

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЯХ И СЗТО в 2006-2007 гг

Хен Г.В., Басюк Е.О., Жигалов И.А., Зуенко Ю.И., Сорокин Ю.Д., Устинова Е.И.
(ФГУП «ТИНРО-Центр»).

Рассматриваются особенности гидрологических условий в дальневосточных морях и СЗТО по данным ежегодных мониторинговых работ, проводимых на судах ТИНРО-Центра в рамках 4-х комплексных целевых программ по изучению биологических ресурсов на Дальнем Востоке. Показано, что в дальневосточных морях в 2006-2007 гг. было преимущественно тепло. 2006 г. был самым малоледовитым для Охотского моря в XXI веке, тогда как в Беринговом море ледовитость была выше нормы, т.е. соблюдалась противофазность между ними, характерная для экстремальных лет. В СЗТО зима 2006 г. была холодной, а лето теплым, а в 2007 г., наоборот: зима была теплой, а лето холодное. Особенностью циркуляции вод Берингова моря в 2006 г. было сильное развитие северного потока из пролива Ближнего. В Охотском море к таким особенностям следует отнести наличие восточного переноса вдоль северного берега и отсутствие Компенсационного течения. Весной 2007 г. циркуляция вод в Охотском море соответствовала общей схеме течений В.И. Чернявского (1981). В слое зимнего охлаждения (ХПС) в Охотском море было тепло, а в Беринговом - холодно, т.е. отклонения температуры соответствовали уровню зимней ледовитости. В Японском море температура подповерхностных вод зависит от интенсивности поступления тихоокеанских вод, что определило ее повышение в конце XX и начале XXI веков.

Судовые наблюдения на дальневосточном бассейне, проводимые ТИНРО-Центром в рамках 4-х комплексных программ, включают зондирования толщи воды от поверхности до 1000 м или дна. Ежегодно выполняется до 1500 океанологических станций, по которым проводятся оценки отдельных лет и исследования закономерностей межгодовой изменчивости. В данной статье использованы материалы судовых наблюдений за 2006 и 2007 гг., выполненных весной, летом и осенью, проведен соответствующий сезонный анализ результатов. На момент написания статьи экспедиционные работы в Беринговом море не были завершены, поэтому анализ данных 2007 г. для данного моря не проводился.

Помимо судовых данных была использована ледовая информация, получаемая в факсимиле из Японского метеорологического агентства (для Японского и Охотское моря) и помещенная на сайте NOAA (для Берингова моря).

Оценка аномалий температуры поверхности океана (ТПО) производилась с использованием оперативной базы данных о ТПО (COBE-SST) в пространственной сетке $1 \times 1^\circ$ Японского метеорологического агентства, поддерживаемой в режиме он-лайн в рамках проекта NEAR-GOOS.

На смену относительно холодным 1998-2002 гг. (Хен и др., 2004) на дальневосточный бассейн пришли теплые годы с малоледовитыми зимами (Хен и др., 2006). По всем термическим параметрам в 2006 и 2007 гг. в дальневосточных морях сохранились теплые условия.

Для Охотского моря 2006 г. стал самым малоледовитым в новом столетии со среднезимней ледовитостью 38.7%, что близко к абсолютному минимуму (38.3%) для периода с 1957 г. по 2007 г. Во внутригодовом ходе ледовитости в экстремальном 2006 г. были отмечены крайне низкие ее величины в декабре, конце января, конце марта и начале апреля (рис.1).

До середины февраля 2007 г. ледовые процессы развивались по среднему типу лет, затем в течение одной декады произошла резкая перестройка хода ледовых процессов, и с середины февраля ситуация стала близкой к предыдущему экстремально малоледовитому году.

В экстремальные годы, как например в 2001 и 2006 гг., ледовые процессы в Охотском и Беринговом морях, как и прежде (Хен, 1997), развивались в противофазе. Так, если в одном море аномально низкая ледовитость, то во втором, наоборот, ледовитость заметно выше нормы. В 2006 г. в Беринговом море, в отличие от Охотского, среднезимняя ледовитость была выше нормы, а в 2007 г. на уровне среднего многолетнего значения.

Внутригодовой ход ледовых процессов в Беринговом море в последние два года отличался неравномерностью и сменой знака аномалий в течение ледового сезона. Особенно она ярко проявилась в 2006 г., когда после близкой к многолетнему максимуму ледовитости в начале февраля произошло резкое уменьшение площади ледяного покрова, и в конце февраля наблюдались уже отрицательные аномалии, которые в конце апреля вновь сменились положительными.

В Татарском проливе, как и в Охотском море, среднезимняя ледовитость в 2006 и 2007 гг. была ниже среднемноголетней, однако экстремальных значений достигнуто не было.

Основной особенностью термического режима дальневосточных морей последних двух лет является преобладание положительных аномалий ТПО (табл. 1).

Только в Японском море наблюдался период отрицательных аномалий зимой и весной 2006 г. Наиболее устойчивые положительные аномалии отмечались в летний период 2007 г. в Беринговом море.

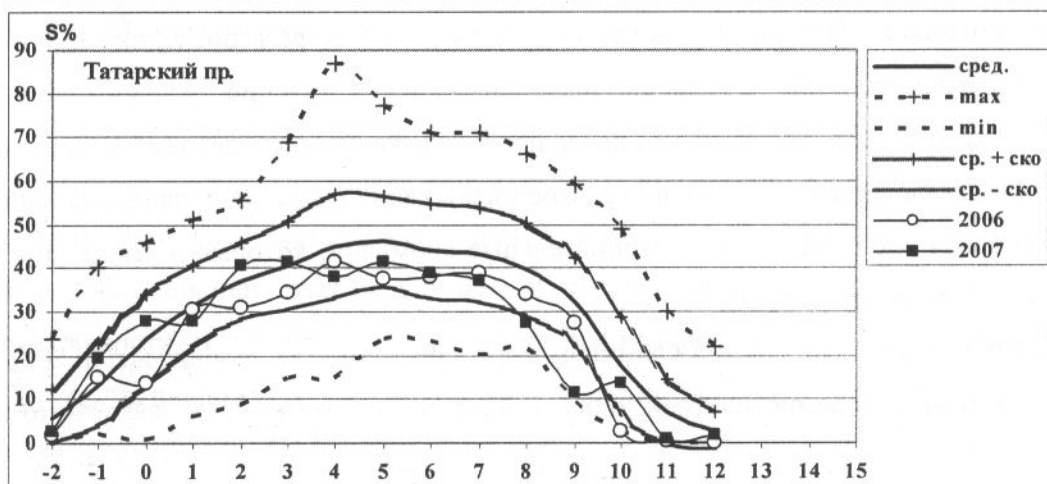
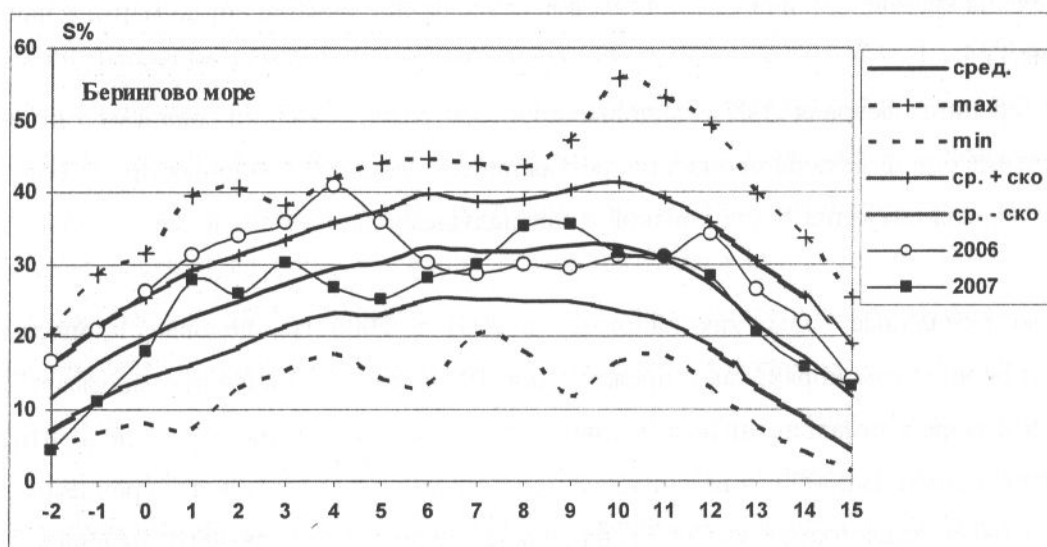
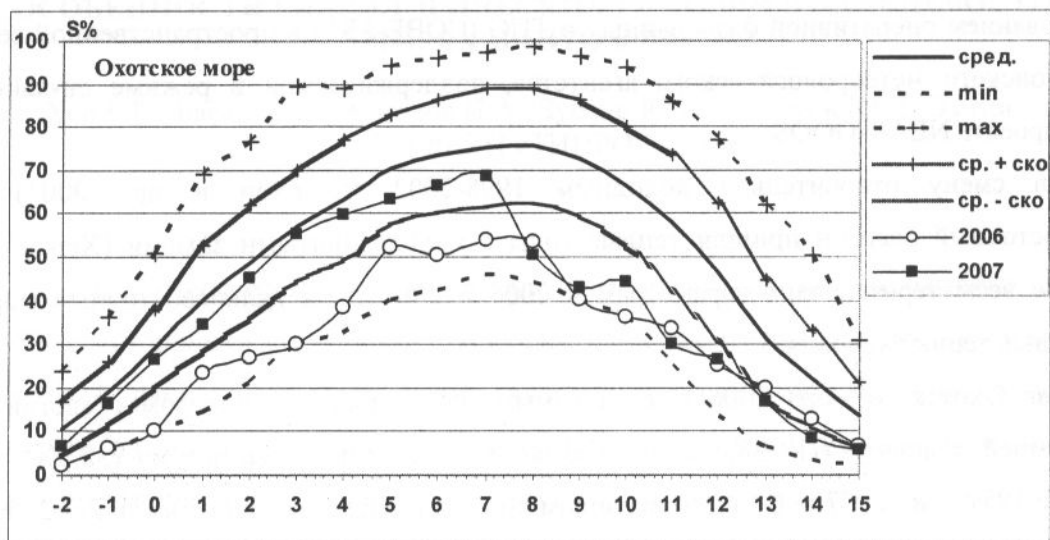


