

УДК 551.465.41(265.53)

В.А. Лучин¹, А.А. Круц^{2*}

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43;

² Дальневосточный региональный научно-исследовательский
гидрометеорологический институт,
690090, г. Владивосток, ул. Фонтанная, 24

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЯДЕР ВОДНЫХ МАСС ОХОТСКОГО МОРЯ

В рамках предложенного подхода и с использованием максимального на настоящее время массива океанологических данных представлены детальные пространственные распределения характеристик (глубина положения, температура, соленость и растворенный в воде кислород) в ядрах водных масс Охотского моря: охотоморской, промежуточной, глубинной тихоокеанской и водной массы южной котловины Охотского моря.

Ключевые слова: Охотское море, океанографические наблюдения, массивы данных, температура и соленость морской воды, растворенный в воде кислород, профили вертикальных градиентов, водные массы, пространственные распределения.

Luchin V.A., Kruts A.A. Properties of cores of the water masses in the Okhotsk Sea // *Izv. TINRO*. — 2016. — Vol. 184. — P. 204–218.

Spatial distribution of depth and water properties (temperature, salinity, dissolved oxygen content) are considered in detail for cores of the Okhotsk Sea water masses: subsurface, intermediate, and deep, on the base of the most comprehensive oceanographic data set.

Key words: Okhotsk Sea, oceanographic observation, oceanographic data set, water temperature, salinity, dissolved oxygen, vertical gradient, water mass, spatial distribution.

Введение

Многолетние исследования планктона, бентоса, морских млекопитающих, птиц и рыбного промысла свидетельствуют о том, что важность Охотского моря как биотопа биологических объектов трудно переоценить (Шунтов, 1985, 2001; Дулепова, 2005). Биологическая емкость моря является следствием водообмена с Тихим океаном, динамических процессов в самом море, а также особенностей его гидрологического и гидрохимического режимов. Известно (Беклемишев, 1969; Шунтов, 2001), что биотопами популяций гидробионтов являются водные массы. В предшествующих работах (Шунтов, 1965, 1966, 1971; Борец, 1993; Ватулина, 1993; Смирнов, Фадеев, 1993; Тупоногов, 1993; Горбатенко, 1996) отмечалось, что ареалы распространения некоторых биологических объектов в Охотском море тесно связаны с характеристиками конкретных водных масс, сведения о которых (диапазоны глубин залегания, температура, соленость

* Лучин Владимир Александрович, доктор географических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: vluchin@poi.dvo.ru; Круц Андрей Анатольевич, начальник регионального центра океанографических данных, e-mail: Akruts@ferhri.ru.

Luchin Vladimir A., D.Sc., leading researcher, e-mail: vluchin@poi.dvo.ru; Kruts Andrey A., head of Regional Oceanographic Data Center, e-mail: Akruts@ferhri.ru.

и растворенный в воде кислород) представлены в литературе (Ушаков, 1949; Леонов, 1960; Морошкин, 1966; Kitani, 1973; Зуенко, Юрасов, 1997; Лучин, Лаврентьев, 1998).

Первые работы по выделению водных масс Охотского моря были основаны на крайне малочисленных данных наблюдений (Ушаков, 1949; Леонов, 1960). Поэтому авторы, помимо деления толщи вод моря на структурные элементы, привели только пределы изменений параметров водных масс. К. Kitani (1973) разделил толщу вод Охотского моря на пять слоев. Однако основное внимание он уделил трем верхним элементам структуры вод: летней поверхностной воде, подповерхностной холодной, а также транзитной водной массе. Он также отметил наличие в Охотском море глубинной теплой воды и глубинной воды (без введения критериев их выделения и приведения параметров).

Обобщение большого количества информации для выделения водных масс Охотского моря выполнил К.В. Морошкин (1966), который для поверхностной водной массы привел карты распределения температуры и солёности всего моря с июня по сентябрь. Для охотоморской водной массы (ее ядром является холодный подповерхностный слой — ХПС) Морошкин представил карты температуры с мая по ноябрь, а солёности — только в мае и августе. Промежуточная водная масса показана им пределами изменений температуры и солёности на ее верхней и нижней границах в западной и восточной частях моря. Для глубинной тихоокеанской водной массы Морошкин представил карты пространственного распределения температуры в ядре глубинного максимума температуры, а также диапазоны изменений солёности и кислорода в северо-восточной, западной и южной частях Охотского моря. Для водной массы южной котловины моря (от 1350 м до дна) он привел пределы изменений температуры, солёности и растворенного в воде кислорода.

В.А. Лучин и В.М. Лаврентьев (1998) для всего моря привели карты положения границ и ядер водных масс (поверхностной, холодной, промежуточной, глубинной (с максимумом температуры в ее ядре) и придонной), а также пространственные распределения температуры и солёности в ядрах водных масс. В.В. Плотников и Г.И. Юрасов (1998) выделили в Охотском море 4 водные массы (поверхностную, холодную подповерхностную, глубинную (теплую промежуточную) и придонную), а также представили их объемы (в процентах от объема 1000-метрового слоя) и тепло- и солесодержание отдельных водных масс для сентября и февраля-марта. Исследования водных масс на ограниченных участках Охотского моря (с использованием многолетних наборов данных) приведены в работах Ю.И. Зуенко, Г.И. Юрасова (1997) и Ю.В. Новикова, Е.В. Самко (2005).

Существуют публикации, в которых рассматривались только параметры ХПС в Охотском море (Макаров, 1894; Винокурова, 1964, 1965; Чернявский, 1984, 1992а, б; Петров, 1989; Гладышев, 1998; Жигалов, Лучин, 2005; Лучин, Жигалов, 2006; Фигуркин, 2011).

Охотоморская промежуточная водная масса, которая формируется в глубоководной котловине моря, отличается, по данным отдельных авторов, значительной изменчивостью ее вертикальных границ. Это связано с тем, что все исследователи рассматривали промежуточную водную массу без обоснования подходов и критериев ее выделения. Поэтому границы промежуточной водной массы у разных авторов находятся в значительном диапазоне плотности — от 26,6 до 27,6 σ_θ (Yasuda, 1997; Wong et al., 1998; Жабин, 1999; Андреев, Жабин, 2000; Gladyshev et al., 2003; Itoh et al., 2003; Fukamachi et al., 2004; Nakanowatari et al., 2007; Ono et al., 2007; Ohshima et al., 2010; Luchin et al., 2011). Следует отметить, что в представленном диапазоне плотности (от 26,6 до 27,6 σ_θ) располагаются ядро ХПС, промежуточная водная масса и глубинная теплая тихоокеанская водная масса до ее нижней границы.

Цель настоящей работы — представить подробные пространственные распределения характеристик (глубины положения, температуры, солёности, растворенного в воде кислорода) в ядрах водных масс Охотского моря с использованием всех доступных данных океанографических наблюдений.

Материалы и методы

Для расчета характеристик ядер водных масс Охотского моря были использованы два массива океанографических данных. В первый массив включены данные за май-ноябрь от поверхности до горизонта 290 м (96 257 станций, выполненных с 1932 по 2010 г.). Во второй массив вошли данные за январь-декабрь от горизонта 300 м до дна (27 513 станций, выполненных с 1933 по 2010 г.). В представленных выше массивах было проведено исключение дублей станций, что неизбежно при обобщении массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Затем отбракованы недостоверные значения характеристик с применением статистических методов и региональных особенностей моря. На каждой океанографической станции проведена линейная интерполяция значений температуры, солёности и растворенного кислорода на горизонты, кратные 10 м. Информация двух массивов группировалась в сферические трапеции («квадраты») с шагом по широте и долготе, равным 1° . В каждом квадрате на всех горизонтах, кратных 10 м, рассчитывались количество имеющихся наблюдений, среднее, максимум, минимум и среднее квадратическое отклонение температуры, солёности морской воды и растворенного в воде кислорода (для горизонтов 0–290 м — средние многолетние месячные значения для периода с мая по ноябрь, а в слое от 300 м до дна — средние многолетние годовые значения). Указанные параметры относились к центрам соответствующих квадратов. Массив средних месячных данных в слое 0–290 м был использован для определения характеристик охотоморской водной массы (ее ядром является ХПС). Обоснованием годового обобщения информации для слоя 300 м — дно является положение нижней границы деятельного слоя (Лучин, 2007), которая в Охотском море, как правило, не выходит за пределы горизонта 300 м. Массив средних многолетних годовых значений в слое 300 м — дно был использован для определения характеристик ядер промежуточной водной массы, глубинной тихоокеанской водной массы и водной массы южной котловины Охотского моря.

