

УДК (551.465:519.711.3)(265.5)

В.М. Пищальник¹, В.С. Архипкин², А.В. Леонов^{3*}

¹ Сахалинский государственный университет,
693008, г. Южно-Сахалинск, ул. Ленина, 290;

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
119991, г. Москва, Ленинские горы, 1;

³ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
117997, г. Москва, Нахимовский проспект, 36

МОДЕЛИРОВАНИЕ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫХ ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК И ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ САХАЛИНА

Методами статистического моделирования (ГИС «Сахалинский шельф») восстановлен годовой ход температуры и солёности воды на стандартных горизонтах на сети океанографических станций юго-восточного шельфа Сахалина (общая продолжительность наблюдений ~40 лет). Методами численного моделирования с помощью океанической модели Бергенского университета выполнено пространственное восстановление полей температуры и солёности воды на стандартных горизонтах в узлах регулярной сетки. В результате анализа расчётных данных выявлены новые черты гидрологического режима и впервые получены максимально детализированные термохалинные характеристики полного годового цикла, по которым рассчитана среднемесячная трёхмерная циркуляция вод, включая ледовый период.

Ключевые слова: температура и солёность воды, пространственная и сезонная изменчивость термохалинных характеристик, ГИС «Сахалинский шельф», океаническая модель Бергенского университета, циркуляция вод.

DOI: 10.26428/1606-9919-2017-191-160-175.

Pishchalnik V.M., Arkhipkin V.S., Leonov A.V. Modeling mean month thermohaline patterns and water circulation on southwestern shelf of Sakhalin // *Izv. TINRO.* — 2017. — Vol. 191. — P. 160–175.

Seasonal dynamics of temperature and salinity at the standard depths is restored for the network of oceanographic stations on southeastern shelf of Sakhalin by the methods of statistical modeling (GIS Sakhalin Shelf) using the data base of ~40 years observations. Spatial fields of temperature and salinity are reconstructed by means of the oceanic model of the University of Bergen. Some new features of the oceanographic regime are revealed. Detailed annual cycles of temperature and salinity are determined for the first time that has allowed to calculate the mean month three-dimensional water circulation for all seasons, including the ice period.

* Пищальник Владимир Михайлович, доктор технических наук, заведующий лабораторией, e-mail: VPishchalnik@rambler.ru; Архипкин Виктор Семёнович, кандидат географических наук, доцент, e-mail: victor.arkhipkin@gmail.com; Леонов Александр Васильевич, доктор химических наук, профессор, главный научный сотрудник, e-mail: leonov@ocean.ru.

Pishchalnik Vladimir M., D.Sc, head of laboratory, e-mail: VPishchalnik@rambler.ru; Arkhipkin Victor S., Ph.D., assistant professor, e-mail: victor.arkhipkin@gmail.com; Leonov Alexander V., D.Sc, professor, principal researcher, e-mail: leonov@ocean.ru.

Key words: water temperature, salinity, spatial variability, seasonal variability, GIS «Sakhalin shelf», oceanic model of the University of Bergen, water circulation.

Введение

Данная статья продолжает серию публикаций цикла работ по моделированию условий функционирования морских экосистем в отдельных районах шельфа Сахалина (Пищальник, Леонов, 2002, 2003; Пищальник и др., 2003, 2005, 2009а, 2010, 2011, 2014; Leonov et al., 2010) — полного годового цикла термохалинных характеристик, циркуляции вод с месячной дискретностью, а также состояния биогидрохимии морской среды (Леонов и др., 2010а, б, 2011). Общий методологический подход остается прежним — реализация авторами идеи последовательного применения трех специализированных электронных инструментов: ГИС «Сахалинский шельф» (для восстановления годового хода температуры (T_w) и солености (S_w) воды на сети стандартных гидрологических станций); адаптированной версии океанической модели Бергенского университета (БОМ) (для моделирования циркуляции вод и расчетов водообмена через границы выделенных районов) и на заключительном этапе на основе полученных результатов — оценка биогидрохимических условий функционирования морских экосистем с применением гидроэкологической CNPSi-модели (Леонов и др., 2010а, б, 2011, 2016). В настоящей статье описан этап исследований с помощью ГИС «Сахалинский шельф» — обобщения и подготовки входных данных путем восстановления значений T_w и S_w (включая ледовый период) на всех стандартных горизонтах на стандартной сети гидрологических станций (Пищальник, Климов, 1991; Пищальник, Бобков, 2000). Полученные данные вводились в БОМ для восстановления ежемесячных полей термохалинных характеристик и расчетов циркуляции вод, анализ пространственно-временной изменчивости которых представлен в работе.

Материалы и методы

Информационная основа для выявления гидрологических особенностей акваторий юго-восточного шельфа острова — регулярные наблюдения на сети стандартных океанографических разрезов (всего 69 станций, рис. 1), которые выполнялись с 1955 г. (с частотой 2–3 съемки в год) в безледный период с апреля по декабрь включительно. К середине 1990-х гг. практически все регулярные океанографические наблюдения на исследуемой акватории были прекращены. По имеющимся оценкам (Пищальник, Климов, 1991; Пищальник, Бобков, 2000) всего за указанный период наблюдений на акватории юго-восточного шельфа острова было выполнено ~6,6 тыс. глубоководных наблюдений, из них ~4,3 тыс. — на стандартных разрезах, которые и использовались для расчетов (см. таблицу).

Гидрологические наблюдения на стандартных разрезах в зимний период (с декабря по апрель включительно) не проводились из-за наличия ледяного покрова. Для восстановления замкнутого годового цикла T_w и S_w была разработана технология, основанная на современных знаниях развития гидрологических процессов в толще вод (Лучин и др., 1998; Пищальник, Бобков, 2000, 2008; Лучин, Жигалов, 2006; Лучин, 2007). Для контроля качества восстановления использовались все имеющиеся немногочисленные данные зимних измерений T_w и S_w на данной акватории (Luchin et al., 2009), включая авторские архивы. Согласно современным представлениям о физических процессах, происходящих при охлаждении вод в Охотском море, нельзя ниже глубины деятельного слоя достоверно отделить друг от друга средние и многолетние изменения в распределении T_w и S_w (Лучин и др., 1998). Это обстоятельство позволяет обоснованно использовать ниже этого слоя в качестве исходных средние многолетние данные. В деятельном слое средние значения T_w и S_w рассчитывались с помощью бикубического сплайна по значениям параметров во временных реперных точках (начало и конец ледового сезона), а в промежутке между ними задавались T_w замерзания и средне-многолетние значения S_w для горизонта 150 м с учетом фазового запаздывания изменения

