

*УДК 551.46:639.2.053.1(265.51)*

**В.А. Лучин, О.В. Соколов**  
(ТОИ ДВО РАН, ДВНИГМИ Росгидромета, г. Владивосток)

## **МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ВОЗМОЖНОСТЬ ПРОГНОЗА ТЕРМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ ВОД БЕРИНГОВА МОРЯ\***

На основании всех доступных к настоящему времени материалов глубоководных океанографических наблюдений (96 513 станций, полученных за период с 1928 по 2004 г.) рассмотрена межгодовая изменчивость подповерхностных вод Берингова моря. Проведен корреляционный анализ временного коэффициента первой компоненты ЕОФ-разложения полей аномалий температуры воды с обширным набором гидрометеорологических параметров. Определены статистически значимые предикторы для составления прогностического уравнения. Представлены для моря в целом существенно различающиеся средние многолетние типовые (для “холодных” и “теплых” лет) распределения температуры воды на горизонтах 30, 50 и 100 м.

**Luchin V.A., Sokolov O.V.** Interannual variability and predictability of the active water layer thermal conditions in the Bering Sea // *Izv. TINRO.* — 2007. — Vol. 151. — P. 312–337.

Water temperature fields at the depths 20, 30, 50, 75, 100, and 150 m in the Bering Sea were restored using all available data (96,513 oceanographic stations for the period 1928–2004) and processed by principal components analysis. Temporal components of the first EOF for 30, 50, 75, and 100 m were analyzed for the period 1950–2001, and the years with warm (1950, 1952–1954, 1957–1959, 1963, 1967, 1978–1982, 1987, 1996, 1997), normal (1951, 1960–1962, 1966, 1968–1970, 1973, 1974, 1983, 1985, 1986, 1988–1993, 1998, 2001), and cold (1955, 1956, 1964, 1965, 1971, 1972, 1975–1977, 1984, 1994, 1995, 1999, 2000) thermal conditions were revealed. For each type of thermal conditions, the patterns of water temperature distribution in the subsurface layer were stable for the periods from May to September (to November at 100 m). So, temperature fields at the depths 30, 50, and 100 m typical for the “cold” and “warm” years were determined.

Dependence of interannual variability of water temperature in the active layer of the Bering Sea on macro-scale climatic indices as ice cover in the Bering Sea and sea surface temperature in adjacent Pacific and in the subtropic zone was tested. These factors are used in the statistical prognostic model that predicts the thermal conditions in the Bering Sea subsurface layer for warm season with a lead time 1–5 month. Probability of the model is estimated as 80–85 %.

### **Введение**

Развитие морских отраслей вызывает необходимость изучения физических механизмов формирования аномалий в деятельном слое вод моря на временных масштабах от нескольких до десятка лет. Эти колебания, например термического состояния вод моря, проявляются и формируются при участии внутриводного теплообмена, а также внешнего теплового баланса на границе океан—атмосфера.

\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-96065-р\_восток\_a).

Берингово море, как район с высокой биологической продуктивностью и интенсивным международным рыбным промыслом, играет важную роль в экономике мирового сообщества. По географическому положению оно является пограничным между Евразией и Америкой с одной стороны и между Тихим и Северным Ледовитым океанами — с другой. В климатическом аспекте это определяет сложный характер межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий. В частности, в зимний сезон Берингоморский регион находится под влиянием взаимосвязанных и взаимодействующих циркуляционных процессов атмосферы, определяемых алеутской депрессией, сибирским и канадским максимумами и циркуляцией над арктическим бассейном.

Берингово море является одним из самых высокопродуктивных районов Мирового океана (Шунтов, 1987). Практика регулярных многолетних съемок пелагиали показывает, что пелагические сообщества в дальневосточных морях находятся под приоритетным влиянием климато-океанологических факторов (Шунтов и др., 2003; Дулепова, 2005).

В предшествующих исследованиях (Maeda et al., 1967, 1968; Давыдов, Куцых, 1968; Takenouti, Ohtani, 1974; Coachman, Charnell, 1979; Хен, Воронина, 1986; Azumaya, Ohtani, 1995), из-за ограниченности исходных данных, рассмотрена межгодовая изменчивость только на локальных участках Берингова моря. В других работах анализу подвергались лишь отдельные характеристики вод: соленость (Girs, 1974), уровень моря (Савельев, 1990), температура поверхностных вод, ледовитость моря (Плотников, 1990, 2002), граница холодных шельфовых вод (Maeda et al., 1967, 1968; Takenouti, Ohtani, 1974; Хен, Воронина, 1986), параметры холодного промежуточного слоя (Takenouti, Ohtani, 1974; Coachman, Charnell, 1979; Варламов и др., 1998), расходы воды через Берингов пролив (Coachman and Aagaard, 1988; Roach et al., 1995). В основном это связано с тем, что имеющиеся данные океанографических наблюдений, характеризующие деятельный слой моря, распределены неравномерно во времени и в пространстве. Данные о температуре, измеренной на береговых метеостанциях и в прибрежных водах (Ситка, Чукотка, Камчатка, побережье Британской Колумбии) для выделения особенностей межгодовых и долгопериодных колебаний термических условий, были использованы в литературе (Royer, 1993; Whitney et al., 1998). Обнаруженные в публикациях периоды колебаний гидрологических характеристик не выходят за пределы 2–10 лет. Ограниченная продолжительность рядов наблюдений не позволила исследователям выявить более долгопериодные тенденции.

Такеноути и Охтани (Takenouti, Ohtani 1974), используя более ранние результаты (Maeda et al., 1967, 1968), представили колебания юго-восточной границы холодных придонных вод на восточноберингоморском шельфе моря летом 1956–1967 гг. За юго-восточную границу холодных придонных вод авторы приняли положение изотермы 2 °С. Данное направление работ развили Г.В. Хен и В.Ф. Воронина (1986). Они рассмотрели более продолжительный ряд наблюдений (с 1955 по 1983 г.) и выявили три периода аномального потепления (1955–1958, 1967–1969, 1978–1983) и два периода аномального похолодания (1959–1961, 1972–1976). Ими определено, что воды шельфа бывают более теплые в том случае, если ось наибольшей повторяемости дней с циклонами над северной частью Тихого океана и Беринговым морем ориентирована с юго-запада на северо-восток (преобладание меридиональных процессов), и в этом случае происходит вторжение теплых воздушных масс на восточный шельф Берингова моря. В аномально холодные годы ось наибольшей повторяемости дней с циклонами проходит южнее Алеутских островов и имеет широтную ориентацию (преобладание зональных процессов). Это приводит к тому, что на восточную часть Берингова моря вторгаются холодные арктические воздушные массы и происходит интенсивное выхолаживание шельфовых вод моря. Затем, для ряда наблюдений с 1955

по 1989 г., Г.В. Хен (Межгодовая изменчивость, 1999) выполнил типизацию лет на аномально холодные, умеренно холодные, нормальные, умеренно теплые и аномально теплые годы. Автор отметил, что в течение последних 35 лет фазы потепления в восточной части Берингова моря всегда совпадали с эпохами максимальной солнечной активности.

Американские (McLain, Favorite, 1976; Nierbauer, 1981; Bailey et al., 1986) и японские (например, Kihara, 1982) исследователи, использовавшие данные на ограниченных акваториях и за короткие промежутки времени, рассматривали межгодовые колебания температуры воды о-вов Прибылова. Если японские исследователи (Maeda et al., 1967, 1968; Takenouti, Ohtani, 1974) рассматривали параметры холодного придонного слоя вод на преобладающей части шельфа (от о. Св. Лаврентия до зал. Бристоль), то Коачмен, Чарнел (Coachman, Charnell, 1979), используя в основном эти же данные, представили межгодовые вариации температуры слоя холодных вод в локальном районе к югу от о-вов Прибылова, ограниченного изобатами 50 и 100 м. Азумая и Охтани (Azumaya, Ohtani, 1995) еще более уменьшили исследуемый район (до 4 одноградусных квадратов, располагающихся между 56 и 58° с.ш. 163 и 165° з.д.). Из 30-летнего ряда наблюдений они выделили период практически без отклонений температуры воды от среднего состояния (1963–1968 гг.), теплый период (1977–1981 гг.), холодный период (1970–1976 гг.) и годы слабых отклонений от нормы (1982, 1984–1986). Последовательное уменьшение района исследования, как правило, связано с недостаточным количеством данных наблюдений.

Межгодовые колебания температуры воды в западной части Берингова моря представлены в ряде публикаций (Давыдов, Куцых, 1968; Давыдов, 1972, 1984, 1989; Заочный, 1986). За индикатор термического состояния вод авторы приняли значения температуры в ядре холодных промежуточных вод на разрезе от Авачинского залива на восток. И.В. Давыдов (1972) из 14-летнего периода (1957–1970) выделил теплые годы (1959, 1960, 1963, 1964, 1968) и холодные (1957, 1958, 1961, 1962, 1966, 1967, 1969). Он также утверждал, что теплосодержание холодных промежуточных вод в западной части Берингова моря является следствием интенсивности адвекции тепла течениями и суровости предшествующей зимы. Интенсивность адвекции вод в западной части моря он связывал с градиентом атмосферного давления между ГМС Корф и о. Беринга.

В предыдущих работах (Лучин и др., 1999, 2000; Лучин, Плотников, 2000; Luchin et al., 2002) для исследования межгодовых изменений термического состояния подповерхностных вод Берингова моря в целом использовались значения аномалий температуры воды в слое остаточного зимнего охлаждения вод за май—август. Предложенный в работе В.А. Лучиным, В.В. Плотниковым (2000) подход позволил выделить в термическом режиме Берингова моря за период с 1954 по 1993 г. теплые, холодные и нормальные в гидрологическом отношении зимы.

Коачмен и Чарнел (Coachman, Charnell, 1979), а также Азумая и Охтани (Azumaya, Ohtani, 1995) получили хорошую корреляцию между температурой холодных придонных вод в весенне-летний период и температурой воздуха на о-вах Прибылова в предшествующую зиму. Как было показано ранее (Варламов и др., 1998; Лучин и др., 1999), летние температурные аномалии деятельного слоя вод Берингова моря определяются особенностями атмосферной циркуляции и температурного режима приземного слоя атмосферы в предшествующий зимний период.

Слабым местом всех перечисленных работ является пространственная неоднородность использованных данных и несоблюдение сроков выполнения наблюдений. Однако И.В. Давыдов (1972) считает, что последнее условие (при рассмотрении холодного промежуточного слоя вод) несущественно при исследовании межгодовых колебаний температуры воды.

Возможность прогнозирования полей температуры воды и положения кромки льда в Беринговом море в холодную часть года исследовал Г.Н. Милейко (1973).

Таким образом, проведенный анализ предшествующих работ, освещающих межгодовую изменчивость термических процессов Берингова моря, свидетельствует о том, что изменчивость гидрологических параметров моря в межгодовом аспекте еще недостаточно изучена.

Сформированный к настоящему времени исторический массив океанографических данных Берингова моря значительно превышает информационную базу, использованную всеми предшествующими исследователями. Это позволяет более полно исследовать особенности термического режима моря на новом, более качественном материале. Для акватории моря в целом можно выявить параметры межгодовых вариаций температуры воды и оценить их достоверность. Информационная база позволяет выполнить анализ и восстановление исходных полей температуры воды с использованием метода разложения на естественные ортогональные функции, а также выполнить классификацию термических условий моря в целом за период с 1950 по 2001 г.

