

РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗАЛИВА АНИВА В 2001–2003 гг. (СТРУКТУРА И ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД)

В. Д. Будаева¹, В. Г. Макаров², В. Н. Частиков³

¹ Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (Владивосток); ² Междисциплинарный центр морских исследований Национального политехнического института (Ла Пас, Мексика); ³ Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (Южно-Сахалинск)

ВВЕДЕНИЕ

В течение 2001–2003 гг. на НПС «Дмитрий Песков» были выполнены комплексные исследования шельфовых вод залива Анива. В состав наблюдений входили STD-зондирования от поверхности до дна в фиксированных координатах на четырех стандартных разрезах в заливе и трех дополнительных – в проливе Лаперуза с отбором проб для химических определений: 2001 г. – апрель, июнь, август, октябрь, ноябрь, 131 станция; 2002 г. – январь, апрель, июнь, август, октябрь, 161 станция; 2003 г. – апрель, июнь, 58 станций (рис. 1). Средняя продолжительность выполнения каждой съемки составила около двух суток. Основные задачи мониторинга водной толщи заключались в диагнозе состояния океанологических полей, определении характера плотностной и ветровой циркуляции, а также в выявлении особенностей водообмена залива с окружающим шельфом в сезонном и межгодовом аспектах.

Пролив Лаперуза и залив Анива в силу своего географического местоположения находятся в зоне активного взаимодействия вод Охотского и Японского морей. При осевой протяженности залива Анива примерно от 80 до 110 км его морфометрия характеризуется относительно малой изменчивостью береговой линии и незначительными перепадами рельефа дна. Восточный берег залива более приглуб, чем западный. На северном разрезе (станции 1–5) глубины минимальны и варьируются от 10 до 40 м, на мористой границе залива (станции 18–24), в его относительно центральной глубоководной части, глубины увеличиваются до 100–110 м. Исключение составляет район скалы Камень Опасности к юго-востоку от м. Крильон (Лоция..., 1989).

Помимо воздействия приливов и влияния атмосферных условий, структура гидрофизических полей в проливе Лаперуза и заливе Анива определяется в значительной степени наличием и взаимодействием вод различного происхождения (Бирюлин, 1954; Шелегова, 1958; Леонов, 1960; Watanabe, 1963; Морошкин, 1964, 1966; Aota, 1970, 1975, 1984; Akagawa, 1977; Takizawa, 1982; Watanabe,

1995; Budaeva, Makarov, 1996, 1999; Itoh, Ohshima, 2000; Ohshima et al., 2002). Воды залива Анива близки к водам субарктической структуры и имеют соответствующий характер стратификации. В вертикальной термической структуре вод залива активно проявляется холодный промежуточный слой (ХПС) с отрицательными значениями температуры воды до $-1,5$ — $-1,6^{\circ}\text{C}$. Показателем обновления ХПС в первую очередь является минимальная температура в его ядре.

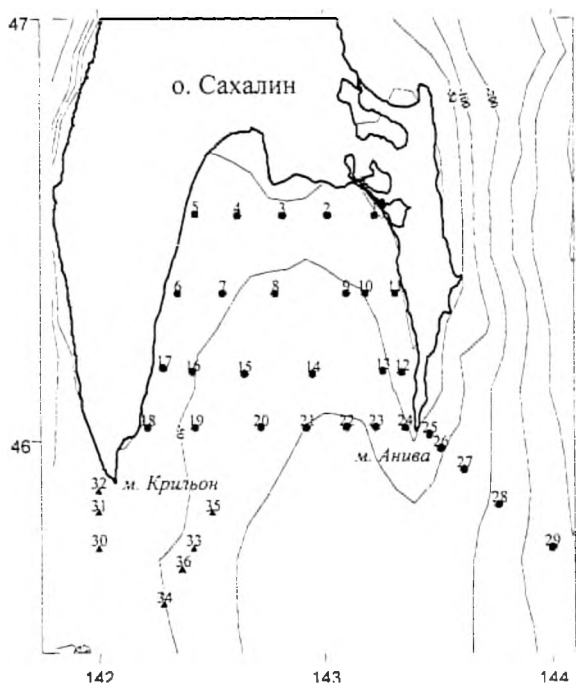


Рис. 1. Схема СТД-измерений, проводившихся на океанологических разрезах в заливе Анива (станции 1–24), разрезе м. Анива – море (станции 25–29), а также на разрезах S1 (станции 30–32) и S3 (станции 33–36) в проливе Лаперуза

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом исследований послужили данные по температуре, солёности и плотности (350 СТД-станций), полученные в 12 экспедициях СахНИРО 2001–2003 гг. в заливе Анива. Для реконструкции течений в относительно мелководном заливе Анива использовалась трехмерная сигма-координатная бароклинная модель экмановского типа с постоянными коэффициентами вертикального турбулентного обмена (Budaeva, Makarov, 1999). Указанная модель учитывает реальные рельеф дна и конфигурацию берегов, неравномерность распределений плотности и приземного ветра, а также расходы воды через жидкие границы. Решение строилось на регулярной по горизонтали сетке с разрешением 5×5 минут. Течения на восьми заданных горизонтах определялись с помощью одномерной интерполяции рассчитанных в каждом горизонтальном узле вертикальных профилей компонентов трехмерного вектора скорости. Положение береговой линии и глубина моря в узлах сеточной области адаптированы с батиметрической карты залива Анива и пролива Лаперуза (масштаб 1: 250000 по параллели 52°N , 1992 г.). Граничные условия на жидких боковых границах заданы с учетом (Кантаков и др., 2002).

Межгодовые вариации термохалинных условий. В 2001 и 2003 гг. структура вод залива Анива во многом определялась относительно холодными погодными условиями в ранневесенний период. По данным ведущего научного сотрудника ТИНРО-центра С. Ю. Глебовой, весной над Японским и Охотским морями доминировали меридиональные процессы, которые сопровождались затоками холодных воздушных арктических масс. В указанные годы большая часть акватории залива Анива в начале второй декады апреля была занята холодными (до $-0,2$ — $-0,6^{\circ}\text{C}$ на поверхности и $-1,0$ — $-1,6^{\circ}\text{C}$ вблизи дна) и относительно солеными (до $32,0$ — $32,3$ PSU на поверхности и $32,5$ — $33,0$ PSU вблизи дна) шельфовыми водами с пониженными градиентами свойств. В поверхностном слое положительные значения температуры воды (до $0,7$ — $1,0^{\circ}\text{C}$) были отмечены лишь в районе бухты Лососей и прибрежных участках северного мелководья (рис. 2, 3).

а)

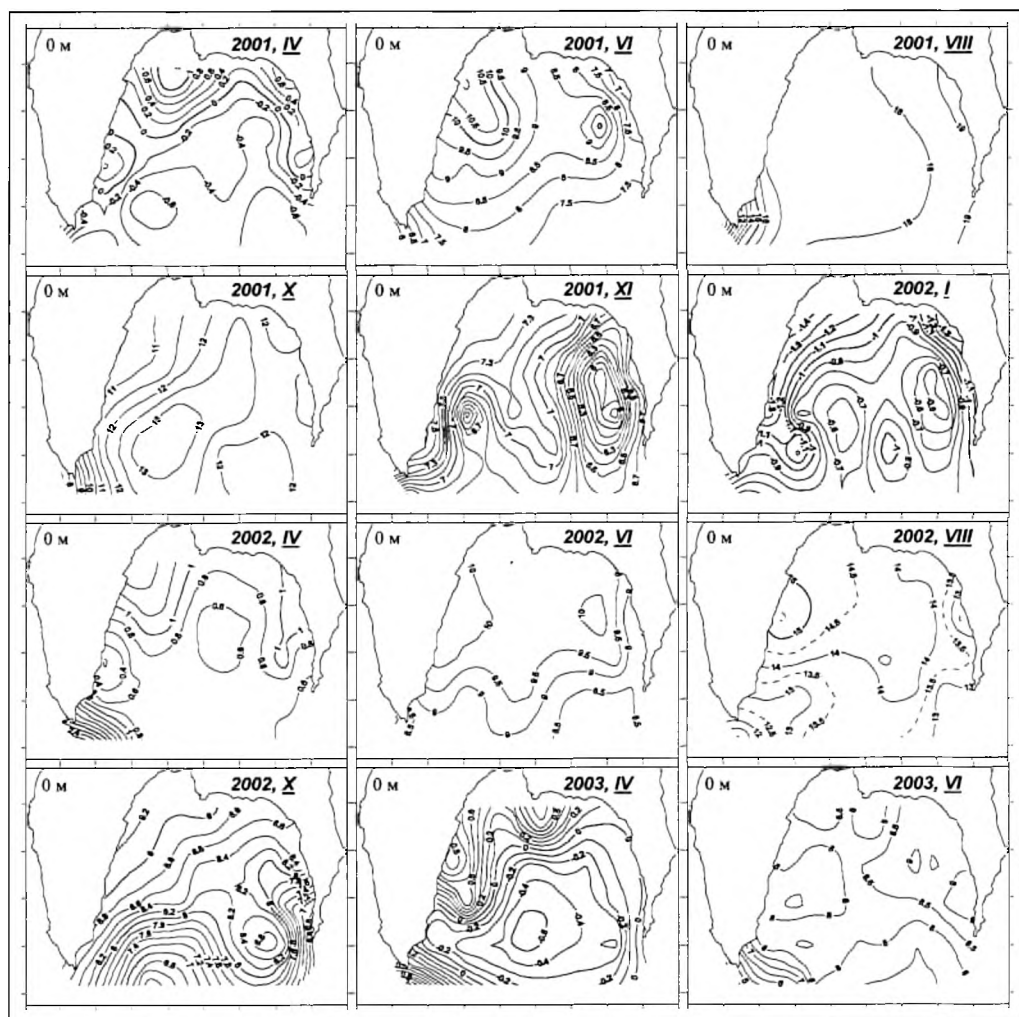
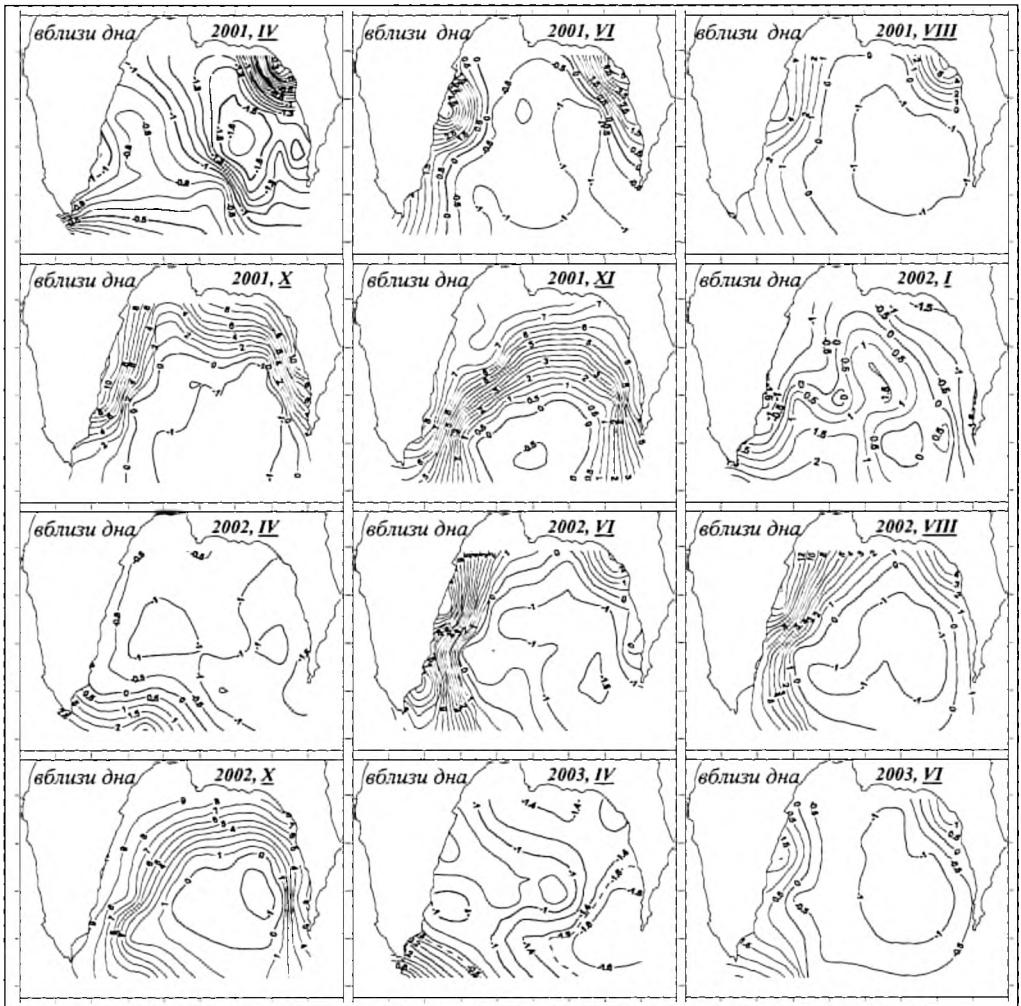


Рис. 2. Распределение температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) в заливе Анива, 2001–2003 гг.: а) в поверхностном слое; б) вблизи дна

Окончание рисунка 2 – на следующей странице.

