Известия ТИНРО

2018 **Том 193**

УДК 551.465(265.53)

Ю.И. Зуенко, А.Л. Фигуркин, В.И. Матвеев*

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр,
690091, г. Владивосток, пер. Шевченко, 4

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОДУКЦИИ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ ВОД В ОХОТСКОМ МОРЕ И ИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

Обобщены данные многолетних наблюдений холодных температурных интрузий в промежуточном слое Охотского моря, которые интерпретированы как промежуточные воды местного формирования, образующиеся при каскадинге высокоплотных донных шельфовых вод преимущественно с северо-западного шельфа. Основным районом их формирования определен каньон у северо-восточного Сахалина. Прослежено перемещение новообразованных порций промежуточных вод в потоке циклонической циркуляции Охотского моря из района формирования к южным Курильским проливам, которое занимает от 2 до 6 лет. Такие интрузии обнаружены и с тихоокеанской стороны южных Курильских проливов, куда они, вероятно, проникают через проливы Фриза и Буссоль. Рассмотрены межгодовые изменения показателей донных шельфовых и новообразованных промежуточных вод и их связь с внешними факторами. Объем и плотность донных шельфовых вод тесно связаны с изменениями суровости зим, мерой которой может быть ледовитость, и в последние годы уменьшаются. Подобным образом изменяется и соленость новообразованных промежуточных вод, по изменениям которой можно судить об интенсивности их продуцирования. На их соленость в районе Курильских проливов влияет также приливное перемешивание, поэтому в изменчивости солености присутствует долгопериодная компонента, вероятно, связанная с 18,6-летним приливным циклом. Минимальная температура в холодных линзах новообразованных промежуточных вод не связана с изменениями интенсивности их продуцирования из-за автокомпенсационного эффекта по температуре при каскадинге на разные глубины. Такой же эффект, по-видимому, действует и в отношении кислорода, поэтому в районе каскадинга содержание кислорода в верхней части промежуточного слоя не связано с изменениями ледовитости и не имеет значимых тенденций. Однако в современных условиях уменьшения продукции промежуточных вод в Охотском море, и особенно продукции вод с плотностью $\sigma_\theta \geq 26{,}8$, ослабевает вентиляция средней и нижней частей промежуточного слоя, где наблюдается тренд на снижение содержания кислорода в среднем на 0,6 мл/л за десятилетие. На удалении от района каскадинга тенденция к деоксигенизации охватывает весь промежуточный слой Охотского моря.

Ключевые слова: донные шельфовые воды, промежуточные воды, каскадинг, холодная интрузия, деоксигенизация, Охотское море, пролив Фриза.

DOI: 10.26428/1606-9919-2018-193-190-210.

** Зуенко Юрий Иванович, доктор географических наук, заведующий лабораторией, e-mail: zuenko_yury@hotmail.com; Фигуркин Александр Леонидович, кандидат географических наук, заведующий сектором, e-mail: figurkin@tinro.ru; Матвеев Владимир Иванович, кандидат географических наук, заведующий сектором, e-mail: matveev@tinro.ru.*

Zuenko Yury I., D.Sc., head of laboratory, e-mail: zuenko_yury@hotmail.com; Figurkin Alexander L., Ph.D., head of section, e-mail: figurkin@tinro.ru; Matveev Vladimir I., Ph.D., head of section, e-mail: matveev@tinro.ru.

Zuenko Y.I., Figurkin A.L., Matveev V.I. Recent changes in producing of the Intermediate water in the Okhotsk Sea and its properties // Izv. TINRO. — 2018. — Vol. 193. — P. 190–210.

Data of long-term observations on the cold intrusions in the warm intermediate layer of the Okhotsk Sea are overviewed, considering these intrusions as fresh portions of the Intermediate water of local origin. They are formed in the process of the high-density Bottom Shelf water cascading from the northwestern shelf, mainly in the submarine canyon at northwestern Sakhalin. Transport of these new-formed portions is traced in the flows of cyclonic circulation of the Okhotsk Sea waters from the area of their origin to the southern Kuril Straits, that takes from 2 to 6 years. Similar intrusions are found in the Pacific, mainly at southern Kuril Islands, where they penetrate presumably through the Vries and Bussol Straits. Year-to-year variability of the Bottom Shelf water and the new-formed Intermediate water properties are analyzed in dependence on external factors. There is determined that the volume and density of the Bottom Shelf water depend on winter severity that could be quantitatively explained by the ice cover; all these parameters decrease recently. Salinity of the new-formed Intermediate water has similar changes. Besides, tidal mixing influences on its salinity, in particularly at the Kuril Straits, so the tidal 18.6-year cycle is presented in the salinity variations. On the contrary, variations of the minimal temperature in the cold-water lenses of the fresh Intermediate water of local origin do not correlate with the changes in their production because of auto-compensatory effect for temperature in the process of its cascading to different depths. The same effect is obviously applied to dissolved oxygen, that's why the oxygen content in the upper intermediate layer at the area of cascading is rather stable and doesn't correlate with the ice cover changes. However, ventilation of the medium and deeper parts of the intermediate layer decreases on the background of recent lowering of the Intermediate water producing, in particularly the production of the water with $\sigma_\theta \geq 26.8$. On a distance from the area of cascading, the tendency to deoxygenizing spreads over the whole intermediate layer of the Okhotsk Sea.

Key words: Bottom Shelf water, Intermediate water, cascading, cold-water intrusion, deoxygenizing, Okhotsk Sea, Vries Strait.

Введение

Охотское море — один из немногих районов Мирового океана, где наблюдается явление склоновой конвекции — сползания высокоплотных донных шельфовых вод по уклону шельфа и континентального склона с выходом на глубины, соответствующие их плотности. Высокой плотности шельфовые воды Охотского моря достигают зимой в процессе льдообразования, аналогично более изученным процессам формирования высокоплотных вод на шельфе моря Уэдделла, где формируется большая часть донных вод Мирового океана (Gill, 1973), а в Дальневосточном регионе — на шельфе зал. Петра Великого, где формируются донные воды Японского моря (Talley et al., 2003). Однако в Охотском море, куда проникают океанические промежуточные и глубинные воды, также имеющие высокую плотность, плотность донных шельфовых вод недостаточна для погружения на глубины ниже 500 м (за исключением впадины ТИНРО, где поступление океанических вод ограничено глубиной желоба Лебедя, что позволяет шельфовым водам погружаться до дна впадины), поэтому склоновая конвекция вентилирует промежуточный слой. Новообразованные в результате этого процесса промежуточные воды хорошо заметны на профилях температуры, которые в Охотском море нередко имеют одну или несколько крупных холодных интрузий внутри теплого промежуточного слоя океанического происхождения — это и есть свежие порции промежуточных вод местного образования, отличающиеся от океанических промежуточных вод значительно более низкой температурой, а также пониженной соленостью и повышенным содержанием кислорода.

Этот феномен, обычно называемый «вторым минимумом температуры», давно известен (см., напр.: Морошкин, 1966; Kitani, 1973; Жабин, 1999; Gladyshev et al., 2003), но в последние годы интерес к процессу формирования промежуточных вод в Охотском море как к одному из возможных механизмов вентиляции северотихоокеанских промежуточных вод усилился в связи с прогрессирующей деоксигенизацией промежуточных, глубинных и донных вод Мирового океана. Возникла гипотеза, что причиной деоксигенизации в Северной Пацифике может быть ослабление или даже

прекращение склоновой конвекции в Охотском море в условиях потепления климата (Talley, 1991, 1993; Watanabe, Wakatsuchi, 1998). ТИНРО-центр обладает уникальным 30-летним массивом практически ежегодных наблюдений на всей акватории моря, а также большим количеством более ранних иррегулярных наблюдений, что позволяет решить проблему климатических изменений продукции промежуточных вод, просто проследив их.

Данное исследование имеет целью получить на основе большого количества наблюдений представление о процессе формирования свежих порций промежуточных вод Охотского моря и распространения их по акватории моря и за его пределы, а главное — о тенденциях в его изменениях. Для этого рассмотрены изменения объема и характеристик высокоплотных донных вод на североохотоморском шельфе, проанализирован процесс их опускания в промежуточный слой моря, выявлены устойчивые интрузии, образуемые ими, определены характерные показатели интрузий как новообразованных порций промежуточных вод, прослежено распространение этих интрузий по акватории моря, проанализированы многолетние изменения их показателей в районе формирования и на выходе в Тихий океан, показаны возможные причины этих изменений, оценено влияние этих процессов на содержание кислорода в промежуточном слое Охотского моря.

Материалы и методы

Для расчета объемов донных шельфовых вод с разной плотностью использованы данные измерений температуры и солености CTD-профилометрами с дискретностью по вертикали 1 м, выполненных в период с апреля по май (по мере очищения от льда склона и шельфа северной части Охотского моря) начиная с 1994 г. Для этого на всех станциях в пределах шельфа рассчитана глубина залегания изопикн условной плотности 26,6, 26,7, 26,8, 26,9, 27,0 и 27,1 σ_θ и определена толщина придонного слоя с плотностью, превышающей эти уровни (σ_θ = 26,6 — условная плотность на верхней границе промежуточного слоя, т.е. воды меньшей плотности не способны опуститься в промежуточный слой). При этом не учитывались воды с плотностью свыше 26,6 σ_θ, но с температурой выше минус 1,0 °С, как не являющиеся донными шельфовыми водами, образующимися при льдообразовании. Географические координаты станций с донными шельфовыми водами с σ_θ 26,6 и более с помощью программного пакета SURFER_11 пересчитаны в координаты метровой размерности с использованием равноплощадной конической проекции (Albers Equal Area Conic Projection), после чего данные о толщинах придонных слоев для каждого интервала плотности интерполированы в узлы координатной сетки 15 × 20 км и по правилу трапеций (Extended Trapezoidal Rule) рассчитан объем донных вод с разной плотностью для каждой съемки (т.е. практически ежегодные объемы) раздельно по районам: северо-восточный шельф, включая зал. Шелихова; северо-западный шельф и сахалинский шельф (рис. 1).