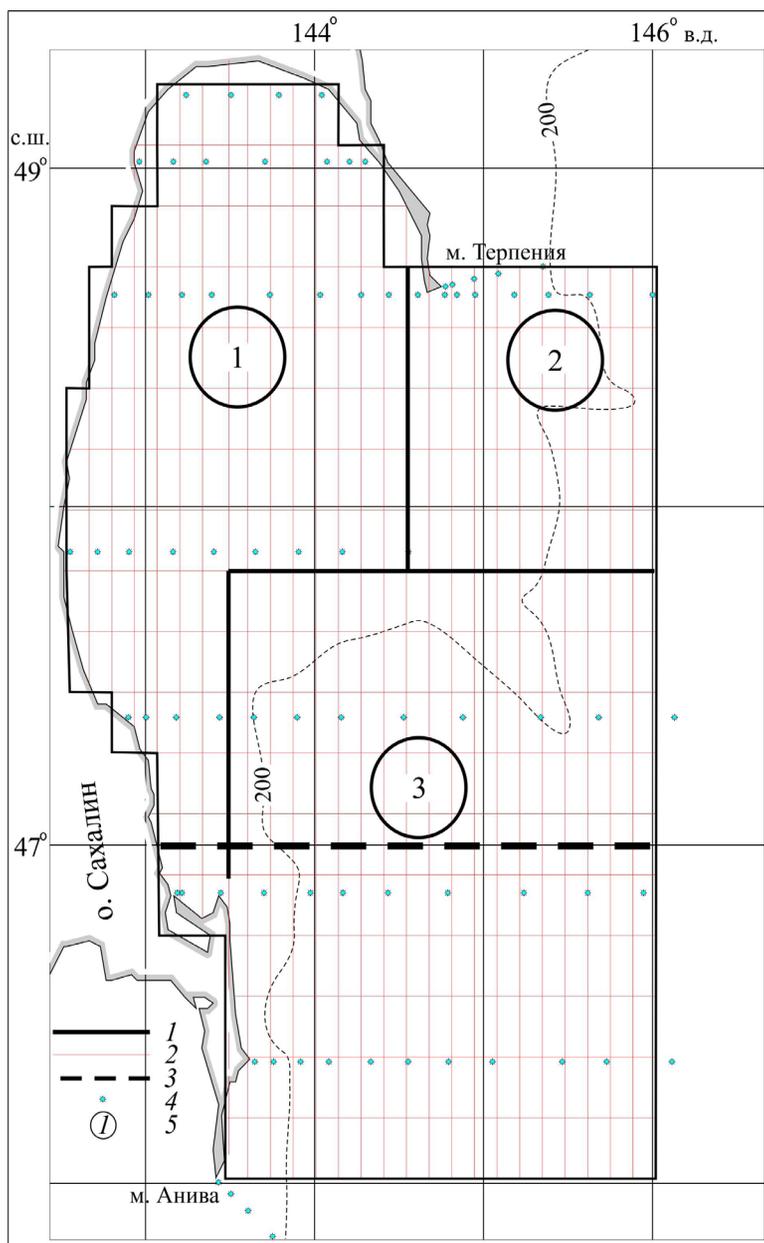


Рис. 1. Районирование акватории юго-восточного шельфа для вычисления средних океанографических станций: 1 — границы районов; 2 — границы расчетной сетки; 3 — разрез; 4 — стандартная океанографическая станция; 5 — номер района

Fig. 1. Zoning of the water area of southeastern Sakhalin shelf to calculate the medium oceanographic stations: 1 — boundaries of areas; 2 — grid boundary; 3 — standard section; 4 — standard oceanographic station; 5 — numbers of areas

Количество глубоководных наблюдений за отдельными параметрами морской среды в юго-восточной части шельфа о. Сахалин за 1948–1996 гг. (Пищальник, Бобков, 2000)

Number of deepwater observations of certain parameters on southeastern Sakhalin shelf in 1948–1996 (from: Пищальник, Бобков, 2000)

Параметр морской среды	T, °C	S, ‰	O ₂ , мл/л	pH, усл. ед.	PO ₄ , мкг P/л	NO ₂ , мкг N/л	SiO ₃ , мкг Si/л
Наблюдения на всей акватории	6561	5035	1978	1749	784	545	702
Стандартные разрезы	4257	3322	1753	1257	424	385	466

параметров по глубине. После завершения расчетов выполнялся экспертный контроль графиков годового хода значений T_w и S_w для всех горизонтов на каждой станции.

Основная задача серии исследований по отдельным районам сахалинского шельфа заключается в достижении максимально допустимой детализации для адекватного отображения гидрологических процессов и соответствующих им биогидрохимических процессов в шельфовой зоне. Это обстоятельство определило методологические подходы к районированию акваторий. Критерии для районирования акваторий — различия гидрологических (абиотических) условий, обусловленные орографией береговой черты, рельефом дна и известными из литературы характерными чертами циркуляции вод (Лучин, 1982, 1987, 1998; Пищальник, Бобков, 2000; Пищальник и др., 2003; и др.). На акватории юго-восточного шельфа Сахалина было выделено три гидрологических района (рис. 1).

Район 1 — зал. Терпения и прилегающие к нему мелководные акватории; полностью расположен в шельфовой зоне (средняя глубина 61 м, площадь зеркала 28 тыс. км²). Имеет слабую замкнутую внутреннюю циркуляцию вод, обуславливающую интенсивный прогрев вод (особенно вдоль побережья). Значительная часть прибрежных акваторий района 1 испытывает опресняющее влияние речного стока. Во время действия зимнего муссона (с декабря по март) в северо-западной части района формируется стационарная полынья, заполненная начальными видами льда. В период своего максимального развития (февраль) полынья занимает более половины площади района. Следствием процесса интенсивного ледообразования в полынье является хорошо развитая конвекция, обуславливающая опускание плотных и холодных вод в придонные горизонты, которые по характерным значениям T_w и S_w (соответственно < -1 °C и > 33 ‰) хорошо прослеживаются в шельфовой зоне практически до начала августа (Пищальник, Бобков, 2008).

Район 2 — акватория транзита вод вдоль материкового склона из северо-восточных районов шельфа острова, характеризуется максимальными скоростями течений во все сезоны и интенсивным вертикальным перемешиванием вод, что обуславливает формирование здесь зоны минимального прогрева вод. Средняя глубина района 677 м, а максимальная — 2296 м, площадь зеркала 10,8 тыс. км².

Район 3 — акватория квазистационарного антициклонического круговорота вод над глубоководной котловиной с достаточно ровным дном (Пищальник и др., 2003; Пищальник, 2004; Pishchalnik et al., 2013). Средняя глубина района 2046 м, а максимальная — 3096 м, площадь зеркала 36 тыс. км².

Для пространственного восстановления значений T_w и S_w в узлах регулярной сетки использовалась трехмерная, нестационарная, нелинейная численная океаническая модель (БОМ) в σ -координатах (Berntsen, 2004). Входными данными для нее послужили вычисленные статистическими методами среднемесячные значения T_w и S_w на океанографических станциях на стандартной сетке гидрологических станций за весь период наблюдений. Была принята гипотеза о том, что потоки тепла, атмосферное давление и ветровое напряжение опосредованно учтены в многолетних данных, поэтому они не задавались. На жидких границах для скоростей течений T_w и S_w было выбрано условие Неймана (Уроев, 1998). Шаг по оси x — 10 км, а по оси y — 20 км. По вертикали от поверхности до дна задавались 35 σ -горизонтов. Более подробно условия модельных расчетов описаны в работе В.М. Пищальника с соавторами (2011).

Поскольку годовой ход термohалинных характеристик на всех станциях в каждом выделенном районе однотипен, для каждого района были вычислены средние океанологические станции (Мамаев и др., 1994) (путем осреднения данных по стандартным горизонтам на всех станциях в этом районе) и на их основе проанализированы особенности временных изменений гидрологических характеристик в верхнем 100-метровом слое по сезонам. Вопрос о выделении гидрологических сезонов на сахалинском шельфе подробно обсуждался в ряде работ (Пищальник, Бобков, 2000, 2008; Пищальник, 2004). Сроки наступления максимума T_w в поверхностных горизонтах на отдельных гидрологических станциях в выделенных районах могут различаться до декады, но для соблюдения условия корректности анализа расчетных данных на всей акватории

сахалинского шельфа были приняты единые даты середины сезонов: зима — 26 февраля, весна — 26 июня, лето — 26 августа и осень — 26 ноября.

Результаты и их обсуждение

Температура воды

Внутригодовая изменчивость T_w . Характер вариаций годового хода T_w в районах юго-восточного шельфа Сахалина во многом аналогичен изменениям в его северо-восточной части (Пищальник и др., 2014), что вполне естественно, поскольку соседние участки единой системы циркуляции вод, гидрологический режим которой формируется под влиянием Восточно-Сахалинского течения (ВСТ). Основные различия проявляются в абсолютных значениях T_w в теплую половину года от поверхности до горизонтов 50–75 м: в период максимального прогрева вод значения T_w здесь в среднем на 1–2 °С выше, чем на северо-востоке, что обусловлено более южным расположением района (рис. 2).