б)



a)

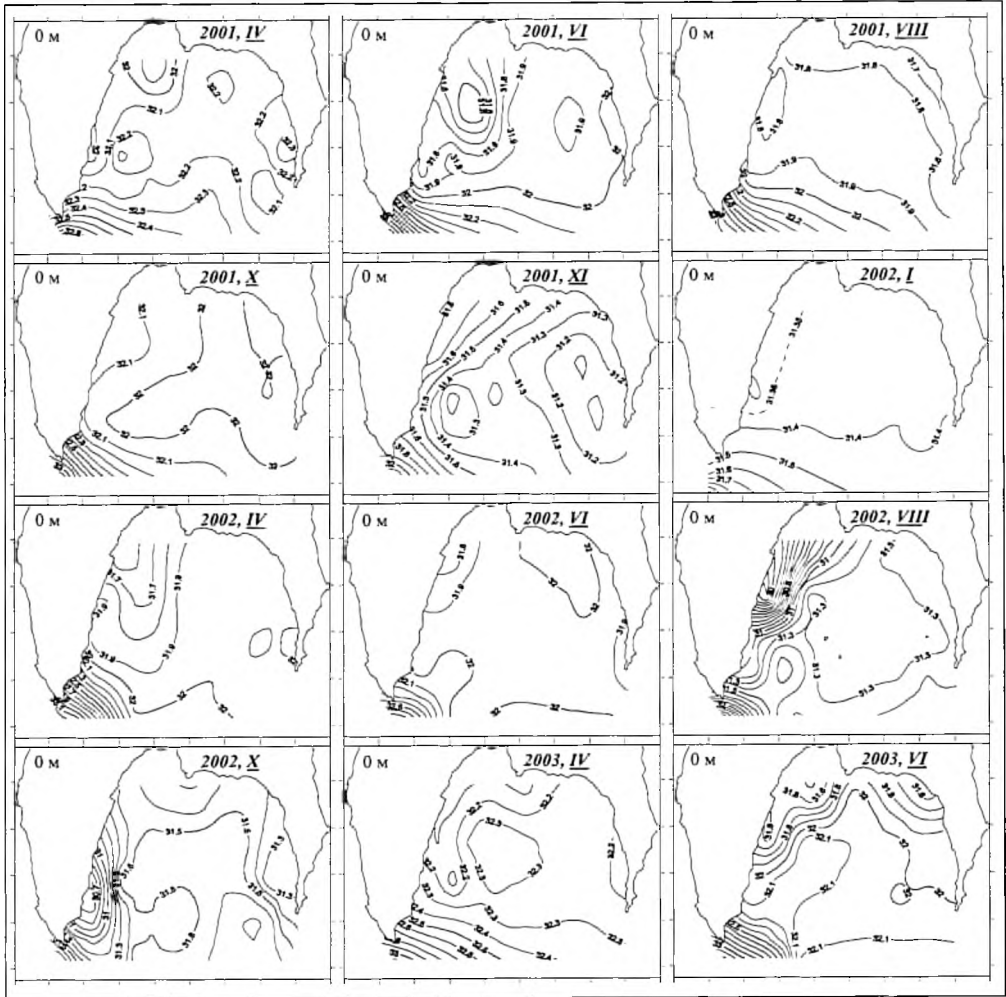
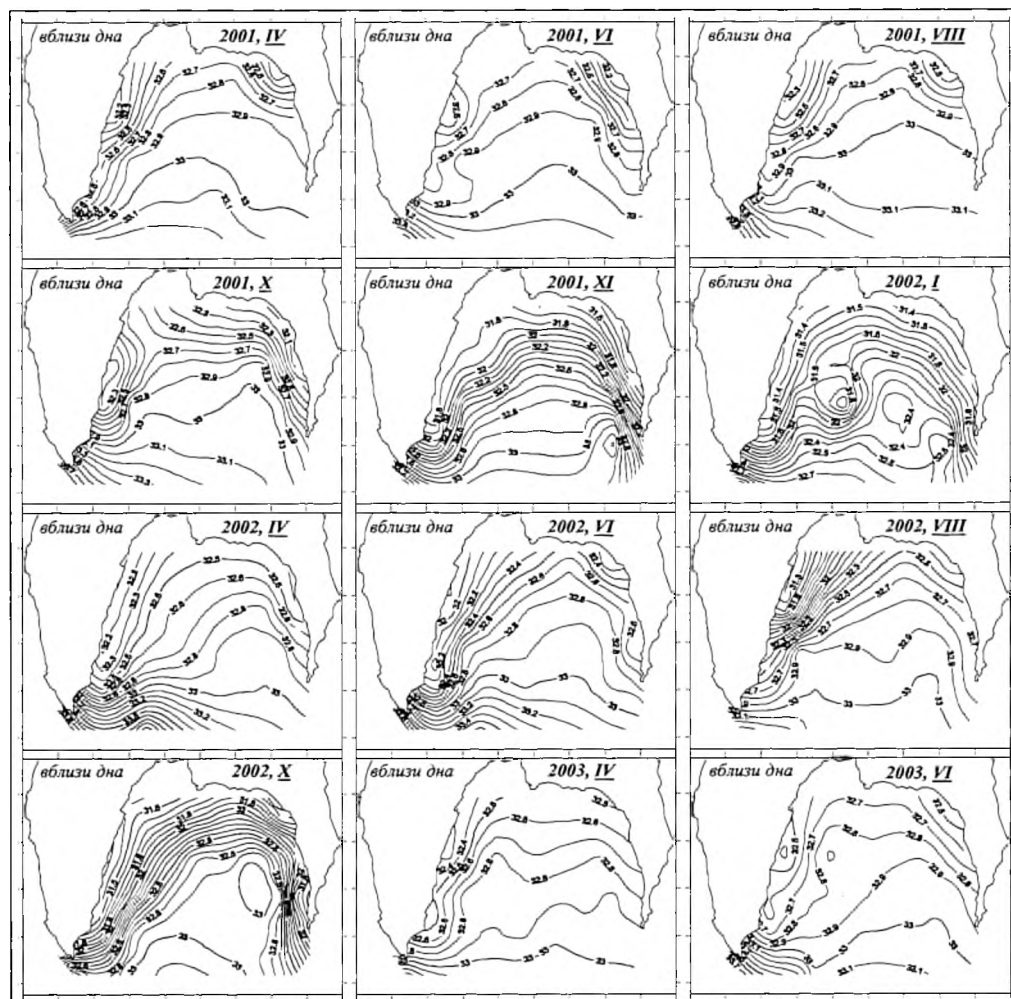


Рис. 3. Распределение солёности воды (PSU) в заливе Анива, 2001–2003 гг.: а) в поверхностном слое; б) вблизи дна

Окончание рисунка 3 – на следующей странице.

б)



Напротив, в начале второй декады апреля 2002 г. температура воды в приповерхностных слоях, а также в ядре ХПС и вблизи дна была значительно выше, чем в 2001 и 2003 гг., что является косвенным индикатором мягкой предшествующей зимы и относительно теплых погодных условий в ранневесенний период. Примечательная особенность ранневесенних условий 2002 г. – отсутствие в начале второй декады апреля в поверхностном слое отрицательных значений температуры воды, что не типично для этого времени года (см. рис. 2а).

Вблизи дна ранней весной 2001 г. горизонтальное распределение температуры воды характеризовалось следующими отличительными особенностями: во-первых, явным превышением примерно на $0,5-1,0^{\circ}\text{C}$ ее значений в западной части залива по отношению к восточной; во-вторых, нарушением тенденции «следования изобатам». Анализ распределения изотерм вблизи дна в апреле 2001 и 2003 гг. свидетельствовал, что на рубеже указанных лет придонная толща вод западной части залива Анива испытывала заметное отепляющее влияние, по-видимому, со стороны Японского моря. Граница этого термиче-

ского воздействия отчетливо фиксировалась по положению изотермы -1°C , которая имела характерный уклон в направлении СЗ–ЮВ и идентифицировалась как ось придонного фронтального раздела, представляющего собой пересечение плоскости дна и пикноклина, сформированного на нижней границе конвекции. Такая же особенность термохалинной структуры вод вблизи дна была отмечена в январе и апреле 2002 г. Наиболее заметно это термическое воздействие проявлялось в январе 2002 г. на широтном разрезе м. Анива – м. Анастасии (46°N), где были зафиксированы положительные значения температуры воды в придонном слое до $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$ (рис. 4), тогда как на северных разрезах – только до $0,5^{\circ}\text{C}$. Следует отметить, что придонные вторжения со стороны Японского моря осуществлялись как направленными на север локальными струями, проникающими в залив восточнее мыса Крильон, так и в виде отдельных линз, перемещаемых, по-видимому, приливным движением. Две такие эллипсоидные придонные линзы, заполненные трансформированными водами япономорского происхождения, были зафиксированы на широтном разрезе м. Анива – м. Анастасии в январе 2002 г. Изменения термического состояния придонных вод западной части бассейна на рубеже 2001, 2002 и 2003 гг. однозначно свидетельствуют, что основным источником повышения температуры воды вблизи дна являются затоки со стороны Японского моря, поскольку охотоморские воды внешнего шельфа имели в этих случаях отрицательные значения температуры. В результате вторжения вод, различающихся по своим характеристикам и происхождению, в поле придонной температуры формировались резкие пространственные неоднородности и, как следствие, – придонные фронтальные разделы.

С началом активного прогрева происходили сток талой снеговой воды с суши и формирование в поверхностных слоях стоковых фронтальных разделов, которые фиксировались вблизи устьев основных рек анивского побережья – Сусуи, Лютоги и Урюм. В полях температуры и солености эти разделы наиболее отчетливо проявлялись в июне 2001 и 2003 гг. по повышенным градиентам свойств. Согласно оценкам (табл.), численные значения горизонтальных и вертикальных градиентов условной плотности в период проведения этих съемок достигали соответственно $0,025\text{--}0,045$ усл. ед./км и $0,15\text{--}0,20$ усл. ед./м. Именно в этот период на большей части обследованной акватории сезонные изменения в структуре шельфовых вод проявлялись формированием верхнего прогретого слоя (от 8 до 10°C), ниже которого наблюдался остаточный «зимний» ХПС с отрицательными значениями температуры воды ($-0,5\text{--}-1,0^{\circ}\text{C}$).