Для анализа изменчивости характеристик слоя второго минимума температуры в промежуточных охотоморских водах использованы данные океанологических наблюдений, выполненных по программам ТИНРО и Японского рыболовного агентства в пределах глубоководной части Охотского моря и в прилегающих к Курильским проливам тихоокеанских водах за все сезоны в период с 1989 г. Более ранние данные батометрических измерений по стандартным горизонтам оказались непригодны для изучения слоя второго минимума температуры, так как при толщине этого слоя в десятки метров его ядро обычно не попадает на стандартные горизонты. Весь массив данных был разделен на полугодовые интервалы, для каждого из которых с помощью программного пакета Ocean Data View просматривали весь пул температурных профилей и выбирали станции с наиболее мощными температурными инверсиями в промежуточном слое, которые интерпретировались как ядра свежих порций промежуточных вод. Обычно эти инверсии располагаются вблизи изопикнической поверхности σ_θ = 26,8, поэтому положение таких станций в первом приближении можно определить по распределению температуры на этой поверхности (рис. 2). Однако мощные инверсии могут значительно

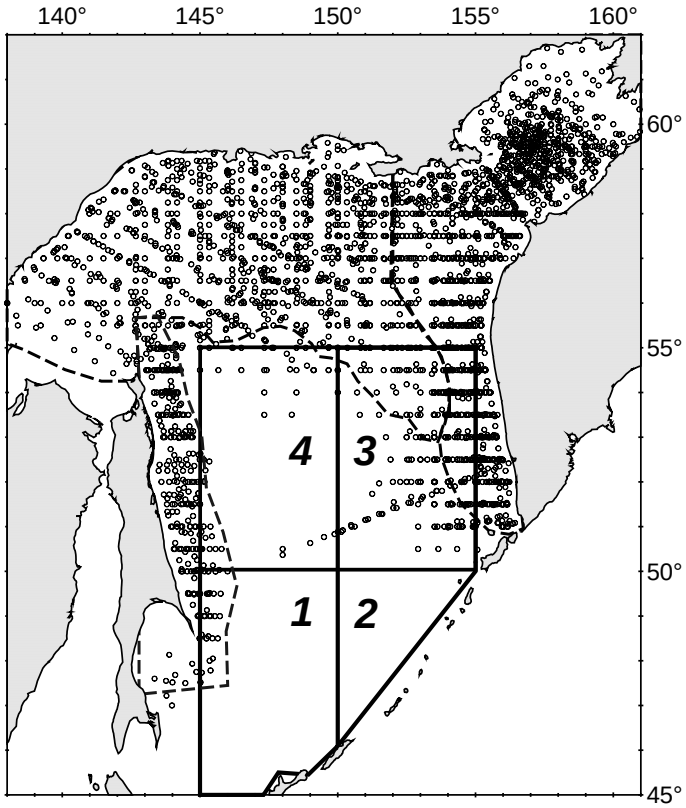

Рис. 1. Станции съемок северной части Охотского моря в апреле-мае 1994–2017 гг., данные которых были использованы для расчета объемов донных шельфовых вод в трех районах шельфа, ограниченных пунктиром, и районы осреднения данных о содержании кислорода в промежуточных водах (*1–4*)

Fig. 1. Oceanographic stations in the northern Okhotsk Sea in April-May of 1994–2017 used for evaluation of the Bottom Shelf water volumes in 3 areas of the shelf divided by dashed lines, and the regions of the data averaging on dissolved oxygen content in the intermediate layer (*1–4*)

отклоняться от этой поверхности, нередки и случаи наблюдения нескольких мощных инверсий на разных глубинах. Помимо температуры в качестве характеристик ядер использованы соленость и условная плотность на горизонте минимума температуры, а также глубина залегания ядра. Весь комплекс этих показателей использован для идентификации новообразованной водной массы. При сходстве комплекса показателей (исключая глубину, которая может сильно и резко меняться, вероятно, в результате действия внутренних волн) в интрузиях, наблюдаемых примерно в одном районе (но необязательно в одном и том же месте) в соседние полугодия, считали, что они представляют ядра одной и той же порции новообразованных промежуточных вод. Таким способом изменения показателей ядер и их пространственные перемещения удавалось проследить по данным последовательных съемок в течение нескольких лет.

Для оценки тенденций в изменениях температуры и растворенного кислорода в промежуточном слое использованы данные всех съемок, выполненных судами ТИНРО за всю историю наблюдений в Охотском море с 1930 г., с привлечением информации из мировых баз океанологических данных (Boyer et al., 2009), всего свыше 98 тыс. станций. Глубоководная часть Охотского моря была разделена на 4 квадрата (см. рис. 1), в каждом из которых с помощью программного пакета Ocean Data View для каждого года наблюдений вычисляли среднюю потенциальную температуру и среднее содержание кислорода на изопикнах условной плотности в диапазоне 26,6–27,0 σ_θ (средние, вычисленные по менее чем 3 наблюдениям в год на квадрат, в дальнейшем анализе не учитывались). Поскольку лишь небольшая часть океанологических съемок сопровожда-

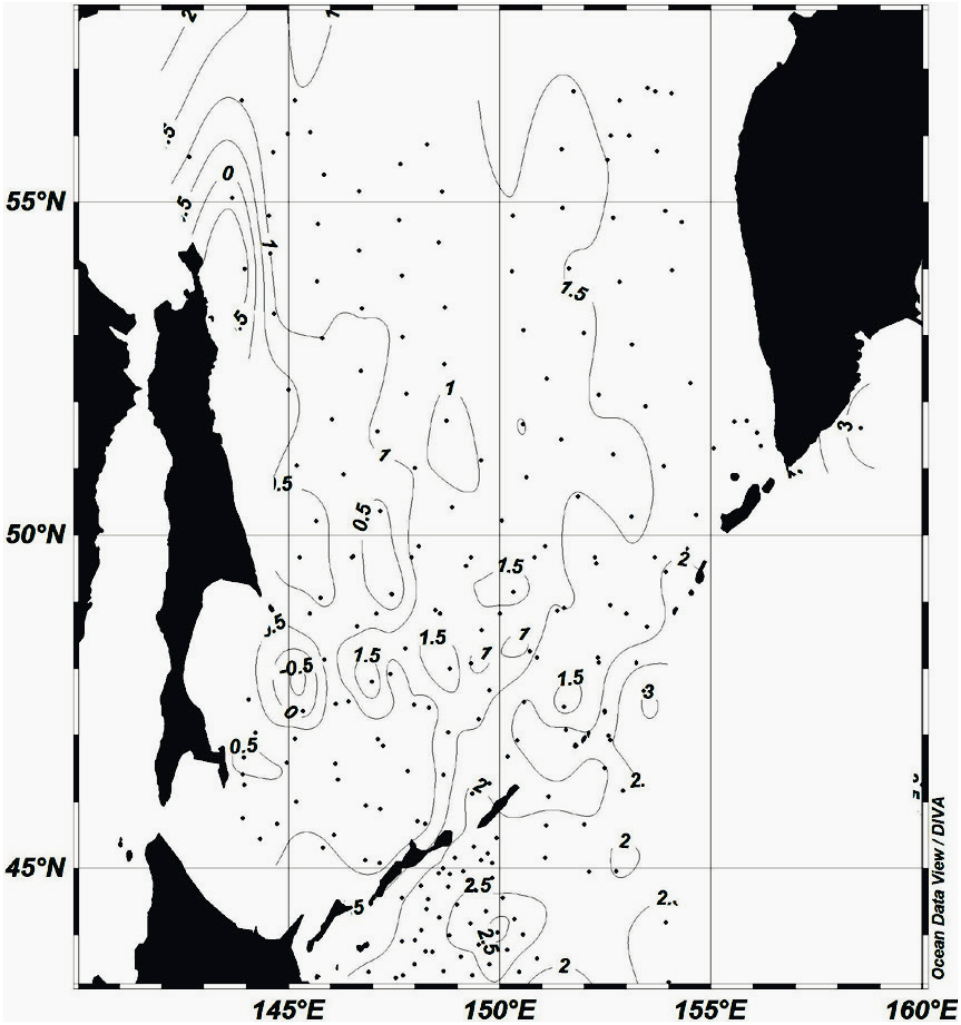

Рис. 2. Пример распределения потенциальной температуры (°C) на изопикнической поверхности σ_θ 26,8 по данным наблюдений во втором полугодии 2011 г. Ядра новообразованных порций промежуточных вод, соответствующие локальным минимумам на вертикальных профилях температуры, в данном примере располагаются у северо-восточного Сахалина, севернее, восточнее и южнее мыса Терпения, к северу от о. Итуруп, а также в центральной части моря

Fig. 2. Example of the water potential temperature distribution on the isopycnic surface σ_θ 26.8 in the second half of the 2011. Cores of the new-formed portions of the Intermediate water are observed as local minimums on vertical temperature profiles at northeastern Sakhalin, northward, eastward, and southward from Cape Patience, northward from Iturup Island, and in the central Okhotsk Sea

лась определением содержания растворенного в воде кислорода, по этому показателю можно определить лишь тенденции крупного пространственно-временного масштаба, а межгодовая изменчивость продукции донных шельфовых вод и эволюции новообразованных порций промежуточных вод прослежены по термохалинным показателям.

Результаты и их обсуждение

Высокоплотные донные воды на североохотоморском шельфе

Зимнее охлаждение играет огромную роль в формировании особенностей термического режима шельфовых вод Охотского моря и его межгодовой изменчивости. Установлено, что на шельфе существует ряд областей, называемых «ядрами холода», где температура вод, близкая к точке замерзания, сохраняется чаще, чем в других местах, и мало меняется с конца зимы до начала нового цикла охлаждения (Винокурова,

1965; Чернявский, 1984, 1992). Еще в 1960-е гг. в «ядрах холода» был отмечен рост солености и определен механизм его формирования — выталкивание солей в воду во время льдообразования растущими кристаллами льда и опускание рассола на дно шельфа (Морошкин, 1966; Kitani, 1973; Martin et al., 1998). Образующийся у дна слой воды с температурой, близкой к температуре замерзания (–1,7…–1,9 °С), повышенной соленостью (33,1–34,3 епс) и высокой для шельфовых вод плотностью (26,6–27,1 σ_θ) обычно рассматривается как особая высокоплотная донная шельфовая водная масса — ШВ (Kitani, 1973; Зуенко, Юрасов, 1997; Гладышев, 1998; Gladyshev et al., 2000; Фигуркин, 2002).

По данным спутниковых наблюдений за тепловым излучением моря район наиболее интенсивного формирования льда (а значит и высокоплотных вод) находится на северо-западном шельфе, где продуцируется 55 % всего льда Охотского моря, в то время как в зал. Шелихова продуцируется 25 % льда, а на северном шельфе от пос. Охотск до зал. Шелихова — 20 % (Martin et al., 1998). Наиболее активно формирование льда происходит в полыньях и разводьях северо-западного ледового массива. Из этого можно предположить, что объемы ШВ, формируемых непосредственно на шельфе восточного Сахалина и в зал. Терпения, пренебрежимо малы, хотя эти воды присутствуют в этих районах в большом количестве. Дело в том, что ШВ из-за своей высокой плотности не могут покоиться неподвижно на дне в районах формирования, а стекают по уклону дна и одновременно под действием течений переносятся за их пределы. Как показано С.В. Гладышевым (Gladyshev et al., 2000), линзы плотных вод, сползая по склону, под действием силы Кориолиса отклоняются вправо, образуя придонный поток, соответствующий общей циклонической циркуляции Охотского моря. Скорости этого потока пропорциональны уклону дна и разности плотности между ШВ и окружающими водами и оцениваются на северном шельфе величинами до 1 см/с, на северо-западном шельфе — до 5 см/с. При таких скоростях за три месяца от середины зимы до весенних съемок линзы ШВ, продуцированной на северном шельфе, вполне могут переместиться к северной оконечности Сахалина, а ШВ, продуцированная на северо-западном шельфе, — на шельф и склон восточного Сахалина, где они и наблюдаются.

По климатической модели Ито (Itoh et al., 2003) среднемноголетняя скорость продуцирования в процессе льдообразования воды с плотностью свыше 26,75 σ_θ оценена в $0{,}7 \cdot 10^6$ м^3/с, что при длительности периода формирования 100–150 сут. дает ежегодно объем 6–9 тыс. км^3. Эта оценка близка к объемам, реально наблюдавшимся в конце зимы по данным океанологических съемок 1996 и 1997 гг.: соответственно (9 ± 1) и $(4 \pm \pm 1) \cdot 10^3$ км^3 для $\sigma_\theta > 26{,}6$ (Gladyshev et al., 2000). Таким образом, океанологическими съемками в конце зимы регистрируется приблизительно весь объем ШВ, продуцируемой за зиму, и, следовательно, такие оценки могут использоваться для характеристики межгодовых изменений продукции высокоплотных шельфовых вод.