Глубины положения ядер водных масс в каждом одноградусном «квадрате» были определены с использованием подхода, изложенного в работе А.А. Круца, В.А. Лучина (2013). Затем на этих глубинах были сформированы массивы средних многолетних значений температуры, солёности морской воды и растворенного в воде кислорода, а также построены карты пространственного распределения характеристик водных масс.

Результаты и их обсуждение

Поверхностная водная масса Охотского моря образуется под действием радиационного прогрева поверхности моря, материкового стока, адвекции вод из соседних регионов и атмосферных осадков. Ее распространение на нижележащие горизонты осуществляется в основном за счет ветроволнового перемешивания, вертикального и бокового приливного обмена характеристик, интенсификации обменных процессов на границах отдельных звеньев циркуляции вод, а также осенне-зимнего конвективного перемешивания.

Ядро поверхностной водной массы находится на поверхности моря. Ее средние месячные параметры в узлах одноградусной сетки и карты пространственного распределения представлены ранее (Luchin et al., 2009), а также в сети интернет (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/PACIFIC2009/>). В зависимости от времени года и географического положения температура этой водной массы изменяется в Охотском море от $-1,5 \dots -1,8$ до $16,0-18,0$ °С, солёность (если не учитывать лиманы рек и узкую прибрежную часть моря) — от $22,0-24,0$ до $33,2-33,4$ ‰, а содержание растворенного в воде кислорода — от $6,0-7,0$ до $9,5-10,0$ мл/л (<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/PACIFIC2009/>).

Одна из основных характеристик структуры вод моря — охотоморская водная масса (ее ядром является холодный подповерхностный слой), знания характеристик которой (глубина залегания ядра, значения температуры, солёности и растворенного кислорода) важны для промысловых целей и прогноза состояния вод моря. Эта водная масса образуется в результате осенне-зимнего охлаждения поверхности моря и

вертикального перемешивания в деятельном слое вод. В теплый период года над ней формируется незначительный по вертикали верхний прогретый и распресненный слой вод, а также слой максимальных сезонных градиентов температуры и солености. Сформированная плотностная стратификация (на границе между верхним квазиоднородным слоем и подповерхностным холодным слоем) способствует сохранению параметров охотоморской водной массы до нового этапа осенне-зимней конвекции.

В работе А.А. Круца, В.А. Лучина (2013) ядро охотоморской водной массы идентифицировалось как горизонт с нулевыми значениями вертикальных градиентов температуры (или горизонт смены знака с отрицательного на положительный). Как видно на рис. 1, ядро охотоморской водной массы располагается между горизонтами 50 и 135 м. Максимально оно заглублено в проливах Курильской гряды и на прилегающей к ним акватории Охотского моря, а также в юго-восточной части зал. Шелихова. Здесь наблюдаются высокие скорости неперидических и приливных течений, что приводит к интенсификации горизонтального и вертикального перемешивания вод. В других динамически активных районах моря (архипелаг Шантарских островов, прибрежные районы п-ова Кони-Пьягина, район банки Кашеварова и о. Ионы) вертикальному распространению осенне-зимней конвекции препятствуют небольшие глубины.

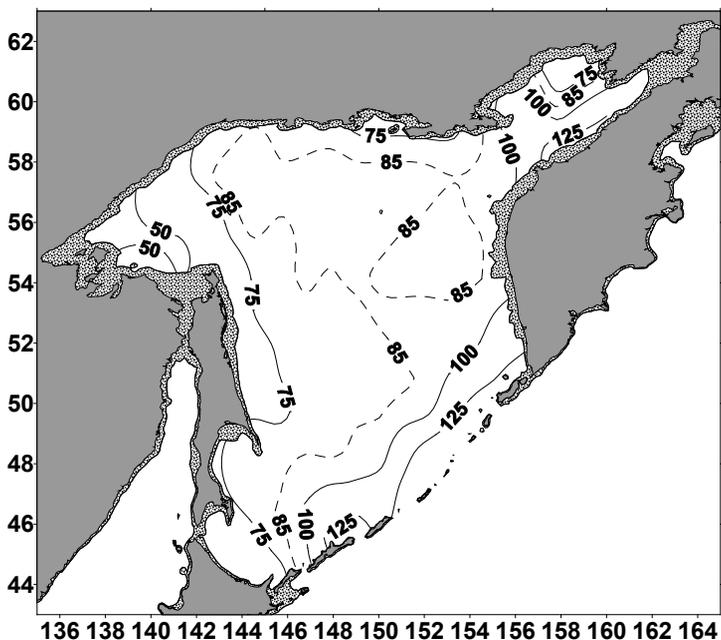


Рис. 1. Глубина залегания ядра охотоморской водной массы, м
Fig. 1. Depth of the subsurface Okhotsk Water core, m

На периферийных участках моря (помимо района Курильской гряды и камчатского шельфа) хорошо выделяется узкая прибрежная область, где глубина залегания ядра не превышает 50–75 м (рис. 1). В основном это связано с мелководностью этой части моря. В центральной части Охотского моря, которая удалена от динамически активных регионов и где сравнительно большие глубины, ядро охотоморской водной массы наблюдается в довольно узком диапазоне глубин (75–85 м).

В теплый период года глубина положения ядра охотоморской водной массы (критерий — горизонт с нулевыми значениями вертикальных градиентов температуры), как правило, изменяется в пределах 10–20 м (рис. 2). Градиенты температуры вблизи ее ядра, как видно на рис. 2, не превышают 0,01 °С/м. Исключением являются динамически активные районы, где наблюдается интенсификация приливных и неперидических течений (проливы Курильской гряды, вход в зал. Шелихова, Шантарский архипелаг, банка Кашеварова и подходы к о. Ионы). Здесь глубина залегания ядра охотоморской водной массы в теплый период года может изменяться более существенно (на 40–50 м).

В то же время вертикальные градиенты минимальны и не превышают $0,002-0,004$ °C/м (рис. 3). Если для представления полей характеристик в различные месяцы мы будем использовать фиксированные значения глубины залегания ядра водной массы, приведенные на рис. 1, то с учетом приведенных параметров изменчивости температуры в ядре охотоморской водной массы (рис. 2, 3) мы внесем погрешности в представленные поля температуры воды не более $0,1-0,2$ °C.