Целью работы является исследование межгодовой изменчивости термического состояния вод деятельного слоя Берингова моря, выделение типовых (“теплых” и “холодных”) распределений температуры воды на подповерхностных горизонтах, а также анализ возможных факторов, ответственных за формирование типовых термических ситуаций.

### **Материал и методы**

Для анализа межгодовой изменчивости термических процессов в деятельном слое вод Берингова моря были использованы данные глубоководных океанографических наблюдений, существенная часть которых заимствована из исторических массивов, имеющих во ВНИИГМИ-МЦД. Предварительно представленные массивы данных были проверены и дополнены. Используемые данные наблюдений получены организациями России, Японии и США. Значительная часть океанографических данных представлена учреждениями России (Росгидромета, рыбохозяйственными (ТИНРО-центр и ТУРНИФ), Гидрографической службы ТОФ, Академии наук).

Данная информационная база глубоководных океанографических наблюдений включает традиционные батометрические (bottle data), батитермографные (Mechanical Bathythermograph Data — MBT) и данные высокого разрешения (CTD). Включены также наблюдения отрывными термозондами (Expendable Bathythermograph Data — XBT) и данные дрейфующих буев (Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer — PALACE).

Вначале проводилась процедура исключения дублей станций, что неизбежно при обобщении массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Затем отбраковывались недостоверные значения характеристик с применением статистических методов и региональных особенностей моря.

После исключения дублей и станций с недостоверной информацией в результирующем массиве Берингова моря осталось 96 513 станций, полученных за период с 1928 по 2004 г. Распределение океанографических станций по акватории Берингова моря в центральные месяцы сезонов представлено на рис. 1. Видно, что наименее освещены наблюдениями открытые районы моря. По мере приближения к берегам и материковому склону количество станций возрастает. Временное распределение океанографических станций, выполненных на акватории моря, представлено на рис. 2. Анализ существующей базы океанографических данных Берингова моря показал ее существенную неоднородность во времени и по пространству моря. Естественно, что наибольшая плотность наблюдений в Беринговом море приходится на летние месяцы, в холодный период года (с ноября по март) их существенно меньше. Также недостаточно данных до 1950 г.

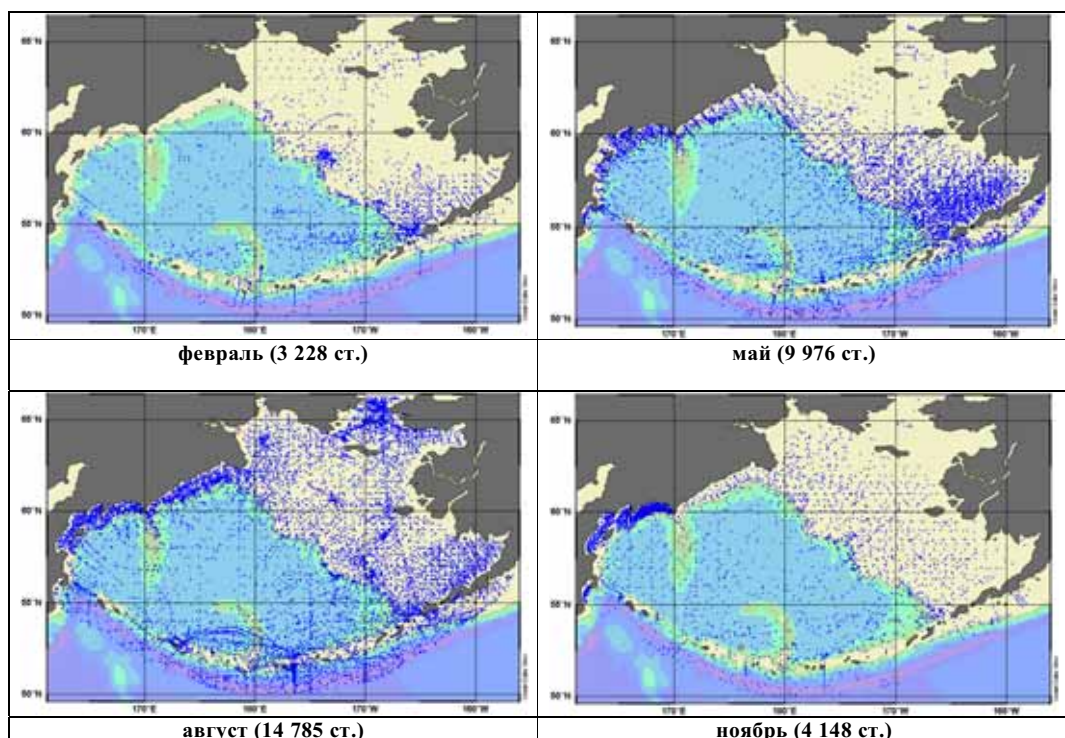


Рис. 1. Пространственное распределение океанографических станций в Беринговом море  
 Fig. 1. Spatial distribution of oceanographic stations in the Bering Sea

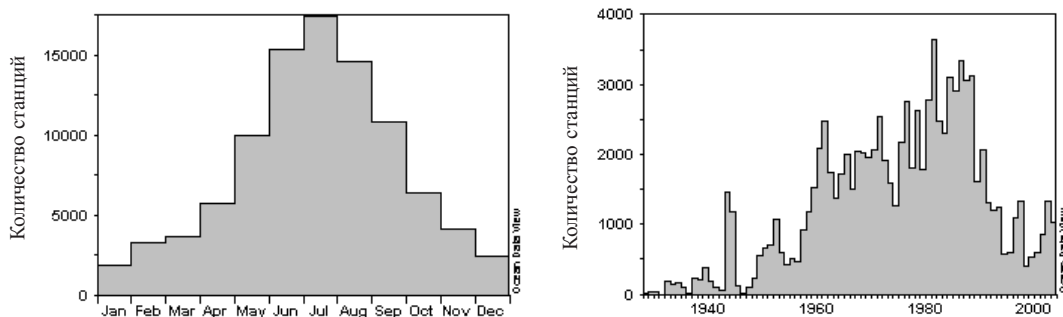


Рис. 2. Временное распределение океанографических наблюдений, выполненных в Беринговом море  
 Fig. 2. Temporal distribution of oceanographic stations in the Bering Sea

С увеличением глубины обеспеченность данными существенно уменьшается. Уже на горизонте 50 м их количество уменьшается на треть, на горизонте 100 м составляет половину от поверхностных. В течение года количество наблюдений, выполненных в зимние месяцы, значительно сокращается. Максимальное число наблюдений было произведено в июле (17 643 станции), минимальное — в январе (1 875 станций). При этом сокращение данных в холодный период года обусловлено не только уменьшением количества зимних морских экспедиционных исследований, но и наличием ледового покрова, занимающего значительную часть моря в этот период года, а также сложной метеорологической обстановкой, сопровождающейся низкой температурой воздуха, значительными скоростями ветра, что приводит к обледенению судов.

Для определения возможных причин межгодовых изменений температуры воды в деятельном слое Берингова моря выполнен анализ линейных взаимосвязей всех доступных авторам к настоящему времени предикторов (факторов, оп-

ределяющих термическое состояние вод Берингова моря). В качестве предикторов использовались различные индексы, представляющие собой временные ряды параметров, характеризующих крупномасштабные пространственно-временные особенности системы океан — атмосфера — ледовый покров. При этом временной масштаб осреднения при расчете индексов колебался от месяца до года, а пространственные характерные масштабы — от регионального, например ледовитость Берингова моря, до масштаба полушария, как, например, индекс Блиновой.

Все использованные индексы можно разделить на две группы: общепринятые, широко применяемые в мировой практике, а также расчетные или полученные в данной работе.

Источниками данных первой группы индексов являются различные интернет-ресурсы (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>). Они рассчитываются на основе средних месячных полей приземного давления и высот изобарических поверхностей. В настоящей работе использованы следующие 20 индексов: индекс десятилетней Тихоокеанской осцилляции (PDO); индексы, характеризующие термическое состояние вод тропической зоны Тихого океана в районах, связанных с зарождением и распространением явления Эль-Ниньо (TNI, Nino 3.4); южное колебание (Southern Oscillation Index — SOI); антарктическое колебание (Antarctic Oscillation — AAO); арктическое колебание (Arctic Oscillation — AO); североатлантическое колебание (North Atlantic Oscillation — NAO); East Atlantic Pattern (EA); East Atlantic Jet Pattern (EA-JET); West Pacific Pattern (WP); East Pacific Pattern (EP); North Pacific Pattern (NP); Pacific/North American Pattern (PNA); East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR); Scandinavia Pattern (SCA); Tropical/Northern Hemisphere Pattern (TNH); Polar/Eurasia Pattern (POL); Pacific Transition Pattern (PT); Subtropical Zonal Pattern (SZ); Asia Summer Pattern (ASU).

Вторая группа индексов рассчитывалась на основе данных в узлах регулярной сетки по всему земному шару. Это известные архивы повторного анализа NCEP\NCAR с данными в узлах регулярной 2,5 x 2,5° широтно-долготной или гауссовой сетки и архив Японского метеорологического агентства (JMA) по температуре поверхности (The Sea surface temperatures — SST) Мирового океана в узлах сетки 2 x 2° по широте и долготе (Kalnay et al., 1996; [neargoos@hq.kishou.go.jp](mailto:neargoos@hq.kishou.go.jp)). В исходном массиве представлены средние месячные значения SST с января 1946 г. по настоящее время. Северная и южная границы с данными температуры воды заключены в пределах 80° ю.ш. 80° с.ш. Расчеты и анализ средних месячных значений SST проведены в океанографическом отделе японского метеорологического агентства (The Oceanographical Division of the JMA). Расчеты базируются на данных SST in situ, подготавливаемых JMA для периода с 1961 г. по настоящее время. В этом массиве также были использованы данные из комплексных наборов данных атмосферы и океана (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set — COADS), сформированные Национальной океанической и атмосферной администрацией США (The National Oceanic and Atmospheric Administration of the United States of America) за период с 1946 до 1986 г. Декларируемая точность результирующего набора данных составляет 0,1 °С.

Основным методом преобразования исходных данных второй группы являлся метод разложения по естественным ортогональным функциям — ЕОФ (Баров, 1959; Мещерская и др., 1970). В качестве индексов использовались первые 3–4 временных коэффициента при собственных векторах разложения. Операции разложения подвергались высоты изобарических поверхностей различных уровней (1000, 925, 850, 700, 500 гПа), температура на этих поверхностях, температура воды поверхности Тихого океана и другие показатели. При этом район разложения полей по ЕОФ варьировался от полушария до расширенного ECP-2 (естественно-синоптический район № 2 — 80–210° в.д. 20–80° с.ш.) и северной/южной частей Тихого океана.

Во вторую группу индексов также вошли характеристики следующих центров действия атмосферы (давление в центре, смещения по широте и долготе центров): гонолульского максимума, алеутского минимума, зимнего азиатского максимума, летней дальневосточной депрессии, которые были предоставлены Т.В. Богдановской. Исходные данные и методика расчета характеристик центров действия атмосферы изложены в литературе (Смолянкина, 1999; Bogdanovskaya, Kirega, 2003). Также в этой группе были программно определены значения индексов, характеризующих интенсивность зонального и меридионального переноса в атмосфере на поверхностях 1000 и 500 гПа: индексы Блиновой и Каца (Кац, 1954, 1960; Блинова, 1967). Дополнительно во вторую группу индексов включены средние по различным регионам, стандартизованные в точках аномалии высот изобарических поверхностей.