За исследованный период с 1995 г. объемы ШВ, регистрируемые весенними съемками, менялись в широких пределах, от 0 до свыше 10 тыс. км^3, в общих чертах следуя изменениям ледовитости Охотского моря (рис. 3). Межгодовые изменения этих показателей характеризуются невысокой, но значимой корреляцией, причем величины коэффициентов корреляции не различаются существенно для разных показателей ледовитости, но имеют тенденцию к росту для ШВ более высокой плотности, с максимальным $r = 0{,}72$ для $\sigma_\theta \geq 27{,}0$ (см. таблицу). Невысокие величины коэффициентов корреляции связаны прежде всего с тем, что ледовитость не в полной мере характеризует объем сформировавшегося льда (лучшим показателем был бы объем льда), кроме того, часть продуцированных прошедшей зимой ШВ к моменту съемки могла уже покинуть шельф либо, наоборот, часть зарегистрированных съемкой ШВ могла быть образована при льдообразовании еще в предыдущую зиму и сохранить свои экстремальные свойства в течение лета (по мнению С.В. Гладышева (Gladyshev et al., 2003), на североохотоморском шельфе до начала нового зимнего сезона может сохраняться до 30 % ШВ). Тем не менее вполне очевидно, что межгодовые изменения продукции ШВ, а тем более их тенденции, обусловлены прежде всего вариациями ледовых условий и соответствуют изменениям суровости зим.

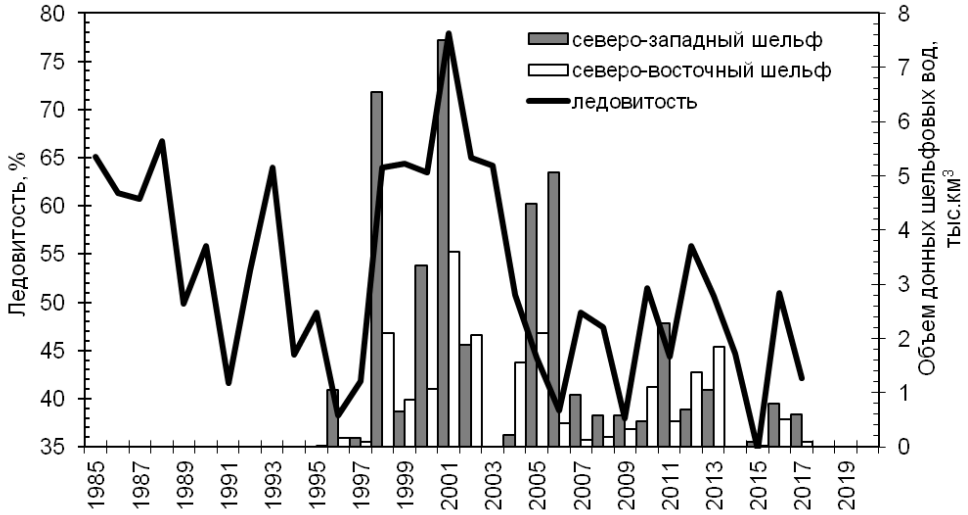

Рис. 3. Межгодовые изменения среднезимней (январь-апрель) ледовитости Охотского моря и объемов донных шельфовых вод с $\sigma_\theta \geq 26{,}8$ в апреле-мае в двух основных районах их распространения (данные по объемам за 1995–2017 гг., исключая 2003 г., для которого данных нет)

Fig. 3. Interannual changes of the averaged for January-April ice cover of the Okhotsk Sea and the volumes of the Bottom Shelf water with $\sigma_\theta \geq 26.8$ in the two main areas of its forming in April-May of 1995–2017 (no data for 2003)

Коэффициенты линейной корреляции показателей ледовитости Охотского моря с объемами донных шельфовых вод (ШВ) разной плотности по районам охотоморского шельфа

Coefficients of linear correlation between the ice cover of the Okhotsk Sea and the volumes of the Bottom Shelf water with certain density, by the areas of the Okhotsk Sea shelf

Показатель ледовитости	Объемы ШВ разной плотности (все районы)				
	$\sigma_\theta \geq 26{,}6$	$\sigma_\theta \geq 26{,}7$	$\sigma_\theta \geq 26{,}8$	$\sigma_\theta \geq 26{,}9$	$\sigma_\theta \geq 27{,}0$
Средняя за I–IV	0,51	0,59	0,65	0,59	0,72
Средняя за II–III	0,54	0,62	0,66	0,57	0,68
Максимальная	0,52	0,62	0,64	0,54	0,68

Межгодовые изменения объемов ШВ отражают не столько изменения площади их распространения (хотя и она сильно различается год от года), сколько изменения толщины придонных высокоплотных линз, которая после суровых зим может на большой акватории превышать 100 м для плотности $\sigma_\theta \geq 26{,}6$ и 50 м для плотности $\sigma_\theta \geq 26{,}8$, в то время как после мягких зим участки с такой толщиной ШВ невелики или отсутствуют (рис. 4, 5).

Каскадинг в северной части Охотского моря и распространение формируемых им свежих порций промежуточных вод

Процесс сползания высокоплотных вод по уклону шельфа и континентального склона происходит довольно быстро и напоминает подводный водопад, потому в океанологии он получил название «каскадинг» (рис. 6). Этот процесс является уникальной особенностью Охотского моря наряду с немногими другими акваториями, которая обусловливает специфические черты охотоморского промежуточного слоя, такие как низкую температуру, низкую соленость, высокое содержание кислорода и развитую тонкую структуру.

Процесс каскадинга удалось пронаблюдать в его развитии по данным долговременной (1998–2000 гг.) регистрации температуры, солености и течений на 9 донных и буйковых станциях, установленных на шельфе и свале восточного Сахалина в виде трех разрезов (Mizuta et al., 2003; Fukamachi et al., 2004). По этим данным, придонная температура достигала максимума в октябре-ноябре, в ходе осеннего перемешивания,

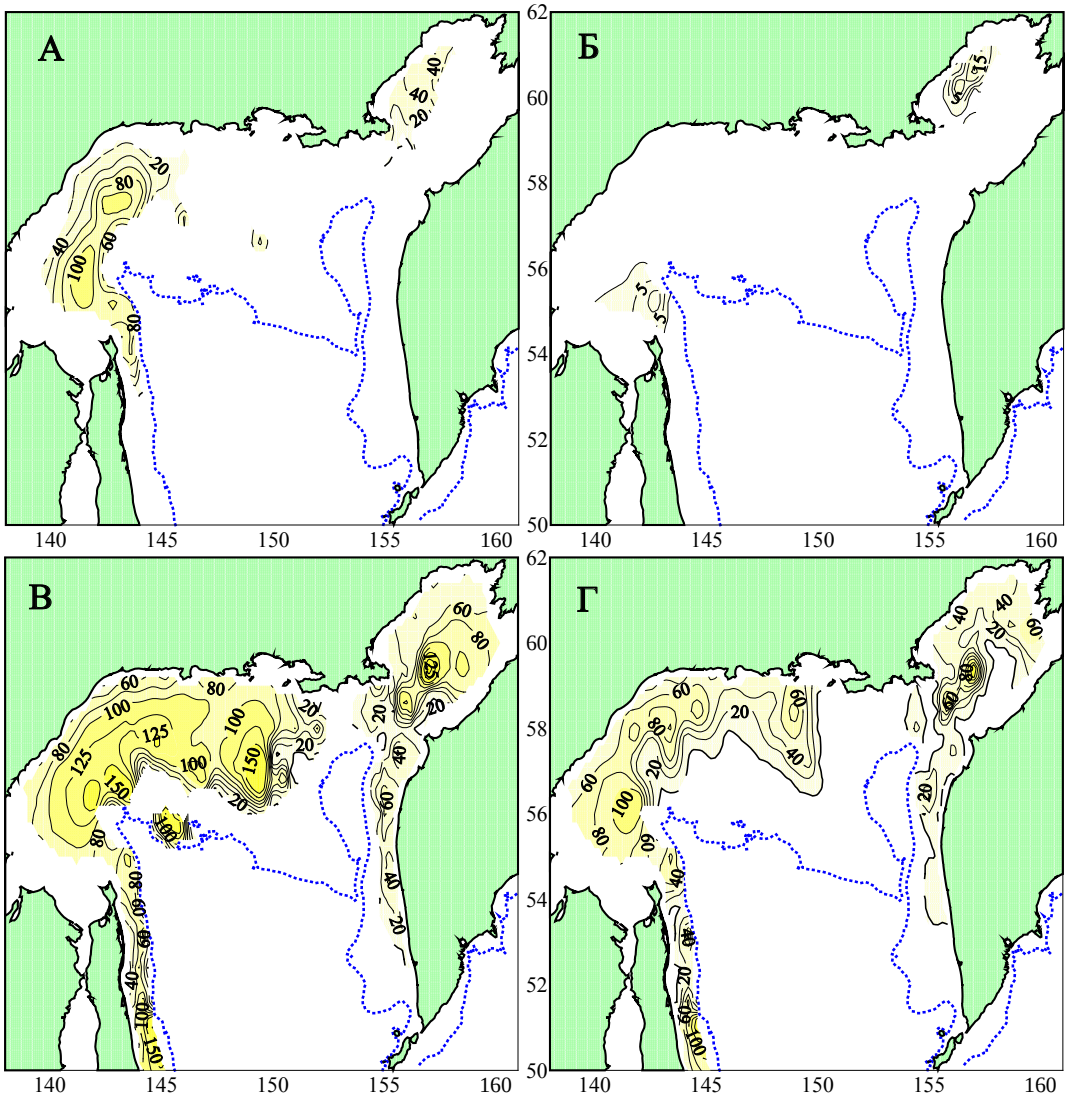

Рис. 4. Толщина (м) слоя высокоплотных донных шельфовых вод после мягкой зимы 1997 г. (**вверху**) и суровой зимы 1998 г. (**внизу**): **А** — $\sigma_\theta \geq 26{,}6$, 1997 г.; **Б** — $\sigma_\theta \geq 26{,}8$, 1997 г.; **В** — $\sigma_\theta \geq 26{,}6$, 1998 г.; **Г** — $\sigma_\theta \geq 26{,}8$, 1998 г.

Fig. 4. Thickness (m) of the Bottom Shelf water layer with certain high density after warm winter of 1997 (**upper panels**) and severe winter of 1998 (**lower panels**): **А** — $\sigma_\theta \geq 26.6$, 1997**;** Б — $\sigma_\theta \geq 26.8$, 1997; **В** — $\sigma_\theta \geq 26.6$, 1998; **Г** — $\sigma_\theta \geq 26.8$, 1998

а затем начиналось выхолаживание вод до минимальных температур в январе-марте. Соответственно менялась плотность: изопикны заглублялись осенью и поднимались зимой. Глубже 400 м такая сезонность была выражена лишь на отдельных станциях и не каждый год. Поступление в район наблюдений ШВ с плотностью $\sigma_\theta \geq 26{,}8$ нарушало обычную сезонность, причем такие случаи зафиксированы не только зимой, но также и летом, иногда осенью. Появление ШВ сопровождалось резким понижением потенциальной температуры, снижением солености и значительным ростом мутности вод, вплоть до забивания взвесью датчиков электропроводности и насоса CTD-зонда.