В теплый период года вертикальная термическая структура вод залива была представлена следующими составляющими: верхний прогретый слой, сезонный термоклин, остаточный ХПС. В начале второй декады августа 2001 г. в восточной части залива верхний прогретый слой характеризовался относительно более высокими значениями температуры воды и выраженностью по глубине (соответственно до $18\text{--}19^{\circ}\text{C}$ и $5\text{--}10$ м) по сравнению с западной ($16\text{--}17^{\circ}\text{C}$, $3\text{--}5$ м). Сезонный термоклин проявлялся перепадом температуры от 15 до 4°C и повышенными значениями модуля вертикального градиента (до $1,4\text{--}2,4^{\circ}\text{C}/\text{м}$) в восточной части залива и относительно пониженными (до $1^{\circ}\text{C}/\text{м}$) – в западной. Остаточный ХПС с отрицательными значениями температуры (до -1°C) фиксировался на глубинах примерно от 50 м и до дна. На разрезе по 46°N эти воды проявлялись в виде куполообразной придонной прослойки мощностью до $40\text{--}50$ м (см. рис. 4).

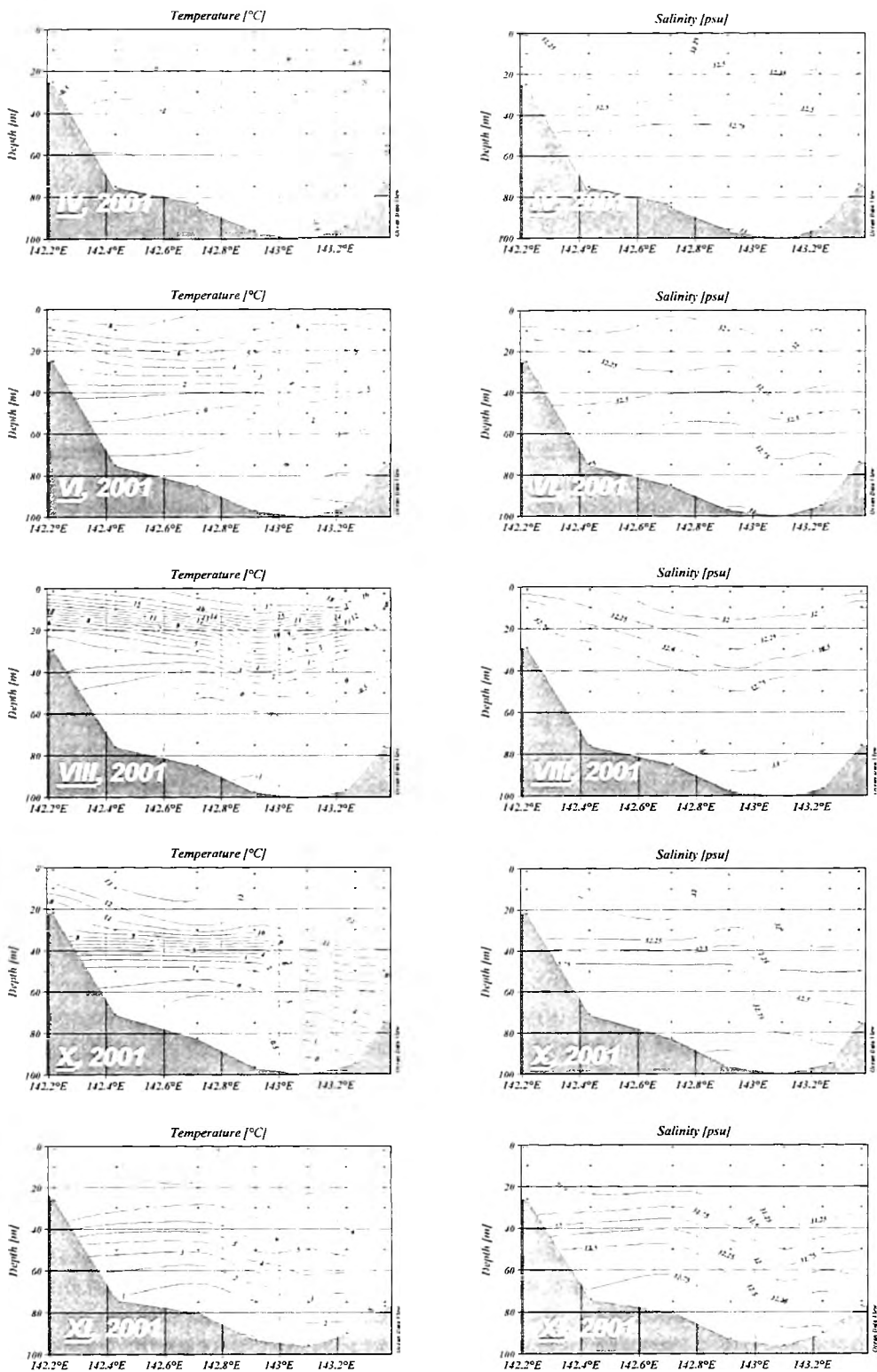
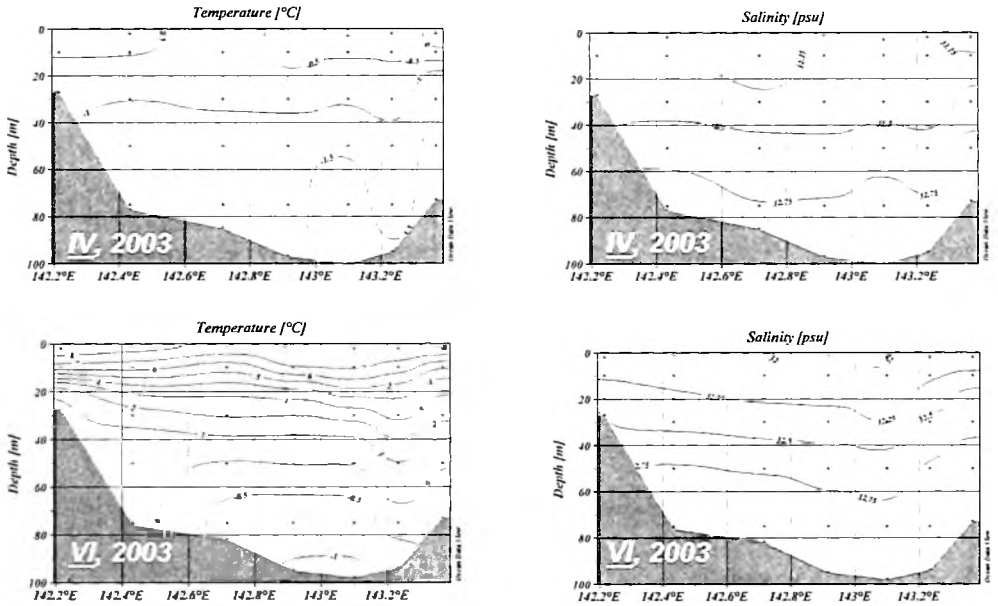


Рис. 4. Распределение температуры и солёности на разрезе по 46°N (станции 18–24), 2001–2003 гг.



Таблица

Параметры плотностной структуры вод в заливе Анива в 2001–2003 гг.

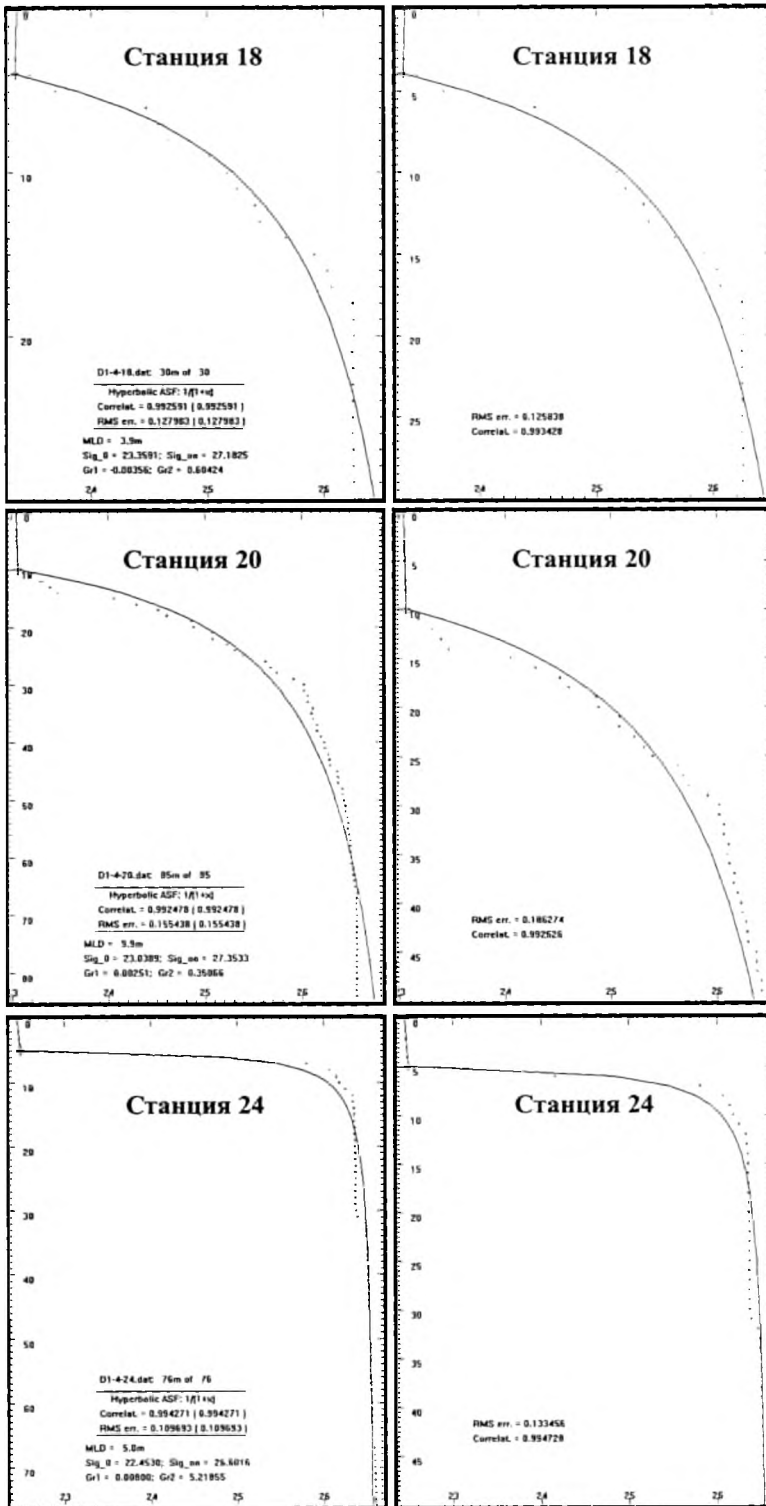
Год	Месяц	Плотность, усл. ед., 0 м	Плотность, усл. ед., вблизи дна	Горизонтальный градиент плотности, усл. ед./км	Вертикальный градиент плотности, усл. ед./м	Глубина залегания пикноклина, м
2001	Апрель	25,42–25,97	25,78–26,62	0,032	0,02–0,05	5–45
	Июнь	24,05–25,07	25,21–26,55	0,045	0,05–0,21	4–34
	Август	22,43–23,35	25,27–26,60	0,01–0,06	0,20–0,50	5–20 (4, 36)
	Октябрь	23,92–24,60	24,54–26,57	0,065	0,10–0,50	15–60
	Ноябрь	24,42–24,82	24,60–26,43	0,016	0,01–0,12	15–70
2002	Январь	25,18–25,28	25,28–26,21	0,009	0,04	15–80
	Апрель	25,21–25,81	25,58–26,54	0,034	0,09	10–55
	Июнь	24,42–24,93	24,57–26,58	0,028 (0,03)	0,14	6–34
	Август	21,82–23,89	23,40–26,40	0,075	0,35 (0,44)	15–45 (50)
	Октябрь	23,70–24,62	24,25–26,49	0,060	0,24	15–60
2003	Апрель	25,69–26,01	25,91–26,55	0,017	0,015–0,045	10–55
	Июнь	24,34–25,12	25,83–26,54	0,045	0,05–0,23	5–23

В скобках указаны экстремальные значения, наблюдавшиеся на отдельных станциях.