Рис. 1. Внутригодовой ход еженедельной ледовитости Охотского и Берингова морей и Татарского пролива в 2006-2007 гг. на фоне максимальных, минимальных и среднемноголетних (\pm с.к.о.) ее значений (по горизонтальной оси – номер декады с начала года).

Табл. 1.

Преобладающие знаки аномалий ТПО в дальневосточных морях в 2006-2007 гг. по данным Японского метеорологического агентства.

Годы Месяцы	Японское море		Охотское море		Берингово море	
	2006	2007	2006	2007	2006	2007
Январь	-	н	+	н	н	+
Февраль	-	н	+	н	н	+
Март	н	н	+	+	+	+
Апрель	-	+	+	+	н	+
Май	-	н	+	+	н	+
Июнь	н	+	+	н	+	+
Июль	н	н	н	+	+	+
Август	+	н	н	+	+	+
Сентябрь	+	+	+	+	+	+
Октябрь	+		+		+	
Ноябрь	+		+		+	
Декабрь	+		+		н	
Год	н		+		+	

На поверхности северо-западной части Тихого океана в течение зимы 2006 г. преобладали отрицательные аномалии температуры, а в 2007 г. – положительные. В летний период 2006 г. при общем преобладании положительных аномалий ТПО в северной части Тихого океана отмечалась небольшая область слабых отрицательных аномалий к востоку от Хонсю, частично в зоне субарктического фронта. Летом 2007 г. наблюдалась более обширная область отрицательных аномалий между 155 и 180° с.ш. (рис. 2).

Берингово море

Материалы экспедиционных работ осени 2006 г. показали, что тихоокеанские воды, поступающие в море через пролив Ближний, распространялись не только на восток, что является типичной ситуацией, но и на северо-запад, запад. Часть этих вод вливалась в Камчатское течение, а большая часть возвращалась к проливу Ближний, формируя циклонический круговорот, или выходила через пролив в океан (рис. 3).

Поток общего северо-западного направления, ассоциируемый с северной ветвью Центрально-Берингоморского течения (ЦБТ), наблюдался на бровке северо-берингоморского шельфа. Сложность траектории вод ЦБТ во многом определялась

наличием вдоль северо-беринговоморского и корякского свалов (между 174°- 180°в.д.) небольших ядер с антициклоническим вращением вод вместо единого и обширного Наваринского антициклона, по южной периферии которого на обобщенной схеме проходит ЦБТ. Образование у Корякского побережья и в Олюторском заливе антициклонических завихрений вод привело к более слабому, чем в предыдущие годы, развитию Олюторского течения. Этот поток сильно меандрировал, отклоняясь к югу, вплоть до хребта Ширшова, затем, обогнув ряд круговоротов, подходил к материковому склону Камчатки.

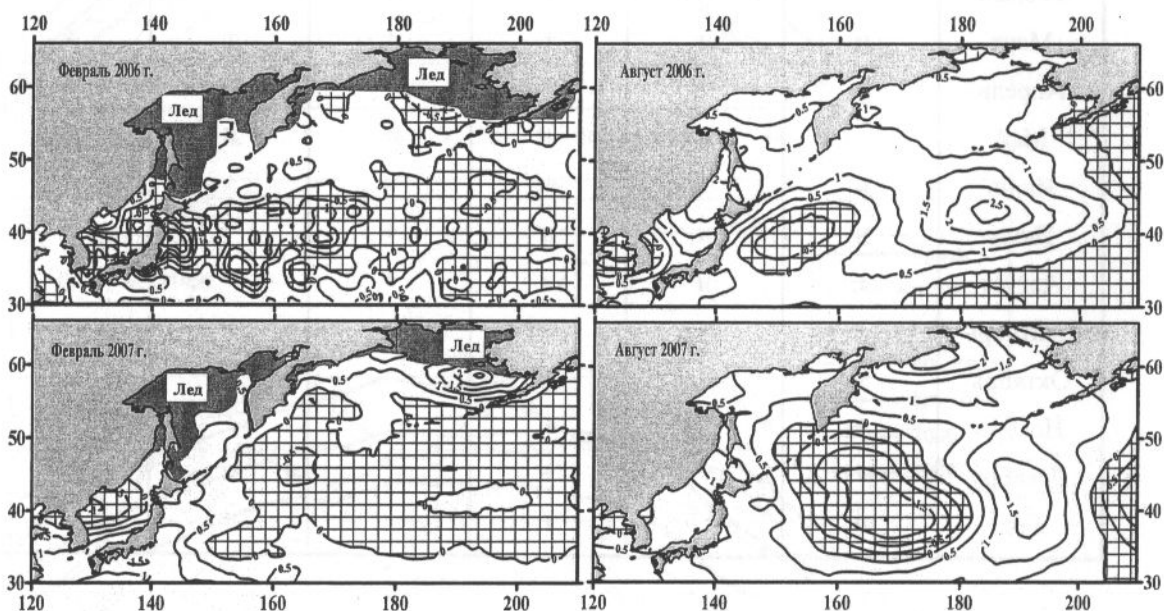


Рис. 2. Аномалии ТПО в северо-западной части Тихого океана в 2006-2007 гг. Заштрихованы области отрицательных аномалий.

Расход Камчатского течения в Камчатском проливе в 2006 г. достиг 7,4 млн. м³ относительно 1500 дбар. Это самая большая величина, зарегистрированная с начала 21-го века.

Годовой минимум температуры на поверхности обычно отмечается в марте. В 2002 году он составил около 0,8°, в 2003-2005 гг. изменялся в пределах 1,35-1,55 °С, в 2006 г. уменьшился до 1°. В период наибольшего прогрева поверхностных вод (август) соотношение почти не изменилось: в 2002 г. – 9,9 °С, в 2003-2005 гг. – от 10,9 до 11 °С, в 2006 г. – 10,0 °С.

Среднегодовая температура поверхности моря в 2006 г. оказалась на уровне 2002 г. (4,3°), что более чем на 0,5° ниже, чем в три предыдущих года (4,8-5,1°).