Обычно при выполнении океанологических съемок в Охотском море с интервалом в несколько месяцев весенними съемками регистрируется накапливание высокоплотных вод на кромке североохотоморского шельфа, а во время летне-осенних съемок на шельфе их уже нет, но появляются холодные интрузии в промежуточном слое у восточносахалинского континентального склона. Как отмечено В.А. Сосниным с соавторами (2002),

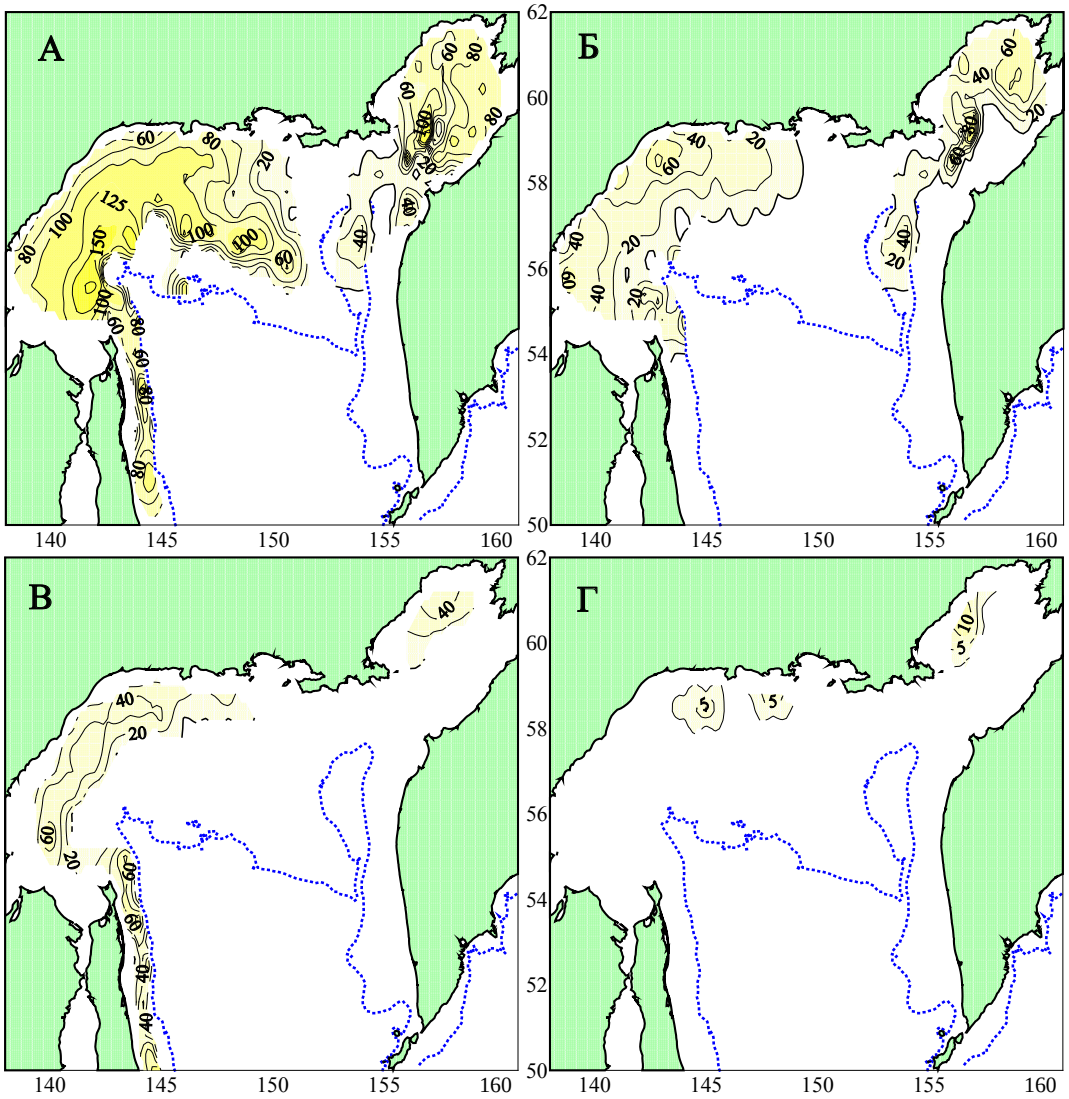

Рис. 5. Толщина (м) слоя высокоплотных донных шельфовых вод после умеренной зимы 2005 г. (**вверху**) и мягкой зимы 2014 г. (**внизу**): **А** — $\sigma_\theta \geq 26{,}6$, 2005 г.; **Б** — $\sigma_\theta \geq 26{,}8$, 2005 г.; **В** — $\sigma_\theta \geq 26{,}6$, 2014 г.; **Г** — $\sigma_\theta \geq 26{,}8$, 2014 г.

Fig. 5. Thickness (m) of the Bottom Shelf water layer with certain high density after moderate winter of 2005 (**upper panels**) and warm winter of 2014 (**lower panels**): **А** — $\sigma_\theta \geq 26.6$, 2005; **Б** — $\sigma_\theta \geq 26.8$, 2005; **В** — $\sigma_\theta \geq 26.6$, 2014; **Г** — $\sigma_\theta \geq 26.8$, 2014

вблизи континентального склона интрузии возникают на глубинах, превышающих глубины изопикнической поверхности, соответствующей плотности ШВ, т.е. каскадинг происходит диапикнически. Например, ими отмечено погружение воды с плотностью 26,84 σ_θ на глубину, где плотность окружающих вод превышала 27,10 σ_θ, что объясняется большой кинетической энергией каскадинга и уплотнением при смешении.

Процесс перехода ШВ в холодные линзы внутри относительно теплого промежуточного слоя, предположительно путем каскадинга, чаще наблюдается на нескольких сравнительно небольших участках кромки североохотоморского шельфа: у северо-восточного Сахалина, вдоль южного склона Североохотской возвышенности (называемой также возвышенностью Лебедя) и на северном склоне впадины зал. Шелихова. Очевидна приуроченность путей каскадинга к складкам рельефа. По первому пути скатываются донные шельфовые воды северо-западного шельфа Охотского моря. Здесь образуются наиболее крупные и устойчивые холодные интрузии в промежуточ-

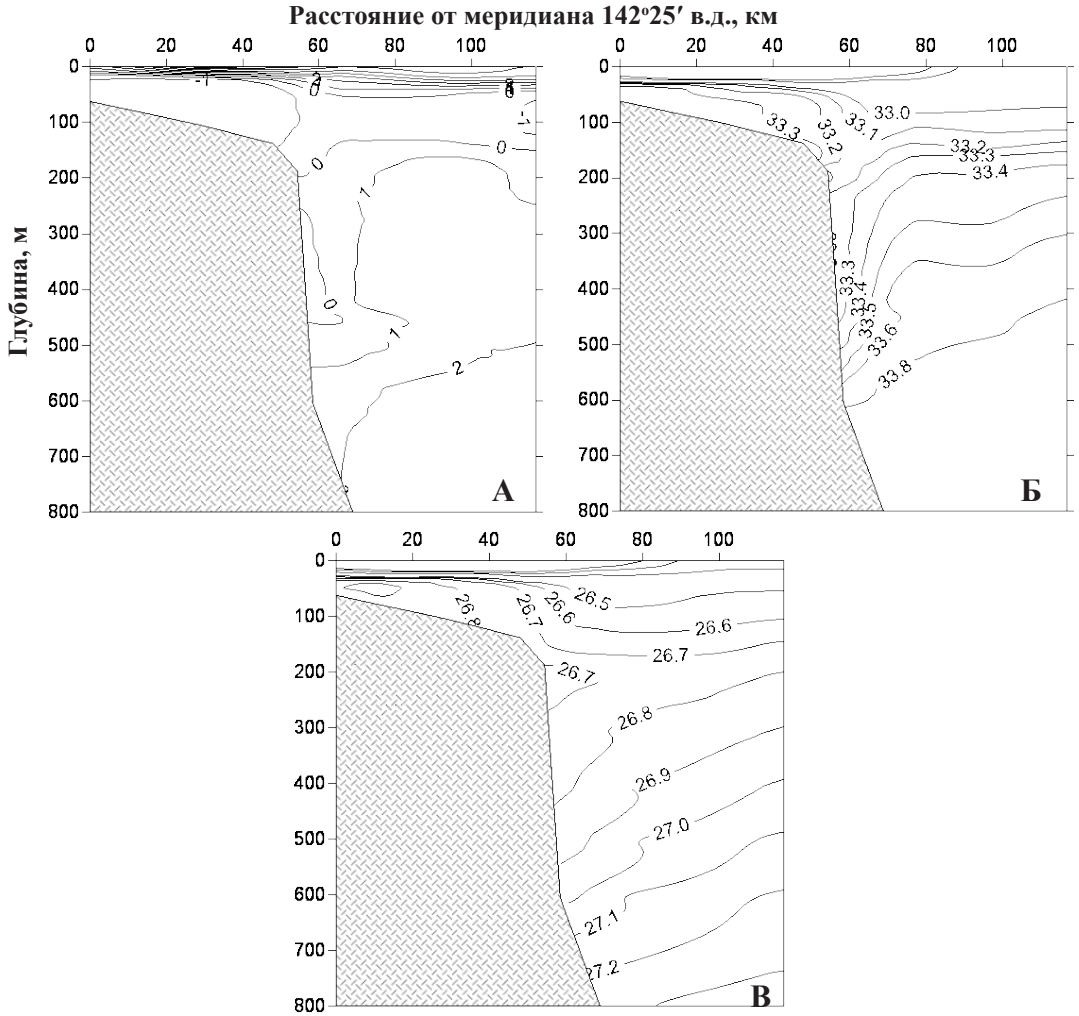

Рис. 6. Пример каскадинга высокоплотных вод по континентальному склону у северо-восточного Сахалина до глубины с потенциальной плотностью σ_θ около 26,9 (400–500 м) и формирования ими интрузии второго минимума температуры с пониженной соленостью в полях потенциальной температуры, °С (**А**), солености, епс (**Б**) и плотности, усл. ед. (**В**) на разрезе по 54°30′ с.ш. (НИС «ТИНРО», май 1996 г.)

Fig. 6. Example of the high-density water cascading along the continental slope at northeastern Sakhalin to the depth with potential density σ_θ about 26.9 (400–500 m) and forming the intrusion with the second temperature minimum and lowered salinity on the transect along 54°30′ N in the fields of potential temperature, °C (**A**), salinity, psu (**Б**), and specific density σ_θ (**В**) (RV TINRO, May 1996)

ном слое, на 1–2 °С холоднее окружающих вод, вначале их температура даже ниже нуля. Это и есть новообразованные промежуточные воды местного происхождения. Только их эволюции можно проследить в течение длительного времени — нескольких лет, поэтому далее подробно рассмотрен только этот источник промежуточных вод. В центральной части моря в результате каскадинга формируются интрузии, температуры которых обычно отличаются от фоновых менее чем на градус, ядра образующих их холодных линз перемещаются незначительно и по мере утери своих экстремальных свойств перестают идентифицироваться, не удаляясь далеко от места формирования. ШВ, скатывающиеся во впадину зал. Шелихова, как правило, не распространяются за пределы залива, так как этому препятствует порог в его горловине, кроме того, они быстро теряют свои экстремальные свойства из-за сильного приливного перемешивания. Лишь в годы особенно интенсивного формирования ШВ часть их переливается через порог во впадину ТИНРО. Напротив, свежие порции промежуточных вод, формиру-

ющиеся в результате каскадинга у северо-восточного Сахалина, от съемки к съемке смещаются значительно и, как показано ранее С.В. Гладышевым и Г.В. Хеном (2004), во вполне определенном направлении — на юг и далее на восток, следуя циклонической циркуляции вод Охотского моря. Пример наблюдения сразу нескольких крупных порций, образованных каскадингом ШВ у северо-восточного Сахалина в три последовательных года, приведен на рис. 7, где изображены меридиональные разрезы вдоль 144° в.д. в поле потенциальной температуры по данным двух съемок. Можно видеть, что свежие порции промежуточных вод поступают в промежуточный слой весной-летом каждого года и затем в виде холодных линз движутся на юг. По их характерным признакам (например, порция, образовавшаяся в 2001 г., отличалась особенно низкой температурой и высокой соленостью — вначале до минус 1,7 °С, 33,95 ‰, кроме того, она давала сразу две мощные интрузии с интервалом по глубине больше 100 м) их можно идентифицировать в разных съемках и, таким образом, по последовательным съемкам проследить их перемещение и оценить его скорость.