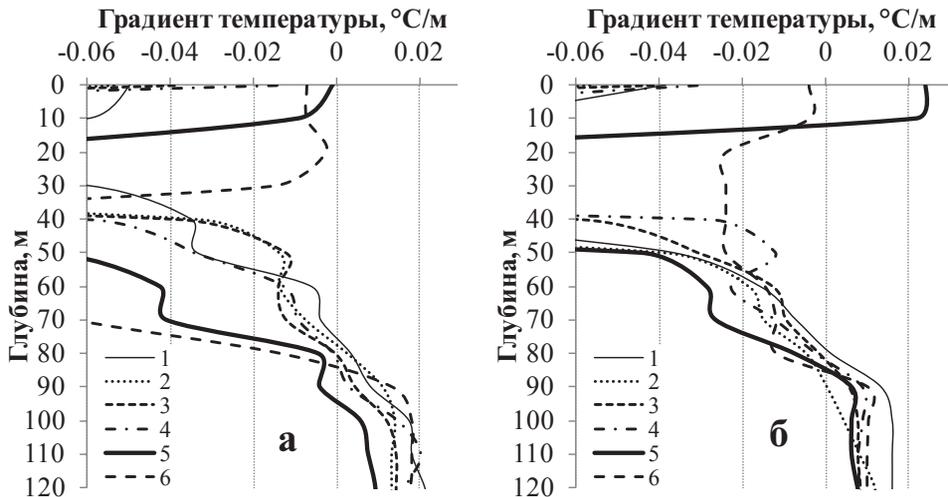


Рис. 2. Средние многолетние профили вертикальных градиентов температуры воды: **а** — 50° с.ш. 148° в.д.; **б** — 56° с.ш. 148° в.д.; 1 — июнь; 2 — июль; 3 — август; 4 — сентябрь; 5 — октябрь; 6 — ноябрь

Fig. 2. Mean profiles of vertical temperature gradient: **а** — 50° N 148° E; **б** — 56° N 148° E; 1 — in June; 2 — in July; 3 — in August; 4 — in September; 5 — in October; 6 — in November

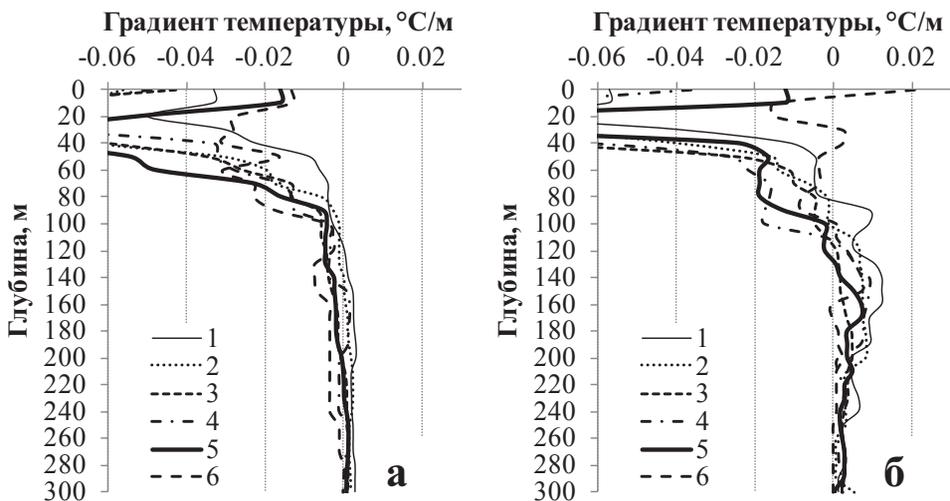


Рис. 3. Средние многолетние профили вертикальных градиентов температуры воды: **а** — 50° с.ш. 154° в.д.; **б** — 58° с.ш. 154° в.д.; 1 — июнь; 2 — июль; 3 — август; 4 — сентябрь; 5 — октябрь; 6 — ноябрь

Fig. 3. Mean profiles of vertical temperature gradient: **а** — 50° N 154° E; **б** — 58° N 154° E; 1 — in June; 2 — in July; 3 — in August; 4 — in September; 5 — in October; 6 — in November

Температура воды в ядре охотоморской водной массы на исследуемой акватории варьирует от $-1,5$ до $2,5$ °C (рис. 4). В течение рассматриваемого периода (июнь-октябрь) крупномасштабные особенности распределения температуры воды в ядре охотоморской водной массы сохраняются. Более того, по значениям температуры в ее ядре море можно разделить на две части, границей между которыми является изотерма 0 °C. В сравнительно теплом секторе максимальные значения температуры воды выделяются

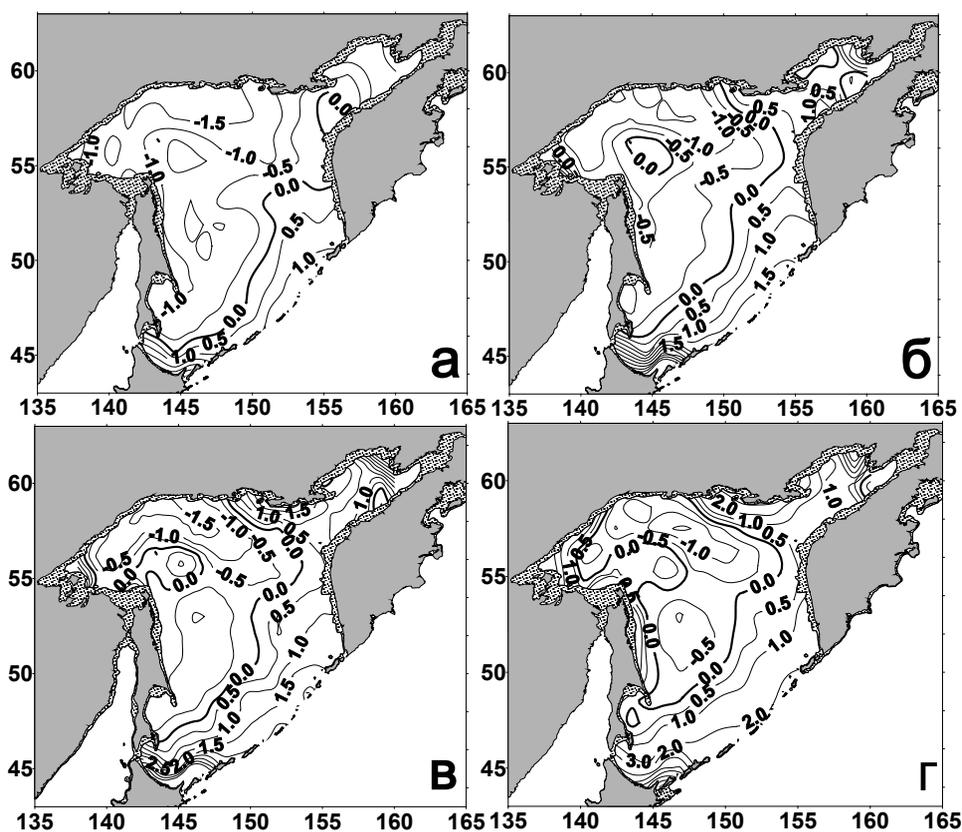


Рис. 4. Пространственное распределение температуры (°C) в ядре охотоморской водной массы: а — июнь; б — август; в — сентябрь; г — октябрь

Fig. 4. Spatial distribution of water temperature (°C) in the core of the subsurface Okhotsk Water: а — June; б — August; в — September; г — October

в крайней южной части моря, а также в проливах Курильской гряды и на прилегающей к ним акватории Охотского моря. Эта особенность связана с поступлением в море теплых тихоокеанских и япономорских вод.

В динамически активных районах моря (Курильские проливы, архипелаг Шантарских островов, вход в зал. Шелихова, мелководья вблизи о. Ионы и банки Кашеварова), а также в прилегающих к ним водах за счет интенсивного приливного перемешивания и передачи тепла с поверхности моря отмечаются повышенные значения температуры в ядре охотоморской водной массы (рис. 4).

Хорошо также прослеживается понижение температуры воды в ядре охотоморской водной массы по мере распространения и трансформации тихоокеанских вод (над южной глубоководной котловиной и к западу от п-ова Камчатка) и их смешения с переохлажденными водами Охотского моря. В поле температуры, по повышенным значениям, выделяется также поток трансформированных тихоокеанских вод, отделяющихся примерно на параллели 52–54° с.ш. от Западно-Камчатского течения и следующих в направлении банки Кашеварова (рис. 4).

В районе Шантарских островов, а также в прилегающих к ним водах за счет интенсивного приливного перемешивания и передачи тепла с поверхности моря в ядре охотоморской водной массы с июня по октябрь отмечаются положительные значения температуры. Более того, по повышенным значениям температуры хорошо проявляется поток вод, следующий от Шантарских островов на восток (рис. 4).