В относительно холодных погодных условиях лета 2002 г., которые сопровождалась высокой облачностью, пониженным радиационным прогревом и повышенным количеством осадков вследствие активной тайфунной деятельности, наблюдалась пониженная градиентная выраженность термоклина по сравнению с летом предыдущего года. Верхний прогретый слой фиксировался по относительно однородному распределению температуры и солености (соответственно 13–14°C и 31,30–31,35 PSU). При этом толщина верхнего относительно однородного слоя в конце первой декады августа была сравнительно больше, чем в 2001 г., и составляла на северных станциях 1–5 от 2 до 18 м и 10–25 м – в зоне проявления антициклонического вихря А₁.

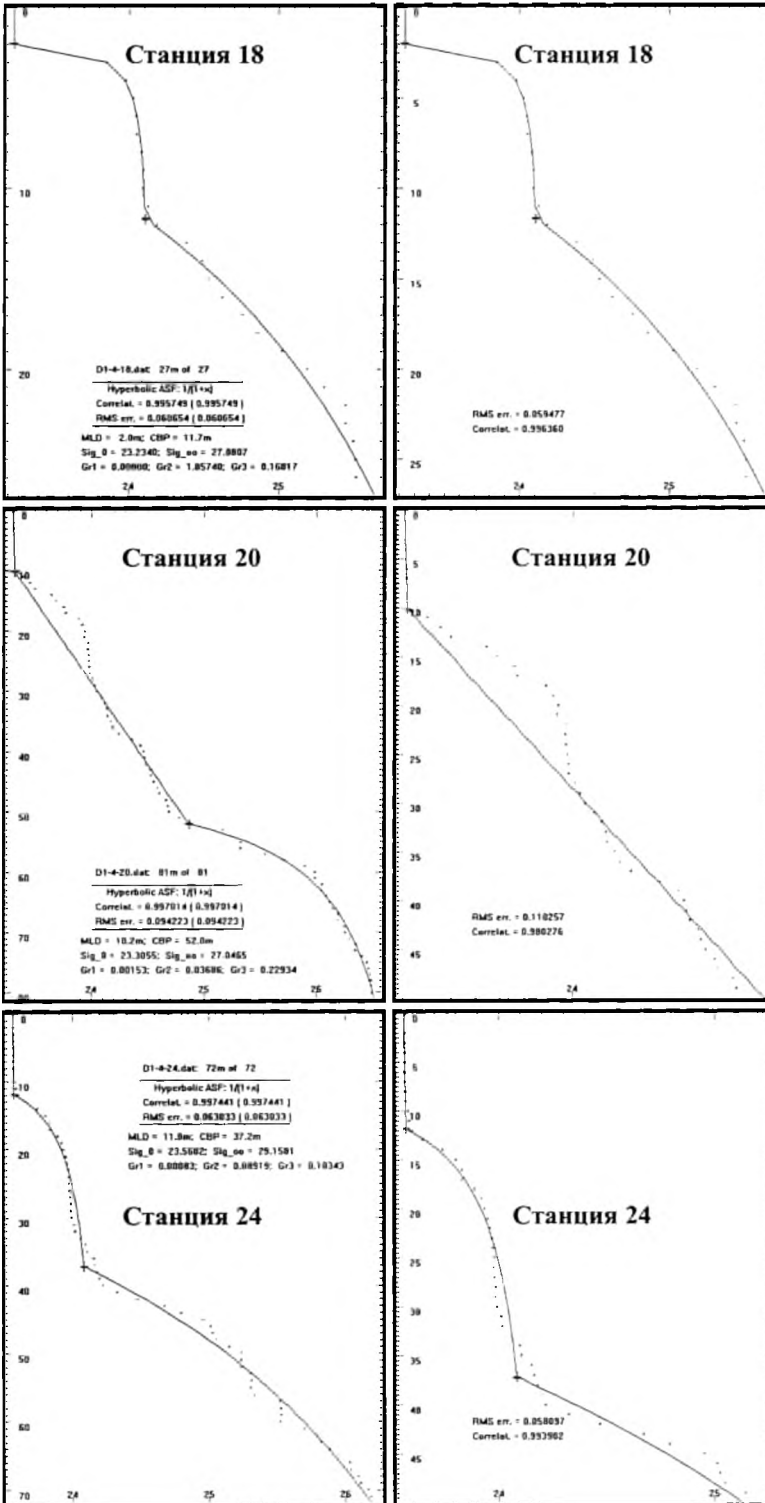
Весьма примечательная особенность летних условий 2002 г. – высокая степень опреснения всей акватории залива Анива. По оценкам, в верхнем 50-метровом слое отрицательная аномалия солености превышала величину 2σ (–0,50 PSU). Это обусловлено, по-видимому, необычно большим количеством осадков и повышенным стоком речных вод. Летом над южной частью о. Сахалин прошло шесть тайфунов, что примерно в два раза больше обычного. Этими же причинами определялась высокая перемежаемость слоев по вертикали, которая повлекла за собой существенные изменения в вертикальной плотностной структуре вод залива. В результате перемешивания и сложного переслоения проникающих с севера опресненных и менее плотных вод, а с юга – трансформированных и относительно более соленых япономорских и холодных охотоморских вод на значительной части летних станций в вертикальном распределении плотности преваляровала 3-слойная структура. Рисунок 5а демонстрирует геометрию профилей и расчетные характеристики сезонного скачка плотности, расположенного вблизи поверхности, и второго градиентного слоя, который диагностировался в интервале глубин от 11 до 52 м (разрез по 46°N, станции 18, 20, 24). Для выделенных структурных элементов была характерна тенденция к заглублению по мере приближения к центру антициклонического вихря А₁ (станция 20). Напротив, летом 2001 г., в отличие от 2002 г., в вертикальном распределении условной плотности доминировала 2-слойная структура (рис. 5б).

При переходе от лета к осени по мере уменьшения глобального градиента уровня между Японским и Охотским морями и перестройки термохалинного поля вод северного Охотоморья создаются благоприятные условия для беспрепятственного проникновения к югу над шельфом и склоном восточного Сахалина относительно распресненных вод Восточно-Сахалинского течения (ВСТ). Прибрежная ветвь этого течения проникает в залив Анива несколькими струями: одна – вблизи одноименного мыса, придерживаясь восточной периферии антициклонического вихря А₁, другая – в окрестности 142°30 в. д. (см. рис. 2а, ноябрь 2001 г., октябрь 2002 г.). Распространение струй ВСТ в направлении вершины залива приводит в основном к замещению местных вод при их частичном смешивании. Вторжение в южную часть залива вод ВСТ инициирует активное обновление прошлогоднего ХПС и трансформацию антициклонического вихря А₁, вытесняя это структурное образование к юго-западу. Процессы трансформации и обновления вод в разные годы происходят с различной степенью интенсивности. В 2001 г., в отличие от 2002 г., верхняя часть водной толщи залива Анива достигала своего максимального распреснения в ноябре (31,2–31,4 PSU), а не в августе, и по времени совпадала с быстротечным проявлением ВСТ. Последствием этого события является выраженная адвекция относительно распресненных и существенно более однородных по вертикали вод ВСТ вдоль восточного Сахалина, которые примерно через 7–10 дней фиксируются в проливе Лаперуза и южной части залива Анива. Природа этого явления до конца не ясна и требует самостоятельного исследования.



a)

Рис. 5. Структура профиля плотности на осевом разрезе поперек антициклонического вихря A_1 ($46^\circ N$) в августе 2001 (а) и 2002 гг. (б). Станция 18 – западный сектор вихря A_1 , станция 20 – центральный сектор вихря A_1 , станция 24 – восточный сектор вихря A_1 .



б)

Результаты осенних съемок 2001 и 2002 гг. демонстрируют преемственность некоторых деталей горизонтальной структуры. В частности, в обоих случаях на картах поверхностной температуры были зафиксированы два вторжения относительно менее теплых ($6,6-8,0^{\circ}\text{C}$) вод со стороны внешнего шельфа, между которыми прослеживался сброс к югу теплых вод с пониженной соленостью из района бухты Лососей. В середине ноября 2001 г. эти вторжения отчетливо диагностировались по изгибу изотермы 7°C , а в конце октября 2002 г. – 8°C (см. рис. 2а). Очевидно, что ежегодно повторяющаяся осенняя картина определяется суперпозицией следующих факторов. Во-первых, быстрое проявление вод ВСТ, проникающих в залив по периферии вихря А₁. Во-вторых, преобладающей антициклонической циркуляцией над южной относительно глубоководной частью залива и адвекцией трансформированных речных вод из района бухты Лососей.

Оценить диапазон изменчивости зимних условий в заливе Анива в настоящее время не представляется возможным. За всю историю отечественных наблюдений подробная зимняя съемка залива Анива (СТД-наблюдения метрового разрешения) была выполнена только во второй декаде января 2002 г. В этот период прибрежная вода в узкой полосе по периметру залива была наиболее холодной (до $-1,0$ — $-1,3^{\circ}\text{C}$) в сравнении окружающими водами (до $-0,5$ — $-0,9^{\circ}\text{C}$). В пределах этой прибрежной полосы, где под воздействием зимних атмосферных термических условий плотностная конвекция достигла дна, фиксировался новый ХПС (см. рис. 2б). Поэтому очевидно, что прибрежные воды являются основным местным источником формирования ХПС в заливе Анива. Следует также отметить, что во второй декаде января 2002 г. в вертикальной термической структуре вод глубоководной части залива отсутствовали признаки прошлогоднего ХПС. Такое своеобразие вертикальной термической структуры свидетельствует, что на рубеже 2001–2002 гг. здесь завершился процесс полного «обновления» прошлогоднего ХПС.

Карты распределения солености на поверхности и вблизи дна, построенные по данным январской съемки 2002 г., в общих чертах воспроизводят зимнюю картину халинных условий в заливе Анива (см. рис. 3). Доминирующее воздействие ВСТ инициировало интенсивное распреснение всей водной толщи залива (до $31,35-31,40$ PSU на поверхности и $31,40-32,50$ PSU вблизи дна) при переходе от осени к зиме. Примечательная особенность зимней картины – отсутствие изолинии $32,5$ PSU в пределах котловины залива. Столь несоизмеримо высокое распреснение всей водной толщи залива свидетельствует не о локальной трансформации местных вод, а скорее всего об их масштабном ежегодном «обновлении». Характерно, что даже развитие процессов зимней конвекции с осолонением при льдообразовании не в состоянии противостоять этой тенденции.

Косвенно уровень распреснения всей водной толщи залива Анива можно оценить по положению придонной изогалины $32,5$ psu (изопикны $26,5$ усл. ед.) (см. рис. 3б, см. ниже рис. 7б), а также величине площади в пределах указанных изолиний (рис. 6).