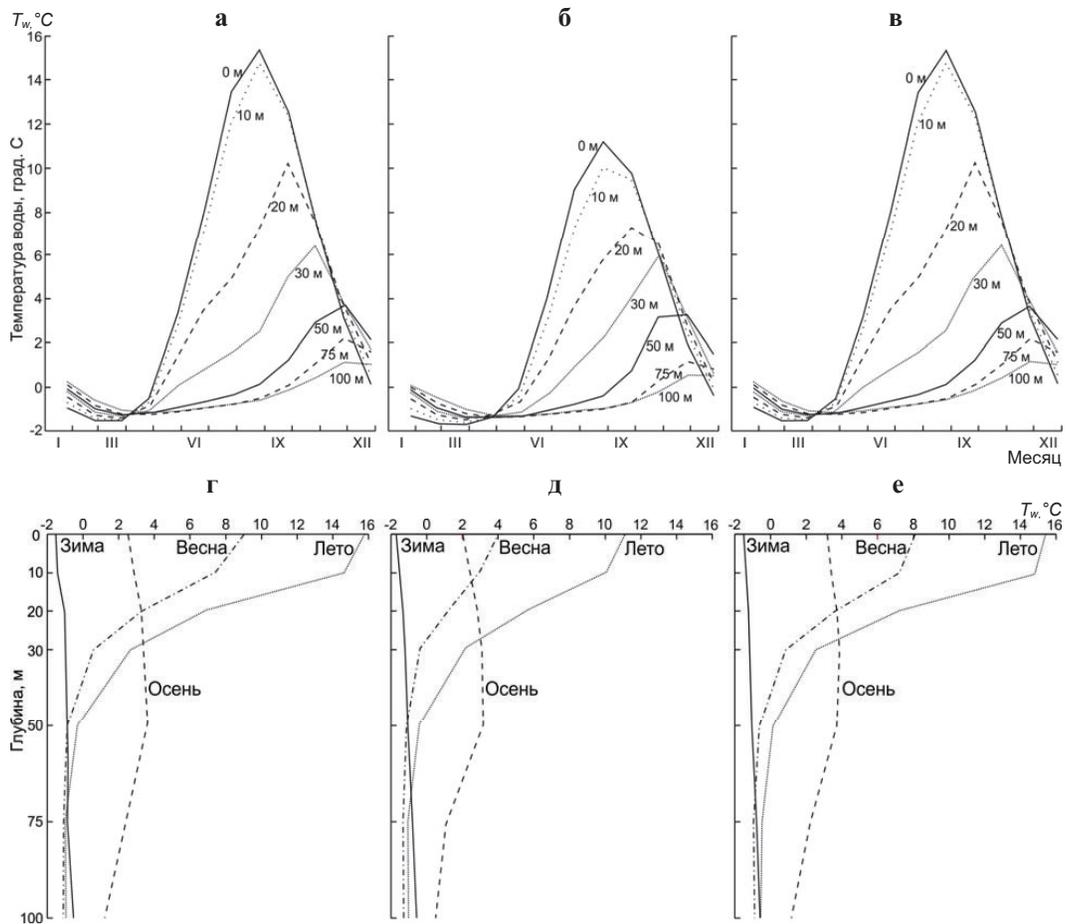


Рис. 2. Распределение T_w на средних океанологических станциях в районах 1–3 на юго-восточном шельфе о. Сахалин: годовой ход на стандартных горизонтах (а–в) и вертикальное распределение по сезонам (г–е)

Fig. 2. Water temperature at the medium oceanographic stations in the areas 1–3 on southeastern Sakhalin shelf: seasonal dynamics, by standard depths (a–v) and vertical distribution, by seasons (г–е)

По этой же причине здесь меньше продолжительность периода с отрицательными значениями T_w . Осенний переход значений температуры воздуха через 0 °С в сторону ее понижения на метеорологической станции Поронайск происходит в первой декаде ноября. Месяц спустя начинается образование местного льда в распресненных водах вдоль побережья зал. Терпения (р-н 1). В р-не 2 значения T_w в поверхностных гори-

зонтах становятся отрицательными в начале третьей декады декабря — это следствие появления в районе дрейфующего вдоль северо-восточного побережья острова льда. В р-не 3 переход к отрицательным значениям T_w происходит в первой декаде января. Здесь интенсивному понижению T_w также способствует дрейфующий из северных районов лед.

В весенний период наиболее ранний прогрев поверхностных вод наблюдается в зал. Терпения вследствие быстрого разрушения начальных видов льда в квазистационарной польне под воздействием солнечной радиации. Переход T_w к положительным значениям в р-не 1 происходит в конце второй декады апреля, в р-не 3 — в начале мая. Постоянное поступление тяжелого охотоморского льда в р-н 2 и его последующее медленное разрушение обуславливают здесь самые поздние сроки начала прогрева вод: переход к положительным значениям T_w происходит только в конце мая. Таким образом, продолжительность периода с отрицательными значениями T_w в р-нах 1–3 составляет соответственно 119, 156 и 123 сут.

Позднее очищение ото льда и главным образом характер динамики вод — квазистационарный апвеллинг вдоль подводного продолжения мыса Терпения — определяют в р-не 2 наименьший прогрев вод и в годовом ходе (Пищальник и др., 2003). В период максимального прогрева вод в конце августа значения T_w на поверхности здесь едва превышают 11 °С, что существенно ниже, чем в р-нах 1 и 3 (соответственно 15,8 и 15,4 °С).

Вертикальное распределение T_w . Сохранение тенденции пониженных значений T_w в р-не 2 хорошо прослеживается на всех нижележащих горизонтах. Так, например, значение средней годовой T_w на горизонте 100 м в р-не 2 равно –0,6 °С, что на 0,2 и 0,3 °С ниже, чем в р-нах 1 и 3. Запаздывание прогрева вод с глубиной наиболее ярко выражено весной и летом (рис. 2, г–е). Объясняется это наличием здесь холодных вод ВСТ в подповерхностных горизонтах. В период интенсификации ВСТ осенью, наоборот, происходит быстрое выравнивание T_w в поверхностных слоях, в то время как на горизонтах 50–100 м отчетливо выражена тенденция ее понижения.

Скорость прогрева вод в поверхностных горизонтах зависит от географической широты места и интенсивности динамики вод. Для поверхностного слоя на средних станциях в р-нах 1–3 (рис. 2, а–в) максимальная скорость прогрева вод примерно одинакова и составляет соответственно 0,16, 0,17 и 0,18 °С/сут. Этому способствует в первую очередь ослабление ВСТ в связи с развитием летнего муссона. Скорости охлаждения поверхностных вод осенью — напротив, значительно различаются (соответственно 0,18, 0,12 и 0,16 °С/сут). Минимальная скорость охлаждения вод осенью в р-не 2 обусловлена не только интенсивным штормовым перемешиванием, но и динамикой вод: осенняя интенсификация ВСТ способствует поступлению водных масс из северо-восточной части шельфа Сахалина с фоновыми значениями T_w 6–7 °С в октябре, что замедляет скорость охлаждения и одновременно ограничивает влияние квазистационарного апвеллинга вод. В значительно большем по площади р-не 3 влияние ВСТ выражено заметно слабее.

Соленость воды

Внутригодовая изменчивость S_w . Не менее информативным показателем гидрологического режима является изменчивость годового хода S_w . Так, для всех выделенных районов явно выражено повышение S_w как следствие процессов ледообразования в зимний период (рис. 3, а–в). Летнее распреснение вод наблюдается только в динамически спокойных р-нах 1 и 3. В динамически активном р-не 2 оно практически отсутствует. Осеннее понижение S_w наиболее ярко выражено в придонных горизонтах мелководного р-на 1. Объясняется это явление повышением интенсивности вертикального перемешивания вод и осенним паводком местных рек. На общем фоне понижения содержания солей в годовом ходе верхнего 30-метрового слоя во всех районах эффект опреснения при штормовом перемешивании вод должен максимально проявляться именно в придонных горизонтах на мелководье, что и отражено на графике (см. рис. 2, а). В годовом ходе S_w максимальные значения наблюдаются в глубоководном р-не 3.