Распределение температуры воды в ядре охотоморской водной массы хорошо отражает (индикатор — повышенные значения) звенья существующей схемы течений южной и восточной частей Охотского моря: течение Соя, Западно-Камчатское,

Восточно-Сахалинское (как следствие адвекции вод из региона банки Кашеварова и интенсификации вертикального обмена на шельфе Сахалина).

Самые низкие значения температуры воды в ядре охотоморской водной массы (достигающие по средним многолетним данным $-1,0 \dots -1,8 \text{ }^\circ\text{C}$) наблюдаются на шельфе северной и северо-западной частей Охотского моря, а также в глубоководной части моря восточнее Сахалина (рис. 4). В первом из них это связано с мелководностью акватории, суровыми метеорологическими условиями (низкая температура воздуха и высокие скорости ветра), наличием прибрежных полыней в ледовом покрове и слабым влиянием отепляющей роли тихоокеанских вод. Все эти факторы способствуют интенсивному конвективному перемешиванию вод до дна и максимальному выхолаживанию толщи вод. В термический режим района к востоку от Сахалина, помимо перечисленных факторов, вносит свой отпечаток и адвекция переохлажденных вод из северо-западного района моря.

Отличительная черта полей солёности в ядре охотоморской водной массы за рассматриваемый период (июнь-октябрь) — это сохранение главных особенностей ее пространственного распределения (рис. 5). Максимальные значения (до $33,2\text{--}33,4 \text{ ‰}$) выделяются на акватории Курильских проливов и в прилегающих к ним районах моря, а также в крайней южной части моря (зона течения Соя), что связано с адвекцией тихоокеанских и япономорских вод. Повышенные значения солёности у склона южной части западной Камчатки свидетельствуют о перемещении на север трансформирующихся тихоокеанских вод.

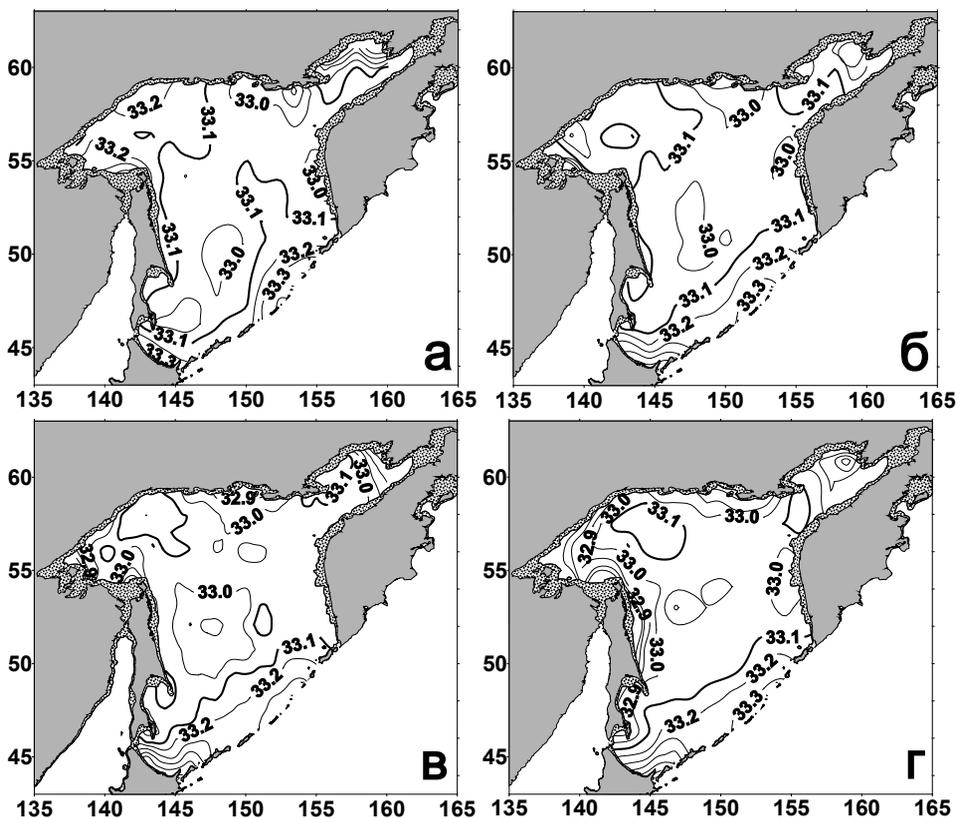


Рис. 5. Пространственное распределение солёности (‰) в ядре охотоморской водной массы: а — июнь; б — август; в — сентябрь; г — октябрь

Fig. 5. Spatial distribution of salinity (‰) in the core of the subsurface Okhotsk Water: а — June; б — August; в — September; г — October

Второй регион с максимальными значениями солёности выделяется в северной части моря. Экстремумы максимальных значений солёности наиболее ярко проявляются в северо-западной части моря и в северной части зал. Шелихова. Они формируются за

счет зимнего осолонения толщи вод при льдообразовании. В этих локальных областях соленость в ядре охотоморской водной массы достигает 33,1–33,2 ‰ (рис. 5). В первую половину теплого периода по повышенным значениям солености (более 33,1 ‰) у восточного берега Сахалина выделяется перенос Восточно-Сахалинским течением высокосолёных шельфовых вод на юг (рис. 5а, б).

Однако уже в сентябре-октябре в северо-западной части моря, северной части зал. Шелихова и в прибрежных районах восточного Сахалина формируются зоны с пониженными значениями солености. Их образование связано с пиком материкового стока в конце лета и начале осени, с интенсивным боковым и вертикальным обменом толщи вод на границах неперидических течений, а также с интенсивными приливными течениями в этих районах моря.

В ядре охотоморской водной массы также выделяются две стационарные области с пониженными значениями солености (над глубоководной частью моря восточнее Сахалина, а также южнее Тауйской губы и п-овов Кони и Пьягина). Происхождение первой области связано с осенне-зимним охлаждением и адвекцией сравнительно пресных вод, режим которых находится в сильной зависимости от стока р. Амур (акватории к северу от Сахалинского залива и восточнее северной части о. Сахалин). Вторая область с низкой соленостью формируется под доминирующим влиянием вод Тауйской губы. Сформированные здесь аномалии солености поверхностных вод в конце лета и начале осени (Luchin et al., 2009) не разрушаются полностью в результате осенне-зимней конвекции и льдообразования.

Следует также отметить, что на преобладающей части Охотского моря (за исключением прибрежного мелководья, заливов, зоны течения Соя и акваторий проливов Курильской гряды) значения солености в ядре охотоморской водной массы находятся в довольно узких пределах — от 32,9 до 33,1 ‰ (рис. 5).

Содержание растворенного в воде кислорода в ядре охотоморской водной массы не выходит за пределы 5,5–7,5 мл/л (рис. 6). Минимальные значения кислорода в ее ядре выделяются в динамически активных регионах моря (Курильские проливы, вход в зал. Шелихова и банка Кашеварова), а также на прилегающих к ним акваториях. Это является следствием интенсивного вертикального обмена, что приводит к перемешиванию охотоморской водной массы с нижележащими водами, которые имеют пониженное содержание кислорода. Интенсификация вертикального обмена вод здесь происходит за счет роста скоростей приливных и неперидических течений. Более того, интенсивное вертикальное перемешивание вод приводит к разрушению плотностной стратификации в фотическом слое, что также является негативным фактором для продуцирования кислорода фитопланктоном. В районе Курильских проливов на содержание кислорода дополнительно оказывает влияние высокая температура и соленость поступающих в море тихоокеанских вод (см. рис. 4, 5), поскольку рост температуры и солености снижает растворимость кислорода в морской воде.

Пониженные содержания растворенного в воде кислорода в ядре охотоморской водной массы (меньше 6,5–7,0 мл/л на рис. 6) являются хорошими трассерами адвекции вод основными течениями в море (Западно-Камчатским, Северо-Охотским и Восточно-Сахалинским). Эта закономерность нарушается только в июне на северной периферии моря.