Данные, характеризующие временную изменчивость ледовых параметров, были представлены В.В. Плотниковым. Детальное описание исходных данных, которые были использованы при создании временных рядов ледовых параметров региона дальневосточных морей, а также методика их обработки подробно представлены в литературе (Гидрометеорология ..., 1999; Плотников, 2003). По средним декадным картам распределения льда определялись значения ледовитости каждого моря (это отношение площади, занятой ледовым покровом, вне зависимости от его сплоченности, по отношению к общей площади моря, в процентах). За начало отсчета при формировании информационных матриц ледовых параметров был принят 1960 г. Более ранние наблюдения в связи с их исходной неполнотой (отсутствием ледовой информации одновременно по всем морям), недостаточным объемом и качеством наблюдений, а следовательно сложностью их критической оценки, в архив не включались. Помимо абсолютных значений ледовых параметров в работе были использованы результаты расчетов статистических характеристик, которые более компактно и комплексно отражают характер ледовых условий дальневосточных морей. К их числу относятся временные компоненты ЕОФ-разложения декадных значений ледовитости Берингова, Охотского и Японского морей за период с 1960 по 2002 г., а также временные компоненты совместного ЕОФ-разложения декадных значений ледовитости за период с 1960 по 2002 г.: а — Охотского и Берингова морей; б — Охотского и Японского морей; в — Охотского, Берингова и Японского морей.

Периоды использованных в работе временных рядов различны: с 1900 г. по настоящее время. При определении линейных взаимосвязей с зависимой переменной (предиктантом) эти периоды были ограничены и приведены к самому короткому (для индекса ледовитости дальневосточных морей — с 1960 по 2001 г.). Таким образом, общее количество индексов, использованных в настоящей работе, составило 212 временных рядов.

### **Методы исследования**

Вначале, как и в более ранних работах (Luchin, Plotnikov, 2003; Лучин, Жигалов, 2006), с помощью однофакторного дисперсионного анализа была выполнена статистическая оценка вклада межгодовой составляющей изменчивости температуры воды в общую изменчивость. Для этого акватория Берингова моря была разделена на сравнительно однородные районы (квадраты), в рамках которых проводились вычисления. Основываясь на распределении имеющейся информации, в Беринговом море размеры однородных районов составляли 1,5° по широте и 3,0° по долготе. В каждом квадрате произведен расчет вклада межгодовой изменчивости температуры воды на горизонте 50 м в общую изменчивость. Затем рассчитывался коэффициент детерминации ( $\eta$ ), характеризующий долю общей изменчивости температуры воды, обусловленной межгодовыми флюктуациями. Для учета возможных ошибок оценки данного коэффициента по таблицам распределения Фишера (Елисеева, Юзбашев, 1998) рассчитывались его пре-

дельные ошибки ( $\Delta\eta$ ) и соответственно предельные значения для принятого уровня значимости. Доверительный интервал ( $\pm\Delta\eta$ ) для лимитирующего коэффициента был рассчитан на 95 %-ном уровне значимости. Достоверно выделяемая доля межгодовой изменчивости температуры воды на горизонте 50 м определялась значениями ее нижних пределов ( $\eta-\Delta\eta$ ). При этом величина погрешности, как показали результаты произведенных расчетов, в значительной мере определяется количеством имеющихся наблюдений (см. рис. 1, 3).

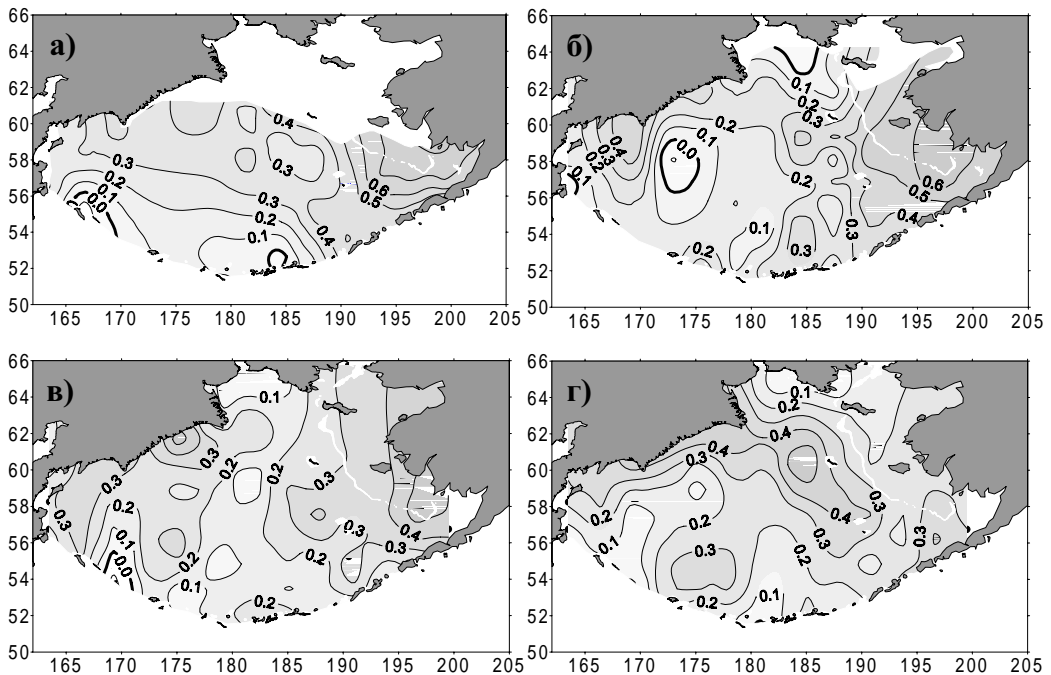


Рис. 3. Нижний предел коэффициента детерминации ( $\eta-\Delta\eta$ ) на горизонте 50 м в Беринговом море (а — май, б — июнь, в — июль, г — август)

Fig. 3. Lower limit of determination coefficient ( $\eta-\Delta\eta$ ) at 50-m depth (а — May, б — June, в — July, г — August)

Полученные результаты, как и ранее для Японского моря (Luchin, Plotnikov, 2003), показали, что межгодовые колебания температуры достоверно выделяются на преобладающей части акватории Берингова моря. Следует отметить, что доля вклада межгодовых флюктуаций температуры, как правило, не превышает 40–60 %. Это, вероятно, является следствием не только недостаточного количества океанографических наблюдений, но и случайных флюктуаций температуры воды под влиянием динамических процессов различного происхождения, которые затушевывают межгодовые колебания температуры. Поэтому при исследовании межгодовой изменчивости температуры воды исходные данные или результаты расчетов целесообразно подвергать процедуре фильтрации (для исключения случайных составляющих).

Исследование межгодовых изменений температуры воды на акватории моря выполнено с использованием метода разложения полей по ЕОФ. В этом случае термические процессы аппроксимируются рядом пространственно-временных колебаний различной статистической повторяемости. Факторы, обуславливающие эти колебания, различаются по своей статистической структуре и масштабам изменчивости. Климатические изменения определяются первыми, наиболее крупномасштабными, колебаниями, более мелкомасштабные описывают флюктуации параметров в том или ином районе, а составляющие с высокими номерами можно отнести к случайным, т.е. шумовым, эффектам.



Анализ имеющихся данных также показал, что в настоящее время информации за любой месяц недостаточно для исследования межгодовой изменчивости термического состояния вод в деятельном слое моря. Основываясь на результатах предшествующих работ (Takenouti, Ohtani, 1974; Coachman, Charnell, 1979; Хен, Воронина, 1986; Azumaya, Ohtani, 1995; Варламов и др., 1998; Лучин и др., 1999), мы также предполагаем, что термическое и динамическое состояние атмосферы в предшествующую зиму оказывает доминирующее влияние на термическую структуру вод Берингова моря. Поэтому при исследовании межгодовой изменчивости термического состояния подповерхностных вод, как и ранее (Лучин, Плотников, 2000; Luchin et al., 2002), предполагалось, что формирующиеся в результате воздействия термических и динамических факторов аномалии температуры воды должны прослеживаться в течение конкретного года длительный срок и охватывать значительные площади. Таким образом, для акватории Берингова моря период обобщения информации был расширен (с апреля по август). Для исключения сезонного тренда термических процессов данные о температуре воды предварительно центрировались, т.е. представлялись в виде отклонений от средних многолетних месячных значений в каждом элементарном квадрате.

Следует отметить, что распределение имеющихся данных даже за такой достаточно длительный период (апрель—август) показало, что в настоящее время на акватории моря нет непрерывных рядов наблюдений за последние 40–50 лет. Поэтому вначале была проведена процедура восстановления пропусков, которая, как и в работе В.А. Лучина, И.А. Жигалова (2006), для наборов анализируемых полей выполнялась в два этапа. На первом этапе использовались регрессионные соотношения, основанные на корреляционном анализе данных. Имеющиеся единичные пропуски данных (после выполнения корреляционной процедуры восстановления недостающих значений) восстанавливались одновременно с разложением исходных полей по ЕОФ. Для этой цели, как и ранее (Лучин, Плотников, 2000; Luchin, Plotnikov, 2003), был использован метод оптимизации, основанный на итерационных схемах расчета (Тихонов, Арсенин, 1979; Плотников, 1988). В качестве начального приближения пропущенных данных применяли средние многолетние значения. Затем реализовывался итерационный процесс подбора таких пропущенных значений, которые бы оптимальным образом отражали статистическую структуру анализируемого поля, представленную эмпирическими ортогональными функциями. В качестве критерия согласия использовался критерий суммы модулей, как некоторый альтернативный вариант между критерием наименьших квадратов и критерием минимакса, притягивающим восстанавливаемые значения к имеющимся экстремальным (Тихонов, Арсенин, 1979; Плотников, 1988). На следующем этапе восстановления недостающих данных вначале выполнялось разложение полей температуры воды (включающих исходные данные и результаты восстановления по регрессионным соотношениям) по ЕОФ. Затем выполнялась корректировка восстановленных на первом этапе значений по сумме вклада только первых 10 собственных векторов разложения полей температуры воды по ЕОФ, которые объясняют примерно 70 % дисперсии анализируемых полей.

После реализации представленных выше процедур восстановления пропущенных значений в ежегодных полях температуры воды выполнялось окончательное разложение полей по ЕОФ.

Перед исследователями, которые анализируют результаты ЕОФ-разложения гидрометеорологических полей, как правило, стоит задача отбора некоторого количества значимых собственных векторов. Обоснованных и общепринятых критериев для формализации этой проблемы в специальной литературе пока не существует. Все сводится к фразе, что наиболее целесообразно к анализу следует принимать первые 3–4 компоненты, которым авторы работ могут дать определенную физическую интерпретацию.

В настоящей работе был использован следующий подход. В каждом расчетном узле моря на выбранном горизонте (в нашем случае это горизонт 50 м) для выбранного периода (1950–2001 гг.) при разложении сформированных полей по ЕОФ вычисляются также стандартные отклонения ( $\delta$ ). При нормальном законе распределения интервал  $\pm 1,96\delta$  объясняет около 95 % изменчивости анализируемых полей, а интервал  $\pm 3,0\delta$  — 99,7 %. При произвольном законе распределения в интервале  $\pm 3,0\delta$  содержат не менее 80,0 % изменчивости исходных полей. Используя, например, значения  $3,0\delta$ , можно найти средние значения изменчивости анализируемых полей. Затем, умножив эти величины на значения собственных чисел, можно определить средний вклад конкретного собственного вектора в общую изменчивость анализируемых полей.

