

Особенности формирования экстремальных состояний термического режима вод в районе Курильской островной гряды в летний период под воздействием атмосферных процессов

В. В. Мороз^{1, ✉}, Т. А. Шатилина²

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

² Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, тихоокеанский филиал ФГБНУ ВНИРО (ТИНРО), Владивосток, Россия
✉ moroz@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 24.03.2022, одобрена после рецензирования 23.05.2022; принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – выявить механизмы формирования экстремальных состояний термического режима вод в конкретных зонах района Курильской островной гряды в летние месяцы под воздействием атмосферных процессов в течение последних четырех десятилетий.

Методы и результаты. На основе данных многолетних наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях Росгидромета за 1977–2019 гг. изучен многолетний ход термического режима вод в Южно-Курильском и Северо-Курильском промысловых районах. Выявлены флуктуации среднемесячного термического состояния акватории в отдельные годы в летний период. С применением метода кластерного анализа определены годы с формированием противоположных и совпадающих по знаку экстремальных термических аномалий в южном и северном районах гряды. Исследована изменчивость характеристик региональных центров действия атмосферы. Установлено, что экстремальные состояния термического режима обусловлены аномальными изменениями в развитии Охотского антициклона, формированием тропосферной ложбины в высотном поле, смещением центра летней дальневосточной депрессии от своего среднемноголетнего положения, изменениями распространения на северо-запад Северитихоокеанского максимума (Гавайского антициклона) и соответствующей атмосферной циркуляцией. Показаны особенности механизмов формирования аномальных холодных или теплых термических аномалий в северном и южном районах Курильской гряды, выявлены причинно-следственные связи.

Выводы. Аномальные термические условия вод в отдельных районах Курильской гряды формируются локальным воздействием аномальной атмосферной циркуляции – экстремальными колебаниями интенсивности развития и положения региональных центров действия атмосферы.

Ключевые слова: Курильская гряда, термический режим, центры действия атмосферы, гидрологические условия, Охотское море, динамика вод, атмосферная циркуляция, антициклон, дальневосточная депрессия

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН по теме 0211-2021-0008, № государственной регистрации 121021700346-7. Авторы выражают благодарность разработчикам за возможность использования данных, размещенных на сайтах глобальной метеорологической сети и *ЛМА*, а также рецензенту за высказанные полезные замечания.

Для цитирования: Мороз В. В., Шатилина Т. А. Особенности формирования экстремальных состояний термического режима вод в районе Курильской островной гряды в летний период под воздействием атмосферных процессов // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 451–465. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-451-465

Features of Forming the Water Extreme Thermal Regimes in the Kuril Ridge Region in Summer under the Impact of the Changeable Atmospheric Processes

V. V. Moroz ¹, ✉, T. A. Shatilina ²

¹ V. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

² Russian Federation Research Institute of Fisheries and Oceanography, Vladivostok, Russia
✉ moroz@poi.dvo.ru.

Purpose. The work is aimed at identifying the mechanisms forming the water extreme thermal regimes in the Kuril Island ridge region in summer under the impact of the atmospheric processes over the past four decades.

Methods and Results. The data resulted from the long-term observations at the Rosgidromet coastal stations in 1977–2019 permitted to study multi-year variability of the water thermal regime in the South Kuril and North Kuril fishery regions. The extreme fluctuations in the summer sea surface temperature in certain years were revealed. Used the cluster analysis method, the years with the opposite and the same extreme thermal regimes in the ridge southern and northern parts were determined. Variability of the characteristics of the atmospheric action regional centers was researched. It was established that formation of the extreme thermal regimes was conditioned by the abnormal changes in development of the Okhotsk anticyclone, formation of the troposphere trough in the altitude field, displacement of the summer Far East depression from its mean multi-year position, changes in propagation of the North Pacific maximum (the Hawaiian anticyclone) to the north-west, and also by the corresponding atmospheric circulation. The features of the mechanisms that form the abnormal cold or warm thermal regimes in the northern and southern areas of the Kuril ridge are shown. The cause and effect relationships are revealed.

Conclusions. In the certain areas of the Kuril ridge, the abnormal water thermal conditions are formed by the local impact of the abnormal atmospheric circulation that is the extreme fluctuations both in the development intensity of the atmospheric action regional centers and in their location.

Keywords: Kuril ridge, thermal regime, atmospheric action centers, hydrological conditions, Sea of Okhotsk, water dynamics, atmospheric circulation, anticyclone, Far East depression

Acknowledgments: the work was carried out within the framework of the state assignment to POI FEB RAS on theme No. 0211-2021-0008, state registration No. 121021700346-7. The authors are thankful to the software developers for the opportunity to use the data posted on the Global Meteorological Network and *JMA* sites, as well as to the reviewer for the useful comments.

For citation: Moroz, V.V. and Shatilina, T.A., 2022. Features of Forming the Water Extreme Thermal Regimes in the Kuril Ridge Region in Summer under the Impact of the Changeable Atmospheric Processes. *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 435-448. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-435-448

Введение

Курильская островная гряда – архипелаг, отделяющий Охотское море от Тихого океана (рис. 1). Это сложный в океанологическом отношении район. Значительная протяженность островной гряды (около 1200 км на северо-восток от о. Хоккайдо до южного побережья п-ова Камчатка), муссонный характер атмосферных процессов с сезонным ходом направления ветров, водообмен через проливы гряды водами различного происхождения и перераспре-

деление океанологических характеристик на акватории системой приостровных течений – многообразие факторов, определяющих особенности гидрологического режима района в целом и в отдельных подрайонах гряды [1, 2].

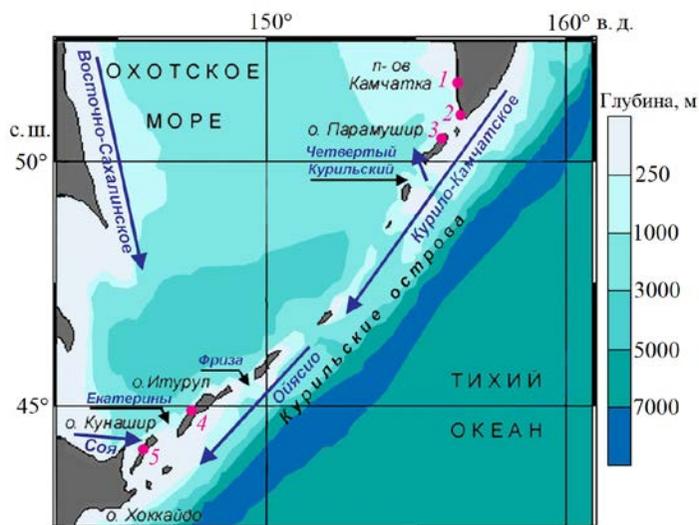


Рис. 1. Район исследований и схема расположения гидрометеорологических станций (ГМС): 1 – Октябрьская; 2 – Озерной; 3 – Северо-Курильск; 4 – Курильск; 5 – Южно-Курильск

Fig. 1. Region under study and scheme of the hydrometeorological stations location (HMS): 1 – Okt'yabrskaya, 2 – Ozernoy, 3 – Severo-Kurilsk, 4 – Kurilsk, 5 – Yuzno-Kurilsk

Вместе с тем приостровная акватория гряды является экономически значимой зоной Тихоокеанско-Охотоморского региона, богатой биологическими ресурсами. Это зона активного промысла сайры, кальмаров и лососевых. Однако формирование в исследуемом районе в отдельные годы экстремальных холодных или теплых термических условий негативно отражается на функционировании и продуктивности экосистем, распределении промысловых объектов, приводит к смещению районов промысла, вызывает дополнительные сложности для промыслового прогнозирования [3, 4]. В связи с этим весьма важно изучение взаимосвязей факторов и причин, определяющих формирование аномальных термических условий акватории.

Одним из значимых факторов, определяющих особенности формирования гидрологического режима региона, является изменчивость синоптико-климатических условий. В летний промысловый период атмосферные процессы здесь обусловлены взаимодействием региональных центров действия атмосферы (ЦДА). Проведенные в последнее десятилетие оценки зависимости между изменчивостью термического режима в ряде районов Японского и Охотского морей, в районе Курильского архипелага и интенсивностью развития ЦДА показали их выраженную взаимосвязь. Выдвинуто предположение о существенных различиях в процессах формирования барических полей в аномальные по термическим условиям годы, предложена качественная схема влияния структуры барических полей на термический режим акваторий [5, 6]. Проведены исследования по применению математического метода интер-

вального распознавания для выделения предшествующих барических структур, определяющих экстремальные состояния термического режима вод, влияющие на условия промысла [7].

Вместе с тем проблема низкой оправдываемости прогнозов актуальна до настоящего времени и часто связана с аномальными термическими условиями [3, 4]. Цель настоящего исследования – выявить механизмы формирования экстремальных состояний термического режима под воздействием атмосферных процессов с учетом особенностей гидрологических условий в конкретных районах Курильской гряды.

Данные и методы

В рамках работы решались следующие задачи:

- исследование особенностей межгодовой изменчивости термического режима в июле – августе в *южном подрайоне*, включающем в себя Южно-Курильский район, зону влияния течения Соя и Восточно-Сахалинское течение (ГМС Южно-Курильск, ГМС Курильск), и в *северном*, охватывающем северную часть гряды и южную прикамчатскую акваторию, зону влияния Курило-Камчатского течения (ГМС Северо-Курильск, ГМС Озерной, ГМС Октябрьская) (рис. 1);

- исследование межгодовой изменчивости выраженности (изменчивости давления) и положения сезонных ЦДА;

- определение роли сезонных ЦДА в механизмах формирования экстремальных термических режимов акватории в каждом подрайоне.

Исследования многолетней изменчивости термического режима в прибрежных водах района проводились с использованием данных наблюдений о температуре воды электронной базы данных ЕСИМО (URL: <http://portal.esimo.ru/portal/>), ВНИИГМИ-МЦД (URL: <http://meteo.ru>) на ГМС Росгидромета за сорокалетний период 1977–2019 гг. Для оценки изменчивости термических условий использовались аномалии (отклонения значений температуры от средних). Анализ изменчивости термического режима вод проводился на основе методов построения графиков и таблиц по районам, выделенным с учетом влияния циркуляции вод. Для выделения лет с экстремальными состояниями термического режима использовался кластерный анализ.

Для анализа термических условий на акватории исследуемого района были привлечены данные о температуре воды на поверхности моря в узлах регулярной сетки $0,25 \times 0,25^\circ$ архива Японского метеорологического агентства *JMA* (URL: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/cobe_sst_glb_M.html) за 1977–2019 гг.

Анализ атмосферной циркуляции проводился над центральным вторым естественным синоптическим районом (2 е. с. р.) на основе архивов реанализа (*NCEP/NCAR Reanalysis Monthly Means and Other Derived Variables*) приземного атмосферного давления (P_0) и геопотенциала H_{500} в узлах регулярной сетки $2,5 \times 2,5^\circ$ за 1977–2019 гг. Для оценки изменчивости интенсивности развития ЦДА использовались аномалии (отклонения значений давления от средних). Для анализа барических полей использовались карты приземного давления и геопотенциала H_{500} за 2000–2019 гг., составляемые *JMA*.

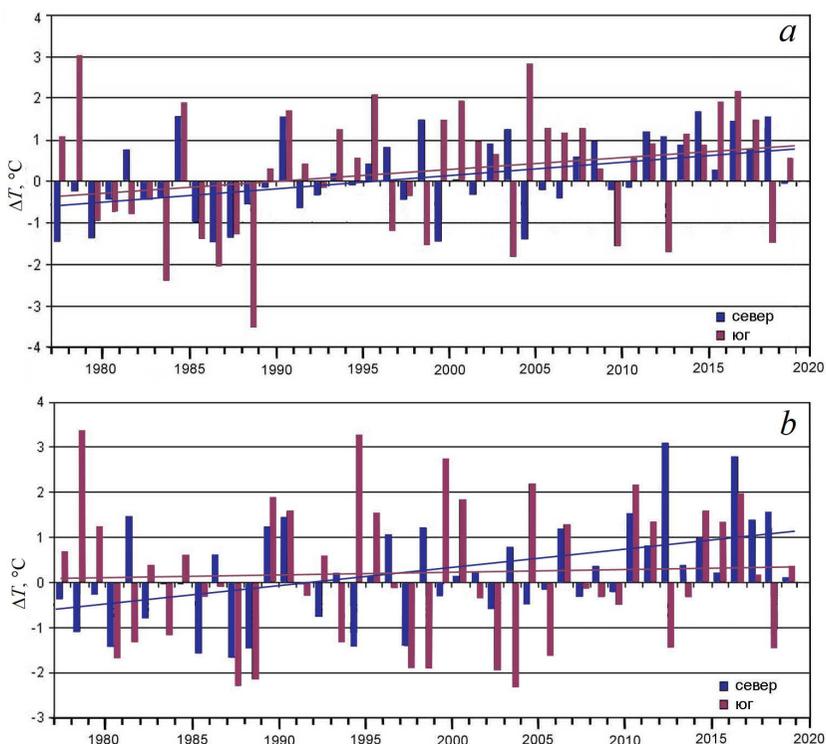
Средние многолетние значения и аномалии всех используемых в работе параметров были рассчитаны за базовый период 1981–2010 гг.

Формирование и изменчивость термического режима вод

Северный подрайон. Межгодовая изменчивость термического режима акватории северного подрайона гряды оценивалась по наблюдениям на ГМС Северо-Курильск, а также ГМС Озерной и Октябрьская на южном побережье п-ова Камчатка. ГМС Северо-Курильск находится на севере о. Парамушир северной группы Курильских островов. При мелководности северокурильских проливов (глубиной менее 200 м) только Четвертый Курильский пролив имеет глубину около 600 м. Через этот пролив происходит активный водообмен море – океан. С тихоокеанской стороны гряды пролив подвержен влиянию вод распространяющегося с севера Курило-Камчатского течения. Для пролива характерна двусторонняя схема циркуляции вод: в южной части сток охотоморских вод, в северной – приток тихоокеанских [1]. Тихоокеанские воды, поступая в пролив, поворачивают далее на север и распространяются к юго-западному побережью п-ова Камчатка – к ГМС Озерной и ГМС Октябрьская. То есть температурные характеристики акватории района формируются под влиянием вод различного происхождения – собственно охотоморских вод и частично вод Курило-Камчатского течения. Динамика вод в северокурильском подрайоне является важным фактором, определяющим здесь температурный режим.

Южный подрайон. В южном курильском подрайоне многолетняя изменчивость термических условий оценивалась по наблюдениям на прибрежных ГМС Южно-Курильск и Курильск. ГМС Южно-Курильск находится на тихоокеанском побережье о. Кунашир. ГМС Курильск находится с охотоморской стороны острова о. Итуруп. Температурные характеристики акватории, как и в северном подрайоне, определяются влиянием вод различного происхождения. Со стороны южной части Охотского моря в прикурильскую зону поступают теплые воды течения Соя и холодные воды северо-охотоморского происхождения – восточной ветви Восточно-Сахалинского течения. Их влияние на формирование термических условий здесь весьма велико [6, 8, 9]. Амплитуды межгодовых колебаний значений температуры воды у ГМС Южно-Курильского района выше, чем в прибрежных водах северного района. Это связано с тем, что в одни годы термический режим вод определяется влиянием теплых вод течения Соя (повышение температуры), в другие – влиянием холодных вод Восточно-Сахалинского течения (понижение температуры). По данным наблюдений за траекториями дрейфтеров *Argo*, влияние холодного Восточно-Сахалинского течения может распространяться на всю южную и центральную части Охотского моря [10]. Кроме того, через омывающие острова проливы, благодаря разнонаправленной циркуляции вод [1], даже при преимущественном стоке из Охотского моря имеет место приток холодных тихоокеанских вод, приносимых течением Ойясио. С изменчивостью составляющих системы течений в значительной степени связано перераспределение поступления тепла и холода, что определяет многолетний ход изменчивости температурного фона южного подрайона.

Формирование термического режима акватории в каждом из подрайонов определяется региональными особенностями гидрологических условий. При этом результаты анализа изменчивости температурного режима в июле – августе (основной промысловый период) с 1977 по 2019 г. показывают согласованность межгодовых колебаний в пределах северного (ГМС Северо-Курильск, Озерной, Октябрьская) и южного (ГМС Южно-Курильск и Курильск) подрайонов. Многолетняя изменчивость термических условий акватории каждого подрайона достаточно хорошо отражается в динамике осредненных значений аномалий температуры воды. Ход многолетних изменений термического режима вод в обоих подрайонах (рис. 2) свидетельствует о тенденции к потеплению в районе Курильской гряды в течение последних сорока десятилетий, что подтверждает исследования предыдущих лет [11]. В то же время в каждом подрайоне наблюдаются значительные флуктуации изменчивости температурных условий, что позволяет выделить годы с экстремальными состояниями термического режима.



Р и с. 2. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в северном и южном подрайонах Курильской гряды в июле (a) и августе (b) и соответствующие линейные тренды
F i g. 2. Interannual variability of the water temperature anomalies in the northern and southern areas of the Kuril in July (a) and August (b), and the corresponding linear trends

На основе оценки межгодовой изменчивости термических условий в каждом подрайоне в июле – августе за сорокалетний период (1977–2019 гг.), проведенной с применением кластерного анализа методом К-средних, были

сформированы списки лет, сгруппированных по аномалиям термического режима (близкие к норме, с аномалиями по абсолютной величине менее 1,0 °С; холодные и теплые, с аномалиями 1,0–1,5 °С, и экстремально холодные и теплые, с аномалиями по абсолютной величине более 1,5 °С). Годы с экстремальными состояниями термического режима представлены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

**Годы с экстремальными состояниями термического режима
в районе Курильской гряды за 1977–2019 гг.
Years of the abnormal thermal regimes in the Kuril ridge region in 1977–2019**

Подрайон / Area	Холодное / Cold	Теплое / Warm
<i>Июль / July</i>		
Северный / Northern	1977, 1979, 1986, 1987	1984, 1990, 1998, 2003, 2011, 2014, 2018
Южный / Southern	1983, 1985, 1986, 1987, 1988, 1998, 2003, 2009, 2012, 2018	1978, 1984, 1990, 1995, 1999, 2000, 2004, 2013, 2016
<i>Август / August</i>		
Северный / Northern	1978, 1980, 1985, 1987, 1988, 1994, 1997	1981, 1989, 1990, 1998, 2010, 2012, 2016, 2018
Южный / Southern	1980, 1987, 1988, 1997, 1998, 2002, 2003, 2005, 2012, 2018	1978, 1989, 1990, 1994, 1995, 1999, 2000, 2004, 2010, 2016

Согласно результатам проведенной оценки, было выявлено, что аномалии термического режима в отдельные годы совпадают по знаку в северном и южном подрайонах, а в некоторые годы наблюдаются противоположные по знаку термические аномалии в течение месяца и более (табл. 2).

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

**Годы с противоположными и совпадающими по знаку аномалиями
термического режима в районе Курильской гряды за 1977–2019 гг.
Years of the opposite and the same abnormal thermal regimes
in the Kuril ridge region in 1977–2019**

Холодный север и юг / Cold North and South	Холодный север, теплый юг / Cold North, warm South	Теплый север, холодный юг / Warm North, cold South	Теплый север и юг / Warm North and South
<i>Июль / July</i>			
1985, 1986, 1987, 1988	1999, 2004	1998, 2003, 2012, 2018	1984, 1990, 2016
<i>Август / August</i>			
1980, 1987, 1988, 1997	1978, 1994	1998, 2012, 2018	1989, 1990, 2010, 2016

Между тем известно, что термическое состояние и гидродинамика морской поверхности в значительной степени обусловлены приземными ветро-

выми условиями, направлением и интенсивностью переноса воздушных масс, которые, в свою очередь, определяются изменчивостью атмосферной циркуляции [12].

Для выявления причин формирования на исследуемой акватории в промысловый период в отдельные годы значительных аномалий термического режима проведен анализ изменчивости атмосферных процессов региона и их воздействия на подстилающую акваторию.

Изменчивость региональных атмосферных процессов

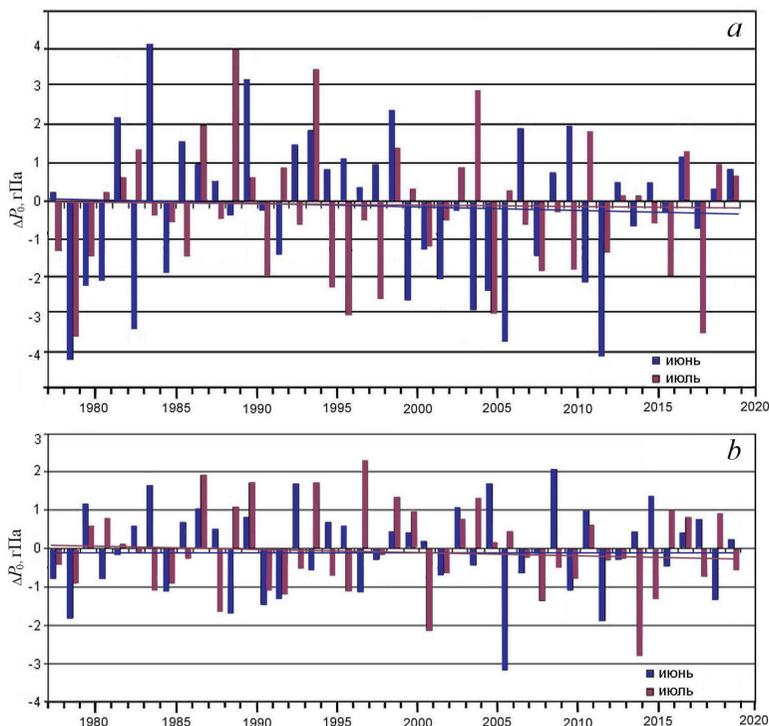
Характерные особенности летних атмосферных процессов региона связаны с летним дальневосточным муссоном. В летний период над материком формируется зона низкого давления – азиатская депрессия и как ее часть (над Монголией, северо-востоком Китая, Приамурьем) летняя дальневосточная депрессия (ЛДД) ¹. Над океаном активизируется область высокого давления – Северотихоокеанский, или Гавайский, антициклон (ГА). Над Охотским морем в период первой холодной стадии летнего муссона (май – начало июля) часто в приземном поле наблюдается локализованная область высокого давления, не связанная с ГА, – Охотский антициклон (ОА). При этом в высотных полях в средней тропосфере наблюдается холодная ложбина, в тыловой части которой на Охотское море выходят холодные воздушные массы арктического происхождения. Они наблюдаются на синоптических картах в виде небольших антициклонов, которые поддерживают область высокого давления над морем ². Кроме того, развитый ОА препятствует выходу циклонов с Приамурья на Охотское море, вследствие чего ЛДД имеет квазипостоянный характер и занимает более южное положение. В этом случае смещающиеся через ее ложбину циклоны выносят на акваторию моря в тыловой части холодные воздушные массы, способствуя формированию низкого температурного фона.

В отдельные годы влияние ОА на термические условия, приводящее к появлению отрицательной аномалии температуры воды, наблюдается вплоть до конца июля, а переход ко второй стадии муссона, характеризующейся разрушением ОА, усилением влияния ГА и установлением интенсивного выноса теплого воздуха на Охотское море, сдвигается и происходит лишь в августе ².

В связи с этим особенно важно изменение атмосферного давления над акваторией моря в июне и июле, свидетельствующее об интенсивности развития ОА. Согласно ходу межгодовой изменчивости аномалий приземного давления в области ОА и ЛДД, имеют место значительные флуктуации, что позволяет выделить годы экстремального состояния данных региональных ЦДА (рис. 3).

¹ Ильинский О. К. Летняя дальневосточная депрессия // Труды Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1960. Вып. 11. С. 3–53.

² Ильинский О. К. Охотский антициклон // Труды Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института. М. : Гидрометеорологическое издательство, 1959. Вып. 7. С. 10–32.



Р и с. 3. Межгодовая изменчивость аномалий приземного давления ΔP_0 в области охотского антициклона (а) и летней дальневосточной депрессии (b) и соответствующие линейные тренды
F i g. 3. Interannual variability of the anomalies of surface pressure ΔP_0 in the Okhotsk High (a) and the Summer Far East Low (b) areas, and the corresponding linear trends

Годы активного развития ОА (аномалии давления > 2 гПа) – в июне 1981, 1983, 1985, 1989, 1998, 2009 гг. и в июле 1986, 1988, 1993, 2003 гг. Наименьшее развитие или отсутствие ОА (аномалии давления < -2 гПа) – в июне 1978, 1982, 1984, 1999, 2003, 2004, 2005, 2010, 2011 гг. и в июле 1978, 1990, 1994, 1995, 2004, 2017 гг. Годы значительного углубления ЛДД (аномалии давления $< -1,5$ гПа) – в июне 1978, 1984, 1990, 1991, 2005, 2011, 2018 гг. и в июле 2000, 2013, 2014 гг. Значительное ослабление ЛДД (аномалии давления $> 1,5$ гПа) – в июне 1983, 1992, 2004, 2008, 2014 гг. и в июле 1986, 1989, 1993, 1996, 1998, 2003 гг.

Совместный анализ межгодовой изменчивости аномалий давления в рассматриваемых ЦДА и временного хода межгодовой изменчивости температуры воды показал, что в исследуемом районе в годы активного развития (в июне – июле) ОА могут формироваться аномально холодные термические условия в июле – августе, а в годы ослабления антициклона или его отсутствия и углубления ЛДД – аномально теплые условия. Это подтверждает выявленные ранее причинно-следственные связи при формировании экстремальных термических аномалий в летний период в Южно-Курильском районе [6]. Между тем в отдельные годы эта связь неоднозначна, о чем свидетельствует межгодовой ход аномалий температурных условий конкретно

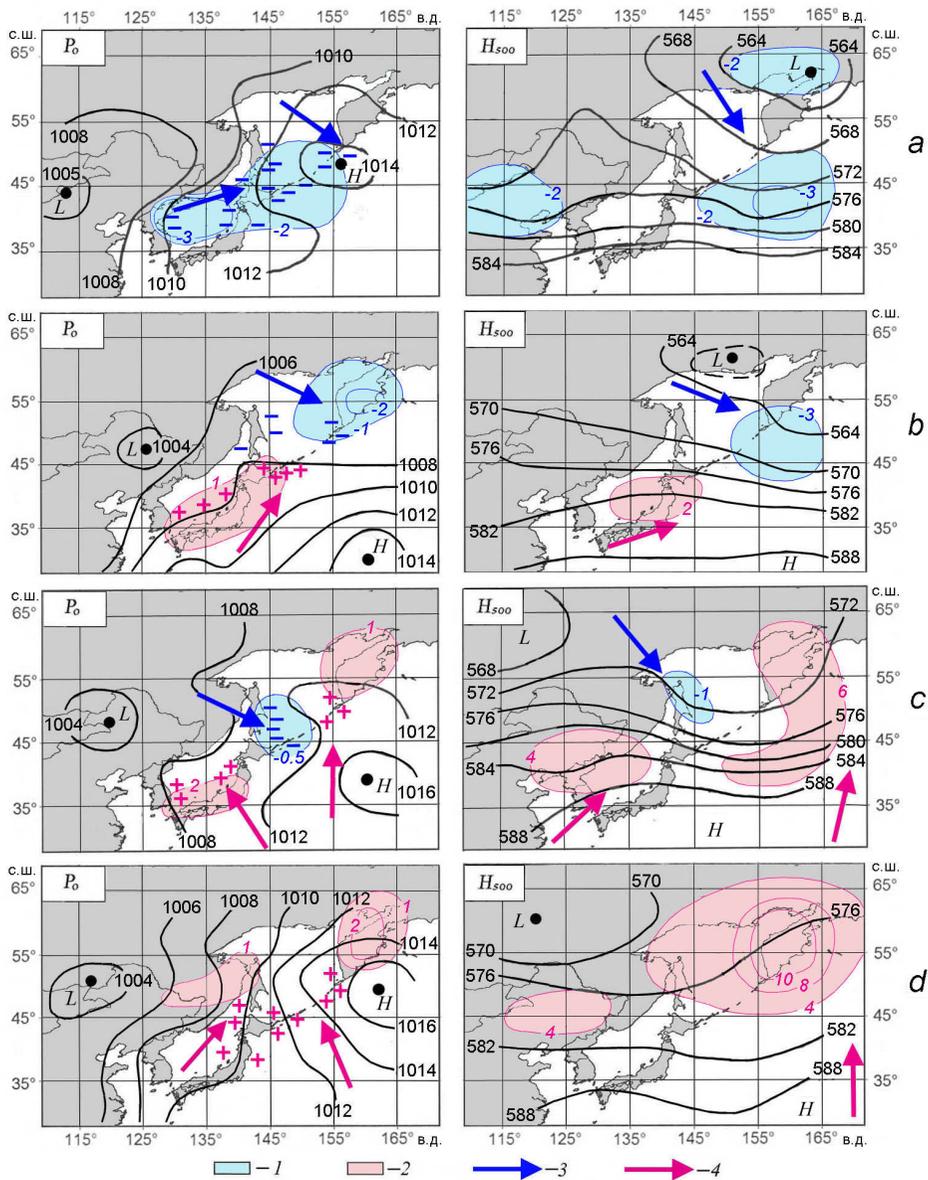
в каждом из рассматриваемых подрайонов (см. рис. 2). Наряду с интенсивностью развития ОА и ЛДД важную роль в формировании термического режима играет структура высотных полей и изменчивость положения этих атмосферных барических образований.

Механизмы формирования экстремальных термических условий

Анализ барических ситуаций показал различия в приземных и высотных полях в годы аномальных холодных или теплых термических условий в исследуемых районах Курильской гряды. При этом имеет место различное локальное атмосферное воздействие на акватории, что приводит здесь к различиям в механизмах формирования термических аномалий.

Механизм формирования экстремально холодных состояний термического режима на акватории обоих подрайонов связан с развитым ОА. Для высотных полей в эти годы характерно наличие отмечаемой на картах абсолютной топографии 500мб (AT_{500}) холодной ложбины, в области которой наблюдаются очаги экстремального понижения геопотенциала H_{500} (рис. 4, а). В этих очагах при нисходящих потоках скапливается холодный воздух у земли, происходит формирование экстремально холодных термических условий. Ложбина расположена над Камчатским п-овом и направлена на восточную часть Охотского моря и Курильские острова, что свидетельствует о распространении холодных воздушных масс в исследуемый район. В приземном поле ОА локализован в северо-восточной части моря. Центр ЛДД располагается южнее среднего многолетнего положения (среднемноголетнее положение центра 45° с. ш., 115° в. д.). Из-за блокирующего действия ОА депрессия направлена на юго-восточную часть Охотского моря. Смещающиеся вдоль депрессии циклоны выносят в тыловой части на приостровную акваторию холодные воздушные массы. При такой структуре атмосферных полей вынос холодных воздушных масс с севера, северо-запада происходит над всей Курильской грядой. Имеет место понижение температурного фона подстилающей поверхности и формирование аномально холодных термических условий на акватории всей гряды, что наблюдалось в июле – августе 1985–1988 гг., в августе 1997 г. (рис. 2, табл. 2).

Происходит и динамическое воздействие. Согласно инструментальным данным, в зоне течения Ойясио, которое «питается» поступающими через южные Курильские проливы охотоморскими водами, в 1988 г. наблюдалось значительное понижение температуры [13, 14], что свидетельствует об уменьшении притока теплых вод с течением Соя в южную часть Охотского моря и к южным проливам. Данные инструментальных измерений в экстремально холодном по термическому режиму 1986 г. также свидетельствуют об ослаблении затока теплых вод в южную часть Охотского моря и усилении стока холодных охотоморских вод с Восточно-Сахалинским течением [6]. В северной части гряды в 1997 г. наблюдалась интенсификация Курило-Камчатского течения, усиление притока холодных тихоокеанских вод в Северо-Курильский район [15].



Р и с. 4. Характерные структуры поля приземного давления P_0 и геопотенциала H_{500} в годы, аномальные по термическим условиям: *a* – холодным на всей акватории; *b* – холодным на севере и теплым на юге; *c* – теплым на севере и холодным на юге; *d* – теплым на всей акватории (цифрами синего цвета обозначены очаги отрицательных аномалий температуры воздуха и геопотенциала H_{500} , красного – очаги положительных аномалий температуры воздуха и геопотенциала H_{500} ; стрелками – перемещение воздушных масс; знаками «минус» и «плюс» – отрицательные и положительные аномалии температуры воды)

F i g. 4. Typical structures of the surface pressure field P_0 and geopotential H_{500} in the years characterized by the abnormal thermal regimes: *a* – cold over the whole water area, *b* – cold in the north and warm in the south, *c* – warm in the north and cold in the south, *d* – warm over the whole water area (blue numbers denote the centers of negative anomalies of the air temperature and geopotential H_{500} , red numbers – the centers of positive anomalies of the air temperature and geopotential H_{500} ; arrows show the air mass motion, and the signs “minus” and “plus” – the water temperature negative and positive anomalies)

Особый интерес представляют механизмы формирования противоположных по знаку в северном и южном подрайонах экстремальных состояний термического режима.

Анализ барических ситуаций над исследуемой акваторией в годы формирования холодных термических условий на севере гряды и теплых на юге свидетельствует о следующих особенностях структуры атмосферных полей южной части района (рис. 4, *b*). Северные Курилы находятся в области влияния тропосферной ложбины, располагающейся над северной частью Охотского моря (аномалии H_{500} опускаются до $-3, -2$ дам), южный район находится под влиянием гребня ГА (аномалии H_{500} достигают 2 дам). ЛДД смещена на северо-восток, проходящие вдоль ее ложбины циклоны выносят на юг Охотского моря в передней части теплые воздушные массы. С тихоокеанской стороны в район южных Курильских островов по периферии ГА, в вершине которого наблюдаются очаги повышения геопотенциала H_{500} , выносятся субтропический теплый воздух. В результате такого локального атмосферного воздействия в исследуемых подрайонах гряды формируются очаги экстремально низких и высоких аномалий температуры воздуха у земли: аномалии температуры на севере составляют около -2 °С, аномалии на юге – до 1 °С. При этом формируются соответствующие аномалии температурного режима на акваториях, что наблюдалось в июле 1999 и 2004 гг., в августе 1978 и 1994 гг. (см. рис. 2, табл. 2). Согласно инструментальным наблюдениям, при данном сочетании термических аномалий имело место развитие как системы течений Курило-Камчатского и Ойясио (1999, 2004 гг.) [15–18], так и течения Соя (2004 г.) [8], что согласуется с контрастами температурных условий северной и южной акваторий у гряды (разница аномалий составляла $2-2,5$ °С).

Механизмы формирования противоположного соотношения термических аномалий – теплый север и холодный юг – значительно отличаются от описанных выше особенностями структуры барических полей (рис. 4, *c*). В поле H_{500} северная часть Курил находится под обогревающим воздействием ГА. Гребни тепла направлены на Камчатку и Японское море. Тропосферная ложбина смещена на запад и оказывает охлаждающее воздействие на прибрежные акватории у о. Сахалин. В приземном поле отсутствует ОА, положение ЛДД восточнее среднемноголетнего. Депрессия направлена на Охотское море. При этом выходящие на восток циклоны в тыловой своей части выносят холодные воздушные массы к южным Курильским проливам. Между тем при развитии высотного гребня над Японским морем ветровое поле, способствуя поступлению течения Соя в Охотское море, в то же время приводит к отклонению течения на северо-восток соответственно ориентации гребня. В результате течение не достигает южных Курильских проливов. Подобные ситуации наблюдались и ранее [8]. В южной части гряды формируется холодная аномалия термического режима. Над северной же акваторией гряды, кроме обогревающего воздействия гребня ГА, юго-восточные, восточные ветры способствуют ослаблению Курило-Камчатского течения. Вместе с тем ветры восточных, северо-восточных направлений создают здесь условия для проникновения с востока отдельных ветвей более теплого продолжения Аляскинского течения [19]. В северной части гряды формируются положительные аномалии термических условий. Такое соотношение аномальных термиче-

ских условий северной и южной акваторий Курильской гряды наблюдалось в июле – августе 1998, 2012, 2018 гг. Контрасты аномалий температуры составляли до 2–3 °С.

Механизм формирования экстремально теплых состояний термического режима на всей акватории у Курильской гряды (июль 1984 г., август 1989 и 2010 гг., июль – август 1990 и 2016 гг.) обусловлен отсутствием холодных депрессий над Охотским морем. Относительно характерной структуры барических полей следует отметить зональность изогипс в поле H_{500} , что отражает западный перенос воздушных масс (рис. 4, *d*). Весь район Курильской гряды находится под воздействием гребня ГА, в вершине которого наблюдаются очаги повышения геопотенциала H_{500} с аномалиями давления более 4 дам (до 8–10 дам в 2016 г.) и приземной температуры воздуха (аномалии более 2 °С), что способствует формированию положительных аномалий температуры воды (до 2,5–3 °С). В приземном поле центр ЛДД смещен восточнее средне-многолетнего. Депрессия направлена на северо-восток и почти не оказывает влияния на акваторию у Курильской гряды. Такая структура атмосферных полей с западными, юго-западными ветрами способствует ослаблению холодного Курило-Камчатского течения и развитию теплого течения Соя. Так, согласно экспедиционным данным, в экстремально теплом по термическим условиям 1990 г. отмечалось значительное проникновение к Курильской гряде течения Соя – его воды наблюдались вплоть до пролива Фриза [1]. Между тем перенос холодного Курило-Камчатского течения, по инструментальным наблюдениям, у тихоокеанского побережья Камчатки в 1990 г. составлял лишь 2 Св, при среднем переносе около 10 Св [20].

Таким образом, выявленные механизмы формирования аномальных термических условий исследуемых акваторий гряды связаны с региональными особенностями атмосферной циркуляции – аномальными изменениями развития и положения региональных ЦДА, изменениями их локального термического и динамического воздействия.

Заключение

Выявлены особенности механизмов формирования аномальных состояний термического режима вод в важном промышленном районе – зоне Курильской гряды, определены качественные причинно-следственные связи.

Установлено, что аномальные термические условия в отдельных районах гряды формируются локальным воздействием аномальной атмосферной циркуляции – экстремальными колебаниями интенсивности развития и положения региональных центров действия атмосферы. Совпадающие и противоположные по знаку экстремальные состояния термического режима в северном и южном районах гряды обусловлены аномальными изменениями развития охотского антициклона, формированием тропосферной ложбины в высотном поле, смещением от среднемноголетнего положения ЛДД, изменениями распространения Северотихоокеанского максимума (ГА) и соответствующим направлением атмосферной циркуляции.

Показаны различия барических полей в аномальные по термическим условиям годы. Индикатором изменчивости атмосферной циркуляции являются барические поля средней тропосферы с различным положением ложбин

и гребней над восточным побережьем Азии. В этих барических полях локальные потоки способствуют накоплению в отдельных очагах холодных или теплых воздушных масс над акваторией, где происходит формирование аномальных термических условий. Кроме этого, динамическое атмосферное воздействие способствует изменениям характеристик отдельных звеньев системы прикурильских течений, происходит перераспределение потоков тепла и холода по акватории, что в итоге определяет характер локального формирования экстремально теплых и холодных термических условий.

Материалы данного исследования могут быть применены в промысловой океанографии, использованы для верификации результатов региональных прогностических моделей взаимодействия атмосферы и океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов К. Т., Мороз В. В.* Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток : Дальнаука, 2000. 152 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Отв. ред. Ф. С. Терзиев. СПб. : Гидрометеоиздат, 1998. 398 с.
3. *Шунтов В. П.* Результаты изучения макроэкосистем дальневосточных морей России: задачи, итоги, сомнения // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2000. № 1. С. 19-29.
4. *Каев А. М.* Снижение численности горбуши (*Oncorhynchus gorbuscha*) в Сахалино-Курильском регионе как следствие действия экстремальных факторов среды // Известия ТИНРО. 2018. Т. 192. С. 3–14. doi:10.26428/1606-9919-2018-192-3-14
5. *Шатилина Т. А., Цициашвили Г. Ш., Радченкова Т. В.* Особенности изменчивости летних центров действия атмосферы над Дальним Востоком и климатические экстремумы в период 1980-2017 гг. // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2019. № 56. С. 61–80. doi:10.33933/2074-2762-2019-56-61-80
6. *Мороз В. В., Шатилина Т. А.* Влияние атмосферных процессов на формирование экстремальных гидрологических условий в южной части Охотского моря и прилегающих акваториях в летний период // Метеорология и гидрология. 2020. № 9. С. 78–89.
7. *Шатилина Т. А., Цициашвили Г. Ш., Радченкова Т. В.* Использование метода интервального распознавания для выделения предшествующих барических структур, определяющих экстремальные термические режимы в южнокурильском районе Тихого океана в летний период // Известия ТИНРО. 2021. Т. 201, № 2. С. 470–483. doi:10.26428/1606-9919-2021-201-470-483
8. Subinertial and Seasonal Variations in the Soya Warm Current Revealed by HF Ocean Radars, Coastal Tide Gauges, and Bottom-Mounted ADCP / N. Ebuchi [et al.] // Journal of Oceanography. 2009. Vol. 65, iss. 1. P. 31–43. doi:10.1007/s10872-009-0003-2
9. Current Structure and Volume Transport of the Soya Warm Current in Summer / M. Matsuyama [et al.] // Journal of Oceanography. 2006. Vol. 62, iss. 2. P. 197–205. doi:10.1007/s10872-006-0044-8
10. Near-surface Circulation and Tidal Currents of the Okhotsk Sea Observed with Satellite-Tracked Drifters / K. I. Ohshima [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2002. Vol. 107, iss. C11. 3195. doi:10.1029/2001JC001005
11. Климатические изменения термических условий окраинных морей западной части Тихого океана / И. Д. Ростов [и др.] // Метеорология и гидрология. 2020. № 3. С. 44–57.
12. *Корт В. Г.* О крупномасштабном взаимодействии океана и атмосферы (на примере северной части Тихого океана) // Океанология. 1970. Т. 10, вып. 2. С. 222–239.