В центральной части моря наблюдается обширная квазистационарная область с максимальными содержаниями кислорода в ядре охотоморской водной массы (до 7,5–8,0 мл/л, рис. 6). Основной вклад при ее формировании вносит осенне-зимняя конвекция. Поэтому значения кислорода в этой области (рис. 6) близки к состоянию насыщения при значениях температуры и солености соответственно от –0,5 до +0,5 °С и 33,0–33,1 ‰ (рис. 4, 5). Отметим также еще два фактора, которые способствуют локализации области с высокими значениями кислорода в центральной части моря. Во-первых, существующая в море циклоническая циркуляция вод, вследствие которой периферийные течения ограждают центр моря от прямого воздействия динамически активных зон с низкими содержаниями кислорода. Второй фактор — хорошо развитый

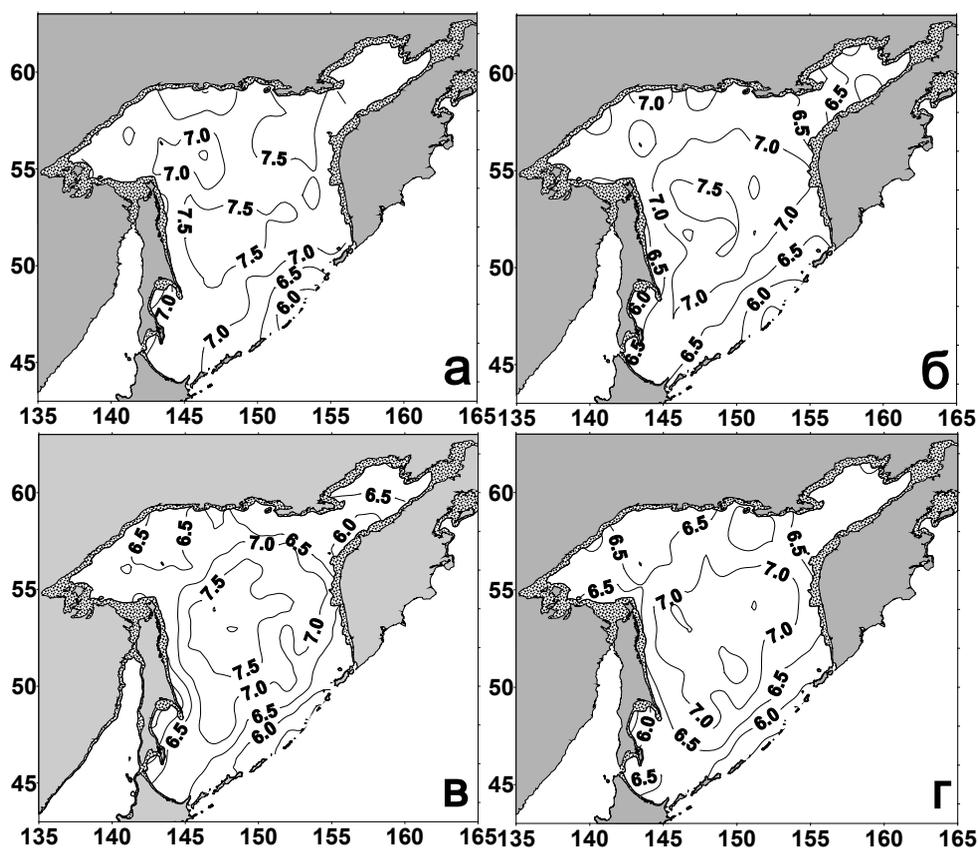


Рис. 6. Пространственное распределение растворенного в воде кислорода (мл/л) в ядре охотоморской водной массы: а — июнь; б — август; в — сентябрь; г — октябрь

Fig. 6. Spatial distribution of dissolved oxygen content (ml/L) in the core of the subsurface Okhotsk Water: а — June; б — August; в — September; г — October

сезонный пикноклин, препятствующий разрушению ядра охотоморской водной массы и изменению ее параметров, сформировавшихся в осенне-зимний период.

Ядро промежуточной водной массы в Охотском море находится на глубинах от 250–275 до 400–420 м (рис. 7, а). Минимально оно заглублено над восточным склоном северной части Сахалина. Это хорошо согласуется с современными представлениями об источниках формирования промежуточной водной массы. Как следует из работ (Kitani, 1973; Alfultis and Martin, 1987; Talley, 1991; Martin et al., 1998; Wong et al., 1998; Gladyshev et al., 2003; Shcherbina et al., 2003), основной вклад при формировании этой водной массы вносит шельфовая холодная и плотная вода, сформировавшаяся на северном шельфе (включая прибрежные польньи) Охотского моря в зимний период, а также промежуточная вода Тихого океана. По распределению изолиний глубины залегания ядра промежуточных вод можно предположить, что основная трансформация промежуточных вод происходит на западной периферии циклонического круговорота (при взаимодействии придонных вод шельфа и склона северо-западной части моря с трансформированными тихоокеанскими водами) между параллелями 48 и 54° с.ш. В результате этого взаимодействия происходит заглубление ядра промежуточных вод от 250 до 325 м. В юго-западной части моря, где в процесс перемешивания дополнительно включаются воды течения Соя, ядро промежуточных вод смещается на горизонты до 400–420 м (рис. 7, а).

Температура воды в ядре промежуточных вод на акватории Охотского моря изменяется от 0,4 до 1,8 °С (рис. 7, б). Ее максимальные значения выделяются в юго-восточной и восточной частях моря, что связано с адвекцией теплых вод из Тихого океана. Область с минимальными значениями температуры в ядре промежуточных

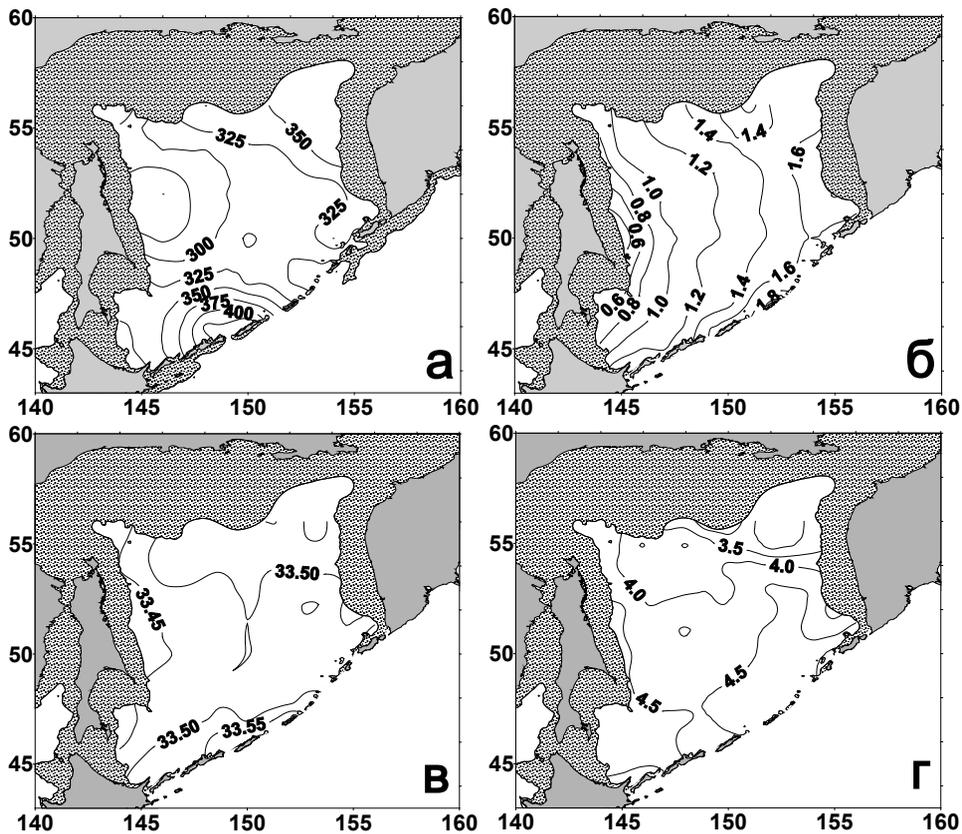


Рис. 7. Характеристики ядра промежуточной водной массы: а — глубина положения, м; б — температура, °С; в — соленость, ‰; г — растворенный в воде кислород, мл/л

Fig. 7. Water properties in the core of the Intermediate Water: а — depth, m; б — temperature, °C; в — salinity, ‰; г — dissolved oxygen content, ml/L

вод сформирована у склона восточного Сахалина. Происхождение данной аномалии связано с перемещением в район склона плотной и переохлажденной шельфовой воды, которая формируется зимой в прибрежных районах северо-западной части моря и имеет наиболее низкую температуру воды в Охотском море (Kitani, 1973; Alfultis and Martin, 1987; Talley, 1991; Martin et al., 1998; Wong et al., 1998; Gladyshev et al., 2003; Shcherbina et al., 2003).