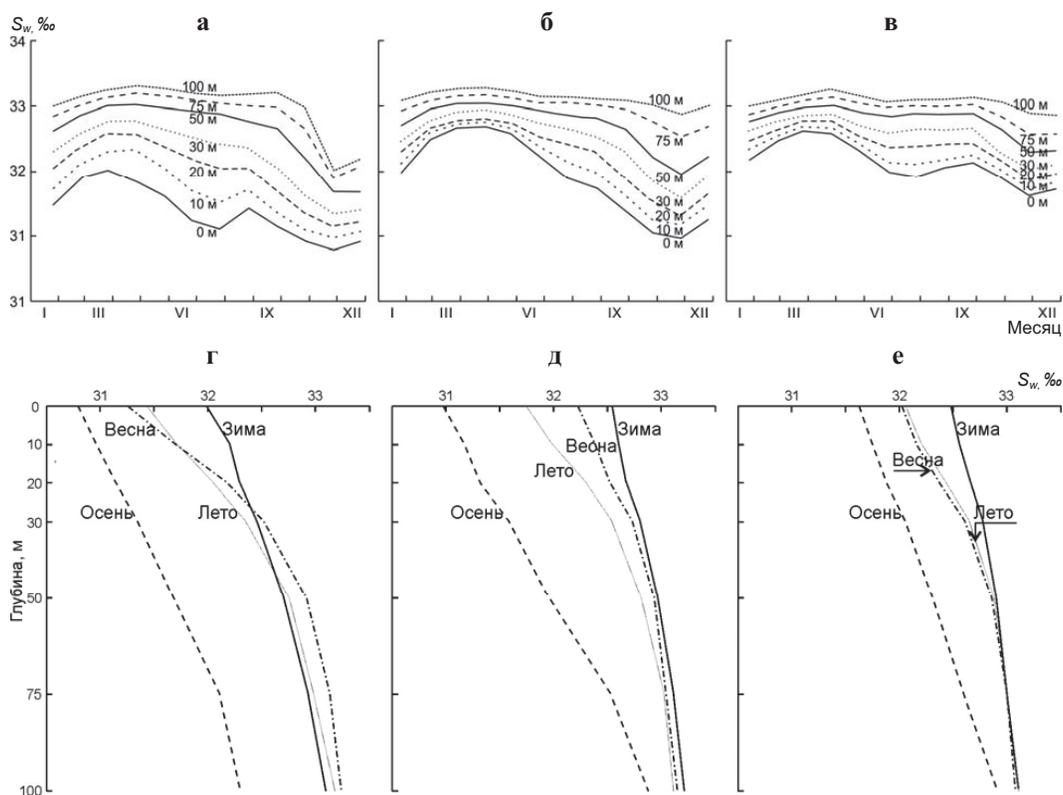


Рис. 3. Распределение S_w на средних океанологических станциях в р-нах 1–3 на юго-восточном шельфе о. Сахалин: годовой ход на стандартных горизонтах (а–в) и вертикальное распределение по сезонам (г–е)

Fig. 3. Salinity at the medium oceanographic stations in the areas 1–3 on southeastern Sakhalin shelf: seasonal dynamics, by standard depths (а–в) and vertical distribution, by seasons (г–е)

Вертикальное распределение S_w . На графиках (рис. 3, г–е) видно, что отчетливо выраженное понижение значений S_w в верхнем 100-метровом слое наблюдается во всех районах в осенний период. Причиной этого является увеличение объема распресненных вод, поступающих из Сахалинского залива с восточной ветвью Амурского течения (следствие осеннего паводка р. Амур). Эти воды, контактируя с западной периферией ВСТ, заметно опресняют его в слое 0–50 м. В результате осеннего увеличения скоростей ВСТ более чем в два раза воды с пониженной соленостью быстро распространяются вдоль всего восточного и южного побережий Сахалина и уже в январе достигают юго-восточной части Татарского пролива, вызывая понижение там S_w в слое 0–50 м на 0,5–0,7 ‰ (Пищальник, Бобков, 2008). На общем фоне понижения S_w на всей исследуемой акватории осенью абсолютный минимум ее значений (30,8 ‰ на поверхности) отмечается в мелководном р-не 1 в ноябре, что можно объяснить дополнительным поступлением значительных объемов речных вод в период осеннего паводка. В этот период максимальные значения S_w (31,6 ‰ на поверхности) наблюдаются в р-не 3. Эффект опреснения здесь минимально выражен потому, что ВСТ, как это будет показано ниже, пересекает район в виде достаточно узкой струи, которая занимает менее половины площади района.

В слое 0–100 м максимальные значения S_w наблюдаются в р-нах 2 и 3 в зимний период. В р-не 1 из-за значительного осеннего опреснения вод в придонных горизонтах повышение S_w за счет конвективного перемешивания происходит очень медленно, поэтому своего максимума в слое 30–100 м она достигает только весной. Формирование слоя скачка плотности воды обуславливает сохранение здесь вод повышенной S_w до конца лета (рис. 3, г).

Характерное понижение значений S_w , обусловленное процессами таяния льда, наблюдается повсеместно в верхнем слое до глубины 30–50 м весной. Наиболее

ярко это явление выражено в верхнем 10-метровом слое в мелководном р-не 1, где эффект стратификации вод усиливается за счет речного паводка и слабой штормовой деятельности. В р-не 2 от зимы к весне заметное понижение значений S_w в слое 50–100 м подтверждает существование здесь повышенной динамики вод. Вертикальное распределение S_w в глубоководном р-не 3 по сезонам хорошо согласуется с представлениями о режиме S_w в большинстве районов открытой части Охотского моря (Лучин и др., 1998).

Пространственно-временное распределение термохалинных параметров

Характер пространственно-временного распределения T_w показан на рис. 4 (а). На большей части исследуемой акватории в поверхностном слое фон T_w зимой близок к температуре замерзания морской воды. В р-не 1 незначительное повышение ее абсолютных значений отмечается только в прибрежных водах. В то же время из-за распресняющего влияния рек диапазон вариаций S_w здесь достаточно широк — от 31,6 до 32,7 ‰ (рис. 4, б). На половине площади р-на 1 в течение зимы сохраняются условия для формирования квазистационарной полыньи, где активно образуются уплотненные воды, которые в результате конвекции опускаются на дно. По низким значениям T_w ($\leq -1,3$ °C) и S_w ($\leq 32,9$ ‰) эти воды отчетливо выделяются на верхней границе материкового склона на горизонтах 100–150 м (см. рис. 2, г, 3, г) (Пищальник, Бобков, 2000).

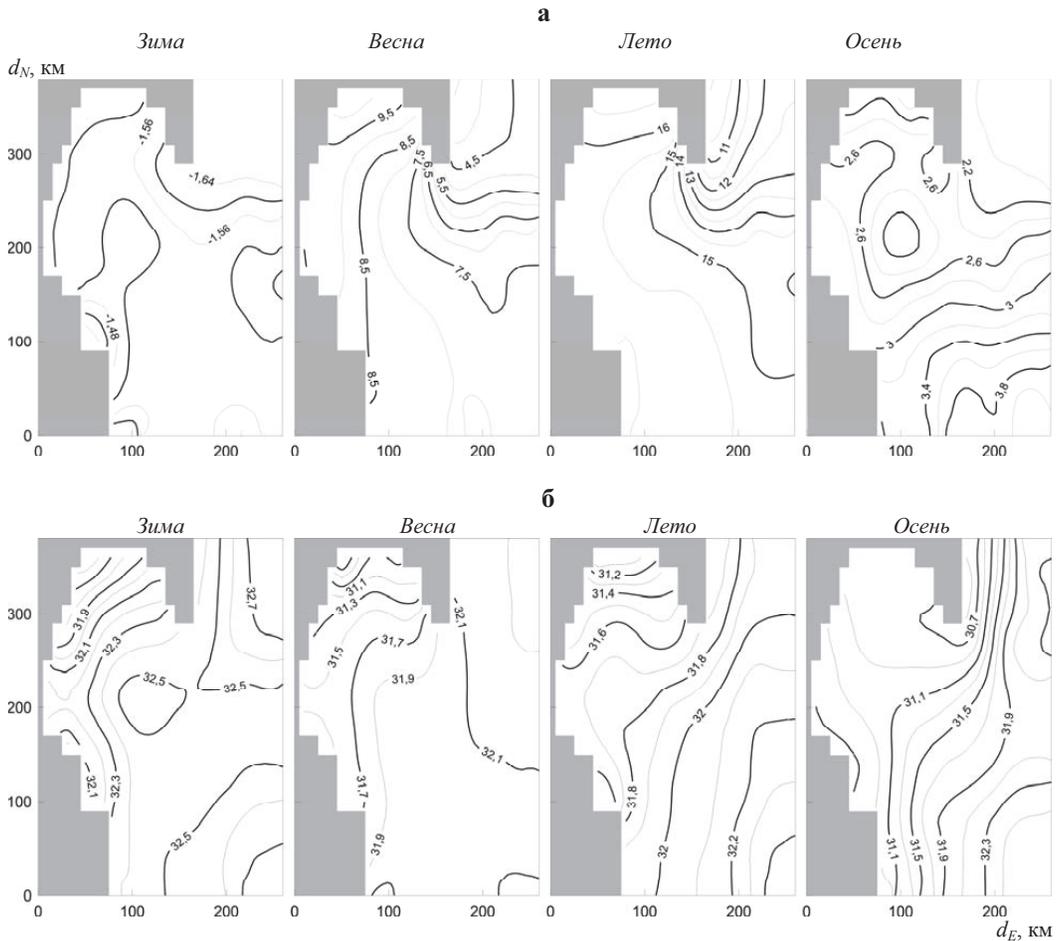


Рис. 4. Пространственно-временное распределение термохалинных показателей на поверхности по сезонам на юго-восточном шельфе о. Сахалин и прилегающих к нему акваториях: T_w (а) и S_w (б)

Fig. 4. Spatio-temporal distribution of thermohaline parameters on the sea surface on southeastern Sakhalin shelf and in adjacent areas, by seasons: temperature (а) and salinity (б)

Формирование польныи, заполненной начальными видами льда, идет непрерывно с момента начала образования местного льда на акваториях вдоль побережья зал. Терпения в декабре до момента прекращения действия зимнего муссона (конец марта). Меридионально ориентированные средневысокие горы с запада и востока в средней части Сахалина и расположенная между ними Тымь-Поронайская низменность, в которой находится региональный полюс холода Адо-Тымово (среднеянварская температура воздуха $-24,4$ °С, абсолютный минимум $-50,0$ °С), в значительной мере усиливают здесь эффект выхолаживания вод под воздействием зимнего муссона*. Образующийся лед сразу начинает дрейфовать в южном направлении, а на освобожденном ото льда водном пространстве вновь идет активный процесс льдообразования.