В середине ноября 2001 г. ее широтные флуктуации в южном направлении достигали окрестности $46^{\circ}15' \text{N}$, что примерно на $10-15$ км южнее, чем в конце октября 2002 г. Соответственно, площадь зоны распресненных вод в границах этой изогалины была в первом случае примерно на 8% больше. Оценки временных вариаций площади этих характеристик показали, что осенне-зимнее распреснение всей водной толщи залива по своим масштабам несопоставимо

с весенне-летним распределением. Последнее проявлялось преимущественно в поверхностных слоях. Это еще один убедительный довод в пользу того, что гермохалинный режим залива зависит не только от местных условий (речной сток, атмосферные осадки), но и от иных факторов, в частности от крупномасштабного воздействия вод ВСТ в осенний период (октябрь–декабрь).



Рис. 6. Изменения во времени интегральных показателей распределения вод в заливе Анива: площадь зоны (км²) с плотностью более 26,5 усл. ед. (показаны кружками, шкала слева) и соленостью более 32,5 PSU (показаны ромбами, шкала справа) в придонном слое.

В целом, водам залива Анива в холодные периоды 2001–2003 гг. была свойственна однородная вертикальная термическая структура, которая формировалась благодаря развитию процессов масштабного конвективного перемешивания при осенне-зимнем выхолаживании.

Плотностные параметры. Расчеты течений контролировались предварительными вычислениями параметров плотностной структуры вод, в качестве которых использовались глубина залегания и интенсивность пикноклина, поля горизонтальных градиентов плотности. На основе совместного анализа этих параметров и структуры поля скоростей идентифицировались положение ядер вихрей, прибрежных фронтальных разделов и зон вергенций, аномальность динамических условий в заливе Анива.

В таблице для условий 2001–2003 гг. приведены обобщенные характеристики плотностной структуры вод, а поля гидрофизических характеристик – на рисунках 7–10.

Согласно таблице, в 2001–2003 гг. внутригодовой ход проявлялся двумя экстремумами: повышенной неоднородностью гидрофизических полей и высокими значениями модулей горизонтальных (до 0,045–0,075 усл. ед./км) и вертикальных (до 0,35–0,50 усл. ед./м) градиентов плотности летом и ранней осенью (октябрь) и пониженными значениями свойств (соответственно до 0,009 усл. ед./км и 0,04 усл. ед./м) – зимой (см. табл.).

Распределение гидрофизических характеристик в заливе Анива имело ряд признаков, характеризующих как внутригодовые, так и межгодовые пространственно-временные вариации. Годовой ход плотности поверхностных вод в заливе определяется в значительной степени годовым ходом температуры (в противофазе с ним). В период с апреля по август наблюдается устойчивое снижение ее показателей (от 25,75–26,00 до 22,40–23,6 усл. ед.), а в осенне-зимний период, примерно с сентября по март, значения поверхностной плотности повсеместно возрастают (см. рис. 7а).

a)

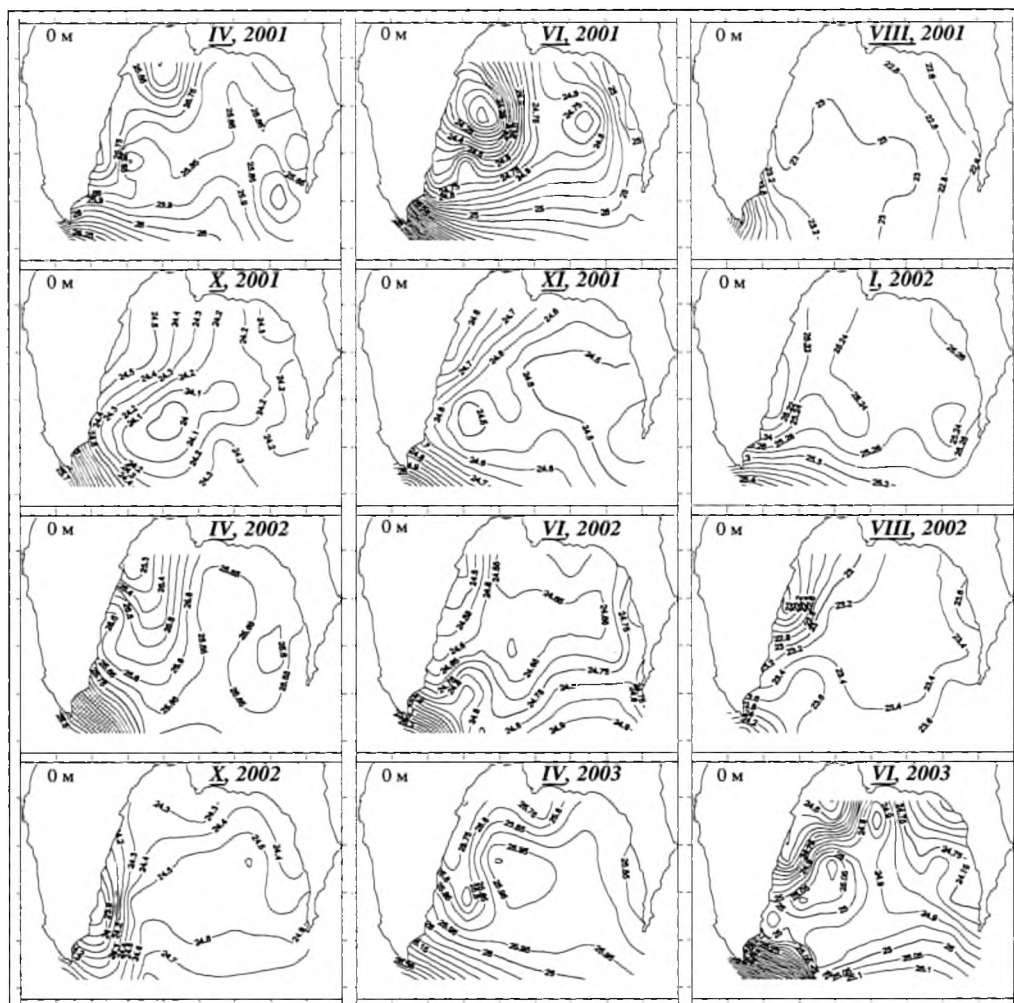
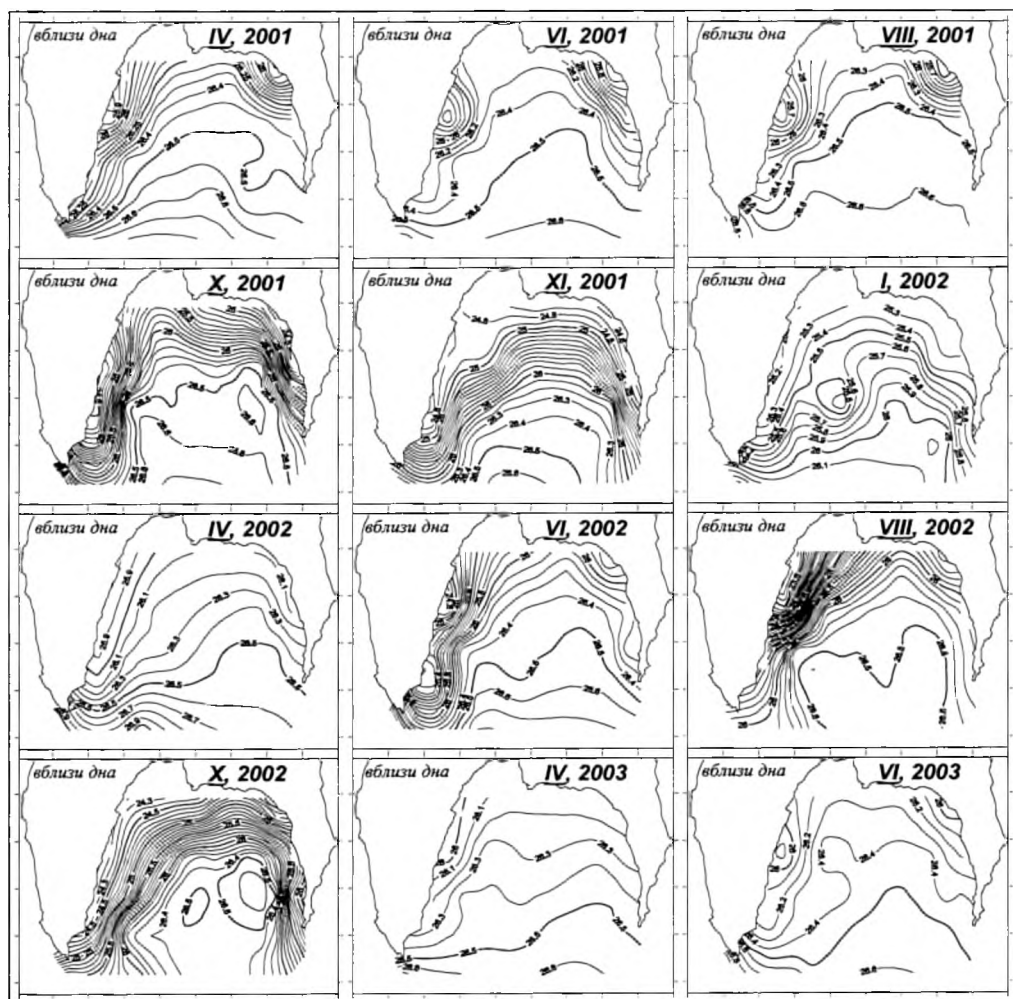


Рис. 7. Распределение плотности воды (σ_t , усл. ед.) в заливе Анива, 2001–2003 гг.:
а) в поверхностном слое; б) вблизи дна

б)



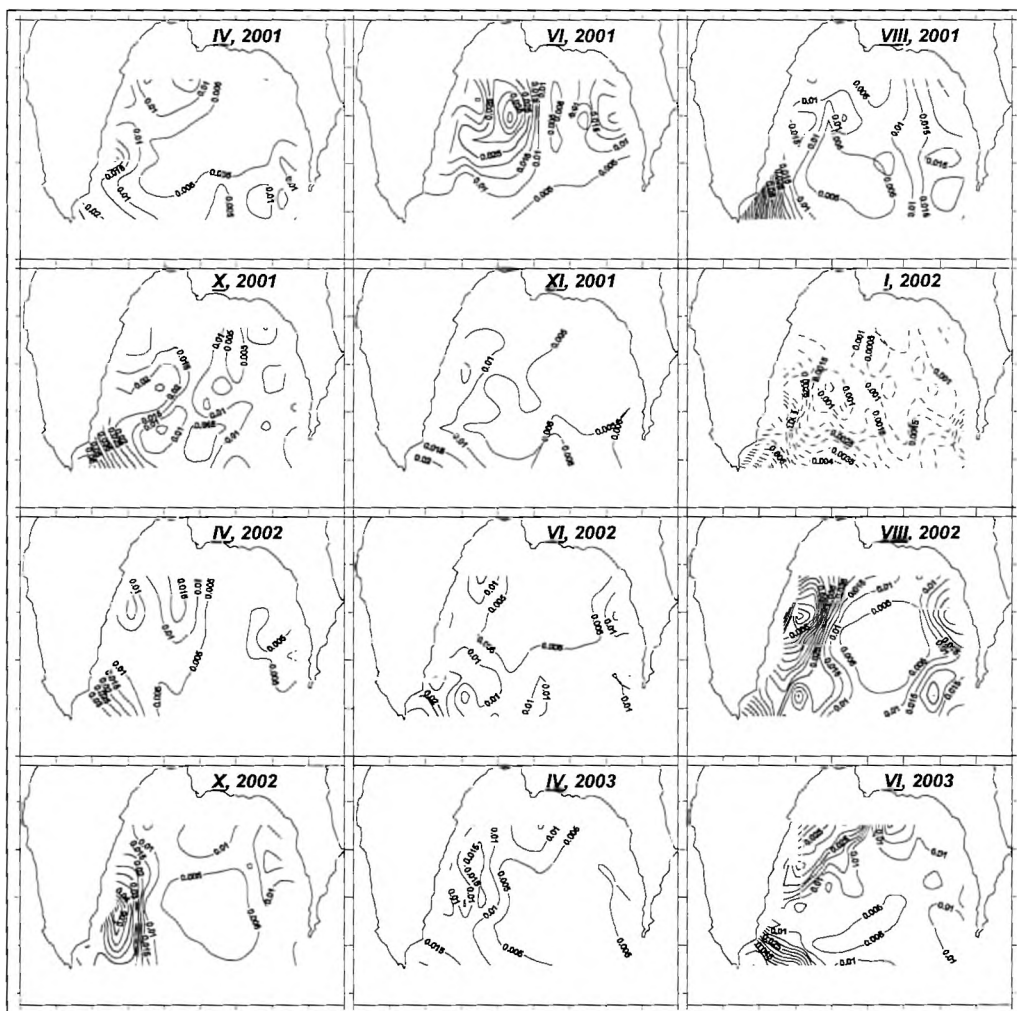


Рис. 8. Поле горизонтальных градиентов плотности (усл. ед./км), залив Анива, 2001-2003 гг.