Пороговое значение, ниже которого временные изменения температуры воды будут незначимы, можно определить по результатам следующих расчетов. Ежегодные аномалии температуры воды в каждом узле сетки находятся относительно средних многолетних месячных значений. Исходные ряды для этих расчетов, как правило, имеют недостаточную длину, а рассчитанные средние многолетние значения несут в себе определенные погрешности, связанные с пространственно-временной неоднородностью данных наблюдений, наличием внутренних волн, инструментальных погрешностей, погрешностей определения местоположения экспедиционного судна. Вероятную величину суммарной погрешности можно оценить (см., напр.: Luchin, Plotnikov, 2003), используя соотношение:

$$S = \frac{t_{\gamma}\sigma}{\sqrt{N-1}},$$

где  $N$  — количество наблюдений;  $\sigma$  — выборочное среднее квадратическое отклонение;  $t_{\gamma} = t(\gamma, N)$  — табличное значение критерия Стьюдента, определяемое по заданным  $N$  и  $\gamma$ ;  $\gamma$  — уровень значимости.

Таким образом, сравнивая вклад конкретного собственного вектора в общую изменчивость анализируемых полей (в абсолютном выражении — °С) со средними погрешностями расчета средних многолетних месячных значений (табл. 1), мы можем определить количество векторов, которые вносят статистически значимый вклад в межгодовую изменчивость анализируемых полей.

Таблица 1

Оценка значимости собственных векторов ЕОФ-разложения полей аномалий температуры воды в Беринговом море

Table 1

Significance of vectors of seawater temperature EOF for the Bering Sea

Показатель	ЕОФ-1	ЕОФ-2	ЕОФ-3	ЕОФ-4
Собственные числа ЕОФ	0,30	0,14	0,07	0,05
Вклад собственных векторов при 1,96 $\delta$ , °С	0,43	0,20	0,10	0,08
Вклад собственных векторов при 3,0 $\delta$ , °С	<b>0,66</b>	<b>0,31</b>	0,16	0,12
Средние для моря погрешности расчета средних многолетних месячных значений температуры, °С	На горизонте 50 м в марте 0,45, в апреле 0,45, в мае 0,26, в июне 0,27, в июле 0,34, в августе 0,35 (медианное среднее для периода с апреля по август 0,34)			

Используя значения, приведенные в табл. 1, можно заключить, что только два первых вектора вносят значимый вклад в формирование межгодовой изменчивости. Однако проверка различий дисперсий второй и третьей компонент на предмет включения в анализ третьего вектора дала положительный результат (на 95 %-ном уровне значимости дисперсии второго и третьего векторов не различаются). Соответственно, для адекватного анализа межгодовой изменчивости необходимо включать в анализ и параметры третьего собственного вектора.

Анализ многолетней изменчивости временных составляющих полей температуры воды Берингова моря проводился в два этапа. На первом этапе оценивалось наличие трендовой составляющей. Для этой цели использовался фильтр, выделяющий линейную функцию времени из смеси с белым шумом (Плотников, 2003; Luchin, Plotnikov, 2003).

На втором этапе проводился спектральный анализ анализируемых рядов. При этом для корректности получаемых спектральных оценок предварительно производилась фильтрация отмеченных трендовых составляющих мод ЕОФ. Анализ частотных спектров ( $S(\omega)$ ) анализируемых рядов получен методом максимальной энтропии (Привальский, 1985). Все расчеты проводились для 95 %-ного уровня значимости.

Для выделения аномальных периодов в термическом состоянии вод моря, которые характерны для всей рассматриваемой акватории, достаточно подвергнуть анализу вклад только первой составляющей разложения полей температуры. Эта компонента характеризует наиболее крупномасштабные процессы и отвечает за синхронные изменения температуры воды в пределах отдельных морей. Другие составляющие характеризуют перераспределение термического потенциала между отдельными районами морей, поэтому их следует учитывать при оценке термического режима отдельных регионов конкретного моря. Это особенно актуально для акваторий, значительная часть которых подвержена влиянию экстремумов отдельных компонент ЕОФ.

Учитывая объем выборки, количество градаций было ограничено пятью (Елисеева, Юзбашев, 1998): экстремально холодные, холодные, нормальные, теплые и экстремально теплые годы. В категорию нормальных лет попадают значения, для которых выполняется соотношение  $|\Delta T| < 0,674\sigma$ . Здесь  $\Delta T$  — произведение соответствующих временной и пространственной функций разложения аномалий температуры воды, а  $\sigma$  — среднее квадратическое отклонение этой величины. Для холодных лет:  $-2\sigma < \Delta T < -0,674\sigma$ ; для экстремально холодных:  $\Delta T < -2\sigma$ ; для теплых:  $0,674\sigma < \Delta T < 2\sigma$ ; для экстремально теплых:  $2\sigma < \Delta T$ .

## Результаты и их обсуждение

### *Особенности межгодовой изменчивости*

Разложение полей температуры воды Берингова моря по ЕОФ было выполнено для горизонтов 20, 30, 50, 75, 100 и 150 м. Максимальные коэффициенты корреляции между первыми временными коэффициентами разложения (достигающие 0,78–0,95), которые характеризуют синхронные межгодовые изменения температуры воды для моря в целом, получены по данным горизонтов 30, 50, 75 и 100 м. Это, в первом приближении, свидетельствует о том, что подповерхностный слой, в котором наиболее ярко отражается эффект осенне-зимнего выхолаживания деятельного слоя вод Берингова моря, в весенне-летний период сохраняется между горизонтами 30 и 100 м. Более того, корреляционный анализ также показал, что максимальные значения коэффициентов корреляции (0,93–0,95) получены между временным коэффициентом на горизонте 50 м и временными коэффициентами горизонтов 30 и 75 м. Поэтому дальнейший анализ выполнен по данным расчетов на горизонте 50 м.

В слое остаточного зимнего охлаждения вод (горизонт 50 м) в поле первого собственного вектора, который отражает 30,9 % межгодовой изменчивости, выделяются синхронные колебания на всей исследуемой акватории с максимумом дисперсии у материкового склона (рис. 4). Вторая компонента, вклад которой составляет 14,2 % дисперсии, отражает противофазность колебаний западной и восточной частей моря. В поле третьей компоненты (7,4 % дисперсии) наблюдается противофазность колебаний присклонового района моря по отношению к юго-западной глубоководной и северо-восточной шельфовой частям моря (рис. 4).

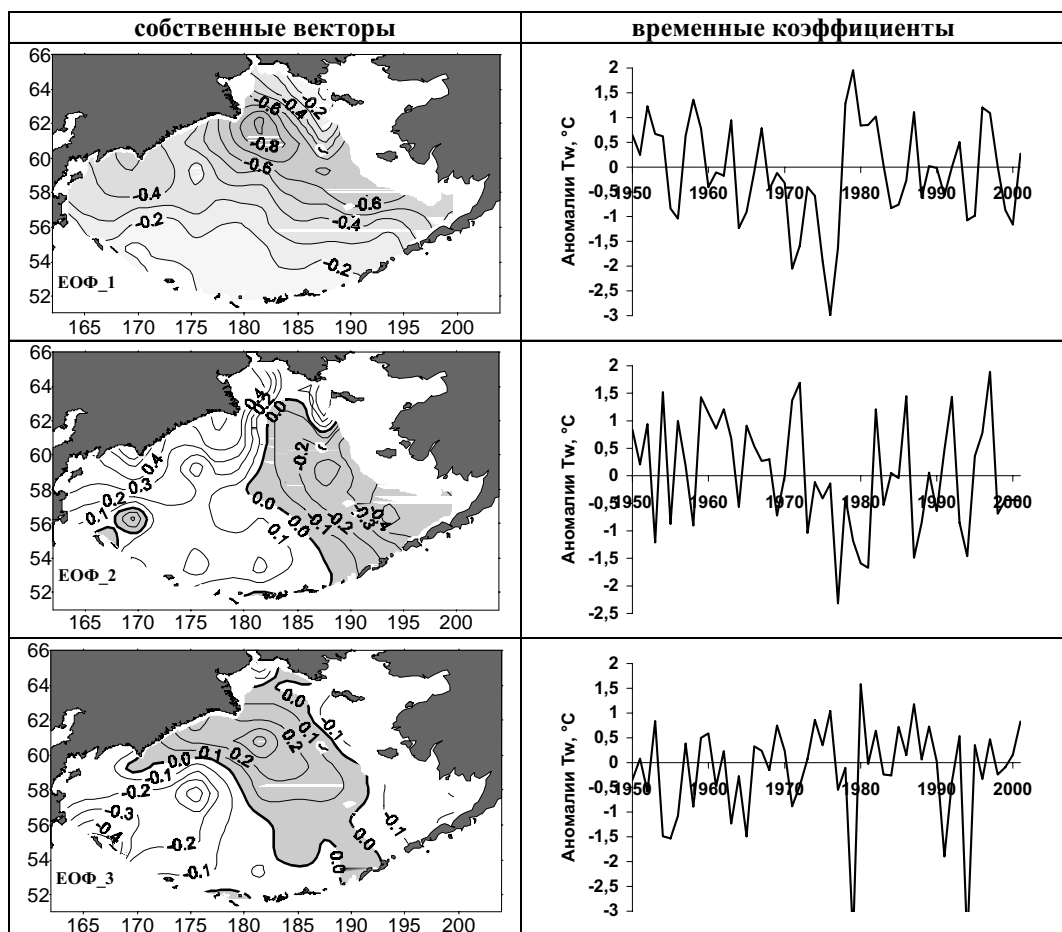


Рис. 4. Первые три эмпирических ортогональных составляющих разложения полей температуры воды Берингова моря по ЕОФ на горизонте 50 м

Fig. 4. First three EOFs of seawater temperature at 50 m depth

Как видно на рис. 4, в распределении временных коэффициентов разложения полей температуры воды по ЕОФ на горизонте 50 м прослеживается ряд квазипериодических циклов. На 95 %-ном уровне значимости у первой компоненты выделен климатический сдвиг в 1978 г., у второй — в 1977 и 1982 гг.

В слое остаточного зимнего охлаждения вод (горизонт 50 м) по результатам спектрального анализа выделены следующие статистически значимые колебания: первая компонента — 12- и 5-летние; вторая — 5–6- и 3-летние; третья — около 10 и 3 лет.

Таким образом, анализ спектральных составляющих анализируемых рядов позволил выделить преобладание колебаний с периодами около 3 и 5–6 лет. Меньшая повторяемость характерна для более длительных периодов межгодовых колебаний (10–12 лет). 2–3-летние периодичности обычно связывают с изменениями во взаимодействии основных центров действия атмосферы. Периодичности от 4 до 8 лет удовлетворительно согласуются с периодами обращения водных масс в северо-тихоокеанской системе течений, а также с периодами Эль-Ниньо.

Проведенные расчеты также показали, что статистически значимые линейные тренды в анализируемых рядах первой—третьей компонент в подповерхностных водах Берингова моря не выделяются.