По данным судовых наблюдений осенью в Анадырском заливе и шельфовых областях температура поверхностных вод была в среднем на 2°С ниже, чем в открытых водах (рис. 4). Изотермы обычно совпадали с линиями изобат, и самые резкие изменения

температуры наблюдались над свалом глубин. Максимальная температура 12.7°C была в центре Командорской котловины, минимальная 4.7°C - у м. Наварин.

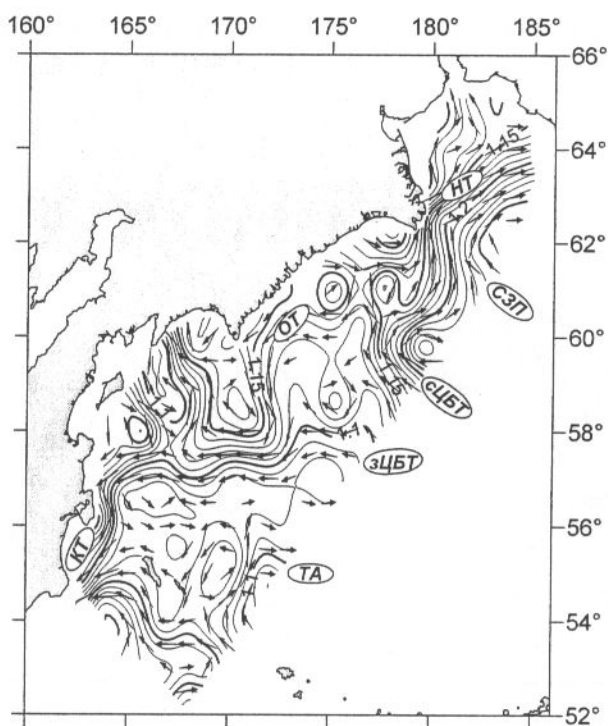


Рис. 3. Геострофические течения на поверхности западной части Берингова моря (относительно 1000 дбар). КТ - Камчатское течение, ТА - течение Атту, зЦБТ и сЦБТ - западная и северная ветви Центрально-Берингоморского течения, ОТ - Олюторское течение, СЗП - Северо-Западный поток, НТ - Наваринское течение

Соленость поверхностных вод постепенно увеличивалась с удалением от азиатского материка. Самая низкая соленость 28.2 епс была зарегистрирована в вершине Анадырского залива, которая подвержена влиянию пресных вод реки Анадырь. Наваринское течение прослеживалось языком вод повышенной солености. Максимальная по всей съемке соленость 32.97 епс наблюдалась в стрежне ЦБТ на востоке района. В мористых районах поверхностный слой вод Командорской котловины был менее соленым (32.51 епс), чем в Алеутской котловине (32.68 епс).

Аномалии температуры воды на поверхности моря зимой и весной 2006 г. были небольшими (до 0.5 °), причем на разных участках моря знак аномалий время от времени изменялся. Летом и осенью на акватории моря, в целом, преобладали положительные среднемесячные аномалии, над Командорской котловиной и западной частью Алеутской котловин в конце лета их величина достигала 1-2 °С. В средней и внешней области восточнберингоморского шельфа в это время года было отмечено охлаждение вод с незначительными отклонениями от нормы – до -0.5°.

В Анадырском заливе осенью 2006г. преобладали небольшие положительные аномалии температуры (до +1°C) и солености (до +0.5 епс). Слабые отрицательные

аномалии отмечались только в прибрежных районах (рис. 5), тогда как в мористых областях на западе моря средняя величина положительных аномалий температуры на поверхности составила $+1.5...+2^{\circ}\text{C}$, что полностью соответствовало оценкам среднемесячных аномалий, полученных из спутниковых данных.

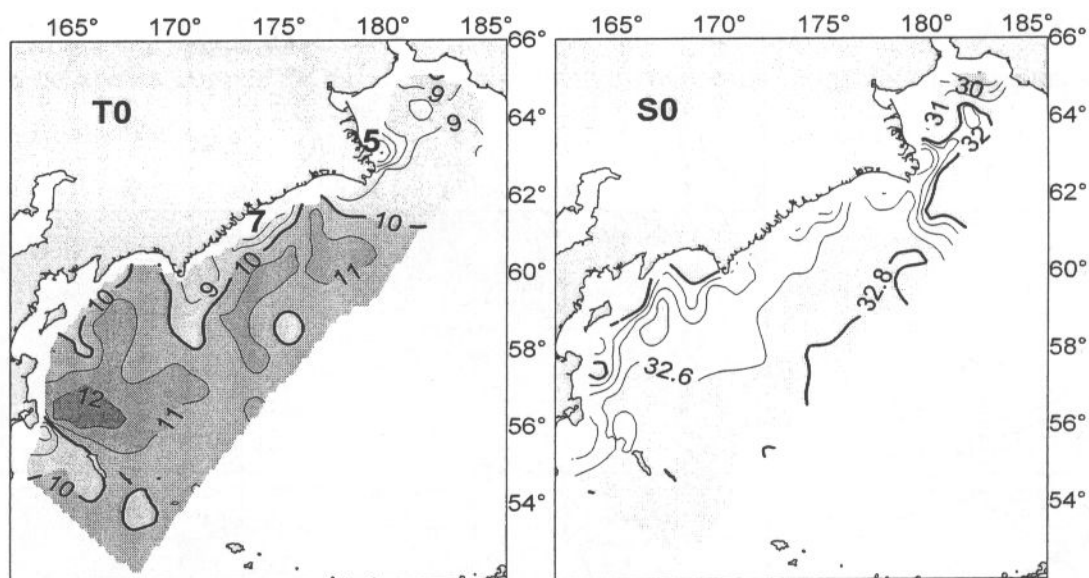


Рис. 4. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) и солёности (пс) на поверхности западной части Берингова моря осенью 2006 г.

В поверхностной толще Командорской котловины значения солёности были незначительно ниже нормы, в Алеутской котловине и, особенно, вдоль корякского шельфа наблюдались ее большие положительные аномалии (свыше $+0.5$ пс), свидетельствующие об усиленном поступлении океанских вод.

В холодном промежуточном слое (ХПС) в 2006 г. доминировали отрицательные аномалии, что соответствует высокой относительно “нормы” ледовитости моря. Расчеты средних значений температуры в ядре ХПС за 2000-2006 гг., произведенные для глубоководной части Берингова моря, показали существенные межгодовые колебания. В 2000 г. ХПС был наиболее холодным ($0,57^{\circ}\text{C}$). К 2003 г. температура увеличилась до $1,98^{\circ}\text{C}$, в 2004 г. сохранилась на высоком уровне ($1,86^{\circ}\text{C}$) в 2005 и 2006 гг. составила $1,52-1,56^{\circ}\text{C}$.

В ядре теплого промежуточного слоя (ТПС) в течение рассматриваемых годов постоянно происходило увеличение температуры (от $3,69^{\circ}\text{C}$ в 2000 г. до $3,91^{\circ}\text{C}$ в 2006 г.). Наиболее значительный рост температуры происходил между 2003-2005 гг. – на $0,06-0,07^{\circ}\text{C}$ в год, тогда как в другие годы он был не выше $0,03^{\circ}\text{C}$.

В ядре ХПС температура воды отражает, главным образом, суровость зимних условий и хорошо соответствует ледовым условиям моря. Зимний сезон 2000 г. был

наиболее суровым в ряду рассматриваемых лет, а в 2003-2004 гг. – ледовитость моря уменьшилась. С 2005 г. ледовитость моря снова начала увеличиваться, что нашло отражение и в изменении ХПС. В ядре ТПС рост температуры объясняется, по-видимому, постепенным заполнением котловинной части моря на этих горизонтах более теплыми океаническими водами, поскольку источником поступления теплых промежуточных вод традиционно считается Тихий океан (Добровольский и Арсеньев, 1961; Арсеньев, 1967; Лучин и Лаврентьев, 1999).