13. *Kono T., Kawasaki Y.* Modification of the western subarctic water by exchange with the Okhotsk Sea // *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1997. Vol. 44, iss. 4. P. 689–711. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(96\)00107-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(96)00107-0)
14. *Sekine Y.* Anomalous southward intrusion of the Oyashio East of Japan. 1. Influence of the seasonal and interannual variations in the wind stress over the North Pacific // *Journal of Geographical Research: Oceans*. 1988. Vol. 93, iss. C3. P. 2247-2255. doi:10.1029/JC093iC03p02247
15. *Жигалов И. А.* Сезонная и межгодовая изменчивость геострофических течений в районе Западной Камчатки // *Известия ТИНРО*. 2012. Т. 169. С. 94–99.
16. *Жигалов И. А., Самко Е. В., Новиков Ю. В.* Межгодовая изменчивость течения Ойясио // *Метеорология и гидрология*. 2002. № 4. С. 59–66.
17. Водобмен между Беринговым морем и Тихим океаном через Камчатский пролив / И. А. Жабин [и др.] // *Метеорология и гидрология*. 2010. № 3. С. 84-92.
18. *Isoguchi O. and Kawamura H.* Seasonal to interannual variations of the western boundary current of the subarctic North Pacific by a combination of the altimeter and tide gauge sea levels // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006. Vol. 111, iss. C4. C04013. doi:10.1029/2005JC003080
19. *Андреев А. Г., Жабин И. А.* Влияние продолжения Аляскинского течения на динамику вод восточной части Охотского моря // *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. 2015. № 2. С. 87–92.
20. *Розачев К. А., Шлык Н. В.* Многолетние изменения вихря ветра и уровень моря в Камчатском течении // *Океанология*. 2005. Т. 45, № 3. С. 339–348.

Об авторах:

Мороз Валентина Васильевна, старший научный сотрудник, лаборатория информатики и мониторинга океана, ФГБУН ТОИ им. В. И. Ильичева ДВО РАН (690041, Россия, г. Владивосток, ул. Балтийская, д. 43), кандидат географических наук, **Scopus Author ID: 7102508049**, **ORCID ID: 0000-0001-5937-4080**, **ResearcherID: K-1520-2018**, moroz@poi.dvo.ru

Шатилина Татьяна Александровна, ведущий научный сотрудник, лаборатория промышленной океанологии, Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, тихоокеанский филиал ФГБНУ ВНИРО (ТИНРО), (690091, Россия, г. Владивосток, тупик Шевченко, 4), кандидат географических наук, **Scopus Author ID: 6505548902**, tatyana.shatilina@tinro-center.ru

Трансформация кинетической и потенциальной энергии при вытягивании мезомасштабного вихря

В. В. Жмур^{1,2,3}, В. С. Травкин^{1,✉}, Т. В. Белоненко¹,
Д. А. Арутюнян³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

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

³ Московский физико-технический институт, Москва, Россия

✉ vtravkin99@gmail.com

Поступила в редакцию 12.04.2022; одобрена после рецензирования 27.05.2022;
принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Вытягиванием мезомасштабного вихря мы называем процесс его удлинения, так что продольный масштаб становится больше поперечного. Целью данной работы является исследование трансформации энергии вихря, который в процессе эволюции изменяет свою форму путем вытягивания, а также верификация теории на основе сравнения результатов с оценками, полученными по натурным данным.

Методы и результаты. Теоретически установлено, что при вытягивании вихря уменьшаются его кинетическая и потенциальная энергия. Показано, что при деформации вихря баротропным потоком вертикальная полуось, а также произведение горизонтальных полуосей и, соответственно, эффективный радиус не изменяются. Отмечается, что в процессе эволюции в период 4–24 апреля 2012 г. вихрь, который изначально имел круглую форму в горизонтальном плане, вытягивается таким образом, что к концу периода его продольный масштаб в 4 раза превышает поперечный. При этом эффективный радиус в целом меняется незначительно, и его значения в начале и в конце жизненного цикла вихря близки по величине. Установлено, что увеличение параметра сплюснутости вихря связано с увеличением частоты Вэйсяля – Брента. Изменение энергии вихря при его трансформации анализируется в зависимости от параметров, характеризующих форму вихря, а также от частоты Вэйсяля – Брента. Верификация теоретических выводов проводится для мезомасштабного вихря, который был расположен в Лофотенской котловине Норвежского моря в период 4–24 апреля 2012 г. Анализ кинетической и потенциальной энергии проводится по данным океанического реанализа *GLORYS12V1*.

Выводы. Показано, что в целом потенциальная энергия вихря в 1,5 раза превышает его кинетическую энергию. При вытягивании вихря кинетическая энергия уменьшается в 3 раза, потенциальная – в среднем в 1,7 раза. Суммарная энергия вихря уменьшилась в 2,3 раза. Оценки коэффициентов уменьшения энергии вихря, сделанные на основе натурных данных, качественно подтверждают теоретические выводы. Некоторое несоответствие количественных оценок может быть обусловлено неточностью практического определения масштабов вихря по натурным данным.

Ключевые слова: мезомасштабные вихри, кинетическая и потенциальная энергия, кинетическая энергия, потенциальная энергия, вихрь, Лофотенский вихрь, вытягивание вихря, параметр сплюснутости, *GLORYS12V1*, Лофотенская котловина

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00004 и по теме государственного задания ИО РАН № 0128-2021-0002.

Для цитирования: Трансформация кинетической и потенциальной энергии при вытягивании мезомасштабного вихря / В. В. Жмур [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 466–480. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-466-480

Transformation of Kinetic and Potential Energy during Elongation of a Mesoscale Vortex

V. V. Zhmur ^{1, 2, 3}, V. S. Travkin ^{1, ✉}, T. V. Belonenko ¹,
D. A. Arutyunyan ³

¹ St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

² P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³ Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russia

✉ vtravkin99@gmail.com

Abstract

Purpose. The process of mesoscale vortex stretching is called elongation so that its longitudinal scale becomes larger than the transverse one. The work is aimed at studying the energy transformation of a vortex that changes its shape by stretching during evolution, and also at verifying the theory by comparing the results with the estimates obtained from the field data.

Methods and Results. It is revealed theoretically that a vortex stretching is accompanied by a decrease in its kinetic and potential energy. It is shown that when a vortex is deformed by a barotropic flow, the vertical semi-axis, the product of the horizontal semi-axes, and, agreeably, the effective radius does not change. The vortex which initially had a round shape in the horizontal plane, in the process of its evolution on April 4–24, 2012 was noted to be stretched in such a way that by the end of the deformation period, its longitudinal scale became 4 times longer than the transverse one. At that, the effective radius changes insignificantly, and its values at the beginning and at the end of the vortex life cycle are close in magnitude. An increase in the vortex compression parameter is found to be related to an increase in the Väisälä – Brunt frequency. The change in the vortex energy during its transformation is analyzed depending both on the parameters characterizing the vortex shape, and on the Väisälä – Brunt frequency. The theoretical conclusions were verified using the mesoscale vortex located in the Lofoten basin (the Norwegian Sea) on April 4–24, 2012. The kinetic and potential energy was analyzed using the data of oceanic reanalysis *GLORYS12V1*.

Conclusions. It is shown that, in general, the vortex potential energy exceeds its kinetic one by 1.5 times. When the vortex is elongated, its kinetic energy decreases by 3 times, and its potential energy – on average by 1.7 times. The vortex's total energy has decreased by 2.3 times. The coefficient estimates of relative attenuation of different types of vortex energy inferred from *GLORYS12V1*, qualitatively confirm the theoretical conclusions. Some discrepancies in the quantitative estimates can be conditioned by inaccuracy in practical determining the vortex scales derived from the *in-situ* data.

Keywords: mesoscale vortex, kinetic and potential energy, kinetic energy, potential energy, vortex, Lofoten vortex, vortex elongation, oblateness parameter, *GLORYS12V1*, Lofoten basin

Acknowledgments: the work was carried out with financial support of the Russian Science Foundation, grant No. 22-27-00004, and within the framework of the state assignment of IO RAS on theme No. 0128-2021-0002.

For citation: Zhmur, V.V., Travkin, V.S., Belonenko, T.V. and Arutyunyan, D.A., 2022. Transformation of Kinetic and Potential Energy during Elongation of a Mesoscale Vortex. *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 449-462. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-449-462

Введение

В 1948 г. С. А. Чаплыгин опубликовал работу ¹, в которой рассмотрел деформацию 2D-вихря Кирхгофа потоком с постоянным сдвигом. Позднее эти исследования были развиты для плоской гидродинамики в работе С. Кида [1], для 3D-вихрей – в работах В. В. Жмура и соавторов [2, 3], где рассмотрена

¹ Чаплыгин С. А. Собрание сочинений. М. ; Л. : Гостехиздат, 1948. Т. 2. 643 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 38 № 5 2022

динамика вихрей при различных фоновых условиях². Показано, что при деформации граница вихря имеет три варианта поведения: вращение, нутационные колебания и неограниченное вытягивание. Поведение вихря в баротропном фоновом потоке и в течениях с вертикальным сдвигом различное. При наличии фонового течения в определенных условиях вихрь, деформируясь, может быть вытянут в нить. В указанных теориях при деформации вихря его граница остается в 2D-случае эллиптической, в 3D-случае – эллипсоидальной. При вытягивании вихря в горизонтальном плане, т. е. при увеличении продольного размера относительно поперечного, индуцированное им движение жидкости уменьшается. С физической точки зрения режим неограниченного вытягивания соответствует уничтожению вихря течением.

Целью данной работы является исследование энергии вихря при его трансформации путем вытягивания, а также верификация теории на основе сравнения результатов с оценками, полученными по натурным данным.

Уменьшение орбитальных скоростей влечет за собой уменьшение кинетической энергии вихря. Однако оказалось, что при вытягивании вихря также уменьшается и потенциальная энергия.

Полная энергия вихря в океане H определяется по формуле

$$H = \frac{1}{2} \iiint \left[\rho_{\Sigma}(x, y, z) (u^2(x, y, z) + v^2(x, y, z)) + \frac{g^2}{\rho_0(z)} \frac{\rho^2(x, y, z)}{N^2(x, y, z)} \right] dx dy dz, \quad (1)$$

где ρ_0 – средняя плотность морской воды по глубине моря; u и v – зональная и меридиональная компоненты скорости потока; g – ускорение свободного падения; N – частота Вайсяля – Брента; $\rho = (\rho_{\Sigma} - \rho_0)$ – отклонение текущей плотности ρ_{Σ} от ρ_0 . Границы интегрирования определяются масштабами вихря [4], горизонтальные границы определяются по изолиниям нулевой относительной

завихренности $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$; по глубине интеграл берется от 0 до 1000 м. Первое

слагаемое в формуле (1) – кинетическая энергия, второе – доступная потенциальная энергия вихря.

Формулы преобразования

Безразмерный параметр ε характеризует степень вытягивания вихря и определяется через отношение его горизонтальных масштабов $\varepsilon = \frac{a}{b} \geq 1$, где

a, b – горизонтальные полуоси ядра эллипсоида: a – большая, b – малая полуось; c – вертикальная полуось вихря. При помощи c вводится безразмерный

параметр вертикальной сплюснутости ядра вихря: $K = \frac{N c}{f r_0}$, где $r_0 = \sqrt{ab}$ –

² Жмур В. В., Панкратов К. К. Динамика полуэллипсоидального приповерхностного вихря в неоднородном потоке // Океанология. 1989. Т. XXIX, вып. 2. С. 205–211; Жмур В. В., Панкратов К. К. Динамика мезомасштабного вихревого образования в поле течения крупного интенсивного вихря // Океанология. 1990. Т. 30, вып. 2. С. 170–178; Жмур В. В., Панкратов К. К. Дальнее взаимодействие ансамбля квазигеострофических вихрей. Гамильтонова формулировка // Известия Академии наук. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26, № 9. С. 972–981.

эффективный радиус вихря; f – параметр Кориолиса; N – средняя по глубине в слое 0–1000 м частота Вайсяля – Брента. Установлено, что при деформации вихря баротропным потоком вертикальная полуось, а также произведение полуосей a, b и, соответственно, r_0 не изменяются. Следовательно, параметр вертикальной сплюснутости ядра K также сохраняется при деформации вихря баротропным потоком [2]. Однако последнее верно при предположении о неизменности частоты Вайсяля – Брента. Если эта частота во время жизненного цикла вихря изменяется, то, соответственно, будет меняться и параметр вертикальной сплюснутости ядра вихря K .

При помощи нетривиальных преобразований формула для энергии (1) может быть преобразована в виде зависимости от ε и параметра сплюснутости K , причем существуют несколько эквивалентных вариантов формул зависимости полной энергии вихря как функции от (ε, K) [2, 5–12]. Ниже приведены два варианта энергетических соотношений, тождественных друг другу:

$$H(\varepsilon, K) = \frac{2}{15} \pi \rho_0 r_0^3 c^2 \sigma^2 \frac{N}{f} \int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\mu^2 + \nu\mu + 1)(K^2 + \mu)}}, \quad (2)$$

$$H(\varepsilon, K) = \frac{3}{40\pi} \rho_0 \frac{V_0^2 \sigma^2}{c} K \int_0^\infty \frac{d\mu}{\sqrt{(\mu^2 + \nu\mu + 1)(K^2 + \mu)}}, \quad (3)$$

здесь σ – потенциальная завихренность по Россби [3]; $\nu = \varepsilon + \frac{1}{\varepsilon} \geq 2$ – еще один

безразмерный параметр горизонтального удлинения вихря; $V_0 = \frac{4}{3} \pi abc$ –

объем вихревого ядра. В системе координат с двумя горизонтальными осями (x, y) и вертикальной осью z потенциальная завихренность σ выражается через функцию тока $\psi(x, y, z, t)$, где t – время [13]:

$$\sigma = \Delta_h \psi(x, y, z, t) + \frac{\partial}{\partial z} \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial \psi(x, y, z, t)}{\partial z}.$$

Здесь $\Delta_h \psi = \text{rot}_z \vec{u}$. В общем случае частота Вайсяля – Брента $N(z)$ зависит от вертикальной координаты z . Чем длиннее вихрь, тем больше ε и ν . Таким образом, длинным вихрям соответствуют очень большие значения ε и ν и следовательно – меньшая энергия.

Формулы (2) и (3) учитывают полную энергию вихря, включая кинетическую и доступную потенциальную энергию ядра, а также энергию внешней жидкости, захваченной в движение вихря. Теория эллипсоидальных вихрей [2] позволяет рассчитать отдельно кинетическую, доступную потенциальную и полную энергию ядра вихря. Общая механическая энергия H_{core} , а также кинетическая H_{core}^k и доступная потенциальная энергия вихря H_{core}^p , заключенная в объеме вихревого ядра, могут быть представлены как функции параметров

(ε, K). В результате аналитических расчетов на выходе получим следующие соотношения:

– кинетическая энергия вихревого ядра

$$H_{core}^k(\varepsilon, K) = \frac{1}{40} \rho_0 \sigma^2 V_0 a b K^2 \left\{ \left(\varepsilon \int_0^\infty \frac{1}{\varepsilon + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \right. \\ \left. + \frac{1}{\varepsilon} \int_0^\infty \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon} + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 \right\}, \quad (4)$$

– доступная потенциальная энергия вихревого ядра

$$H_{core}^p(\varepsilon, K) = \frac{1}{40} \rho_0 \sigma^2 V_0 a b K^4 \left(\int_0^\infty \frac{1}{K^2 + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2, \quad (5)$$

– механическая энергия вихревого ядра

$$H_{core} = H_{core}^k + H_{core}^p,$$

где

$$H_{core}(\varepsilon, K) = \frac{1}{40} \rho_0 \sigma^2 V_0 a b K^2 \left\{ \left(\varepsilon \int_0^\infty \frac{1}{\varepsilon + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \right. \\ \left. + \frac{1}{\varepsilon} \int_0^\infty \frac{1}{\frac{1}{\varepsilon} + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 + \left. + K^2 \int_0^\infty \frac{1}{K^2 + \mu} \frac{d\mu}{\sqrt{(\varepsilon + \mu) \left(\frac{1}{\varepsilon} + \mu \right) (K^2 + \mu)}} \right)^2 \right\}. \quad (6)$$

Согласно теории, при удлинении вихря баротропным потоком изменяются только ν или ε в интегралах (2) – (6), а все остальные характеристики не изменяются. При удлинении вихря знаменатель в подынтегральной функции растет, значит, сам интеграл при удлинении уменьшается. Это означает, что при вытягивании вихря уменьшается как кинетическая, так и доступная потенциальная энергия, а также механическая энергия вихревого ядра. Максимальное значение энергии (2) – (6) при фиксированном K соответствует круглым в плане вихрям с $\varepsilon = 1$ или $\nu = 2$. При изменении фоновой частоты Вьяйсяля – Брента будет меняться и параметр K .

Для исследования рассматривается эволюция мезомасштабного вихря, расположенного в Лофотенской котловине Норвежского моря. Будучи топографически обособленным районом, Лофотенская котловина формирует благоприятные условия для генерации множества мезомасштабных вихрей [14, 15]. Вихри извлекают из ветвей Норвежского течения часть теплой и соленой атлантической воды и перераспределяют ее по всей котловине³. За счет вихревой активности Лофотенская котловина является одним из самых динамически активных регионов Мирового океана⁴. Ее энергетика рассматривалась в работе [16].

Среди множества мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины для анализа был выбран вихрь, который в процессе своего жизненного цикла существенно изменяет свою форму. Исследуемый вихрь существовал 4–24 апреля 2012 г. и в течение трех недель эволюции изменял форму от круглой в горизонтальном плане до вытянутой, так что его продольный масштаб становился больше поперечного в несколько раз. В работе анализируются графики кинетической и потенциальной энергии вихря и другие характеристики.

Данные и метод идентификации

Для исследования используются данные глобального океанического реанализа *GLORYS12V1*. Массив предоставляется Морской службой Коперникус (*Copernicus Marine Service – CMEMS*). Данные имеют пространственное разрешение $1/12^\circ$ по широте и долготе и 50 уровней по вертикали, что позволяет успешно использовать их для изучения мезомасштабных структур Мирового океана. Реанализ *GLORYS12V1* ассимилирует вдольтрековые данные с альтиметров высокого разрешения, а также спутниковые наблюдения температуры поверхности моря, концентрации морского льда и *in situ* профилей температуры и солености. Основой реанализа является модель *NEMO*, где реанализ *ECMWF ERA-Interim* используется в качестве форсинга. Временное разрешение данных составляет одни сутки.

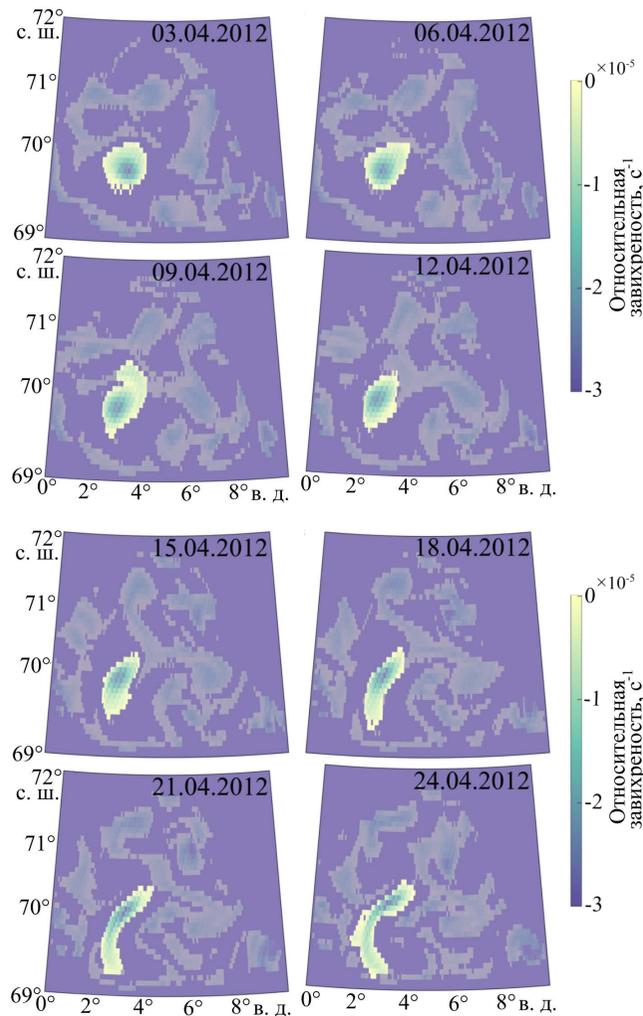
Так как данные *GLORYS12V1* широко используют ассимиляцию спутниковой и *in situ* информации, в работе они называются «натурными».

³ Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin / T. Belonenko [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. Vol. 20, no. 6. ES6011. doi:10.2205/2020ES000720

⁴ 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. Vol. 40, iss. 4. P. 738–743. <http://dx.doi.org/10.1002/grl.50126>

Результаты

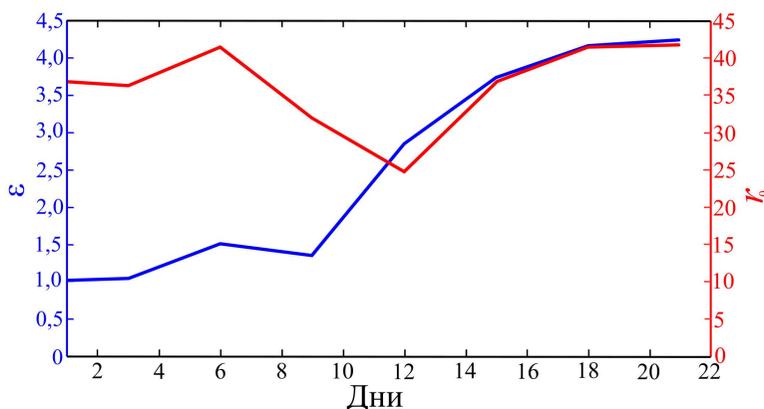
На рис. 1 показан жизненный цикл мезомасштабного антициклонического вихря в Лофотенской котловине в терминах относительной завихренности. Для визуализации области анализируемого вихря и исключения фрагментов других гидродинамических структур были построены маски для каждого момента времени. Последовательность изображений позволяет проследить эволюцию вихря, в которой происходит вытягивание его формы. Видно, что в начале цикла, 4 апреля 2012 г., вихрь круглый в горизонтальном плане, но постепенно он начинает вытягиваться, так что к 18 апреля его длина в несколько раз превышает ширину. К 21 апреля 2012 г. вихрь еще более вытягивается в продольном направлении, а к 24 апреля, выгибаясь под влиянием течений, на горизонте вихрь имеет форму подковы.



Р и с. 1. Эволюция вихря в Лофотенской котловине в период 3–24 апреля 2012 г. Шкала показывает значения относительной завихренности, горизонт 541 м

F i g. 1. Vortex evolution in the Lofoten basin on April 3–24, 2012. The scale shows the relative vorticity values; the horizon is 541 m

На рис. 2 представлены характеристики вихря: параметр вытянутости и эффективный радиус $r_0 = \sqrt{ab}$. В начальный момент вихрь круглый и $\varepsilon = 1$. В процессе жизненного цикла вихрь постепенно вытягивается, так что его продольный масштаб становится больше поперечного в 4 раза. Отметим, однако, что при этом эффективный радиус в целом меняется незначительно, и его значения в начале и в конце жизненного цикла вихря близки по величине.



Р и с. 2. Безразмерный параметр вытянутости вихря по горизонтали ε (синяя кривая) и его эффективный радиус $r_0 = \sqrt{ab}$ (красная кривая). По оси x показаны дни жизненного цикла вихря от начала измерений в период 4–24 апреля 2012 г.

F i g. 2. Dimensionless parameter of the vortex horizontal elongation ε (blue curve) and its effective radius $r_0 = \sqrt{ab}$ (red curve). The x -axis shows the days of the vortex life cycle from the beginning of measurements on April 4–24, 2012

На рис. 3 показаны частота Вейселя – Брента и безразмерный параметр вертикальной сплюснутости вихревого ядра (в расчетах вертикальная полуось принималась равной 400 м) [13]. Видно, что в процессе жизненного цикла обе характеристики увеличиваются. Увеличение частоты Вейселя – Брента, возможно, связано с периодом наблюдения (апрель), т. е. жизненный цикл вихря протекает в период перехода от зимней стратификации вод к летней. В начале жизненного цикла в вихре еще сохраняется зимняя стратификация с влиянием зимней конвекции, в то время как к концу цикла происходит усиление стратификации вод⁵ и увеличение частоты N [16].

Покажем, что увеличение параметра K связано с увеличением частоты Вейселя – Брента N . Выразим размер вертикальной полуоси c через объем ядра вихря V_0 и параметр $r_0 = \sqrt{ab}$. В результате получим соотношение

$$K = \frac{N}{f} \frac{3V_0}{4\pi r_0^3}. \quad (7)$$

⁵ Федоров А. М., Баимачников И. Л., Белоненко Т. В. Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев ARGO и гидродинамического моделирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64, № 3. С. 491–511. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>

Согласно оценкам, представленным на рис. 2, характерный эффективный радиус r_0 хотя и незначительно, но меняется в процессе деформации вихря, однако его начальное и конечное значения почти совпадают. Естественно полагать, что объем ядра вихря V_0 тоже не меняется (или меняется незначительно). В результате получается, что единственный параметр, из-за которого может измениться K , это частота Вэйсälä – Брента N . Из графика на рис. 3 видно, что параметр K увеличивается практически синфазно с частотой Вэйсälä – Брента, что также подтверждается формулой (7). Это дает основания считать, что рост K обусловлен исключительно увеличением N .

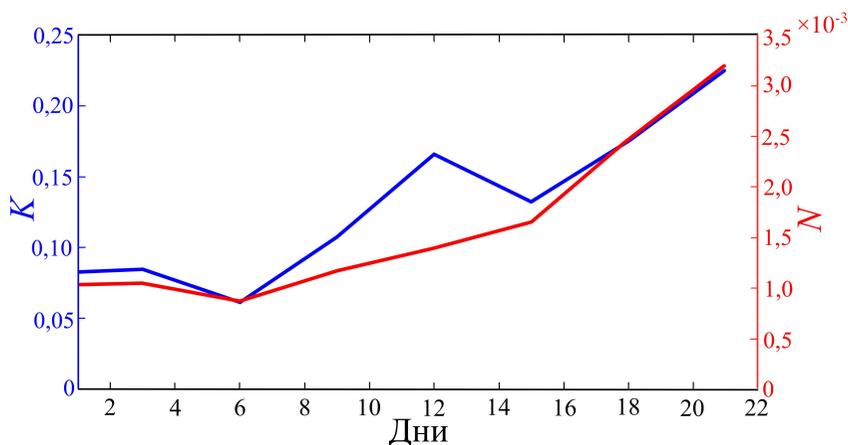
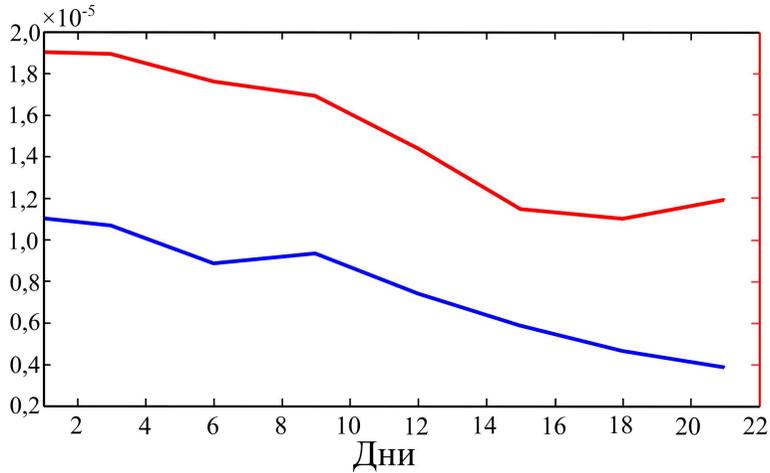


Рис. 3. Безразмерный параметр вертикальной сплюснутости вихревого ядра K (синяя кривая) и частота Вэйсälä – Брента N (красная кривая). По оси абсцисс показаны дни жизненного цикла вихря от начала измерений в период 4–24 апреля 2012 г.

Fig. 3. Dimensionless parameter of the vortex core vertical oblateness K (blue curve) and the Väisälä – Brunt frequency N (red curve). The abscissa axis shows the days of the vortex life cycle from the beginning of measurements on April 4–24, 2012

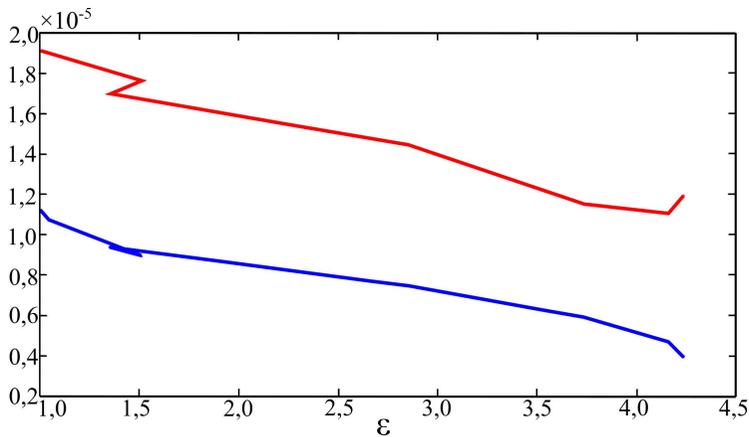
Далее мы анализируем по отдельности оценки первого (кинетическая энергия) и второго (потенциальная энергия) слагаемых в формуле (1). В горизонтальном плане область интегрирования ограничена областью вихря (см. рис. 1), по глубине интеграл традиционно берется в диапазоне 0–1000 м (см. обзор в [16]).

Результаты представлены на рис. 4. Видно, что потенциальная энергия вихря в 1,5 раза превышает его кинетическую энергию. Отметим, что в течение жизненного цикла вихря его энергия уменьшается, причем кинетическая энергия уменьшается в 3 раза, потенциальная – в среднем в 1,7 раза. Суммарная энергия вихря уменьшилась в 2,3 раза. Это уменьшение энергии связано с изменением формы вихря и его вытягиванием. Меньшая скорость уменьшения потенциальной энергии по сравнению с кинетической, очевидно, связана с частотой Вэйсälä – Брента, увеличение которой к концу периода замедляет уменьшение потенциальной энергии вихря.



Р и с. 4. Кинетическая (синяя кривая) и потенциальная (красная кривая) энергия вихря (Дж). По оси x показаны дни жизненного цикла вихря от начала измерений в период 4–24 апреля 2012 г.
F i g. 4. Kinetic (blue curve) and potential (red curve) energy of the vortex (J). The x -axis shows the days of the vortex life cycle from the beginning of measurements on April 4–24, 2012

На рис. 5 показано изменение потенциальной и кинетической энергии вихря в зависимости от его вытянутости ε по горизонтали. Судя по графикам, энергия уменьшается (практически линейно) с увеличением параметра вытянутости.



Р и с. 5. Зависимость кинетической (синяя кривая) и потенциальной (красная кривая) энергии от безразмерного параметра горизонтальной вытянутости ε по натурным данным
F i g. 5. Dependence of kinetic (blue curve) and potential (red curve) energy on the dimensionless parameter of horizontal elongation ε inferred from the *in-situ* data

Согласно рис. 4 и 5, полная энергия вихря при его вытягивании уменьшилась примерно в 2,3 раза. Попробуем теперь, исходя из теоретических соображений, оценить степень уменьшения энергии вихря $H(\varepsilon, K)$ за счет изменения ε и K . За рассмотренный жизненный цикл вихрь в плоскости параметров

(ε, K) переместился из точки (1; 0,08) в точку (4,3; 0,23). Согласно расчетам по натурным данным (на основе реанализа *GLORYS12V1*), отношение конечной энергии к ее начальному значению составляет величину $\frac{H(4,3;0,23)}{H(1;0,08)} = \frac{1}{2,3} = 0,43$.

Рассчитаем конечную энергию вихря, нормированную на ее начальное значение, по формулам (2), (3) с учетом (4). В результате получим $\frac{H(4,3;0,23)}{H(1;0,08)} = 0,80$. Как

видим, расчетное теоретическое значение $\frac{H(4,3;0,23)}{H(1;0,08)}$ отличается от его прак-

тической оценки почти в два раза при качественном соответствии и уменьшении энергии вихря при его вытягивании. Аналогично рассчитаем уменьшение энергии ядра вихря $H_{core}(\varepsilon, K)$ при изменении параметров (ε, K) согласно формуле (6) с учетом (7) с нормировкой на начальное значение энергии ядра: $\frac{H(4,3;0,23)}{H(1;0,08)} = 0,53$. Как видим, при учете только энергии вихревого ядра по-

тери относительной энергии 0,53 стали существенно ближе к ее практическому значению 0,43. Разницу можно объяснить тем, что, по-видимому, при вычислении энергии по натурным данным учитывалась в основном энергия ядра, а энергия внешней вращающейся жидкости игнорировалась.

Расчет изменения относительной кинетической энергии ядра, согласно теоретическому соотношению (4), дает значение $\frac{H_{core}^k(4,3;0,23)}{H_{core}^k(1;0,08)} = 0,53$, его

оценка по натурным данным составляет 0,33. Аналогичное теоретическое изменение доступной потенциальной энергии, согласно (5), составляет $\frac{H_{core}^p(4,3;0,23)}{H_{core}^p(1;0,08)} = 0,54$. Аналогичная оценка по натурным данным 0,59. Оценки

коэффициентов относительного уменьшения энергии вихря приведены в таблице.

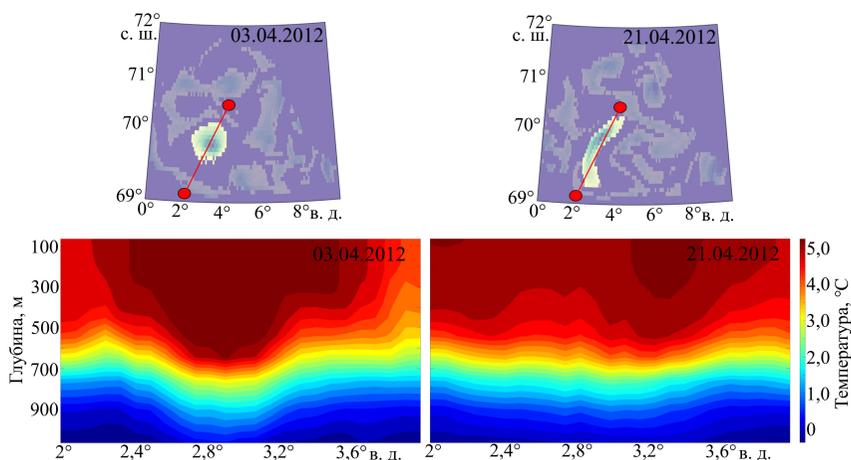
Таким образом, можно сделать качественный вывод об уменьшении всех видов энергии вихря при его удлинении. Это верно как теоретически, так и согласно натурным данным. Что касается количественных оценок, то о почти полном совпадении теоретических и практических расчетов можно говорить, когда оценивается энергия ядра вихря. Наибольшее отличие теоретических и практических оценок наблюдается в изменении общей энергии вихря. Некоторые количественные отличия оценок могут быть связаны с неточностью практического определения масштабов вихря по натурным данным.

Оценки коэффициентов относительного ослабления различных типов энергии вихря при его переходе по параметрам (ε, K) из состояния (1; 0,08) в (4,3; 0,23)
Coefficient estimates of relative attenuation of different types of vortex energy during its transition by the parameters (ε, K) from the state (1; 0.08) to the state (4.3; 0.23)

Относительная общая энергия вихря $\frac{H(4,3;0,23)}{H(1;0,08)}$ / The relative total energy of the vortex $\frac{H(4,3;0,23)}{H(1;0,08)}$	Относительная общая энергия ядра вихря $\frac{H_{core}(4,3;0,23)}{H_{core}(1;0,08)}$ / The relative total energy of the vortex core $\frac{H_{core}(4,3;0,23)}{H_{core}(1;0,08)}$	Относительная кинетическая энергия ядра вихря $\frac{H_{core}^k(4,3;0,23)}{H_{core}^k(1;0,08)}$ / The relative kinetic energy of the vortex core $\frac{H_{core}^k(4,3;0,23)}{H_{core}^k(1;0,08)}$	Относительная доступная потенциальная энергия ядра вихря $\frac{H_{core}^p(4,3;0,23)}{H_{core}^p(1;0,08)}$ / The Relative available potential energy of the vortex core $\frac{H_{core}^p(4,3;0,23)}{H_{core}^p(1;0,08)}$
По натурным данным / Based on <i>in-situ</i> data			
	0,43	0,33	0,59
Теория / Theory			
0,80	0,53	0,53	0,54

Трансформация ядра вихря при его вытягивании также подтверждается анализом изменения термохалинных характеристик вихря в процессе его эволюции. На рис. 6, где представлены температурные профили в вихре (продольные разрезы), видно, что при вытягивании вихря область ядра, ограниченная значениями 5°C, сжимается в несколько раз. И если в начальный момент времени (4 апреля 2012 г.), когда вихрь еще имел круглую форму, изотерма 5°C распространялась до 600 м, то к 21 апреля она простирается до ~ 300 м, т. е. область, ограниченная этой изотермой, сокращается по глубине вдвое. В то же время область ядра, ограниченная изотермой 4,5°C, наоборот, растягивается вдоль вихря в продольном направлении при его вытягивании. Похожие изменения характеризуют и расположение изопикн на разрезах (не показаны). Отметим, что на рис. 6 вихрь представляет собой не эллипсоид, а, скорее, полуэллипсоид, однако в этом никакого противоречия нет, так как теория эллипсоидальных вихрей распространяется и на случаи подповерхностных вихрей, когда в качестве модели вихря рассматривается полуэллипсоид (см., напр., [13]).

Таким образом, наряду с уменьшением кинетической и потенциальной энергии в вихре происходит трансформация ядра, при которой область с максимальными значениями уменьшается в размерах, но растягивается с меньшими значениями температуры в продольном направлении вихря.



Р и с. 6. Температурные профили (вертикальные разрезы) (°C) в вихре за 3 и 21 апреля 2012 г.
Fig. 6. Temperature profiles (vertical sections) (°C) in the vortex for April 3 and 21, 2012

Выводы

В работе анализируется трансформация энергии мезомасштабного вихря, который в процессе эволюции изменяет свою форму путем вытягивания. Из анализа формул следует, что при такой трансформации уменьшается его кинетическая и доступная потенциальная энергия. Также установлено, что при деформации вихря баротропным потоком произведение горизонтальных полуосей и, соответственно, эффективный радиус изменяются незначительно. Изменение энергии вихря при его трансформации анализируется в зависимости от следующих параметров: ϵ , характеризующего отношение его горизонтальных осей, и $K = \frac{N c}{f r_0}$ – параметра сплюснутости вихря. Общая механическая

энергия вихря и отдельно его кинетическая и доступная потенциальная энергия, заключенные в объеме вихревого ядра, рассматриваются как функции параметров (ϵ , K). Экспериментально доказано уменьшение энергии при увеличении ϵ .

Для верификации теоретических выводов проанализирована эволюция энергии мезомасштабного вихря, расположенного в Лофотенской котловине Норвежского моря. Исследование проводилось по данным реанализа *GLORYS12V1*. Показано, что в процессе эволюции в период 4 – 24 апреля 2012 г. вихрь, который изначально имел круглую форму в горизонтальном плане, вытягивается, так что его продольный масштаб в 4 раза превышает поперечный. Отметим, однако, что при этом эффективный радиус в целом меняется незначительно, и его значения в начале и в конце жизненного цикла вихря близки по величине. Установлено, что увеличения параметра K рассматриваемого вихря связано с увеличением частоты Вайсяля – Брента N .

Сравнение графиков кинетической и потенциальной энергии показывает, что потенциальная энергия вихря в 1,5 раза превышает его кинетическую энергию. Уменьшение энергии в процессе трансформации вихря происходит по-

разному: кинетическая энергия уменьшается в 3 раза, потенциальная – в среднем в 1,7 раза. Суммарная энергия вихря уменьшилась в 2,3 раза. Это уменьшение энергии связано с изменением формы вихря и его вытягиванием. Отмечается почти линейное уменьшение потенциальной и кинетической энергии вихря в зависимости от параметра вытянутости ϵ . Оценки коэффициентов относительного ослабления различных типов энергии вихря при его переходе по параметрам (ϵ , K), сделанные на основе натуральных данных, качественно подтверждают теоретические выводы. Неполное соответствие количественных оценок может быть обусловлено неточностью практического определения масштабов вихря по натурным данным.