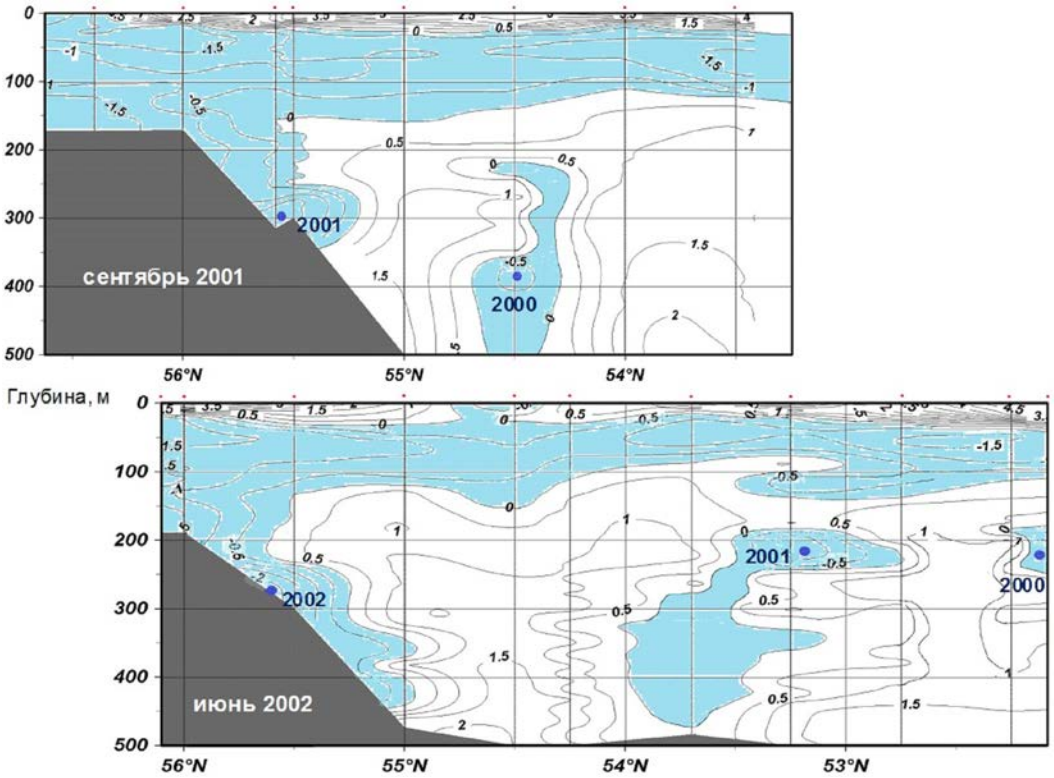

Рис. 7. Холодные линзы в теплом промежуточном слое у северо-восточного Сахалина в плоскости разреза вдоль континентального склона (по 144° в.д.), выполненного в сентябре 2001 г. и июне 2002 г. Заштрихованы области с отрицательными температурами. Указаны ядра холодных линз и годы формирования донных шельфовых вод, порции которых образовали эти линзы в результате каскадинга у северо-восточного Сахалина

Fig. 7. Cold lenses within the warm intermediate layer at northeastern Sakhalin on the transect along 144° E observed in September, 2001 and June, 2002. The cores of the cold lenses are marked, the years of their forming as the Bottom Shelf water are shown

Прослеживание перемещений ядер холодных линз, ежегодно образовывавшихся у северо-восточного Сахалина в результате каскадинга в 1989–2015 гг., показало, что все они движутся по примерно одинаковой траектории, хотя с местными вариациями, и через 2–6 лет подходят к южным Курильским проливам (рис. 8). Главная причина большой разницы во времени достижения проливов — различие траекторий перемещения линз через южную часть моря: в одни годы с траверза мыса Терпения свежие порции промежуточных вод продолжают движение на юго-юго-восток, в другие — смещаются западнее и вовлекаются в небольшой, но медленный циклонический круговорот самой южной части моря.

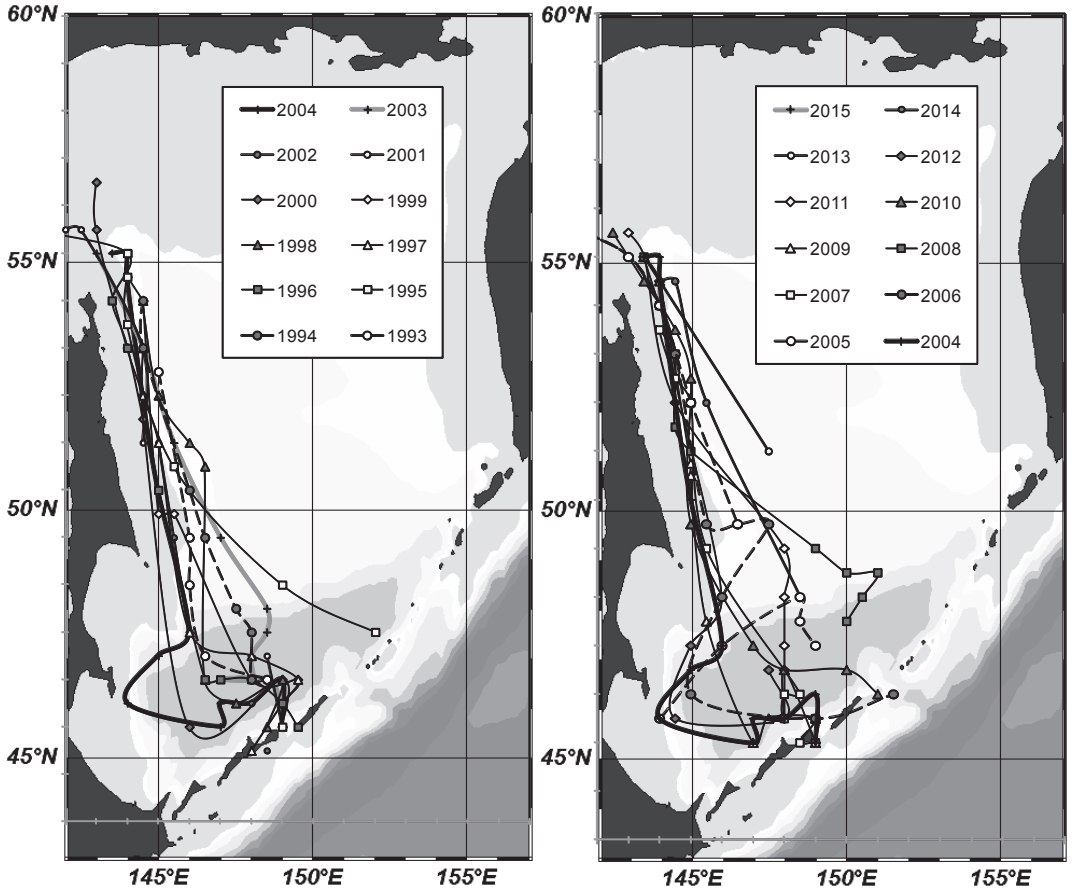

Рис. 8. Пути переноса свежих порций промежуточных вод от северо-восточного Сахалина в Тихий океан, восстановленные по данным ежегодных наблюдений положения ядер второго минимума температуры, с учетом их солености и плотности

Fig. 8. Tracks of the fresh Intermediate water lenses transfer from northeastern Sakhalin to the Pacific Ocean determined by annual monitoring of the cold lenses position within the intermediate layer, taking into account salinity and density of the lenses

При прохождении Курильских проливов все показатели холодных линз сильно меняются, так что сопоставить между собой новообразованные порции промежуточных вод до и после прохождения ими проливов невозможно. Однако важно то, что интрузии, подобные охотоморскому второму минимуму температуры, с тихоокеанской стороны островов всегда присутствуют, причем только вблизи южных Курильских проливов, что однозначно указывает на их происхождение. По характеру распределения температуры на горизонтах второго минимума (σ_θ 26,7–26,9) можно сделать вывод, что выход свежих порций промежуточных вод в океан осуществляется через проливы Фриза (в основном) и Буссоль.

Характерные показатели промежуточных вод охотоморского происхождения и их межгодовые изменения

Донные шельфовые воды северо-западной части Охотского моря, из которых формируются свежие порции промежуточных вод, отличаются очень низкой температурой (близкой к точке замерзания), высокой соленостью и соответственно высокой плотностью. При каскадинге они попадают в значительно более теплую воду еще более высокой солености и далее распространяются в ней. Естественно, что наибольшим изменением в ходе этих процессов подвергается именно температура новообразованных порций промежуточных вод — вначале резко возрастает, а потом ее рост продолжается медленно, но монотонно, в результате ко времени достижения южных Курильских проливов минимальная температура в холодных линзах этих вод почти всегда положи-

тельная. Тем не менее изначальная разница температур настолько велика, что свежие порции промежуточных вод всегда отличаются от окружающих океанических промежуточных вод в первую очередь именно пониженной температурой. Что же касается солености, то, вопреки ожиданиям, существенного роста солености свежих порций промежуточных вод не отмечено. Соленость в их ядрах (т.е. на горизонте минимальной температуры в инверсии) вначале, после выхода с шельфа, может даже понизиться, а далее в течение нескольких лет перемещений по Охотскому морю остается примерно стабильной (рис. 9). По-видимому, это связано с тем, что соленость этих порций не образует инверсию, т.е. в ходе каскадинга они опускаются на горизонт с соленостью, лишь немного превышающую их собственную, к тому же скорость диффузии солености меньше скорости теплообмена. В соответствии с такими изменениями температуры и солености плотность свежих порций промежуточных вод постепенно уменьшается с их возрастом (рис. 10). Тем не менее существенного «всплывания» интрузий не происходит, так как плотность окружающих их вод по мере движения к югу также уменьшается.

