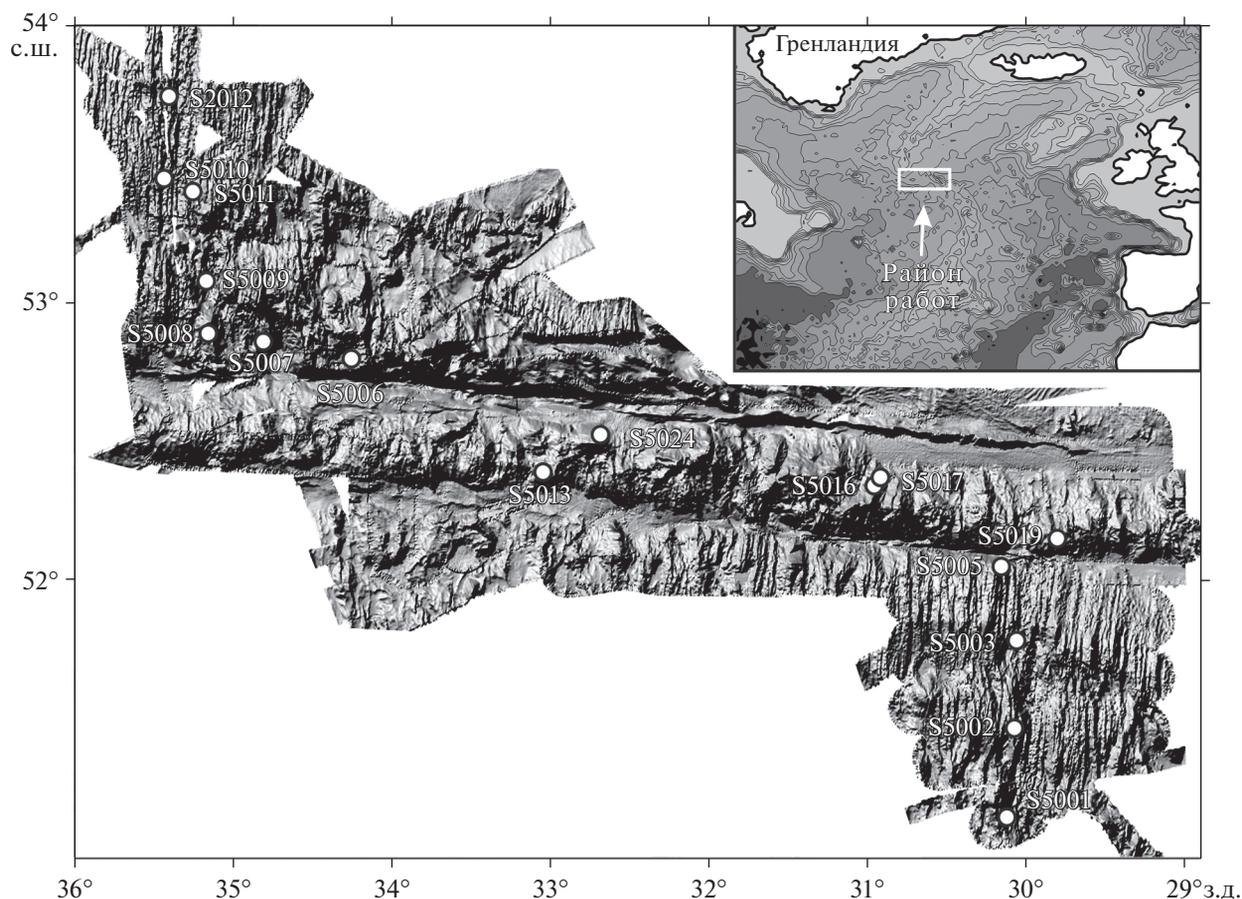


Рис. 1. Схема рельефа района разлома Чарли Гиббс.

Построена на основе батиметрической съемки 50 рейса НИС “Академик Николай Страхов” с использованием данных [1]. Белые круги — станции драгирования 50-го рейса НИС “Академик Николай Страхов”.

женностью 5560 км, при транзите судна к полигону детальных работ и обратно за пределами экономических зон Ирландии и Великобритании — 2164 км. Гидромагнитная съемка производилась только на полигоне Чарли Гиббс, где выполнено 3843 км профилей. Драгирование произведено на 25 станциях. В 17-и драгах поднято около 1416 кг донно-каменного материала. Полученные данные по рельефу дна и положение станций драгирования в районе разломной зоны Чарли Гиббс показано на рисунке 1.

На 12 станциях зондом ХВТ-15 произведено измерение полного вертикального профиля скорости звука в морской толще для корректировки данных многолучевого глубоководного эхолота.

Предварительные научные результаты экспедиции. По результатам проведенной батиметрической съемки с использованием ранее полученных данных [1] построена карта рельефа дна среднего масштаба (1 : 100000) общей площадью 54552 км². Охарактеризовано тектоническое строение трех структурно-тектонических участков: спредингового сегмента САХ к югу от мегатрансформа Чарли

Гиббс, спредингового сегмента САХ к северу от него и собственно мегатрансформа Чарли Гиббс. Показаны принципиальные различия в их строении, вызванные двумя основными факторами: влиянием плюмов глубинной мантии (Азорского с юга и Исландского с севера) и трансформного разлома Чарли Гиббс на процессы, происходящие в осевой зоне спрединга. В мегатрансформе Чарли Гиббс выделены три отдельных структуры: южный и северный разломы, а также межразломный хребет с внутритрансформным спрединговым центром.