Теория эллипсоидальных вихрей – на сегодня единственная теория, позволяющая провести аналитическое исследование вихрей в океане. При этом анализируемые характеристики, например энергия, описываются громоздкими интегралами. Если отказаться от представлений о мезомасштабных вихрях как эллипсоидальных, то мы будем иметь дело с интегро-дифференциальными уравнениями, которые невозможно не только решать, но и с их помощью даже проводить какие-либо оценки. Вместе с тем мы уверены, что использование теории эллипсоидальных вихрей имеет хорошие перспективы для анализа, в частности, мезомасштабных антициклонов в океане, и показали это в ряде работ. Однако мы отдаем себе отчет в том, что такой анализ ограничен качеством данных, с одной стороны, и представлениями о вихрях как о неких идеальных геометрических телах – с другой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kida S.* Motion of an Elliptic Vortex in Uniform Shear Flow // *Journal of Physical Society of Japan.* 1981. Vol. 50, iss. 10. P. 3517–3520. <https://doi.org/10.1143/JPSJ.50.3517>
2. *Жмур В. В.* Мезомасштабные вихри океана. М. : ГЕОС, 2010. 290 с.
3. *Жмур В. В., Новоселова Е. В., Белonenko Т. В.* Потенциальная завихренность в океане: подходы Эртеля и Россби с оценками для Лофотенского вихря // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана.* 2021. Т. 57, № 6. С. 721–732. doi:10.31857/S0002351521050151
4. *Sandalyuk N. V., Bosse A., Belonenko T. V.* The 3-D Structure of Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A Composite Analysis from Altimetry and In Situ Data // *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 2020. Vol. 125, iss. 10. e2020JC016331. <https://doi.org/10.1029/2020JC016331>
5. О мезомасштабных неоднородностях океана / Ю. А. Иванов [и др.] // *Доклады Академии наук СССР.* 1986. Т. 289, № 3. С. 706–709.
6. *Гидрофизические исследования по программе «Мезополигон».* М. : Наука, 1988. 263 с.
7. *Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С.* Синоптические вихри в океане. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 509 с.
8. *Коротяев Г. К.* Теоретическое моделирование синоптической изменчивости океана. Киев : Наукова думка, 1988. 157 с.
9. *Коротяев Г. К., Чепурин Г. А.* Модель динамики изолированного бароклинного вихря // *Вопросы динамики океана.* Л. : Гидрометеиздат, 1984. С. 143–156.
10. *McWilliams J. C.* Submesoscale, coherent vortices in the ocean // *Reviews of Geophysics.* 1985. Vol. 23. P. 165–182. doi:10.1029/RG023i002p00165
11. *Polvani L. M., Flierl G. R.* Generalized Kirchhoff vortices // *The Physics of Fluids.* 1986. Vol. 29, iss. 8. P. 2376–2379. <https://doi.org/10.1063/1.865530>

12. *Meacham S. P.* Quasigeostrophic, ellipsoidal vortices in stratified fluid // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1992. Vol. 16, iss. 3–4. P. 189–223. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(92\)90007-G](https://doi.org/10.1016/0377-0265(92)90007-G)
13. *Жмур В. В., Новоселова Е. В., Белоненко Т. В.* Особенности формирования поля плотности в мезомасштабных вихрях Лофотенской котловины. Часть 2 // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 3. С. 341–356. doi:10.31857/S0030157422030170
14. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten basin from satellite altimetry / S. Gordeeva [et al.] // *Advances in Space Research*. 2021. Vol. 68, iss. 2. P. 364–377. doi:10.1016/j.asr.2020.05.043
15. Analysis of mesoscale eddies in the Lofoten Basin based on satellite altimetry / V. A. Zinchenko [et al.] // *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2019. Vol. 12, iss. 3. P. 46–54. doi:10.7868/S2073667319030067
16. *Травкин В. С., Белоненко Т. В.* Исследование вихревой изменчивости в Лофотенской котловине на основе анализа доступной потенциальной и кинетической энергии // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 3. С. 318–332. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-318-332

Об авторах:

Жмур Владимир Владимирович, руководитель лаборатории, главный научный сотрудник, ИО РАН им. П. П. Ширшова (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН, **ORCID ID: 0000-0001-8217-0932**, **WoS ResearcherID: P-9738-2015**, **Scopus Author ID: 6602162918**, zhmur-vladimir@mail.ru

Травкин Владимир Станиславович, инженер-исследователь, кафедра океанологии, СПбГУ (199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, д. 7–9), v.travkin@spbu.ru

Белоненко Татьяна Васильевна, профессор, кафедра океанологии, СПбГУ (199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, д. 7–9), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4608-7781**, **WoS ResearcherID: K-2162-2013**, **Scopus Author ID: 6507005889**, t.v.belonenko@spbu.ru

Арутюнян Давид Арменович, аспирант Московского физико-технического института (141701, Россия, Московская область, г. Долгопрудный, Институтский переулок, д. 9), arutyunyan.da@phystech.edu

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

УДК 551.465

DOI: 10.22449/0233-7584-2022-5-481-498

Влияние вариаций ионно-солевого состава вод на точность измерений солености

Н. Ю. Андрулионис ✉, П. О. Завьялов, А. С. Ижицкий

Институт океанологии им. П. П. Шишова РАН, Москва, Россия
✉ natalya@ocean.ru

Поступила в редакцию 29.03.2022, одобрена после рецензирования 30.04.2022;
принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Работа посвящена оценке влияния вариаций основного ионно-солевого состава на точность определения солености вод внутренних морей и морских акваторий. Главной целью исследования являлась оценка репрезентативности результатов стандартных в океанологической практике *CTD*-измерений солености для районов, в которых ионно-солевой состав морской воды имеет отличия от океанского.

Методы и результаты. Значения солености морских вод, отобранных в экспедициях 2014–2021 гг. в Черном море и Керченском проливе, а также в Карском и Каспийском морях, были получены четырьмя различными способами: 1) измерениями *CTD*-зондом на основе электропроводности (практическая соленость); 2) расчетом по уравнению состояния *TEOS-10* на основе измерений плотности с учетом региональной поправки для районов исследований (абсолютная соленость); 3) расчетом по хлорности с использованием эмпирических зависимостей для соответствующих водоемов; 4) прямым расчетом на основе суммы компонентов основного состава. Различия между суммой основных ионов и соленостью, полученной по электропроводности, составили для прибрежных зон Черного моря, в том числе Керченского пролива, в среднем около 3 %, для Карского моря они варьировались в пределах 0–3 % в зависимости от местоположения станций, а для Каспийского моря (в районе устья р. Урал) различия составили до 52 %.

Выводы. Различия в соотношениях главных ионов в химическом составе вод исследуемых акваторий и водоемов существенно влияют на точность определения солености стандартным океанографическим оборудованием. Предположительно, на вариации основного ионного состава, особенно в поверхностном слое в прибрежной части моря, в большой степени влияет материковый пресноводный сток. Неучет изменчивости ионного состава приводит к ошибкам во время измерений физических параметров при традиционных *CTD*-зондированиях.

Ключевые слова: определение солености, соленость, ионный состав, химический состав, компонентный состав, плотность морской воды, морская вода, потенциометрическое титрование, Черное море, Керченский пролив, Каспийское море, Карское море

Благодарности: исследования были выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант 21-17-00191. Авторы выражают благодарность всем участникам экспедиций 2014–2021 гг., данные которых используются в работе.

Для цитирования: Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О., Ижицкий А. С. Влияние вариаций ионно-солевого состава вод на точность измерений солености // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 481–498. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-481-498

© Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О., Ижицкий А. С., 2022

Effect of Variations in the Ion-Salt Water Composition on the Accuracy of Salinity Measurements

N. Yu. Andrulionis , P. O. Zavialov, A. S. Izhitskiy

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

 *natalya@ocean.ru*

Abstract

Purpose. The work is aimed at assessing the effect of variations in the major ion-salt composition on the accuracy of determining water salinity in the inland seas and other seawater areas. The main goal of the study is to assess the representativeness of the results of the *CTD* salinity measurements (standard in oceanological practice) for the areas where the ion-salt seawater composition differs from that of the ocean.

Methods and Results. Salinity values of the seawater samples collected in the expeditions in the Black Sea and the Kerch Strait, and also in the Kara and Caspian seas in 2014–2021, were obtained in four different ways: 1) measurements with a *CTD*-probe based on electrical conductivity (practical salinity); 2) based on the measured density values, calculation by the *TEOS-10* equation of state with due regard for the regional correction for the areas under study (absolute salinity); 3) calculation by chlorine content using empirical dependencies for the corresponding water basins; 4) direct calculation based on a sum of components of the major ionic composition (similar to chemical determination in a laboratory).

Conclusions. Differences in the ratios of the main ions in the water chemical compositions of the water areas and basins under study significantly affect the accuracy of salinity determination by standard oceanographic equipment. The variations in the major ionic composition, especially in the surface layer of the sea coastal part, are assumed to be largely influenced by the continental freshwater runoff. The ionic composition variability, having been not taken into account, leads to the errors in the measurements of physical parameters at traditional *CTD*-probing.

Keywords: determination of salinity, salinity, ionic composition, chemical composition, component composition, density of seawater, seawater, potentiometric titration, Black Sea, Kerch Strait, Caspian Sea, Kara Sea

Acknowledgments: the research was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 21-17-00191. The authors are grateful to all the participants of the expeditions in 2014–2021, the data obtained were used in the study.

For citation: Andrulionis, N.Yu., Zavialov, P.O. and Izhitskiy, A.S., 2022. Effect of Variations in the Ion-Salt Water Composition on the Accuracy of Salinity Measurements. *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 463-479. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-463-479

1. Введение

Попытки определения солености морской воды предпринимались с древних времен и приобрели более или менее количественные формы начиная уже с XVII в. ¹. Соленость определяется как масса растворенных в 1 кг морской воды минеральных веществ. Однако таких веществ множество, поэтому точно измерить их суммарное содержание в составе каждой пробы морской воды на практике трудно [1]. К началу XIX в. стало известно, что относительное содержание главных солевых составляющих морской воды в океане с довольно высокой (но, как впоследствии выяснилось, не абсолютной) точностью посто-

¹ Основы аналитической химии. В 2 кн. Кн. 1. Общие вопросы. Методы разделения : Учебник для ВУЗов / Под. ред. Ю. А. Золотова. М. : Высшая школа, 2002. 351 с.

янно (принцип постоянных пропорций, или закон Дитмара), поэтому достаточно определить содержание какого-либо одного элемента, чтобы вычислить полную соленость. Наиболее удобным для измерения параметром стала концентрация хлоридов, или хлорность [2]. Хлорность измеряли с помощью прямого титрования, а затем преобразовывали в соленость с помощью простой линейной функции ². В настоящее время используется усовершенствованное соотношение для океанической воды [3], а также применяются и его региональные варианты, например для вод Каспийского [4, 5] и Черного моря [6].

С начала 1980-х гг. измерения солености выполняются главным образом с помощью *CTD*- (*conductivity, temperature, depth*) зондов и основываются на электропроводности, точнее, на отношении электрической проводимости морской воды к проводимости специального эталонного образца ³ (*IAPSO Standard Seawater*), который отбирают с поверхности в определенном районе Атлантического океана [2]. Значения электропроводности морской воды при фиксированном ионно-солевом составе полностью определяются соленостью, температурой и давлением. Зависимость плотности от температуры, солености и давления определяется уравнением состояния *EOS-80* (*UC-80*).

В 2010 г. было принято новое международное термодинамическое уравнение состояния морской воды *TEOS-10* [7], связывающее плотность морской воды с ее температурой, абсолютной соленостью и давлением. Это уравнение при известной плотности может использоваться для высокоточного определения солености, при этом потребуется специальное денсиметрическое оборудование для независимого измерения плотности.

Наиболее надежные значения солености могут быть получены на основе прямых лабораторных химических определений концентраций основных ионных компонентов морской воды [8] как сумма основных ионов. Для некоторых соленых водоемов, таких как, например, Аральское море ⁴ [9–12], Каспийское море [13], и других акваторий этот способ является по существу единственно возможным для корректного определения значений солености. Но определение солености по сумме основных ионов – достаточно трудоемкий процесс, требующий к тому же лабораторных условий и оборудования.

Опираясь как на натурные *CTD*-зондирования, так и на лабораторные исследования ионно-солевого состава и плотности отобранных в экспедициях проб, авторы предлагаемой работы поставили перед собой задачу количественно проанализировать отклонения друг от друга значений солености, полученных всеми перечисленными выше способами. Главной целью исследования являлась оценка репрезентативности результатов стандартных в океанологической практике *CTD*-измерений солености для районов, в которых ионно-солевой состав морской воды имеет отличия от «канонического» океанского. При написании статьи использовались материалы диссертации ⁵.

² Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана : Учебное пособие для вузов по специальности «Океанология». Л. : Гидрометеоздат, 1984. 343 с.

³ URL: <https://osil.com/salinity-measurement-standards/> (дата обращения: 09.09.2022).

⁴ Блинов Л. К. Гидрохимия Аральского моря. Л. : Гидрометеоздат, 1956. 232 с.

⁵ Андрулионис Н. Ю. Ионно-солевой состав вод морских акваторий и внутренних водоемов и его влияние на их гидрофизические характеристики : дисс. ... канд. геогр. наук. М., 2022. 140 с.

2. Материалы и методы

Образцы воды с поверхности Черного моря были получены в ходе прибрежных экспедиций в 2014–2021 гг. (рис. 1, табл. 1).

Образцы воды из Карского моря были получены в экспедиции НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рейс № 73) в 2018 г. Пробы были отобраны с поверхности в пяти районах моря: к западу от п-ова Ямал на расстоянии около 160 км от берега, у о. Белый – около 60 км от берега, у о. Шокальского – около 120 км от берега, а также между п-овом Таймыр (60 км от берега) и о-вами Арктического института (70 км от берега) (рис. 2).

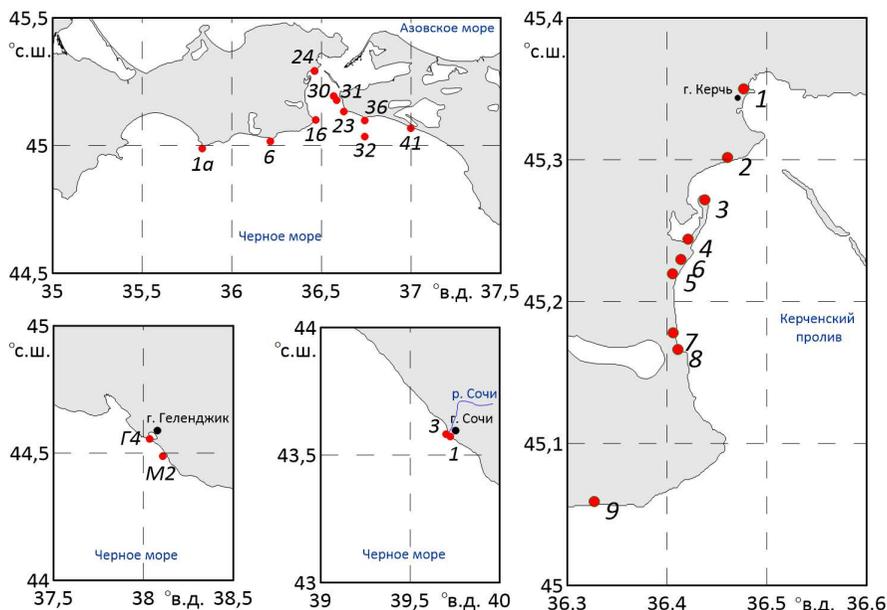


Рис. 1. Расположение станций отбора проб на Черном море (2014–2021 гг.)

Fig. 1. Location of sampling stations in the Black Sea (2014–2021)

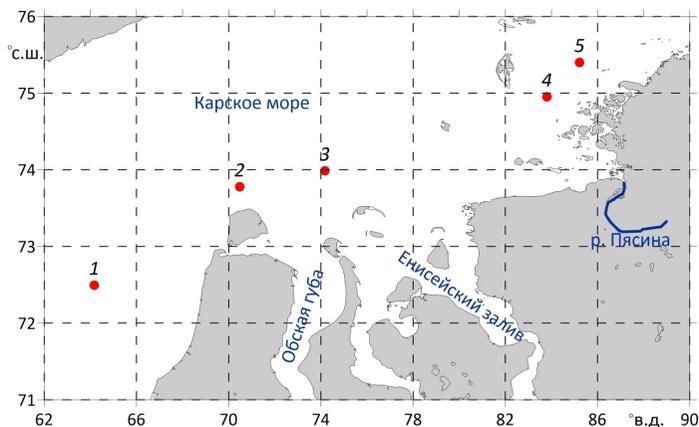


Рис. 2. Расположение станций отбора проб в Карском море (2018 г.)

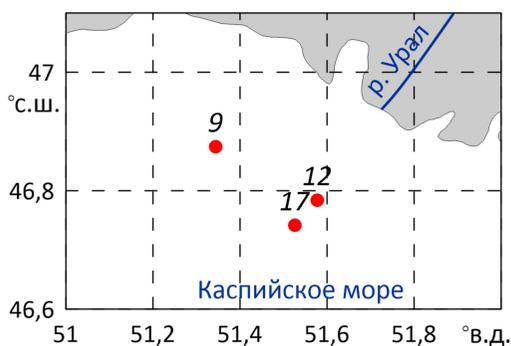
Fig. 2. Location of sampling stations in the Kara Sea (2018)

Т а б л и ц а 1
Table 1

Координаты местоположения, названия станций и даты отбора проб воды
Location coordinates, names of the stations and water sampling dates

Место отбора проб / Location of sampling	Дата отбора проб / Date of sampling	Номер станции / Station number	Координаты станций / Station coordinates		
			° с. ш. / ° N	° в. д. / ° E	
Карское море / Kara Sea	С 25 по 26 сен- тября 2018 г. / September 25–26, 2018	1	72,494444	64,170000	
		2	73,776667	70,476111	
		3	73,984722	74,174167	
		4	74,951111	83,805556	
		5	75,401111	85,222220	
Черное море от Феодо- сийского залива до Кер- ченского пролива / Black Sea, from the Feodosiya Bay to the Kerch Strait	01 мая 2019 г. / May 1, 2019	1a	44,987528	35,835806	
		6	45,012694	36,209528	
		24	45,291056	36,461444	
		31	45,183333	36,592972	
Керченский пролив / Kerch Strait	С 01 по 08 сен- тября 2019 г. / September 1–8, 2019	12	45,071708	36,461732	
		17	45,103928	36,482090	
		20	45,119100	36,555908	
		23	45,135783	36,623403	
		24	45,288658	36,457697	
		28	45,223365	36,535535	
		31	45,182142	36,589330	
		01 июля 2020 г. / July 1, 2020	6	45,016460	36,215190
	16		45,100560	36,468800	
	23		45,132810	36,623840	
	24		45,291690	36,460600	
	30		45,193770	36,567890	
	31		45,178270	36,583490	
	32		45,034790	36,740890	
	36		45,099130	36,741730	
	С 15 по 16 де- кабря 2021 г. / December 15–16, 2021	41	45,066560	36,998340	
		1	45,349800	36,476900	
		2	45,301800	36,460700	
		3	45,271700	36,437500	
		4	45,244200	36,421200	
		5	45,219800	36,405700	
		6	45,229700	36,413600	
		7	45,178100	36,405900	
	Черное море, устье р. Сочи / Black Sea, river Sochi estuary	27 мая 2014 г. / May 27, 2014	8	45,166400	36,410700
			9	45,059200	36,327143
	Черное море, устье р. Сочи / Black Sea, river Sochi estuary	27 мая 2014 г. / May 27, 2014	1	43,573000	39,722000
			3	43,583000	39,699000
	Черное море, Геленджик- ская бухта / Black Sea, the Gelendzhik Bay	01 октября 2020 г. / October 1, 2020	M2	44,498883	38,125930
G4			44,569766	38,033283	
Каспийское море, устье р. Урал / Caspian Sea, river Ural estuary	11–12 апреля 2016 г., 14–17 апреля 2017 г. / April 11–12, 2016, April 14–17, 2017	9	46,874490	51,344090	
		12	46,784050	51,577190	
		17	46,741570	51,525490	

Образцы воды с поверхности Каспийского моря в районе устья р. Урал (Жайык) были получены в ходе прибрежных экспедиций в 2016 и 2017 гг. (рис. 3).



Р и с. 3. Расположение станций отбора проб воды в Каспийском море (2016 и 2017 гг.)
Fig. 3. Location of water sampling stations in the Caspian Sea (2016 and 2017)

Образцы воды помещали в пластиковые бутылки объемом 1 или 1,5 л, которые предварительно ополаскивали водой из отбираемой пробы, герметично упаковывали и доставляли в лабораторию для последующего анализа. После определения общей щелочности и общего растворенного неорганического углерода согласно методике, описанной в источниках ⁶ [14], пробы фильтровали через мембранный фильтр *GF/F Whatman* 0,7 мкм для удаления минеральной и органической взвеси и помещали в стеклянные емкости объемом 100–250 мл. Для приготовления растворов реактивов и разбавления проб использовали деионизированную воду (электропроводность < 0,2 мкСм/см), которую получали с помощью лабораторного деионизатора. Реакцию среды растворов во время анализа контролировали с помощью комбинированного рН-электрода *Metrohm*. Массу анализируемой пробы измеряли взвешиванием на лабораторных аналитических весах *OHAUS* первого класса точности с погрешностью 0,001 г.

Измерения плотности воды исследуемых образцов проводили с помощью прецизионного плотномера *Anton Paar DMA 5000M*. Погрешность измерения плотности воды ⁷ составляла $\pm 10^{-5}$ г/см³. Плотность образцов измеряли при температуре от 1 до 29 °С при атмосферном давлении. Перед началом работ измерительную ячейку промывали этиловым спиртом в концентрации 95 % и деионизированной водой. Для каждой пробы проводили 3–4 измерения. За результат принимали среднее значение. Максимальные среднеквадратичные отклонения плотности образца составили для Черного моря 0,3 кг/м³, для Карского – 0,2 кг/м³, для Каспийского – 0,02 кг/м³.

Значения солёности определялись несколькими способами. Практическую солёность (*SP*) одновременно с отбором проб измеряли непосредственно в ходе

⁶ РД 52.10.743-2010. Общая щелочность морской воды. Методика измерений титриметрическим методом. Введ. 2011-07-01. М. : ФГУ ГОИН. 2010. 20 с. ; РД 52.10.243-92. Руководство по химическому анализу морских вод. СПб. : Гидрометеоздат, 1993. 264 с.

⁷ Руководство по эксплуатации DMA 4100 M, DMA 4500 M, DMA 5000 M. Грац, Австрия : Anton Paar GmbH, 2010. 135 стр.

экспедиций, используя CTD-зонды *CastAway* (*SonTek*, США), *Rinko* (*JFE Advantech*, Япония), *SBE 19plus* (*Sea-Bird*, США). Расчет солёности по уравнению *TEOS-10* на основе измерений плотности плотномером *Anton Paar DMA 5000M* производили с помощью программного обеспечения *MATLAB* с установленным пакетом *GSW Oceanographic Toolbox*⁸, который рекомендован разработчиками *TEOS-10*. Для определения солёности морской воды с использованием значений хлорности применялись уравнения, разработанные как для океанической воды [8], так и для вод Черного [6], Карского [3], Каспийского [4, 5] морей. Значение хлорности получили классическим способом титрования (метод Мора), а именно осаждением галогенов нитратом серебра⁹ [2]. Для определения солёности вод как суммы главных ионов (далее – *SS*) суммировали полученные концентрации компонентов основного состава. Для определения концентраций компонентов основного ионного состава вод исследуемых водоемов применялся автоматический потенциометрический титратор *Metrohm 905 Titrando* (Швейцария), который комплектуется индикаторными электродами. Более подробно характеристики прибора и методические особенности его применения изложены в нашей статье [10].

Для контроля точности измерений аналогичные определения концентраций основных ионов и плотности проводились также на образцах стандартной морской воды *IAPSO* с общей практической солёностью 34,993 ЕПС, специально предназначенных для калибровки приборов и верификации измерений солёности. Максимальное отклонение между определением солёности суммой ионов и абсолютной солёностью морской воды из работы [3] составило 0,08 г/кг.

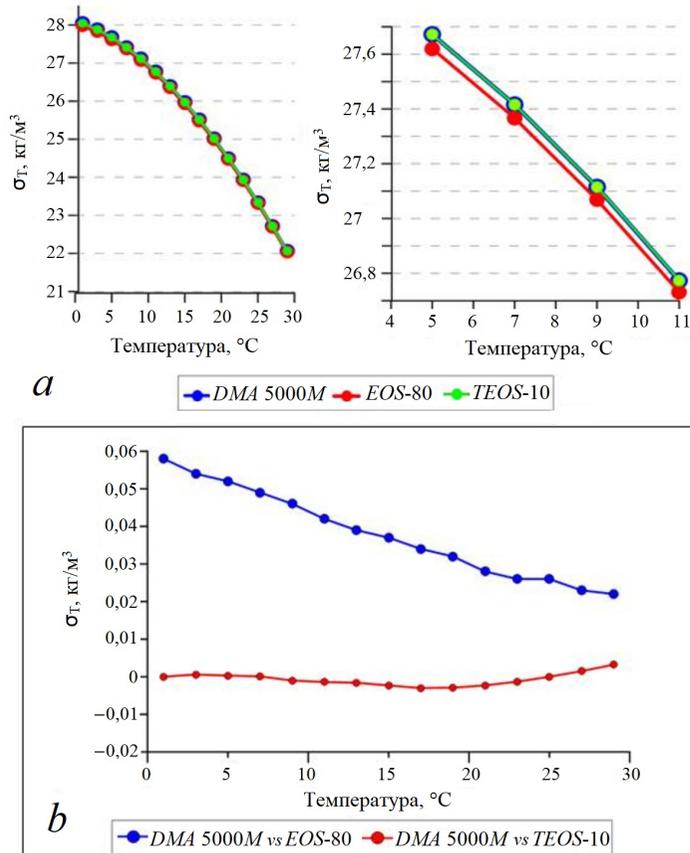
Концентрацию ионов натрия определяли как разницу между суммой анионов и катионов в моль-эквивалентах. Этот способ дает хорошие результаты в случае, если все остальные ионы определены с достаточно высокой точностью¹⁰ [8]. Для верификации точности данного метода в лаборатории Испытательного центра МГУ были выполнены контрольные определения концентрации ионов натрия способом атомно-эмиссионной спектроскопии в соответствии с ГОСТ Р 57165-2016. Максимальная разница между средним расчетным значением концентрации ионов натрия и осредненными данными измерений составила 0,2 г/кг для образца воды из Керченского пролива.

Плотность СМВ определяли в диапазоне температур от 1 до 29 °С и сравнивали полученные значения с рассчитанными по формулам *TEOS-10* и *EOS-80* для того, чтобы оценить невязку при определении плотности двумя способами и, следовательно, точность работы прибора (рис. 4). Отклонения значений плотности СМВ, рассчитанных по *EOS-80*, от значений, полученных с помощью плотномера, составили в среднем 0,2 %, а при расчете по *TEOS-10* – в среднем 0,003 % от значений, выданных плотномером. Это еще раз указывает на предпочтительность использования нового уравнения состояния *TEOS-10* для гидрофизических исследований в морской воде. Плотность (σ_t , кг/м³) на рис. 4 определяется по формуле $\sigma_t = \rho \cdot 1000 - 1000$, где ρ – плотность воды, г/см³.

⁸ URL: <https://www.teos-10.org/software.htm> (дата обращения: 08.09.2022).

⁹ Методы анализа рассолов и солей. Издание 3-е. М.; Л.: Химия, 1965. 399 с.

¹⁰ Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. Изд. 3-е переработ. и доп. М.: Недра, 1970. 488 с.



Р и с. 4. Плотность СМВ, полученная тремя способами: прямым измерением с помощью плотнoмера (*DMA 5000M*), рассчитанная по солёности, определенной по электропроводности с помощью *EOS-80*, и рассчитанная по солёности с помощью *TEOS-10* (а); отклонения значений плотности СМВ, рассчитанных по *EOS-80* и *TEOS-10*, от значений, полученных с помощью плотнoмера (*DMA 5000M*) (б)

Fig. 4. SSW density obtained in three ways: direct measurement using a density meter (*DMA 5000M*), calculation by salinity determined from electrical conductivity using *EOS-80*, and calculation by salinity using *TEOS-10* (a); deviations of the SSW density values calculated by *EOS-80* and *TEOS-10*, from the those obtained using a density meter (*DMA 5000M*) (b)

3. Результаты

3.1. Карское море

Характер пространственных распределений солёности по акватории Карского моря в связи с распространением опресненных вод плуомов рек Обь, Енисей и других обсуждался во многих работах (например, работы [15–18]). Солёность исследованных образцов воды Карского моря находилась в пределах от 14 до 31 г/кг. Отклонения значений солёности, полученных по электропроводности при *CTD*-зондированиях, от значений, полученных как сумма основных ионов (ΔS), по хлорности (ΔS_{Cl}) и по уравнению *TEOS-10* на основе прямых лабораторных измерений плотности (ΔST) приведены в табл. 2.

Таблица 2
Table 2

Отклонения значений солености, полученных по электропроводности при CTD-зондированиях, от значений, полученных как сумма основных ионов (ΔS), по хлорности (ΔS_{Cl}) и по уравнению TEOS-10 на основе прямых лабораторных измерений плотности (ΔST), для образцов воды Карского моря
Deviations of the salinity values obtained by electrical conductivity during CTD-soundings, from the values resulted as a sum of the main ions (ΔS), by chlorine content (ΔS_{Cl}) and by the TEOS-10 equation based on direct laboratory density (ΔST) measurements for the water samples from the Kara Sea

Параметр / Parameter	Станция / Station				
	1	2	3	4	5
ΔS	3,0	1,4	2,2	0,0	0,8
ΔS_{Cl}	2,4	1,2	1,4	1,7	0,2
ΔST	1,0	0,6	0,2	1,5	1,1

Примечание: значения ΔS , ΔS_{Cl} и ΔST представлены в % от общей солености образца по массе.
 Note: the ΔS , ΔS_{Cl} and ΔST values are presented as a percentage of the sample total salinity (by weight).

Из табл. 2 видно, что отклонения значений солености, полученных по электропроводности, от значений, полученных другими способами, составляют для исследованных образцов от 0 до 3,0 %.

Соотношения основных ионов в исследованных образцах воды Карского моря отличались от «канонического» океанского ионного состава, т. е. аналогичных соотношений для СМВ (рис. 5).

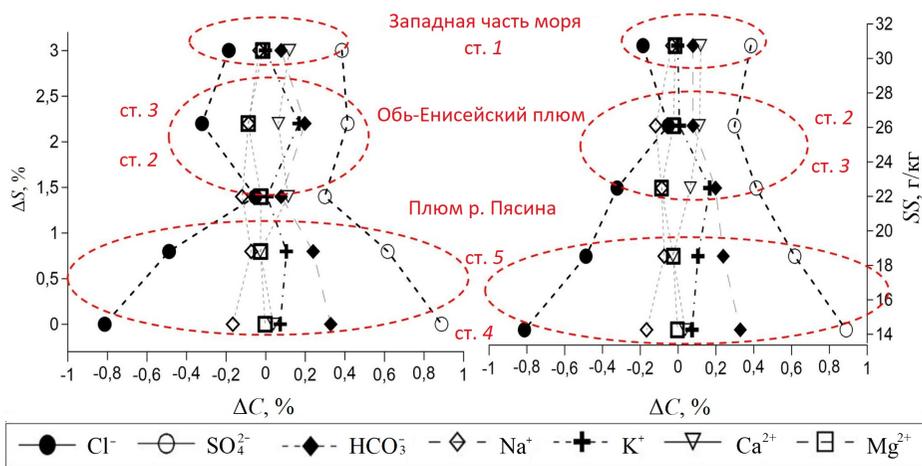


Рис. 5. Отклонения (в процентах по массе) содержания компонентов основного состава в исследуемых образцах от их содержания в СМВ и взаимосвязь этих отклонений с соленостью и ΔS , а также с местоположением станции отбора пробы

Fig. 5. Deviations (in percent by weight) of the content of major composition components in the studied samples from their content in SSW, and the relationship of these deviations with salinity and ΔS , as well as with the location of a sampling station

Наблюдается также взаимосвязь этих отклонений с местоположением станции отбора пробы. Хорошо видно, что, во-первых, отклонения состава от океанского (ΔC) наиболее ярко проявляются в водах низкой солёности, опресненных материковым стоком, и, во-вторых, эти отклонения выражаются прежде всего в повышенном содержании сульфат-иона и пониженном содержании иона хлора.

По полученным нами данным, содержание ионов SO_4^{2-} (как и гидрокарбонатного иона HCO_3^-) во всех пробах из Карского моря было выше, чем в СМВ. В образцах со ст. 1–3 и 5 соотношение SO_4^{2-}/Cl^- (равное 0,14 для СМВ) составляло более 0,15, а на ст. 4 – более 0,16, то есть отличия от состава СМВ по этому показателю превышали 13 %.

Что касается относительных концентраций других основных ионов, то их отклонения от состава СМВ были менее значительными, хотя тоже определяемыми. Так, содержание Ca^{2+} в пробах со ст. 3–5 оказалось на 0,1–0,2 % выше, чем в СМВ, а в пробах со ст. 1 и 2 оно приблизительно соответствовало содержанию в СМВ. Содержание K^+ было выше в образцах со ст. 1–3 на 0,1 %, чем в СМВ, а на ст. 4 и 5 соответствовало СМВ. Содержание Na^+ во всех пробах было ниже в среднем на 0,1 %, чем в СМВ, а содержание Mg^{2+} почти не отличалось от его содержания в СМВ.

Таким образом, исследования показали, что измерения солёности с помощью *CTD*-зондирований в Карском море могут приводить к ошибкам до 3 % (несколько десятых ЕПС). Особенности основного ионно-солевого состава Карского моря выражаются прежде всего в содержании сульфат-ионов, повышенная концентрация которых (по отношению к ионам хлора) отмечается в районах влияния материкового стока. На геохимическом барьере река – море возникают обменные процессы, приводящие к трансформации стока растворенных элементов в сорбированном комплексе пресноводного терригенного материала, подробно описанные в работе [19]. Из этой работы известно, что при проникновении терригенных веществ в морскую среду происходит ионообменная трансформация стока растворенных веществ. Результаты экспериментальных данных показали, что фактическое поступление Ca^{2+} в океан с речным стоком возрастает на 8,3–8,7 % в процессе десорбции ионов с твердых веществ, а поступление Na^+ , K^+ и Mg^{2+} , наоборот, снижается на 14,0–14,6; 22,2–23,3 и 3,0–3,2 % от их выноса в составе водного речного стока. Оценки показали, что растворение 1 мг-экв Ca^{2+} из терригенного материала сопровождается поглощением из морской воды около 0,72, 0,13 и 0,15 мг-экв Na^+ , K^+ и Mg^{2+} . Ионообменные процессы влияют также на увеличение в стоке содержания растворенных форм микроэлементов, таких как Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cd^{2+} , Tl^+ , Ba^{2+} и NH_4^+ , и уменьшение содержания Pb^{2+} , Cs^+ .

3.2. Черное море и Керченский пролив

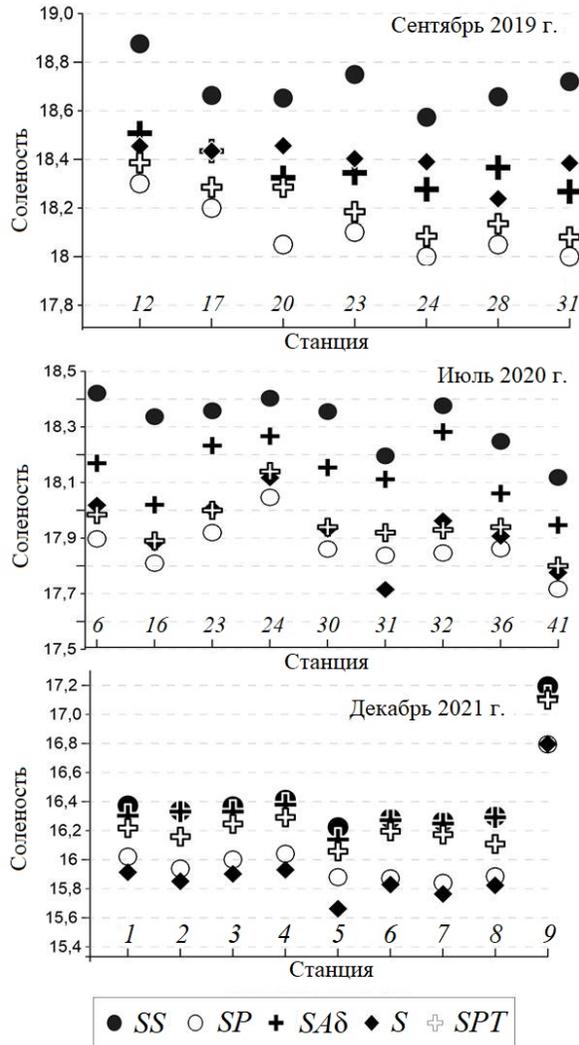
Поскольку доля пресноводного стока в водном балансе Черного моря значительно больше, чем в целом по океану, средняя солёность на поверхности Черного моря (17,85 ЕПС) почти вдвое ниже, чем солёность поверхностных вод Мирового океана. Практическая солёность, осредненная по всему объёму Черного моря, составляет 21,96 ЕПС, в слое 0–300 м – 20,26 ЕПС, в слое глубже 2000 м – 22,26 ЕПС [18]. Отклонения значений солёности черноморской воды, определенные различными способами, от значений солёности, определенных с помощью *CTD*-зонда, представлены в табл. 3.

Таблица 3
Table 3

Отклонения значений солёности, полученных по электропроводности при STD-зондированиях от значений, полученных как сумма основных ионов (ΔS), по хлорности (ΔS_{Cl}) и по уравнению TEOS-10 на основе прямых лабораторных измерений плотности (ΔS^T) для образцов воды Черного моря и Керченского пролива
Deviations of the salinity values obtained by electrical conductivity during STD-soundings from the values resulted as a sum of the main ions (ΔS), by chlorine content (ΔS_{Cl}) and by the TEOS-10 equation based on direct laboratory density (ΔS^T) measurements for the water samples from the Black Sea and the Kerch Strait

Параметр / Parameter	Номер станции / Station number														Среднее значение / Mean value	Среднеквадратичное отклонение / RMS deviation													
	1	1a	2	3	4	5	6	7	8	9	12	16	17	20			23	24	28	30	31	32	36	41	M2	G4			
<i>1. Керченский пролив, май 2019 / 1. Kerch Strait, May, 2019</i>																													
ΔS	-	3,02	-	-	-	3,02	-	-	-	-	3,05	-	-	-	-	3,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,98	0,20		
ΔS_{Cl}	-	0,17	-	-	-	0,17	-	-	-	-	0,84	-	-	-	-	0,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,20	0,22		
ΔS^T	-	1,12	-	-	-	1,12	-	-	-	-	1,14	-	-	-	-	1,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,48	0,70		
<i>2. Керченский пролив, сентябрь 2019 / 2. Kerch Strait, September, 2019</i>																													
ΔS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,48	3,23	3,46	3,09	3,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,20	0,38	
ΔS_{Cl}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,27	2,21	1,64	2,12	1,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,60	0,52	
ΔS^T	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,29	1,52	1,35	1,53	1,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,44	0,18	
<i>3. Керченский пролив, июль 2020 / 3. Kerch Strait, July, 2020</i>																													
ΔS	-	-	-	-	-	2,85	-	-	-	-	2,87	-	-	-	2,39	1,94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,44	0,37	
ΔS_{Cl}	-	-	-	-	-	0,67	-	-	-	-	0,41	-	-	-	0,47	0,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32	0,38	
ΔS^T	-	-	-	-	-	1,48	-	-	-	-	1,14	-	-	-	1,70	1,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,48	0,37	
<i>4. Керченский пролив, декабрь 2021 / 4. Kerch Strait, December, 2021</i>																													
ΔS	2,10	-	2,70	2,20	2,30	2,50	2,40	2,40	2,60	2,40	2,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,47	0,18	
ΔS_{Cl}	0,80	-	-0,33	0,98	0,43	1,30	0,68	0,58	0,41	-0,01	0,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,54	0,47	
ΔS^T	1,61	-	3,26	1,67	2,31	1,70	2,07	2,41	2,48	1,90	2,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,16	0,50	
<i>5. Устье р. Соchi, май 2014 / 5. Estuary of river Sochi, May, 2014</i>																													
ΔS	2,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,50	1,01	
ΔS_{Cl}	1,39	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,41	0,02	
ΔS^T	3,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,18	0,95	
<i>6. Геленджикская бухта, сентябрь 2020 / Gelendzhik Bay, September, 2020</i>																													
ΔS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,57	3,00	0,29
ΔS_{Cl}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,31	3,11	0,10
ΔS^T	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,69	1,40	0,14

Примечание: значения ΔS , ΔS_{Cl} и ΔS^T представлены в % от общей солёности образца по массе.
Note: the ΔS , ΔS_{Cl} and ΔS^T values are presented as a percentage of the sample total salinity (by weight).