Рис. 9. Поле вертикальных градиентов плотности (усл. ед./м), залив Анива, 2001–2003 гг.

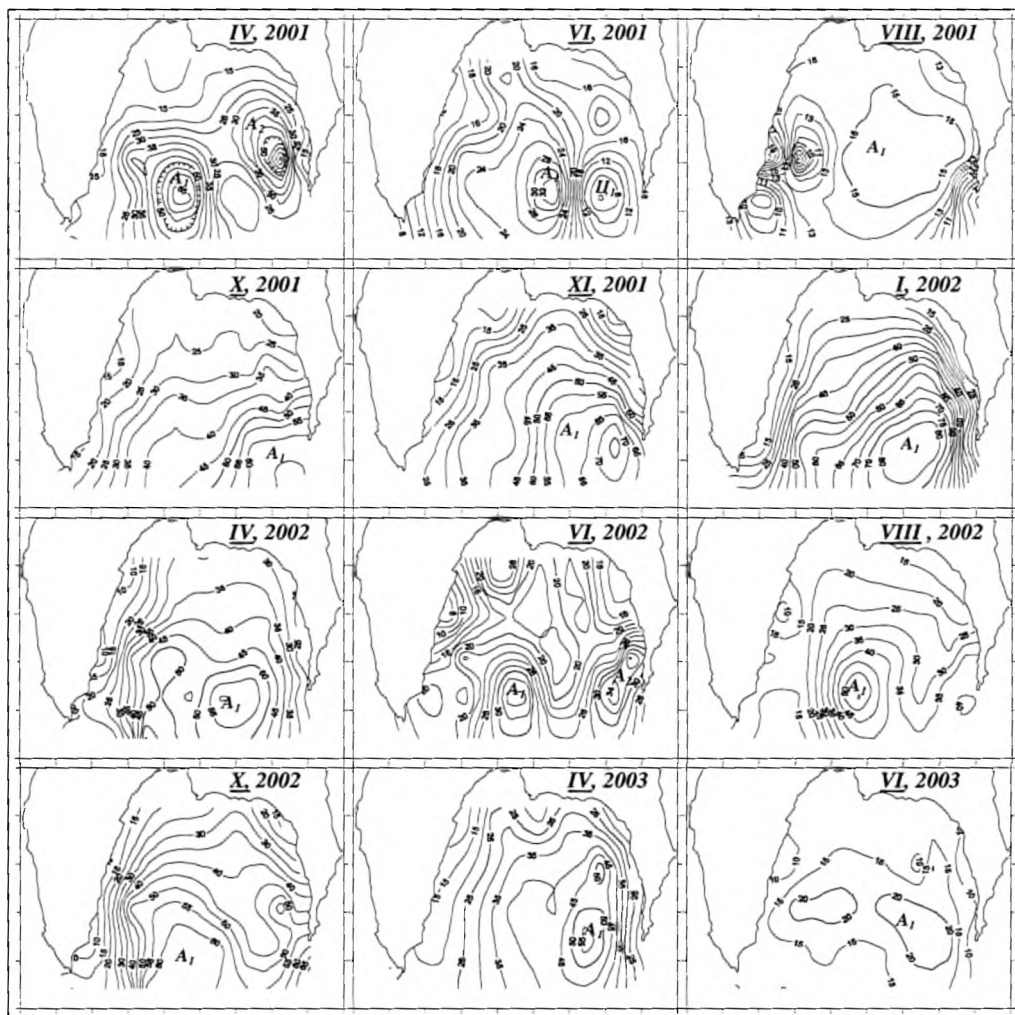


Рис. 10. Глубина залегания пикноклина (м), залив Анива, 2001–2003 гг.

Значения придонной плотности, напротив, уменьшались в осенне-зимний период (преимущественно вследствие более низкой солености) и возрастали при переходе от весны к лету (см. табл.). Косвенным трассером внутригодовой эволюции поля плотности вблизи дна может служить положение изопикны 26,5 усл. ед. По оценкам, осенью 2001 и 2002 гг. площадь придонных вод в пределах этой изолинии была существенно меньше, чем в весенне-летние периоды указанных лет (см. рис. 6). В ноябре 2001 г. и январе 2002 г. в южной глубоководной части залива Анива не было зафиксировано присутствие водных масс с плотностью 26,5 усл. ед. В апреле 2003 г. величина площади в пределах этой изопикны была также не высокой и составляла всего 6% от общей площади (в январе 2003 г. наблюдения не проводились). Таким образом, завершение годового цикла изменчивости придонной плотности происходило, по-видимому, на рубеже календарного года (2001–2002 гг., 2002–2003 гг.). Есть основания полагать, что в условиях залива Анива такая ситуация повторяется ежегодно.

Межгодовые различия в поле плотности, во-первых, были выражены высокой степенью опреснения всей акватории в 2002 г., вследствие чего показатели поверхностной и придонной плотности в весенне-летний период были повсеместно ниже соответствующих значений 2001 и 2003 гг. (см. рис. 7). Во-вторых, обращает на себя внимание высокое содержание (до 43%) в придонном слое вод с плотностью $>26,5$ усл. ед. в августе 2001 г. Возможно, это является следствием аномально холодных погодных условий зимнего периода 2000–2001 гг.

В структуре гидрофизических полей были зафиксированы локальные зоны повышенной неоднородности (фронтальные разделы), приуроченные преимущественно к западным мелководным участкам шельфа и вершине залива. Согласно оценкам (см. табл.), численные значения горизонтальных и вертикальных градиентов условной плотности в период проведения съемок здесь достигали соответственно 0,025–0,045 усл. ед./км и 0,15–0,20 усл. ед./м. Резкие контрасты в распределении гидрофизических характеристик определялись влиянием распресненных вод, растекавшихся в виде шлейфа в южном направлении из приустьевых участков шельфа (см. рис. 8, 9).

В поле глубин залегания пикноклина выделяются зоны замкнутых изолиний, которые на момент проведения съемки являются «фотографическим слепком» положения основных динамических структур (см. рис. 10). Топография заглупления пикноклина в заливе Анива свидетельствует о преимущественно антициклонической завихренности поля течений во все сезоны года, хотя и с различной степенью выраженности. Основным структурным элементом здесь является антициклонический вихрь A_1 , ядро которого идентифицируется по максимальной глубине залегания пикноклина. В силу конвергентности этот вихрь может выступать в роли перманентного аккумулятора «тепла (холода)» и загрязненных прибрежных вод.

Весной (апрель–июнь) пространственная неоднородность в распределении глубин залегания пикноклина выражена больше, чем в другие сезоны года (см. рис. 10). Это вызвано тем, что помимо динамических причин (речной сток, активизация течения Соя) на рельеф пикноклина влияет радиационный прогрев. Зимний максимум глубины залегания пикноклина (до 70–80 м) в заливе Анива обусловлен распространяющейся обычно до дна плотностной конвекцией, интенсивность и глубина которой зависят от степени выхолаживания поверхностных вод. Горизонтальные размеры вихря A_1 и его выраженность по

глубине зимой значительно больше, чем летом (см. рис. 10, ноябрь 2001 г., январь 2002 г.). По сути, на рубеже календарного года вся водная толща залива Анива, за исключением небольшой придонной прослойки, вовлечена в это структурное образование. Однако несмотря на то, что «зимний» A_1 по площади значительно больше «летнего», его динамическая активность в этот период года существенно ниже вследствие относительной однородности распределения и низких модальных значений горизонтальных и вертикальных градиентов плотности.

Циркуляция в заливе и водообмен с внешним шельфом. Сравнение гидродинамических условий в различные сезоны года позволяет выявить ряд особенностей в их внутрigoдовой изменчивости. В формировании «зимнего» типа поля поверхностных течений участвуют преимущественно ветры северо-западных и северных направлений (зимний муссон), которые для залива Анива являются сгонными. Осенью зимний муссон обуславливает развитие интенсивных южных дрейфовых течений стокового характера. Отток поверхностных вод из северной мелководной части залива инициирует компенсационные придонные противотечения и подъем вод у побережья. При этом обусловленный ветром водообмен в придонных слоях усиливается на фоне постоянно действующего термохалинного потока. В целом, зимний муссон способствует развитию и гомогенизации антициклонической циркуляции вод в заливе. Продольный и поперечный диаметры вихря A_1 и его выраженность по глубине увеличиваются. С установлением зимнего режима в условиях пониженной пространственной и вертикальной неоднородности поля плотности (соответственно $\sim 0,0005\text{--}0,0015$ усл. ед./км и $0,01\text{--}0,03$ усл. ед./м) система циркуляции вод в заливе Анива становится в целом слабодинамичной (январь 2002 г.), за исключением придонных слоев в западной части залива, где создаются условия для интрузионных затоков вод япономорского происхождения. В прибрежной зоне северного мелководья (разрез по $46,32^\circ\text{N}$), где на ряде станций были зафиксированы практически однородные вертикальные распределения плотности, термохалинные течения почти не проявлялись.

Весенне-летняя интенсификация циркуляции вод в заливе Анива совпадает с активизацией течения Соя и увеличением роли халинных факторов в формировании поля течений. Из-за распреснения (речной сток, осадки) происходят усиление стратификации в термоклине и формирование прибрежных фронтальных разделов стокового характера. Отмечается ослабление вертикального обмена и активизация горизонтальной циркуляции в заливе. Вследствие этого меняются характер и интенсивность водообмена с внешним шельфом: в поверхностных слоях, как правило, на периферии антициклонического вихря A_1 , развиваются прибрежные «струйные» течения. Следует отметить, что усиливающаяся летом неоднородность стратификации вод и характерные для летнего муссона юго-восточные ветры приводят к трансформации вихря A_1 , выражающейся в уменьшении его размеров и расщеплении на вихревые структуры меньшего масштаба (см. рис. 10, лето 2002 г.).

Другой примечательной особенностью динамической структуры в заливе Анива является то, что водообмен с внешним шельфом происходит в основном за счет меридиональных потоков. На вертикальных разрезах меридиональной (V) компоненты скорости течений, проведенных поперек вихря A_1 (46°N), идентифицируются ее флуктуации как по величине (максимальные значения достигают $20\text{--}25$ см/сек.), так и по направлению.