По результатам гидромагнитной съемки построена карта профилей аномалий магнитного поля. Для южного и северного спрединговых сегментов установлен полосовой знакопеременный характер аномалий. Проидентифицированы аномалии с возрастом до 3.5 млн. лет, что позволило установить среднюю скорость спрединга дна в этом районе за этот период — 20 мм/год. В межразломном хребте аномалии имеют очень низкую амплитуду, за исключением крупной положи-

тельной аномалии во внутритрансформном спрединговом центре.

Установлено, что осадочный чехол в изученном районе характерен, за некоторыми исключениями, только для пассивных частей обоих разломных трогов. В осадочном чехле широко распространены современные тектонические нарушения типа сбросов, взбросов и штамповых складок. Имеются также осадочные структуры: каналные дрифты и оползни.

Опробованы основные ключевые структуры трех выделенных (см. выше) участков. Предварительная обработка результатов драгирования показала, что осевые зоны южного и северного спрединговых участков сложены исключительно базальтами. С межразломного хребта и с противоположных ему бортов разломных трогов получе-

ны преимущественно габброиды и в подчиненном количестве базальты и ультраосновные мантийные породы.

Благодарности. Авторы благодарны капитану А.П. Назаревскому и экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

Источники финансирования. Финансирование экспедиции проводилось за счет средств Госзаданий: №№ 0135-2019-0050, 0135-2019-0076, 0149-2019-0006 и 0136-2018-0025; проектов РФФИ №№ 18-55-7806, 18-05-00691 и 18-05-00316.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Furey T.* Atlantic Ocean Research Alliance (AORA) Bathymetry Data. Marine Institute, Ireland, 2020. https://erddap.marine.ie/erddap/griddap/AORA_asc.html

Geological-Geophysical Investigations of the Double Transform Fault Charlie Gibbs (North Atlantic) during Cruise 50 of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov”

S. G. Skolotnev^{a, #}, A. A. Peyve^a, A. Sanfilippo^b, S. Yu. Sokolov^a, L. Petracchini^c, K. O. Dobrolubova^a, Y. Nestola^c, A. N. Ivanenko^d, V. Basch^b, A. N. Pertsev^e, C. Sani^b, Yu. V. Brusilovskiy^d, C. Ferrando^b, I. A. Veklich^d, A. S. Bich^f, K. N. Sholukhov^e, A. A. Razumovskii^a, V. N. Dobrolubov^a

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Dipartimento di Scienze della Terra e dell’Ambiente, Universita’ di Pavia, Pavia, Italy*

^c*Istituto di Scienze Marine – CNR, Bologna, Italy*

^d*Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^e*Institute of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^f*VNII Okeangeologia, Ministry of Natural Resources and the Environment of the Russian Federation, Saint-Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: sg_skol@mail.ru*

We provide information on geological and geophysical investigations of the structure of the Charlie Gibbs megatransform system in the North Atlantic during the 50-th cruise of the R/V “Akademik Nikolaj Strakhov” in September–October 2020. The preliminary results of the expedition are discussed.

Keywords: megatransform system, North Atlantic, Charlie Gibbs fault, oceanic crust, spreading center, drift

УДК 574.58,551.46,550.46

ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ДИНАМИКИ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ ЯПОНСКОГО И БЕРИНГОВА МОРЕЙ (93-Й РЕЙС НИС “АКАДЕМИК М.А. ЛАВРЕНТЬЕВ”)

© 2022 г. В. В. Мордухович^{1,2}, Е. М. Крылова³*, Е. И. Рыбакова³, В. В. Калинин⁴,
А. С. Майорова¹, Д. А. Камешков², А. А. Сауленко^{1,2}, Е. Р. Скрипова^{1,2}

¹Национальный научный центр морской биологии им. А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия

²Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁴Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: elenamkr@mail.ru

Поступила в редакцию 05.03.2022 г.

После доработки 22.03.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В 93-м рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (2021 г.) мы исследовали донные сообщества Гамовского каньона (Японское море), восточного побережья Камчатки, метановых выходов Корякского склона (Берингово море), кроме того, были получены данные о потоках ртути в системе океан–атмосфера. Исследования подтвердили высокий потенциал Гамовского каньона как модельного полигона для долговременных мониторинговых работ. Было показано, что в фоновых сообществах и сообществах метановых выходов Корякского склона произошли значительные изменения в структуре и составе фауны по сравнению с 2018 годом.

Ключевые слова: дальневосточные моря, потоки ртути, глубоководный каньон, холодные высачивания, донная фауна, фитодетрит, годовые изменения

DOI: 10.31857/S0030157422050148

Морские акватории Дальнего Востока России характеризуются высокими видовым богатством и продуктивностью, здесь сосредоточены основные запасы морских биологических ресурсов страны. В последние десятилетия в регионе наблюдаются экосистемные перестройки, сопровождающиеся изменениями биологического разнообразия. Причинами изменений могут быть как естественные процессы, так и антропогенная деятельность. Для понимания особенностей динамики различных морских экосистем необходимы регулярные мониторинговые исследования модельных полигонов.

В качестве полигонов интерес могут представлять глубоководные каньоны, районы разгрузки гидротермальных и холодных метановых выходов в связи с характерными для них высокими градиентами параметров среды, интенсивным осадкообразованием и разнообразием местообитаний. Прогресс в изучении этих экосистем тесно связан с развитием морской техники, в частности, с использованием телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА) [1, 2].