Р и с. 6. Значения солености образцов воды из Керченского пролива (2019–2021 гг.), полученные различными способами: как сумма главных ионов (*SS*), путем пересчета электропроводности (*SP*), по уравнению *TEOS-10* (*SA* – абсолютная соленость, учитывающая региональную поправку (*SAδ*) к *SP*, и *SPT* – практическая соленость образца, рассчитанная по плотности [7]), по хлорности с помощью соотношения из работы [6] (*S*)

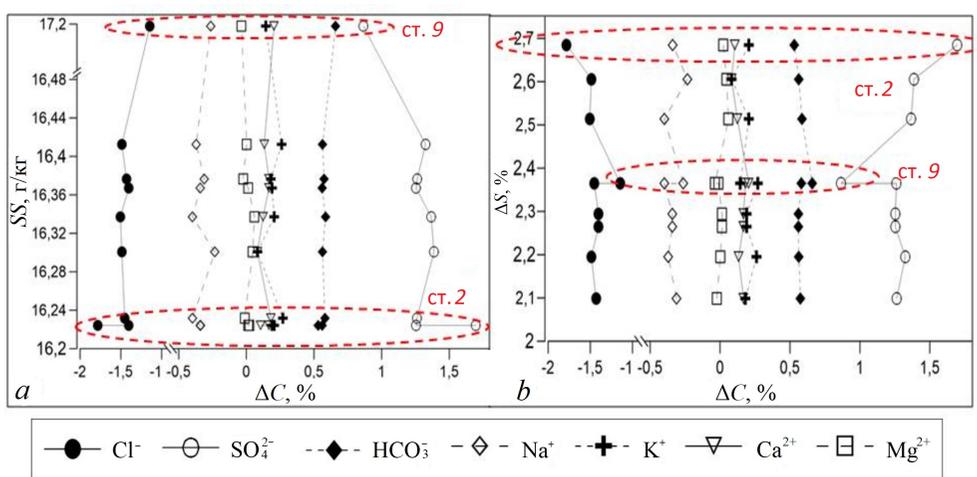
F i g. 6. Salinity values of the water samples from the Kerch Strait (2019–2021) obtained in different ways: summing of principal ions (*SS*), recalculating the electrical conductivity (*SP*), using the *TEOS-10* equation (*SA* is the absolute salinity which takes into account the regional correction (*SAδ*) to *SP*, and *SPT* is the practical salinity of a sample calculated by density [7]) and by chlorine content using the ratio (*S*) from [6]

Значения солености образцов воды из Керченского пролива, полученные различными способами в 2019–2021 гг., представлены на рис. 6.

Аналогичные исследования были выполнены для образцов воды, отобранных вблизи устья р. Сочи в мае 2014 г., во время перехода из Феодосийского

залива в Керченский пролив в мае 2019 г., а также из Геленджикской бухты в октябре 2020 г.

Наиболее высокие значения отклонений по всем районам отмечены для ΔS , то есть разницы между данными *CTD*-зондирований и суммой ионов (до 3,5 %, или 0,6 г/кг, вблизи устья р. Сочи в период весеннего половодья). Наименьшие значения ΔS (2,44 %, или 0,5 г/кг) соответствуют июльским измерениям в Керченском проливе. Расчеты солёности по хлорности и по уравнению *TEOS-10* на основе измерений плотности дают несколько лучшее совпадение с *CTD*-измерениями, однако и для них отмечаются существенные невязки (до 2 % и более). В целом определение *SAб* по уравнению *TEOS-10* показало результаты, наиболее близкие к *SS*, – особенно хорошо это видно на примере образцов из Керченского пролива.



Р и с. 7. Отклонения содержания главных ионов в составах исследуемых образцов вод Керченского пролива в декабре 2021 г. от их содержания в СМВ и взаимосвязь этих отклонений с *SS* (а) и ΔS (б)

F i g. 7. Deviations in the content of major ions in the compositions of the studied water samples taken in the Kerch Strait (December, 2021) from their content in SSW, and the relationship of these deviations with *SS* (а) and ΔS (б)

На рис. 7 представлены графики содержания компонентов основного состава в образцах вод Керченского пролива различной солёности, отобранных в декабре 2021 г., и связанных с этим отклонений ΔS . Видно, что максимальные отклонения ионно-солевого состава от океанского отмечены на ст. 2, воды в районе которой были в наибольшей степени среди всех станций опреснены водами Азовского моря. На этой же станции были максимальными и ошибки *CTD*-измерений солёности ΔS (по отношению к значениям солёности, рассчитанным по сумме солей), достигавшие здесь 2,7 %. Наоборот, на ст. 9 в воде, характеризовавшейся наиболее высокой солёностью и, следовательно, наименьшей долей пресноводного стока, отличия ионного состава от состава СМВ были наименьшими. Как и для проанализированных проб Карского моря, отличия ионно-солевого состава от океанского в районах влияния материкового стока проявляются и в Керченском проливе прежде всего в увеличении

сульфатно-хлоридного соотношения, а также (в меньшей степени) в пониженном содержании Na^+ и повышенном K^+ и HCO_3^- . Процессы трансформации стока растворенных элементов под влиянием обменных процессов в сорбированном комплексе пресноводного терригенного материала на геохимическом барьере река – море описаны в работе [19].

3.3. Каспийское море

Каспийское море представляет собой не связанный с Мировым океаном внутренний водоем, поэтому соотношения основных ионов в его водах наиболее сильно отличаются от их соотношений в СМВ. К тому же ионный состав вод моря неодинаков в разных его районах из-за сильного влияния речного стока [13]. В связи с этим корректное измерение солёности в Каспийском море представляет значительные сложности.

На рис. 8 представлены отклонения основных компонентов ионно-солевого состава воды Каспийского моря на приустьевом взморье р. Урал (Жайык) от состава СМВ вместе с соответствующими значениями солёности, рассчитанными как сумма ионов, а на рис. 9 – значения солёности образцов воды из района устьевого взморья р. Урал Каспийского моря, полученные различными способами, в том числе рассчитанные по ранее опубликованным специальным региональным формулам для определения солёности вод Каспийского моря по хлорности (S) [4] и по плотности ($S\rho$) [5]. Последняя формула имеет вид

$$(\rho - \rho_0) / S = 0,924 \pm 0,00015,$$

где ρ – плотность образца Каспийской воды; ρ_0 – плотность дистиллированной воды.

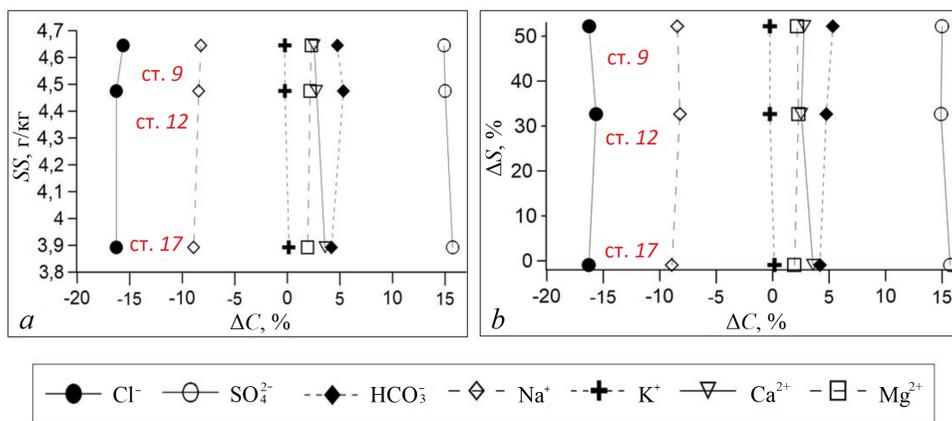


Рис. 8. Отклонения содержания ионов основного состава в исследованных образцах вод Каспийского моря с различной солёностью от их содержания в СМВ в 2016 г. и взаимосвязь этих отклонений с SS (a) и ΔS (b)

Fig. 8. Deviations in the content of main ions in the composition of the studied water samples taken in the Caspian Sea with different salinity from their content in SSW in 2016, and the relationship of these deviations with SS (a) and ΔS (b)

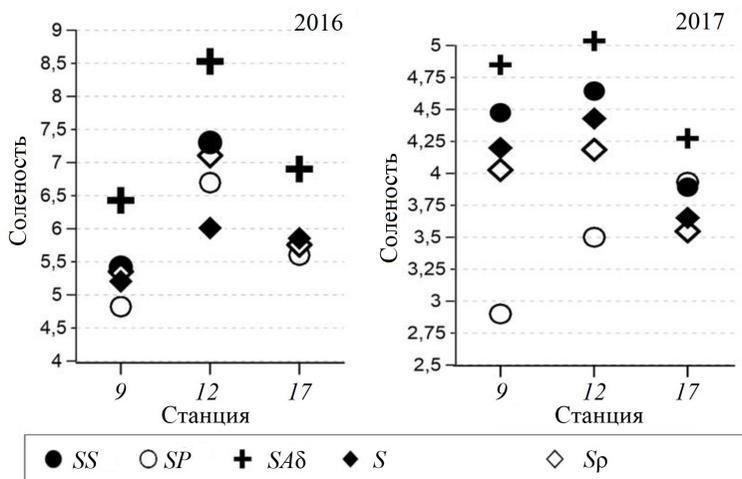


Рис. 9. Соленость образцов воды из района устьевых взморья р. Урал Каспийского моря (2016–2017 гг.), полученная различными способами
Fig. 9. Salinity of the water samples from the estuary region of the river Ural in the Caspian Sea (2016–2017) obtained by different methods

Необходимо отметить, что относительное содержание хлор-ионов в исследованных образцах каспийских вод в среднем на 15 % ниже, а сульфат-ионов – на столько же выше, чем в СМВ. К существенным химическим особенностям этих вод следует также отнести пониженное (по отношению к СМВ) на 4 % содержание Na^+ и повышенное других катионов. Содержание ионов кальция превышало содержание их в СМВ в среднем на 2 %.

Результаты исследования основного солевого состава указали также на его существенную межгодовую изменчивость. Так, содержание ионов натрия в образцах 2016 г. было меньше, чем в СМВ, на 3 %, а в образцах 2017 г. – на 8 %. Содержание ионов калия было меньше, чем в СМВ, в среднем на 0,2 % в 2016 г. и на 0,1 % в 2017 г. А содержание ионов магния было, наоборот, больше на 0,1 % в 2016 и на 2 % в 2017 г., чем в СМВ.

В работе [4] сообщалось об отклонении, равном около 1,4 г/кг (13 %), значений солености, рассчитанных по электропроводности, от значений, рассчитанных по плотности, в южной части Каспийского моря при общей солености воды 10–12 г/кг. Аналогичные отклонения в Северном Каспии для приустьевых взморья р. Урал составили от 0,2 до 1,1 г/кг (3–27 %) (рис. 9). В табл. 4 представлены отклонения значений солености, полученных по электропроводности, от значений, полученных другими способами, для вод исследуемых образцов.

Как видно из табл. 4 и рис. 9, для вод Каспийского моря значения практической солености, определенные посредством стандартных *CTD*-зондирований, почти во всех случаях оказываются сильно заниженными по отношению к результатам независимых определений другими методами. Если за «эталонное» значение принять сумму солей, то это занижение достигает 1,6 г/кг, или 52 % (!), при практической солености образца около 2,9 ЕПС.

Т а б л и ц а 4
T a b l e 4

Отклонения значений солености, полученных по электропроводности при CTD-зондированиях, от значений, полученных как сумма основных ионов (ΔS), по хлорности (ΔS_{Cl}), по уравнению TEOS-10 на основе прямых лабораторных измерений плотности (ΔST) и по плотности с помощью регионального соотношения (ΔSp) [5] для образцов воды Каспийского моря
Deviations of the salinity values obtained by electrical conductivity during CTD-soundings from the values resulted as a sum of the main ions (ΔS), by chlorine content (ΔS_{Cl}) and by the TEOS-10 equation based on direct laboratory density (ΔST) measurements and by density by means of the regional ratio (ΔSp) [5] for the water samples from the Caspian Sea

Параметр / Parameter	Номер станции / Station number			Среднее / Mean value	Среднеквадратичное- отклонение / RMS deviation
	9	12	17		
<i>Апрель 2016 / April, 2016</i>					
ΔS	12,20	9,10	3,60	8,33	2,05
ΔS_{Cl}	7,30	11,40	4,30	7,67	1,68
ΔST	24,91	21,48	18,78	21,7	1,45
ΔSp	9,85	5,81	2,61	6,09	1,71
<i>Май 2017 / May, 2017</i>					
ΔS	52,20	32,70	-1,00	27,97	12,69
ΔS_{Cl}	30,00	20,90	-7,70	31,36	13,49
ΔST	64,93	43,91	8,73	39,19	13,39
ΔSp	26,95	16,33	-10,78	25,26	12,39

П р и м е ч а н и е: значения ΔS , ΔS_{Cl} , ΔST и ΔSp представлены в % от общей солености образца по массе.

N o t e: the ΔS , ΔS_{Cl} and ΔST values are presented as a percentage of the sample total salinity (by weight).

4. Обсуждения

В ионно-солевом составе морских вод всех рассмотренных акваторий четко фиксируются отличия от океанского. Они выражаются прежде всего в смещении сульфатно-хлоридного соотношения в сторону его увеличения, то есть в повышении относительного содержания сульфат-ионов (на 0,4–0,8 % для Карского моря, 1,0–1,8 % для Черного моря и Керченского пролива, 14–16 % для Каспийского моря) и аналогичном понижении относительного содержания хлор-ионов. В этих районах отмечается также снижение относительного содержания ионов натрия (0,1–0,2 % для Карского моря, 0,1–0,5 % для Черного моря и Керченского пролива, 1–5 % для Каспийского моря) вследствие роста содержания других катионов, а также гидрокарбонат-ионов. Эти отклонения находятся в обратном отношении с соленостью, то есть проявляются тем ярче, чем большая доля в образце принадлежит пресноводному материковому стоку.

Отклонения ионно-солевого состава от состава СМВ приводят к тому, что значения солености по результатам CTD-зондирования систематически занижаются. Для исследованных образцов это занижение составило до 3 % (или

порядка 1 г/кг) в Карском море, до 3,5 % (или около 0,6 г/кг) в Черном море и до 52 % (или около 1,6 г/кг) в Каспийском море. Для Черного и Каспийского морей ошибки в значениях солёности по *CTD*-данным в целом тем больше, чем больше отклонения ионного состава (выраженного, например, в сульфатно-хлоридном соотношении) от состава СМВ, как это и следовало ожидать. Однако для проб из Карского моря подобную закономерность установить не удалось. Таким образом, выполненные исследования показали, что связанные с вариациями ионно-солевого состава ошибки определений солёности в акваториях, подверженных влиянию материкового стока, существенны и их необходимо учитывать в океанологической практике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Pawlowicz R.* Key Physical variables in the ocean: temperature, salinity, and density // Nature Education Knowledge. 2013. Vol. 4, iss. 4. 13.
2. *Culkin F., Smed J.* The history of standard seawater // *Oceanologica Acta*. 1979. Vol. 2, no. 3. P. 355–364. URL: <https://archimer.ifremer.fr/doc/00122/23351/21178.pdf> (date of access: 08.09.2022).
3. The composition of standard seawater and the definition of the reference-composition salinity scale / F. J. Millero [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2008. Vol. 55, iss. 1. P. 50–72. doi:10.1016/j.dsr.2007.10.001
4. *Millero F. J., Chetirkin P. V.* The density of Caspian Sea waters // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1980. Vol. 27, iss. 3–4. P. 265–271. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(80\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(80)90017-5)
5. The Equation of state for Caspian Sea waters / F. J. Millero [et al.] // *Aquatic Geochemistry*. 2008. Vol. 14, iss. 4. P. 289–299. doi:10.1007/s10498-008-9037-0
6. *Kremling K.* Relation between chlorinity and conductometric salinity in Black Sea water // *The Black Sea – geology, chemistry, and biology*. Tulsa : The American Association of Petroleum Geologists, 1974. P. 151–154. <https://doi.org/10.1306/M20377C44>
7. *Millero F. J.* History of the equation of state of seawater // *Oceanography*. 2010. Vol. 23, no. 3. P. 18–33. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2010.21>
8. *Millero F. J.* *Chemical Oceanography*. 4th Edition. Boca Raton : CRC Press, 2013. 591 p. <https://doi.org/10.1201/b14753>
9. *Амиргалиев Н. А.* Арало-Сырдарьинский бассейн: гидрохимия, проблемы водной токсикологии. Алматы : Бастау, 2007. 224 с.
10. *Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О.* Лабораторные исследования основного компонентного состава гипергалинных озёр // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 1. С. 16–36. doi:10.22449/0233-7584-2019-1-16-36
11. *Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О., Ижцикий А. С.* Современная эволюция солевого состава остаточных бассейнов Аральского моря // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 1. С. 41–58. doi:10.1134/S000143702201002711
12. *Андрулионис Н. Ю., Завьялов П. О., Ижцикий А. С.* Современная эволюция солевого состава вод западного бассейна Большого Аральского моря // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 6. С. 925–935. doi:10.31857/S0030157421060034
13. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том II : Белое море. Вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. Л. : Гидрометеониздат, 1991. 193 с.
14. *Хоружий Д. С., Овсяный Е. И., Коновалов С. К.* Сопоставление результатов определения карбонатной системы и общей щёлочности морской воды по данным различных аналитических методов // *Морской гидрофизический журнал*. 2011. № 3. С. 33–47.

15. Поверхностный опресненный слой в Карском море / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 5. С. 698–708.
16. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn / A. A. Osadchiev [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122, iss. 7. P. 5916–5935. <https://doi.org/10.1002/2016JC012603>
17. Bottom sediments reveal inter-annual variability of interaction between the Ob and Yenisei plumes in the Kara Sea / A. A. Osadchiev [et al.] // *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9. 18642. doi:10.1038/s41598-019-55242-3
18. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods / A. A. Osadchiev [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. Vol. 126, iss. 1. e2020JC016486. doi:10.1029/2020JC016486
19. *Savenko A. V., Savenko V. S.* Adsorbed chemical elements of river runoff of solids and their role in the transformation of dissolved matter runoff into the ocean // *Minerals*. 2022. Vol. 12, iss. 4. 445. doi:10.3390/min12040445

Об авторах:

Андрулионис Наталья Юрьевна, младший научный сотрудник, Лаборатория взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Российская Федерация, Москва, Нахимовский проспект, д. 36), **ORCID ID:** 0000-0001-9141-1945, **Web of Science ResearcherID:** AGP-4038-2022, **Scopus Author ID:** 57209575290, natalya@ocean.ru

Завьялов Петр Олегович, руководитель Лаборатории взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, заместитель директора, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Российская Федерация, Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор географических наук, член-корр. РАН), **ORCID ID:** 0000-0002-3712-8302, **Scopus Author ID:** 6603611237, **ResearcherID:** E-7026-2014, peter@ocean.ru

Ижицкий Александр Сергеевич, старший научный сотрудник, Лаборатория взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Российская Федерация, Москва, Нахимовский проспект, д. 36), **ORCID ID:** 0000-0001-6156-6460, **Web of Science ResearcherID:** E-6914-2014, **Scopus Author ID:** 55941565100, izh@ocean.ru

Параметры индикатрис рассеяния света и состав взвеси в зоне апвеллинга на экваторе в Индийском океане

В. И. Маньковский

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

✉ mankovskiy@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 31.01.2022; одобрена после рецензирования 01.06.2022;
принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Цель статьи – представить и обсудить результаты измерений индикатрис рассеяния света, их параметры, а также рассчитанный по индикатрисам состав взвеси в зоне апвеллинга на экваторе в западной части Индийского океана.

Методы и результаты. Данные измерений индикатрисы рассеяния света и глубины видимости белого диска получены в 10-м рейсе НИС «Академик Вернадский» в феврале 1975 г. В районе экватора был сделан океанографический разрез по $54,5^\circ$ в. д. от 2° ю. ш. до 2° с. ш. со станциями через $0,5^\circ$. На разрезе наблюдался подъем вод в районе экватора. Рассчитаны параметры индикатрисы: показатель рассеяния, коэффициент асимметрии, вытянутость индикатрисы. По измеренным индикатрисам рассчитаны параметры взвеси: массовая и численная концентрации органических и минеральных частиц, средний размер органических частиц. В максимуме апвеллинга на $0,4^\circ$ ю. ш. показатель рассеяния σ составил $0,849$ $1/\text{м}$, в фоновых водах на 2° с. ш. – $0,207$ $1/\text{м}$. Увеличение коэффициента асимметрии индикатрисы при возрастании показателя рассеяния определяется соотношением $K = 255\sigma + 6$ ($R = 0,97$). Проведено сравнение параметров индикатрис и состава взвеси в зонах апвеллинга на экваторе в Индийском и Атлантическом океанах, показавшее более высокую концентрацию мелких (минеральных) взвешенных частиц в водах Атлантического океана. В максимуме апвеллинга массовая концентрация общей взвеси $C_{\text{сум}}$ составила $0,938$ мг/л , в фоновых водах $0,364$ мг/л . Установлена зависимость среднего радиуса органических частиц от концентрации взвеси.

Выводы. Установлено общее для Индийского и Атлантического океанов значение угла θ_{max} , равное $3,5^\circ$, при котором восстановление общего показателя рассеяния по измерению рассеяния в данном направлении оптимально. Основу массовой концентрации взвеси на разрезе составляют органические частицы. Полученная связь размеров частиц органической взвеси с концентрацией взвеси в водах зоны апвеллинга подтверждает предыдущие исследования: при увеличении продуктивности размеры частиц уменьшаются, и наоборот, в низкопродуктивных водах размеры частиц возрастают.

Ключевые слова: индикатриса рассеяния, показатель рассеяния, коэффициент асимметрии, белый диск, органическая взвесь, минеральная взвесь, размер частиц

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN-2021-0003.

Для цитирования: Маньковский В. И. Параметры индикатрис рассеяния света и состав взвеси в зоне апвеллинга на экваторе в Индийском океане // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 499–511. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-499-511

Parameters of the Light Volume Scattering Functions and Composition of Suspension in the Upwelling Zone at the Equator in the Indian Ocean

V. I. Mankovsky

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ mankovskiy@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The paper is aimed at presenting and discussing the results of measurements of the light volume scattering functions and their parameters, and also the suspension composition calculated from the light volume scattering functions in the upwelling zone at the equator in the western Indian Ocean.

Methods and Results. The measurement data of the light volume scattering function and the Secchi disk depth were obtained in the 10th cruise of the R/V “Akademik Vernadsky” in February, 1975. In the equator region, an oceanographic section was carried out along 54.5 °E from 2 °S up to 2 °N with the stations located in each 0.5°. The section data showed a water rise in this region. The following light scattering function parameters were calculated: the scattering and asymmetry coefficients, and the light volume scattering function elongation. Based on the light volume scattering functions, the following suspension parameters were calculated: mass and numerical concentrations of the organic and mineral particles, and average size of the organic particles. At the upwelling maximum at 0.4 °S, the scattering coefficient σ was 0.849 1/m, in the background waters at 2° N – 0.207 1/m. Increase in the asymmetry coefficient of the light volume scattering function with the scattering coefficient is determined by relation $K = 255\sigma + 6$ ($R = 0.97$). The parameters of the light volume scattering functions and the suspension composition in the upwelling zones at the equator in the Indian and Atlantic oceans were compared; the results showed a higher concentration of small (mineral) suspended particles in the waters of the Atlantic Ocean. At the upwelling maximum, the mass concentration of total suspension C_{total} constituted 0.938 mg/l, and in the background waters – 0.364 mg/l.

Conclusions. The common value of angle θ_{max} for the Indian and Atlantic oceans is found to be 3.5°. The obtained relationship between the particle size of organic suspension and the suspension concentration in the upwelling zone confirms the previous studies, namely, productivity increase is accompanied by decrease of the particle sizes, and vice versa, in the low-productivity waters, the particle sizes increase. The bulk of the mass suspension concentration at the section consists of organic particles.

Keywords: scattering function, scattering coefficient, asymmetry coefficient, Secchi disk, organic suspension, mineral suspension, particle size

Acknowledgments: the study was carried out within the framework of the state assignment of MHI RAS on theme No. FNNN-2021-0003.

For citation: Mankovsky, V.I., 2022. Parameters of the Light Volume Scattering Functions and Composition of Suspension in the Upwelling Zone at the Equator in the Indian Ocean. *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 480-490. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-480-490

Введение

Рассеяние света частицами воды и ее примесями характеризуется таким оптическим параметром, как индикатриса рассеяния (угловое распределение рассеянного света). Данная величина зависит от длины волны и угла рассеяния.

Информация об индикатрисах рассеяния света необходима при решении многих задач в гидрооптике: расчете световых полей в море, создании приборов подводного видения, разработке алгоритмов измерения биооптических характеристик океанских вод со спутников и др. [1–5]. По индикатрисам рассеяния света можно определять концентрацию содержащейся в воде общей

взвеси и ее фракций – органической и минеральной. Поэтому актуальным является исследование рассеяния света в водах различных районов Мирового океана (работы ¹ и [6–9]).

Данные о функциях рассеяния света, полученные путем измерения спектрального углового показателя рассеяния света в различных водоемах, немногочисленны. Поэтому информация о результатах контактных измерений этой величины представляет определенный интерес, а данные таких наблюдений важны независимо от времени их получения.

В настоящей работе представлены и обсуждаются результаты измерений индикатрис рассеяния света в западной части Индийского океана. Данные получены в 10-м рейсе НИС «Академик Вернадский» в феврале 1975 г. В районе экватора был сделан океанографический разрез по 54,5° в. д. от 2° ю. ш. до 2° с. ш. Станции на разрезе располагались через 0,5°. На разрезе наблюдался подъем вод в районе экватора. До 2019 г. эти данные считались утерянными, что обуславливает необходимость их освещения и публикации.

В экспедиции измерялись: индикатриса рассеяния света и глубина видимости белого диска. В работе приводятся результаты измерений индикатрис рассеяния света, их параметры, рассчитанный по индикатрисам состав взвеси в зоне апвеллинга на экваторе в западной части Индийского океана.

Аппаратура и методика измерений

Индикатриса рассеяния света измерялась нефелометром ² (табл. 1) на глубинах от 5 до 105 м.

Т а б л и ц а 1
Table 1

Технические характеристики нефелометра Nephelometer specifications

Характеристика / Characteristic	Значение / Value
Углы измерений $\sigma(\Theta)$, ° / Measurement angles $\sigma(\Theta)$, °	2; 7,5; далее через 5 до 162,5
Спектральная область измерений, нм / Spectral range of measurements, nm	520 (\pm 40)
Погрешность измерений $\sigma(\Theta)$, % / Measurement error $\sigma(\Theta)$, %	10
Максимальная глубина погружения, м / Maximum depth, m	150

Минимальный угол, на котором в нефелометре определяется показатель рассеяния света, составляет 2°. Необходимые для расчетов показатели рассеяния света на углах θ , меньших 2°, находились путем экстраполяции

¹ Светорассеивающие свойства морской воды в различных районах / О. В. Копелевич [и др.] // Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М. : Наука, 1974. С. 113–116.

² Маньковский В. И. Морской импульсный нефелометр // Приборы для научных исследований и системы автоматизации в АН УССР / Отв. ред. Б. Н. Малиновский, В. Т. Черепин. К. : Наукова Думка, 1981. С. 87–89.

измеренной индикатрисы в эту область по формуле $\lg\sigma(\theta) = A + B\theta + C\theta^2$. Для нахождения коэффициентов A , B , C использовались измеренные показатели рассеяния $\sigma(\theta)$ на углах θ , равных 2; 7,5; 12,5°. На углах более 162,5° принималось $\sigma(\theta) = \text{const}$.

Глубина видимости белого диска определялась по стандартной методике.

Параметры индикатрисы

В качестве характеристики рассеяния света в гидрооптике используется функция углового распределения показателя рассеяния $\sigma(\theta)$ в направлениях $\theta = 0-180^\circ$. В теории рассеяния света индикатрисой рассеяния называется функция $\chi(\theta) = 4\pi\sigma(\theta)/\sigma$, где σ – показатель рассеяния³. Функция $\chi(\theta)$ показывает вероятность рассеяния света в разных направлениях. В настоящей работе термин «индикатриса рассеяния» применяется к функции $\sigma(\theta)$, показывающей количество рассеянного света в разных направлениях [6].

Рассчитывались следующие параметры индикатрисы:

– показатель рассеяния σ (м^{-1}): $\sigma = 2\pi \int_0^{180} \sigma(\theta) \sin \theta d\theta$;

– коэффициент асимметрии: $K = \frac{\int_0^{90} \sigma(\theta) \sin \theta d\theta}{\int_{90}^{180} \sigma(\theta) \sin \theta d\theta}$;

– вытянутость индикатрисы: $L(2,90) = \lg[\sigma(2)/\sigma(90)]$.

Формулы расчета взвеси

Для расчета характеристик взвеси по индикатрисам рассеяния использовались формулы из работы⁴ и [10]. Численная и массовая концентрация частиц в воде рассчитывалась для трех фракций с радиусами r , равными 0,2÷0,5, 0,5÷1,0 мкм и более 1,0 мкм. Частицы с радиусом в диапазоне 0,2÷0,5 мкм, 0,5÷1,0 мкм составляют минеральную фракцию взвеси, с радиусом более 1,0 мкм – органическую. При расчете массовой концентрации плотность минеральных частиц принимают равной $2 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, плотность органических – $1 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$.

Для расчета концентрации частиц с радиусом r более 1,0 мкм используется показатель рассеяния $\sigma(\theta)$ на угле $\theta = 1^\circ$, для частиц с радиусом 0,2÷0,5 мкм и 0,5÷1,0 мкм – на углах $\theta = 45^\circ$ и $\theta = 6^\circ$. В табл. 2 приведены коэффициенты для расчета численности частиц N и их массовой концентрации C по формуле $N(C) = m \cdot \sigma(\theta) + n$ [11].

³ Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. М.; Л., 1951. 288 с.

⁴ Копелевич О. В., Маштаков Ю. Л., Буренков В. И. Исследование вертикальной стратификации рассеивающих свойств морской воды с помощью погружаемого малоуглового измерителя рассеяния // Гидрофизические и оптические исследования в Индийском океане. М.: Наука, 1975. С. 54–60.

Значения коэффициентов регрессии m , n и среднеквадратических относительных ошибок δ определения параметров взвеси
Values of the regression coefficients m , n and rms relative errors δ in determining the suspension parameters

Радиус частиц r , мкм / Radius of particles r , μm	Угол рассеяния θ , ° / Scattering angle θ , °	Численность частиц N , млн/л / Number of particles N , mln/l			Массовая концентрация C , мг · м ⁻³ / Mass concentration C , mg · m ⁻³		
		m	n	δN	m	n	δC
0,2–0,5	45	$3 \cdot 10^4$	-1,0	0,29	$8,9 \cdot 10^3$	-3,0	0,16
0,5–1,0	6	9,5	0,2	0,14	24,0	0,5	0,14
> 1,0	1	0,2	0,3	0,35	12,0	16,0	0,20

В работе [10] для расчета характеристик взвеси ξ приводится обобщенная формула

$$\xi = A \left[B - \lg \frac{\sigma(\theta_1)}{\sigma(\theta_2)} \right]^P + C \lg \left[\frac{\sigma(\theta_1)}{\sigma(\theta_2)} \right] + D.$$

По отношению $\lg[\sigma(0,5)/\sigma(2,0)]$ определяется средний радиус органических частиц $r_{\text{орг}}$. Коэффициенты A , B , C , D , P в формуле находятся в [10] по специальной таблице.

Результаты и их обсуждение

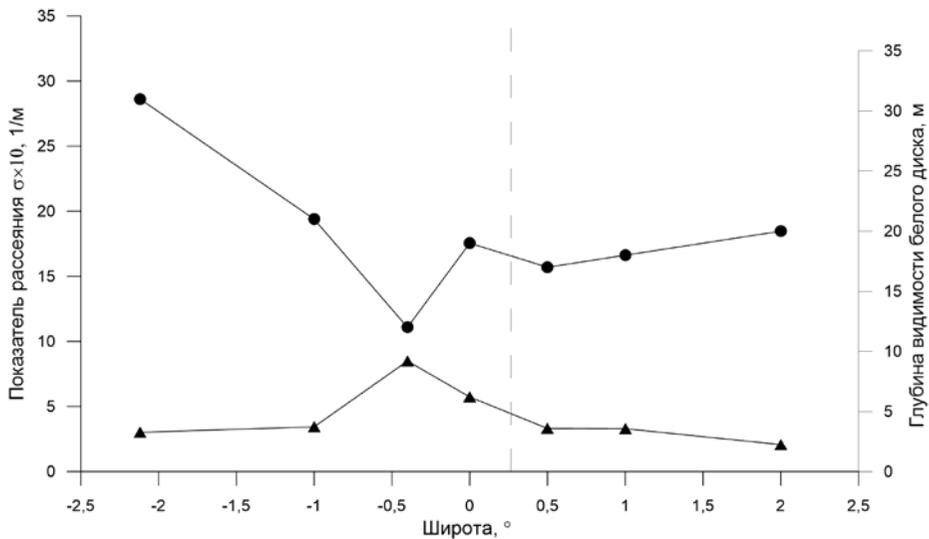
Параметры индикатрис. На рис. 1 показано распределение на разрезе показателя рассеяния света на глубине 5 м и глубины видимости белого диска. В максимуме апвеллинга на $0,4^\circ$ ю. ш. показатель рассеяния σ составил $0,849$ 1/м, в фоновых водах на 2° с. ш. $-0,207$ 1/м. Параметры индикатрис на разрезе представлены в табл. 3. Рассмотрим их изменчивость.

Данные табл. 3 показывают увеличение коэффициента асимметрии индикатрисы при возрастании показателя рассеяния. Такая связь по данным из работы [11] наблюдается во всех природных водах, и она имеет региональный характер. В нашем случае связь $K = f(\sigma)$ выражается формулой ($R = 0,97$) $K = 255\sigma + 6$.

По данным измерений индикатрис рассеяния света в тропической зоне Атлантического океана [6] рассчитана связь $K = f(\sigma)$ для вод апвеллинга на экваторе (1° ю. ш. – 2° с. ш.; $20,5^\circ$ – $22,0^\circ$ з. д.). Формула связи ($R = 0,96$): $K = 353\sigma + 2$.

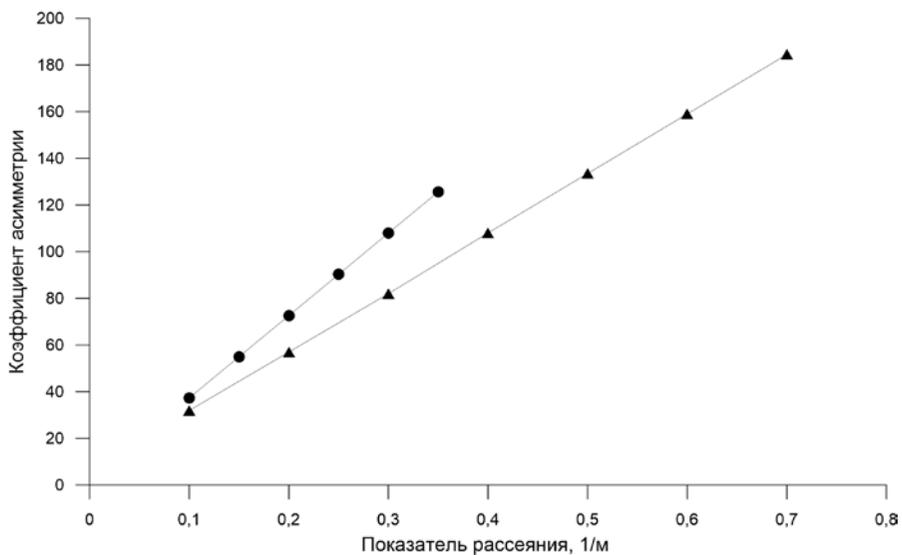
На рис. 2 показаны связи $K = f(\sigma)$ для вод апвеллинга на экваторе в Индийском и Атлантическом океанах. Меньший наклон линии связи $K = f(\sigma)$ в Индийском океане, согласно работе [11], свидетельствует о более высокой концентрации в воде мелких (минеральных) взвешенных частиц по сравнению с водами в Атлантическом океане. Это подтверждают расчеты состава взвеси. Среднее отношение концентрации минеральных частиц

к общей концентрации взвеси в Индийском океане $C_{\text{мин}}/C_{\text{общ}}$ составляет 0,17, в Атлантическом океане – 0,06.



Р и с. 1. Показатель рассеяния на глубине 5 м (▲) и глубина видимости белого диска (●) на разрезе через экватор (обозначен штриховой линией) по 54,5° в. д.

F i g. 1. Scattering coefficient at the 5 m depth (▲) and Secchi depth (●) at the section across the equator (indicated by a dashed line) along 54.5° E



Р и с. 2. Связь коэффициента асимметрии с показателем рассеяния в зоне апвеллингов на экваторе в Индийском (▲) и Атлантическом (●) океанах

F i g. 2. Relationship between the asymmetry and scattering coefficients in the upwelling zone at the equator in the Indian (▲) and Atlantic (●) oceans

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Параметры индикатрис в разных точках разреза
Parameters of the light volume scattering functions at different points of the section

Координаты / Coordinates	Глубина, м / Depth, m	Показатель рассеяния σ , 1/м / Scattering coefficient σ , 1/m	Коэффициент асимметрии / Asymmetry coefficient	Вытянутость / Elongation
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	5	0,301	45,4	4,26
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	42	0,274	43,2	4,19
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	75	0,260	39,6	4,12
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	105	0,239	37,0	4,12
01° 01' ю. ш., 54° 29' в. д. / 01° 01' S, 54° 29' E	5	0,343	90,5	4,32
00° 26' ю. ш., 54° 31' в. д. / 00° 26' S, 54° 31' E	5	0,849	163,0	4,55
00° 26' ю. ш., 54° 31' в. д. / 00° 26' S, 54° 31' E	20	0,616	170,0	4,57
00° 26' ю. ш., 54° 31' в. д. / 00° 26' S, 54° 31' E	57	0,308	99,5	4,41
00° 00' с. ш., 54° 26' в. д. / 00° 00' N, 54° 26' E	5	0,573	145,0	4,59
00° 29' с. ш., 54° 25' в. д. / 00° 29' N, 54° 25' E	5	0,331	94,0	4,45
01° 00' с. ш., 54° 37' в. д. / 01° 00' N, 54° 37' E	5	0,329	71,8	4,25
02° 00' с. ш., 54° 30' в. д. / 02° 00' N, 54° 30' E	5	0,207	55,7	4,32

Угловые показатели рассеяния $\sigma(\theta)$ связаны с общим показателем рассеяния σ (м^{-1}): $\sigma = 2\pi \int_0^{180} \sigma(\theta) \sin\theta d\theta$. Установив формулу связи $\sigma = f[\sigma(\theta)]$ для некоторого угла, можно по величине $\sigma(\theta)$ определять показатель рассеяния, не измеряя всю индикатрису.

В работах ⁵ и [12–13] исследовалось, при каком угле θ_{\max} связь $\sigma = f[\sigma(\theta)]$ наиболее тесная. Было установлено, что значения данного угла различаются для разных водоемов и находятся в интервале 3–5°.

Данный вопрос исследовался для вод в районе настоящих работ. Для определения θ_{\max} рассчитывался коэффициент корреляции между $\sigma(\theta)$ и σ при разных углах. Величина θ_{\max} соответствует максимальному значению коэффициента корреляции. Такой угол найден равным 3,5°. Уравнение связи для этого угла имеет вид ($R = 0,99$)

$$\sigma = 0,041\sigma(3,5) + 0,096.$$

Аналогичные расчеты для вод апвеллинга на экваторе в Атлантическом океане дали такую же величину $\theta_{\max}(3,5^\circ)$. Уравнение связи ($R = 0,98$):

$$\sigma = 0,057\sigma(3,5) + 0,025.$$

В табл. 4 приведены значения угла θ_{\max} в разных водоемах.

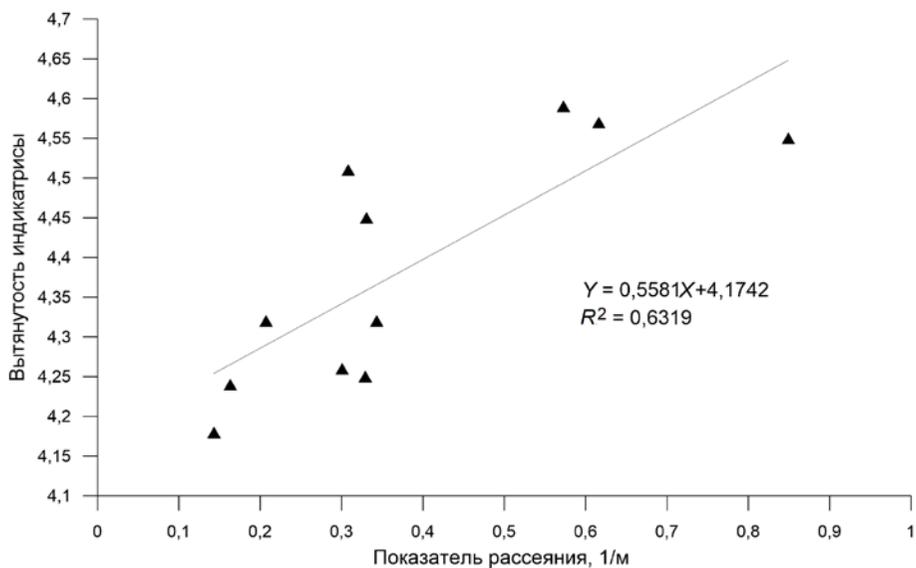
Т а б л и ц а 4
T a b l e 4

Значения угла θ_{\max} , при котором наблюдается максимальное значение коэффициента корреляции углового показателя рассеяния с суммарным рассеянием
Values of the angle θ_{\max} , at which the maximum value of correlation coefficient of the angle scattering coefficient with total scattering is observed

Район / Region	$\theta_{\max}, ^\circ /$	Коэффициент корреляции / Correlation coefficient	Источник данных / Data source
Индийский океан, зона апвеллинга на экваторе / Indian Ocean, upwelling zone at the equator	3,5	0,99	Настоящая работа / Present paper
Атлантический океан, зона апвеллинга на экваторе / Atlantic Ocean, upwelling zone at the equator	3,5	0,98	Настоящая работа / Present paper
Средиземное море / Mediterranean Sea	3,5	0,98	[13]
Черное море / Black Sea	5,0	0,97	Работа ⁵ / Paper ⁵

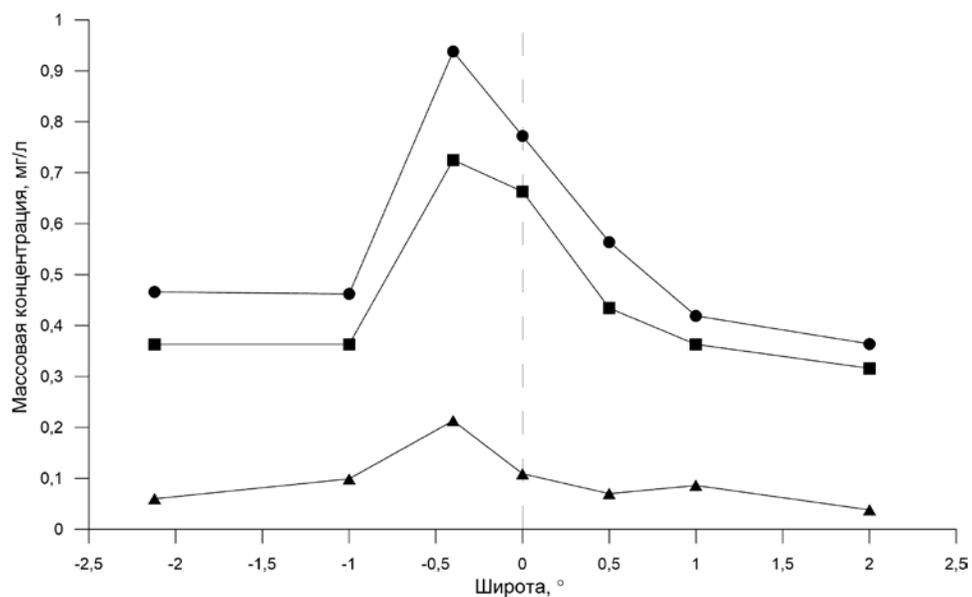
По связям между параметрами индикатрисы в районе работ можно отметить еще связь вытянутости индикатрисы $L(2,90)$ с показателем рассеяния σ (рис. 3). Как видно из рисунка, имеется большой разброс точек от линии регрессии, но в целом с увеличением показателя рассеяния вытянутость индикатрисы возрастает.