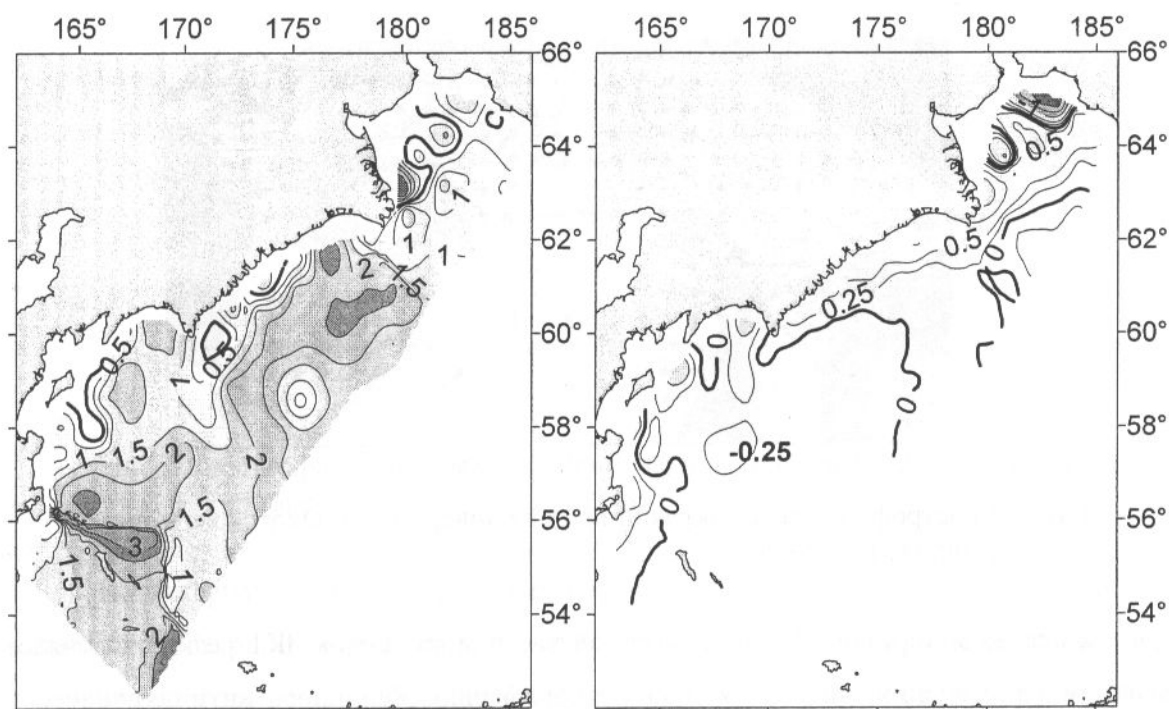


Рис. 5. Аномалии температуры (слева, °С) и солёности (справа, ‰) на поверхности западной части Берингова моря осенью 2006 г.

Ранее рост температуры промежуточных слоев воды в области распространения Камчатского течения с тихоокеанской стороны в течение 2004-05 гг. был отмечен Рогачевым и Шлыком (2006).

В целом, в верхнем слое моря теплые условия в летний период года на западе моря сохранялись в течение всего периода выполнения пятилетней программы 2002-2006 гг.

Охотское море.

Картина поверхностных течений в северной части Охотского моря в 2006 г. была сходна с 2005 г. (Хен и др., 2006), совпадали и объемы переносимых вод Западно-Камчатским течением (ЗКТ) на север – 0.3 млн. м³/с на широте 55° с.ш. В целом геострофическая циркуляция вод на поверхности (относительно 500 дцб.) в северной части моря весной 2006 г. отличалась от известных схем течений. Характерными

особенностями динамики вод весной 2006 г. были: значительное смещение стрежня ЗКТ на запад (до 150-151° в.д.), резкое отклонение ветви ЗКТ в восточном направлении к берегам п-ова Камчатка между параллелями 55-57° с.ш., отсутствие Компенсационного течения вдоль побережья западной Камчатки и наличие восточного потока вдоль северного побережья моря.

Основной поток ЗКТ располагался над большими глубинами и материковым склоном (рис. 6). На подходе к возвышенности Лебеда было заметно его антициклоническое меандрирование, а над впадиной ТИНРО - циклонический меандр.

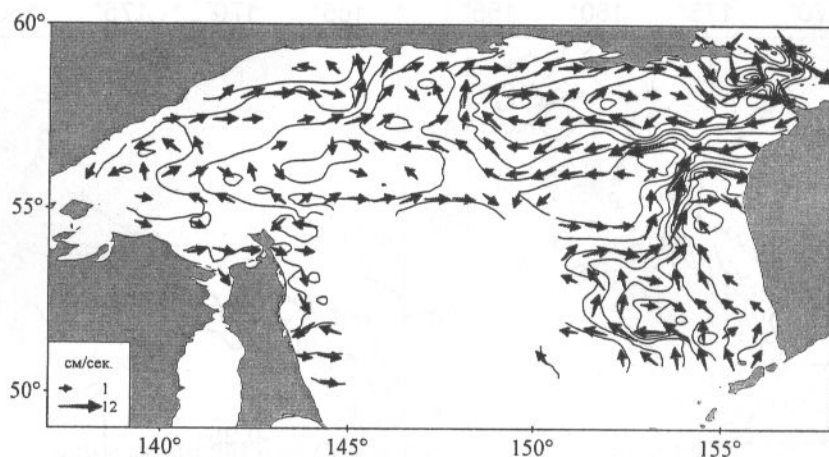


Рис. 6. Геострофическая циркуляция вод на поверхности Охотского моря в апреле-мае 2006 г.

При выходе на материковый склон северной части моря, поток ЗКТ резко отклонялся в западном направлении, формируя южную периферию обширного антициклонического круговорота южнее Тауйской губы и п-овов Кони и Пьягина.

В октябре 2006 г. в южной части моря горизонтальная геострофическая циркуляция вод в целом соответствовала осредненной схеме течений по многолетним данным. В южной части глубоководной котловины наблюдалось антициклоническое движение воды. Характерными элементами циркуляции поверхностных вод были три ярко выраженных антициклонических вихря, расположенные вдоль Курильской гряды: первый - на юго-западе съемки между заливом Терпения и о-вом Итуруп, второй - вблизи пролива Буссоль и третий - на северо-востоке (рис. 7). Наиболее мощным являлся вихрь на юго-западе полигона, в который были вовлечены воды течения Соя, еще сохранившего свое влияние на этот район. Как обычно, наблюдался мощный заток тихоокеанских вод через пролив Крузенштерна, формирующий начало Западно-Камчатского течения. Часть тихоокеанских вод поступала по западной периферии пролива Буссоль и вливалась во второй антициклонический вихрь. Подобная картина наблюдалась и в 2004 г., в отличие от 2003 и 2005 гг., когда антициклонические вихри были слабо выражены, а распространение в

Охотское море трансформированных в проливе Крузенштерна тихоокеанских вод из Тихого океана было не очевидным. В ноябре 2006 г. на шельфе северной части Охотского моря преобладало циклоническое движение вод. В целом схема движения вод в октябре-ноябре в северной и южной частях моря была близка к схеме течений В.И. Чернявского (1981) для летнего сезона.

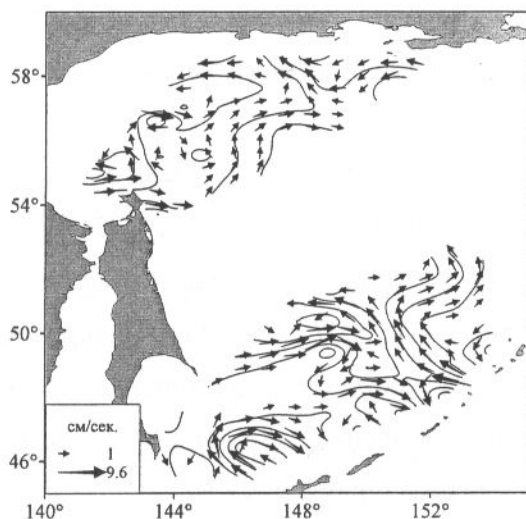


Рис. 7. Геострофическая циркуляции вод на поверхности Охотского моря в октябре-ноябре 2007 г.

По материалам океанологических наблюдений, выполненных в апреле 2007 г., в южной части Западной Камчатки ЗКТ разделялась на три потока. Мористая часть вод ЗКТ отклонялась на северо-запад, а основной поток двигался на север над изобатами 300 – 500 м давая начало Северной ветви ЗКТ (рис. 8). Часть вод отклонялась на восток, и далее расходилась в северном и южном направлении шельфа.