В рамках 93-го рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев” в период с 31 мая по 7 июля 2021 г. ННЦМБ ДВО РАН совместно с ИО РАН и ТОИ ДВО РАН провели экспедицию, в которой были продолжены работы по отработке методов мониторинговых исследований глубоководных экосистем с применением ТНПА и оценке современного состояния и динамики глубоководных донных сообществ дальневосточных морей России. В ходе экспедиции выполнено 5 погружений ТНПА “Команч-18” в диапазоне глубин от 418 до 700 м в районе метановых выходов Корякского склона Берингова моря и 3 погружения в Гамовском каньоне Японского моря на глубинах от 500 до 2050 м (рис. 1). Вдоль восточного побережья полуострова Камчатка и южной части Корякского склона сделано 7 станций по отбору донных осадков дночерпателем и мультикорером для анализа содержания спор микроводорослей и состава макро- и мейофауны. На всех полигонах выполнены станции для изучения потоков ртути в системе океан–атмосфера, проведены измерения радона в атмосфере и метеорологические измерения.

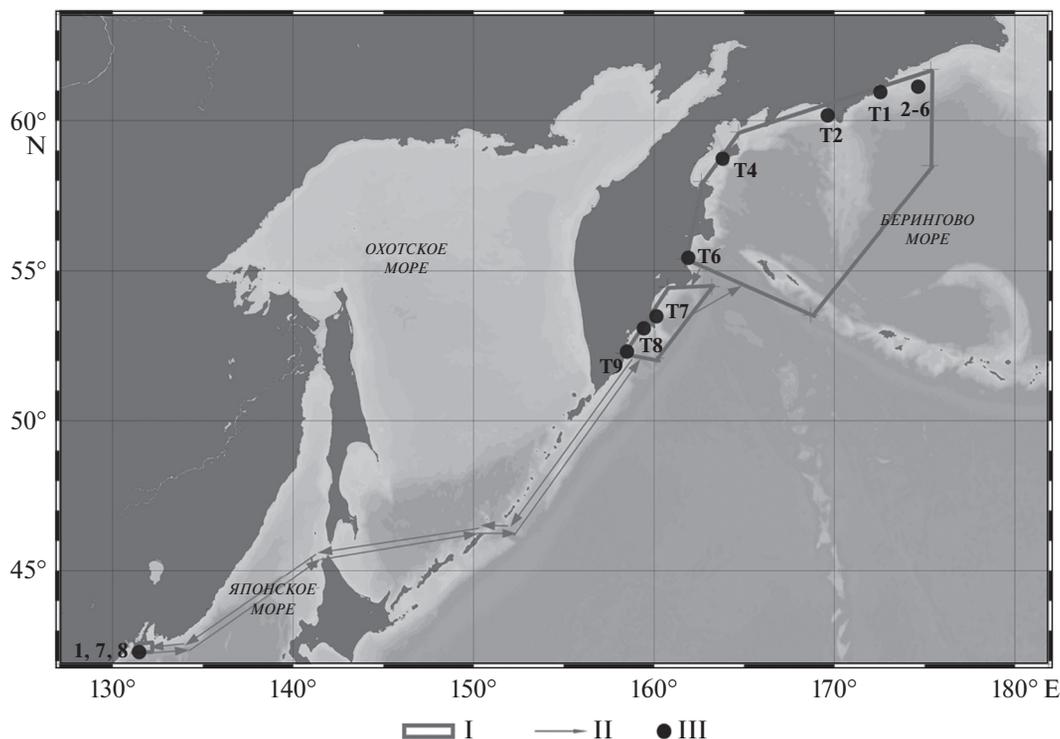


Рис. 1. Карта схема полигонов работы (I), маршрута экспедиции (II), погружений ТНПА “Команч” (III, 1–8) и станций отбора донных осадков (III, T1–T9).

Среднее значение ($1.19 \pm 0.33 \text{ нг/м}^3$) и медиана (1.14 нг/м^3) содержания ртути были ниже диапазона фоновых значений для Северного полушария ($1.3\text{--}1.6 \text{ нг/м}^3$) [5]. Максимальные концентрации были зарегистрированы в Японском море в начале июня и начале июля. Анализ CWT (Concentration Weighted Trajectory) позволил установить, что потенциальными регионами-источниками, оказывавшими влияние на содержание $\text{Hg}(0)$ в приземной атмосфере в ходе рейса, были территории северной Кореи и северо-востока Китая. Потоки $\text{Hg}(0)$ из моря в атмосферу отмечены в диапазоне от 0 до $1.48 \text{ нг/м}^2/\text{ч}$, причем среднее значение $0.57 \text{ нг/м}^2/\text{ч}$ находилось на том же уровне, что и большинство значений, зарегистрированных в северных акваториях [3].

Для Гамовского каньона в диапазоне глубин около 1500 м отмечено значительное разнообразие фауны, фаций донных осадков и элементов рельефа, на отдельных участках дна обнаружены бактериальные маты. Высокое биоразнообразие в пределах относительно небольшой локальной акватории, близкое расположение профильных организаций, научного флота и возможность проведения работ в любой сезон года увеличивают потенциал Гамовского каньона как модельного полигона для проведения мониторинговых работ.