Соленость в ядре промежуточных вод Охотского моря варьирует в довольно узких пределах (от 33,40–33,45 до 33,55–33,60 ‰) и хорошо согласуется с топографией глубины залегания ядра (рис. 7, а, в). Минимальные значения солености (как и температуры воды) наблюдаются у склона о. Сахалин. Здесь, как известно (Kitani, 1973; Alfultis and Martin, 1987; Talley, 1991; Martin et al., 1998; Wong et al., 1998; Gladyshev et al., 2003; Shcherbina et al., 2003), на параметры промежуточных вод доминирующее влияние оказывают придонные шельфовые воды северо-западной части моря (с низкой температурой и соленостью), которые формируются в результате осенне-зимней конвекции.

Максимальные значения солености в ядре промежуточных вод выделяются в двух районах моря. Первый из них расположен вблизи проливов южной части Курильской гряды, где происходит поступление в море высокосоленых вод из Тихого океана и Японского моря. В южной части Курильской котловины за счет взаимодействия и вертикального перемешивания тихоокеанских вод, вод течения Соя и собственных вод Охотского моря происходит заглубление ядра и рост солености промежуточных вод (Kitani, 1973; Talley, 1991; Gladyshev et al., 2003) (рис. 7).

Второй район с повышенной соленостью в ядре промежуточных вод наблюдается у склона северной части моря. Над впадиной ТИНРО и северо-восточным склоном

моря происходит взаимодействие трансформированных тихоокеанских вод и зимних переохлажденных и осолоненных вод шельфа. Дополнительным фактором при формировании района с повышенной соленостью является подъем вод в пределах циклонического круговорота вод над южной периферией впадины ТИНРО (Леонов, 1960; Лучин, 1982; Маркина, Чернявский, 1984; Жигалов, 2012). Здесь за счет расхождения Срединного течения и Северной ветви Западно-Камчатского течения происходит подъем вод и, следовательно, возрастает соленость в ядре промежуточной водной массы.

Содержание растворенного кислорода в ядре промежуточных вод изменяется от 3,0 до 5,0 мл/л (рис. 7, г). Его пространственное распределение хорошо согласуется с крупномасштабной схемой течений и особенностями гидрологических процессов в отдельных частях Охотского моря. Максимальные значения кислорода характерны для прикурильской котловины. Это, во-первых, связано с поступлением в море через Курильские проливы тихоокеанских вод, в которых на горизонтах положения ядра промежуточных вод содержание кислорода выше, чем в Охотском море (Бруевич и др., 1960). Второй фактор, способствующий формированию повышенных значений кислорода над прикурильской глубоководной котловиной, — особенности циркуляции вод в этом районе моря. Известно (Морошкин, 1966; Лучин, 1982), что здесь наблюдается антициклоническая циркуляция вод, которая приводит к нисходящему их движению. В Охотском море также хорошо выражено снижение содержания кислорода от нижней границы деятельного слоя, которая, как правило, располагается на горизонтах от 100 до 250 м (Лучин, 2007). Поэтому нисходящие движения вод способствуют росту содержания кислорода в промежуточной водной массе.

У северной части материкового склона о. Сахалин, за счет опускания переохлажденных придонных шельфовых вод (Kitani, 1973; Talley, 1991; Gladyshev et al., 2003; Shcherbina et al., 2003), отмечается рост содержания кислорода. Это хорошо согласуется со значениями температуры и солености, представленными на рис. 7. Более того, у материкового склона о. Сахалин (как следствие циклонической системы течений глубоководной части Охотского моря и адвекции вод на юг) также выделяются повышенные значения кислорода. У склона западной Камчатки (район Западно-Камчатского течения) проявляется перенос на север вод с повышенными значениями кислорода.

Минимальное содержание кислорода в ядре промежуточных вод (3,0–3,5 мл/л, рис. 7, г) наблюдается над юго-западной периферией впадины ТИНРО. Как известно (Леонов, 1960; Маркина, Чернявский, 1984; Жигалов, 2012), в этом районе формируется циклоническая завихренность течений, приводящая к подъему глубинных вод с пониженным содержанием кислорода. Затем эта аномалия пониженных значений кислорода (менее 4 мл/л, рис. 7, г) переносится Срединным течением в западном направлении.

Ядро глубинной тихоокеанской водной массы находится на глубине от 925 до 1025 м, и его положение хорошо согласуется с системой течений глубоководной части Охотского моря (рис. 8, а). Минимально оно заглублено в районе поступления тихоокеанских вод в море (проливы Буссоль и Крузенштерна). По мере перемещения тихоокеанских вод в пределах глубоководной части моря и их трансформации происходит постепенное заглубление ядра глубинной тихоокеанской водной массы. Поэтому у материкового склона п-ова Камчатка (на восточной периферии циклонического круговорота вод глубоководной части Охотского моря) ее ядро находится на горизонтах 950–975 м. Максимально заглублено ядро глубинной тихоокеанской водной массы на северной периферии котловины Дерюгина (1000 м) и в юго-западной части глубоководной прикурильской котловины Охотского моря (1025 м).

Распределение температуры в ядре этой водной массы связано со схемой крупномасштабного движения вод в море, направлением вертикальных движений в крупномасштабных круговоротах, а также с постепенной трансформацией глубинной тихоокеанской водной массы по мере ее перемещения в пределах моря (рис. 8, б). Максимальные значения температуры в ядре глубинной тихоокеанской водной массы (2,35–2,40 °С) наблюдаются вблизи проливов Буссоль и Крузенштерна (районы поступления тихоокеанских вод в море). По мере перемещения и трансформации тихоокеан-