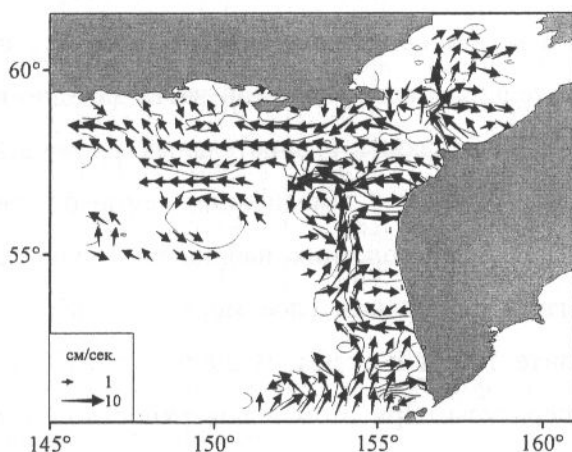


Рис. 8. Геострофическая циркуляции вод на поверхности Охотского моря в апреле-мае 2007 г.

Геострофическая циркуляция весной 2007 г. имела сходство с общей схемой течений В.И. Чернявского (1981) и существенно отличалась от динамической ситуации в 2006 г. Особенности года были: смещение Северной ветви на запад и ярко выраженный циклонический вихрь над впадиной ТИПРО; большая протяженность области антициклонической циркуляции в сторону п-ова Тайгонос, связанная, по всей видимости, с отсутствием или малым количеством переохлажденных высокосоленных вод на верхнем шельфе Гижигинской губы; наличие Ямского течения вдоль п-вов Пьягина и Кони, которое обычно проявляется на один - два месяца позднее; раннее развитие Северо-Охотского течения.

Перенос вод Северной ветвью ЗКТ в слое 0-200 м в апреле 2007 г. (0,28 св.) был подобен расходам ЗКТ в 2005 г. (0,32 св.) и 2006 г. (0,31 св.), при среднем многолетнем значении 0,33 св. По результатам океанологических наблюдений, выполненных в летнее время, было установлено, что в июле 2007 г. на шельфе западной Камчатки доминировали северные потоки. Вблизи берега геострофическое течение усиливалось, что было связано с увеличением горизонтальных градиентов динамического поля у берегов п-ова Камчатка в процессе распреснения и прогрева прибрежных вод.

По данным судовых наблюдений в апреле 2006 г. на поверхности северной части западно-камчатского района преобладали отрицательные аномалии температуры воды, заполнившие мелководье менее 100 метровой изобаты. На севере шельфа отрицательные аномалии достигали даже минус 1-2 °С. Положительные аномалии (до 1,0 °С) отмечались лишь в южном и центральном мористых (более 100 м) участках района в зоне распространения вод ЗКТ. Распределение температуры на горизонте 100 м, где залегают остаточные зимние воды, в значительной мере отражает интенсивность процессов зимней вертикальной конвекции. В юго-восточной части района западно-камчатского шельфа температура воды на этом горизонте была выше «нормы» на 1,0-2,0 °С. Такое распределение аномалий может свидетельствовать о том, что в зимний период 2006 г. процесс охлаждения деятельного слоя мористой части западно-камчатского шельфа был слабым. Вместе с тем преобладание отрицательных аномалий температуры воды на поверхности моря свидетельствует о замедленном темпе прогрева, т.е. о запаздывании весенних процессов. Анализ многолетних наблюдений показал, что после холодного периода 1998 – 2001 гг. в деятельном слое моря, начиная с 2002 г., отмечался рост температуры на горизонте 100 м и у дна. В 2006 г. в ХПС отмечались относительно высокие значения температуры. При этом в поверхностном слое (0-50 м) температура повышалась до 2005 г. В 2006 г. температура на поверхности моря была относительно низкой. Подобные изменения теплового состояния в деятельном слое вод отмечены и в северо-охотском районе.

Океанографическая съемка в южной части моря в 2006 г. проводилась с 12 октября по 1 ноября. Осенние шторма, обычные для Охотского моря, способствовали интенсивному вертикальному перемешиванию и формированию устойчивого термо- и пикноклина. В исследуемом районе средняя температура на поверхности в 2006 г. была заметно выше, чем в 2001 и 2005 гг. (табл. 2). Как видно из этой таблицы, после непродолжительного похолодания на стыке двух тысячелетий, в 2002 г. начался период повышенного фона температуры в деятельном слое моря, который продолжается по настоящее время. Отметим, что в 2006 г. температура на горизонте 200 м была максимальной за последние 6 лет.

Расчет аномалий температуры воды на различных горизонтах (относительно средних многолетних значений) также выявил преобладание положительных аномалий температуры воды на акватории океанографической съемки. При этом локальные участки отрицательных аномалий отмечались: на поверхности в зонах взаимодействия второго и третьего антициклонических вихрей и в водах Восточно-Сахалинского течения; на глубине 100 м – у юго-восточного Сахалина, включая заливы Терпения и Анива, где сохранялись аномально холодные воды зимнего охлаждения; на глубине 200 м - при опускании холодных подповерхностных вод (ХПС) в антициклоническом вихре на юго-западе полигона. Стоит отметить абсолютное преобладание отрицательных аномалий в ядре ХПС.

Табл. 2

Средняя температура (°С) в Сахалино-Курильском районе
в октябре-ноябре 2001-2006 гг.

Год	Дата выполнения	0м	50м	100м	200м
2001	20.10-9.11	6,62	3,53	0,43	0,9
2002	18-30.10	7,92	2,98	0,81	1,09
2003	13.10-3.11	8,06	3,04	1,19	1,18
2004	13.10-3.11	7,78	4,1	1,07	1,25
2005	24.10-11.11	6,95	3,68	0,87	1,06
2006	12.10-1.11	7,54	3,51	0,96	1,28
Средняя		7,47	3,47	0,86	1,13

В северной части моря океанографические наблюдения были выполнены 4-20 ноября 2006 г. По сравнению с весенней съемкой самые низкие придонные температуры (ниже минус 1°С), сместились с северо-западного мелководья в центр северо-охотского шельфа, что связано со скатыванием высокоплотных холодных вод из районов их формирования на юго-восток. На поверхности и 50 м преобладали положительные

аномалии температуры воды, т.е. осень 2006 г. была относительно теплой. Следует отметить аномально теплые (0.8-2 °С) условия в притауйском шельфе, обусловленные сильным проникновением на запад вод Ямского течения. И в придонном слое, как и во всей толще воды, соблюдались условия теплых лет (табл. 3).

Весной 2007 г., несмотря на относительно легкие зимние ледовые условия и раннее очищение ото льда побережья западной Камчатки, залива Шелихова и притауйского шельфа, на большей части северо-восточной части моря на поверхности преобладали незначительные отрицательные аномалии температуры (-0.2...-0.5 °С). В водах ЗКТ и его ветвей наблюдались только положительные аномалии температуры.

В ХПС и в придонном слое между берегом и изобатой 100 м (в притауйском районе - до 150 м) доминировали отрицательные аномалии температуры. На изобатах 150 - 300 м придонная температура повсеместно была выше среднееголетних значений на 0.2-0.5°С, на изобатах 400 – 500 м – на 0.2 °С.

Табл. 3

Многолетние изменения средней температуры (°С) в северо-западной части Охотского моря по данным судовых наблюдений ТИНРО-центра и ее отклонения в 2006 г. от средних многолетних значений.

Год	Дата	Поверхность	50 м	100 м	Дно
2000	5-30.09	10.23	-0.40	-0.74	-0.52
2001	11.09-3.10	7.46	-0.32	-0.62	-0.44
2002	18.11-16.12	-	-	-0.09	0.05
2003	5.09-2.10	10.24	0.40	-0.35	0.12
2004	13.09-11.10	8.50	0.76	-0.21	0.12
2006	4-20.11	1.65	1.10	-0.18	-0.03
$T_{2006} - T_{\text{климат}}$		0.17	0.45	0.15	0.47

Японское море

С конца 1990-х гг. для термического режима вод северо-западной части Японского моря характерна повышенная «континентальность»: относительно суровая зима и относительно жаркое лето. Зима 2006 г. была аномально холодной (рис. 9), а лето 2006 г. оказалось самым тёплым за всю историю инструментальных наблюдений: в июле-августе температура прибрежных вод Приморья была на 3-5° выше нормы. Амплитуда сезонного хода температуры на поверхности моря (ТПМ) в период «континентальности» возрастает. Особенно сильный размах внутригодового хода температуры наблюдается с 2004 г. по

настоящее время. К примеру, в бухтах зал. Петра Великого в последние годы ТПМ меняется в течение года более чем на 25° .