Предварительные результаты работ на Корякском склоне указывают на то, что сообщества ме-

тановых выходов подвержены влиянию факторов, действующих в масштабе всей экосистемы Северной-Западной Пацифики. За три года, прошедшие со времени обнаружения метановых выходов в 2018 году, произошли сильные изменения в биоте этого района. Наиболее существенные сдвиги отмечены для верхнего горизонта глубин (412–435 м), как в фоновых сообществах, так и на активных участках выходов, где численность доминирующих видов уменьшилась на порядки. По предварительным данным, к основным изменениям можно отнести: (1) значительное увеличение обилия фитодетрита на осадке на всем градиенте изученных глубин (412–690 м); (2) двукратное увеличение численности доминирующего вида офиуры *Ophiophthalmus normani* в фоновом сообществе на глубинах 642–690 м; (3) увеличение численности живых гребешков *Delectopecten vancouverensis* в переходной зоне и активных участках сообществ на глубинах 642–690 м; (4) резкое уменьшение плотности поселения морских перьев *Balticina* cf. *willemoesi* (с 1300 экз/100 м^2 в 2018 году, до 25 экз/100 м^2 в 2021 г.) и живущей в симбиозе с морскими перьями офиуры *Asteronux loveni* (с 800 экз/100 м^2 в 2018 г. до 64 экз/100 м^2 в 2021 г.) на глубинах 435–412 м; (5) уменьшение плотности поселения ежей *Brisaster latifrons* на поверхности бактериальных матов с около 95 экз/м^2 в 2018 году до менее 5 экз/м^2 в 2021 году.

Исследование динамики сообществ метановых выходов является одной из актуальных, но методологически трудно выполнимых задач изучения восстановительных сообществ. Информации об изменениях фауны активных зон сообществ в масштабах лет крайне мало [4], что увеличивает ценность полученных в экспедиции данных. Выявленные нами изменения вызваны, по всей видимости, не вариациями в активности метановых выходов, а более общими причинами, в том числе связанными со значительным увеличением количества фитодетрита в толще воды и на донных осадках. Причины и механизмы этих изменений требуют дальнейшего тщательного изучения.

Благодарности. Авторы благодарят капитана В.Б. Птушкина и всю команду судна “Академик М.А. Лаврентьев”, а также пилотов и техников ТНПА “Команч-18” за высокопрофессиональную работу.

Источник финансирования. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке ФАНО (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований), отбор и первичная обработка материалов выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 20-04-00919-а, РФФИ № 19-04-00281-а и РНФ № 19-77-10011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Галкин С.В., Мордухович В.В., Крылова Е.М. и др.* Исследования экосистем гидротермальных выходов и холодных высачиваний в Беринговом море (82-й рейс научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 4. С. 95–98.
2. *Григорьева Н.И., Ивин В.В.* Подводные исследования Большого Гамовского каньона (район залива Петра Великого, Японское море) // *Тихоокеанская геология*. 2015. Т. 34. № 1. С. 103–108.
3. *Kalinchuk V.V., Lopatnikov E.A., Astakhov A.S. et al.* Distribution of atmospheric gaseous elemental mercury (Hg(0)) from the Sea of Japan to the Arctic, and Hg(0) evasion fluxes in the Eastern Arctic Seas: Results from a joint Russian-Chinese cruise in fall 2018 // *Science of the Total Environment*. 2021. V. 753. P. 142003.
4. *Levin L.* Ecology of cold seep sediments: Interactions of fauna with flow // *Chemistry and microbes. Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*. 2005. V. 43. P. 1–46.
5. *Sprovieri F., Pirrone N., Bencardino M. et al.* Atmospheric mercury concentrations observed at ground-based monitoring sites globally distributed in the framework of the GMOS network // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2016. V. 16. 11915–11935.

Studies of the Current State and Dynamics of Bottom Ecosystems of the Sea of Japan and Bering Sea (93rd Cruise RV *Akademik M.A. Lavrentyev*)

V. V. Mordukhovich^{a, b}, E. M. Krylova^{c, #}, E. I. Rybakova^c, V. V. Kalinchuk^d, A. S. Mayorova^a, D. A. Kameshkov^b, A. A. Saulenko^{a, b}, E. R. Skripova^{a, b}

^a*A.V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology of FEB RAS, Vladivostok, Russia*

^b*Far East Federal University, Vladivostok, Russia*

^c*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

^d*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: elenamkr@mail.ru*

During the 93rd cruise of RV *Akademik M. A. Lavrentyev* (2021) we investigated benthic communities of the Gamov Canyon (Sea of Japan), coastal communities of the east of the Kamchatka peninsula (Pacific) and cold seep communities of the Koryak slope of the Bering Sea; additionally investigation of the sea-air mercury flux was conducted. Obtained data has confirmed the high potential of the Gamov Canyon as a model site for long-term monitoring studies. We documented significant changes in the structure and composition of fauna compared to 2018 in the background and methane seep communities of the Koryak Slope.

Keywords: far-east seas, mercury flux, deep-sea canyon, cold seeps, benthic fauna, phytodetritus, annual change

УДК 550.83(26)+550.834+550.838

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В 78-М РЕЙСЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО СУДНА “ПРОФЕССОР ГАГАРИНСКИЙ”

© 2022 г. В. Н. Карнаух¹, *, Е. Н. Суховеев¹, С. А. Зверев¹,
К. А. Апарина¹, В. П. Матюхов¹, А. С. Маликов¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, Россия

*e-mail: karnaukh@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 16.05.2022 г.

После доработки 26.05.2022 г.

Принята к публикации 13.07.2022 г.

В ходе выполнения 78-го рейса НИС “Профессор Гагаринский” были проведены геофизические исследования шельфа, материкового склона и абиссальной котловины северо-западной части Японского моря. Получены новые данные о строении морского дна, структуре осадочных отложений и особенностях магнитного поля.