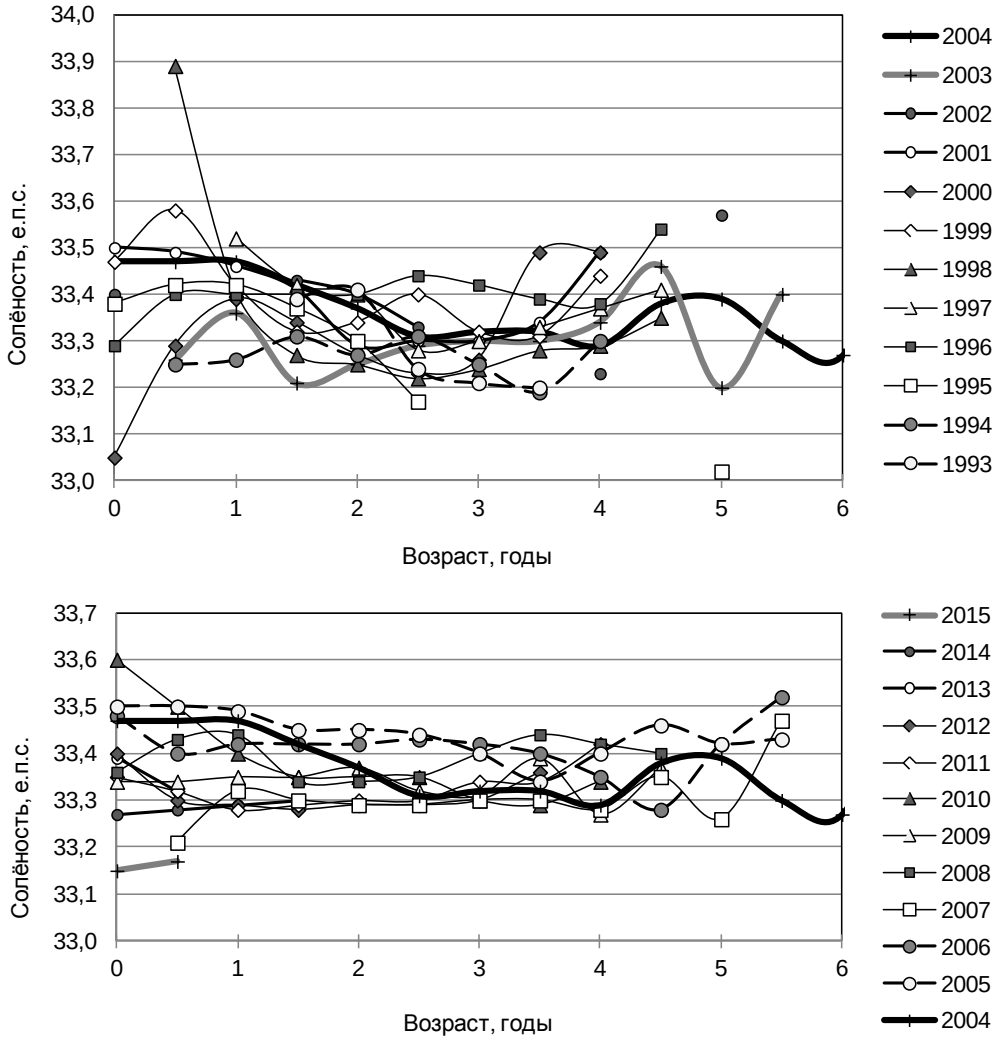

Рис. 9. Изменения солености в ядрах свежих порций промежуточных вод (на горизонтах минимума температуры в инверсиях), образовавшихся в разные годы у северо-восточного Сахалина, по мере их перемещения через Охотское море

Fig. 9. Changes of salinity in the cores of the fresh Intermediate water lenses formed at north-eastern Sakhalin in certain years in the process of their transfer across the Okhotsk Sea

Температура свежих порций промежуточных вод в районе формирования (у северо-восточного Сахалина) очень изменчива (рис. 11). Однако эта изменчивость не связана

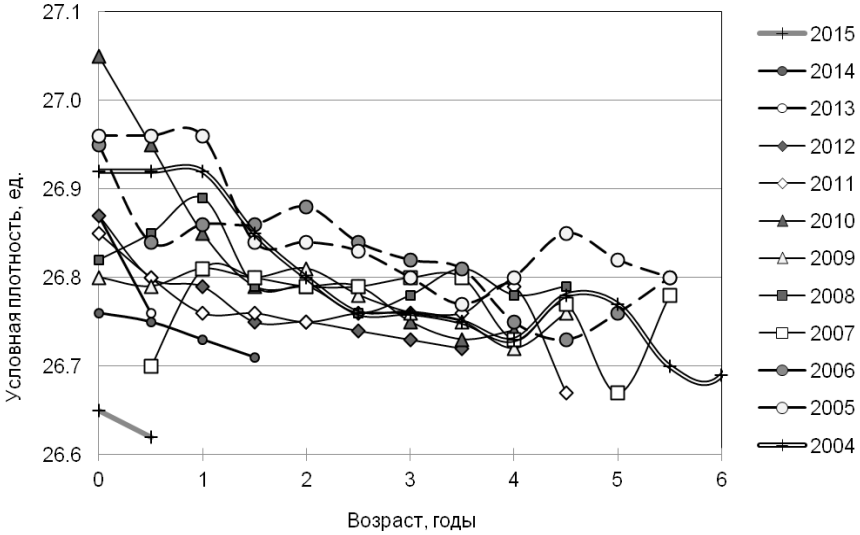

Рис. 10. Изменения потенциальной условной плотности в ядрах свежих порций промежуточных вод (на горизонтах минимума температуры в интрузиях), образовавшихся у северо-восточного Сахалина в период с 2004 г., при их перемещении через Охотское море

Fig. 10. Changes of specific potential density in the cores of the fresh Intermediate water lenses formed at northeastern Sakhalin in certain years after 2004 in the process of their transfer across the Okhotsk Sea

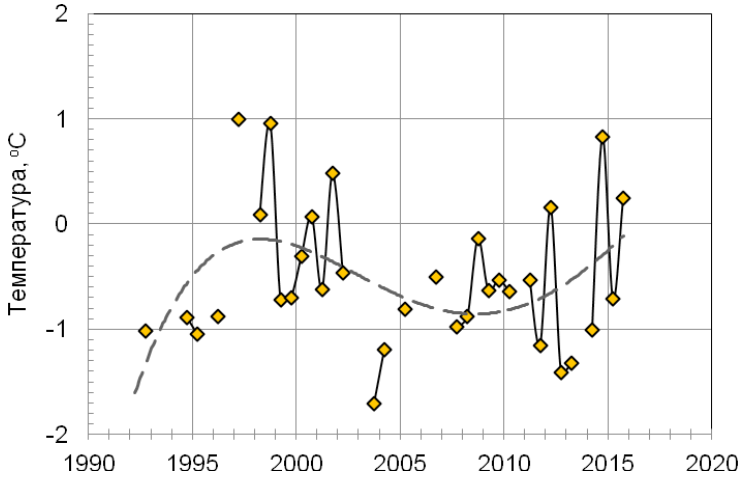

Рис. 11. Межгодовые изменения температуры в ядрах новообразованных порций промежуточных вод (вторых минимумов температуры) у северо-восточного Сахалина

Fig. 11. Interannual changes of the water temperature in the cores of the fresh Intermediate water at northeastern Sakhalin

с суровостью зим, как можно было бы подумать: вне зависимости от суровости зимы льдообразование происходит примерно при одной и той же температуре, обусловленной соленостью. Как оказалось, изменчивость температуры в интрузиях второго минимума вообще не коррелирует с условиями на шельфе. Это можно объяснить эффектом автокомпенсации температуры в процессе каскадинга: чем плотнее донные шельфовые воды, тем глубже они опускаются при каскадинге, тем в более теплую среду они попадают и тем быстрее теряют свою экстремально низкую температуру в результате взаимодействия с окружающими теплыми промежуточными водами.

Напротив, межгодовые изменения солености в ядрах свежих порций промежуточных вод как у северо-восточного Сахалина, так и в районе прол. Фриза обнаруживают статистически значимую связь (синхронную для района формирования и

с лагом в несколько лет для района пролива) с межгодовыми изменениями объема донных шельфовых вод, особенно хорошо видимую для сглаженных рядов (рис. 12). В соответствии с динамикой продукции донных шельфовых вод соленость в ядрах возрастала на рубеже веков, с максимумом после холодной зимы 2001 г., после чего имела явную тенденцию к снижению. Для этого показателя компенсации при каскадинге не происходит, так как чем больше продукция донных шельфовых вод и чем плотнее эти воды, тем глубже они опускаются при каскадинге и тем в более соленую среду попадают. По этой причине именно соленость в ядрах холодных линз, а не их минимальная температура, становится показателем интенсивности продуцирования промежуточных вод в Охотском море.

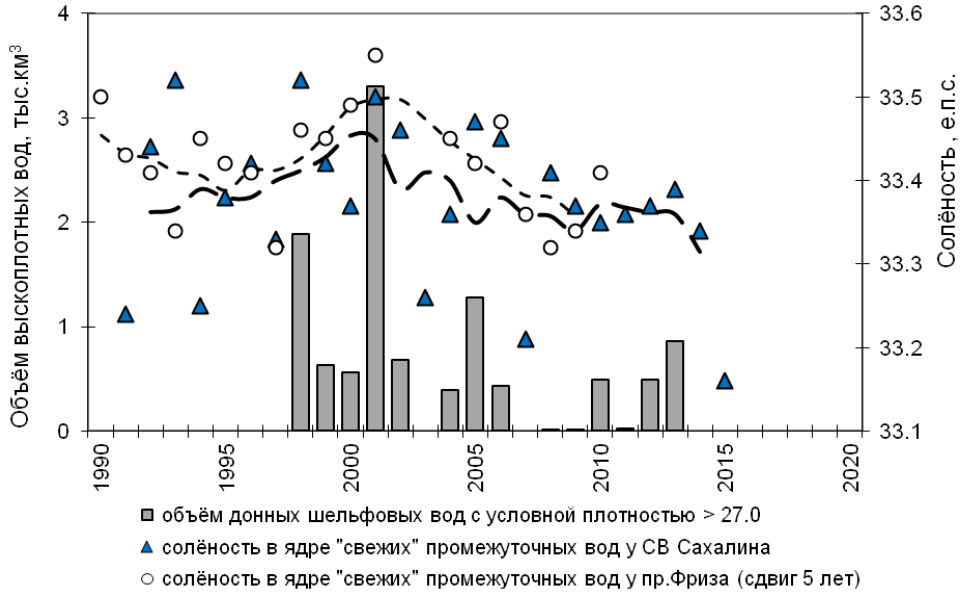

Рис. 12. Межгодовые изменения солености в ядрах свежих порций промежуточных вод у северо-восточного Сахалина и на выходе из прол. Фриза в СЗТО (со сдвигом 5 лет) в сравнении с изменениями общего объема высокоплотных вод на охотоморском шельфе в 1995–2017 гг., исключая 2003 г. Пунктиром показаны результаты 5-летнего скользящего сглаживания рядов солености

Fig. 12. Interannual changes of salinity in the cores of the fresh Intermediate water lenses at northeastern Sakhalin and in the Pacific at the Vries Strait (with 5 years lag) *vs* changes of the total volume of the Bottom Shelf water on the Okhotsk Sea shelf in 1995–2017 (no data for 2003). Results of 5-year running smoothing of the salinity series are shown by dashed lines

Межгодовые изменения солености в ядрах холодных линз в районе их формирования у северо-восточного Сахалина и далее по мере их переноса через Охотское море неплохо коррелируют, с соотвествующим сдвигом (r = +0,64 для солености в начале и в конце пути), однако интенсивность продуцирования не единственный фактор, влияющий на показатели промежуточных вод местного формирования. Как оказалось, на них влияют также изменения силы приливов, что неудивительно, ведь для Охотского моря характерно интенсивное приливное перемешивание вод. Долгопериодные изменения приливообразующей силы с периодом 18,6 года, связанные с изменениями наклонения орбиты Луны, также проявляются в изменениях солености свежих порций промежуточных вод, правда не в районе их формирования, а после перемещения через Охотское море (r = +0,48): чем больше наклонение (деклинация), тем сильнее перемешивание и выше соленость в ядрах этих порций (рис. 13). Хотя последствия действия приливного перемешивания на показатели свежих порций промежуточных вод более заметны с тихоокеанской строны Курильских островов, однозначного влияния самого прохождения через проливы на эти показатели не обнаружено: соленость в ядрах с западной и восточной сторон прол. Фриза в среднем мало различается и может быть

выше или ниже с любой стороны, причем разница не связана с 18,6-летним приливным циклом (рис. 14). По-видимому, связь изменения солености холодных линз с приливным циклом отражает влияние приливного перемешивания не столько в проливах, сколько на всем пути их движения через Охотское море.