В р-не 2 дрейфующий из северо-западной части Охотского моря лед достигает мыса Терпения в середине декабря. Далее в виде языка льда он продолжает свое движение в направлении к мысу Анива, широту которого пересекает в первой декаде января. Условную линию мыс Терпения — мыс Анива можно считать границей, разделяющей массивы местного молодого (толщиной до 30 см) и охотоморского однолетнего льда, толщина которого может достигать 50–100 см.

Полное заполнение льдом всей исследуемой акватории происходит в середине февраля. По мере ослабления зимнего муссона интенсивность поступления льда из северных районов моря начинает ослабевать. Как правило, в апреле дрейф льда полностью прекращается и начинается термическое разрушение оставшегося массива льда (Пищальник и др., 2009б).

Ото льда в первую очередь освобождаются северо-западная и юго-восточная части исследуемой акватории, где уже в апреле начинается интенсивный прогрев вод под воздействием солнечной радиации. В последнюю очередь ледяной массив разрушается на акватории, прилегающей к мысу Терпения с востока (р-н 2). Этим объясняется широкий диапазон изменений (от 4 до 10 °С) средних значений $T_{\text{в}}$ на поверхности в р-не 2 весной. Максимальный размах колебаний $S_{\text{в}}$ — от 30,3 до 32,3 ‰ — отмечается в р-не 1 также весной. В придонных горизонтах акваторий, прилегающих к зал. Терпения, отрицательные значения $T_{\text{в}}$ сохраняются до середины лета (Пищальник, Бобков, 2000). Именно поэтому на горизонтах 100–200 м в р-нах 2 и 3 по резкому повышению $T_{\text{в}}$ (на 2–3 °С) и по высоким значениям $S_{\text{в}}$ ($> 32,9$ ‰) отчетливо выражена граница свала глубин (карты не приводятся). Данный факт является косвенным свидетельством подъема глубинных вод по материковому склону.

Наиболее значительные пространственные изменения в распределении $T_{\text{в}}$ и $S_{\text{в}}$ наблюдаются от лета к осени. В ноябре в результате штормового перемешивания значения $T_{\text{в}}$ в верхнем 50-метровом слое выравниваются и повсеместно составляют 2–3 °С. В подповерхностных горизонтах по пониженным значениям $T_{\text{в}}$ отчетливо выделяется струя вод ВСТ шириной 40–50 миль, пересекающая исследуемый район с северо-востока на юго-запад. Западная граница течения проявляется по повышенным градиентам $S_{\text{в}}$ от поверхности до горизонтов 100–150 м и проходит по линии мыс Терпения — мыс Анива. По характерным изменениям значений $T_{\text{в}}$ и $S_{\text{в}}$ в деятельном слое хорошо видна зона нисходящих движений вод в центре антициклонического круговорота (карты распределения параметров в подповерхностных горизонтах в работе не приводятся, однако местоположение струи ВСТ осенью хорошо определяется по распределению меридиональной составляющей скорости переноса вод на разрезе по 47° с.ш. (рис. 5)).

Сезонная изменчивость циркуляции вод

Поскольку данная статья завершает цикл модельных расчетов по отдельным районам сахалинского шельфа, представляется целесообразным выполнить обобщенный анализ циркуляции вод для восточного побережья острова в целом. Современные представления о циркуляции вод к востоку от Сахалина складывались на основе анализа

* Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Л.: Гидрометеиздат, 1990. Вып. 34. 353 с.

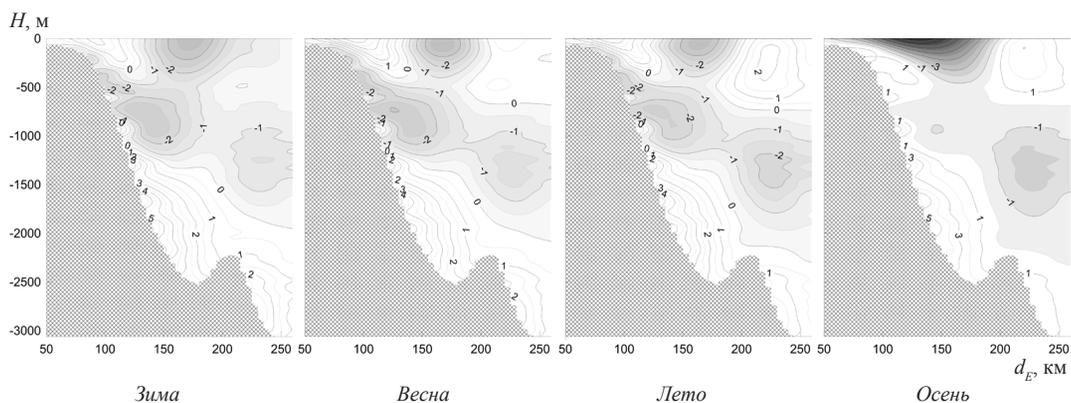


Рис. 5. Пространственное распределение меридиональной составляющей скорости переноса вод на разрезе по 47° с.ш. по сезонам. Затемненные области — движение вод на юг

Fig. 5. Spatial distribution of the meridional component of water currents at the standard section along 47° N, by seasons. Southward flows are shaded

результатов модельных расчетов (Лучин, 1982, 1987, 1998; Пищальник и др., 2003, 2014; Дубина и др., 2012; Pishchalnik et al., 2013) и инструментальных наблюдений (Ohshima et al., 2002; Mizuta et al., 2003; Тамбовский, Бобков, 2012). При хорошем совпадении основных элементов циркуляции вод в настоящее время дискуссионным остается вопрос о существовании Восточно-Сахалинского противотечения (ВСПТ).

В работе В.А. Лучина (1998) представлена обобщенная схема течений вод Охотского моря в летний период. Основой диагностических расчетов с шагом расчетной сетки $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ явились данные гидрологических наблюдений на ~52 тыс. глубоководных станций. Согласно этой схеме вдоль побережья Сахалина прослеживается поток вод холодного ВСТ, часть которого на широте мыса Терпения поворачивает на юго-восток — в направлении прол. Буссоль. Другая часть потока продолжает движение до южной оконечности о. Сахалин, формируя мезомасштабные антициклонические вихри над Курильской котловиной. ВСПТ на этой схеме отсутствует.

По данным инструментальных наблюдений на разрезе по 53° с.ш. в 1998–2000 гг. на буйковых станциях (Mizuta et al., 2003), выставленных на глубинах 100, 480, 970 и 1720 м и по дрейфу буев АРГОС (Ohshima et al., 2002), японские исследователи выделяют два обособленных потока, двигающихся в южном направлении, — прибрежный (на глубине 50–150 м) и мористый, или присклоновый (на глубине 300–900 м). Другими словами, структура ВСТ представляется двухструйной (по другой терминологии — двухъядерной). Наиболее отчетливо наличие двух струй ВСТ проявляется в осенне-зимний период. Аналогичные результаты получены в работе В.А. Дубины с соавторами (2012) при обработке спутниковых данных.

По результатам других модельных расчетов (Лучин, 1982, 1987; Пищальник и др., 2003, 2014; Pishchalnik et al., 2013), мористый поток над материковым склоном имеет противоположное направление и носит название Восточно-Сахалинского противотечения.