Ключевые слова: приповерхностные скопления газа, каньоны, оползни, магнитное поле, Залив Петра Великого, Японское море

DOI: 10.31857/S0030157422050057

С 30 ноября по 23 декабря 2021 г. в соответствии планом государственного задания ТОИ ДВО РАН на 2021 г. в части темы “Палеоокеанология и палеоклиматология окраинных морей Востока Азии и примыкающих районов Северного Ледовитого и Тихого океанов, современное и мезозойско-кайнозойское осадконакопление, геодинамика, магматизм и рудогенез” была проведена экспедиция на НИС “Профессор Гагаринский” (рейс № 78), целью которой являлись комплексные исследования строения континентальных окраин востока Азии, установление особенностей неоген-четвертичного осадконакопления и закономерностей распределения оползневых тел, изучении магнитного поля Земли и оценка современных природных рисков.

Основными задачами экспедиции являлись высокоразрешающие сейсмоакустические и магнитометрические исследования шельфа, материкового склона и глубоководной котловины северо-западной части Японского моря, поиск и картирование приповерхностных скоплений газа. За время экспедиции получено 2330 км профилей магнитной съемки, 1300 км сейсмоакустических профилей с высокочастотным профилографом “GeoPulse Subbottom Profiler” и 970 км профилей

непрерывного сейсмического профилирования с электроискровым источником (рис. 1).

При изучении шельфа залива Петра Великого были получены новые данные, касающиеся рельефа дна, строения осадочных отложений и структуры магнитного поля. Продолжено изучение строения частично сохранившихся элементов четырех реликтовых береговых линий (лагуны, береговые валы, абразионные уступы), образованных в периоды относительно стабильного положения уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене, а также каналов, по которым происходит водообмен между внутренними и внешними частями шельфа. Установлено, что в западной части залива данные каналы преимущественно приурочены к реликтовым лагунам, существовавшим здесь в периоды низкого стояния уровня моря в голоцене. В юго-западной части залива в интервале глубин дна моря 55–130 м установлено существование обширной зоны эрозии и неотложения осадочного материала. Амплитуда эрозионного вреза в осадках достигает 8–10 м. Примерное время начала формирования этой зоны 11 500–11 700 лет назад.

Особое внимание было уделено изучению строения газовых включений в верхней части оса-

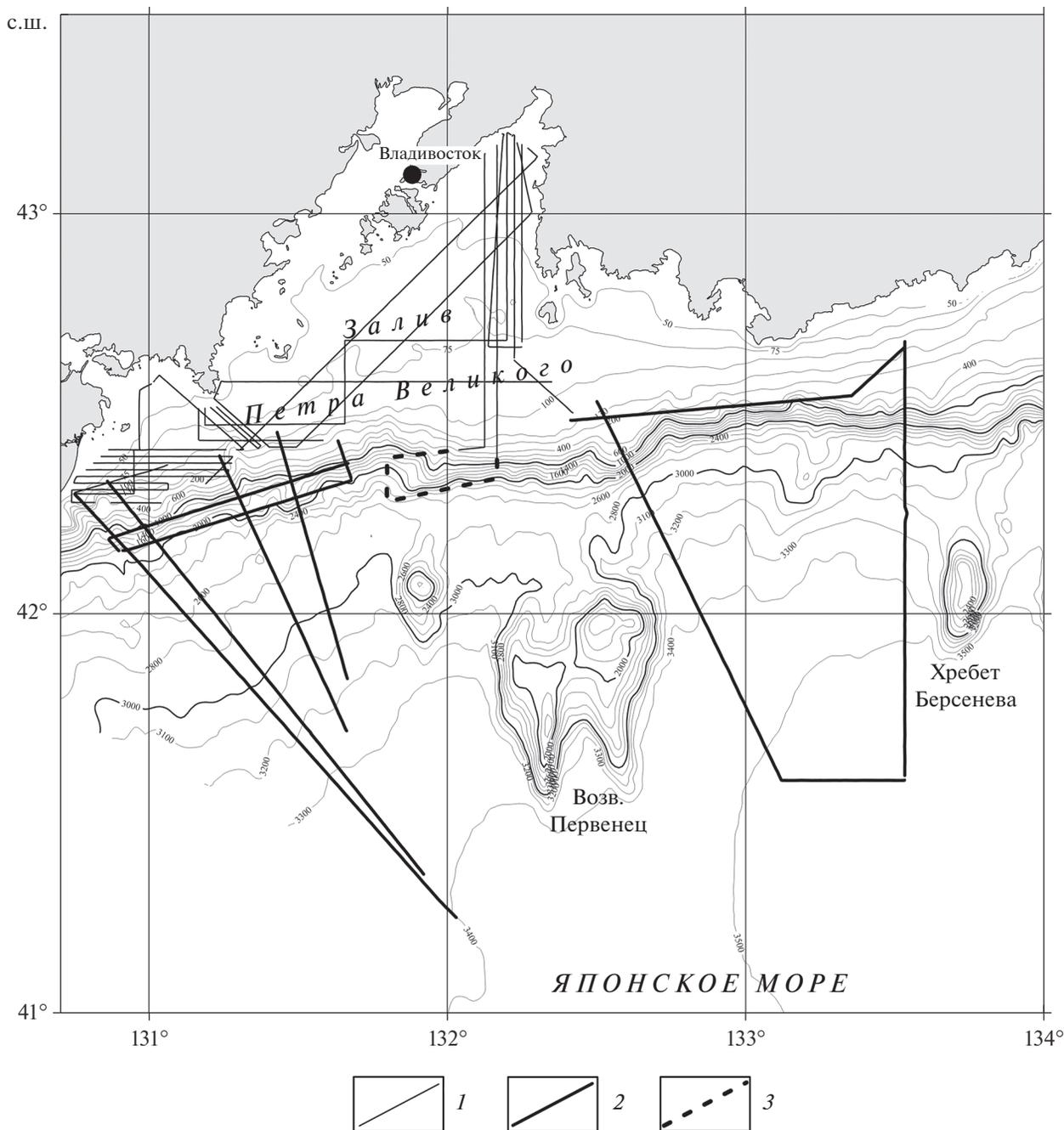


Рис. 1. Карта работ экспедиции в рейсе № 78 НИС “Профессор Гагаринский” в Японском море. Рельеф дна из [1]. 1 – Профили с высокочастотным профилографом и магнитометром; 2 – профили непрерывного сейсмического профилирования и магнитной съемки; 3 – профили магнитной съемки.