По данным стандартного разреза вдоль 132° в.д., в глубоководной зоне северо-западной части Японского моря температура воды ниже сезонного термоклина в последние годы была повышенной, в 2004 г. она была самой высокой за весь период наблюдений (рис. 10). Подповерхностный слой в северо-западной части Японского моря (за исключением западной части Татарского пролива) не является по своей природе слоем остаточного зимнего охлаждения, а относится к промежуточным водам, которые в Японском море формируются в ходе субдукции на субарктическом (Полярном) фронте (Yoshikawa et al., 1999). Поэтому его состояние обусловлено не условиями зимней конвекции, как, например, в Охотском море, а условиями фронтогенеза в зоне Полярного фронта. Межгодовые изменения температуры в подповерхностном слое обнаруживают наиболее значимую связь не с зимними ТПМ на севере моря, а с зимними ТПМ на юге моря (см. рис. 10). Трёхлетний сдвиг в сопряжённости межгодовых изменений этих параметров (изменения в северо-западной части моря наблюдаются вслед за изменениями в его южной части), по-видимому, определяется временем переноса новых порций промежуточных вод из района формирования в северо-западную часть моря. Поскольку ТПМ на юге моря (в зоне Цусимского течения) в значительной степени обусловлена адвективными причинами, долговременное повышение температуры подповерхностного слоя, возможно, связано с интенсификацией поступления в Японское море океанических вод, отмечаемого с конца XX века по смещению Полярного фронта к северу (см., напр., Зуенко, 2000; Никитин, Юрасов, 2007).

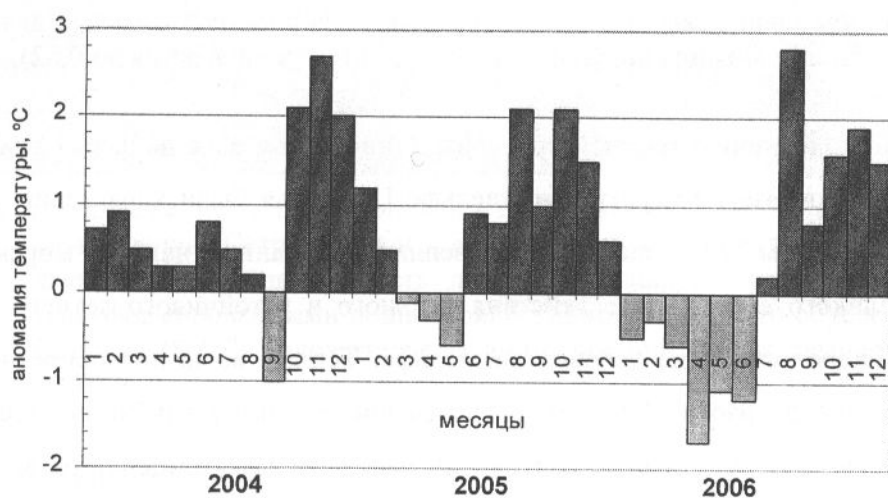


Рис. 9. Средние месячные аномалии (относительно 1971-2000 гг.) температуры воды на поверхности северной части Японского моря ($40-45^{\circ}$ с.ш., $130-140^{\circ}$ в.д.), по данным Японского Метеорологического Агентства

В прибрежной зоне Приморья аномалии температуры воды на поверхности моря, как правило, близки к таковым в прилегающей глубоководной части моря, но в подповерхностном слое могут резко отличаться, т.к. они обуславливаются разнообразными динамическими процессами (приливным перемешиванием, апвеллингом/даунвеллингом, мезомасштабными вихрями), свойственными шельфовым водам. Так, летом 2005 г. у побережья южного Приморья наблюдался апвеллинг, который

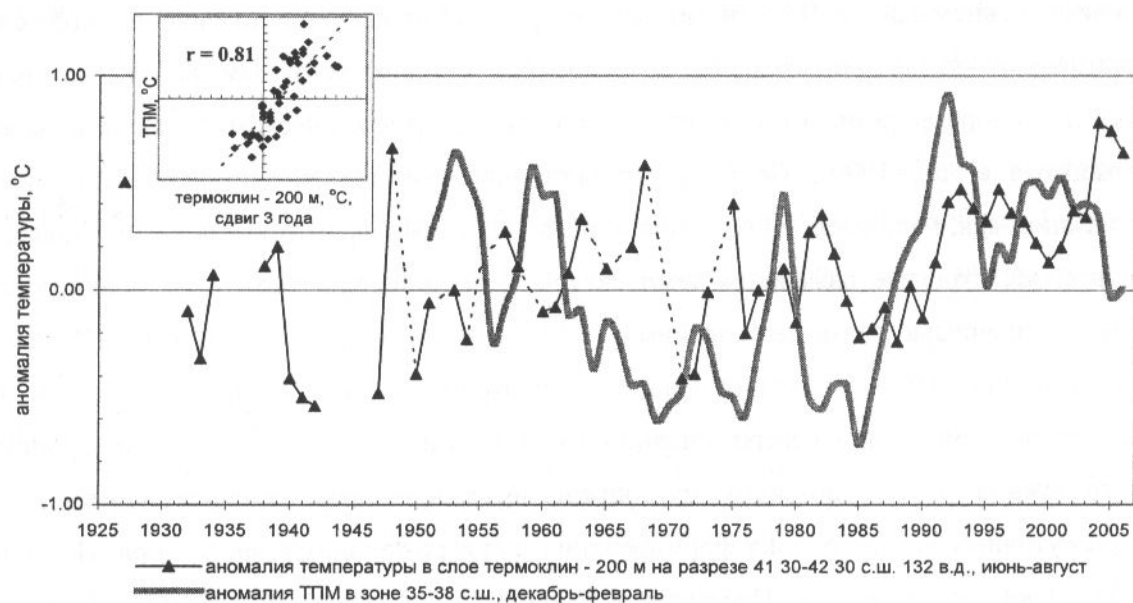


Рис. 10. Межгодовые изменения средних летних аномалий (относительно 1981-1991 гг.) модальной температуры воды в слое от термоклина до горизонта 200 м на глубоководных станциях стандартного разреза по 132° в.д. (между 41°30'-42°30' с.ш.) и средних зимних аномалий температуры воды на поверхности южной части Японского моря (35-38° с.ш.) по данным Японского Метеорологического Агентства (относительно 1971-2000 гг., сглажены скользящим 3-летним осреднением). На врезке показана диаграмма регрессионной связи между этими рядами при сдвиге ряда для слоя «термоклин – 200 м» на 3 года (для сглаженных рядов, без сглаживания коэффициент корреляции уменьшается до 0,62).

привёл к резкому понижению температуры воды в придонном слое на шельфе (Хен и др., 2006). Низкие придонные температуры на шельфе Приморья были характерны для ряда последних лет. Но летом 2007 г. сильный даунвеллинг, вызванный нагоном морских вод в залив Петра Великого в результате действия сильного и устойчивого летнего муссона, резко изменил гидрологические условия на шельфе. Тёплые воды поверхностного слоя продвинулись у дна до изобат 50-60 м, а трансформированные глубинные шельфовые воды – до 70-80 м (рис. 11), и на значительной части шельфа температура воды у дна превысила обычные величины на 8-10 градусов.

Северо-западная часть Тихого океана

Летом (в июне-июле) 2004, 2006 и 2007 гг. в рамках комплексных работ по

исследованию лососей, проводимых ТИНРО-центром в северо-западной части Тихого океана, были выполнены, соответственно, 75, 70 и 49 океанологических станций. Район работ включал в себя западную, южную и восточную периферии западно-субарктического круговорота вод, осуществляемого против хода часовой стрелки. Общий циклонический характер движения в этом круговороте поддерживается переносом вод вдоль полуострова Камчатка на юг Восточно-Камчатским течением, в Прикурильском районе - его продолжением Курильским течением и течением Ойясио южнее пролива Буссоль, а также противоположным северо-восточным движением вод Субарктического течения на восточной периферии западного субарктического круговорота. Субарктический фронт образован взаимодействием субарктических и трансформированных субтропических вод. На участке взаимодействия с Ойясио он называется фронтом Ойясио, на восточном участке его воды часто называют водами Субарктического течения.