Анализ наших расчетов позволяет заключить, что в годовом цикле основными элементами циркуляции вод на северо-восточном участке шельфа являются струи ВСТ и ВСПТ, а на юго-восточном участке — струя ВСТ и мезомасштабный антициклонический вихрь над западной периферией глубоководной Курильской котловины, обусловленный особенностями рельефа дна (рис. 6). Этот вихрь на ежемесячных картах циркуляции вод отчетливо проявляется с января по сентябрь в поверхностных горизонтах в диапазоне скоростей от 2 до 8 см/с. Нижняя граница его достигает глубин 300–400 м. Осенью, в период активизации ВСТ (ноябрь–декабрь), прибрежная струя вод, минуя мыс Терпения, отклоняется в юго-западном направлении и мощным потоком шириной до 50 миль движется к мысу Крильон со скоростью на поверхности до 22 см/с.

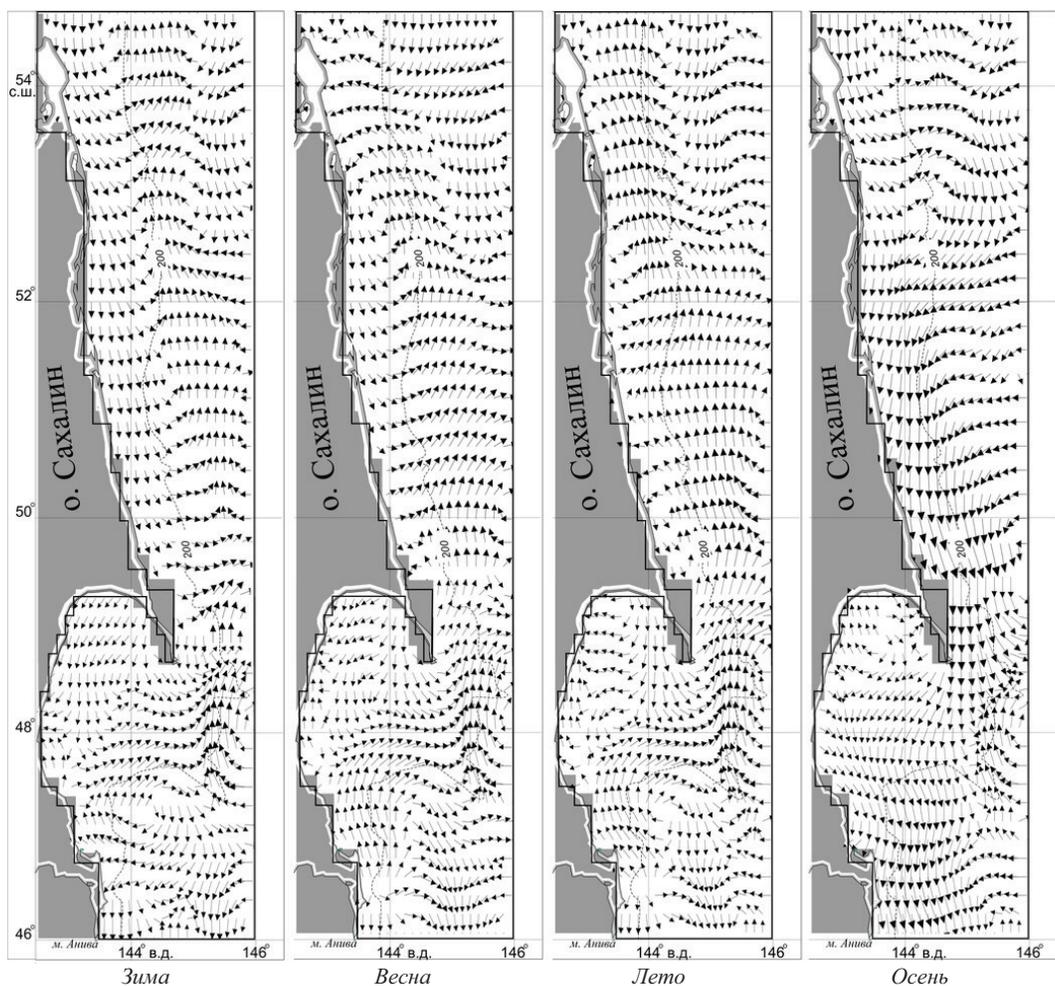


Рис. 6. Циркуляция вод на поверхности в шельфовой зоне восточного Сахалина по сезонам
 Fig. 6. Water circulation at the sea surface on eastern Sakhalin shelf, by seasons

При этом антициклонический вихрь смещается к востоку и в указанный период его центр практически выходит за границы исследуемого района. Отметим, что представленная для всего юго-восточного участка шельфа общая картина течений хорошо согласуется и балансом соединений биогенных элементов в годовом ходе и логически подтверждается их расчетными концентрациями (Леонов и др., 2016).

Местоположение основной струи потока в начале января практически всегда хорошо отслеживается по характерной конфигурации дрейфующего от мыса Терпения языка льда и согласуется с результатами инструментальных наблюдений (рис. 7, а, б). Возврат антициклонического вихря на западную периферию Курильской котловины происходит в конце января, когда скорость ВСТ уменьшается вдвое (до 10–11 см/с). Данное явление со второй половины января можно проследить в маловетренную погоду по формированию антициклонического вихря из начальных видов льда (рис. 7, в). В марте существование этого вихря четко прослеживается по смещению больших полей однолетнего льда характерной конфигурации, которые использовались в работе В.М. Пищальника (2004) в качестве маркеров для оценки скорости дрейфа льда в маловетренную погоду (рис. 7, г).

Анализ меридиональных составляющих скоростей течений на разрезе по 47° с.ш. позволяет заключить, что в течение года постоянными элементами циркуляции вод являются поток ВСТ южного направления до глубины 400–500 м, ядро которого находится на расстоянии 80–120 км от берега, и прижатый к материковому склону поток

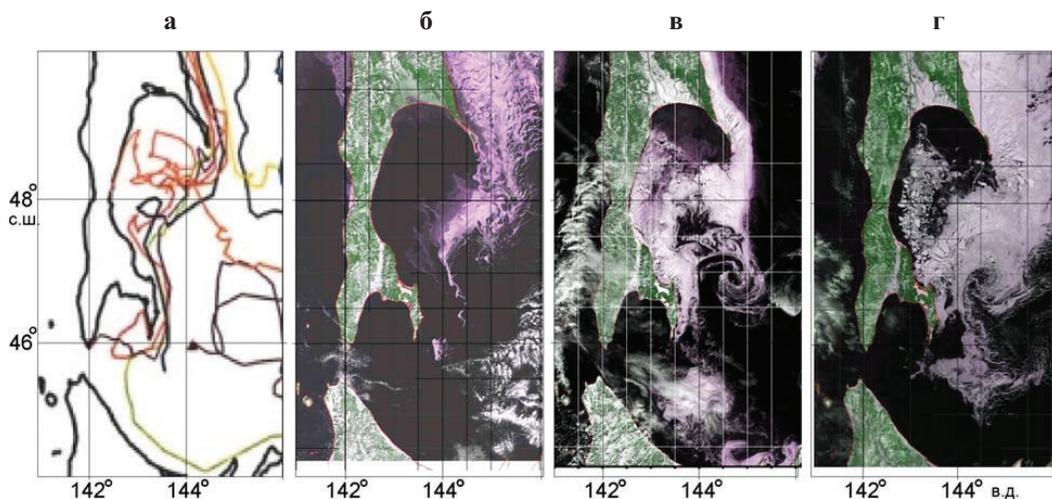


Рис. 7. Траектории дрейфующих буев (а, по: Ohshima et al., 2002) и характерное расположение массива дрейфующего льда в течение зимнего сезона на фрагментах спутниковых снимков за 5 января 2007 г. (б), 26 февраля 2015 г. (в) и 28 марта 2007 г. (г)

Fig. 7. Tracks of drifting buoys (a, from: Ohshima et al., 2002) and typical location of the drift ice, from satellite images (б — January 5, 2007; в — February 26, 2015; г — March 28, 2007)

вод северного направления со стабильными значениями меридиональной составляющей скорости течения $\sim 4\text{--}5$ м/с (см. рис. 5). С января по сентябрь интенсивность потока ВСТ изменяется незначительно. В этот период вдоль береговой зоны до глубины 300–400 м отмечается примерно равный ему по интенсивности северный поток. На горизонтальной карте оба эти потока формируют квазистационарный антициклонический вихрь (см. рис. 6).