точных отложений. Газовые включения в осадках залива, как правило, встречаются в виде акустических аномалий различного вида: “покров”, “колонна”, “мутность”, “столбы” и “завеса” [3]. Наиболее широко газовые включения распространены в юго-западной части залива [2]. Здесь было продолжено их изучение и выполнена дета-

лизация ряда участков. Кроме того, были обнаружены новые объекты типа акустическая “труба”, существование которых может быть связано с аномально высоким давлением газа. На профилях акустическая “труба” выглядит как структура в форме лилии, которая обычно расширяется кверху и, иногда, делится на несколько наклон-

ных рукавов, и часто достигает поверхности морского дна. Над большинством “труб” имеется возвышение поверхности морского дна в виде небольших холмиков высотой от первых десятков сантиметров до 1–2 м. Размеры поперечного сечения холмов обычно составляют 100–300 м, иногда достигают 1000 м.

Также, в осадках северной части залива обнаружено обширное поле погребенных куполовидных структур. Они располагаются на глубине 0,5–5 м ниже дна и характеризуются грибовидной формой. Кровля холмов характеризуется высокоинтенсивными отражениями. Осадочные отложения дна моря непосредственно над данными структурами также характеризуются интенсивными отражениями. В поперечнике холмы имеют несколько десятков метров. Наблюдается общая тенденция к уменьшению глубины залегания кровли данных объектов с увеличением глубины моря. Образование куполовидных структур, вероятно, также связано с внедрениями газа в осадочную толщу.

Исследования строения континентальной восточной окраины Азии в районе залива Петра Великого показало, что склон здесь интенсивно расчленен многочисленными каньонами и эрозионными долинами с глубиной вреза 200–500 м. Перемещение осадочных потоков по каньонам и их склонам вызывает интенсивную эрозию древних осадочных отложений. В результате происходит активное обрушение осадочных масс и перенос их в котловину. На сейсмических разрезах обнаружены многочисленные стенки отрыва, обвалы и оползни, сползания, поверхности скольжения, следы оползня и сопутствующие деформационные структуры. Установлено, что стенки отрыва оползней начинают проявляться на бровке шельфа (~130 м) и уверенно выделяются до глубин около 1500 м. Наиболее часто оползни встречаются в изголовьях подводных каньонов. В части обвала, располагающегося вниз по склону, встречается главным образом сжатие, сопровождающееся “вспахиванием” донных отложений и формированием сопутствующих деформационных структур. Последние представлены грядами-складками в зоне торможения потока или складчато-взбросовыми зонами (хребты выдавливания) во фронтальной зоне оползневого потока, в месте его соударения с осадочными отложениями ложа глубоководной котловины. Гряды-складки в зоне торможения потока начинают проявляться, как правило, в верхней части склона, но наиболее широко распространены у основания материкового склона и прослеживаются на материковом подножии до глубин около 3100 м.

Расстояние, которое преодолевал оползневой поток до его полной остановки, составляло около 80 км.

В экспедиции получены новые геомагнитные данные, позволяющие существенно уточнить характер распределения магнитного поля в северо-западной части Японского моря. Получено 229 513 точек измерений. Амплитуда измеренного магнитного поля меняется от 51652.868 до 53611.464 нТл. Нормальное геомагнитное поле на участке исследований в период измерений составляло 51694.3–52917.3 нТл. Аномальное магнитное поле характеризуется существенным разбросом амплитуд от –754.29 до 758.164 нТл. Максимальные амплитуды выделены на участке знакопеременной магнитной аномалии в районе материкового склона. На севере и на юге залива Петра Великого в аномальном магнитном поле выделены аномалии двух типов: 1 – слабоградиентные низкоамплитудные отрицательные магнитные аномалии, 2 – низкоамплитудные, низкоградиентные локальные положительные аномалии без выраженного максимума. Аномалии 2-го типа чаще характеризуются изометричной формой и пространственно сопряжены с отрицательными аномалиями 1-го типа. Амплитуды аномалий от –300 до 300 нТл. Положительные аномалии в северной части залива характеризуются субширотным простиранием, а в южной – субмеридиональным.

Таким образом, результаты геофизических исследований, выполненных в 78-ом рейсе НИС “Профессор Гагаринский” позволили установить новые особенности геологического строения северной части Японского моря.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования России (тема № 121021700342-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карнаух В.Н. Рельеф дна северо-западной части Японского моря // Геоморфология. 2010. № 1. С. 42–51.
2. Карнаух В.Н., Суховеев Е.Н., Матюхов В.П., Апарина К.А. Характер распределения приповерхностных скоплений газа в осадках юго-западной части залива Петра Великого (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2019. № 2. С. 25–34.
3. Karnaukh V.N., Astakhov A.S., Vereshchagina O.F. et al. Formation of subsurface shallow gas accumulations in Amurskiy Bay (Peter the Great Bay, Sea of Japan) as a result of postglacial sea-level change, paleoceanographic conditions and hydrological activity // Marine Geology. 2016. V. 372. P. 31–52.