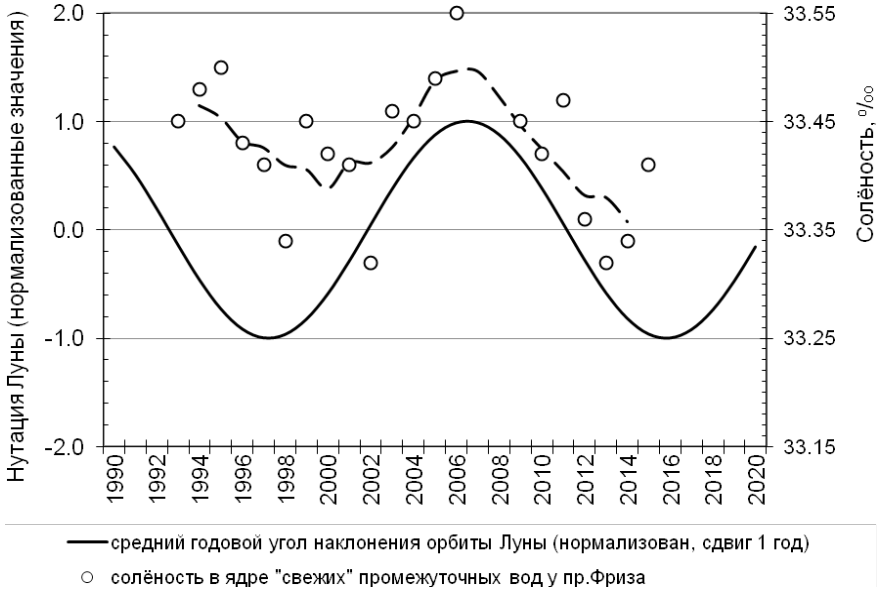

Рис. 13. Межгодовые изменения солености в ядрах свежих порций промежуточных вод на выходе из прол. Фриза в Тихий океан в сравнении с изменениями наклонения орбиты Луны со сдвигом 1 год (*точки* — данные измерений, *пунктир* — 3-летнее скользящее сглаживание)

Fig. 13. Interannual changes of salinity in the cores of the fresh Intermediate water lenses in the Pacific at the Vries Strait *vs* changes of the Moon orbit declination (with 1 year lag). *Points* — data of observations; *dashed line* — 3-year running smoothing

Рис. 14. Межгодовые изменения разности солености в ядрах свежих порций промежуточных вод западнее и восточнее прол. Фриза в сравнении с 18,6-летним циклом изменений наклонения орбиты Луны со сдвигом 1 год. Пунктиром показаны результаты скользящего 3-летнего сглаживания ряда разностей

Fig. 14. Interannual changes of salinity difference between the cores of the fresh Intermediate water lenses in the western and eastern vicinities of the Vries Strait *vs* 18.6-year cycle of the Moon orbit variation (with 1-year lag). Results of 3-year running smoothing of the salinity difference series are shown by dashed line

Не только межгодовые колебания, но и долгопериодные тенденции изменения объема высокоплотных донных шельфовых вод тесно связаны с изменениями суровости зим, показателем которой может служить общая ледовитость Охотского моря. В последние десятилетия обе эти величины имели максимумы после аномально холодной зимы 2000/01 г., и с тех пор наблюдаются тенденции к понижению ледовитости и уменьшению продукции ШВ (рис. 15). Следуя изменениям продукции ШВ, соленость свежих порций промежуточных вод после 2001 г. также имеет тенденцию к снижению (см. рис. 12).

Рис. 15. Межгодовые изменения среднезимней ледовитости Охотского моря и общего объема донных шельфовых вод с плотностью $\sigma_\theta \geq 27{,}0$ на охотоморском шельфе в 1995–2017 гг., исключая 2003 г. В 1995–1997, 2007 и 2014–2017 гг. воды с такой плотностью весенними съемками не обнаружены

Fig. 15. Interannual changes of the mean winter ice cover of the Okhotsk Sea (%) and the total volume of the Bottom Shelf water with $\sigma_\theta \geq 27.0$ on the Okhotsk Sea shelf in 1995–2017 (no data for 2003), 10^3 km^3. The water with this density wasn't observed in spring surveys of 1995–1997, 2007, and 2014–2017

Таким образом, по мере потепления зим процесс формирования промежуточных вод в Охотском море постепенно затухает, показатели новообразованных промежуточных вод все меньше отличаются от фоновых показателей океанических промежуточных вод. Как этот процесс сказывается на вентиляции промежуточных вод? Если обобщить отрывочные данные о содержании растворенного кислорода в промежуточном слое моря, то можно видеть, что в целом по глубоководной части Охотского моря в слое 26,6–27,0 σ_θ (т.е. во всем промежуточном слое) примерно с 1960 г. наблюдаются волнообразные изменения содержания кислорода на фоне в основном слабых отрицательных трендов (рис. 16). Наиболее заметна тенденция к снижению содержания кислорода в верхней части промежуточного слоя ($\sigma_\theta = 26{,}8$), где отрицательный тренд за период 1930–2016 гг. достигает 0,2 мл/л в десятилетие. В последние годы происходит быстрое понижение содержания кислорода, однако подобные периоды ослабления вентиляции промежуточного слоя неоднократно наблюдались и ранее. Несмотря на очевидный из этих данных факт постепенной, но ускоряющейся в последние годы деоксигенизации промежуточного слоя Охотского моря, при таком грубом обобщении данных трудно понять ее причины и то, насколько современное ослабление вентиляции связано с ослаблением процесса продуцирования промежуточных вод в Охотском море.

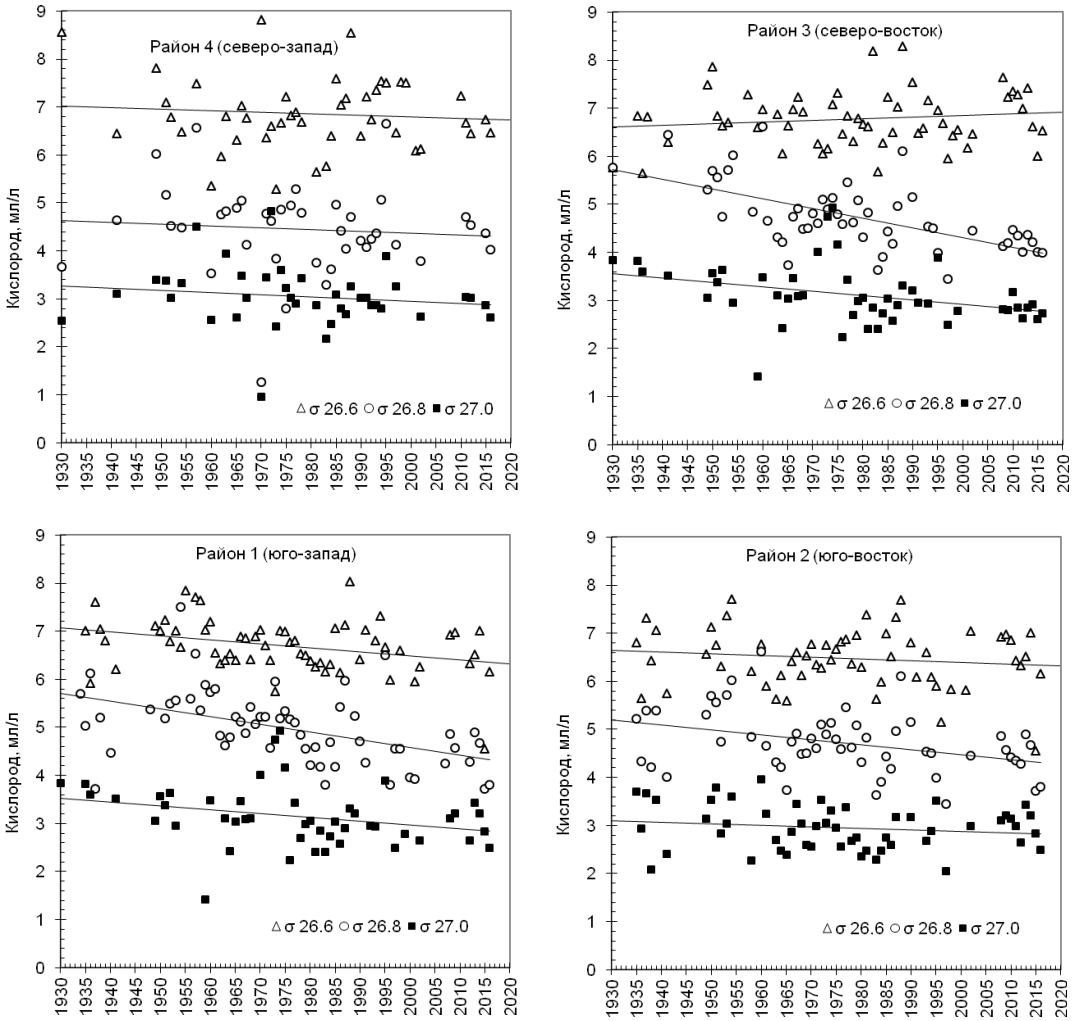

Рис. 16. Межгодовые изменения содержания растворенного кислорода на разных изопикнических поверхностях в промежуточном слое Охотского моря по районам (см. рис. 1). Показаны линейные тренды для всего периода наблюдений с 1930 г.

Fig. 16. Interannual changes of dissolved oxygen content at certain isopycnic surfaces within the intermediate layer of the Okhotsk Sea, by the regions shown at Fig. 1. Linear trends for the whole period of observations since 1930 are shown

Рассмотреть изменения содержания кислорода непосредственно в новообразованных порциях промежуточных вод по ретроспективным данным наблюдений нет возможности, поскольку надежные и регулярные данные о содержании кислорода в виде непрерывных профилей отсутствуют. Однако имеющиеся данные о содержании кислорода на дискретных горизонтах вполне позволяют рассмотреть его динамику в разных уровнях промежуточного слоя в конкретных районах, по которой косвенно можно судить об усилении или ослаблении притока кислорода в промежуточный слой. В последние десятилетия, когда продукция промежуточных вод у северо-восточного Сахалина уменьшалась, изменения содержания кислорода в этом районе на горизонте σ_θ = 26,8 (глубина 300–400 м), которого обычно достигает каскадинг, не имеют какой-либо значимой тенденции и не коррелируют с изменениями ледовитости (рис. 17). Очевидно, в отношении кислорода работает тот же механизм автокомпенсации изменений, что и для температуры: чем больше объем и плотность донных шельфовых вод, тем глубже они опускаются при каскадинге, тем в более бедную кислородом среду попадают и тем быстрее теряют свое высокое кислородсодержание в результате перемешивания. Поэтому содержание кислорода в новообразованных