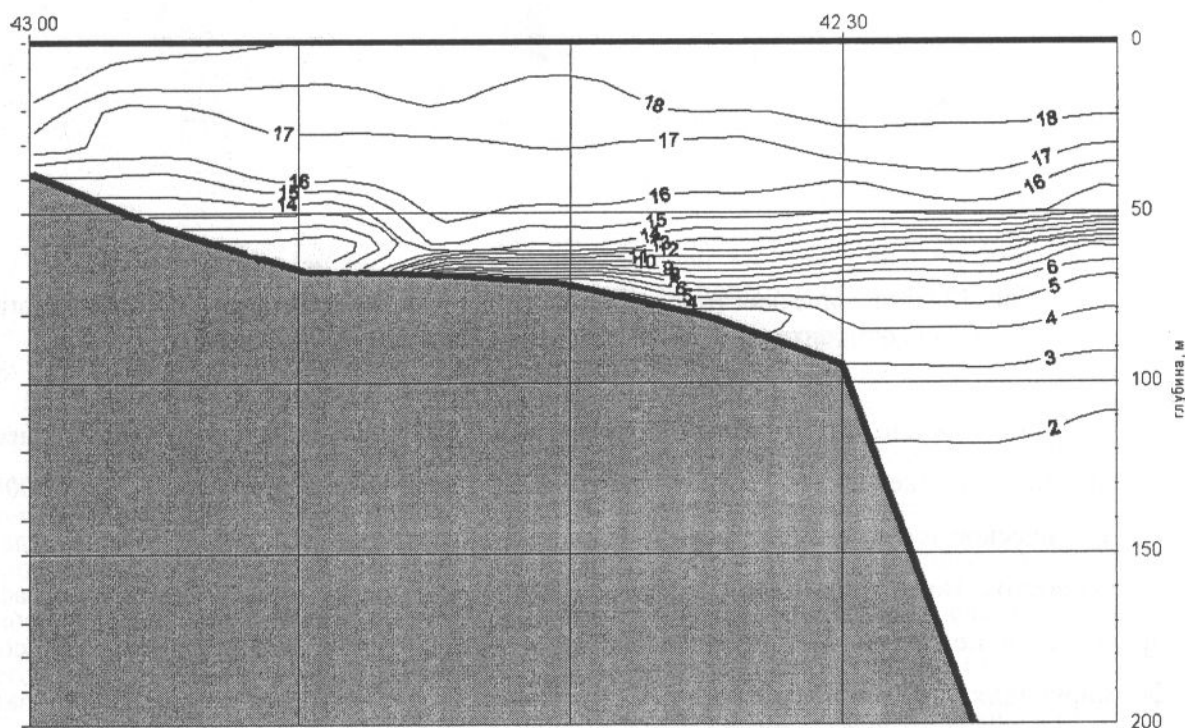


Рис. 11. Распределение температуры воды на разрезе $42^{\circ}20-43^{\circ}00$ с.ш., $132^{\circ}00$ в.д. через шельф залива Петра Великого, выполненном 21-22 сентября 2007 г. В результате даунвеллинга большая часть дна залива занята тёплыми поверхностными и трансформированными подповерхностными водами, что обусловило необычайно большие ($8-10^{\circ}$) положительные аномалии придонных температур на изобатах 40-70 м.

На картах динамической топографии (рис. 12) просматриваются все вышеперечисленные течения. Граница между Восточно-Камчатским и Курильским течениями строго не определена, названия продиктованы их географическими положениями, и для них нет описания индивидуальных гидродинамических признаков. Следует, однако, заметить, что Курильское течение испытывает более сильное

возмущение как в горизонтальной, так и вертикальной плоскостях, связанное с близостью проливов и частыми вторжениями вихревых образований южного происхождения, в том числе оторвавшихся рингов Куроиси с теплыми субтропическими водами. Так, в июне 2007 г. были обнаружены два мощных антициклонических вихря: один на широте 47° с.ш., другой на широте 45° с.ш. Курильское течение, огибая их, сильно меандрировало. Первый вихрь практически квазистационарный, показан на многих динамических картах, в том числе и на карте летней съемки 2006 г., он более мощный, чем второй, южный, со скоростями на восточной периферии до 20 см/с.

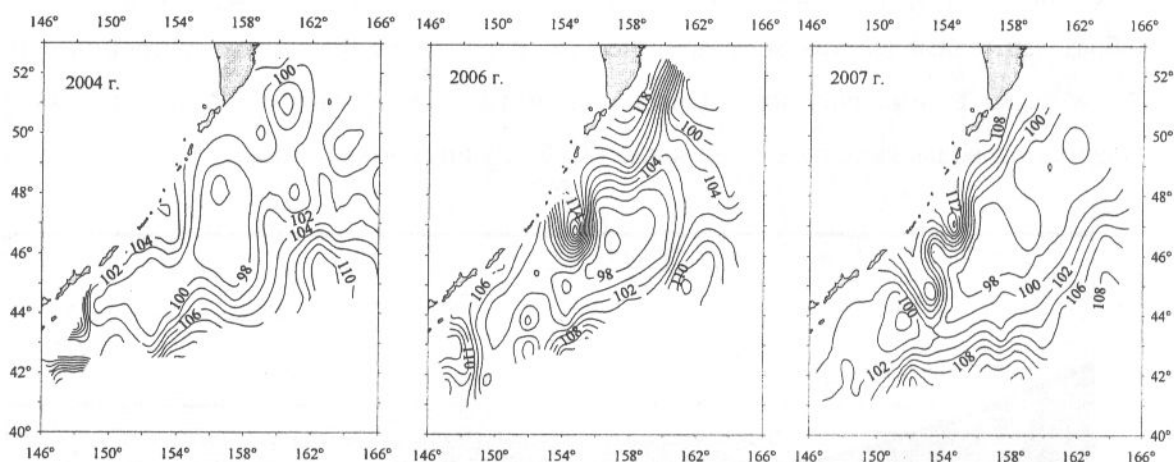


Рис. 12. Динамическая топография поверхности северо-западной части Тихого океана относительно 1000 дб в июне-июле 2004, 2006 и 2007 гг.

Особенностью 2007 г. является, во-первых, ярко выраженные широтные процессы на западном участке (до 160° в.д.) субарктического фронта (течение), тогда как в 2006 г. Субарктическое течение имело меридиональную направленность, точнее с юго-запада на северо-восток. Во-вторых, слабое развитие Ойясио, которое на динамической топографии практически не видно. Нет признаков выноса охотоморских вод из пролива Буссоль, формирующих Ойясио, наоборот, динамическая топография показывает заток тихоокеанских вод в Охотское море. Не виден сток и через пролив Фриза. На месте традиционного Ойясио установилось малоградиентное динамическое поле, а на некотором удалении от Южно-Курильской гряды слабо дивергентная область.

В 2004 г. процессы были более сглаженными, указанные вихри были малозаметными.

Термические условия в районе складываются в результате взаимодействия вод теплого Субарктического и холодного Курильского течений и Ойясио. В июне происходит интенсивный прогрев поверхностных вод, температура воздуха превышает температуру воды на $5-10^{\circ}\text{C}$.

В период съемок температура воды на поверхности менялась от 6°C на севере до $10\text{-}12^{\circ}\text{C}$ на юге (рис. 13). Самая высокая температура (до 16°C) была на юго-западе съемки, где тонким (до 10 м) слоем растекались трансформированные субтропические воды над холодными субарктическими водами. Низкая температура вблизи Курильских о-вов (4°C и ниже) связана с сильным приливным перемешиванием вокруг островов. В центральной области западно-субарктического круговорота температура менялась в небольших пределах: $5\text{-}7^{\circ}\text{C}$.