⁵ Маньковский В. И. О соотношении между интегральным показателем рассеяния света морских вод и показателем рассеяния в фиксированном направлении // Морские гидрофизические исследования. Севастополь : МГИ, 1971. № 6 (56). С. 145–154.



Р и с. 3. Связь вытянутости индикатрисы с показателем рассеяния в водах на разрезе через экватор

F i g. 3. Relationship between the light volume scattering function elongation and the scattering coefficient in the waters at the section across the equator



Р и с. 4. Распределение на разрезе на глубине 5 м массовой концентрации взвеси: минеральной $C_{\text{мин}}$ (▲), органической $C_{\text{орг}}$ (■), суммарной $C_{\text{сум}}$ (●)

F i g. 4. Distribution of the suspension mass concentration (mineral $C_{\text{мин}}$ (▲), organic $C_{\text{орг}}$ (■) and total C_{total} (●) at the section at the 5 m depth

Параметры взвеси. По измеренным на разрезе индикатрисам рассеяния света рассчитывались следующие параметры взвеси: массовая (C) и численная (N) концентрации органических и минеральных частиц, средний размер органических частиц ($r_{\text{орг}}$). Результаты расчетов представлены в табл. 5.

На рис. 4 показано распределение на разрезе массовой концентрации взвеси на глубине 5 м. В максимуме апвеллинга на широте $0,4^\circ$ ю. ш. концентрация взвеси $C_{\text{сум}}$ составила $0,938$ мг/л, в фоновых водах на $2,00^\circ$ с. ш. – $0,364$ мг/л.

Т а б л и ц а 5
T a b l e 5

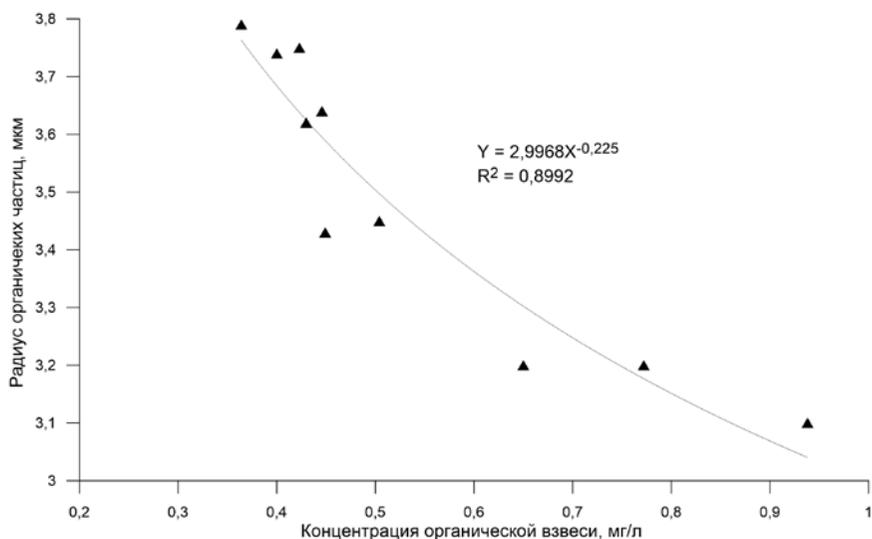
Параметры взвеси на разрезе
Suspension parameters at the section

Координаты / Coordinates	Глубина, м / Depth, m	$C_{\text{орг}}$, мг/л / C_{org} , mg/l	$C_{\text{мин}}$, мг/л / C_{min} , mg/l	$C_{\text{сум}}$, мг/л / C_{total} , mg/l	$N_{\text{орг}}$, млн/л / N_{org} , mln/l	$N_{\text{мин}}$, млн/л / N_{min} , mln/l	$r_{\text{орг}}$, мкм / r_{org} , mn
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	5	0,363	0,060	0,423	5,8	146	3,75
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	42	0,371	0,075	0,446	6,2	190	3,64
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	75	0,363	0,067	0,430	6,1	169	3,62
02° 07' ю. ш., 54° 31' в. д. / 02° 07' S, 54° 31' E	105	0,326	0,074	0,400	5,5	185	3,74
01° 01' ю. ш., 54° 29' в. д. / 01° 01' S, 54° 29' E	5	0,363	0,099	0,462	5,8	155	3,35
00° 26' ю. ш., 54° 31' в. д. / 00° 26' S, 54° 31' E	5	0,725	0,213	0,938	12,1	345	3,10
00° 26' ю. ш., 54° 31' в. д. / 00° 26' S, 54° 31' E	20	0,542	0,154	0,650	9,0	212	3,20
00° 26' ю. ш., 54° 31' в. д. / 00° 26' S, 54° 31' E	57	0,496	0,045	0,541	4,0	77	3,72
00° 00' с. ш., 54° 26' в. д. / 00° 00' N, 54° 26' E	5	0,663	0,109	0,772	11,0	152	3,20
00° 29' с. ш., 54° 25' в. д. / 00° 29' N, 54° 25' E	5	0,434	0,070	0,504	7,3	129	3,45
01° 00' с. ш., 54° 37' в. д. / 01° 00' N, 54° 37' E	5	0,363	0,086	0,449	6,1	181	3,43
02° 00' с. ш., 54° 30' в. д. / 02° 00' N, 54° 30' E	5	0,316	0,038	0,364	6,2	83	3,79

Основу массовой концентрации взвеси на разрезе составляют органические частицы. Среднее отношение концентрации органической взвеси к концентрации суммарной взвеси $C_{\text{орг}}/C_{\text{сум}}$ равно $0,83$. Аналогичный показатель в водах апвеллинга в районе экватора (1° ю. ш. – 2° с. ш.; $20,5^\circ$ – $22,0^\circ$ з. д.)

в тропической зоне Атлантического океана, по данным работы [14], составил 0,94.

В работе [15] установлено, что размеры органических частиц в природных водах изменяются в зависимости от их продуктивности (трофности, т. е. содержания питательных веществ): при увеличении продуктивности размеры частиц уменьшаются, и наоборот, в низкопродуктивных водах размеры частиц возрастают. Такая связь наблюдалась и на разрезе в Индийском океане. На рис. 5 показано изменение среднего радиуса органических частиц в зависимости от концентрации взвеси.



Р и с. 5. Связь среднего радиуса органических частиц $r_{\text{орг}}$ с концентрацией органической взвеси $C_{\text{орг}}$

Fig. 5. Relationship between the average radius of organic particles r_{org} and the organic suspension concentration C_{org}

В работе [15] показано, что изменение размеров органических частиц происходит вследствие изменения видового состава фитопланктона, связанного, в свою очередь, с продуктивностью вод. В эвтрофных (высокопродуктивных) водах преобладают мелкоразмерные виды, а в олиготрофных (низкопродуктивных) – крупноразмерные.

Заключение

В работе представлены данные о параметрах индикатрис рассеяния света в зоне апвеллинга на экваторе в западной части Индийского океана. В максимуме апвеллинга на $0,4^\circ$ ю. ш. показатель рассеяния σ составил 0,849 1/м. Увеличение коэффициента асимметрии индикатрисы при возрастании показателя рассеяния определяется соотношением $K = 255\sigma + 6$ ($R = 0,97$). Сравнение с аналогичным соотношением для вод апвеллинга в Атлантическом океане показало меньший наклон линии связи для Индийского океана, что говорит о более высокой концентрации в воде мелких (минеральных) взвешенных частиц.

Установлено значение угла θ_{\max} , равное $3,5^\circ$, при котором восстановление общего показателя рассеяния по измерению рассеяния в данном направлении оптимально. Уравнение связи имеет вид $\sigma = 0,041\sigma(3,5) + 0,096$ ($R = 0,99$). Такая же величина $\theta_{\max}(3,5^\circ)$ получена для вод апвеллинга на экваторе в Атлантическом океане.

По индикатрисам рассеяния света рассчитана концентрация взвеси и ее состав. В максимуме апвеллинга массовая концентрация общей взвеси $C_{\text{сум}}$ составила $0,938$ мг/л, в фоновых водах $0,364$ мг/л. Основу массовой концентрации взвеси на разрезе составляют органические частицы. Полученная связь размеров частиц органической взвеси с концентрацией взвеси в водах апвеллинга подтверждает предыдущие исследования: при увеличении продуктивности размеры частиц уменьшаются, и наоборот, в низкопродуктивных водах размеры частиц возрастают.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Petzold T. J.* Volume Scattering Functions for Selected Ocean Waters: final report. Warminster, USA: Naval air Development Center, 1972. 79 p. URL: <https://escholarship.org/uc/item/73p3r43q> (date of access: 27.07.2022).
2. *Lee M. E., Korchemkina E. N.* Volume Scattering Function of Seawater // Light Scattering, Radiative Transfer and Remote Sensing. / A. Kokhanovsky (ed.). Cham : Springer, 2018. Chapter 4. P. 151–195. (Springer Series in Light Scattering; vol. 2). https://doi.org/10.1007/978-3-319-70808-9_4
3. *Шибанов Е. Б.* Расчет параметров глубинного режима в море с использованием данных об индикатрисе рассеяния света морской водой // Процессы в геосредах. 2020. № 2 (24). С. 738–745.
4. Оптические методы исследования океана: дистанционные и контактные наблюдения / Е. Б. Шибанов [и др.] // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы : тезисы докладов XXIV Международного симпозиума, Томск, 2–5 июля 2018, г. Томск. Томск : Изд-во ИОА СО РАН, 2018. С. P18–P27.
5. Определение концентрации примесей в морской воде по спектру яркости восходящего излучения / М. Е. Lee [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 6. С. 17–33. doi:10.22449/0233-7584-2015-6-17-33
6. *Маньковский В. И.* Параметры индикатрис рассеяния света в тропических водах Атлантического океана // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31, № 8. С. 634–639. doi:10.15372/AOO20180806
7. *Shybanov E. B., Lee M. E.* Light scattering properties of seawater in the central and north-western part of the Black Sea // Current problems in optics of natural waters (ONW'2013) : VII International conference, St.-Petersburg, Russia, September 10–14, 2013 : proceedings. Saint Petersburg: Nauka, 2013. P. 252–257.
8. Measurements and modeling of the volume scattering function in the coastal northern Adriatic Sea / J.-F. Berthon [et al.] // Applied Optics. 2007. Vol. 46, iss. 22. P. 5189–5203. <https://doi.org/10.1364/AO.46.005189>
9. Measurement and modeling of volume scattering functions for phytoplankton from Norwegian coastal waters / E. Marken [et al.] // Journal of Marine Research. 2017. Vol. 75, no. 5. P. 579–603. <https://doi.org/10.1357/002224017822109514>
10. *Ощепков С. Л., Сорокина Е. А.* Методика экспрессного восстановления дисперсности и концентрации морской взвеси из измерений индикатрис рассеяния // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 1. С. 157–161.
11. *Маньковский В. И.* Изменение коэффициента асимметрии индикатрисы рассеяния света природных вод, содержащих органические частицы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52, № 3. С. 373–378. doi:10.7868/S0002351516030081

12. *Копелевич О. В., Буренков В. И.* О нефелометрическом методе определения общего показателя рассеяния света морской водой // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. Т. 7, № 12. С. 1280–1289.
13. *Маньковский В. И., Маньковская Е. В.* Корреляции между параметрами индикатрисы рассеяния света в поверхностных водах Средиземного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 554–564. doi:10.22449/0233-7584-2021-5-554-564
14. *Маньковский В. И., Гринченко Д. В.* Взвешенное вещество и его состав по данным о рассеянии света на макрополигоне в северной части тропической зоны Атлантического океана // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 3. С. 254–266. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-254-266
15. *Маньковский В. И., Маньковская Е. В.* Определение по индикатрисам рассеяния света размеров частиц взвешенного органического вещества и исследование их связи с трофностью вод // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33, № 11. С. 863–866. doi:10.15372/AOO20201106

Об авторе:

Маньковский Виктор Иванович, старший научный сотрудник, отдел оптики и биофизики моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4272-2218**, **ResearcherID: I-5460-2015**, **Scopus Author ID: 6506047768**, mankovskiy@mhi-ras.ru

Распределение Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Sr, Ti, Mn, Fe в донных отложениях Севастопольской бухты (Черное море)

К. И. Гуров , Е. А. Котельянец

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 gurovki@gmail.com

Поступила в редакцию 21.03.22; одобрена после рецензирования 04.04.2022;
принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – изучить элементный состав донных отложений в вертикальном разрезе и оценить пространственно-временную изменчивость и интенсивность накопления загрязняющих элементов в толще донных отложений Севастопольской бухты по данным экспедиционных исследований.

Методы и результаты. Отбор проб поверхностного слоя (0–5 см) и колонок донных отложений в акватории Севастопольской бухты был выполнен в мае 2016 г. на четырех станциях по фарватеру: в кутовой восточной части в районе теплоэнергоцентрали в Инкермане, в центральной части, в бухте Южной и в западной части бухты Севастопольской. Колонки грунта разделяли на слои по 1–2 см. До определения концентраций макро- и микроэлементов каждая проба высушивалась и гомогенизировалась. Валовое содержание элементов определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа с применением спектрометра «Спектроскан МАКС-G». Концентрация органического углерода в пробе определяли спектрофотометрическим методом после окисления органического вещества сульфохромной смесью. Для оценки вклада источников в загрязнение донных отложений использовались такие показатели, как коэффициент обогащения и индекс геоаккумуляции. Отмечена значимая на уровне 95 % положительная корреляционная связь (0,6–0,9) распределения исследуемых металлов с геохимическими свойствами отложений на примере концентраций органического углерода.

Выводы. Анализ полученных значений коэффициента обогащения показал, что в донных отложениях бухты уровень обогащения увеличивается от умеренного (4) и умеренно-тяжелого (5) в кутовой восточной части до очень тяжелого (27) и чрезвычайно тяжелого (90) в Южной бухте. Установлено, что максимумы концентрации в вертикальном распределении металлов относятся к периодам интенсивных техногенных нагрузок во второй половине XX в., а для Cu, Zn, Sr и Fe концентрации продолжали расти до 2016 г. Установлено, что содержание свинца и цинка в отложениях уменьшается, а меди, наоборот, растет до 2016 г. Следовательно, уровень антропогенной нагрузки на акваторию бухты не только не снизился, а продолжает расти.

Ключевые слова: донные отложения, органический углерод, тяжелые металлы, коэффициент обогащения, индекс геоаккумуляции, Севастопольская бухта, Черное море

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по теме № FNNN -2021-0005 «Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей».

Для цитирования: Гуров К. И., Котельянец Е. А. Распределение Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Sr, Ti, Mn, Fe в донных отложениях Севастопольской бухты (Черное море) // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 512–529. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-512-529

Distribution of Trace Metals (Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Sr, Ti, Mn and Fe) in the Vertical Section of Bottom Sediments in the Sevastopol Bay (Black Sea)

K. I. Gurov ✉, E. A. Kotelyanets

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ gurovki@gmail.com

Abstract

Purpose. The work is purposed at studying the elemental composition of the bottom sediments vertical section, and at evaluating the spatial-temporal variability and intensity of the polluting elements accumulation in the cores of the Sevastopol Bay bottom sediments based on the expedition research data.

Methods and Results. Sampling of the sediment surface layer (0–5 cm) and the cores was carried out in May, 2016 at four stations in the Sevastopol Bay water area along the following fairway: in the apex of the eastern part near the Inkerman HPP, in the central part, in the Yuzhnaya Bay and in the western part of the Sevastopol Bay. The sediment columns were divided into the layers of 1–2 cm thickness. To determine macro- and micro-element concentrations, each sample was dried and homogenized. The total content of elements was determined by the X-ray fluorescence analysis (XRF) using a “Spektroskan MAKS-G” spectrometer. The organic carbon (C_{org}) concentration in a sample was defined by the spectrophotometric method after the organic matter had been oxidized by a sulfochromic mixture. To assess contribution of the anthropogenic sources to the bottom sediments pollution relative to the average composition of trace elements in the earth crust, such indicators as the enrichment factor and the geoaccumulation index were used. A significant (at the 95%-level) positive correlation (0.6–0.9) between the distribution of the studied metals and the sediments geochemical features was revealed using the example of the C_{org} concentrations.

Conclusions. Analysis of the obtained values of the KO parameter showed that the level of the bay bottom sediments enrichment with trace metals increased from moderate (4) and moderately severe (5) in the eastern apex to very severe (27) and extremely severe (90) in the Yuzhnaya Bay. It has been established that the maximum metal concentrations were associated with the periods of intense technogenic loads in the second half of the 20th century; as for Cu, Zn, Cr, and Fe, their concentrations continued to grow up to 2016. The content of lead and zinc in sediments decreased, while copper, on the contrary, increased up to 2016. Thus, the level of anthropogenic load on the Sevastopol Bay water area has not decrease, but even continues to grow.

Keywords: bottom sediments, organic carbon, heavy metals, enrichment factor, geoaccumulation index, Sevastopol Bay, Black Sea

Acknowledgements: the investigation was carried out within the framework of the state assignment of MHI RAS on theme No. FNNN-2021-0005 “Complex interdisciplinary studies of oceanologic processes which determine functioning and evolution of ecosystems in the coastal zones of the Black Sea and the Sea of Azov”.

For citation: Gurov, K.I. and Kotelyanets, E.A., 2022. Distribution of Trace Metals (Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Sr, Ti, Mn and Fe) in the Vertical Section of Bottom Sediments in the Sevastopol Bay (Black Sea). *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 491-507. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-491-507

Введение

Донные отложения являются важной составляющей морской экосистемы и определяют ее состояние. Здесь аккумулируется большая часть органических и неорганических, в том числе наиболее опасных и токсичных, загрязняющих веществ, которые при взмучивании, проведении дноуглубительных работ, дампинге могут переходить в водную толщу, вызывая ее вторичное загрязнение. Донные отложения являются средой обитания многочисленных классов бентосной фауны, влияют на ее видовой состав, биоаккумуляцию

наиболее опасных веществ, нарушение цепи биоценозов [1]. В отличие от водной фазы, которой свойственна большая динамическая и сезонная изменчивость, донные отложения представляют собой более статичную систему, а уровень их загрязнения меняется медленнее. Для донных отложений, которые являются своеобразной депонирующей средой, характерна способность накапливать информацию об экологическом состоянии всей исследуемой акватории [2]. Темпы и объемы формирования донных отложений, а также уровень загрязненности их слоев изменяются на всем протяжении существования водного объекта, что позволяет проследить как воздействие изменяющейся антропогенной нагрузки на экосистему во времени, так и изменение тех естественных процессов, которые протекают в ней [2].

К наиболее опасным загрязняющим веществам относятся соединения тяжелых металлов. Известно [3, 4], что на распределение и накопление металлов влияют физико-химические характеристики осадков. Связь концентраций металлов и фракционного состава донных отложений объясняется повышенной абсорбционной способностью и большей подвижностью мелкодисперсных отложений, а также состоянием неустойчивого равновесия. Известно, что при изменении гидродинамических условий илистая фракция переходит в воду в виде взвеси [3]. В результате увеличения техногенного влияния на донные отложения, процессы концентрации и переноса элементов приводит к тому, что сами отложения могут выступать в роли источников вторичного загрязнения.

Севастопольская бухта – яркий пример полузамкнутой акватории с затрудненным водообменом, которая расположена в городской черте и подвергается длительному воздействию различных видов человеческой деятельности [5]. В результате ее гидрологический и гидрохимический режимы нарушаются, что приводит к загрязнению водной акватории и, следовательно, донных отложений. Природные характеристики бухты значительно трансформируются, изменяется и видовой состав сообществ, снижается способность акватории ассимилировать загрязняющие вещества [5].

В прибрежных зонах и акваториях полузакрытого типа (какой является Севастопольская бухта), морские донные отложения рассматриваются как своеобразные накопители загрязнений. Изучением донных отложений Севастопольской бухты в течение долгих лет занимаются сотрудники Морского гидрофизического института [3, 6–10] и Института биологии южных морей [11–24].

Основные работы были посвящены изучению содержания и особенностей накопления различных загрязняющих веществ органического [14, 16] и неорганического происхождения [12, 17], в том числе полиароматических углеводородов [17], тяжелых металлов в поверхностном слое отложений [6, 23] и в их толще [10, 24], хлорорганических соединений [18, 21, 22]. В работах [18–20] приведены оценки скоростей осадконакопления, а полученные данные в дальнейшем были использованы в работах [10, 24] для интерпретации неоднородностей распределения металлов в толще осадков Севастопольской бухты. Влияние физико-химических характеристик донных осадков на распределение тяжелых металлов анализируется в работах [3, 6]. Географические особенности вертикального распределения географически активных соединений, в том числе кислорода и сульфидов, исследуются в работах [8, 9].

Несмотря на то что изучению пространственно-временной изменчивости уровня загрязнения донных отложений Севастопольской бухты в настоящее время уделяется много внимания, загрязнение тяжелыми металлами изучено слабо. В работе [10] авторами рассмотрена только одна колонка, а в работе [24] – две, что не отображает особенностей пространственного распределения токсичных металлов в разных по степени техногенной нагрузки частях акватории бухты.

Поэтому цель настоящей работы – изучить элементный состав донных отложений в вертикальном разрезе и оценить пространственно-временную изменчивость накопления загрязняющих элементов в донных отложениях Севастопольской бухты по данным экспедиционных исследований.

Материалы и методы исследования

В апреле 2016 г. с помощью дночерпателя Петерсона было отобрано 15 проб поверхностного слоя (0–5 см) донных отложений для исследования пространственного распределения физических и химических характеристик (рис. 1). Отбор проб колонок в акватории Севастопольской бухты был выполнен в мае 2016 г. на четырех станциях по фарватеру: в кутовой восточной части в районе ТЭЦ Инкермана (ст. 4а), в центральной части (ст. 12), в бухте Южная (ст. 19) и в западной части бухты (ст. 27) (рис. 1).

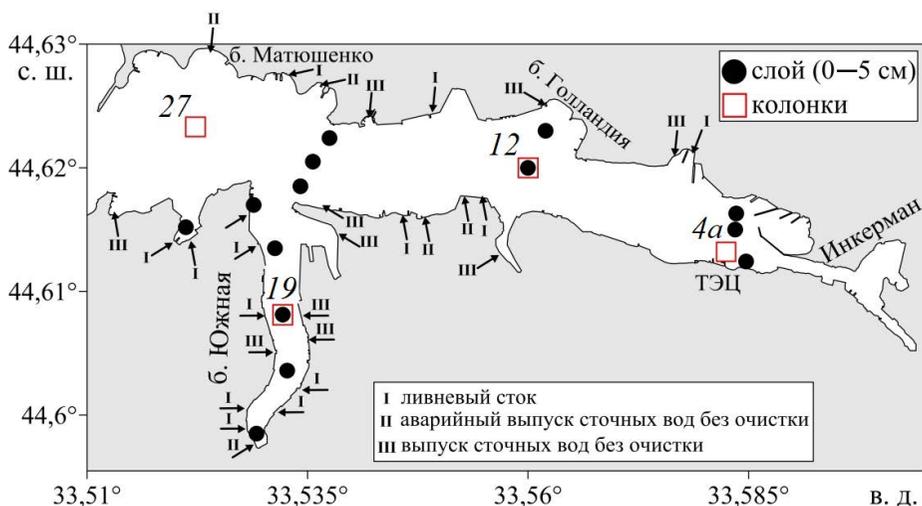


Рис. 1. Схема станций отбора проб донных отложений в Севастопольской бухте в 2016 г.
Fig. 1. Scheme of the stations for sampling bottom sediments in the Sevastopol Bay in 2016

Отбор проб был выполнен водолазом с помощью акриловой трубки диаметром 90 мм. После отбора колонку грунта транспортировали в лабораторию, где с помощью ручного экструдера и кольца из акрила разделяли на слои по 1–2 см. Осадки представляли собой темно-серый ил жидкой и полужидкой консистенции с включениями ракушечного детрита. До определения концентраций тяжелых металлов каждая проба высушивалась и гомогенизировалась. Валовое содержание металлов Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Sr и оксидов металлов TiO₂,

MnO, Fe₂O₃ в донных отложениях определялось методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с применением спектрометра «СПЕКТРО-СКАН МАКС-G» НПО «СПЕКТРОН» (Россия)¹. Для построения градуировочных графиков использовали несколько аттестованных образцов состава почвы: чернозема типичного (комплект СЧТ), дерново-подзолистой супесчаной почвы (комплект СДПС), красноземной почвы (комплект СКР), а также почвы серозема карбонатного (комплект ССК). Для проверки правильности построения градуировочных графиков использовали контрольные образцы – государственные стандартные образцы ДСЗУ 163.1-98 и ДСЗУ 163.2-98. Для оценки воспроизводимости и точности измерений проводили анализ сертифицированного донного осадка ДСЗУ 16.3.1-98 в восьми повторах. Минимальное среднеквадратическое отклонение составляло 0,003 % для MnO, максимальное – 7,62 % для Cr.

Гранулометрический состав донных отложений определяли комбинированным методом декантации и рассеивания. Отделение алеврито-пелитовой фракции (размер частиц до 0,05 мм) выполнялось мокрым просеиванием с последующим определением сухой массы гравиметрическим методом. Крупнозернистые фракции (размер частиц более 0,05 мм) разделялись ситовым методом сухого просеивания с использованием стандартных сит (ГОСТ 12536-2014).

Концентрацию органического углерода (C_{орг}) в пробах определяли спектрофотометрическим методом после окисления органического вещества сульфохромной смесью (ГОСТ 26213-91, введен с 30.06.1993 г.). Относительная погрешность метода при содержании в донных отложениях C_{орг} до 3 % составляет 20 %, при содержании 3–5 % – 15 %, свыше 5 % – 10 %. Для оценки достоверности анализов использовался государственный стандартный образец (ГСО) с аттестованным содержанием органического углерода C_{орг} = 0,34 %.

Для оценки загрязнения донных отложений использовали такие геохимические индексы, позволяющие оценить уровень загрязнения и вклад антропогенных источников, как коэффициент обогащения и индекс геоаккумуляции.

Коэффициент обогащения (КО) характеризует уровень концентрирования элемента в донных отложениях относительно его фонового содержания в земной коре. КО используется для оценки наличия и интенсивности антропогенного загрязнения отложений относительно среднего состава земной коры по формуле [25]

$$КО = \frac{(\text{Эл}/\text{Эл}_{\text{инд}})_{\text{проба}}}{(\text{Эл}/\text{Эл}_{\text{инд}})_{\text{з. к.}}},$$

где Эл и Эл_{инд} – содержание химического элемента и индикаторного элемента в пробе донных отложений (индекс «проба») и верхней части континентальной земной коры (индекс «з. к.») (по Виноградову [26]) соответственно.

¹ Методика выполнения измерения массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах почв методом рентгенофлуоресцентного анализа М049-П/16. СПб. : НПО Спектрон, 2016. 16 с.

Согласно [27, 28], индикаторный элемент должен характеризоваться устойчивыми концентрациями и отсутствием вертикальной подвижности, а также должен быть связан с мелкодисперсными фракциями отложений. Наибольшее распространение в качестве индикаторного элемента получили такие металлы, как Al, Fe, Ti [29–31].

В настоящей работе в качестве индикаторного элемента литогенной составляющей использовалось Fe по причине его широкой распространенности в литосфере [32]. Кроме того, многие авторы, занимающиеся исследованием донных отложений морских акваторий и эстуариев, также используют Fe в качестве индикаторного элемента [33, 34].

Интерпретация значений КО выполнена в соответствии с [35–37]:

> 1 указывают на отсутствие накопления;

1–3 – незначительное накопление;

3–5 – умеренное накопление;

5–10 – умеренно-тяжелое накопление;

10–25 – тяжелое накопление;

25–50 – очень тяжелое накопление;

< 50 – чрезвычайно тяжелое накопление.

Индекс геоаккумуляции (I_{geo}) для оценки уровня загрязнения донных отложений был первоначально определен Г. Мюллером [38] как

$$I_{geo} = \log_2 \left(\frac{Эл_{проба}}{1,5 \cdot Эл_{з.к.}} \right),$$

где Эл_{проба} и Эл_{з.к.} – содержание химического элемента в пробе донных отложений и верхней части континентальной земной коры (по Виноградову [26]) соответственно.

Коэффициент 1,5 используется из-за возможных вариаций фоновых значений для данного металла в окружающей среде, а также очень малых антропогенных воздействий [29, 39].

В зависимости от величины индекса геоаккумуляции различают следующие градации загрязнения донных осадков:

$I_{geo} \leq 0$ – практически незагрязненные осадки;

$0 \leq I_{geo} \leq 1$ – незагрязненные – умеренно загрязненные;

$1 \leq I_{geo} \leq 2$ – умеренно загрязненные;

$2 \leq I_{geo} \leq 3$ – средне загрязненные;

$3 \leq I_{geo} \leq 4$ – сильно загрязненные;

$4 \leq I_{geo} \leq 5$ – сильно-чрезмерно загрязненные осадки;

$5 < I_{geo}$ – чрезмерно загрязненные осадки [38].

Для оценки геохронологии стратификации донных отложений на ст. 12, 19, 27 нами использованы результаты исследования вертикального распределения ^{137}Cs , $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{90}Sr в осадках Севастопольской бухты, представленные в работах [18–20]. Для оценки возраста осадка на ст. 12, 19 использовалась скорость накопления, равная 2,4 мм/год, а для ст. 27 – 4,6 мм/год. Данные о скорости были использованы для расчета даты отложения слоя осадка по следующей формуле [18]:

$$\text{Год} = 2016 - \frac{\text{глубина слоя осадка, см}}{\text{скорость осадконакопления, см}\cdot\text{год}^{-1}}$$

Таким образом, слой осадка 0–1 см на ст. 12 и ст. 19 накапливался за четыре года, а на ст. 27 в районе Константиновского равелина в течение двух лет.

Коэффициенты корреляции, а также их достоверность рассчитывались с помощью программы *Statistica*. Выбранный в работе уровень достоверности полученных коэффициентов корреляции составил 95 %.

Результаты и обсуждение

Согласно исследованиям [3, 6, 8] донные отложения Севастопольской бухты представлены в основном мелкодисперсной илистой фракцией: песчаными алеврито-пелитами и заиленными ракушняками. Черты пространственного распределения фракционного состава осадков Севастопольской бухты связаны с особенностями паводкового характера реки Черной, обуславливающей качественную и пространственную неоднородность поступающего в бухту терригенного материала. Накопление крупнозернистого материала в кутовой части определяется лавинной седиментацией [40], а на выходе из бухты и вдоль береговой полосы – абразионной деятельностью [6]. В центральной части скорости поступления терригенного материала ослабевают, что приводит к накоплению мелкодисперсных фракций [6]. Кроме того, авторами установлено, что доля илистой фракции в поверхностном слое (0–5 см) донных отложений бухты возросла в среднем в 1,5 раза с 60,5 % в 2001 до 83,4 % в 2016 г., что указывает на заиление бухты. Выявленный факт может способствовать накоплению различного рода веществ, в том числе загрязняющих, так как мелкодисперсные илы обладают большей аккумулятивной способностью, чем песчано-гравийные отложения.

Анализ пространственного распределения тяжелых металлов в поверхностном слое, выполненный на основе данных, полученных в 2016 г., позволил выделить зоны их повышенного содержания для различных участков бухты. Отмечено, что максимальные концентрации исследуемых элементов наблюдаются преимущественно в донных отложениях Южной бухты в ее северной (Co, Zn, Fe, Ti, V) и южной (Cu и Pb) частях, а также в центральной и восточной частях Севастопольской бухты (Ni, Cr). В западной части бухты и на выходе из нее концентрации металлов минимальны. Характер пространственного распределения исследуемых элементов в поверхностном слое донных отложений бухты послужил определяющим фактором при выборе станций для отбора колонок. Проведенный корреляционный анализ между концентрацией загрязняющих элементов в слое (0–5 см) и геохимическими характеристиками осадка выявил наличие статистически значимой положительной корреляции с содержанием органического углерода ($r = 0,5–0,9$) для Pb, Zn, Cu, а с илистой фракцией – для Ni ($r = 0,6$).

Донные отложения на ст. 4а были представлены илстыми песками с включением ракуши и ракушечного детрита. Содержание $C_{\text{орг}}$ изменялось от 1,98 % в слое 4–6 см до 2,8 % в слое 8–10 см (рис. 2). Основным фактором,

определяющим как гидролого-гидрохимические особенности вод данного района, так и особенности формирования и состава донных отложений, является близость расположения ТЭЦ. Слив пресных теплых вод и особенности рельефа дна также способствуют формированию градиента концентраций между придонным и поверхностным слоями. В результате это приводит к развитию гипоксии в водной толще, а в донных осадках – к накоплению органического углерода, других загрязняющих вещества и возникновению анаэробных условий [41].

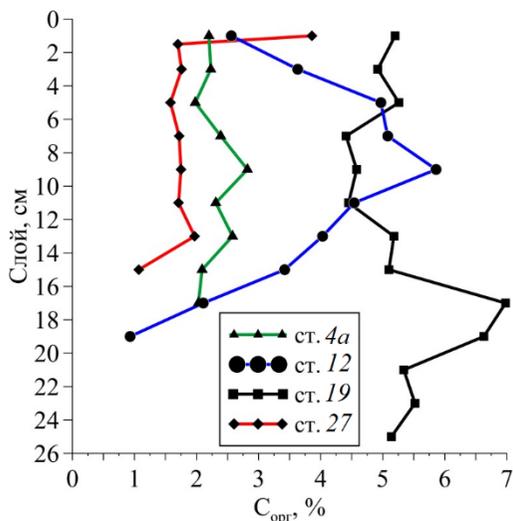


Рис. 2. Вертикальное распределение концентраций $C_{орг}$ в донных отложениях Севастопольской бухты

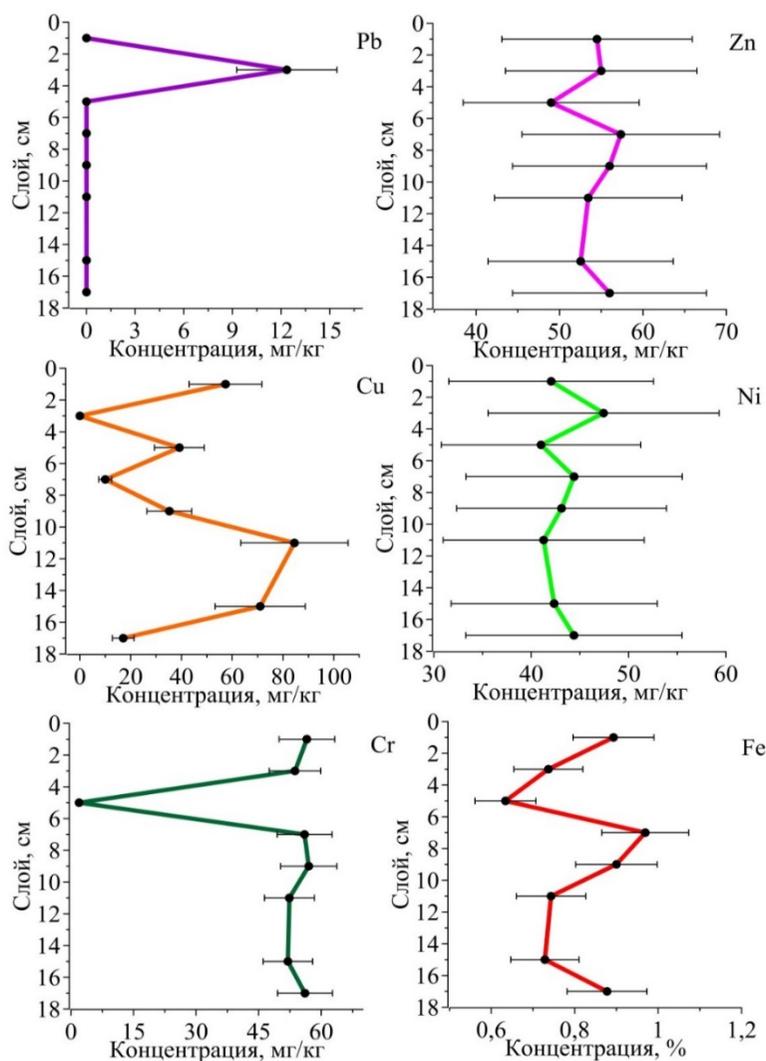
Fig. 2. Vertical distribution of C_{org} concentrations in the bottom sediments of the Sevastopol Bay

Особенности вертикального распределения металлов на ст. 4a показаны на рис. 3. Установлено, что максимальные концентрации таких элементов, как Pb, Zn, Ni и Fe, отмечены на горизонтах 2–4 см и 6–8 см. Отмечено, что для Pb и Ni в слое 0–4 см отмечается снижение концентраций, а для Cu, Zn, Cr и Fe – наоборот, повышение. Средняя положительная корреляция (0,5) с содержанием $C_{орг}$ наблюдалась для Zn, Cr, Ti и Fe (рис. 4). В целом анализ вертикального распределения металлов на ст. 4a показал, что значения концентраций металлов, за исключением Cu, ниже аналогичных для прибрежных районов Крымского п-ова [42].

Анализ полученных значений КО показал, что для донных отложений на ст. 4a отмечено умеренное накопление Cr, Zn и Ni, а для Cu – умеренно-тяжелое и тяжелое (1–11). В то же время для Cr, Zn и Ni наблюдается незначительное уменьшение накопления в последнее время, а для Cu – наоборот, увеличение (таблица). Судя по значениям параметра I_{geo} , отложения на ст. 4a можно считать практически не загрязненными: среднее значение I_{geo} составило – 1,45.