Межгодовые вариации. Диапазон межгодовых вариаций динамических условий в заливе Анива в ранневесенний период (апрель) оказался существенно меньше, чем летом. Несмотря на значительные различия термических условий в апреле 2001, 2002 и 2003 гг., рассчитанная пространственная структура поля поверхностных течений в заливе мало различалась: происходил относительно слабый вынос (менее 5–10 см/сек.) наиболее легких и распресненных вод из вершины залива (рис. 11а). В апреле 2001 г., в отличие от других лет, на осевом разрезе вдоль 46°N в слое 0–50 м прослеживалось устойчивое течение с северной составляющей, связанное с наличием второго (восточного) ядра вихря A_1 , которое отчетливо проявлялось также в поле глубин залегания пикноклина (см. рис. 10) и поверхностной солености на траверзе мыса Анива. Вблизи дна в ранневесенний период обнаруживались «следы» проникновения вод внешнего шельфа в прибрежную зону, что косвенно подтверждалось формированием придонных фронтальных разделов с повышенными градиентами свойств. В частности, наблюдались затоки вод (относительно более активные в апреле 2002 г.) со стороны Японского моря в западную часть залива Анива (рис. 11б).

В теплый период 2001 и 2002 гг., когда возрастала роль термохалинных факторов (речной сток, осадки и др.), отмечалась интенсификация водообмена с внешним шельфом, которая по времени совпадала с активизацией течения Соя и увеличением глобального градиента уровня между Японским и Охотским морями. Летом 2002 г. водообмен активно проявлялся в поверхностном 20–30-метровом слое в западном секторе залива Анива. Здесь наблюдалось распространение от побережья (бухта Лососей) в открытую часть залива наиболее легких и распресненных вод. Второй участок активного летнего сбора вод из залива – восточная периферия антициклонического вихря A_1 . Одной из причин такой высокой динамичности, как уже отмечалось ранее, является аномально высокое распреснение поверхностных вод. Сформировавшиеся в результате этого прибрежные фронтальные разделы, к которым приурочены стрежни интенсивных южно направленных течений (до 20–30 см/сек.), показаны на рисунке 11а. В условиях лета 2001 и 2002 гг. доминирующий перенос вод вблизи дна осуществлялся в северном направлении, т. е. в глубь залива. Однако горизонтальная структура поля придонных течений летом 2001 г. была более сглаженной (1–2 см/сек.), тогда как в 2002 г. отмечалось заметное увеличение скорости (до 6–10 см/сек.) (см. рис. 11б). Различие обусловлено особенностями погодных условий в период проведения съемки (воздействие умеренных СЗ–СВ ветров, 5–10 м/сек.) и активным взаимодействием генетически разнородных водных масс. Ветровое воздействие и смешение различных по своим характеристикам вод определило неравномерность распределения гидрофизических характеристик (в частности, формирование второго дополнительного скачка плотности) и, соответственно, мозаичность поля течений в заливе Анива летом 2002 г.

С началом осеннего периода возрастала роль ВСТ в формировании гидрологического режима. Проникающие в залив воды этого течения в условиях ноября 2001 г. и октября 2002 г. распространялись по его акватории преимущественно вдоль восточной периферии антициклонического вихря A_1 в виде узкой струи, направленной на север. Опресненные стоком р. Амур воды ВСТ в этот период имели пониженные значения солености по сравнению с мористыми и отличались от местных вод относительно более высокой однородностью.

a)

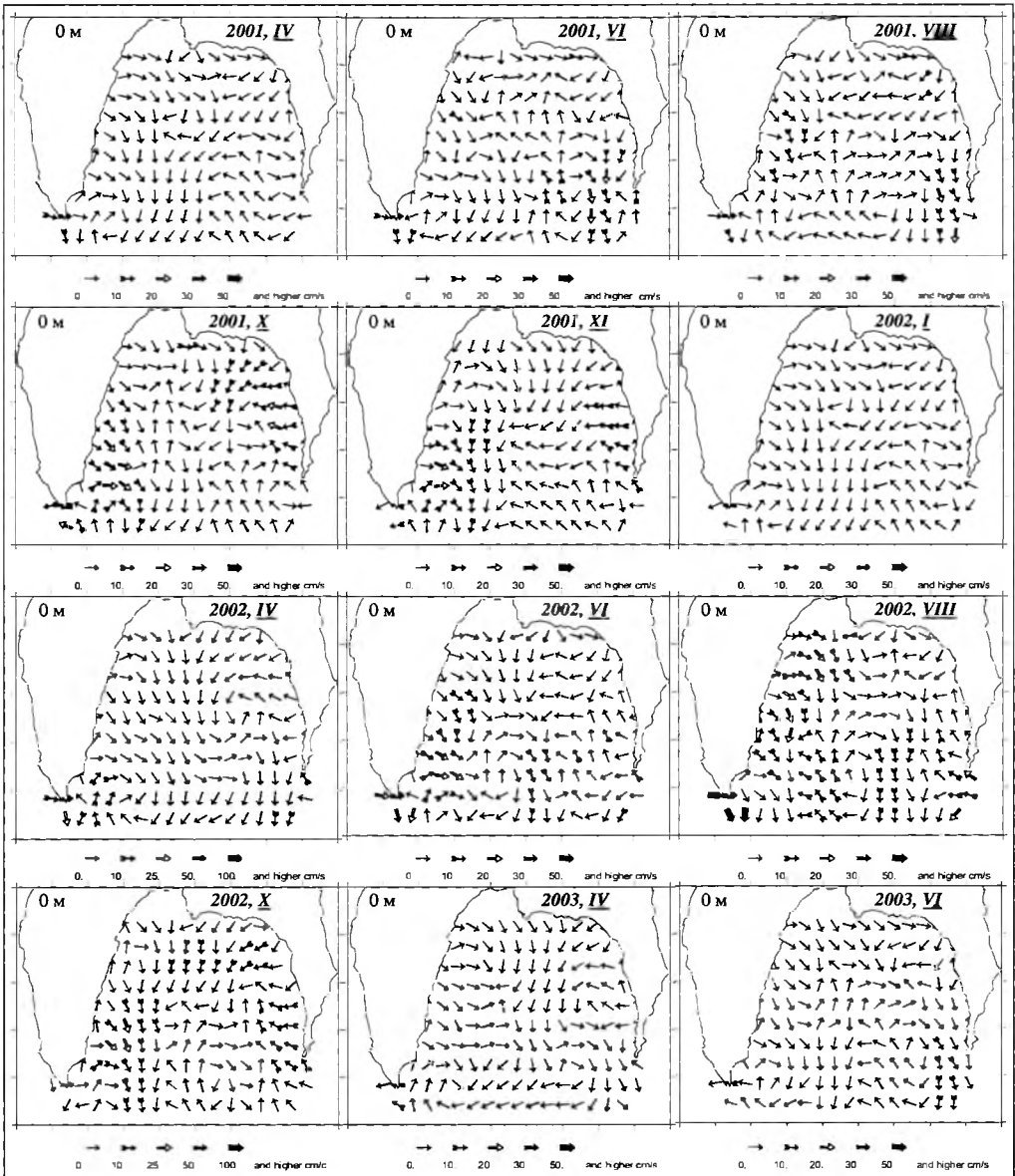
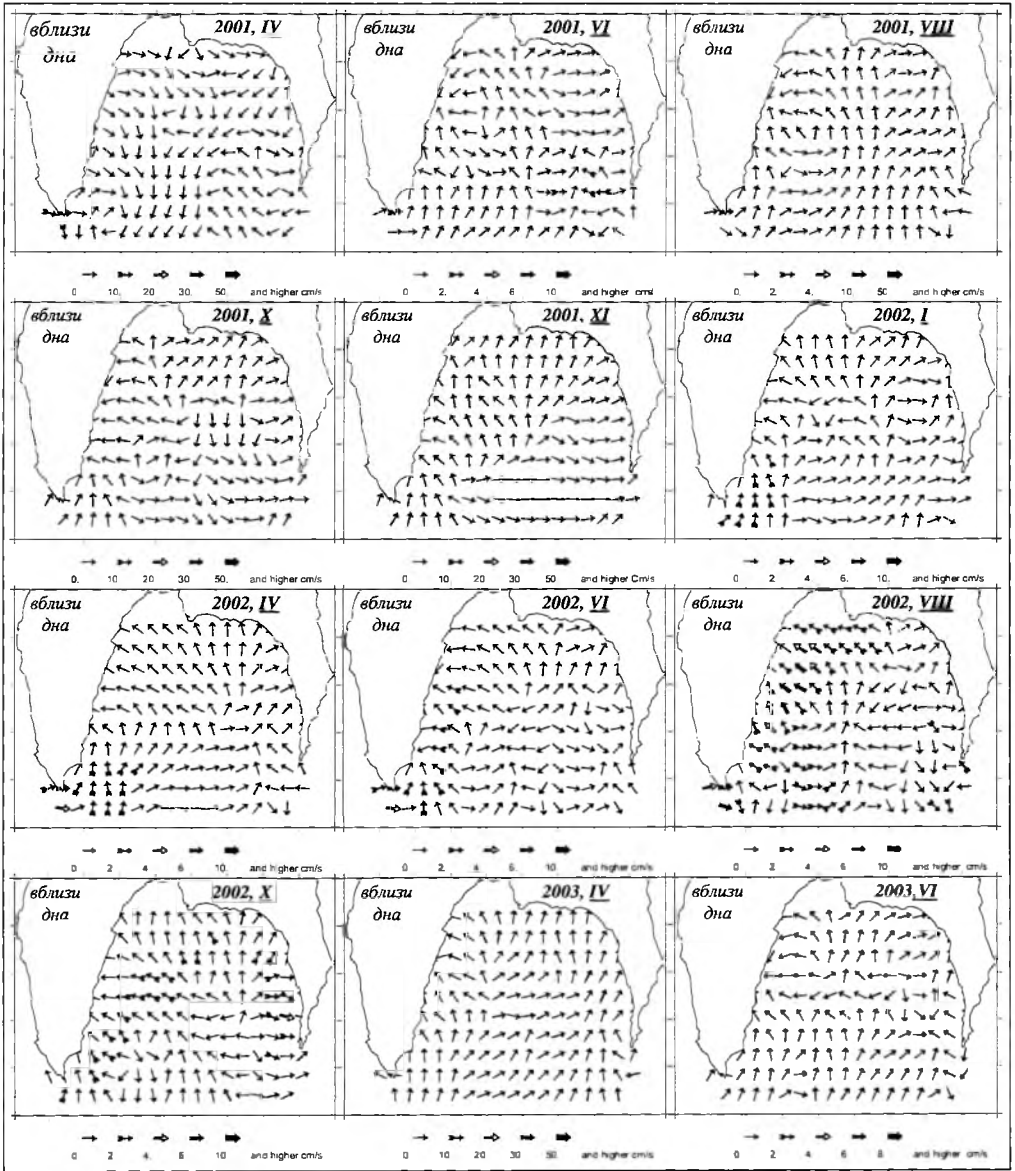


Рис. 11. Поле скоростей течений в заливе Анива, 2001–2003 гг.: а) в поверхностном слое; б) вблизи дна

б)



Наиболее явно «вторжение» ВСТ проявлялось на осевом разрезе (46°N), что косвенно подтверждалось характером распределений солёности, температуры и меридиональной (V) компоненты скорости течений в ноябре 2001 г. и октябре 2002 г. В октябре 2002 г. на траверзе мыса Анива (станция 24) струя ВСТ фиксировалась во всей толще вод, и ее «западная» граница соответствовала положению изолинии 31,7 PSU. Такая ситуация по времени совпала с трансформацией термоклина вблизи границы шельфа (траверз мыса Анива), которая сопровождалась «выходом» на поверхность верхних и резким заглублением нижних изотерм/изогалин, что привело к формированию придонного фронтального раздела. Осенью 2002 г. структура горизонтальной циркуляции была представлена вдольбереговой системой течений, обусловленной направленным на юг стоком (≥ 25 см/сек.) в западной части залива и северным компенсационным потоком, образованным струей ВСТ, поступающей в залив мористье м. Анива (10–25 см/сек.). Максимальные скорости течений были приурочены к изобате примерно 50 м. В открытой части залива, западнее 143°N , выделялся также антициклонический вихрь A_1 (5–10 см/сек.). Отток относительно теплых поверхностных вод из залива осенью 2001 г. и 2002 г. наблюдался преимущественно в западной части залива в районе прибрежного фронтального раздела. В придонных слоях доминировали компенсационные течения с преобладанием С, СЗ и СВ направлений. Абсолютные значения скоростей вблизи дна составляли 2–3 см/сек.