Существенная перестройка циркуляции вод происходит осенью: меридиональная составляющая скорости ВСТ возрастает в четыре раза (до 12–13 см/с), ядро течения на 30–40 км смещается к западу и в поверхностных горизонтах поток вод южного направления занимает все пространство до береговой черты. Северный поток при этом заглубляется на 300–400 м, а скорость его уменьшается с 2–3 до 1 см/с.

Вдоль материкового склона на глубине 400–1200 м с января по сентябрь существует сопряженный с поверхностной струей ВСТ поток вод южного направления с меридиональной составляющей скорости течения > 2 см/с. В период интенсификации ВСТ осенью этот поток отходит от берегового склона к востоку, ядро его заглубляется на 300–400 м, а скорости уменьшаются. Существующий в течение года постоянный поток вод северного направления вдоль материкового склона ниже 1200 м по своей сути является компенсационным и максимально развит в осенне-зимний период (меридиональная составляющая скорости, направленная на север, превышает 7 см/с). Учитывая наличие аналогичного потока на разрезах северо-восточного шельфа острова (Pishchalnik et al., 2013; Пищальник и др., 2014), можно выдвинуть гипотезу, что этот глубинный антициклонический вихрь должен существовать на всей акватории Охотского моря как сопряженный элемент общей циклонической циркуляции в поверхностных горизонтах.

Вдоль подводного продолжения мыса Терпения в течение года формируется квазистационарный поток вод северного направления (см. рис. 5, 6). По своей сути это западная периферия квазистационарного антициклонического вихря, который генерируется в зоне отклонения части струи ВСТ на юго-восток вследствие особенностей подводного рельефа на участке $49\text{--}50^\circ$ с.ш. Вполне вероятно, что этот поток можно рассматривать и как начало ВСПТ, которое поддерживается тремя мезомасштабными антициклоническими вихрями (Пищальник и др., 2003, 2014; Pishchalnik et al., 2013).

Анализ вариаций меридиональной составляющей скорости по результатам выполненных расчетов в месте постановки буйковых станций (разрез по 53° с.ш.) позволяет заключить, что в прибрежной зоне до 90 км от берега во все сезоны прослеживается ВСПТ от поверхности до глубины 300–500 м (рис. 8). Осенью и зимой противотечение прижато к берегу, ядро его максимально заглублено, меридиональная составляющая скорости в поверхностных горизонтах достигает 2,5–3,0 см/с. Весной и летом площадь потока уменьшается вдвое, основная струя отходит от берега и находится в зоне от 40 до 90 км и на ~ 1 см/с уменьшается его скорость. На удалении 90–100 км от берега граница течения особенно отчетливо прослеживается летом на горизонте 50 м по повышению значений T_w (на $\sim 1^\circ\text{C}$) и понижению значений S_w (на $\sim 0,5\text{‰}$). В прибрежной мелководной зоне шириной до 40 км в это время формируется поток вод южного направления (Пищальник и др., 2014). Аналогичные результаты были получены ранее на разрезе по $52^\circ 15'$ с.ш. (Pishchalnik et al., 2013).

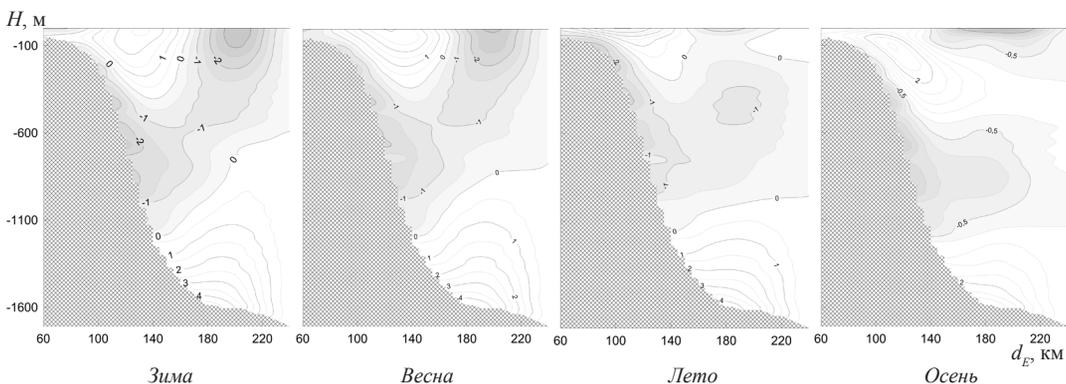


Рис. 8. Пространственное распределение меридиональной составляющей скорости переноса вод на разрезе по 53° с.ш. по сезонам. Затемненные области — движение вод на юг

Fig. 8. Spatial distribution of the meridional component of water currents at the section along 53° N, by seasons. Southward flows are shaded

Основная струя ВСТ располагается в 100–150 км от берега. Течение максимально развито в холодную половину года от поверхности до глубины 300–400 м, при этом летом в поверхностных горизонтах практически не прослеживается. В течение всего года на глубинах от 100 до 1200 м (весной и летом от поверхности) вдоль материкового склона существует поток южного направления. Максимальные величины меридиональных составляющих скорости потоков и северного, и южного направлений варьируют в небольших пределах от 4 до 5 см/с. Ниже горизонта 1200 м движение вод происходит в северном направлении с меридиональными скоростями от 3,5 до 4,5 см/с в течение всего года (рис. 8).

Для ответа на вопрос, почему инструментальные данные не зафиксировали поток ВСПТ, необходимо проанализировать пространственно-временные масштабы проведения натуральных экспериментов. Самый массовый эксперимент по постановке двадцати дрейфующих буйв АРГОС был осуществлен с 28 августа по 21 сентября 1999 г. (Ohshima et al., 2002). Основным выводом проведенного эксперимента является то, что в осенне-зимний период ВСТ существует в виде двух отчетливо выраженных струй,двигающихся на юг. Выставленные в районе ВСТ на 51 и 55° с.ш. в октябре-ноябре буйи также практически не имели дрейфа в южном направлении: траектории их движения ориентированы строго на юго-восток (Тамбовский, Бобков, 2012). Другими словами, учитывая изложенные выше особенности динамики ВСПТ, по результатам этих наблюдений невозможно было зафиксировать его по причине сезонности проведения экспериментов (сентябрь-ноябрь).

По результатам двухлетних наблюдений на разрезе по 53° с.ш. на четырех буйковых станциях, выставленных на расстоянии 47, 73, 100 и 147 км от берега, также наблюдался постоянный поток вод юго-восточного направления до глубины 1000 м.

На горизонте 200 м максимальная среднемесячная скорость потока вод наблюдалась в январе (37 ± 9 см/с), минимальная — в июле (10 ± 8 см/с) (Mizuta et al., 2003). Инструментальные измерения течений в эксперименте 1998–2000 гг. проводились с помощью приборов ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) и CM (Current meters). Однако анализ результатов этих наблюдений также не дает ответа на вопрос о существовании ВСПТ, так как все CM были установлены на горизонтах от 200 до 870 м вне зоны течения, а с помощью ADCP можно регистрировать только суммарный горизонтальный перенос вод во всей толще.

Из сказанного выше следует, что по результатам натуральных наблюдений, выполненных с помощью буев АРГОС и приборов ADCP и CM, невозможно было зафиксировать ВСПТ, поскольку выставлены они были не в те сроки и не на тех горизонтах, где противотечение проявляется по результатам модельных расчетов. Для окончательного ответа на вопрос о существовании ВСПТ требуется проведение дополнительных исследований и при планировании инструментальных измерений необходимо учитывать результаты модельных расчетов.

Выводы

Основными элементами мезомасштабной циркуляции вод на акватории, прилегающей к юго-восточному шельфу Сахалина, являются ВСТ и антициклонический вихрь над западной периферией глубоководной Курильской котловины.

В период активизации ВСТ в ноябре-декабре мощный поток вод шириной до 50 миль движется от мыса Терпения к мысу Анива со скоростью на поверхности до 22 см/с. Этот поток хорошо отслеживается по повышенным градиентам T_w и S_w на его западной периферии вплоть до горизонтов 100–150 м. При этом антициклонический вихрь смещается к востоку, и в указанный период центр его выходит за границы исследуемого района.

Основными элементами квазигеострофической циркуляции вод на восточном шельфе Сахалина являются ВСТ и ВСПТ. Однако интенсивность переноса вод этими потоками меняется в значительных пределах и во времени, и в пространстве. Так, в ноябре-декабре в поверхностных горизонтах доминирующим является движение вод в южном направлении, а в июле-августе — в северном. Нами впервые показано, что ВСТ и ВСПТ в подповерхностных горизонтах существуют в постоянном режиме. Активизация ВСПТ в теплый период года ограничивает движение распресненных вод на юг в поверхностном слое (до 20 м) и способствует формированию фронтальной зоны в районе $52\text{--}53^\circ$ с.ш., факт существования которой подтверждается особенностями донных отложений и характером распределения бентоса.