Geophysical Studies in the Northwest Japan Sea in the 78th Cruise of the RV *Professor Gagarinskiy*

V. N. Karnaukh^{a, #}, E. N. Sukhoveev^a, S. A. Zverev^a,
K. A. Aparina^a, V. P. Matyukhov^a, A. S. Makikov^a

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch Russian Academy of Science, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: karnaukh@poi.dvo.ru*

During the 78th cruise of the RV *Professor Gagarinskiy* geophysical studies within the shelf, slope and abyssal plain of the north-western Japan Sea were conducted. New data on the structure of the sea bottom, sedimentary cover and features of the magnetic field were received.

Keywords: subsurface gas accumulations, canyons, slumps, magnetic field, Peter the Great Bay, Japan Sea

УДК 551.464(268.45)

ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЭКОСИСТЕМЫ АВАНДЕЛЬТЫ р. ВОЛГИ В ПЕРИОД ПОЛОВОДЬЯ

© 2022 г. П. В. Хлебопашев¹, *, А. А. Полухин¹, **, К. В. Литвинов², Г. В. Борисенко¹,
М. В. Буханов¹, А. Б. Грабовский¹, П. О. Завьялов¹, О. Ю. Калинина¹,
А. В. Костылева¹, В. В. Кременецкий¹, А. М. Селиверстова¹, С. В. Степанова¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

²ФГБУ «Астраханский ордена Трудового Красного Знамени
государственный природный биосферный заповедник», Астрахань, Россия

*e-mail: pykh1999@mail.ru

**e-mail: polukhin@ocean.ru

Поступила в редакцию 17.02.2022 г.

После доработки 04.03.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В результате работ экспедиции Института океанологии в мае 2021 г. получены абсолютные значения основных гидрофизических, гидрохимических, геохимических, биологических характеристик акватории западной части дельты р. Волги и прилегающего шельфа. Понижение уровня Каспийского моря приводит к увеличению «медленного стока», что, по-видимому, приводит к уменьшению количества поступающих на шельф биогенных веществ и перестройке функционирования экосистемы мористого края авандельты.

Ключевые слова: Волга, Каспийское море, речной сток, биогенные элементы, хлорофилл «а», экспедиционные исследования, экосистема

DOI: 10.31857/S0030157422050069

16–23 мая 2021 г. сотрудники Института океанологии РАН провели комплексную экспедицию на территории Астраханского государственного биосферного заповедника. Экспедиция базировалась на Дамчикском участке, в западной части низовьев дельты р. Волги (рис. 1). Район работ экспедиции был разделен на три принципиально разных акватории: 1 – речную – рукав р. Старой Волги с высокими скоростями течения и относительно однородным распределением гидрохимических параметров, 2 – култучную – залив Грязнуха, представляющий собой обширный, мелководный водоем с разнообразным набором гидролого-гидрохимических условий, 3 – морскую часть авандельты, вплоть до о. Малый Жемчужный, находящуюся под воздействием речного стока систем Большой Волги и Бахтемира. Первые два участка находятся на охраняемой территории заповедника. Всего за время экспедиции выполнены 33 станции в разных частях дельты.

Основной целью экспедиции стала оценка изменчивости гидрохимических и гидробиологических параметров стока р. Волги и влияние «био-фильтра» в дельте [1] на абиотические характеристики зоны смешения речных и морских вод в период половодья при общих условиях меняю-

щегося гидролого-гидрохимического цикла Каспийского моря. Особенностью работ стала возможность измерения химико-биологических показателей как в речных водах, так и на устьевом взморье.

В задачи экспедиции входило: отбор и анализ проб для определения современного состояния основного солевого состава и пространственной изменчивости гидрохимических и биологических характеристик исследуемой акватории, загрязнения тяжелыми металлами, углеводородами и другими органическими соединениями, видового состава фитопланктона и фитобентоса, а также гидрологического режима русла р. Старой Волги.

Сравнение соотношений основных ионов в пробах из мористого края дельты с речными водами из русла р. Старой Волги показало большое сходство, что говорит об отсутствии интенсивного перемешивания с водами открытой части Каспийского моря в этой области.

Понижение уровня Каспийского моря [2] приводит к увеличению площади водной растительности и увеличению значений «медленного стока», что, видимо, приводит к уменьшению ко-