Следует отметить, что поля течений, приведенные на рисунке 10, в силу ограничений используемой модели, отражают преимущественно осредненную картину горизонтальной циркуляции вод в заливе и общие закономерности ее внутригодовой и межгодовой изменчивости. Реальная картина поля течений может быть намного сложнее. Тем не менее результаты моделирования в целом можно считать приемлемыми: модель адекватно воспроизводит усиление течений летом (август 2002 г.) и ранней осенью (октябрь 2001 г.), их существенное ослабление в условиях установившегося зимнего режима (январь 2002 г.), а также доминирующий вклад меридиональной компоненты скорости течений в водообмен с внешним шельфом, которые не противоречат данным инструментальных измерений (Кантаков и др., 2002; Shevchenko et al., 2004).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование представительного современного материала (данные 12 съёмов: 350 STD-станций метрового разрешения, 2001–2003 гг.) позволило значительно расширить и уточнить прежние представления (Пищальник и др., 2003) о структуре и динамике вод залива Анива и ее пространственно-временных изменениях. Установлено, что в процессе годовой эволюции наиболее интенсивно варьируются морфометрические параметры антициклонического вихря A_1 , который является основным элементом горизонтальной циркуляции вод в заливе, и термические характеристики ХПС.

В динамической структуре вод залива Анива зафиксированы поверхностные/придонные фронтальные разделы и двухслойная циркуляция: стоковые поверхностные течения распресненных вод с относительно высокими скоростями (до 10–30 см/сек.), а под ними и вблизи дна слабые компенсационные течения охотоморского происхождения (2–5 см/сек.) и придонные интрузии япономорских вод (4–6 см/сек.), проникающие под антициклонический вихрь A_1 с западной стороны. Таким образом, наиболее благоприятные условия для

обмена вод залива с окружающим шельфом складывались в поверхностном слое, в котором происходил сброс к югу легких и распресненных вод из приустьевых северных участков. Вблизи дна доминировал перенос, направленный внутрь залива, который усиливался при воздействии СЗ ветров. Полученные данные свидетельствуют, что интенсификация термохалинной циркуляции вод в заливе Анива (соответственно, и водообмен с внешним шельфом) по времени совпадала с периодами максимального распреснения (атмосферные осадки, речной сток) и активного проявления ВСТ. При этом внутригодовой максимум ее развития проявлялся как ранней осенью (октябрь 2001 г., нормальный годовой ход), так и в летний период (2002 г., годовой ход с проявлением экстремума в августе).

Проведенные исследования показали, что в осенне-зимний период (октябрь–январь) придонные интрузии япономорских вод вызывают трансформацию прошлогоднего ХПС в южной глубоководной части залива, которая проявляется в его ежегодном и масштабном обновлении. В границах этого воздействия температура придонных вод в январе здесь может достигать положительных значений до $1-2^{\circ}\text{C}$, что существенно выше соответствующих летних значений ($-0,5-1,5^{\circ}\text{C}$). Следует отметить, что происхождение ХПС в заливе Анива имеет преимущественно местный генезис и определяется в первую очередь конвективным охлаждением вод на северной периферии антициклонического вихря A_1 .

Поле солёности и плотности испытывает значительное влияние распреснения из-за масштабного воздействия ВСТ, речного стока и атмосферных осадков. В октябре–декабре это течение обеспечивает адвективное поступление в залив Анива распресненных и существенно более однородных по вертикали водных масс из северного Охотоморья вдоль шельфа и склона восточного Сахалина. Этот вывод хорошо согласуется с утверждением (Itoh, Ohshima, 2000) о том, что осенью в проливе Лаперуза увеличивается транспорт ВСТ, который инициирует масштабное распреснение вод вблизи охотоморского побережья о. Хоккайдо. Интегральным показателем опреснения всей водной толщи залива может служить положение придонной изогалины $32,5 \text{ PSU}$ (изопикны $26,5 \text{ усл. ед.}$), а также величина площади в пределах указанных изолиний.

Следует отметить, что разрез по 46°N является репрезентативным для оценок водообмена залива Анива с внешним шельфом. Он совпадает с положением зональной оси антициклонического вихря A_1 , по периферии которого осуществляется основной перенос.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бирюлин, Г. М. Гидрометеорологическая характеристика рыбопромысловых районов Южного Сахалина / Г. М. Бирюлин // Тр. Курило-Сах. мор. компл. экспедиции ЗИН–ТИНРО 1947–1949 гг. – М. : Изд-во АН СССР, 1954. – Т. 1. – С. 167–303.
2. Кантаков, Г. А. Современные исследования течений в рыбопромысловых районах Сахалино-Курильского региона / Г. А. Кантаков, В. Н. Частиков, Г. В. Шевченко // Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сах.-Курил. регионе и сопред. акваториях : Тр. СахНИРО. – Ю-Сах. : СахНИРО, 2002. – Т. 4. – С. 3–21.
3. Леонов, А. К. Региональная океанография / А. К. Леонов. – Л. : Гидрометеиздат, 1960. – Ч. I Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – 766 с.
4. Лоция Татарского пролива, Амурского лимана и пролива Лаперуза. – Л. : ГУНиО, МО СССР, 1989. – 425 с.

5. **Морошкин, К. В.** Новая схема поверхностных течений Охотского моря / К. В. Морошкин // *Океанология*. – 1964. – Т. IV, вып. 4. – С. 641–643.
6. **Морошкин, К. В.** Водные массы Охотского моря / К. В. Морошкин. – М. : Изд-во «Наука», 1966. – 68 с.
7. Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах о. Сахалин / **В. М. Пишальник, В. С. Архипкин, Г. И. Юрасов, С. С. Ермоленко** // *Метеорология и гидрология*. – 2003. – № 5. – С. 87–95.
8. **Шелегова, Е. К.** Влияние япономорских вод на термический режим и промысел рыб у юго-восточного берега Сахалина / Е. К. Шелегова // *Бюл. техн.-эконом. информ.* – Ю-Сах. : Сах. книж. изд-во, 1958. – № 5. – С. 7–9.
9. **Akagawa, M.** Characteristics of oceanographic conditions in the Okhotsk Sea and meteorological conditions over the Far East in November / M. Akagawa // *Oceanogr. Mag.* – 1977. – Vol. 28. – P. 33–45.
10. **Aota, M.** Study of the variation of oceanographic condition North-East of Hokkaido in the Sea of Okhotsk / M. Aota // *Low Temp. Sci.* – 1970. – Vol. 28. – P. 261–279.
11. **Aota, M.** Studies on the Soya Warm Current / M. Aota // *Low Temp. Sci.* – 1975. – Vol. 33. – P. 151–172.
12. **Aota, M.** Oceanographic structure of the Soya Warm Current / M. Aota // *Bull. Coast Oceanogr.* – 1984. – Vol. 22. – P. 30–39. – (In Japanese).
13. Aota, M. Dynamic of flow in the Soya Strait / **M. Aota, M. Ishikawa and T. Yamada** // *Low Temp. Sci.* – 1988. – Vol. 47. – P. 147–160.
14. Budaeva, V. D. Modeling of the typical water circulations in the La Perouse Strait and Aniva Gulf region / **V. D. Budaeva, V. G. Makarov** // *PICES Sci. Reports.* – 1996. – No. 6. – P. 17–20.
15. Budaeva, V. D. A peculiar water regime of currents in the area of the Eastern Sakhalin shelf / **V. D. Budaeva, V. G. Makarov** // *PICES Sci. Reports.* – 1999. – No. 12. – P. 131–138.
16. Itoh, M. Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea / **M. Itoh, K. Ohshima** // *J. Oceanogr.* – 2000. – Vol. 56. – P. 643–654.
17. Near-surface circulation and tidal current of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters / **K. Ohshima, M. Wakatsuchi, Y. Fukamachi, G. Mizuta** // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107 (No. C11). – 3195, doi:10.1029/2001JC001005.
18. Shevchenko, G. Direct current measurements in the Aniva Bay during fall 2002 / **G. Shevchenko, G. Kantakov, V. Chastikov** // *Proceedings of the 19-th international symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice.* 22–28 February 2004. Mombetsu, Hokkaido, Japan. – 2004. – P. 287–293.
19. **Takizawa, T.** Characteristics of the Soya Warm Current in the Okhotsk Sea / T. Takizawa // *J. Oceanogr. Soc. Japan.* – 1982. – Vol. 38. – P. 281–292.

Будаева, В. Д. Результаты гидрологических исследований залива Анива в 2001–2003 гг. (структура и циркуляция вод) / В. Д. Будаева, В. Г. Макаров, В. Н. Частиков // Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сахалино-Курильском регионе и сопредельных акваториях : Труды Сахалинского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. – Южно-Сахалинск : СахНИРО, 2005. – Т. 7. – С. 83–110.

Представлен анализ изменчивости термохалинных характеристик, плотностной структуры и циркуляции вод в заливе Анива по результатам натурных измерений и моделирования течений. Выявлены закономерности внутригодовой эволюции морфометрических параметров антициклонического вихря A_1 , положения и интенсивности пикноклина, термических характеристик холодного промежуточного слоя (ХПС), интегральных показателей опреснения водной толщи и условия обмена вод залива с окружающим шельфом. Показана роль Восточно-Сахалинского течения и придонных интрузий япономорских вод в масштабном и ежегодном обновлении ХПС и всей водной толщи залива. Установлено, что процесс интенсивного обновления по времени относительно непродолжителен – всего 2–2,5 месяца. Однако он определяет существенную сезонную перестройку всех параметров морской среды в заливе Анива и на внешнем шельфе.

Табл. – 1, ил. – 11, библиогр. – 19.

Budaeva, V. D. Results of hydrological studies of Aniva Bay in 2001–2003 (waters structure and circulation) / **V. D. Budaeva, V. G. Makarov, V. N. Chastikov** // Water life biology, resources status and condition of inhabitation in Sakhalin-Kuril region and adjoining water areas : Transactions of the Sakhalin Research Institute of Fisheries and Oceanography. – Yuzhno-Sakhalinsk : SakhNIRO, 2005. – Vol. 7. – P. 83–110.

The variability of thermohaline characteristics, density structure and circulation of the Aniva Bay waters were analyzed by the results of field measurements and modeling the currents. Regularities of within-year evolution of morphometric parameters for anticyclonic eddy A_1 , position and intensity of pycnocline, thermal characteristics of the cold intermediate layer, integral indices of freshening the water column, and conditions for the water exchange between the bay and surrounding shelf have been revealed. A role of the East-Sakhalin Current and near-bottom intrusions of the Japan Sea waters is shown in a scale and annual renewal of the cold intermediate layer and a total water column of the bay. The process of intensive renewal was settled to be relatively brief by time – only 2–2,5 months. However, it designates the essential seasonal reconstruction of all the marine parameters in Aniva Bay and external shelf.

Tabl. – 1, fig. – 11, ref. – 19.