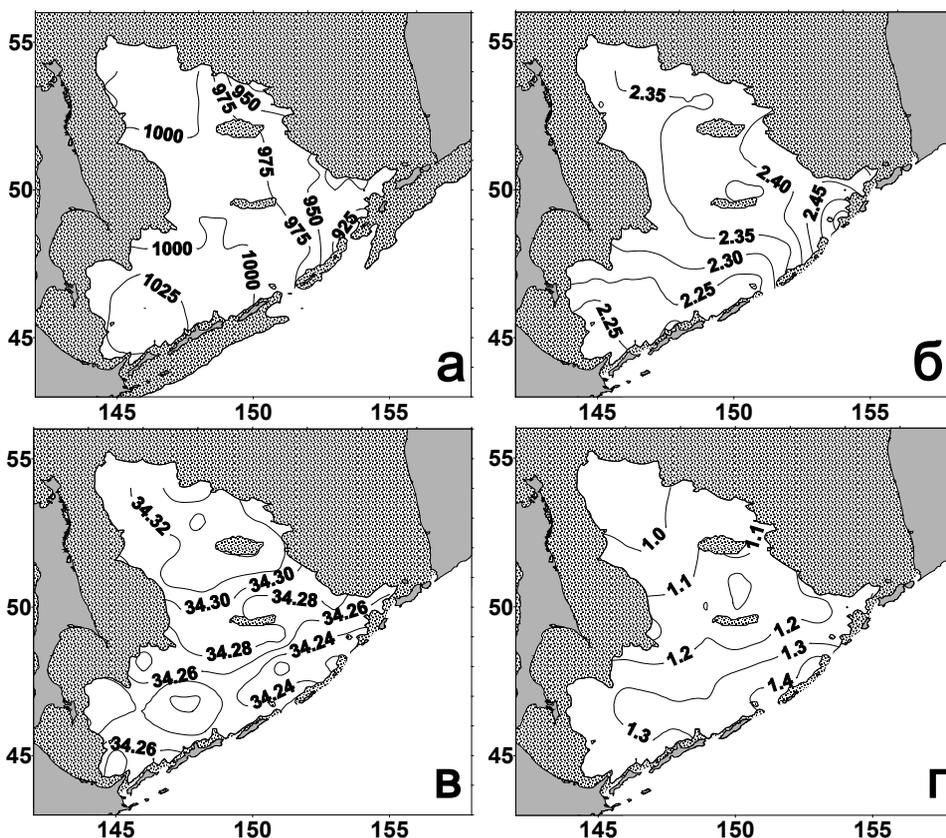


Рис. 8. Характеристики ядра глубинной тихоокеанской водной массы: а — глубина положения, м; б — температура, °С; в — соленость, ‰; г — растворенный в воде кислород, мл/л
 Fig. 8. Properties of the core of the deep Pacific Water: а — depth, m; б — temperature, °C; в — salinity, ‰; г — dissolved oxygen content, ml/L

ских вод в системе циклонического круговорота глубоководной части Охотского моря происходит заглубление ядра водной массы и уменьшение ее температуры. Поэтому в юго-западной части прикурильской котловины значения температуры воды в ядре глубинной тихоокеанской водной массы не превышают 2,25–2,30 °С (рис. 8, б).

Пространственное распределение солёности и кислорода в ядре глубинной тихоокеанской водной массы хорошо согласуется с направлениями вертикальных движений вод в крупномасштабных круговоротах. Отметим, что для вертикального распределения солёности в море характерен ее рост в направлении дна (Luchin et al., 2009). На профилях вертикального распределения кислорода выделяется минимум, нижняя граница которого располагается на горизонтах 1000–1200 м во впадине Дерюгина и на горизонтах 1500–2000 м в Курильской котловине (Luchin et al., 2009). Таким образом, горизонты положения ядра глубинной тихоокеанской водной массы находятся в слое, где содержание кислорода уменьшается в направлении дна. Известно также (Морошкин, 1966; Лучин, 1982; Маркина, Чернявский, 1984), что над впадиной Дерюгина существует циклоническое движение вод с соответствующим их подъемом. Это приводит к росту значений солёности (до 34,31–34,34 ‰) и снижению содержания кислорода (до 0,9–1,1 мл/л) в ядре глубинной тихоокеанской водной массы (рис. 8).

В пределах Курильской котловины наблюдается антициклонический круговорот с соответствующим опусканием вод (Морошкин, 1966; Лучин, 1982; Маркина, Чернявский, 1984). Поэтому (с учетом особенностей вертикального распределения солёности и кислорода) в ядре глубинной тихоокеанской водной массы наблюдаются пониженные (до 34,22–34,26 ‰) значения солёности и повышенные (до 1,2–1,4 мл/л) содержания растворенного в воде кислорода (рис. 8).

Нижняя граница глубинной тихоокеанской водной массы (она одновременно является и верхней границей водной массы южной котловины) наблюдается в диапазоне глубин от 1100 до 1400 м (Круц, Лучин, 2013). Минимально она заглублена в котловине Дерюгина, а максимально — в Курильской котловине.

В пределах водной массы южной котловины (от ее верхней границы до придонных горизонтов) температура воды постепенно понижается, а соленость и содержание растворенного кислорода слабо увеличиваются. Ядро водной массы южной котловины находится на придонных горизонтах Охотского моря. Анализ всех имеющихся океанологических данных показал, что на придонных горизонтах Курильской котловины Охотского моря температура воды находится в диапазоне 1,78–1,92 °С, соленость — 34,55–34,70 ‰, а растворенный в воде кислород — от 1,89 до 2,37 мл/л.

Заключение

В рамках предложенного подхода и использования максимального на настоящее время массива океанологических данных представлены детальные пространственные распределения характеристик в ядрах водных масс Охотского моря.

Ядро охотоморской водной массы максимально заглублено (135 м), имеет максимальные значения температуры (до 2,5 °С) и солености (до 33,2–33,4 ‰) в южной и юго-восточной частях моря (следствие поступления в море тихоокеанских и япономорских вод). Минимальные значения температуры (до –1,5 °С) и второй максимум солености (до 33,1–33,2 ‰) характерны для северо-западной части моря (эффект зимнего охлаждения и осолонения вод при льдообразовании). Минимальные значения кислорода в ее ядре (до 5,5 мл/л) выделяются в динамически активных регионах моря (Курильские проливы, вход в зал. Шелихова и банка Кашеварова), а в центральной части моря наблюдается область с максимальными содержаниями кислорода (до 7,5–8,0 мл/л).

Ядро промежуточной водной массы максимально заглублено (до 400–420 м), имеет максимальные значения температуры (до 1,8 °С), солености (до 33,55–33,60 ‰) и кислорода (до 5,0 мл/л) в юго-восточной и восточной частях моря. Второй район с повышенной соленостью в ее ядре находится у склона северной части моря. Минимальное заглубление ядра (250 м), минимальные значения температуры (0,4 °С) и солености (33,40–33,45 ‰) характерны для северной части склона восточного Сахалина. Минимальные содержания кислорода (3,0–3,5 мл/л) наблюдаются над юго-западной периферией впадины ТИНРО (следствие подъема глубинных вод с пониженными содержаниями кислорода).

Ядро глубинной тихоокеанской водной массы минимально заглублено (925 м) вблизи проливов Буссоль и Крузенштерна, где отмечаются максимальные значения температуры (2,35–2,40 °С). При перемещении тихоокеанских вод в системе циклонического круговорота глубоководной части моря происходит заглубление ядра (до 1000–1025 м) и уменьшение температуры (до 2,25–2,30 °С). Пространственные распределения солености и кислорода в ядре глубинной тихоокеанской водной массы хорошо согласуются с направлениями вертикальных движений вод в крупномасштабных круговоротах. Поэтому над впадиной Дерюгина (где существует подъем вод) соленость возрастает до 34,31–34,34 ‰, а кислород понижается до 0,9–1,1 мл/л. В Курильской котловине (где наблюдается опускание вод) соленость понижается до 34,22–34,26 ‰, а кислород повышается до 1,2–1,4 мл/л.

Ядро водной массы южной котловины Охотского моря находится на придонных горизонтах, где температура воды составляет 1,78–1,92 °С, соленость — 34,55–34,70 ‰, а растворенный в воде кислород — от 1,89 до 2,37 мл/л.

Список литературы

- Андреев А.Г., Жабин И.А. Распределение фреонов и растворенного кислорода в промежуточных водах Охотского моря // Метеорол. и гидрол. — 2000. — № 1. — С. 61–69.
- Беклемишев К.В. Экология и биогеография пелагиали : моногр. — М. : Наука, 1969. — 292 с.

Борец Л.А. Камбалы // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9 : Охотское море, вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. — СПб. : Гидрометеиздат, 1993. — С. 93–97.

Бруевич С.В., Богоявленский А.Н., Мокневская В.В. Гидрохимическая характеристика Охотского моря // Тр. ИОАН СССР. — 1960. — Т. 42. — С. 125–198.

Вагулина А.П. Черный палтус // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9 : Охотское море, вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. — СПб. : Гидрометеиздат, 1993. — С. 116–121.

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

Винокурова Т.Т. О распределении придонной температуры воды у западного побережья Камчатки // Изв. ТИНРО. — 1964. — Т. 55. — С. 165–174.