Рассчитанные величины коэффициента обогащения (КО) для тяжелых металлов в отложениях Севастопольской бухты
 Calculated values of the enrichment factor (EF) for trace metals in the sediments of the Sevastopol Bay

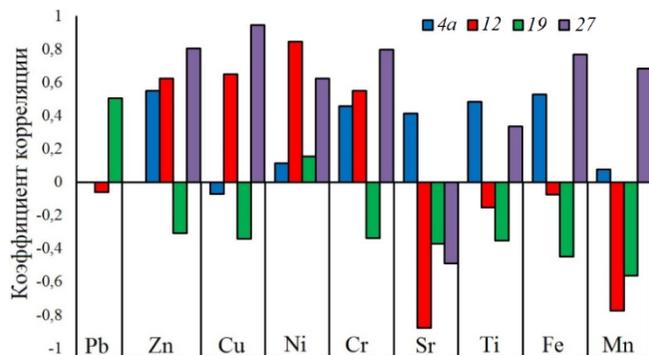
№ станции / No. of station	КО в слое осадка, см / EF in the sediment layer, cm												
	0–2	2–4	4–6	6–8	8–10	10–12	12–14	14–16	16–18	18–20	20–22	22–24	24–26
	<i>Для Pb / For Pb</i>												
4a	-	4,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	-	-	-	4,8	10,3	2,4	22,5	21,0	8,9	5,9	-	-	-
19	58,9	71,4	64,1	72,7	63,0	58,9	69,2	144,0	137,7	110,9	100,3	135,7	58,9
27	63,1	-	-	-	-	-	-	-	5,2	-	-	-	-
	<i>Для Zn / For Zn</i>												
4a	3,4	4,2	4,3	3,3	3,5	4,0	4,0	3,6	-	-	-	-	-
12	9,3	4,9	5,7	5,9	6,1	5,9	5,7	4,9	3,2	2,5	-	-	-
19	6,7	6,4	6,3	6,2	6,2	6,5	7,3	7,6	7,0	7,1	7,3	7,5	6,7
27	7,1	4,1	4,1	4,1	4,1	5,2	5,0	4,9	8,5	-	-	-	-
	<i>Для Cu / For Cu</i>												
4a	6,4	-	6,1	1,0	3,9	11,2	9,6	1,9	-	-	-	-	-
12	8,0	10,6	15,7	19,2	21,6	13,1	16,3	5,2	0,8	14,1	-	-	-
19	32,6	17,9	25,5	33,2	89,7	22,4	19,6	24,3	22,1	32,4	20,5	30,4	32,6
27	23,3	2,8	2,8	4,4	-	9,3	10,0	3,2	-	-	-	-	-
	<i>Для Cr / For Cr</i>												
4a	3,5	4,1	0,2	3,2	3,5	3,9	4,0	3,6	-	-	-	-	-
12	4,0	3,5	3,4	3,5	3,5	3,1	4,3	3,4	2,5	3,0	-	-	-
19	2,6	2,4	2,7	3,3	2,8	2,6	2,8	3,3	3,5	3,2	3,0	3,4	2,6
27	2,9	3,9	3,7	3,4	3,1	4,6	4,0	4,0	4,8	-	-	-	-
	<i>Для Ni / For Ni</i>												
4a	3,8	5,2	5,2	3,7	3,8	4,5	4,7	4,1	-	-	-	-	-
12	3,3	3,3	3,3	3,9	4,0	2,5	4,7	3,7	2,3	1,3	-	-	-
19	2,4	2,1	2,5	3,4	2,8	2,5	2,3	3,9	3,9	3,4	2,9	4,4	2,4
27	2,7	3,1	3,4	3,0	2,3	5,1	4,1	3,4	3,4	-	-	-	-



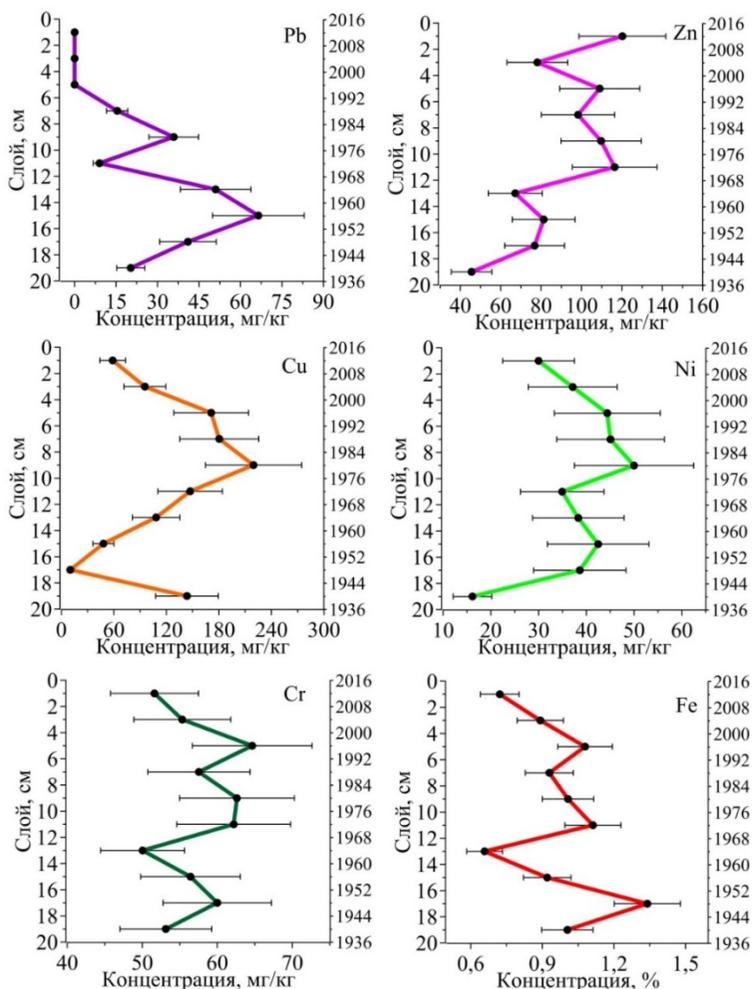
Р и с. 3. Вертикальное распределение металлов: свинца, цинка, меди, никеля, хрома (мг/кг) и железа (%) в донных отложениях Севастопольской бухты (ст. 4а)

Fig. 3. Vertical distribution of metals: lead, zinc, copper, nickel, chromium (mg/kg) and iron (%) in the bottom sediments of the Sevastopol Bay (station 4a)

Станция 12 расположена в центральной части Севастопольской бухты на траверзе бухты Голландия (см. рис. 1). Отложения представлены темно-серыми и черными илами с включениями ракушечного детрита и запахом нефтепродуктов. В вертикальном распределении концентрации $S_{орг}$ можно выделить два долговременных периода: 1) интенсивное накопление органического вещества в период с начала 40-х до середины 80-х гг. XX в. – концентрация $S_{орг}$ увеличилась от 0,93 % в слое 18–19 см до 5,86 % в слое 8–10 см; 2) уменьшение темпов накопления органики в донных отложениях в период с середины 80-х гг. XX в. до момента отбора проб в 2016 г. – концентрация $S_{орг}$ уменьшилась почти в 2,5 раза (от 5,86 до 2,56 %).



Р и с. 4. Коэффициенты корреляции концентраций металлов с содержанием C_{org}
Fig. 4. Correlation coefficients of metal concentrations with the C_{org} content



Р и с. 5. Вертикальное распределение металлов: свинца, цинка, меди, никеля, хрома (мг/кг) и железа (%) в донных отложениях Севастопольской бухты (ст. 12)
Fig. 5. Vertical distribution of metals: lead, zinc, copper, nickel, chromium (mg/kg) and iron (%) in the bottom sediments of the Sevastopol Bay (station 12)

Вертикальные профили металлов на ст. 12 показаны на рис. 5. Для большинства элементов отмечена неоднородность вертикального распределения и наличие нескольких пиков концентраций.

Для Ni, Cu, Cr, Fe и Pb наблюдается рост концентрации в нижних слоях осадка (8–18 см) и уменьшение ее значений в период с середины 80-х гг. XX в. (0–10 см) для Ni, Cu, Pb и с середины 90-х гг. (0–6 см) для Fe и Cr. Максимальные концентрации Ni (50 мг/кг) и Cu (220 мг/кг) отмечены для слоя 8–10 см, что также хорошо согласуется с вертикальным распределением содержания $C_{орг}$. Как результат, для этих элементов отмечены максимальные значения корреляции 0,8 и 0,7 соответственно (см. рис. 4). Для таких элементов, как Fe, Cr и Ni, концентрации не превышают значений, полученных для отложений шельфа Крыма, для Cu – превышают по всей длине колонки, для Pb – превышают в слоях 8–10 и 12–20 см, а для Zn – в слоях 0–2 и 4–12 см. Установлено, что Zn – единственный металл, концентрации которого на ст. 12 продолжают расти с 40-х гг. XX в., а уровень его накопления изменился с незначительного до умеренно-тяжелого.

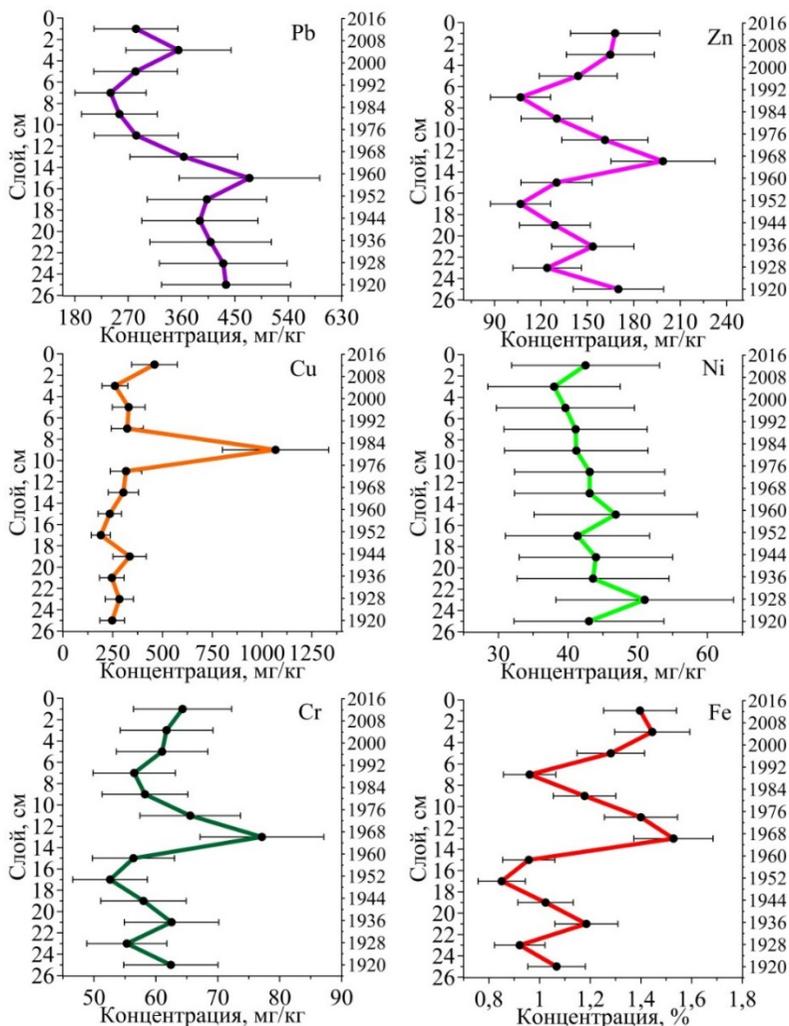
Согласно оценкам КО, в донных отложениях на ст. 12 отмечается умеренное накопление Zn (5), Cr (3), Ni (3) и тяжелое Cu (12) (таблица). Анализ значений параметра I_{geo} показал, что донные отложения на ст. 12, за исключением Cu и Pb (умеренное загрязнение), почти не загрязнены исследуемыми металлами.

Станция 19 расположена в центральной части Южной бухты. Известно, что Южная бухта считается одной из самых загрязненных [6, 12, 24]. Плотное расположение стоянок, а также участков для ремонта военных и гражданских судов по ее берегам, большое количество источников поступления коммунальных и ливневых стоков, в том числе аварийных и без очистки, слабый водообмен и большая протяженность береговой полосы привели к негативным изменениям в экосистеме Южной бухты. Донные отложения на этом участке представлены мелкодисперсными пелитовыми илами с незначительными включениями ракушечного детрита, угольной примеси и ярко выраженным запахом нефтепродуктов. Интенсивное поступление органического вещества с канализационными и ливневыми стоками и изолированность от ветро-волнового воздействия привели к тому, что донные отложения начали интенсивно накапливать и удерживать различные загрязняющие вещества, в том числе и тяжелые металлы. Кроме того, интенсивное поступление органического вещества с городскими и ливневыми стоками приводит к активному потреблению кислорода в придонном слое вод и развитию анаэробных условий в верхнем слое донных отложений [9].

Вертикальное распределение $C_{орг}$ на ст. 19 неоднородно. В слое 16–26 см наблюдается рост концентрации органического углерода, что, по-видимому, относится к периоду индустриализации в СССР в 30–40-х гг. XX в. В промежутке с 50-х до 80-х гг. XX в. концентрация снизилась с 6,98 до 4,41 %, а затем, с конца 90-х, постепенно стала увеличиваться до 5,2 % к 2016 г.

В вертикальном профиле отложений на ст. 19 (рис. 6) для исследуемых элементов проявляются пики максимальных концентраций в различных сегментах: для Zn (200 мг/кг), Cr (77 мг/кг), Fe (1,5 %) в слое 12–14 см, а для Pb (475 мг/кг) и Ni (47 мг/кг) в слое 14–16 см. Такие неоднородности относятся

к определенным участкам толщи донных отложений. Согласно оценкам, предложенным в работах [18–20], эти концентрации предположительно датируются 60–70-ми гг. XX в. и относятся к периоду промышленного роста в СССР. В настоящее время концентрации всех исследуемых тяжелых металлов, за исключением Pb, продолжают расти. Установлено, что уровень максимальных концентраций Pb, Cu и Zn на ст. 19 значительно превышает значения, полученные для донных отложений шельфа Крыма [42].



Р и с. 6. Вертикальное распределение металлов: свинца, цинка, меди, никеля, хрома (мг/кг) и железа (%) в донных отложениях Севастопольской бухты (ст. 19)
F i g. 6. Vertical distribution of metals: lead, zinc, copper, nickel, chromium (mg/kg) and iron (%) in the bottom sediments of the Sevastopol Bay (station 19)

Согласно оценкам КО, для донных отложений Южной бухты характерен чрезвычайно тяжелый уровень накопления Pb (59–144), очень тяжелый и тяжелый – Cu (18–90) и умеренно-тяжелый – Zn (6–7). По значению параметра

I_{geo} можно сказать, что отложения сильно загрязнены свинцом (3,3–4,3), средне загрязнены медью (1,4–3,9) и умеренно загрязнены цинком (–0,2–0,7).

Станция 27 расположена в западной части Севастопольской бухты на траверзе бухты Матюшенко. Станция расположена на фарватере, поэтому удалена от прямого поступления ливневых и хозяйственно-бытовых сточных вод. Поскольку станция расположена вблизи выхода из бухты, водообмен с открытым морем здесь самый интенсивный в Севастопольской бухте. Повышенные значения высот волн для различных направлений ветра [43], наличие вихревых образований [12] и, как следствие, высокая абразивная деятельность в береговой зоне [6] определяют особый литодинамический режим данного участка. В результате донные отложения на ст. 27 представлены глинистыми илами с ракушкой и ракушечным детритом (содержание фракции с размером частиц более 1 мм составило 3–35 %).

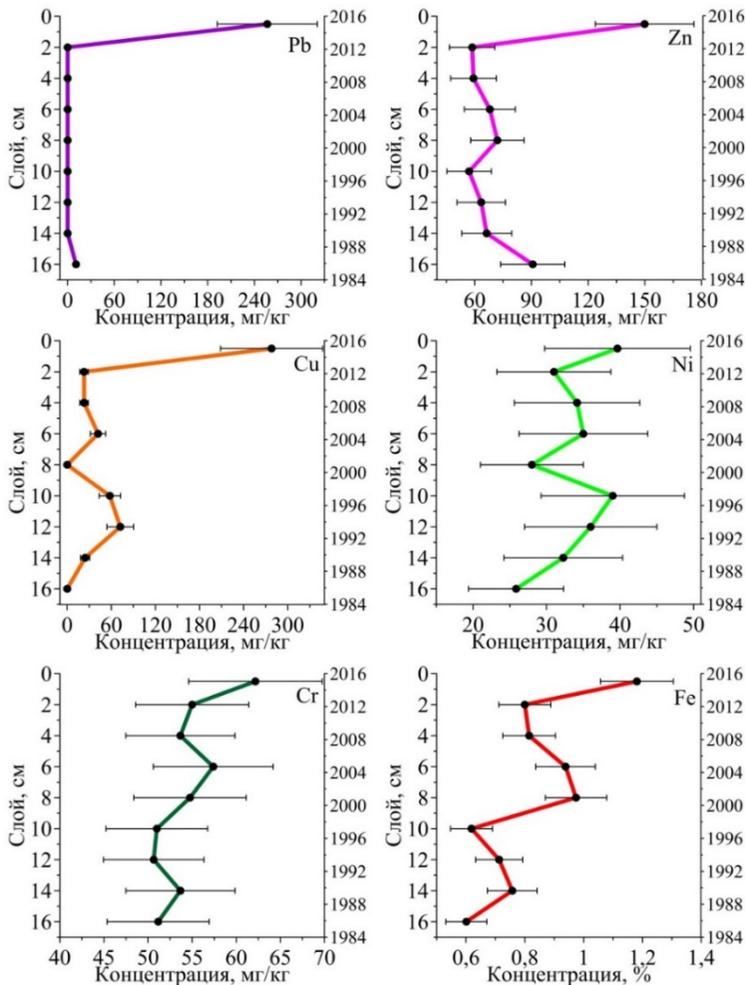


Рис 7. Вертикальное распределение металлов: свинца, цинка, меди, никеля, хрома (мг/кг) и железа (%) в донных отложениях Севастопольской бухты (ст. 27)

Fig. 7. Vertical distribution of metals: lead, zinc, copper, nickel, chromium (mg/kg) and iron (%) in the bottom sediments of the Sevastopol Bay (station 27)

Вертикальное распределение $C_{орг}$ на ст. 27 достаточно однородно со средним значением содержания 1,7 %. Исключение составляет верхний (0–1 см) тонкозернистый слой наилка, концентрация $C_{орг}$ в котором составила 3,86 %. По-видимому, такое содержание органики объясняется повышенной сорбционной способностью мелкозернистых пелитовых илов. Такие особенности геохимического состава отложений напрямую определяют вертикальное распределение металлов в осадке (рис. 7), а коэффициент корреляции с вертикальным распределением $C_{орг}$ средний для Mn (0,7) и Ni (0,6) и высокий для Cu (0,9), Zn, Cr и Fe (0,8) (см. рис. 4).

Расположение максимумов концентрации в верхнем слое (0–1 см) отложений характерно для Pb, Zn, Cu, Cr, Ni, Fe (рис. 7). Полученные в этой работе величины существенно превышают значения в прибрежных районах Крыма [42]: для Pb – в 11 раз, для Cu – в 9 раз, для Zn – в 2 раза. При этом, уже в слое 1–2 см концентрации таких элементов, как Pb, Zn, Cu и Fe, на порядок меньше. Анализ вертикального распределения металлов показал, что, если не брать в расчет верхний слой осадка, для Pb, Zn и Cu в последние годы наблюдается уменьшение концентраций, а для Cr, Ni, Fe – увеличение. За исключением верхнего слоя, для которого отмечено тяжелое накопление металлов (среднее значение КО = 20), для всех элементов характерно умеренное (3,4) накопление (таблица), а уровень загрязнения – незначительный (среднее значение $I_{geo} = -0,95$).

Выводы

Исследованы особенности вертикального распределения ряда тяжелых металлов (Pb, Zn, Cu, Ni, Cr и Fe) в донных отложениях различных участков Севастопольской бухты. При исследовании вертикального распределения тяжелых металлов в донных отложениях Севастопольской бухты для каждой колонки осадка рассмотрены максимальные, минимальные и средние концентрации данных элементов в сравнении с их содержанием в донных отложениях шельфа Крымского п-ова.

Проведена геохронология распределения тяжелых металлов в донных отложениях, выполненная на основе результатов исследования вертикальных профилей ^{137}Cs , $^{239+240}\text{Pu}$ и ^{90}Sr в осадках Севастопольской бухты. Установлено, что пики максимумов концентрации металлов относились к периодам интенсивных техногенных нагрузок во второй половине XX в., а концентрации Cu, Zn, Cr и Fe продолжали расти до 2016 г. Отмечено, что интенсивность накопления металлов определяется расположением источников поступления литогенной и биогенной составляющих (ливневые и коммунальные стоки), а также непосредственной близостью к источникам загрязняющих веществ. Кроме того, установлена значимая на уровне достоверности 95 % положительная корреляция распределения исследуемых металлов с геохимическими свойствами отложений на примере концентраций $C_{орг}$. Для оценки вклада антропогенных источников в загрязнение донных отложений относительно среднего состава элементов в земной коре в работе использовались такие показатели, как коэффициент обогащения и индекс геоаккумуляции. Анализ полученных значений параметра КО показал, что в донных отложениях бухты уровень обогащения увеличивается от умеренного (4) и умеренно-тяжелого (5) в кутовой восточной

части Севастопольской бухты до очень тяжелого (27) и чрезвычайно тяжелого (90) в Южной бухте. Величины I_{geo} указывают на то, что донные отложения в восточной и западной частях почти не загрязнены, в центральной части умеренно загрязнены медью и свинцом, а в Южной бухте – средне загрязнены медью и сильно загрязнены свинцом. Кроме того, если уровень накопления свинца и цинка уменьшается, то меди, наоборот, растет до 2016 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буфетова М. В., Фень О. Н. Оценка загрязнения донных отложений Азовского моря тяжелыми металлами // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2016. № 3. С. 45–51.
2. Палеолимнологическая реконструкция техногенного воздействия на экосистему оз. Большой Вудъявр (Кировск, Мурманская область, Артика): новые геохимические данные / З. И. Слукковский [и др.] // Экология урбанизированных территорий. 2020. № 4. С. 96–107. doi:10.24412/1816-1863-2020-4-96-107
3. Влияние физико-химических характеристик донных осадков на распределение микроэлементов на примере бухт Севастополя (Чёрное море) / А. С. Романов [и др.] // Экология моря. 2007. Вып. 73. 85–90.
4. Геохимические характеристики донных отложений акватории Каламитского залива Черного моря / К. И. Гуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 5. С. 69–80.
5. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов / В. А. Иванов [и др.]. Севастополь, 2006. 90 с.
6. Овсяный Е. И., Романов А. С., Игнатьева О. Г. Распределение тяжелых металлов в поверхностном слое донных осадков Севастопольской бухты (Черное море) // Морской экологический журнал. 2003. № 2, т. II. С. 85–93.
7. Organic carbon and oil hydrocarbons in bottom sediments of Sevastopol Bay (the Black Sea) / Т. S. Osadchaya [et al.] // Морской экологический журнал. 2003. № 2, т. II. С. 94–101.
8. Орехова Н. А., Коновалов С. К. Полярография донных осадков Севастопольской бухты // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 2. С. 52–66.
9. Орехова Н. А., Коновалов С. К. Кислород и сульфиды в донных отложениях прибрежных районов Севастопольского региона Крыма // Океанология. 2018. Т. 58, № 5. С. 739–750. doi:10.1134/S0030157418050106
10. Овсяный Е. И., Котельянец Е. А. Особенности распределения мышьяка и тяжелых металлов в толще осадков Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : МГИ, 2010. Вып. 22. С. 296–302.
11. Миронов О. Г., Кирюхина Л. Н., Алёмов С. В. Санитарно-биологические аспекты экологии севастопольских бухт в XX веке. Севастополь, 2003. 185 с.
12. Осадчая Т. С., Алёмов С. В., Шадрин Т. В. Экологическое качество донных осадков Севастопольской бухты: ретроспектива и современное состояние // Экология моря. 2004. Вып. 66. С. 82–87.
13. Санитарно-биологические исследования в прибрежной акватории региона Севастополя / Под ред. О. Г. Миронова. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. 192 с.
14. Оценка экологического состояния севастопольских бухт Черного моря по основным химическим и микробиологическим критериям / С. И. Рубцова [и др.] // Морской экологический журнал. 2013. Т. XII, № 2. С. 38–50.
15. Санитарно-биологические исследования прибрежных акваторий юго-западного Крыма в начале XXI века. Симферополь : ИП «АРИАЛ», 2018. 270 с.

16. Соловьёва О. В., Тихонова Е. А. Динамика содержания органического вещества в донных отложениях портовых акваторий Севастополя // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. Биология. Химия. 2018. Т. 4 (70). № 4. С. 196–206.
17. Полициклические ароматические углеводороды в донных отложениях зоны смешения река – море на примере реки Черной и Севастопольской бухты (Черное море) / О. В. Соловьёва [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 3. С. 362–372. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-362-372
18. Полихлорбифенилы в компонентах экосистемы Севастопольской бухты / Н. В. Жерко [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2001. Вып. 2. С. 153–158.
19. Биогеохимические механизмы формирования критических зон в Черном море в отношении загрязняющих веществ / В. Н. Егоров [и др.] // Морской экологический журнал. 2013. Т. XII, № 4. С. 5–26.
20. Оценка скорости седиментации и осадконакопления в прибрежных и глубоководных акваториях Черного моря с использованием природных и антропогенных (чернобыльских) радионуклидов / Н. Ю. Мирзоева [и др.] // Система Черного моря. М. : Научный мир, 2018. С. 659–670. doi:10.29006/978-5-91522-473-4.2018
21. Малахова Л. В. Полихлорированные бифенилы и органический углерод в донных отложениях Севастопольской и Балаклавской бухт (Черное море) // Морской экологический журнал. 2013. Т. 12, № 1. С. 52–58.
22. Содержание хлороорганических соединений в компонентах экосистемы реки Черной и оценка их выноса в Севастопольскую бухту в зимний сезон 2020 года / Л. В. Малахова [и др.] // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2020. № 5. С. 7–14. doi:10.17513/mjprfi.13061
23. Копытов Ю. П., Минкина Н. И., Самышев Э. З. Уровень загрязненности воды и донных отложений Севастопольской бухты (Черное море) // Системы контроля окружающей среды. 2010. № 14. С. 199–208.
24. Минкина Н. И., Самышев Э. З., Копытов Ю. П. Многолетние изменения уровня загрязнения и развития планктона в Севастопольской бухте // Системы контроля окружающей среды. 2015. № 1 (21). С. 82–93.
25. Buat-Menard P., Chesselet R. Variable influence of atmospheric flux on the trace metal chemistry of oceanic suspended matter // Earth and Planetary Science Letters. 1979. Vol. 42, iss. 3. P. 399–411. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90049-9](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(79)90049-9)
26. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
27. Sedimentary and geochemical characterization and provenance of the Portuguese continental shelf soft-bottom sediments / R. Martins [et al.] // Journal of Marine Systems. 2012. Vol. 91, iss. 1. P. 41–52. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.09.011
28. Barbieri M. The Importance of Enrichment Factor (EF) and Geoaccumulation Index (Igeo) to Evaluate the Soil Contamination // Journal of Geology & Geophysics. 2016. Vol. 5, iss. 1. 1000237. doi:10.4172/2381-8719.1000237
29. Salomons W., Förstner U. Metals in the Hydrocycle. Berlin ; Heidelberg : Springer, 1984. 352 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-69325-0>
30. Arsenic, trace metals, and organic micro contaminants in sediments from the Pechora Sea, Russia / D. H. Loring [et al.] // Marine Geology. 1995. Vol. 128, iss. 3–4. P. 153–167. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00091-C](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00091-C)
31. Reimann C., de Caritat P. Intrinsic flaws of element enrichment factors (EFs) in environmental geochemistry // Environmental Science and Technology. 2000. Vol. 34, iss. 24. P. 5084–5091. <https://doi.org/10.1021/es001339o>
32. Blouidi M. K., Duplay J., Quaranta G. Heavy metal contamination of coastal lagoon sediments by anthropogenic activities: the case of Nador (East Morocco) // Environmental Geology. 2009. Vol. 56, iss. 5. P. 833–843. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-1184-x>

33. Heavy metal contamination in western Xiamen Bay sediments and its vicinity, China / L. Zhang [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. 2007. Vol. 54, iss. 7. P. 974–982. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2007.02.010>
34. Lee C.-L., Fang M.-D., Hsieh M.-T. Characterization and distribution of metals in surficial sediments in Southwestern Taiwan // *Marine Pollution Bulletin*. 1998. Vol. 36, iss. 6. P. 464–471. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(98\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(98)00006-X)
35. Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1964. Vol. 28, iss. 8. P. 1273–1285. doi:10.1016/0016-7037(64)90129-2
36. Development and evaluation of sediment quality guidelines for Florida coastal waters / D. D. Macdonald [et al.] // *Ecotoxicology*. 1996. Vol. 5, iss. 4. P. 253–278. <https://doi.org/10.1007/BF00118995>
37. Acevedo-Figueroa D., Jiménez B. D., Rodríguez-Sierra C. J. Trace metals in sediments of two estuarine lagoons from Puerto Rico // *Environmental Pollution*. 2006. Vol. 141, iss. 2. P. 336–342. doi:10.1016/j.envpol.2005.08.037
38. Müller G. Schwermetalle in den Sedimenten des Rheins: Veränderungen seit 1971 // *Umschau in Wissenschaft und Technik*. 1979. Vol. 79, no. 24. P. 778–783.
39. Ruiz F. Trace metals in estuarine sediments from the southwestern Spanish coast // *Marine Pollution Bulletin*. 2001. Vol. 42, iss. 6. P. 481–489. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(00\)00192-2](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(00)00192-2)
40. Лисицын А. П. Маргинальный фильтр океанов // *Океанология*. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.
41. Орехова Н. А., Вареник А. В. Современный гидрохимический режим Севастопольской бухты // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 2. С. 134–146. doi:10.22449/0233-7584-2018-2-134-146
42. Gurov K. I., Kurinnaya Yu. S., Kotelyanets E. A. Features of accumulation and spatial distribution of microelements in bottom sediments of the Crimea coastal regions // *Processes in Geo-Media—Volume III* / T. Chaplina (ed.). Cham : Springer, 2021. P. 119–130. (Springer Geology). https://doi.org/10.1007/978-3-030-69040-3_12
43. Математическое моделирование ветрового волнения в Севастопольской бухте / Д. В. Алексеев [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2012. № 1. С. 75–84.

Об авторах:

Гуров Константин Игоревич, младший научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-3460-9650**, **ResearcherID: L-7895-2017**, gurovki@gmail.com

Котельянец Екатерина Александровна, младший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ResearcherID: AAA-8699-2019**, plistus@mail.ru

Сульфат-хлорное отношение в воде Черного моря и его изменчивость за последние 70 лет

А. В. Дубинин , М. Н. Римская-Корсакова, Л. С. Семилова

Институт океанологии им. П. П. Шириова РАН, Москва, Россия

 *dubinin_av@mail.ru*

Поступила в редакцию 16.02.2022; одобрена после рецензирования 26.05.2022;
принята к публикации 10.06.2022.

Аннотация

Цель. Бактериальная редукция сульфата в анаэробных бассейнах приводит к неконсервативному поведению сульфата относительно хлорности. Дефицит сульфата свидетельствует о его расходовании и слабом процессе обновления вод. Сульфат-хлорное отношение неоднократно изучалось в воде Черного моря, выявлен 3%-ный дефицит сульфата в глубинных водах в 1950-х гг. В свете возможного влияния климатических изменений на водный баланс Черного моря рассматриваются современные вариации сульфат-хлорного отношения и проводится сравнение с результатами исследований в XX в.

Методы и результаты. Хлорность получена методом потенциометрического титрования раствором AgNO_3 . Сульфаты измерены методом гравиметрии после осаждения BaSO_4 из двух параллельных проб морской воды на станциях на склоне и в центре моря. В качестве стандарта использован стандарт морской воды *IAPSO seawater* (*Practical Salinity* 34,993; *Batch* P162). Хлорность увеличивается с глубиной от 9,77 до 12,32 г/кг при изменении кондуктометрической солености от 17,72 до 22,33. Концентрация сульфата растёт от 14,45 ммоль/кг у поверхности до 17,47–17,52 ммоль/кг на глубинах 200–600 м, у дна она снижается до 17,44 ммоль/кг. Зависимость между концентрацией сульфата и хлорностью носит линейный характер до хлорности 12 г/кг, глубже 200 м концентрация сульфата не зависит от хлорности. Сульфат-хлорное отношение на поверхности моря равно 0,1420 г/г. Ниже оно монотонно убывает до глубины 1200 м, достигая минимальной величины 0,1353 г/г. Глубже 1200 м величина SO_4/Cl меняется в небольших пределах от 0,1356 до 0,1361.

Выводы. Сравнение данных о хлорности и концентрации сульфата за последние 70 лет (1952–2021 гг.) показывает, что в пределах точности проведенных анализов хлорность и концентрация сульфатов остаются постоянными, отражая стационарность системы Черного моря за этот период.

Ключевые слова: сульфат, хлорность, сульфат-хлорное отношение, сульфатредукция, Черное море

Благодарности: авторы благодарят за помощь по сбору материала для настоящего исследования сотрудников ЮО ИО РАН В. В. Очередника и О. А. Очередник, а также сотрудников лаборатории геохимии ИО РАН Д. Ю. Григорьева и Е. Н. Золотину. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0004).

Для цитирования: Дубинин А. В., Римская-Корсакова М. Н., Семилова Л. С. Сульфат-хлорное отношение в воде Черного моря и его изменчивость за последние 70 лет // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 530–547. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-530-547

Sulfate-Chlorinity Ratio in the Black Sea Water and Its Variability over the Last 70 Years

A. V. Dubinin ✉, M. N. Rimskaya-Korsakova, L. S. Semilova

P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
✉ dubinin_av@mail.ru

Abstract

Purpose. Microbial reduction of sulfate in the anoxic basins leads to a non-conservative behavior of sulfate relative to chlorinity. Sulfate deficiency indicates its consumption and a weak process of water renewal. The sulfate-chlorinity ratio has been repeatedly studied in the Black Sea waters, its 3 % deficit was revealed in deep waters in the 1950s. In the light of possible impact of climate change on the water balance of the Black Sea, modern variations in the sulfate-chlorinity ratio are considered and compared with the results of the studies in the 20th century.

Methods and Results. Chlorinity was obtained by potentiometric titration with AgNO₃ solution. Sulfates were measured gravimetrically after BaSO₄ precipitation from two parallel seawater samples at the stations on the slope and in the center of the sea. The *IAPSO seawater standard (Practical Salinity 34.993; Batch P162)* was used as a reference sample. Chlorinity increases with depth from 9.77 to 12.32 g/kg with a change in conductometric salinity from 17.72 to 22.33. Sulfate concentration increases from 14.45 mmol/kg at the surface to 17.47–17.52 mmol/kg at the 200–600 m depths, at the bottom it decreases to 17.44 mmol/kg. The relationship between the sulfate concentration and chlorinity is linear up to chlorinity 12 g/kg, below 200 m sulfate concentration does not depend on chlorinity. The sulfate-chlorinity ratio on the sea surface is 0.1420 g/g. It monotonically decreases up to the depth 1200 m where it reaches its minimum value 0.1353 g/g. Below 1200 m, the SO₄/Cl value varies within a small range from 0.1356 to 0.1361.

Conclusions. Comparison of the data on chlorinity and sulfate concentration over the last 70 years (1952–2021) shows that within the precision of the analyses performed, chlorinity and sulfate concentration remain constant reflecting a stationary character of the Black Sea system over this period.

Keywords: sulfate, chlorinity, sulfate-chlorinity ratio, sulfate reduction, Black Sea

Acknowledgements: the authors are grateful to the staff members of the Southern Branch of IO RAS, V. V. Ocherednik and O. A. Ocherednik for their assistance in collecting material for the present study, as well as to the employees of the Geochemistry Laboratory of IO RAS, D. Yu. Grigoriev and E. N. Zologina. The study was carried out within the framework of the state assignment of IO RAS (theme No. FMWE-2021-0004).

For citation: Dubinin, A.V., Rimskaya-Korsakova, M.N. and Semilova, L.S., 2022. Sulfate-Chlorinity Ratio in the Black Sea Water and Its Variability over the Last 70 Years. *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 508-523. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-508-523

Соленость морских вод является фундаментальной характеристикой водных масс океанов и морей. На 86 % солевая составляющая состоит из ионов Na⁺ и Cl⁻, остальное представлено катионами в порядке убывания Mg²⁺ > Ca²⁺ > K⁺ и анионами SO₄²⁻ > HCO₃⁻ > Br⁻ > F⁻ [1]. Соотношение основных катионов и анионов морской воды мало меняется, и в гидрофизических исследованиях используется определение солености методом электропроводности. Связь между составом морской воды и соленостью, полученной по электропроводности, выражается формулой зависимости солености от хлорности $S = 1,80655 Cl \%$. Под хлорностью понимается сумма ионов галогенов (Cl⁻ + Br⁻ + I⁻), выраженная в виде эквивалента серебра, осаждаемого при титровании растворов морской воды раствором нитрата серебра. Элементы ведут себя в растворе морской воды консервативно, если при изменении солености

их отношение к хлорности не меняется. В кислородсодержащей воде сульфат относительно хлорности ведет себя консервативно. В анаэробных условиях сульфат расходуется в процессах бактериальной сульфатредукции (работы ^{1,2} и [2]), и поэтому его поведение относительно хлорности может быть не консервативно.

Исходя из водного баланса, единственный источник соли в Черном море – нижнебосфорское течение с соленостью 35–37. В водной толще Черного моря соленость растет с глубиной от 17–18 на поверхности до 23,3 в придонном конвективном слое (работа ² и [3–5]). Галогены (Cl⁻ и Br⁻) в составе морской воды не участвуют в реакциях окисления – восстановления и поэтому могут служить как показателем изменения солености, так и консервативной составляющей морской воды. Концентрация йода в воде Черного моря слишком мала (< 50 нг/г) и не оказывает заметного влияния на величину хлорности в пределах ошибки измерения.

В работе ³ приводятся данные, полученные в 1931 г., которые показывают, что хлорный коэффициент (соотношение между соленостью и хлорностью) для верхней толщи Черного моря отличается от океанского и равен 1,813. Проанализировав 122 пробы в воде Черного моря (отобранных в экспедиции НИС «*Atlantis* II» в 1969 г.), К. Кремлинг [6] пришел к выводу, что соотношение между кондуктометрической соленостью и хлорностью описывается формулой $S ‰ = 1,813 Cl ‰$.

Сульфат ведет себя не консервативно в анаэробной зоне Черного моря, подвергаясь восстановлению в водной толще. Еще в 50-х гг. прошлого столетия было показано ^{1,2}, что отношение концентрации сульфата к хлорности уменьшается с глубиной от 0,1410 до 0,1362 г/г. Причиной такого изменения авторы назвали бактериальную редукцию сульфата морской воды.

В конце 60-х гг. проведено исследование концентрации сульфатов на ст. 1486 [6]. Данные о сульфат-хлорном отношении, полученные в 1985–1989 гг., приведены в работах [2, 7]. Минимальные величины сульфат-хлорного отношения в воде Черного моря немного различались в этих работах (0,134 [6] и 0,137 [2, 7]), однако общая закономерность уменьшения сульфат-хлорного отношения с глубиной полностью подтвердилась. На основании исследования изотопного состава серы сульфата морской воды было показано, что уменьшение отношения концентрации сульфата к солености на фоне роста солености с глубиной сопровождается ростом величины $\delta^{34}S(SO_4)$ с +21 ‰ на поверхности до +23 ‰ у дна относительно стандарта *VCDT (Vienna Canyon Diablo Troilite)* [8–11]. Такое фракционирование изотопов серы сульфата возможно в результате бактериальной сульфатредукции. Несмотря на обилие определений солености по электропроводности с 1993 г. и по настоящее время, мы не нашли данных о хлорности и концентрации сульфата в воде Черного моря.

¹ Скопинцев Б. А., Губин Ф. А. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 годах // Труды Морского гидрофизического института. Севастополь, 1955. Т. 5. С. 71–98.

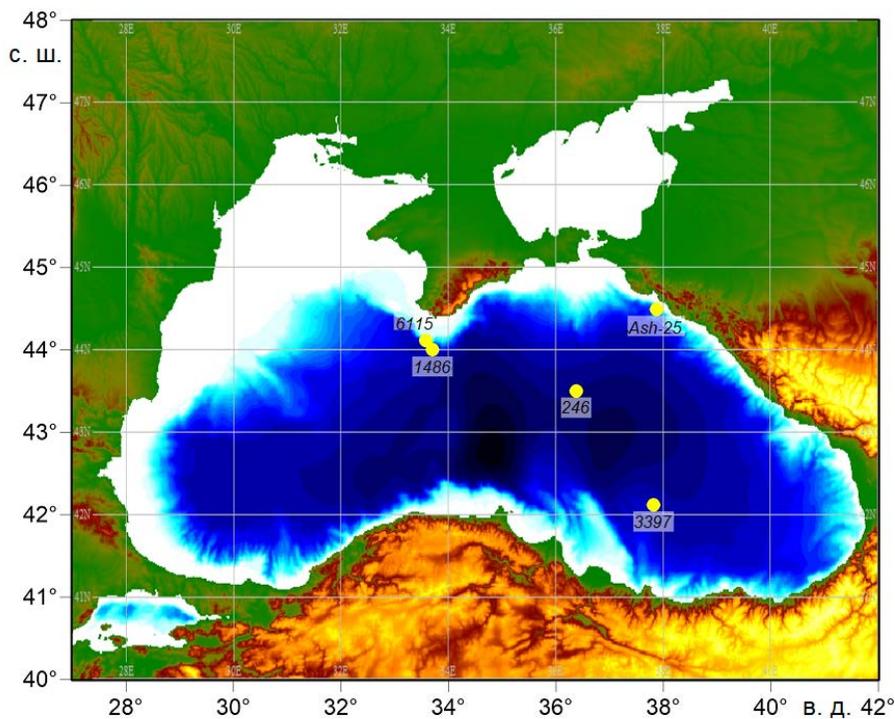
² Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л. : Гидрометеоздат, 1975. 336 с.

³ Бруевич С. В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря // Труды Института океанологии АН СССР. М., 1953. Т. 7. С. 11–56.

Цель данной работы – рассмотреть изменение концентрации сульфата в водной толще Черного моря относительно хлорности как в центральной части моря, так и в области континентального склона. На основании приведенных результатов будет показана зональность изменения сульфата в водной толще. С использованием данных, приведенных в работах ^{1,2} [2, 6, 7], будет рассмотрена эволюция сульфат-хлорного отношения в воде Черного моря на протяжении последних 70 лет наблюдений.

Материалы и методы

Хлорность и соленость были измерены на двух станциях *Ash-23* и *Ash-25* в пробах, отобранных соответственно 9 и 14 июля 2021 г. в точке с координатами 44° 29,34' с. ш., 37° 52,14' в. д., расположенной в семи милях от берега (область континентального склона, глубина дна 1200 м (рис. 1)). Отбор проб проводился в ходе экспедиции «Черное море – 2021» шестью 4-литровыми пластиковыми батометрами Нискина, установленными на розетке, оборудованной *CTD*-зондом *SBE 19plus*. Концентрацию сульфатов определяли в пробах станции *Ash-25*.



Р и с. 1. Расположение станций в Черном море

F i g. 1. Locations of the stations in the Black Sea

¹ Скопинцев Б. А., Губин Ф. А. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 годах // Труды Морского гидрофизического института. Севастополь, 1955. Т. 5. С. 71–98.

² Скопинцев Б. А. Формирование современного химического состава вод Черного моря. Л. : Гидрометеоиздат, 1975. 336 с.