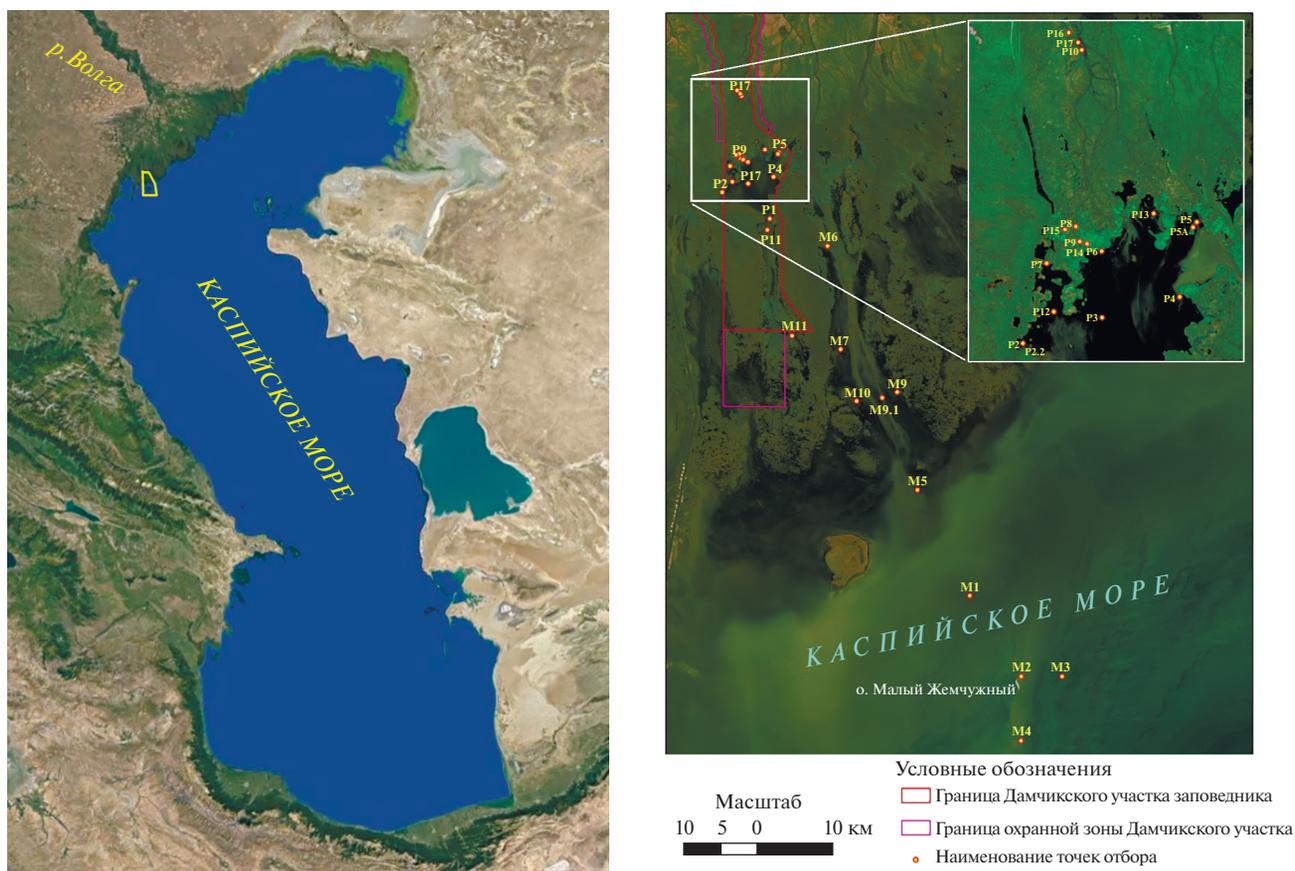


Рис. 1. Схема расположения станций в период проведения исследований.

личества биогенных веществ, выносимых на акваторию мористого края авандельты.

В результате продолжающегося понижения уровня Каспийского моря и уменьшения стока р. Волги [3] происходит увеличение площади мелководной части предустьевоего взморья занятого пресноводным стоком с особым гидролого-гидрохимическим режимом. Наши исследования носят и прикладной характер, так как в современных условиях, по сообщениям специалистов Астраханского заповедника, сильно сократился нерест эндемика Каспийского моря – воблы – ввиду падения уровня моря и большому поступлению речных вод с отличным от морских вод химическим составом на нерестилища, что может негативно влиять на условия обитания и размножения воблы и других промысловых рыб. В связи с этим, учитывая изменение экосистемы Северного Каспия, представляется целесообразным расширить границу Дамчикского природоохранного участка Астраханского государственного биосферного заповедника в южном направлении.

Источники финансирования. Исследование проведено при финансовой поддержке и в рамках проекта Российского научного фонда № 19-17-00196 “Трансформация растворенного стока в устье-

вых областях рек России различных климатических зон”.

Благодарности. Авторы выражают благодарность дирекции Астраханского заповедника за помощь в организации исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградова Е.Л., Маккавеев П.Н., Мельникова З.Г. и др.* О трансформации гидрохимического состава вод волжского стока на мелководье Каспийского моря // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 5. С. 849–856.
2. *Гинзбург А.И., Костяной А.Г.* Тенденции изменений гидрометеорологических параметров Каспийского моря в современный период (1990-е–2017 гг.) // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15. № 7. С. 195–207. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-195-207>
3. *Frolova N.L., Agafonova S.A., Kireeva M.B. et al.* Recent changes of annual flow distribution of the Volga basin rivers // *Geography, Environment, Sustainability*. 2017. V. 10. № 2. P. 28–39. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2017-10-2-28-39>

Expedition Studies of the Current State of the Volga River Avandelta Ecosystem during the Flow Period

**P. V. Khlebopashev^{a, #}, A. A. Polukhin^{a, ##}, K. V. Litvinov^b, G. V. Borisenko^a, M. V. Bukhanov^a,
A. B. Grabovsky^a, P. O. Zavyalov^a, O. Yu. Kalinina^a, A. V. Kostyleva^a, V. V. Kremenetskiy^a,
A. M. Seliverstova^a, S. V. Stepanova^a**

^aShirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bFSBE "Astrakhan Biosphere Nature Reserve", Astrakhan, Russia

[#]e-mail: pvkh1999@mail.ru

^{##}e-mail: polukhin@ocean.ru

As a result of the expedition of the Shirshov Institute of Oceanology in May 2021, the absolute values of the main hydrophysical, hydrochemical, geochemical, biological characteristics of the water area of the western part of the River Volga delta and the adjacent shelf were obtained. The decrease of the Caspian Sea level leads to an increase in the "slow runoff", which, apparently, leads to a decrease in the amount of nutrients flowing into the shelf and a restructuring of the functioning of the ecosystem of the seaward edge of the delta.

Keywords: Volga, Caspian Sea, river runoff, nutrients, chlorophyll a, expedition studies, ecosystem