Как видно на рис. 4, размах межгодовых колебаний температуры воды (по данным только первой компоненты ЕОФ-разложения) за рассматриваемый период (с 1950 по 2001 г.) в подповерхностном слое Берингова моря может достигать

5 °С. Видно также, что с 1950 по 1975 г. температура воды плавно понижалась (примерно на 0,08–0,1 °С за год). Резкое снижение температуры воды произошло в 1975–1976 гг. (до 3 °С ниже “нормы”). В 1977–1978 гг. наблюдалось резкое повышение температуры воды (примерно на 2,0–2,2 °С выше “нормы”). Затем температура воды вновь плавно снижалась с градиентом около 0,08–0,10 °С/год. Из этого следует, что за рассматриваемый период температура воды на горизонте 50 м понижалась с градиентом ~ 0,08–0,10 °С в год за исключением периода 1976–1978 гг., когда вначале произошло резкое уменьшение термического потенциала вод моря с последующим “скачком” на более высокий тепловой уровень. Этот феномен, по его проявлениям в атмосфере, определен как “климатический сдвиг” (Minobe, 1998). Представленный тренд синфазных изменений термических условий для всей акватории моря свидетельствует о слабом охлаждении подповерхностных вод.

Однако следует отметить, что пространственное распределение второго собственного вектора свидетельствует о противофазности термических условий шельфовых вод юго-восточной части Берингова моря по отношению к водам юго-западной части моря. Поэтому следует осторожно интерпретировать сведения о потеплении берингоморских вод в последние годы 20-го столетия (Hunt et al., 1999), так как эти данные отражают термическую ситуацию только в восточном секторе, а не в Беринговом море в целом. Более того, результаты исследования температурных трендов в атмосфере западных и восточных прилегающих участков суши также в основном демонстрируют противоположные тенденции в распределении температуры: потепление на Аляске и слабое похолодание на Чукотке (Варламов и др., 1998).

В рамках предложенной классификации (см. выше) по данным вклада только первой компоненты разложения полей по ЕОФ, которая характеризует синхронные межгодовые колебания температуры воды в регионе Берингова моря, была произведена типизация лет по трем грациям: на “теплые”, “нормальные” и “холодные”. Для получения более надежных результатов были использованы результаты расчетов на четырех горизонтах: 30, 50, 75 и 100 м. Критерием для отнесения конкретного года к тому или иному типу лет являлось совпадение результатов типизации на четырех или трех горизонтах.

Анализ временных составляющих первых компонент разложения позволил выделить в термическом режиме деятельного слоя вод Берингова моря с 1950 по 2001 г. теплые по термическим условиям годы: 1950, 1952, 1953, 1954, 1957, 1958, 1959, 1963, 1967, 1978–1982, 1987, 1996, 1997. К нормальным были отнесены 1951, 1960–1962, 1966, 1968–1970, 1973, 1974, 1983, 1985, 1986, 1988–1992, 1993, 1998, 2001 гг. Холодными были 1955, 1956, 1964, 1965, 1971, 1972, 1975–1977, 1984, 1994, 1995, 1999, 2000 гг.

#### *Типовые распределения температуры воды в деятельном слое*

На основе проведенной типизации межгодовых изменений термического состояния подповерхностных вод Берингова моря были сформированы три массива — “холодных”, “теплых” и “нормальных” лет. Затем для каждого из типов были построены средние многолетние карты и представлены особенности пространственного распределения температуры воды на подповерхностных горизонтах.

На рис. 5 и 6 представлены типичные средние многолетние месячные распределения температуры воды для “теплых” и “холодных” лет на горизонтах 30 и 50 м. Для периода с мая по сентябрь, как следует из представленных карт, существенно различаются размеры областей, которые заполнены водными массами с температурой ниже 2–4 °С. Различия между типичными значениями температуры в отдельных частях моря составляют, как правило, от 1 до 2 °С.

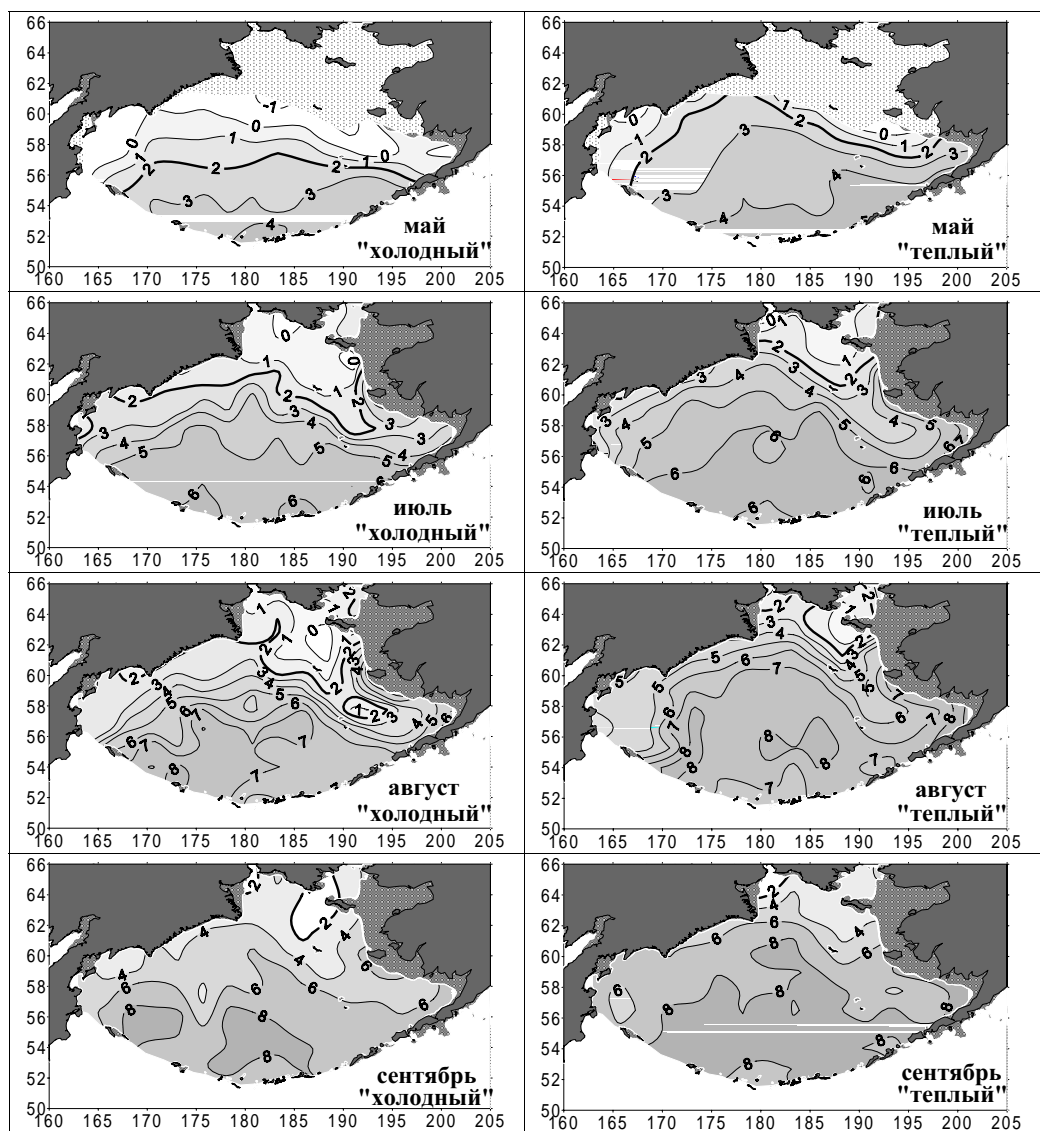


Рис. 5. Средние многолетние типовые распределения температуры воды (°C) на горизонте 30 м

Fig. 5. Average long-term, typical distribution of seawater temperature at 30 m depth, °C

Характерной особенностью пространственного распределения (как после теплых, так и после холодных в гидрологическом отношении зим) для периода с мая по сентябрь является повсеместный и постепенный рост значений температуры воды.

Наиболее существенные различия наблюдаются в подповерхностных водах шельфовых районов моря, которые зимой более интенсивно, чем воды глубоководной котловины, вовлекаются в процессы осенне-зимней конвекции (рис. 5, 6). Так, после холодных зим на горизонте 30 и 50 м область переохлажденных вод с температурой ниже 2–4 °C занимает практически весь восточноберингоморский шельф с мая по август. Исключением является только вершина зал. Бристоль, где температура воды после холодных зим возрастает до 3–6 °C. Это является следствием поступления теплых тихоокеанских вод через прол. Уникама и их дальнейшего перемещения вдоль берегов Аляски, а также интенсификации приливных течений у берегов.

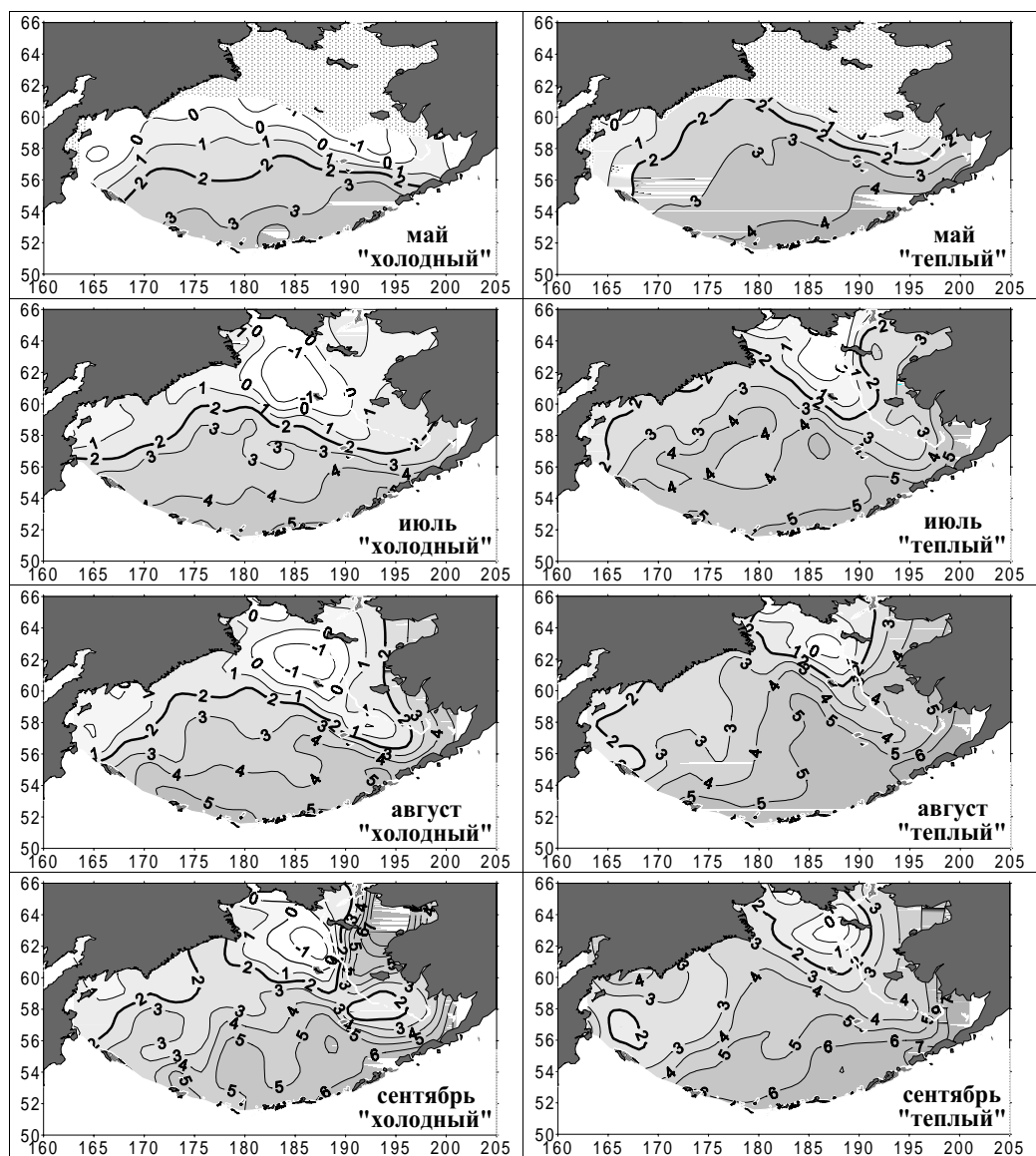


Рис. 6. Средние многолетние типовые распределения температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на горизонте 50 м

Fig. 6. Average long-term, typical distribution of seawater temperature at 50 m depth,  $^{\circ}\text{C}$

Положение изотерм 2–4  $^{\circ}\text{C}$  на рис. 5 и 6 свидетельствует о том, что переохлажденные воды шельфа после холодных зим с июня—июля по сентябрь могут распространяться в глубоководную часть моря за пределы материкового склона, а затем следовать вдоль берегов Камчатки по направлению к Камчатскому проливу. В южной и восточной части глубоководной котловины Берингова моря температура воды после холодных зим, как правило, в мае—июле не превышает 4–5  $^{\circ}\text{C}$ , а в августе—сентябре она увеличивается до 6–8  $^{\circ}\text{C}$ .