Вопрос подтверждения инструментальными наблюдениями ВСПТ в настоящее время остается открытым. При планировании инструментальных экспериментов с целью обнаружения ВСПТ желательно выбирать сроки и места постановки приборов с учетом полученных результатов модельных расчетов.

В дальнейших исследованиях планируется выполнить численные расчеты трехмерной циркуляции вод с учетом полей ветра в районе, охватывающем сразу весь шельф Сахалина и прилегающие к нему акватории (от 44 до 56° с.ш. и от 135 до 147° в.д.), что позволит более корректно воспроизвести циркуляцию вод и оценить водообмен между Охотским и Японским морями через проливы.

Авторы выражают искреннюю благодарность академику РАН И.Г. Минервину (Сахалинский государственный университет), д-ру техн. наук П.А. Трускову (Sakhalin Energy Investment Company, Ltd.), канд. геогр. наук С.А. Покрашенко (ОАО «НК «Роснефть») и канд. физ.-мат. наук Ю.Ю. Никонову (СахГидромет) за высказанные в дискуссиях во время обсуждения результатов исследований ценные советы и замечания, которые по возможности были учтены при подготовке данной статьи.

Список литературы

- Дубина В.А., Файман П.А., Жабин И.А. и др. Течения Охотского моря по спутниковым данным и результатам численного моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2012. — Т. 9, № 1. — С. 206–212.
- Леонов А.В., Пищальник В.М., Архипкин В.С. Оценка переноса водными массами биогенных веществ в Татарском проливе // Вод. ресурсы. — 2011. — Т. 38, № 1. — С. 65–79. DOI: 10.1134/S009780781006103X.
- Леонов А.В., Пищальник В.М., Чичерина О.В. Биогидрохимия морской среды и особенности трансформации биогенных веществ и нефтяных углеводородов на юго-восточном шельфе Сахалина // Вод. ресурсы. — 2016. — Т. 43, № 2. — С. 164–187. DOI: 10.7868/S032105961602005X.
- Леонов А.В., Пищальник В.М., Чичерина О.В. Трансформация биогенных веществ в водах Татарского пролива (Японское море): анализ результатов математического моделирования // Вод. ресурсы. — 2010а. — Т. 37, № 1. — С. 33–57. DOI: 10.1134/S0097807810010033.
- Леонов А.В., Пищальник В.М., Чичерина О.В. Моделирование загрязнения морской среды нефтяными углеводородами и их биотрансформации в водах Татарского пролива // Вод. ресурсы. — 2010б. — Т. 37, № 2. — С. 225–238. DOI: 10.1134/S0097807810020107.
- Лучин В.А. Диагностический расчет циркуляции вод Охотского моря в летний период // Тр. ДВНИГМИ. — 1982. — Вып. 96. — С. 69–77.
- Лучин В.А. Непериодические течения // Гидрометеорология и гидрохимия морей. — СПб. : Гидрометеиздат, 1998. — Т. 9 : Охотское море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — С. 233–256.
- Лучин В.А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое дальневосточных морей // Дальневосточные моря России. Кн. 1 : Океанологические исследования. — М. : Наука, 2007. — С. 232–252.
- Лучин В.А. Циркуляция вод Охотского моря и особенности ее внутригодовой изменчивости по результатам диагностических расчетов // Тр. ДВНИГМИ. — 1987. — Вып. 36. — С. 3–13.
- Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Изв. ТИПРО. — 2006. — Т. 147. — С. 183–204.
- Лучин В.А., Лаврентьев В.М., Яричин В.Г. Гидрологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. — СПб. : Гидрометеиздат, 1998. — Т. 9 : Охотское море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — С. 92–175.
- Мамаев О.И., Архипкин В.С., Тужилкин В.С. T,S-анализ вод Черного моря // Океанол. — 1994. — Т. 34, № 2. — С. 178–192.
- Пищальник В.М. Прогноз геоэкологической обстановки в природно-технических комплексах шельфовых зон на основе моделирования океанографических процессов : дис. ... д-ра техн. наук. — Южно-Сахалинск : СФ ДВГИ ДВО РАН, 2004. — 268 с.
- Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В. Восстановление годового хода термохалинных характеристик и циркуляции вод на северо-восточном шельфе Сахалина // Вод. ресурсы. — 2014. — Т. 41, № 4. — С. 362–374. DOI: 10.7868/S0321059614040129.
- Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В. Восстановление среднемесячных термохалинных полей в Татарском проливе // Вод. ресурсы. — 2009а. — Т. 36, № 6. — С. 655–667.
- Пищальник В.М., Покрашенко С.А., Леонов А.В., Гальцев А.А. Особенности развития ледяного покрова Охотского моря в 2001–2006 гг. // Сб. статей РЭА № 1 «Экологические аспекты освоения нефтегазовых месторождений». — Владивосток : Дальнаука, 2009б. — С. 185–197.
- Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В. О циркуляции вод в Татарском проливе // Вод. ресурсы. — 2010. — Т. 37, № 6. — С. 657–670. DOI: 10.1134/S0097807810060035.
- Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В. Термохалинный анализ вод пролива Лаперуза // Вод. ресурсы. — 2005. — Т. 32, № 1. — С. 18–27.
- Пищальник В.М., Архипкин В.С., Юрасов Г.И., Ермоленко С.С. Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах о. Сахалин // Метеорол. и гидрол. — 2003. — № 5. — С. 87–95.
- Пищальник В.М., Бобков А.О. Моделирование природных процессов на основе ГИС «Сахалинский шельф» : учеб. пособие. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2008. — 103 с.
- Пищальник В.М., Бобков А.О. Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2000. — Ч. 1. — 173 с.; Ч. 2. — 107 с.
- Пищальник В.М., Климов С.М. Каталог глубоководных наблюдений, выполненных в шельфовой зоне острова Сахалин за период 1948–1987 гг. — Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО АН СССР, 1991. — 166 с.

Пищальник В.М., Леонов А.В. Изучение условий функционирования экосистемы залив Анива — пролив Лаперуза // Вод. ресурсы. — 2003. — Т. 30, № 5. — С. 616-636.

Пищальник В.М., Леонов А.В. Опыт совместного применения электронного океанографического атласа и имитационной математической модели для исследования процессов биотрансформации органических веществ в проливе Лаперуза // Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сахалино-Курильском регионе и сопредельных акваториях : Тр. СахНИРО. — Южно-Сахалинск : СахНИРО, 2002. — Т. 4. — С. 22-47.

Пищальник В.М., Леонов А.В., Архипкин В.С., Мелкий В.А. Математическое моделирование условий функционирования экосистемы Татарского пролива : моногр. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2011. — 104 с.

Тамбовский В.С., Бобков А.О. Исследование динамики льда и поверхностных вод Охотского моря поплавокными буйами-дрифтерами, оснащенными терминалом АРГОС // Тр. ДВНИГМИ. — 2012. — Вып. 154. — С. 187-209.

Уроев В.М. Уравнения математической физики : учеб. — М. : ИФ Яуза, 1998. — 373 с.

Berntsen J. USERS GUIDE for a modesplit σ -coordinate numerical ocean model. — Bergen : Univ. of Bergen, 2004. — 51 p.

Leonov A.V., Pishchal'nik V.M., Arkhipkin V.S., Chicherina O.V. Specific features of water circulation and biogenic substance transformation and transport in Tatar Strait (Sea of Japan): Assessment based on the results of mathematical modeling // Water Resources. — 2010. — Vol. 37, Iss. 4. — P. 528-564.

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 : NOAA Atlas NESDIS 67. — Wash. : U.S. Gov. Printing Office, 2009. — 329 p.

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.

Ohshima K.I., Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters // J. Geophys. Res. — 2002. — Vol. 107, № C11, 3195. — P. 16-1-16-18. DOI: 10.1029/2001JC001005.

Pishchalnik V.M., Arkhipkin V.S., Leonov A.V. et al. Mathematical modeling of water circulation on eastern shelf of Sakhalin Island // Proc. of the 28th Intern. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice. — Mombetsu, Hokkaido, 2013. — P. 300-303.

Поступила в редакцию 8.08.17 г.

Принята в печать 23.10.17 г.