В центральной части моря величина хлорности и концентрация сульфатов были получены на ст. 246 для 24 проб от поверхности до глубины 1972 м (рис. 1). Отбор проб проводился 6–7 мая 2021 г. в ходе экспедиции НИС «Профессор Водяницкий» кассетой из 12 батометров Нискина, оборудованной CTD-зондом *SBE 911plus*.

В пробах воды после отбора в экспедиции НИС «Профессор Водяницкий» сразу на борту судна (а в экспедиции «Черное море – 2021» после возвращения на берег) вечером того же дня измерялась концентрация кислорода методом Винклера [12] и сероводорода методом фотометрии с метиленовым голубым без предварительного разбавления проб до концентрации 25 мкМ H_2S и с предварительным разбавлением выше этих концентраций сероводорода [13]. Пробы для определения кислорода и сероводорода фиксировали сразу после их отбора из батометра. Для гравиметрического определения сульфата отбирались две пробы в предварительно взвешенные полипропиленовые пробирки объемом 50 мл, куда вносили 3 мл раствора ацетата цинка (5 %) известной массы. В пробирки с ацетатом цинка отбирались пробы из анаэробной зоны. Без добавки ацетата цинка отбирались пробы воды без H_2S . Пробирки были закрыты крышками, заморожены при температуре $-18\text{ }^\circ\text{C}$ и в таком виде хранились до анализа. Хлорность в экспедиции «Черное море – 2021» измерялась сразу после возвращения судна в Южное отделение ИО РАН в течение последующих 1–2 дней. В экспедиции НИС «Профессор Водяницкий» пробы для определения хлорности объемом 125 мл хранились в узкогорлых полипропиленовых банках с крышками, зафиксированными парафильмом, при $+4\text{ }^\circ\text{C}$ и были проанализированы в течение трех недель после отбора.

Методика гравиметрического определения концентрации сульфата в воде Черного моря кратко изложена в работе [11]. Гравиметрическое определение сульфата является наиболее точным из применяемых для морской воды методов [1]. Взвешенную аликвоту морской воды (20 г) из анаэробной зоны с добавленным до отбора предварительно взвешенным (3 мл) 5%-ным раствором ацетата цинка фильтруют через бумажный фильтр «синяя лента». Пробы без ацетата цинка (20 г) отбирают для определения сульфата без предварительного фильтрования. После фильтрования фильтр промывают бидистиллированной водой и доводят объем пробы до 100 мл. На пробе из одной пробирки проводят два параллельных определения. Воспроизводимость метода оценивали на основании уравнения определения стандартного отклонения $SD = (\sum (x_1 - x_2)^2 / 2n)^{1/2}$, где x_1 и x_2 – результаты параллельных определений; n – число проб. Она составила 0,017 ммоль/кг, или менее 0,10 отн. %, для образцов ($n = 23$) ст. 246 и 0,024 ммоль/кг, или 0,17 отн. %, для образцов ($n = 13$) ст. *Ash-25*. Правильность определений оценивали по стандарту морской воды *IAPSO Seawater (Practical Salinity 34,993; Batch P162)*. Поскольку стандарт *IAPSO Seawater* не сертифицирован по концентрации сульфата, то для ее расчета использовали хлорность ($S/1,80655$) и среднюю величину сульфат-хлорного отношения 0,1400 г/г в морской воде [1, 14]. Рассчитанное значение концентрации сульфата составило 28,23 ммоль/кг и не отличалось в пределах 2σ от полученного значения $28,32 \pm 0,06$ (σ) при $n = 6$.

Определение хлорности проводили по методике [1] (метод высокой точности), модифицированной для потенциометрического титратора *KEM AT-710* (*Kyoto Electronics Manufacturing, Japan*) с комбинированным серебряным электродом. Титратор оборудован двумя автоматическими бюретками объемом 10 мл. В качестве стандарта использовали стандарт морской воды *IAPSO Seawater* (*Practical Salinity 34,993; Batch P162*). Воспроизводимость анализа определения хлорности составила 0,011 отн. % – на порядок лучше, чем воспроизводимость данных для сульфата. Из этого следует, что ошибки при расчете сульфат-хлорного отношения будут определяться в основном ошибками анализа сульфата. Для воды, отобранной на ст. 246, стандартное отклонение для 23 пар определений сульфат-хлорного отношения составило $\pm 0,0001$, для станции *Ash-25* (13 определений) – $\pm 0,0002$.

Результаты исследования

Хлорность на континентальном склоне была измерена на двух станциях в одной и той же точке, но с разницей по времени пять дней. Она менялась от 9,77 до 12,22 г/кг при изменении кондуктометрической солености от 17,72 до 22,11 епс (табл. 1 и 2).

Т а б л и ц а 1

Table 1

Соленость и гидрохимические параметры водной толщи на ст. *Ash-23* Salinity and hydrochemical parameters of the water column at station *Ash-23*

Глубина, м / Depth, m	Соленость / Salinity	H ₂ S, мкМ / H ₂ S, μM	O ₂ , мкМ / O ₂ , μM	Cl, г/кг / Cl, g/kg
6,1	17,729	–	253	9,789
31,3	18,542	–	307	10,235
57,9	18,701	–	288	10,321
83,2	18,939	–	248	10,445
102	19,701	–	91,3	10,858
119	20,398	–	21,0	11,235
122	20,492	–	12,8	–
136	20,763	–	4,0	11,453
149	20,934	0,54	–	11,544
153	20,969	1,32	–	–
167	21,100	4,60	–	11,635
183	21,241	12,8	–	11,728
198	21,357	24,4	–	11,798
301	21,751	74,3	–	12,020
400	21,912	118	–	12,097
500	22,019	150	–	12,171
549	22,071	192	–	12,198
600	22,109	194	–	12,220

Концентрация сульфата менялась на прибрежной станции *Ash-25* от 14,45 ммоль/кг у поверхности до 17,44 ммоль/кг на глубине 601 м, однако максимум сульфатов был обнаружен на глубине 500 м и составил 17,52 ммоль/кг (табл. 2). На ст. 246 максимум концентрации сульфата отмечен в средней части

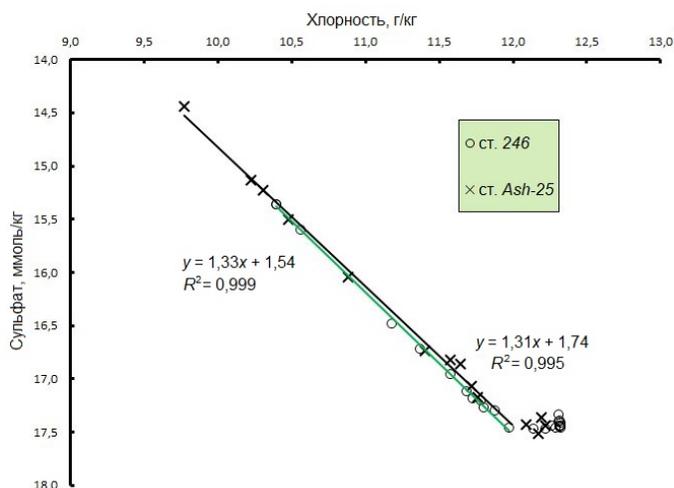
водной толщии на глубинах 200, 400 и 600 м (17,47 ммоль/кг) (табл. 3). Минимум обнаружен на поверхности (15,37 ммоль/кг), у дна концентрация сульфата составила 17,44 ммоль/кг.

Т а б л и ц а 2

Table 2

Соленость и гидрохимические параметры водной толщии на ст. Ash-25
Salinity and hydrochemical parameters of the water column at station Ash-25

Глубина, м / Depth, m	Соленость / Salinity	H ₂ S, мкМ / H ₂ S, μM	O ₂ , мкМ / O ₂ , μM	Cl, г/кг / Cl, g/kg	SO ₄ , ммоль/кг / SO ₄ , mmol/kg	SO ₄ /Cl, г/г / SO ₄ /Cl, g/g
4,0	17,721	–	252,0	9,773	14,45	0,1420
30,1	18,542	–	302,0	10,230	15,14	0,1421
57,6	18,681	–	292,0	10,309	15,24	0,1420
91,4	19,014	–	230,0	10,482	15,51	0,1421
111	19,759	–	82,4	10,884	16,05	0,1416
125	20,445	–	14,3	11,279	–	–
139	20,680	–	6,8	11,408	16,74	0,1410
149	20,837	0,02	–	11,491	–	–
155	20,958	1,19	–	11,576	16,82	0,1396
164	21,045	3,18	–	11,619	–	–
170	21,089	5,30	–	11,649	16,87	0,1391
183	21,229	12,50	–	11,722	17,07	0,1399
200	21,318	19,70	–	11,763	17,18	0,1403
299	21,705	67,20	–	11,992	–	–
399	21,892	121,00	–	12,091	17,43	0,1385
500	22,019	157,00	–	12,173	17,52	0,1383
551	22,065	179,00	–	12,198	17,36	0,1367
601	22,108	193,00	–	12,223	17,44	0,1371



Р и с. 2. Изменение концентрации сульфата в зависимости от хлорности в воде Черного моря для ст. 246 (зеленая линия) и Ash-25 (черная линия). Линейные зависимости показаны для данных с хлорностью менее 12 г/кг

Fig. 2. Change of sulfate concentration depending on chlorinity in the Black Sea waters for stations 246 (green line) and Ash-25 black line). Linear relationships are shown for the data with chlorinity less than 12 g/kg

Зависимость концентрации сульфата от хлорности на обеих станциях носит одинаковый характер. В пробах с хлорностью менее 12 г/кг (глубина до 200 м) поведение сульфата консервативно. Здесь при изменении солёности доминируют процессы смешения опреснённых поверхностных и солёных глубинных вод. Глубже горизонта 200 м концентрация сульфата не зависит от хлорности и ко дну начинает немного уменьшаться при увеличении хлорности (рис. 2).

Т а б л и ц а 3
T a b l e 3

Солёность и гидрохимические параметры водной толщи на ст. 246
Salinity and hydrochemical parameters of the water column at station 246

Глубина, м / Depth, m	Солёность / Salinity	H ₂ S, мкМ / H ₂ S, μM	O ₂ , мкМ / O ₂ , μM	Cl, г/кг / Cl, g/kg	SO ₄ , ммоль/кг / SO ₄ , mmol/kg	SO ₄ /Cl, г/г / SO ₄ /Cl, g/g
5,2	18,789	–	314	10,396	15,37	0,1420
15,2	18,803	–	305	10,397	15,37	0,1420
30,1	18,858	–	271	10,563	15,60	0,1419
45,1	20,059	–	56,0	11,184	16,48	0,1416
60,1	20,531	–	7,6	11,373	16,72	0,1412
80,1	20,905	–	< 3	11,579	16,96	0,1407
100	21,143	8,7	–	11,687	17,12	0,1407
110	21,240	13,8	–	11,730	17,19	0,1408
120	21,312	18,0	–	11,782	17,20	0,1403
130	21,369	21,3	–	11,802	17,27	0,1406
150	21,484	34,2	–	11,878	17,30	0,1400
200	21,659	54,5	–	11,973	17,47	0,1401
400	21,990	141	–	12,138	17,47	0,1383
600	22,141	216	–	12,224	17,47	0,1373
800	22,240	269	–	12,264	17,45	0,1367
1000	22,285	308	–	12,290	17,46	0,1365
1100	22,299	324	–	12,309	17,40	0,1358
1201	22,308	326	–	12,313	17,34	0,1353
1400	22,320	343	–	12,319	17,45	0,1361
1500	22,323	366	–	12,325	17,46	0,1361
1700	22,329	357	–	12,321	17,40	0,1356
1800	22,331	–	–	12,328	17,41	0,1357
1900	22,331	375	–	12,318	17,44	0,1360
1972	22,332	368	–	12,324	17,44	0,1359

Сульфат-хлорное отношение на обеих станциях на поверхности моря равно 0,1420, что выше, чем в океанской воде (0,1400) [1, 14]. В центре моря

(ст. 246) сульфат-хлорное отношение довольно монотонно уменьшается до глубины 80 м, достигая величины 0,1407 (рис. 3). На глубине 80 м концентрация растворенного кислорода становится менее 3 мкМ, свидетельствуя о субокислительных условиях (табл. 3). Нижняя граница субокислительной зоны находится выше горизонта 100 м, так как концентрация сероводорода на этой глубине достигает 8,7 мкМ. Величина сульфат-хлорного отношения заметно меняется в интервале глубин 80–200 м, образуя минимумы и максимумы (рис. 3), которые нельзя объяснить исключительно погрешностями анализа. Хотя эти отклонения от линейности в распределении сульфата относительно хлорности достаточно малы, они все же больше, чем $2\sigma = 0,0002$. Ниже слоя 80–200 м сульфат-хлорное отношение монотонно убывает до глубины 1200 м, достигая минимального значения для станции 0,1353. Глубже 1200 м величина SO_4/Cl меняется в небольших пределах от 0,1356 до 0,1361. Сульфат-хлорное отношение на станции, расположенной на склоне, до глубины 600 м меняется аналогичным образом: от 0,1420 на глубине 5–91 м до 0,1365 на глубине 551 м (рис. 4). В верхней части анаэробной зоны на глубине 150–200 м заметен локальный дефицит сульфата относительно хлорности (рис. 4 и табл. 2). Концентрация сероводорода меняется в интервале 1,19–19,7 мкМ, а величина SO_4/Cl уменьшается на 0,0019 (0,1410–0,1391). В поле плотности минимум сульфат-хлорного отношения совпадает на обеих станциях и находится в интервале условной плотности 16,3–16,6 кг/м³.

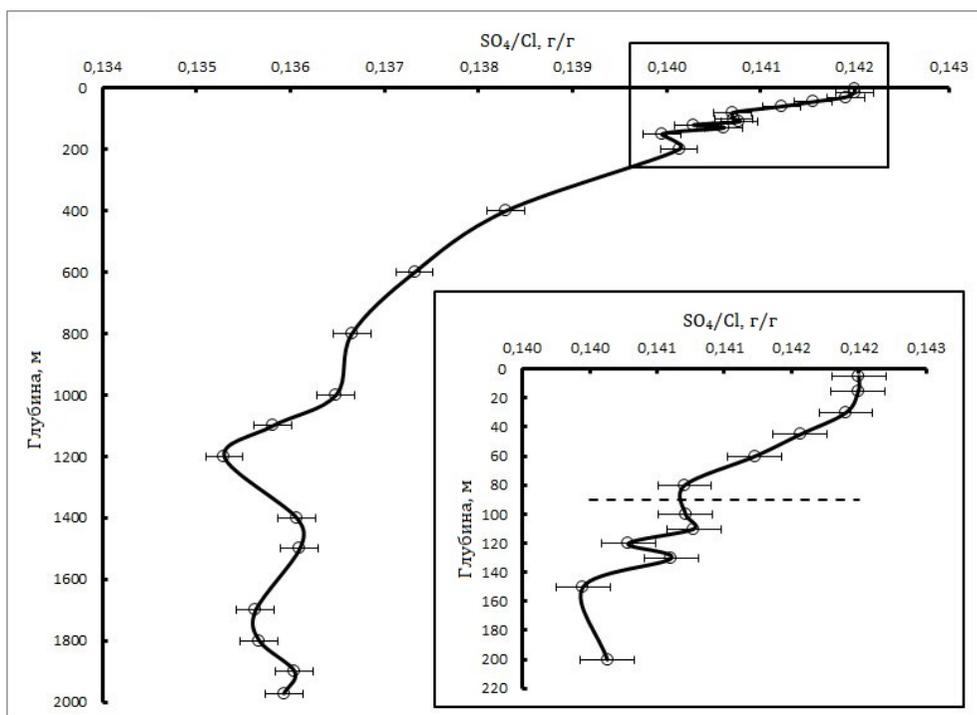
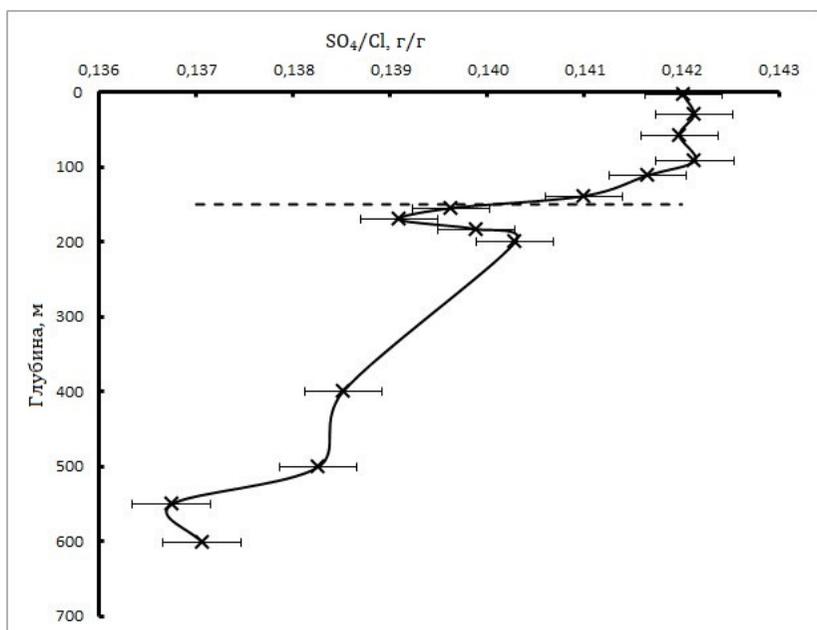


Рис. 3. Изменение величины сульфат-хлорного отношения на ст. 246. Доверительный интервал равен 2σ . Штриховая линия показывает верхнюю границу анаэробной зоны

Fig. 3. Change in the sulfate-chlorinity ratio at station 246. The confidence interval is 2σ . The dotted line shows the upper limit of the anaerobic zone



Р и с. 4. Изменение величины сульфат-хлорного отношения на ст. *Ash-25*. Доверительный интервал равен 2σ . Штриховая линия показывает верхнюю границу анаэробной зоны
F i g. 4. Changes in sulfate-chlorinity ratio at station *Ash-25*. The confidence interval is 2σ . The dotted line shows the upper limit of the anaerobic zone

Обсуждение результатов

В изменении концентрации сульфата в зависимости от хлорности можно выделить две области: линейная зависимость от поверхности с хлорностью ~ 10 г/кг до глубин, на которых величина хлорности достигает 12 г/кг; когда хлорность выше 12 г/кг, концентрация сульфата не зависит от хлорности и убывает с глубиной. Исходя из изотопного состава серы сульфата, причина убыли – процессы сульфатредукции [9, 10]. Линейная зависимость сульфата от хлорности определяет его консервативное поведение. Хотя для каждой станции использовано разное количество образцов, линейное изменение концентрации сульфата (ммоль/кг) в зависимости от хлорности в центре моря выражается уравнением

$$SO_4 = 1,33(\pm 0,02) Cl + 1,54(\pm 0,18), R^2 = 0,999 \text{ для } n = 12,$$

где Cl – хлорность, г/кг.

Для 10 образцов ст. *Ash-25* такое уравнение имеет вид

$$SO_4 = 1,31(\pm 0,03) Cl + 1,74(\pm 0,35), R^2 = 0,995.$$

Для обоих уравнений в скобках приводятся стандартные отклонения соответствующих коэффициентов. Сравнение уравнений показывает, что с учетом приведенных отклонений они не различаются.

Как показали наши исследования и данные работы [6], хлорность линейно меняется во всем интервале кондуктометрической солености в Черном море. Однако хлорный коэффициент для морской воды отличается от принятого для

океана значения 1,80655. Наши данные показывают, что хлорный коэффициент в Черном море равен 1,812 (взято среднее для двух станций *Ash-23* и *Ash-25* с высокими коэффициентами корреляции), что близко к данным работы [6] (1,813). Метод определения хлорности и гравиметрический метод определения сульфата существенно не изменились за десятки лет [1]. Используя данные о хлорности и солености, опубликованные в работах за последние 70 лет, мы проведем анализ вариаций солености и сульфат-хлорного отношения Черного моря во времени, чтобы выяснить их изменение и сравнить его с нашими современными данными.

В работе ¹ приводятся данные о сульфате и сульфат-хлорном отношении, которые были получены авторами в 1952 и 1953 гг. Они указывают среднее относительное стандартное отклонение определения сульфатов, равное 0,16 % для 78 проб в 1952 г. и 0,12 % для 58 проб в 1953 г. Наша точность определения концентрации сульфатов близка к точности данных 50-х гг. Данные о хлорности мы пересчитали на основании концентрации сульфата и приведенного сульфат-хлорного отношения (табл. 4). Результаты работы ¹ осреднены по глубинам, что ухудшает их качество в основном в верхней части водной толщи из-за выпуклости изогалин к поверхности в центральной части моря. Данные 1952 г. показывают, что сульфат-хлорное отношение на поверхности моря достигает величины 0,1416–0,1418 (табл. 4), совпадая с нашими данными. Максимальные величины сульфат-хлорного отношения 1953 г. найдены также на поверхности моря, но они ниже и начинаются с величины 0,1410. Минимальные величины сульфат-хлорного отношения находятся на глубине 1750 м и равны 0,1363 и 0,1368 соответственно в 1952 и 1953 гг. Максимальная концентрация сульфата, обнаруженная на горизонте 1250 м, равна 17,70 ммол/кг, что существенно выше, чем наши данные (17,47 ммол/кг). Однако, по данным 1953 г., концентрация сульфата не превышала 17,56 ммол/кг (глубина 1500 м).

В 1974 г. вышла работа с опубликованными данными о хлорности и концентрации сульфатов на ст. *1486* [6] (см. рис. 1). Пробы были отобраны в 1969 г. Хлорность была получена потенциометрическим титрованием, а сульфаты – гравиметрически в виде BaSO_4 с воспроизводимостью 0,16 % [6]. Хлорность менялась от 9,94 до 12,345 г/кг, максимум концентрации сульфатов, 17,46 ммол/кг, обнаружен на горизонте 1000 м. Сульфат-хлорное отношение в поверхностном слое вод до глубины 100 м менялось в пределах 0,1417–0,1422 г/г, минимум концентрации сульфатов относительно хлорности, 0,1340 г/г, был обнаружен на горизонте 2000 м. С хлорностью ниже 12 г/кг было проанализировано девять образцов, зависимость концентрации сульфатов (ммоль/кг) от хлорности (г/кг) описывается уравнением

$$\text{SO}_4 = 1,31 (\pm 0,04) \text{ Cl} + 1,72 (\pm 0,40),$$

при коэффициенте корреляции $R^2 = 0,995$. Нетрудно видеть, что наклон линейной зависимости полностью совпадает с нашими данными (рис. 2).

¹ Скопинцев Б. А., Губин Ф. А. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 годах // Труды Морского гидрофизического института. Севастополь, 1955. Т. 5. С. 71–98.

Т а б л и ц а 4
Table 4

**Средняя концентрация сульфата и сульфат-хлорное отношение в воде
Черного моря в 1952 и 1953 гг. по данным ¹**
**Average sulfate concentration and sulfate-chlorine ratio in the Black Sea
waters in 1952 and 1953 according to the data ¹**

Глубина, м / Depth, m	Год наблюдения / Year of observation					
	1952			1953		
	SO ₄ /Cl, г/г / SO ₄ /Cl, g/g	SO ₄ , ммоль/кг / SO ₄ , mmol/kg	Cl, г/кг / Cl, g/kg	SO ₄ /Cl, г/г / SO ₄ /Cl, g/g	SO ₄ , ммоль/кг / SO ₄ , mmol/kg	Cl, г/кг / Cl, g/kg
0	0,1418	14,88	10,080	0,1410	14,82	10,097
10	–	14,98	–	–	–	–
15	–	14,97	–	–	–	–
25	0,1416	14,82	10,056	0,1408	14,86	10,138
50	0,1414	15,01	10,200	–	14,91	–
75	–	15,21	–	0,1401	15,67	10,742
100	0,1406	16,10	11,001	0,1402	16,23	11,123
125	–	16,35	–	–	–	–
150	0,1407	16,90	11,541	0,1400	16,92	11,611
200	–	17,27	–	0,1400	17,19	11,792
250	–	17,30	–	–	–	–
300	0,1395	17,45	12,016	0,1392	17,34	11,967
500	0,1386	17,54	12,156	0,1378	17,49	12,193
750	0,1385	17,66	12,249	0,1369	17,49	12,272
1000	0,1377	17,68	12,335	0,1366	17,51	12,316
1250	0,1376	17,70	12,358	0,1366	17,51	12,316
1500	0,1367	17,60	12,365	0,1372	17,56	12,298
1750	0,1363	17,55	12,367	0,1368	17,51	12,297
2000	–	–	–	–	17,48	–

В работах [2, 7] приводятся средние данные о концентрации сульфатов и сульфат-хлорном отношении в воде Черного моря, полученные за период 1985–1989 гг. К сожалению, эти данные получены, начиная с глубины 100 м. Это делает невозможным их сравнение с данными из верхней части водной толщи. Среднее сульфат-хлорное отношение меняется от 0,1409 г/г на глубине 100 м до 0,1369 г/г на глубине 2000 м. Эти результаты близки к нашим и ранее полученным данным. Однако приведенные в этих работах концентрации сульфата на глубине 500 м достигают величины 17,50 ммоль/кг и продолжают

¹ Скопинцев Б. А., Губин Ф. А. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 годах // Труды Морского гидрофизического института. Севастополь, 1955. Т. 5. С. 71–98.

непрерывно расти до горизонта 2000 м, достигая 17,83 ммоль/кг. Ни в одной из ранее приведенных работ, включая наши данные, такие высокие концентрации сульфата в морской воде не отмечены.

Вместе с сульфатом растет хлорность, которая на глубине 1500 м становится равна 12,59 г/кг. Глубже 1250 м хлорность, по данным Б. А. Скопинцева и Ф. А. Губина ¹, меняется в пределах 12,32–12,37; по данным [6], близка к 12,34; по нашим данным, равна 12,33 г/кг. Как видно, за последние 70 лет различия в хлорности глубинных вод Черного моря не превышали 0,05 г/кг и максимальны для данных за 1952 и 1953 гг. ¹. Следовательно, скорее всего, высокая средняя хлорность в 1985–1989 гг. отражает наличие систематической ошибки определения. Можно убедиться в этом, если пересчитать хлорность на кондуктометрическую соленость, используя коэффициент хлорности, равный 1,813, из работы [6], как основанный на большом материале из 122 образцов. Пересчет хлорности на соленость (г/кг) по формуле $S = 1,813 Cl$ в гомогенном придонном конвективном слое на глубине 2000 м для средних данных за 1985–1989 гг. дает в результате значение 22,68, что на 0,35 выше, чем соленость, которая наблюдалась в этом слое в экспедиции 1988 г. на НИС *Knorr* [4]. А она совпадает по времени наблюдения с получением данных в работах [2, 7].

Неоправданно завышены данные о средней концентрации сульфата у этих же авторов. Глубже 500 м концентрация сульфата становится больше 17,65 ммоль/кг и продолжает расти вплоть до 17,99 ммоль/кг на горизонте 1500 м. Максимальная концентрация сульфата была обнаружена в 1952 г. ¹ и составила 17,70 ммоль/кг на горизонте 1250 м (табл. 4). Однако детальные исследования, представленные в этих же работах [2, 7], на ст. 3397 (место отбора – склон, время отбора – май 1988 г.) и 6155 (ноябрь 1989 г.) (см. рис. 1, табл. 5 и 6), показывают, что концентрация сульфата растет пропорционально хлорности в интервале глубин 100–250 м (до значения хлорности 12 г/кг). Без аномальных значений концентрации сульфатов, которые встречены чуть ниже верхней границы анаэробной зоны на ст. 3397 (глубина проб 150–170 м и 350 м), уравнение имеет вид

$$SO_4 = 1,30(\pm 0,03) Cl + 1,82(\pm 0,39) \text{ для } n = 13,$$

а для ст. 6155 –

$$SO_4 = 1,36(\pm 0,07) Cl + 1,01(\pm 0,83) \text{ для } n = 9.$$

То есть в пределах стандартного отклонения наклон этих прямых одинаков для обеих станций и не отличается значительно от данных работы [6] и наших (см. рис. 2). Это хорошо видно на рис. 5, когда данные о хлорности и концентрации сульфатов разных лет нанесены вместе с линейной зависимостью между хлорностью и сульфатом для глубоководной ст. 246. Практически все ранее полученные результаты ниже хлорности 12 г/кг лежат вдоль прямой, исключением являются отдельные горизонты ст. 3397.

¹ Скопинцев Б. А., Губин Ф. А. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 годах // Труды Морского гидрофизического института. Севастополь, 1955. Т. 5. С. 71–98.

Т а б л и ц а 5
Table 5

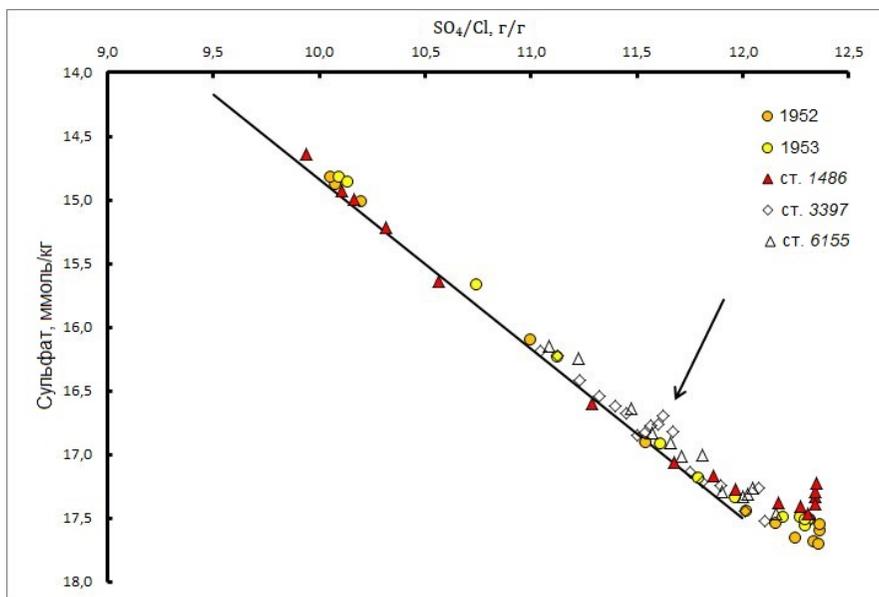
Концентрация сульфата и сульфат-хлорное отношение в воде Черного моря на ст. 3397 по данным [2, 7]
Sulfate concentration and sulfate-chlorine ratio in the Black Sea waters at station 3397 according to the data in [2, 7]

Глубина, м / Depth, m	SO ₄ , ммоль/кг / SO ₄ , mmol/kg	Cl, г/кг / Cl, g/kg	SO ₄ /Cl, г/г / SO ₄ /Cl, g/g	H ₂ S, мкМ / H ₂ S, μM
100	16,18	11,04	0,1408	–
110	16,22	11,12	0,1401	–
120	16,42	11,23	0,1405	–
125	16,55	11,32	0,1404	–
130	16,62	11,40	0,1401	–
135	16,68	11,45	0,1399	–
140	16,85	11,50	0,1407	0,9
145	16,83	11,54	0,1401	2,7
150	16,77	11,56	0,1393	4,5
155	16,76	11,60	0,1388	7,6
160	16,70	11,62	0,1380	10,7
170	16,82	11,67	0,1385	10,7
180	17,14	11,75	0,1401	17,9
200	17,21	11,81	0,1400	25,4
250	17,24	11,90	0,1392	46,4
300	17,44	12,01	0,1395	71,0
350	17,26	12,08	0,1373	107,0
400	17,52	12,11	0,1390	120,0

Т а б л и ц а 6
Table 6

Концентрация сульфата и сульфат-хлорное отношение в воде Черного моря на ст. 6155 по данным [2, 7]
Sulfate concentration and sulfate-chlorine ratio in the Black Sea waters at station 6155 according to the data in [2, 7]

Глубина, м / Depth, m	SO ₄ , ммоль/кг / SO ₄ , mmol/kg	Cl, г/кг / Cl, g/kg	SO ₄ /Cl, г/г / SO ₄ /Cl, g/g	H ₂ S, мкМ / H ₂ S, μM
100	16,15	11,09	0,1399	–
110	16,24	11,22	0,1390	–
130	16,64	11,48	0,1393	–
140	16,83	11,57	0,1397	2,2
150	16,91	11,66	0,1393	8,0
160	17,01	11,71	0,1396	15,2
180	17,00	11,81	0,1383	25,0
220	17,29	11,90	0,1396	39,7
250	17,33	12,00	0,1387	57,1
280	17,31	12,03	0,1383	74,6
300	17,26	12,05	0,1376	90,6
400	17,46	12,15	0,1380	122,0



Р и с. 5. Изменение концентрации сульфата в зависимости от хлорности в воде Черного моря по данным 1952 и 1953 гг.¹, 1969 г. (ст. 1486 [6]), 1985–1989 гг. (ст. 3397, 6155 [2, 7]). Линия – зависимость концентрации сульфата от хлорности, по нашим данным, для ст. 246, стрелка – anomalously низкие значения концентрации сульфатов на ст. 3397

F i g. 5. Change of sulfate concentration depending on chlorinity in the Black Sea waters according to the data obtained in 1952 and 1953¹, 1969 (station 1486 [6]) and in 1985–1989 (stations 3397, 6155 [2, 7]). The line is the dependence of sulfate concentration on chlorinity according to our data for station 246; the arrow is the anomalously low values of sulfate concentration at station 3397

Аномально низкие концентрации сульфата относительно хлорности в области их линейной зависимости получены на ст. 3397 при концентрациях сероводорода от 4,5 до 10,7 мкМ (табл. 5 и рис. 5) [2, 7]. Данные для четырех горизонтов в интервале глубин 150–170 м оказались ниже расчетных, исходя из линейной зависимости между хлорностью и концентрацией сульфатов. Дефицит сульфата относительно солености был представлен также в работе [11]. Он был выявлен в верхней части анаэробной зоны (условная плотность 16,3–16,6). Однако, как показали повторные два измерения через несколько дней на той же станции, этот дефицит сульфата просуществовал менее двух дней. Наши данные в этой работе на станциях на склоне и в центральной части моря также демонстрируют повышенную изменчивость сульфат-хлорного отношения в области появления сероводорода и до глубины ~ 200 м (рис. 3 и 4). Эти вариации SO_4/Cl в воде верхней части анаэробной зоны совпадают по условной плотности с максимумом массы бактериопланктона, скорости фиксации CO_2 и скорости редукции сульфата [15]. Здесь также часто присутствует локальный максимум взвешенного органического вещества [16]. Дефицит сульфата относительно хлорности может быть следствием его восстановления.

¹ Скопинцев Б. А., Губин Ф. А. Некоторые результаты гидрохимических исследований в Черном море в 1952 и 1953 годах // Труды Морского гидрофизического института. Севастополь, 1955. Т. 5. С. 71–98.

Единственным источником соли в Черном море является нижнебосфорское течение. Водный баланс Черного моря определяется суммой ежегодного притока нижнебосфорского течения, речного стока и метеорных вод, расходная часть баланса состоит из испарения и оттока вод с верхнебосфорским течением в Мраморное море. Средний объем нижнебосфорского течения с соленостью вод 35–37 меньше в два раза объема верхнебосфорского течения с соленостью ~17 [5, 17]. Несмотря на заметные вариации климатических условий, документированных в работе [3] за 1923–1985 гг., влияющих на сток рек, количество осадков и испарение, отношение хлорности и солености (1,813) не меняется в течение 90 лет, исходя из данных 1931 г., которые упоминает в своей работе С. В. Бруевич¹. Сульфат-хлорное отношение в воде Черного моря по данным 1952–1953, 1969, 1985–1989 гг. снижается с глубиной от 0,142 до 0,136 г/г и также стабильно последние 70 лет. Тангенс угла наклона линейной зависимости концентрации сульфата от хлорности близок к 1,33 (см. рис. 2) и характерен для консервативного распределения сульфата до глубины, где хлорность достигает величины 12 г/кг. Дефицит сульфата относительно хлорности, возрастающий в придонных водах, не является следствием увеличения скорости сульфатредукции, а обуславливается низкой скоростью обновления придонного слоя воды. Обновление вод придонного слоя может происходить только с привлечением более плотных (более соленых) вод нижнебосфорского течения. Это хорошо демонстрирует модель смешения вод холодного промежуточного слоя, придонного слоя и модифицированных на шельфе вод Средиземного моря [10]. Балансовая модель, построенная на основании изотопного состава серы сульфата, его концентрации и солености, показывает, что доля средиземноморских вод быстро уменьшается с глубиной до 11 % на глубине 1000 м [10]. Низкая доля вод Средиземного моря с близким к океанскому сульфат-хлорным отношением, видимо, не позволяет скомпенсировать дефицит сульфата, образовавшийся в результате его восстановления до сероводорода.

Вариации сульфат-хлорного отношения в области ниже появления сероводорода в воде с условной плотностью 16,3–16,6 кг/м³ связаны с процессами сульфатредукции в верхней части анаэробной зоны. Но на формирование неустойчивого минимума сульфат-хлорного отношения в этой области, очевидно, оказывает сильное влияние динамика водных масс и окисление сероводорода как дополнительный источник сульфата.

Заключение

Исследование сульфат-хлорного отношения на станциях на континентальном склоне и в центральной части моря показало отсутствие значимых различий в поведении концентрации сульфата и хлорности. До величины хлорности 12 г/кг распределение концентрации сульфата относительно хлорности имеет консервативный характер, который не меняется на протяжении 70 лет наблюдений. Консервативность изменения концентрации сульфата относительно хлорности нарушается в субокислительном слое и в верхней части анаэробной

¹ Бруевич С. В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря // Труды Института океанологии АН СССР. М., 1953. Т. 7. С. 11–56.

толщи в интервале условной плотности 16,3–16,6, временами демонстрируя дефицит сульфата, который совпадает с увеличением массы бактериопланктона и скорости сульфатредукции. Ниже величины хлорности 12 г/кг в воде Черного моря концентрация сульфата не зависит от хлорности и на фоне увеличения хлорности ко дну наблюдается снижение концентрации сульфата. Причина снижения концентрации сульфата в этой области – процессы сульфатредукции, в результате которых меняется изотопный состав серы сульфата от +21 на поверхности моря до +23 ‰. Сульфат-хлорное отношение снижается в воде Черного моря от 0,1420 на поверхности до 0,134–0,136 г/г в придонной части моря. Сравнение данных о хлорности и концентрации сульфата за последние 70 лет показывает, что в пределах точности проведенных анализов хлорность и концентрация сульфатов остаются постоянными, отражая стационарность системы Черного моря за этот период.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kremling K.* Determinations of the major constituents // *Methods of Seawater Analysis* / Eds. K. Grasshoff, K. Kremling, M. Ehrhardt. Third, Completely Revised and Extended Edition. Weinheim, New York : Wiley-VCH, 1999. Chapter 11. P. 229–251. <https://doi.org/10.1002/9783527613984.ch11>
2. *Безбородов А. А., Еремеев В. Н.* Черное море. Зона взаимодействия аэробных и анаэробных вод. Севастополь : МГИ, 1993. 299 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеониздат, 1991. 428 с.
4. *Murray J. W., Top Z., Özsoy E.* Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1991. Vol. 38, Suppl. 2. P. S663–S689. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80003-2](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80003-2)
5. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : МГИ, 2011. 212 с.
6. *Kremling K.* Relation between chlorinity and conductometric salinity in Black Sea water // *The Black Sea – geology, chemistry, and biology*. Tulsa : The American Association of Petroleum Geologists, 1974. P. 151–154. <https://doi.org/10.1306/M20377C44>
7. *Еремеев В. Н., Безбородов А. А.* Сероводород в глубоководной части Черного моря: происхождение, распределение, источники и стоки // *Гидрофизические и гидрохимические исследования Черного моря*. Севастополь : МГИ, 1992. С. 31–57.
8. *Sweeney R. E., Kaplan I. R.* Stable isotope composition of dissolved sulfate and hydrogen sulfide in the Black Sea // *Marine Chemistry*. 1980. Vol. 9, iss. 2. P. 145–152. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(80\)90064-X](https://doi.org/10.1016/0304-4203(80)90064-X)
9. Stable isotope evidence for the Bottom Convective Layer homogeneity in the Black Sea / A. V. Dubinin [et al.] // *Geochemical Transactions*. 2014. Vol. 15. Article 3. <https://doi.org/10.1186/1467-4866-15-3>
10. Вентиляция анаэробной зоны Черного моря по данным изотопного состава серы сульфата / А. В. Дубинин [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2017. Т. 475, № 4. С. 428–434. doi:10.7868/S0869565217220157
11. Изотопы серы в верхней части анаэробной зоны Черного моря / А. В. Дубинин [и др.] // *Океанология*. 2017. Т. 57, № 6. С. 885–893. doi:10.7868/S0030157417060041
12. *Современные методы гидрохимических исследований океана*. М. : ИО АН СССР, 1992. 200 с.
13. Определение восстановленных форм серы в анаэробной зоне Черного моря: сравнение методов спектрофотометрии и иодометрии / А. В. Дубинин [и др.] // *Океанология*. 2012. Т. 52, № 2. С. 200–209.