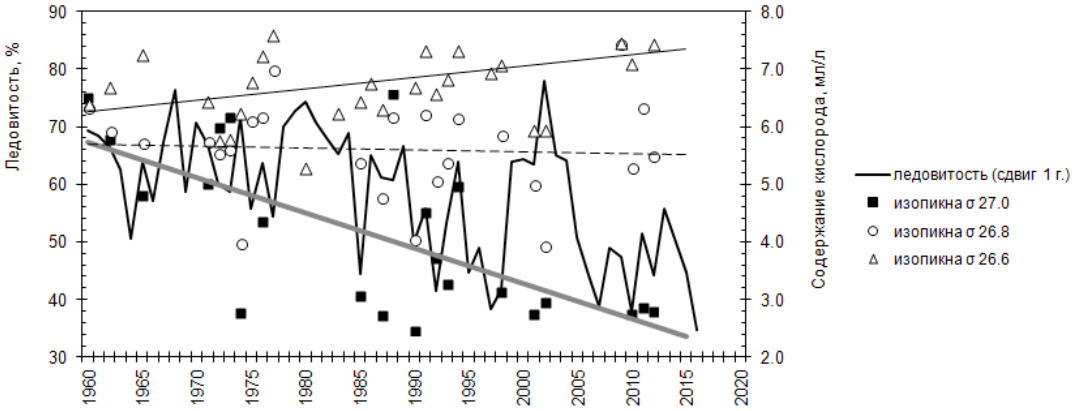

Рис. 17. Межгодовые изменения содержания кислорода на изопикнических поверхностях 26,6, 26,8 и 27,0 σ_θ в промежуточном слое Охотского моря у северо-восточного Сахалина в сравнении с изменениями среднезимней ледовитости Охотского моря со сдвигом 1 год. Показаны полувековые линейные тренды для рядов содержания кислорода

Fig. 17. Interannual changes of dissolved oxygen content at the icopicnic surfaces 26.6, 26.8, and 27.0 σ_θ within the intermediate layer of the Okhotsk Sea at northeastern Sakhalin *vs* changes of the mean winter ice cover of the Okhotsk Sea with 1-year lag. Semi-centennial linear trends are shown for the oxygen content

порциях промежуточных вод не имеет какой-либо значимой тенденции. Но в зависимости от интенсивности их формирования принципиально меняется характер вентиляции ими промежуточного слоя: при усилении продуцирования более плотные новообразованные порции опускаются глубже и вентилируют среднюю часть промежуточного слоя, а при его ослаблении их плотность не позволяет им опуститься глубоко, они вентилируют верхние горизонты промежуточного слоя. Если рассмотреть содержание кислорода не в свежих порциях и не в слое 300–400 м, в который они поступают обычно, а ниже этого слоя (σ_θ = 27,0), то в последние десятилетия можно видеть разительные климатические изменения: содержание кислорода стремительно (в среднем на 0,6 мл/л в десятилетие) понижается (рис. 17). Для сравнения, выше промежуточного слоя, на подповерхностных горизонтах (σ_θ = 26,6), вентилируемых не склоновой конвекцией, а обычной зимней конвекцией глубокого моря, содержание кислорода имеет тенденцию к росту. В районе Курильских проливов во всей толще промежуточного слоя наблюдается тенденция к деоксигенизации, причем изменения содержания кислорода совпадают с изменениями солености и с соотвествующим сдвигом коррелируют с изменениями ледовитости Охотского моря (рис. 18).

Заключение

Межгодовые изменения объема высокоплотных донных шельфовых вод, формирующихся в северной части Охотского моря при льдообразовании, связаны с изменениями суровости зим, мерой которой может быть ледовитость моря. В последние годы наблюдается тенденция к уменьшению продукции этих вод.

Скат донных шельфовых вод в промежуточный слой происходит путем каскадинга, в основном у северо-восточного Сахалина, при этом формируются холодные линзы новообразованных промежуточных вод, которые на профилях температуры выглядят как второй минимум температуры на промежуточных горизонтах. Из района формирования эти линзы перемещаются на юг и восток в потоке циклонической циркуляции и за несколько лет достигают Курильских проливов и выходят в Тихий океан, в основном через прол. Фриза.

Соленость новообразованных промежуточных вод зависит от объема донных шельфовых вод, из которых они образуются, но для температуры и содержания кислорода такой зависимости нет, поскольку изменения этих показателей автокомпенсируются

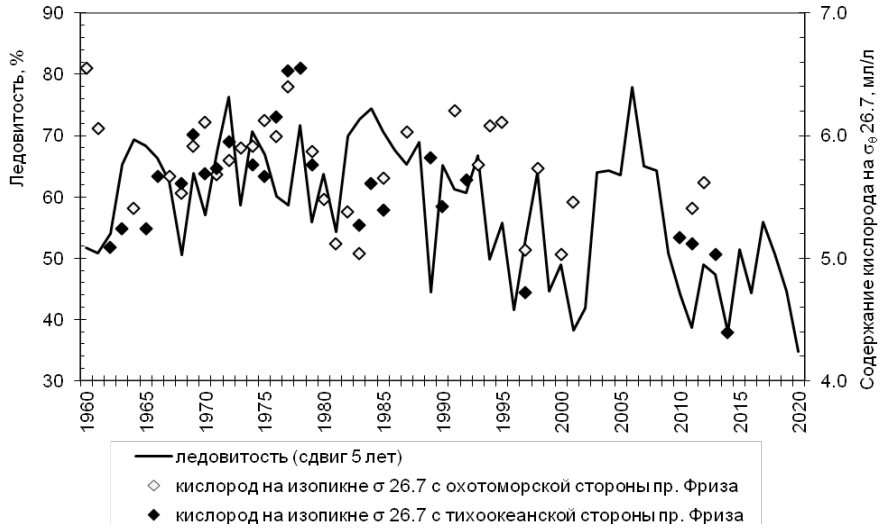

Рис. 18. Межгодовые изменения содержания кислорода на изопикнической поверхности 26,7 σ_θ с охотоморской и тихоокеанской сторон прол. Фриза (*точки*) в сравнении с изменениями среднезимней ледовитости Охотского моря со сдвигом 5 лет (*линия*)

Fig. 18. Interannual changes of dissolved oxygen content at the isopycnic surface 26,7 σ_θ in the western and eastern vicinities of the Vries Strait (*points*) *vs* changes of the mean winter ice cover of the Okhotsk Sea (*line*)

градиентами температуры и кислорода, характерными для промежуточного слоя. В последние годы наблюдается тенденция к уменьшению солености свежих промежуточных вод местного происхождения, что является признаком уменьшения их продукции.

В многолетних вариациях солености новообразованных промежуточных вод, особенно на их выходе в Тихий океан, прослеживается также периодичность, связанная с 18,6-летним циклом прецессии Луны, предположительно обусловленная изменениями интенсивности приливного перемешивания в акватории Охотского моря.

В районе формирования промежуточных вод охотоморского происхождения (т.е. у северо-восточного Сахалина), по мере уменьшения их продукции в связи с тенденцией к смягчению зим ослабевает вентиляция нижних и средних горизонтов промежуточного слоя, несмотря на сохраняющуюся хорошую вентиляцию подповерхностного слоя и верхних горизонтов промежуточного слоя. На удалении от района ската во всем промежуточном слое Охотского моря, а также с тихоокеанской стороны южных Курильских проливов преобладает тенденция к уменьшению содержания кислорода, очевидно, обусловленная уменьшением объемов продуцирования свежих порций промежуточных вод.

Список литературы

Винокурова Т.Т. Изменчивость температурных условий вод в северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 1965. — Т. 59. — С. 14–26.

Гладышев С.В. Термохалинная структура придонного слоя на северном шельфе Охотского моря // Метеорол. и гидрол. — 1998. — № 3. — С. 183–187.

Гладышев С.В., Хен Г.В. Распространие плотных шельфовых вод в глубоководной части Охотского моря // ДАН. — 2004. — Т. 398, № 1. — С. 113–117.

Жабин И.А. Вентиляция промежуточных вод в Охотском море // Метеорол. и гидрол. — 1999. — № 12. — С. 77–87.

Зуенко Ю.И., Юрасов Г.И. Структура водных масс прибрежных районов Охотского моря // Метеорол. и гидрол. — 1997. — № 3. — С. 50–58.

Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря. — М. : Наука, 1966. — 68 с.

Соснин В.А., Тищенко П.Я., Бибоу Н. Диапикническое проникновение шельфовых вод вдоль континентального склона о. Сахалин // Метеорол. и гидрол. — 2002. — № 5. — С. 51–58.

Фигуркин А.Л. Развитие океанологических условий западной Камчатки по данным мониторинговых наблюдений 1997 и 2000 гг. // Изв. ТИНРО. — 2002. — Т. 130. — С. 103–116.

Чернявский В.И. Изменчивость ядра холода и прогноз типа термического режима на севере Охотского моря // Океанологические основы биологической продуктивности вод северо-западной части Тихого океана. — Владивосток : ТИНРО, 1992. — С. 104–115.

Чернявский В.И. Термические характеристики северо-восточной части Охотского моря как основа для определения типа теплового состояния акватории // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 94–103.

Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al. World Ocean Database 2009. — Washington, D.C. : U.S. Gov. Printing Office, 2009. — 216 p.

Fukamachi Y., Mizuta G., Ohshima K.I. et al. Transport and modification processes of dense shelf water revealed by lon-term mooring off Sakhalin in the Sea of Okhotsk // J. Geophys. Res. — 2004. — Vol. 109, № C09S10. DOI: 10.1029/2003JC001906.

Gill A.E. Circulation and bottom water production in the Weddell Sea // Deep-Sea Res. — 1973. — Vol. 20, Iss. 2. — P. 111–140.

Gladyshev S., Martin S., Riser S., Figurkin A. Dense water production on the northern Okhotsk shelves: Comparison of ship-based spring-summer observations for 1996 and 1997 with satellite observations // J. Geophys. Res. — 2000. — Vol. 105, № C11. — P. 26,281–26,299.

Gladyshev S., Talley L., Kantakov G. et al. Distribution, formation, and seasonal variability of Okhotsk Sea Mode Water // J. Geophys. Res. — 2003. — Vol. 108, № C6. — P. 3186–3206. DOI: 10.1029/2001JC000877.

Itoh M., Ohshima K.I., Wakatsuchi M. Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatological data // J. Geophys. Res. — 2003. — Vol. 108, № C8. — P. 3258–3275. DOI: 10.1029/2002JC001590.

Kitani K. An oceanographic study of the Sea of Okhotsk — particularly in regard to cold waters // Bull. Far Seas Fish. Res. Lab. — 1973. — № 9. — P. 45–76.

Martin S., Drucker R., Yamashita K. The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas // J. Geophys. Res. — 1998. — Vol. 103, № C12. — P. 27,771–27,782.

Mizuta G., Fukamachi Y., Ohshima K.I., Wakatsuchi M. Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current // J. Phys. Oceanogr. — 2003. — Vol. 33. — P. 2430–2445.

Talley L.D. An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific // Deep-Sea Res. — 1991. — Vol. 38, Supl. 1. — P. 171–190. DOI: 10.1016/S0198-0149(12)80009-4.

Talley L.D. Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water // J. Phys. Oceanogr. — 1993. — Vol. 23, Iss. 3. — P. 517–537. DOI: 10.1175/1520-0485(1993)023<0517:DAFONP>2.0.CO;2.

Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V. et al. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // Geophys. Res. Lett. — 2003. — Vol. 30, № 4. — P. 1159–1162. DOI: 10.1029/2002GL016451.

Watanabe T., Wakatsuchi M. Formation of 26.8–26.9 σ_θ water in the Kuril Basin of the Sea of Okhotsk as a possible origin of North Pacific Intermediate water // J. Geophys. Res. — 1998. — Vol. 103, № C2. — P. 2849–2865.

Поступила в редакцию 30.03.18 г.

Принята в печать 12.04.18 г.