В годы после теплых зим область, заполненная переохлажденными водами, на горизонтах 30 и 50 м существенно уменьшается (рис. 5, 6). С июля по сентябрь вода с температурой ниже 2–4  $^{\circ}\text{C}$  находится только в Анадырском заливе и в районе к югу и юго-западу от о. Св. Лаврентия, а южная часть восточноберингоморского шельфа заполнена трансформированными тихоокеанскими водами с температурой 4–8  $^{\circ}\text{C}$ .

Восточнее мыса Наварин на горизонтах 30 и 50 м в поле температуры с июля по сентябрь прослеживается вторжение теплых вод из глубоководной котловины (с температурой выше 1–2 °С) на северный участок шельфа. По положению изотерм 4 и 6 °С также видно, что преобладающая часть глубоководной котловины моря с июля по сентябрь заполнена трансформированными тихоокеанскими водами (рис. 5, 6).

Поля температуры воды на горизонте 100 м (рис. 7) демонстрируют существенную изменчивость в термическом режиме глубоководной котловины Берингова моря под преобладающим влиянием либо теплых тихоокеанских вод (после теплых зим), либо процессов осенне-зимней конвекции (после холодных зим). Эти две моды термического режима моря хорошо иллюстрируются положением изотерм 2 и 3 °С.

На горизонте 100 м в течение теплого периода года (как после холодных, так и после теплых в гидрологическом отношении зим) наблюдаются неизменные особенности пространственного распределения температуры воды, которые ранее (например, Гидрометеорология ..., 1999; Luchin et al., 1999) были определены как “зимний” тип. Начало прогрева вод на горизонте 100 м приходится на май. Причем этот процесс в мае более значимо проявляется только в районах проливов центральной и восточной частей Алеутской гряды и в крайней юго-восточной части глубоководной котловины моря после теплых зим. Период роста температуры воды завершается на горизонте 100 м в ноябре (рис. 7).

Особенности пространственного распределения температуры на горизонте 100 м (при различных типах термического состояния вод моря) свидетельствуют о том, что формирование полей температуры после теплых или холодных зим происходит под влиянием нескольких факторов (рис. 7). Значительную роль на особенности полей температуры воды оказывает циклоническая система течений моря, а также интенсивное вертикальное и боковое перемешивание вод в проливах Алеутской гряды и у материкового склона. Существенная роль (особенно для северной части шельфа и присклоновых районов Камчатки) отводится и двум противофазным процессам (с различным доминированием их вклада в теплые и холодные годы): адвекции теплых тихоокеанских вод и осенне-зимнему охлаждению деятельного слоя вод моря под влиянием метеорологических процессов и льдообразования.

Как известно, средние многолетние распределения океанографических параметров не всегда однозначно отражают ситуации конкретных лет. В связи с этим рассмотрим и сопоставим со средними многолетними данными пространственное распределение температуры в слое остаточного зимнего охлаждения вод по данным конкретных съемок. В нашем распоряжении имеются данные океанографических наблюдений, которые выполнены в первую половину лета после экстремально холодной зимы 1976 г. (153 станции) и после экстремально теплой зимы 1978 г. (390 станций). Преобладающее число наблюдений выполнено в июне. Океанографические станции в эти годы сравнительно равномерно и достаточно полно освещают восточноберингоморский шельф и северную часть глубоководной котловины Берингова моря.

Океанографическая съемка, выполненная в экстремально холодный 1976 г., показывает, что холодные придонные воды в июне—июле занимали практически весь восточный шельф моря (рис. 8, а). Южная граница изотермы 0 °С достигала линии, соединяющей мыс Наварин и о. Уникамак. Аналогичное термическое состояние придонных вод сохранилось и в августе (рис. 8, б). Пространственное распределение температуры воды свидетельствует, что весной и летом после экстремально холодной зимы в подповерхностных водах практически нет водообмена между глубоководной частью моря и шельфом. Теплые воды тихоокеанского происхождения следуют только вдоль склона от прол. Уникамак к мысу Наварин.



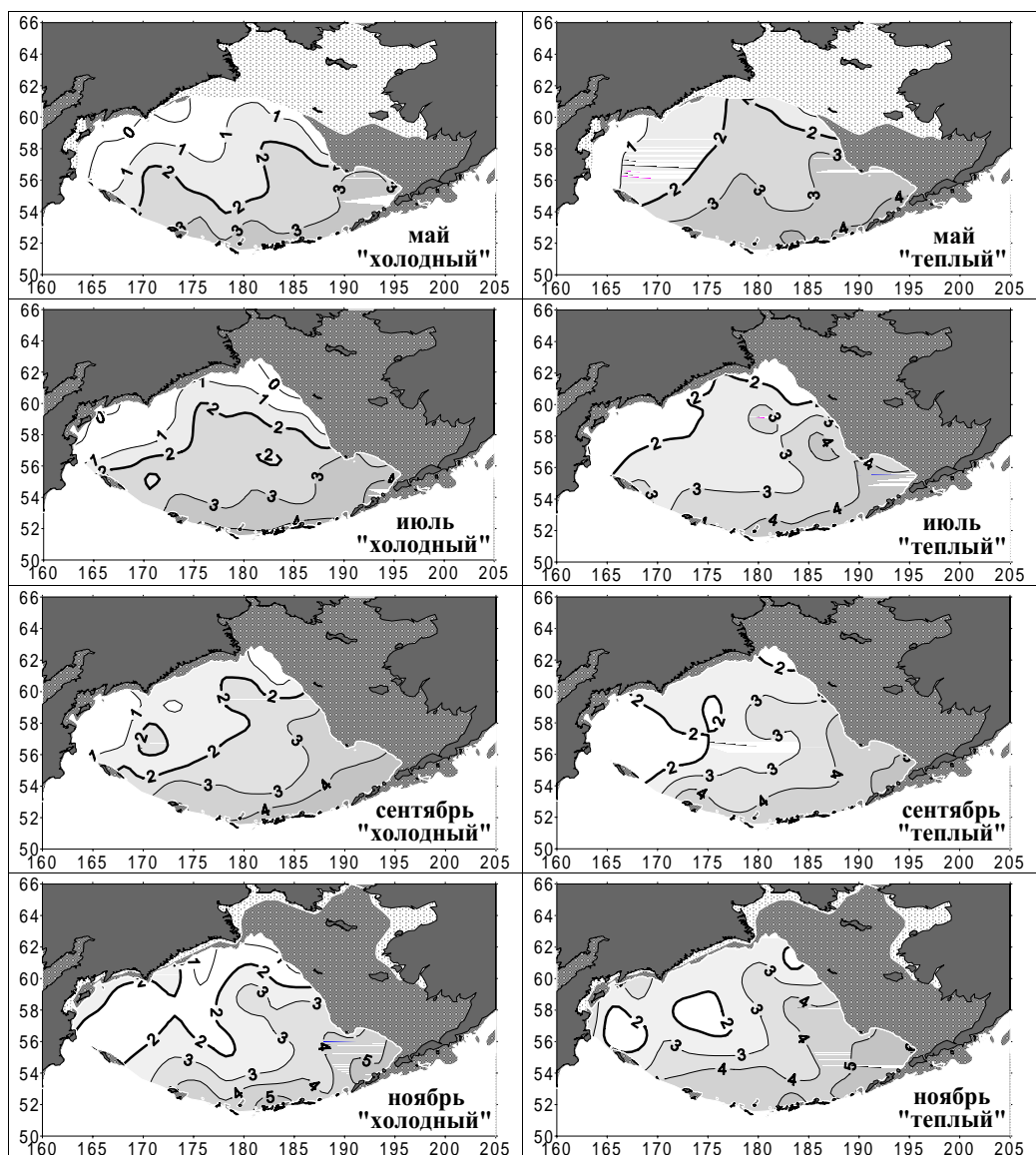


Рис. 7. Средние многолетние типовые распределения температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на горизонте 100 м

Fig. 7. Average long-term, typical distribution of seawater temperature at 100 m depth,  $^{\circ}\text{C}$

На мелководье у о. Нунивак и вблизи бухты Кускоквим в слое холодных придонных вод выделяется область с повышенными (до  $3^{\circ}\text{C}$ ) значениями температуры. Наиболее вероятно, что это связано с интенсивным приливным перемешиванием вод, в результате которого происходит смешение теплых и распресненных поверхностных вод с придонными холодными водами. Отметим, что согласно имеющимся данным (Pearson et al., 1981), в этих районах Берингова моря (по сравнению со средней частью шельфа) скорости приливных течений существенно увеличиваются и достигают  $50\text{--}100$  см/с.

Существенно отличалось (от рассмотренного выше) термическое состояние вод шельфа в экстремально теплый 1978 г. (рис. 9). Область, заполненная переохлажденными придонными водами, выделялась только в северной части шельфа. Изотерма  $0^{\circ}\text{C}$  в основном не выходила за пределы линии, соединяющей мысы Наварин и Ньюэнхем. Термическое состояние вод южной части шельфа в этот год определялось адвекцией вод из Тихого океана и глубоководной части моря.