Гладышев С.В. Термохалинная структура вод придонного слоя на северном шельфе Охотского моря // Метеорол. и гидрол. — 1998. — № 3. — С. 54–64.

Горбатенко К.М. Сезонные аспекты вертикального распределения зоопланктона в Охотском море // Изв. ТИНРО. — 1996. — Т. 119. — С. 88–119.

Дулупова Е.П. Экосистемные исследования ТИНРО-центра в дальневосточных морях // Изв. ТИНРО. — 2005. — Т. 141. — С. 3–29.

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

Жигалов И.А. Сезонная и межгодовая изменчивость геострофических течений в районе западной Камчатки // Изв. ТИНРО. — 2012. — Т. 169. — С. 94–99.

Жигалов И.А., Лучин В.А. Межгодовая изменчивость температуры придонных вод на шельфе западной Камчатки // Метеорол. и гидрол. — 2005. — № 10. — С. 72–80.

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

Круц А.А., Лучин В.А. Вертикальная структура толщи вод Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 2013. — Т. 175. — С. 234–253.

Леонов А.К. Региональная океанография : моногр. — Л. : Гидрометеиздат, 1960. — Ч. 1. — 766 с.

Лучин В.А. Диагностический расчет циркуляции вод Охотского моря в летний период // Тр. ДВНИИ. — 1982. — Вып. 96. — С. 69–76.

Лучин В.А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое дальневосточных морей // Дальневосточные моря России. — М. : Наука, 2007. — Кн. 1 : Океанологические исследования. — С. 232–252.

Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Изв. ТИНРО. — 2006. — Т. 147. — С. 183–204.

Лучин В.А., Лаврентьев В.М. Водные массы Охотского моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9 : Охотское море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — СПб. : Гидрометеиздат, 1998. — С. 166–174.

Макаров С.О. «Витязь» и Тихий океан : моногр. — СПб., 1894. — Т. 1. — 337 с.

Маркина Н.П., Чернявский В.И. Количественное распределение планктона и бентоса в Охотском море // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 109–119.

Морошкин К.В. Водные массы Охотского моря : моногр. — М. : Наука, 1966. — 70 с.

Новиков Ю.В., Самко Е.В. Сезонная изменчивость термохалинных характеристик вод эпипелагиали южной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 2005. — Т. 142. — С. 188–195.

Петров А.Г. Некоторые особенности распространения холодного промежуточного слоя в Охотском море // Тр. ДВНИИ. — 1989. — Вып. 39. — С. 141–147.

Плотников В.В., Юрасов Г.И. Объемный статистический T,S-анализ водных масс Охотского моря в периоды экстремумов теплового состояния // Результаты океанографических исследований северной части Тихого океана по программе INPOC (1990–1993). — Владивосток : Дальнаука, 1998. — С. 94–111.

Смирнов А.А., Фадеев Н.С. Минтай // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9 : Охотское море, вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. — СПб. : Гидрометеиздат, 1993. — С. 136–145.

Тупоногов В.Н. Макрураны // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9 : Охотское море, вып. 2 : Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. — СПб. : Гидрометеиздат, 1993. — С. 112–116.

Ушаков П.В. Система вертикальных зон Охотского моря // ДАН СССР. — 1949. — Т. 68, № 4. — С. 769–772.

- Фигуркин А.Л.** Изменчивость термохалинного состояния придонных вод северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 2011. — Т. 166. — С. 255–274.
- Чернявский В.И.** Изменчивость ядра холода и прогноз типа термического режима на севере Охотского моря // Океанологические основы биологической продуктивности северо-западной части Тихого океана. — Владивосток : ТИНРО, 1992а. — С. 104–113.
- Чернявский В.И.** Особенности формирования термики деятельного слоя Охотского моря // Океанологические основы биологической продуктивности северо-западной части Тихого океана. — Владивосток : ТИНРО, 1992б. — С. 91–103.
- Чернявский В.И.** Термические характеристики северо-восточной части Охотского моря как основа для определения типа теплового состояния акваторий // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 94–102.
- Шунтов В.П.** Биологические ресурсы Охотского моря : моногр. — М. : Агропромиздат, 1985. — 224 с.
- Шунтов В.П.** Биология дальневосточных морей России : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2001. — Т. 1. — 580 с.
- Шунтов В.П.** Вертикальная зональность в распределении рыб в верхней батииали Охотского моря // Зоол. журн. — 1965. — Т. 44, вып. 11. — С. 1678–1689.
- Шунтов В.П.** Некоторые данные по биологии черного палтуса Охотского моря // Тр. ВНИРО. — 1966. — Т. 60. — С. 271–279.
- Шунтов В.П.** Некоторые закономерности распределения черного и стрелозубых палтусов в северной части Тихого океана // Изв. ТИНРО. — 1971. — Т. 75. — С. 3–36.
- Alfultis M.A. and Martin S.** Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978–1982 // J. Geophys. Res. — 1987. — Vol. 92, № 12. — P. 13–28.
- Fukamachi Y., Mizuta G., Ohshima K.I. et al.** Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk // J. Geophys. Res. — 2004. — Vol. 109. C09S10, doi: 10.1029/2003/JC001906.
- Gladyshev S., Talley L., Kantakov G. et al.** Distribution, formation, and seasonal variability of the Okhotsk Sea Mode Water // J. Geophys. Res. — 2003. — Vol. 108, № 3186, doi: 10.1029/2001JC000877.
- Itoh M., Ohshima K.I. and Wakatsuchi M.** Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: an analysis of isopycnal climatology data // J. Geophys. Res. — 2003. — Vol. 108, № 3258, doi: 10.1029/2002JC001590.
- Kitani K.** An oceanographic study of the Okhotsk Sea—particularly in regard to cold waters // Bull. Far Seas Fish. Res. Lab. — 1973. — Vol. 9. — P. 45–77.
- Luchin V., Kruts A., Sokolov O. et al.** Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan / V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus (eds.). — Washington, 2009. — 329 p. (CD-ROM)
- Luchin V.A., Kruts A.A., Zhigalov I.A.** Interannual Variability of Intermediate Waters Characteristics in the Okhotsk Sea // Proc. of the 26th Intern. Symp. on Okhotsk Sea & Sea ice. — Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2011. — P. 201–204.
- Martin S., Drucker R. and Yamashita K.** The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas // J. Geophys. Res. — 1998. — Vol. 103. — P. 771–782.
- Nakanowatari T., Ohshima K.I. and Wakatsuchi M.** Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004 // Geophys. Res. Lett. — 2007. — Vol. 34, L04602, doi: 10.1029/2006GL028243.
- Ohshima K.I., Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M.** Seasonal variation in the in-and out flow of the Okhotsk Sea with the North Pacific // Deep-Sea Res. II. — 2010. — Vol. 57. — P. 1247–1256.
- Ono K., Ohshima K.I., Kono T. et al.** Water mass exchange and diapycnal mixing at Bussol' Strait revealed by water mass properties // J. Oceanogr. — 2007. — Vol. 63. — P. 281–291.
- Shcherbina A.Y., Talley L.D., Rudnick D.L.** Direct observations of North Pacific ventilation: brine rejection in the Okhotsk Sea // Science. — 2003. — Vol. 302. — P. 1952–1955.
- Talley L.D.** An Okhotsk water anomaly: Implications for ventilation in the North Pacific // Deep Sea Res. — 1991. — Part A, № 38, Suppl. 1. — P. 171–190.
- Wong C.S., Matear R.J., Freeland H.J. et al.** WOCE line P1W in the Sea of Okhotsk: 2. CFCs and the formation rate of intermediate water // J. Geophys. Res. — 1998. — Vol. 103. — P. 15625–15642.
- Yasuda I.** The origin of the North Pacific Intermediate Water // J. Geophys. Res. — 1997. — Vol. 102. — P. 893–909.

Поступила в редакцию 16.11.15 г.