14. *Morris A. W., Riley J. P.* The bromide/chlorinity and sulphate/chlorinity ratio in sea water // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1966. Vol. 13, iss. 4. P. 699–705. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90601-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90601-2)
15. *Pimenov N. V., Neretin L. V.* Composition and activities of microbial communities involved in carbon, sulfur, nitrogen and manganese cycling in the oxic/anoxic interface of the Black Sea // *Past and Present Water Column Anoxia*. Dordrecht : Springer, 2006. P. 501–521. (Nato Science Series: IV: Earth and Environmental Sciences ; vol. 64). https://doi.org/10.1007/1-4020-4297-3_19
16. Microbial ecology of the stratified water column of the Black Sea as revealed by a comprehensive biomarker study / S. G. Wakeham [et al.] // *Organic Geochemistry*. 2007. Vol. 38, iss. 12. P. 2070–2097. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.08.003>
17. *Дубинин А. В., Дубинина Е. О.* Изотопный состав кислорода и водорода вод Черного моря как отражение динамики водных масс // *Океанология*. 2014. Т. 54, № 6. С. 763–780. doi:10.7868/S0030157414050037

Сведения об авторах:

Дубинин Александр Владимирович, главный научный сотрудник лаборатории геохимии, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), доктор химических наук, **ResearcherID: F-9008-2014**, e-mail: dubinin_av@mail.ru

Римская-Корсакова Мария Николаевна, старший научный сотрудник лаборатории геохимии, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), кандидат химических наук, **ResearcherID: S-2127-2016**, korsakova@ocean.ru

Семилова Любовь Сергеевна, младший научный сотрудник лаборатории геохимии, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36), semilova.luybov@mail.ru

Характеристики придонного конвективного слоя Черного моря по натурным данным (июль 2016 года)

А. Н. Морозов , Е. В. Маньковская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 anmorozov@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 18.04.2022; одобрена после рецензирования 26.05.2022;
принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – детализировать вертикальную структуру термохалинных характеристик вблизи верхней границы придонного конвективного слоя по данным CTD-измерений, оценить потоки тепла и соли, исследовать изменчивость различных характеристик слоя в зависимости от географического положения станций.

Методы и результаты. В работе использованы данные зонда *SBE 911plus CTD*, полученные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем 30 июня – 18 июля 2016 г. в центральном секторе северной части Черного моря. Установлено, что глубина залегания верхней границы придонного конвективного слоя изменчива (1713–1922 м), в среднем 1800 ± 60 м. Отмечена тенденция к поднятию верхней границы на 150–200 м при переходе от западного круговорота к восточному. На двух станциях слой не наблюдается до глубин, превышающих 1900 м. Диапазон вариаций потенциальной температуры в слое составил $1,6 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $1,2 \cdot 10^{-3}$ psu. Выявлено уменьшение потенциальной температуры и солёности придонного конвективного слоя с увеличением долготы, а также уменьшение потенциальной температуры с ростом толщины слоя. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в 150 м над верхней границей слоя составил $1,1 \cdot 10^{-5}$ м²/с. Расчетные значения вертикального потока тепла и соли в 150 м над верхней границей придонного конвективного слоя составили 1,6 мВт/м² и $2,9 \cdot 10^{-7}$ г/(м²·с) соответственно.

Выводы. Анализ данных контактных глубоководных термохалинных измерений показал, что придонный конвективный слой Черного моря непостоянен и пространственно неоднороден, положение его верхней границы изменчиво. Полученные данные позволяют предположить, что вихревые движения проникают в глубинные слои моря и проявляются в значительном заглублении верхней границы придонного конвективного слоя. В западной части моря воды придонного конвективного слоя более теплые и солёные, чем в восточной. Почти весь геотермальный поток тепла рассеивается в придонном слое. Для поддержания солевого баланса в придонном конвективном слое должен существовать механизм пополнения соли в нижних слоях моря.

Ключевые слова: придонный конвективный слой, вертикальное перемешивание, вертикальный поток тепла, вертикальный поток соли, Черное море

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по темам по темам № FNNN-2021-0003 и FNNN-2021-0005.

Для цитирования: Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Характеристики придонного конвективного слоя Черного моря по натурным данным (июль 2016 года) // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 548–561. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-548-561

Characteristics of the Bottom Convective Layer of the Black Sea Based on *in-situ* Data (July, 2016)

A. N. Morozov , E. V. Mankovskaya

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
 anmorozov@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to detail the vertical structure of thermohaline characteristics near the upper boundary of the bottom convective layer based on the *CTD* measurements, to estimate the heat and salt fluxes, and to study variability of various layer characteristics depending on the geographic location of the stations.

Methods and Results. The data of the *SBE 911plus CTD* probe obtained in the 87th cruise of the R/V “Professor Vodyanitsky” which took place in June 30 – July 18, 2016 in the central sector of the northern Black Sea were used. The depth of the bottom convective layer upper boundary was revealed to be variable (1713–1922 m), on the average 1800 ± 60 m. Noted was a tendency for the upper boundary to rise by 150–200 m during transition from the western gyre to the eastern one. But at two stations, the layer was not observed up to the depths exceeding 1900 m. The variation range of potential temperature in the layer was $1.6 \cdot 10^{-3}$ °C, and that of salinity – $1.2 \cdot 10^{-3}$ psu. Decrease both of the potential temperature and salinity in the bottom convective layer with increasing longitude and of potential temperature with the layer thickness increase was revealed. The coefficient of vertical turbulent diffusion at 150 m above the layer upper boundary was $1.1 \cdot 10^{-5}$ m²/s. The calculated values of the heat and salt vertical fluxes in 150 m above the bottom convective layer upper boundary are 1.6 mW/m² and $2.9 \cdot 10^{-7}$ g/(m²·s), respectively.

Conclusions. Analysis data of contact deep-sea thermohaline measurements showed that the Black Sea bottom convective layer was unstable and spatially inhomogeneous, and the location of its upper boundary was variable. The data obtained permit to assume that the eddies penetrate to the deep layers of the sea and significantly deepen of the bottom convective layer upper boundary. In the western part of the sea, the bottom convective layer waters are warmer and saltier than those in its eastern part. Almost the entire geothermal heat flux is dissipated in the bottom layer. To maintain salt balance in the bottom convective layer, there should be a mechanism for replenishing salt in the lower layers of the sea.

Keywords: bottom convective layer, vertical mixing, vertical heat flux, vertical salt flux, Black Sea

Acknowledgments: the study was carried out within the framework of the state assignment of MHI RAS on themes No. FNNN-2021-0003 and FNNN-2021-0005.

For citation: Morozov, A.N. and Mankovskaya, E.V., 2022. Characteristics of the Bottom Convective Layer of the Black Sea Based on *in-situ* Data (July, 2016). *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 524-535. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-524-535

Введение

Вертикальная термохалинная структура вод Черного моря имеет ряд особенностей, одной из которых является наличие придонного однородного [1, 2], или конвективного [3–5], слоя, характеризующегося почти постоянными значениями потенциальной температуры и солености во всей его толще. В нем также установлено постоянство по глубине гидрохимических [6] и гидрооптических [7] характеристик. Слой в основном формируется вследствие конвекции, поддерживающейся геотермальными потоками тепла.

Экспериментально существование придонного однородного слоя в Черном море впервые было подтверждено авторами работы [1] на основе непрерывных *CTD*-профилей, полученных в пяти экспедициях 1988 г., проходивших в южной части моря. Верхняя граница конвективного слоя начина-

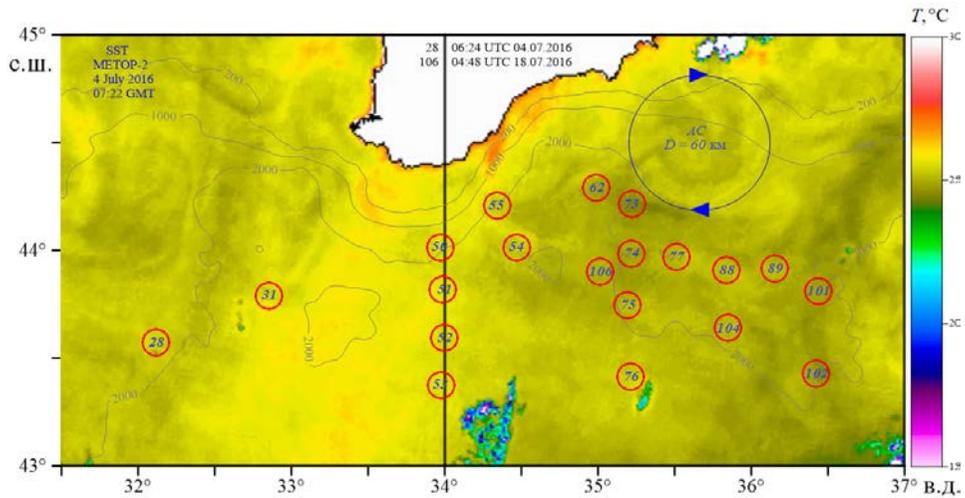
лась от горизонта 1700 м. Среднеквадратическое отклонение от среднего значения потенциальной температуры от района к району в придонном конвективном слое (ПКС) составило $1,2 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $2 \cdot 10^{-3}$ ‰. Позднее целенаправленные глубоководные измерения выполнялись в 1997–2002 гг. [4]. Они подтвердили положение верхней границы ПКС и диапазоны изменчивости его термохалинных характеристик в восточной части моря. В работе отмечаются повышенные градиенты температуры и солёности непосредственно над верхней границей слоя. В последних работах по данным натурных измерений показано, что придонный конвективный слой не является однородным и постоянным [5], а глубоководные слои Черного моря являются более динамически активными [8], чем это полагалось ранее. Целенаправленные измерения в ПКС в северной части Черного моря в литературе не представлены, что отчасти определяет актуальность данной работы.

В последние годы Морским гидрофизическим институтом проводятся регулярные экспедиции в северной части Черного моря, в которых традиционно выполняются гидрологические измерения [9], в том числе глубоководные. В ходе летней экспедиции 2016 г. было получено 20 *CTD*-профилей до глубин, превышающих 1900 м. Цель статьи – детализировать вертикальную структуру термохалинных характеристик вблизи верхней границы ПКС, оценить потоки тепла и соли, исследовать изменчивость различных характеристик слоя в зависимости от географического положения станций. Результаты работы могут быть полезны для уточнения существующих концепций формирования и эволюции придонного конвективного слоя Черного моря.

Материалы и методы

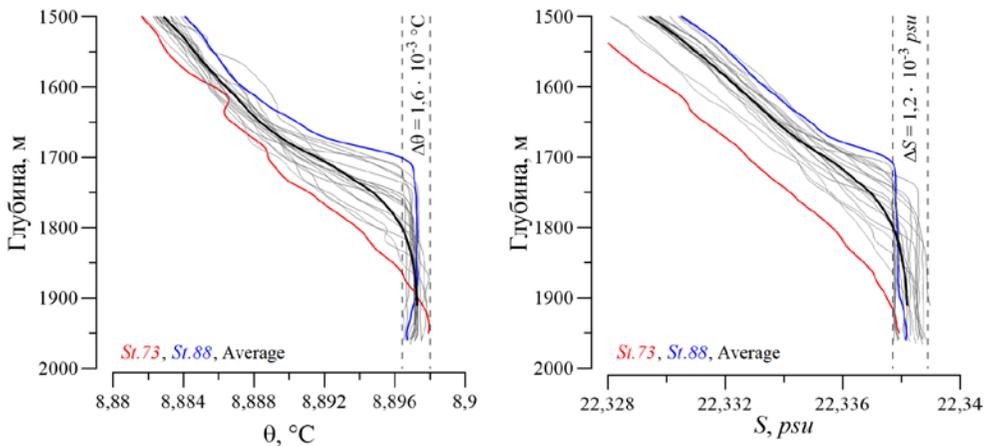
В работе использованы экспедиционные материалы, полученные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем 30 июня – 18 июля 2016 г. в центральном секторе северной части Черного моря (31° – $36,5^{\circ}$ в. д., 43° – 45° с. ш.) [10]. *CTD*-измерения выполнялись с использованием зонда *SBE 911plus CTD*. Общее количество станций составило 106. На 20 станциях измерения выполнялись до глубин, превышающих 1900 м, схематично их расположение приведено на рис. 1. В работе анализируются профили потенциальной температуры (θ), солёности (S) и потенциальной плотности (σ_{θ}), полученные с метровым разрешением на этих станциях. Предварительно исходные профили подвергались низкочастотной фильтрации по глубине с целью подавления высокочастотной составляющей шумов измерений. Для этого использовался фильтр оконного типа треугольной формы с основанием (L_{Filtr}) 17 м.

На рис. 2 приведены профили потенциальной температуры и солёности в слое моря глубже 1500 м, полученные на всех станциях (тонкие серые линии). Красной (ст. 73) и синей (ст. 88) линиями выделены профили с максимальным отклонением от среднего профиля, представленного на рисунке толстой черной линией. Диапазон изменения потенциальной температуры в пределах ПКС по всему ансамблю станций составил $1,6 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $1,2 \cdot 10^{-3}$ *psu*, что хорошо согласуется с ранее опубликованными данными [1, 2, 4].



Р и с. 1. Расположение станций с глубиной зондирования более 1900 м на карте батиметрии (ETOPO1) и температуры поверхности моря (MetOp-2 от 04.07.2016). Синяя окружность отмечает антициклонический вихрь. Нумерация станций указана в хронологическом порядке и соответствует записям в судовом журнале

Fig. 1. Location of the stations where sounding depth exceeded 1900 m on the map of bathymetry (ETOPO1) and sea surface temperature (MetOp-2 from 04.07.2016). Blue circle marks the anticyclonic eddy and stations numbering is in a chronological order and corresponds to the records in the ship's logbook



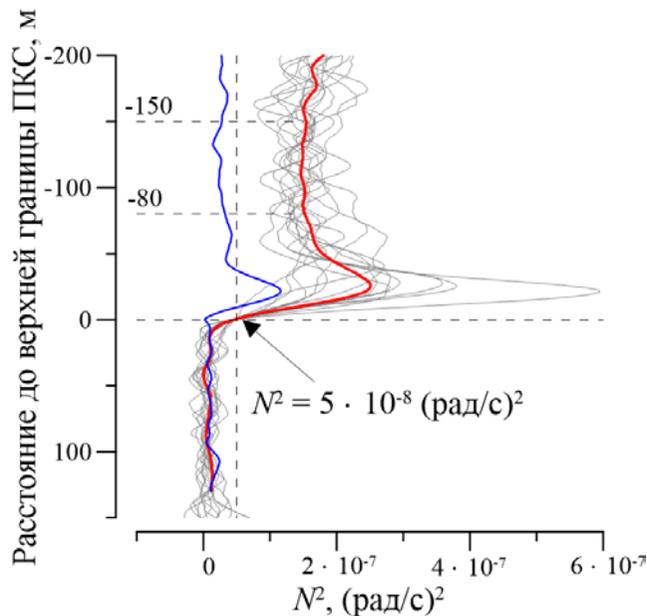
Р и с. 2. Профили потенциальной температуры (слева) и солёности (справа) для всех станций (красная линия – профиль для ст. 73, синяя – для ст. 88, черная – средний профиль)

Fig. 2. Potential temperature (left) and salinity (right) profiles for all the stations (red line denotes the profile for station 73, blue line – for station 88 and black one – average profile)

Отметим, что диапазоны изменчивости гидрологических параметров в ПКС от станции к станции незначительно превосходят точность датчиков, заявленную производителем *CTD*-зонда. Например, начальная точность датчика температуры составляет $1 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$. Следует также отметить, что без дополнительной метрологической аттестации датчиков зонда, как это сделано в работе [1], абсолютные значения измеренных параметров будут иметь неопределенную составляющую, вызванную изменением калибровочных коэффициентов со временем. Это хорошо иллюстрируется данными, приводимыми в работе [2]. В соответствии с технической документацией, временной уход датчика температуры составляет $2 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}$ в месяц, что позволяет надеяться, что на интервале наблюдения около двух недель временной дрейф датчиков не скажется значительно на качестве анализируемых данных и правильности сделанных выводов.

Результаты и обсуждение

В работе верхняя граница ПКС определялась по значению квадрата частоты плавучести $(N^2(z) = \frac{g}{1000 + \sigma_\theta} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z})$, где $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения; σ_θ – потенциальная плотность), равному $5 \cdot 10^{-8} \text{ (рад/с)}^2$, что было удобным для рассматриваемого набора станций (на рис. 3 указано черной стрелкой).



Р и с. 3. Зависимость квадрата частоты плавучести от расстояния до верхней границы ПКС. Серые линии – профили по данным измерений, красная линия – средний профиль, синяя линия – среднее квадратическое отклонение от среднего профиля

Fig. 3. Dependence of the squared buoyancy frequency upon the distance to the BCL upper boundary. Gray lines are the profiles based on the measurement data, red line is the average profile and blue one is standard deviation from the average profile

На основе приведенных на рис. 3 средних профилей была выполнена оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (K_{G03}) в слое 80–150 м над верхней границей ПКС (отмечен штриховыми линиями) с целью последующего определения потоков тепла и соли из глубинных слоев моря. Для этого использовалась параметризация [11], связывающая искомый параметр с натурными данными, собранными с мелкомасштабным разрешением в районах, удаленных от мест генерации внутренних волн. Параметризация учитывает географическое положение района проведения измерений и отклонение спектра внутренних волн от канонического вида *GM76* [12]. Для расчета применялась прикладная формула [13]

$$K_{G03} = K_0 \frac{\langle \xi_z^2 \rangle^2}{\langle \xi_z^2 \rangle_{GM}^2} h_2(R_\omega) j(f/N),$$

$$j(f/N) = \frac{f \operatorname{arccosh}(N/f)}{f_{30} \operatorname{arccosh}(N_0/f_{30})},$$

$$h_2(R_\omega) = \frac{1}{6\sqrt{2}} \frac{R_\omega(R_\omega + 1)}{\sqrt{R_\omega - 1}},$$

где $K_0 = 5 \cdot 10^{-6}$ м²/с; ξ_z – деформация (*strain*); f – локальная инерционная частота на 44° с. ш. (рис. 1); f_{30} – инерционная частота на 30° с. ш., $N_0 = 5,24 \cdot 10^{-3}$ рад/с, $\langle \rangle$ – оператор осреднения величин по всему ансамблю станций. Полагая $\langle N^2 \rangle = 1,5 \cdot 10^{-7}$ (рад/с)², получим $j(f/N) = 0,57$. Отношение кинетической и потенциальной энергии (R_ω) во внутренней волне для Черного моря составляет около 12 [14, 15], из чего следует $h_2(R_\omega) = 5,56$. Среднее по всему ансамблю станций измеренное значение квадрата деформации составило

$$\langle \xi_z^2 \rangle = \frac{\langle (N^2 - \langle N^2 \rangle)^2 \rangle}{\langle N^2 \rangle^2} = 2,8 \cdot 10^{-2}.$$

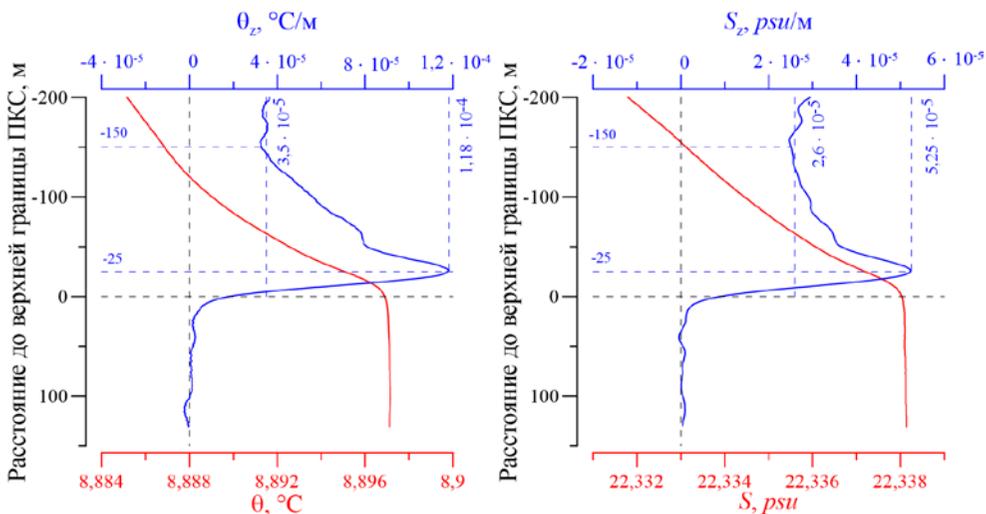
Среднее значение квадрата деформации для канонического спектра внутренних волн *GM76* [16, 17] рассчитывалось из соотношения

$$\langle \xi_z^2 \rangle_{GM76} = \int_0^1 F_{GM76}(k) \cdot H_{\text{Filtr}}(k) \cdot H_{\text{Dif}}(k) \cdot dk = 3,4 \cdot 10^{-2},$$

где $F_{GM76}(k)$ – спектральная плотность деформации, как приведено в работе [18]; $H_{\text{Filtr}}(k) = \left(\frac{\sin(\pi \cdot L_{\text{Filtr}} \cdot k)}{\pi \cdot L_{\text{Filtr}} \cdot k} \right)^4$ – передаточная функция предварительной

низкочастотной фильтрации, $H_{Dif}(k) = \left(\frac{\text{Sin}(\pi \cdot 2 \cdot k)}{\pi \cdot 2 \cdot k} \right)^2$ – передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 2 м; k – вертикальное волновое число. В результате получено значение $K_{G03} = 1,1 \cdot 10^{-5}$ м²/с, близкое к фоновому значению коэффициента (10^{-5} м²/с) в параметризации PP81 [19], применяющейся в численном моделировании. Отметим, что полученное значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии значительно превосходит значения коэффициентов молекулярной диффузии тепла ($k_T = 1,4 \cdot 10^{-7}$ м²/с) и соли ($k_S = 1,1 \cdot 10^{-9}$ м²/с).

На рис. 4 приведены средние профили потенциальной температуры, солёности и их вертикальных производных (θ_z и S_z соответственно) в зависимости от расстояния до верхней границы ПКС. В работе [4] отмечается рост значений вертикальных градиентов гидрологических параметров непосредственно над ПКС в переходном слое толщиной 25–50 м. В нашем случае рост вертикальных градиентов температуры и солёности начинает прослеживаться на расстоянии 150 м над верхней границей ПКС. На этой глубине не отмечается влияния динамических процессов на устойчивую плотностную стратификацию и не производится генерация внутренних волн. Максимум вертикальных градиентов температуры и солёности наблюдается в 25 м над верхней границей ПКС. Значение производной температуры в максимуме в три раза превосходит ее значение, установившееся в 150 м над верхней границей ПКС, в то время как для солёности аналогичные параметры отличаются лишь в два раза.



Р и с. 4. Среднее вертикальное распределение потенциальной температуры (слева) и солёности (справа) в окрестности верхней границы ПКС. Красные линии – средние значения, синие – вертикальные производные

Fig. 4. Average vertical distribution of potential temperature (left) and salinity (right) in the vicinity of the BCL upper boundary. Red lines are the mean values, and blue lines are the vertical derivatives

Вертикальный поток тепла (F_{Heat}) в 150 м над верхней границей ПКС был рассчитан по соотношению

$$F_{\text{Heat}} = \rho_w \cdot C_w \cdot K_{G03} \cdot \theta_z = 1,6 \text{ мВт/м}^2,$$

где ρ_w – плотность воды (1017 кг/м³); C_w – теплоемкость воды ($4,2 \cdot 10^3$ Дж/(°С·кг)); θ_z – производная потенциальной температуры по вертикали ($3,5 \cdot 10^{-5}$ °С/м). Полученная величина составляет менее 1/20 среднего значения геотермального потока тепла, которое принято полагать равным 40 мВт/м² [5, 20]. Это означает, что почти весь геотермальный поток тепла рассеивается в ПКС, обеспечивая медленное конвективное перемешивание, поддерживающее однородность вертикального распределения гидрологических, гидрохимических и гидрооптических параметров.

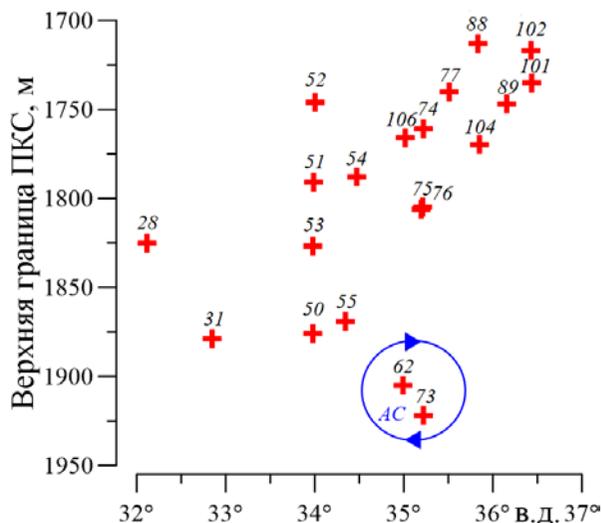
Вертикальный поток соли на том же горизонте определялся по соотношению

$$F_{\text{Salt}} = \rho_w \cdot K_{G03} \cdot S_z = 2,9 \cdot 10^{-7} \text{ г/(м}^2 \cdot \text{с)},$$

где S_z – вертикальная производная солёности ($2,6 \cdot 10^{-5}$ psu/м). В соответствии с этим уменьшение солёности в однородном придонном 300-метровом слое будет происходить со скоростью около $3 \cdot 10^{-5}$ psu/год и достигнет значения 10^{-3} psu в течение 33 лет. Существование потока соли, направленного вверх, подразумевает наличие механизма ее пополнения в нижних слоях моря для поддержания солевого баланса [21]. В литературе не приводятся натурных данных, указывающих на постоянное поступление соли в придонный слой. Однако существует предположение, что интрузии соли в нижние слои моря происходят эпизодически [22], что подтверждается открытием «волны солёности» в 2005–2009 гг. [5], показывающей ограниченное во времени аномальное повышение солёности на глубинах более 1400 м.

Глубина верхней границы ПКС (рис. 5) изменяется от станции к станции в диапазоне от 1713 до 1922 м. Полученные результаты подтверждают выводы работы [5] о том, что граница придонного конвективного слоя не горизонтальна.

Среднее значение глубины залегания верхней границы ПКС составило 1800 ± 60 м, что хорошо согласуется с данными работы [1]. Можно отметить тенденцию к поднятию верхней границы ПКС на 150–200 м при переходе от западного круговорота (ст. 28, 31) к восточному (ст. 74–106). Поднятие изотерм в восточном направлении (35° – 39° в. д.) на верхней границе ПКС также наблюдалось в данных, полученных в июне 2002 г. [4]. Возможно, такое изменение глубины верхней границы ПКС с увеличением долготы носит сезонный характер. В центральной части полигона (ст. 50–55) наблюдается значительная изменчивость глубины залегания границы слоя с размахом более 130 м. К сожалению, имеющиеся данные не дают возможности определить характерные пространственно-временные масштабы наблюдаемой изменчивости.

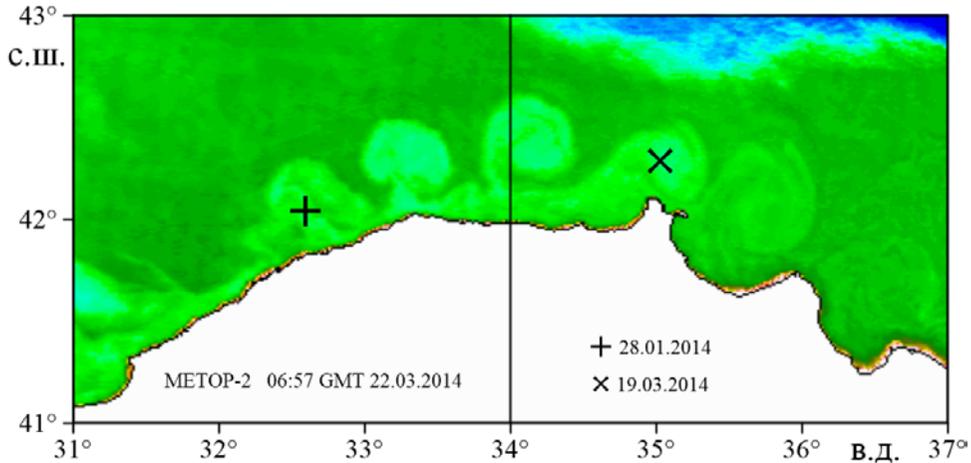


Р и с. 5. Положение верхней границы ПКС для всех станций в зависимости от долготы
Fig. 5. Position of the BCL upper boundary for all the stations depending on a longitude

Особый интерес представляют две станции (62 и 73) в северо-восточной части полигона, где верхняя граница ПКС обнаруживается на глубинах более 1900 м. Такое положение границы ПКС может объясняться влиянием антициклонического вихря. Данные дистанционного зондирования о температуре поверхности моря за 04.07.2016 показывают существование антициклонического вихря с характерным диаметром ~ 60 км (см. рис. 1). Измерения на ст. 62 и 73 выполнены 11 и 12 июля 2016 г. соответственно. По данным дистанционного зондирования, на 12.07.2016 признаков вихревых структур на картах температуры поверхности моря уже не наблюдается. Предположительно, за период с 4 по 12 июля вихрь сместился на запад и диссипировал, но его остаточное влияние еще прослеживается в глубинных слоях моря и выражается в относительном заглублении изотерм и изохалин (см. рис. 2).

Положение верхней границы ПКС на глубине более 1900 м встречается в наблюдениях крайне редко, например такие ситуации задокументированы в работе [5] 28.01.2014 и 19.03.2014. Карта температуры поверхности моря от 22.03.2014 по данным дистанционного зондирования показывает каскад антициклонических вихрей в центральном секторе южной части Черного моря (рис. 6). Это подтверждает предположение, что антициклонические вихри могут вызывать аномальное заглубление верхней границы ПКС. Дополнительно в пользу возможности проникновения вихрей в глубинные слои Черного моря свидетельствуют современные данные о течениях, представленные в работе [8], показывающие, что уровень спектральной энергии пульсаций скорости течений вблизи частоты 10^{-6} Гц изменяется незначительно между горизонтами 100 и 1700 м. Это может служить доказательством наличия мезомасштабных баротропных динамических образований, проходящих над точкой постановки станции в течение 10–11 сут [8]. В работе [23] на основе

данных спутниковой альтиметрии показано, что для района постановки станции характерным является прохождение антициклонических вихрей с радиусом 25 км и скоростью перемещения ~ 5 см/с в юго-западном направлении вдоль свала глубин, что соответствует частоте изменчивости скорости течения 10^{-6} Гц.



Р и с. 6. Температура поверхности моря (*MetOp-2* от 22.03.2014) и положение станций, на которых выявлено аномальное заглубление верхней границы ПКС

Fig. 6. Sea surface temperature (*MetOp-2* from 22.03.2014) and position of the stations where an anomalous deepening of the BCL upper boundary was detected

При рассмотрении изменчивости термохалинных характеристик ПКС в зависимости от географического положения станций получено следующее. Потенциальная температура и соленость в среднем проявляют уменьшение с увеличением долготы (рис. 7). Температура и соленость в ПКС определены как их средние значения в слое от его верхней границы до глубины зондирования. Для температуры значение квадрата коэффициента линейной корреляции (R^2) составило 0,25, что не позволяет говорить о значимости ее линейной связи с долготой. При этом наблюдается более тесная зависимость солености от долготы ($R^2 = 0,75$). В работе [1] было получено, что распределение гидрологических параметров в ПКС не имеет горизонтальных градиентов. Позднее в работе [24] высказано предположение о том, что воды ПКС в западной части моря более теплые и соленые, чем в восточной. Обсуждаемые в данной работе данные говорят в пользу этого предположения, особенно в отношении солености. Менее тесная взаимосвязь температуры и долготы может объясняться пространственной неоднородностью мощности геотермальных потоков тепла [20].

Для потенциальной температуры была установлена зависимость с высоким значением квадрата коэффициента линейной корреляции ($R^2 = 0,74$) от толщины ПКС (рис. 8). Более высокие значения температуры отмечаются в западном круговороте (ст. 28, 31), в антициклоническом вихре (ст. 62, 73) и в окрестности свала глубин (ст. 55), где толщина слоя составляет менее

200 м. Возможной причиной уменьшения температуры ПКС при увеличении толщины слоя может быть более быстрое прогревание слоев меньшей толщины. Малочисленность данных не позволяет однозначно определить, является ли обнаруженная зависимость закономерностью или она характерна только для данных, полученных на конкретных станциях.

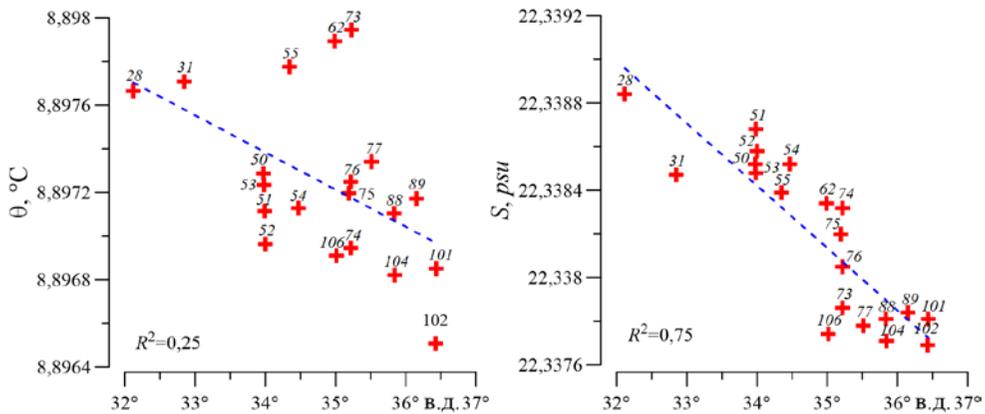


Рис. 7. Зависимость потенциальной температуры и солености в ПКС от долготы
Fig. 7. Dependence of potential temperature and salinity in BCL upon a longitude

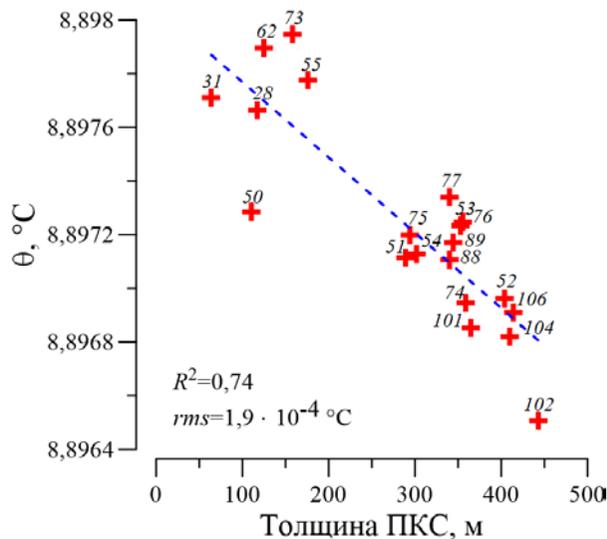


Рис. 8. Зависимость потенциальной температуры ПКС от его толщины
Fig. 8. Dependence of the BCL potential temperature upon its thickness

Заключение

По данным измерений, выполненных летом 2016 г. в северной части Черного моря, показано, что глубина залегания верхней границы ПКС варьирует от станции к станции в диапазоне 1713–1922 м. Среднее значение глу-

бины залегания верхней границы слоя составило 1800 ± 60 м, что хорошо согласуется с ранее опубликованными данными. Отмечена тенденция к поднятию верхней границы на 150–200 м при переходе от западного круговорота к восточному.

На двух станциях придонный конвективный слой не обнаруживается до глубин, превышающих 1900 м. Такая ситуация, предположительно, объясняется влиянием антициклонического вихря, выявленного в районе проведения измерений на карте температуры поверхности моря. Полученные данные указывают на то, что вихревые движения проникают в глубинные слои моря и проявляются в значительном заглублинии верхней границы ПКС.

Диапазон вариаций потенциальной температуры ПКС от станции к станции составил $1,6 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $1,2 \cdot 10^{-3}$ *psu*. Изменчивость термохалинных характеристик ПКС в зависимости от географического положения станций показывает уменьшение температуры и солёности с увеличением долготы. Это подтверждает сделанное в работах других авторов предположение о том, что воды придонного конвективного слоя в западной части Чёрного моря более теплые и солёные, чем в восточной.

Потенциальная температура ПКС проявляет линейное уменьшение с увеличением толщины слоя (коэффициент линейной корреляции составил 0,74). Наиболее высокие значения температуры отмечаются в западном круговороте, в антициклоническом вихре и в окрестности свала глубин, где толщина слоя составляет менее 200 м.

На основе полученных данных выполнены оценки потоков тепла и соли из глубинных слоев моря. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в 150 м над верхней границей ПКС рассчитывался по параметризации *G03* и составил $K_{G03} = 1,1 \cdot 10^{-5}$ м²/с. Соответствующее расчетное значение вертикального потока тепла в 150 м над верхней границей ПКС равно $F_{\text{Heat}} = 1,6$ мВт/м², что составляет менее 1/20 среднего значения геотермального потока тепла. Расчетное значение вертикального потока соли в 150 м над верхней границей ПКС составило $F_{\text{Salt}} = 2,9 \cdot 10^{-7}$ г/(м²·с). Это означает, что уменьшение солёности в однородном придонном 300-метровом слое будет происходить со скоростью около $3 \cdot 10^{-5}$ *psu*/год и достигнет уровня ее пространственной изменчивости за 40 лет.

Представленные результаты могут быть интересны с точки зрения их воспроизведения в экспериментах численного моделирования и дальнейшего изучения характеристик и динамики глубоководных слоев Чёрного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Murray J. W., Özsoy E. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. Vol. 38, Suppl. 2. P. S663–S689. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80003-2](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80003-2)
2. Иванов В. А., Белоконьтов В. Н. Океанография Чёрного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
3. Double diffusive intrusions, mixing and deep sea convection processes in the Black Sea / E. Özsoy [et al.] // Black Sea oceanography / E. Izdar, J. W. Murray (eds.). Dordrecht : Springer, 1991. P. 17–42. (NATO ASI Series ; vol. 351). https://doi.org/10.1007/978-94-011-2608-3_2

4. *Фалина А. С., Волков И. И.* О тонкой структуре и термохалинной устойчивости глубинных вод Черного моря // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 4. С. 516–523.
5. *Stanev E. V., Chtirkova B., Peneva E.* Geothermal convection and double diffusion based on profiling floats in the Black Sea // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48, iss. 2. e2020GL091788. <https://doi.org/10.1029/2020GL091788>
6. *Волков И. И., Римская-Корсакова М. Н., Гриненко В. А.* О химической и изотопной однородности придонного конвективного слоя вод Черного моря // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 414, № 3. С. 376–380.
7. *Маньковский В. И.* Особенности вертикального распределения показателя ослабления излучения в коротковолновом и длинноволновом участках спектра в глубинных слоях сероводородной зоны и в придонном пограничном слое Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2003. № 3. С. 63–67.
8. Энергетический спектр скорости течения в глубокой части Черного моря / *А. А. Клювиткин [и др.]* // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 488, № 5. С. 550–554. doi:10.31857/S0869-56524885550-554
9. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Холодный промежуточный слой Черного моря по данным экспедиционных исследований 2016–2019 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 2. С. 5–16. doi:10.22449/2413-5577-2020-2-5-16
10. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Сезонная изменчивость структуры течений в северной части Черного моря по данным натуральных наблюдений 2016 г. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2019. Т. 12, № 1. С. 15–20. <https://doi.org/10.7868/S2073667319010027>
11. *Gregg M. C., Sanford T. B., Winkel D. P.* Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // *Nature*. 2003. Vol. 422. P. 513–515. <https://doi.org/10.1038/nature01507>
12. *Polzin K. L., Toole J. M., Schmitt R. W.* Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25, iss. 3. P. 306–328. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2)
13. Global abyssal Mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles / *E. Kunze [et al.]* // *Journal of Physical Oceanography*. 2006. Vol. 36, iss. 8. P. 1553–1576.
14. *Морозов А. Н., Лемешко Е. М.* Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным CTD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 1. С. 58–67.
15. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В., Федоров С. В.* Инерционные колебания в северной части Черного моря по данным натуральных наблюдений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 1. С. 43–53. doi:10.7868/S2073667321010044
16. *Garrett C., Munk W.* Space-time scales of internal waves: A progress report // *Journal of Geophysical Research*. 1975. Vol. 80, iss. 3. P. 291–297. <https://doi.org/10.1029/JC080i003p00291>
17. *Cairns J. L., Williams G. O.* Internal wave observations from a midwater float, 2 // *Journal of Geophysical Research*. 1976. Vol. 81, iss. 12. P. 1943–1950. <https://doi.org/10.1029/JC081i012p01943>
18. *Fer I.* Scaling turbulent dissipation in an Arctic fjord // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 1–2. P. 77–95. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.003>
19. *Pacanowski R. C., Philander S. G. H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, iss. 11. P. 1443–1451. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2)
20. *Кутас П. И.* Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления // *Геофизический журнал*. 2010. Т. 32, № 6. С. 135–158.

21. Придонный пограничный слой в Черном море: гидрологическая структура, модель формирования / В. Н. Еремеев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 1997. № 2. С. 3–27.
22. Oxid, suboxic, and anoxic conditions in the Black Sea / J. W. Murray [et al.] // Climate change and coastline migration as factors in human adaptation to Circum-Pontic Region: from past to forecast / A. Gilbert, V. Yanko-Hombach, N. Panin (Eds.). New York, NY : Kluwer, 2006. P. 437–452.
23. Кубряков А. А., Станичный С. В. Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–77. doi:10.7868/S0030157415010104
24. Фалина А. С., Волков И. И. Влияние процесса двойной диффузии на общую гидрологическую структуру глубинных вод Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45, № 1. С. 21–31.

Об авторах:

Морозов Алексей Николаевич, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9022-3379**, **Scopus Author ID: 7202104940**, **ResearcherID: ABB-4365-2020**, anmorozov@mhi-ras.ru

Маньковская Екатерина Викторовна, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4086-1687**, **Scopus Author ID: 57192647961**, **ResearcherID: AAB-5303-2019**, emankovskaya@mhi-ras.ru