Рис. 8. Распределение температуры в придонном слое вод в “холодном” 1976 г.: а — 18 июня — 23 июля; б — 11–28 августа

Fig. 8. Distribution of seawater temperature near the bottom in 1976 (cold year): а — June 18 — July 23; б — August 11–28

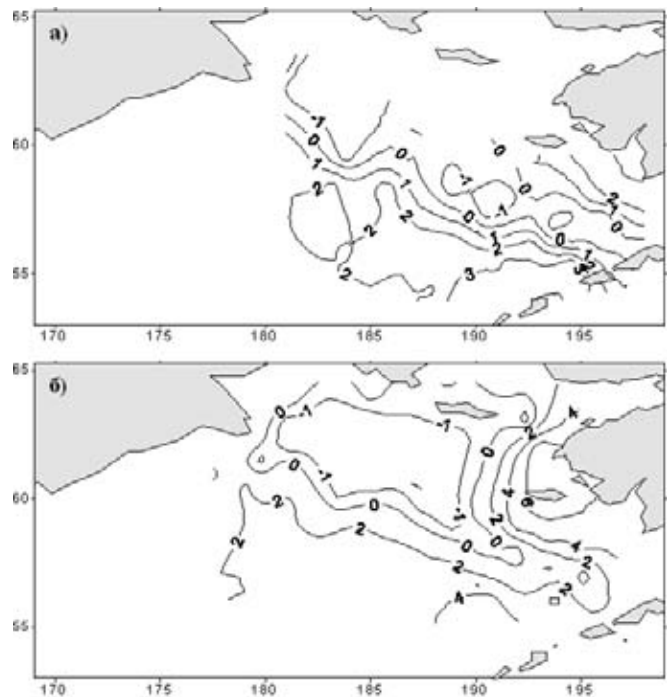
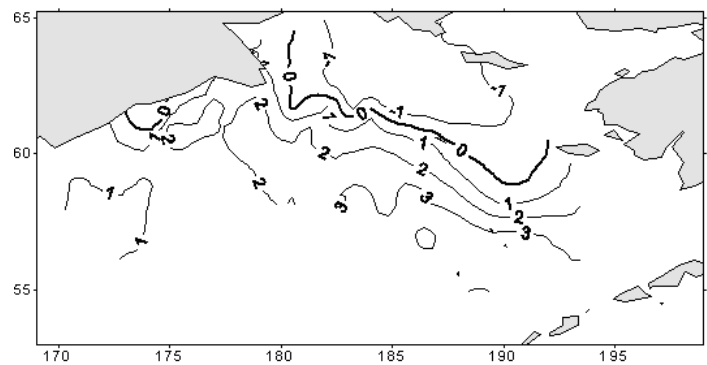


Рис. 9. Распределение температуры в придонном слое вод в “теплом” 1978 г. (по данным с 25 мая по 23 июня)

Fig. 9. Distribution of seawater temperature near the bottom in 1978 (warm year): May 25 — June 23



Необходимо отметить, что океанографическая съемка в холодный 1976 г. была произведена на 2–3 недели позднее, чем в теплом 1978 г., поэтому реальная граница изотермы 0 °С в начале лета холодного 1976 г. должна, вероятно, располагаться несколько южнее.

Сравнение полей температуры холодного придонного слоя в июне—июле (рис. 8, а) и в августе (рис. 8, б) 1976 г. свидетельствует об их незначительных различиях. В связи с этим можно предполагать, что океанографические наблюдения, проведенные после аномально холодной зимы с июня по август, будут корректны для анализа межгодовых вариаций термического состояния придонных вод шельфа.

Можно также сделать вывод, что средние многолетние типовые распределения температуры воды (см. рис. 5–7) хорошо согласуются с данными конкретных съемок (см. рис. 8 и 9). Более того, представленные на рис. 5–8 распределения температуры после холодных и экстремально холодных зим свидетельствуют о том, что в эти годы переохлажденные воды шельфа до августа блокируют поступление теплых и богатых биогенными элементами вод из глубоководной части моря на шельф. Напротив, после теплых и экстремально теплых зим на южную часть шельфа свободно поступают теплые и богатые биогенными веществами воды из глубоководной части моря (рис. 5–7, 9). Этот эффект

блокирования поступления теплых тихоокеанских вод из глубоководной части моря на мелководье был отмечен ранее (Варламов и др., 1998; Лучин и др., 1999). На рис. 8 эффект блокирования хорошо иллюстрируется положением изолинии 2 °С.

*Факторы, влияющие на межгодовую изменчивость температуры воды и возможность составления прогностических зависимостей*

На основании полученных результатов анализировалась возможность составления прогноза типа пространственного распределения температуры воды на подповерхностных горизонтах Берингова моря. В качестве предиктанта использован вклад первой компоненты разложения полей температуры по ЕОФ на горизонте 50 м, которая отражает синхронные изменения на акватории всего моря.

Общее количество предикторов (возможных влияющих факторов) составило 212 временных рядов, в которых информация представлена с различной степенью детализации (от декады до года). Следует отметить, что при отборе только значимых линейных связей с предиктантом (с различными заблаговременностями, где нулевая заблаговременность соответствует апрелю) количество предикторов существенно сократилось. В работе не использовались предикторы, у которых коэффициенты корреляции были меньше 0,30, а также с заблаговременностью начиная с мая текущего года. Таким образом, в результате предварительного проведенного корреляционного анализа были отобраны следующие предикторы:

- индекс южного колебания с марта текущего года до сентября предшествующего (коэффициенты корреляции от 0,33 до 0,39);
- индекс десятилетней тихоокеанской осцилляции в апреле (коэффициент корреляции равен 0,38);
- индекс, характеризующий термическое состояние вод тропической зоны Тихого океана в районе, связанном с зарождением и распространением явления Эль-Ниньо в феврале и в марте (коэффициенты корреляции равны соответственно 0,32 и 0,34);
- индекс, характеризующий среднее месячное количество солнечных пятен с января текущего года по сентябрь предшествующего (коэффициенты корреляции от 0,31 до 0,36);
- первые три временных коэффициента ЕОФ-разложения средней месячной температуры воздуха на изобарических поверхностях от 1000 до 500 гПа во втором естественно-синоптическом районе (ЕСР-2) с марта текущего года по декабрь предшествующего (коэффициенты корреляции от 0,31 до 0,52);
- второй временной коэффициент ЕОФ-разложения средних месячных геопотенциальных высот изобарической поверхности 500 гПа над ЕСР-2 в феврале (коэффициент корреляции 0,37);
- индекс Каца, характеризующий зональный перенос в районе, ограниченном 35–50° с.ш. 165–45° з.д., на поверхности 500 гПа в марте (коэффициент корреляции 0,30);
- индекс Каца, характеризующий зональный перенос в районе, ограниченном 50–70° с.ш. 165–45° з.д., на поверхности 1000 гПа в сентябре предшествующего года (коэффициент корреляции 0,39);
- индекс, характеризующий суммарную стандартизованную аномалию геопотенциальной высоты изобарической поверхности 1000 гПа в точках района, ограниченного 35–50° с.ш. 165–45° з.д., в сентябре предшествующего года (коэффициент корреляции 0,33);
- индекс Каца, характеризующий зональный перенос в районе, ограниченном 50–70° с.ш. 165–45° з.д. на поверхности 500 гПа в сентябре предшествующего года (коэффициент корреляции 0,35);

- индекс Каца в широтной полосе 35–70° ю.ш. на поверхности 1000 гПа, характеризующий зональный перенос массы над акваторией южной части Тихого океана в сентябре предшествующего года (коэффициент корреляции 0,34);
- вторые временные коэффициенты ЕОФ-разложения средней месячной температуры воды на поверхности северной части Тихого океана в декабре, сентябре и августе предшествующего года (коэффициенты корреляции от 0,31 до 0,41);
- третьи временные коэффициенты ЕОФ-разложения средней месячной температуры воды на поверхности северной части Тихого океана в феврале и марте текущего года, а также в октябре предшествующего (коэффициенты корреляции от 0,30 до 0,41);
- средние месячные ледовитости Берингова моря с декабря предшествующего года по апрель текущего (коэффициенты корреляции от 0,38 до 0,80);
- средние для региона, расположенного над п-овом Индостан и акваторией прилегающих морей и заливов (10–20° с.ш. 60–90° з.д.), стандартизованные аномалии (по данным в точках для узлов сетки 2,5 x 2,5°) геопотенциальной высоты изобарической поверхности 1000 гПа в феврале текущего года и в декабре предшествующего (коэффициенты корреляции равны соответственно 0,35 и 0,32);
- долгота центра летнего азиатского минимума давления, определенного на основе средних месячных полей приземного давления в августе предшествующего года (коэффициент корреляции 0,40);
- долгота центра зимнего азиатского максимума давления, определенного на основе средних месячных полей приземного давления в сентябре предшествующего года (коэффициент корреляции 0,33);
- первый временной коэффициент ЕОФ-разложения температуры воды в Беринговом море на горизонте 50 м с годовой заблаговременностью (коэффициент корреляции 0,45);
- средняя месячная температура воды (по данным в узлах сетки 2 x 2°) на поверхности Тихого океана в точке с координатами 35° с.ш. 123° в.д. с заблаговременностью 11 мес (коэффициент корреляции 0,54);
- средняя месячная температура воды (по данным в узлах сетки 2 x 2°) на поверхности Тихого океана в точке с координатами 51° с.ш. 183° в.д. в августе предшествующего года (коэффициент корреляции 0,44);
- средняя месячная температура воды (по данным в узлах сетки 2 x 2°) на поверхности Тихого океана в точках, расположенных в районе проливов Алеутской гряды и в зал. Аляска, в январе, феврале, марте и апреле текущего года (коэффициенты корреляции от 0,40 до 0,54);
- долгота центра алеутского минимума давления на основе средних месячных полей приземного давления в сентябре предшествующего года (коэффициент корреляции 0,36);
- широта центра зимнего азиатского максимума давления на основе средних месячных полей приземного давления в феврале текущего года и в декабре предшествующего (коэффициенты корреляции равны соответственно 0,30 и 0,31);
- давление в центре зимнего азиатского максимума на основе средних месячных полей приземного давления в апреле (коэффициент корреляции 0,34);
- площадь гонолульского максимума давления на основе средних месячных полей приземного давления в апреле (коэффициент корреляции 0,32).

Все ряды возможных предикторов были обработаны методом пошагового регрессионного анализа. Из анализа исключались предикторы с высокими коэффициентами взаимной корреляции. Затем исходная выборка разбивалась на обучающую выборку (1960–1991 гг.), по которой рассчитывались уравне-

ния регрессии, и проверочную (1992–2001 гг.), на которой проверялись результаты прогноза, и отбиралась наиболее адекватная модель (прогностическое уравнение).

В результате выполнения этих процедур число возможных статистически значимых и независимых предикторов было существенно сокращено. Как правило, в возможные прогностические уравнения входили (с различной заблаговременностью) значения ледовитости Берингова моря, температура воды в проливах Алеутской гряды, третий временной коэффициент ЕОФ-разложения температуры воздуха на изобарической поверхности 850 гПа, зональные индексы Каца, первые три временные коэффициента ЕОФ-разложения температуры воды на поверхности Тихого океана, параметры центров действия атмосферы северного полушария. Количество предикторов в разных вариантах уравнений множественной линейной регрессии составляло от трех до семи. Коэффициенты корреляции на временном промежутке 1960–2001 гг. между исходным и прогностическим рядами были достаточно высокими (до 0,85), однако оценка возможного прогноза на проверочной выборке (1992–2001 гг.) показывала оправдываемость попадания в класс термического режима, не превышающую 40–50 %.

В связи с этим необходимо отметить следующее. Термическое состояние подповерхностных вод Берингова моря на начало весенне-летнего периода формируется в течение всего предшествующего холодного периода года. Межгодовые изменения метеорологических условий в различные периоды холодного времени года не всегда однонаправлены. Это подтверждается, например, многолетним режимом ледовых процессов (Плотников, 2003), из которого следует, что начало льдообразования, период максимального развития ледовых условий моря и разрушение льда могут проходить в разных комбинациях по типам “теплых”, “нормальных” или “холодных” лет. Таким образом, из этого следует, что ледовитость конкретного месяца не может адекватно отражать термическое состояние вод моря. Аналогичные ограничения сопутствуют и рядам температуры воды на поверхности Тихого океана. Эти данные помимо межгодового сигнала несут в себе существенную составляющую короткопериодной изменчивости (например, связанные с кратковременными изменениями погодных условий или вариациями течений).