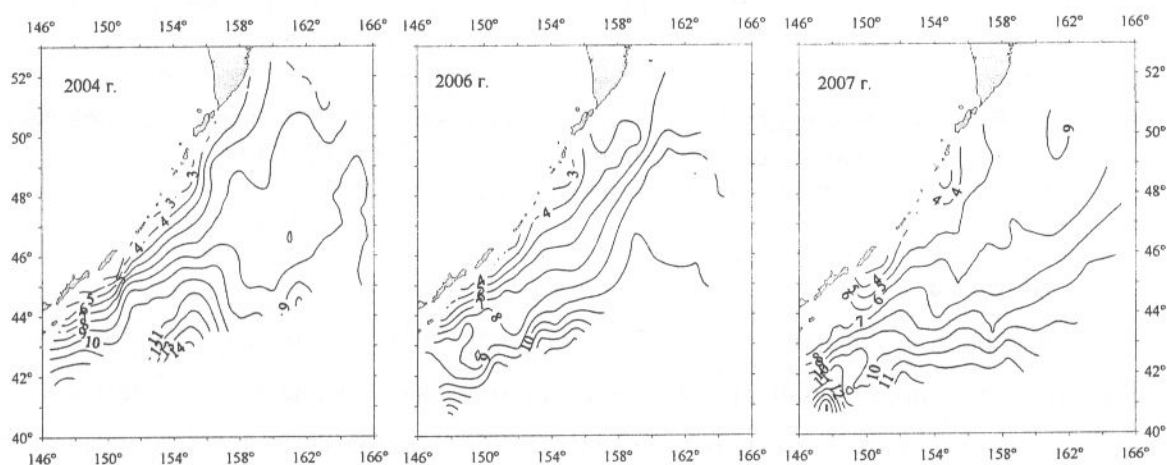


Рис. 13. Распределение температуры воды на поверхности северо-западной части Тихого океана в июне-июле 2004, 2006 и 2007 гг.

Относительно средних многолетних данных в июне 2007 г. на поверхности было теплее в зоне Восточно-Камчатского (на $0.5\text{-}1^{\circ}\text{C}$) и Курильского течений (на $1\text{-}1.5^{\circ}\text{C}$) и холоднее в пределах Субарктического фронта (рис. 14). Наиболее существенные положительные аномалии ($1.5\text{-}2.0^{\circ}\text{C}$) были в зоне Ойясио, что, видимо, связано со слабым его развитием, точнее малым стоком вод Охотского моря из проливов Буссоль и Фриза. Отрицательные аномалии в пределах Субарктического фронта сформированы в результате его широтной ориентации и, видимо, южного его положения. В итоге в зоне взаимодействия различных вод (САВ и САФВ) поле температуры имело сглаженную структуру без обычных для этой области резких перепадов.

В 2006 г. аномалии были более равномерными с преобладанием отрицательных знаков, за исключением небольшой области на севере съемки, и в целом было холоднее 2007 г. на $1\text{-}2.5^{\circ}\text{C}$ в субарктических водах и теплее на $1\text{-}2.5^{\circ}\text{C}$ в субарктическом фронте. В 2004 г. поле аномалий температуры было аналогичным нашему, и величины аномалий были близкими. В отличие от нашей съемки были заметны отрицательные аномалии вокруг Курильских о-вов, что, возможно, связано с интенсивным выносом охотоморских вод в 2004 г.

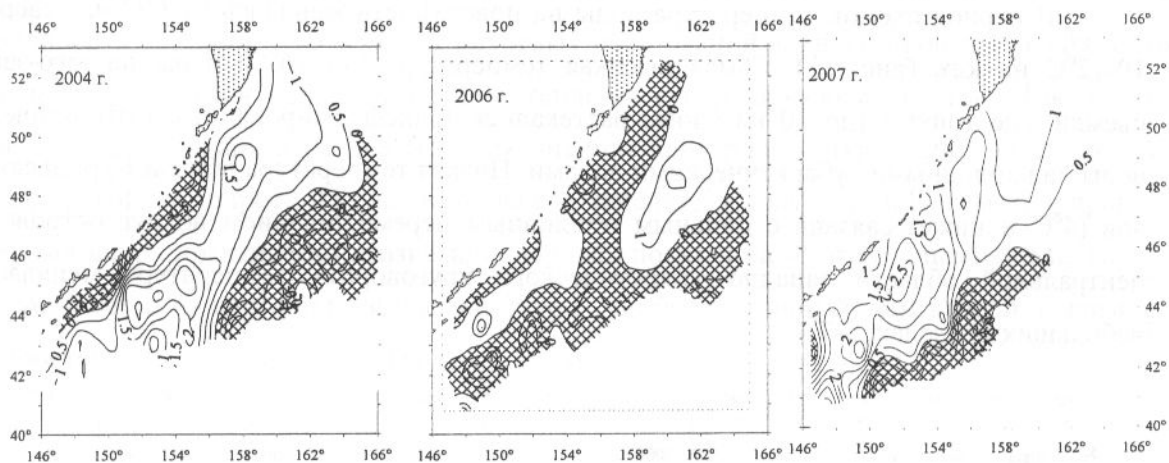


Рис. 14. Аномалии температуры воды на поверхности северо-западной части Тихого океана в июне-июле-2004, 2006 и 2007 гг. Заштрихованы отрицательные аномалии.

Выводы

В 2006 г. в дальневосточном бассейне сохранились аномально теплые условия на поверхности. В подповерхностном слое температурные условия закладываются в зимнее время, поэтому в соответствии с интенсивностью ледовых процессов отрицательные аномалии преобладали в Беринговом море, а положительные - в Охотском море. В 2005 и 2006 гг., после продолжительной серии аномально теплых лет (более 10 лет), в Японском море ниже поверхностного слоя температура воды понизилась до среднего многолетнего значения. В 2007 г. в дальневосточном бассейне на поверхности сохранились относительно теплые условия. Ниже поверхностного слоя в Охотском море температура была ниже нормы, что связано с увеличением ледовитости, в Беринговом море ледовитость уменьшилась.

Циркуляция вод Берингова моря в 2006 г. отличалась от прежних схем развитым северным потоком из пролива Ближнего, часть этих вод отклонялась на юг вдоль западной части пролива и выносилась в Тихий океан. В Охотском море сформировался восточный перенос вдоль северного берега, т.е. поток обратный обычному (западному) направлению течений. Весной 2007 г. циркуляция вод в Охотском море соответствовала обобщенной схеме течений для лета. Летом 2007 г. Субарктическое течение в СЗТО имело широтную ориентации, что могло привести к расширению западно-субарктического круговорота в сторону океана.

Литература

- Арсеньев В.С. Течения и водные массы Берингова моря. М.: Наука. - 1967. -135 с.
- Добровольский А.Д., Арсеньев В.С. Гидрологическая характеристика Берингова моря // Тр. ИОАН СССР. - 1961. - Т. 38. - С. 64-97.
- Зуенко Ю.И. Межгодовые изменения положения Полярного фронта в северо-западной части Японского моря // Известия ТИНРО.-2000.- Т. 127.- С. 37-49.
- Лучин В.А., Лаврентьев В.М. Водные массы // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т.10. Берингово море. С.-П. Гидрометеиздат. - 1999. - С.142-153.
- Никитин А.А., Юрасов Г.И. Поверхностные термические фронты в Японском море // Известия ТИНРО.- 2007.- Т. 148.- С. 170-193.
- Рогачев К.А., Шлык Н.В. Роль мезомасштабных вихрей в динамике Камчатского и Аляскинского течений // Изв. ТИНРО. – 2006. – Т.145. – С.228-234.
- Хен Г.В. Основные закономерности многолетних изменений ледового покрова Охотского и Берингова морей // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. Сборник статей.- Изд. ВНИРО, 1997.- с. 64-67.
- Хен Г.В., Устинова Е.И., Фигуркин А.Л., Зуенко Ю.И., Новиков Ю.В., Сорокин Ю.Д., Гаманюк М.В. Гидрологические условия в северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морях в начале 21 века и ожидаемые тенденции // Вопросы Промысловой океанологии. – 2004 – Вып. 1 - С. 40-58.
- Хен Г.В., Зуенко Ю.И., Сорокин Ю.Д., Устинова У.И., Фигуркин А.Л. Особенности гидрологических условий в дальневосточных морях и СЗТО в 2003-2005 гг. // Вопросы промысловой океанологии.- 2006.- Вып. 3.- С. 92-111.
- Чернявский В.И. Циркуляционные системы Охотского моря. // Изв. ТИНРО. – 1981. – Т.105. – С. 13-19.
- Yoshikawa Y., Awaji T., Akimoto K. Formation and circulation processes of intermediate water in the Japan Sea // J. Phys. Oceanogr.- 1999.- V.29.- № 8.- Part 1.- P. 1701-1722.