Учитывая все вышесказанное, были сформированы два ряда модифицированных индексов, которые отражают процессы более крупных пространственно-временных масштабов. Во-первых, был рассчитан интегральный индекс ледовитости, который получен как среднее из нормированных средних месячных значений аномалий ледовитости за декабрь, февраль и апрель. В первом приближении эти месяцы отражают начальную фазу льдообразования, период максимального развития ледовых условий моря и начало разрушения ледового покрова. Во-вторых, был рассчитан интегральный термический индекс, который получен как среднее из нормированных средних месячных аномалий температуры воды в двухградусных квадратах Тихого океана. Для расчета этого индекса использованы средние месячные значения температуры воды в четырех точках со следующими координатами: 1) 51° с.ш. 183° в.д. в августе предшествующего года; 2) 53° с.ш. 189° в.д. в апреле; 3) 55° с.ш. 195° в.д. в апреле; 4) 55° с.ш. 197° в.д. в апреле.

В результате реализации этих процедур число возможных статистически значимых и независимых предикторов было сокращено до четырех, что соответствует рекомендациям для составления прогностических уравнений (Айвазян и др., 1985; Привальский, 1985), одним из главных условий которых является ограничение, накладываемое на число предикторов. Их количество (по отношению к длине зависимой выборки) не должно превышать 10–15 %. В результате для

ряда 1960–1991 гг. нами было получено следующее прогностическое уравнение для аномалий температуры воды на горизонте 50 м:

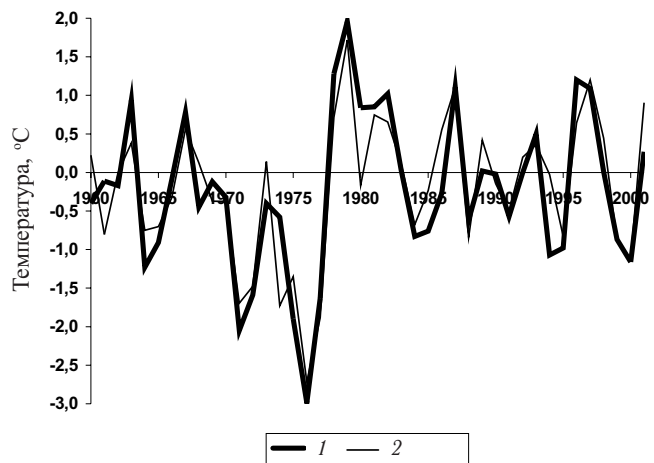
$$\Delta T = -0,96 \cdot p_1 + 0,059 \cdot p_2 + 1,564 \cdot p_3 - 38,65 \cdot p_4 - 42,395,$$

где  $p_1$  — интегральный индекс ледовитости;  $p_2$  — долгота центра летнего азиатского минимума приземного давления в августе предшествующего года;  $p_3$  — интегральный термический индекс, характеризующий температуру поверхностных вод Тихого океана в районе центральных и восточных проливов Алеутской гряды;  $p_4$  — временной коэффициент первой компоненты ЕОФ-разложения полей температуры воздуха на изобарической поверхности 500 гПа над ЕСР-2 в марте.

Исходная и прогностическая кривые межгодовых изменений температуры воды в Беринговом море представлены на рис. 10. Привлекает внимание хорошее соответствие между исходным и восстановленным рядами. Коэффициент корреляции между ними на временном промежутке с 1960 по 2001 г. имеет значение 0,89. Следует отметить, что для данной длины ряда критическое значение коэффициента корреляции ( $R_{\text{крит}}$ ) составляет 0,32 (на 95 %-ном уровне значимости). На зависимом ряде (1960–1991 гг.) коэффициент корреляции несколько выше (0,90 при  $R_{\text{крит}} = 0,36$ ). Коэффициент корреляции между исходным и прогностическим рядами на независимой выборке (1992–2001 гг.) также статистически значим (0,87) при  $R_{\text{крит}} = 0,55$  для данной длины ряда.

Рис. 10. Исходная (1) и прогностическая (2) кривые межгодовых изменений временного коэффициента первого собственного вектора разложения температуры воды по ЕОФ в Беринговом море

Figure 10. Baseline (1) and recovered (2) curves showing interannual variability of a temporal coefficient of the first seawater temperature EOF in the Bering Sea



Результативность прогноза оценивалась по попаданию в выделенный класс термического режима. При этом безусловно оправдавшимся считался год, когда в рамках принятой классификации (см. выше) по двум выборкам (исходный и прогностический ряды) он попадал в один класс (“нормальный”, “теплый” или “холодный”). В рамках предложенного подхода за “норму” принят интервал температур от минус 0,794 до плюс 0,567. Если учитывать предельную ошибку расчета стандартного отклонения (она при длине ряда, равной 41 члену, и 95 %-ном уровне значимости составляет 0,22), то диапазон класса “норма” может увеличиться на  $\pm 0,15$  °C. Следует отметить, что учет предельной ошибки расчета стандартного отклонения не повлиял на качество прогноза.

Результаты анализа представлены в табл. 2, из данных которой следует, что на независимой выборке (1992–2001 гг.) в 8 случаях из 10 результаты прогноза оказались оправдавшимися. Соответственно безусловная оправдываемость прогнозов составила 80 %. Если же (см. Наставление ..., 1982) считать, что попадание в один класс дает оправдываемость 100 %, а попадание в смежный класс — оправдываемость 50 %, то результирующая оправдываемость метода (8 полных совпадений и 2 попадания в смежные классы) составляет уже 90 %.

Результаты оценки прогноза температуры воды, °С

Таблица 2

Table 2

Results of forecast evaluation T, °C

Год	Класс		Класс		Год	Класс		Класс	
	T_исход.	T_исход.	T_прогн	T_прогн		T_исход.	T_исход.	T_прогн	T_прогн
1960	-0,40	н	0,22	н	1981	0,85	т	0,75	т
1961	-0,11	н	-0,80	х	1982	1,02	т	0,65	т
1962	-0,17	н	-0,01	н	1983	0,03	н	0,11	н
1963	0,94	т	0,38	н	1984	-0,83	х	-0,68	н
1964	-1,23	х	-0,75	н	1985	-0,76	н	-0,24	н
1965	-0,91	х	-0,70	н	1986	-0,27	н	0,55	н
1966	-0,09	н	-0,33	н	1987	1,11	т	1,11	т
1967	0,78	т	0,56	н	1988	-0,62	н	-0,84	х
1968	-0,45	н	0,13	н	1989	0,02	н	0,42	н
1969	-0,12	н	-0,37	н	1990	-0,02	н	-0,14	н
1970	-0,32	н	-0,38	н	1991	-0,57	н	-0,50	н
1971	-2,05	х	-1,69	х	<b>1992</b>	0,00	н	0,20	н
1972	-1,59	х	-1,48	х	<b>1993</b>	0,50	н	0,36	н
1973	-0,40	н	0,14	н	<b>1994</b>	-1,07	х	-0,03	н
1974	-0,58	н	-1,73	х	<b>1995</b>	-0,98	х	-0,83	х
1975	-1,90	х	-1,35	х	<b>1996</b>	1,20	т	0,64	т
1976	-2,99	х	-2,72	х	<b>1997</b>	1,09	т	1,20	т
1977	-1,63	х	-1,88	х	<b>1998</b>	0,01	н	0,45	н
1978	1,28	т	0,71	т	<b>1999</b>	-0,87	х	-0,88	х
1979	1,96	т	1,72	т	<b>2000</b>	-1,16	х	-1,12	х
1980	0,84	т	-0,17	н	<b>2001</b>	0,27	н	0,90	т

*Примечание.* Жирным выделен независимый ряд; н — нормальные годы, х — холодные, т — теплые.

Столь высокая оправдываемость предложенного прогностического уравнения вселяет надежду на возможность использования изложенного подхода в практических целях.

### Заключение

Использование всей доступной глубоководной океанографической информации и предложенной методики восстановления пропусков в ежегодных полях температуры воды позволило рассчитать параметры межгодовой изменчивости в деятельном слое Берингова моря для периода 1950–2001 гг.

Впервые для Берингова моря в целом представлены существенно различающиеся средние многолетние типовые (для “холодных” и “теплых” лет) распределения температуры воды на стандартных горизонтах в слое 30–100 м.

Проведен корреляционный анализ временного коэффициента первой компоненты ЕОФ-разложения полей температуры воды с обширным набором гидрометеорологических параметров, характеризующих климатическую систему северной части Тихого океана. Методом пошагового регрессионного анализа были выявлены статистически значимые предикторы для составления фонового прогноза термического состояния вод Берингова моря.

Составлено прогностическое уравнение, на основании которого можно предсказать тип термического состояния моря для периода с мая по сентябрь с заблаговременностью от 1 до 5 мес. Коэффициент корреляции между исходным и прогностическим рядами на зависимой выборке имеет значение 0,90 (при его критическом значении на 95 %-ном уровне значимости, равном 0,36). Оценка, выполненная на независимом ряде с 1992 по 2001 г., показала безусловную оправдываемость прогнозов, равную 80 %. При этом общая оправдываемость прогнозов достигает 90 %.

В случае практического применения данной методики технология предсказания типа термического режима в подповерхностных водах Берингова моря на

весенне-летний период может быть представлена следующим образом. Используя определенный нами набор из 4 предикторов и составленное прогностическое уравнение, производим прогностический расчет аномалии временного коэффициента первой компоненты ЕОФ-разложения полей температуры воды на нужный год. Затем, используя предложенную нами классификацию, относим вычисленную аномалию к определенному классу (“теплых” или “холодных” лет). На заключительном этапе применяются рисунки средних многолетних типовых “холодных” и “теплых” распределений температуры воды на стандартных горизонтах в слое 30–100 м (см. рис. 5–7). Для характеристики “нормальных” лет можно использовать опубликованные средние многолетние распределения температуры воды (Гидрометеорология ..., 1999).

### Список литературы

- Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д.** Прикладная статистика. Исследование зависимостей. — М.: Финансы и статистика, 1985. — 487 с.
- Багров Н.А.** Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Тр. Центр. ин-та прогнозов. — 1959. — Вып. 74. — С. 64–71.
- Блинова Е.Н.** Общая циркуляция атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды // Тр. ГМЦ. — 1967. — Вып. 15. — С. 3–26.
- Варламов С.М., Лучин В.А., Семилетов И.П. и др.** Закономерности межгодовой изменчивости зимних климатических условий в Беринговом регионе // Тр. Арктич. регион. центра. Т. 1: Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера—суша—море в американо-азиатском секторе Арктики. — Владивосток: ДВГУ, 1998. — С. 65–85.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей.** — СПб.: Гидрометеиздат, 1999. — Т. 10: Берингово море. Вып. 1. — Гидрометеорологические условия. — 300 с.
- Давыдов И.В.** О сопряженности развития океанологических условий в основных рыбопромысловых районах дальневосточных морей // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 3–17.
- Давыдов И.В.** К вопросу о долгосрочном рыбохозяйственном прогнозировании на дальневосточных морях // Долгосрочная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. — М., 1989. — С. 153–177.
- Давыдов И.В.** К вопросу об океанологических основах формирования урожайности отдельных поколений сельди западной части Берингова моря // Изв. ТИНРО. — 1972. — Т. 82. — С. 281–307.
- Давыдов И.В., Куцых А.Г.** Температура ядра холодного промежуточного слоя как прогностический показатель термического состояния вод, прилегающих к Камчатке // Изв. ТИНРО. — 1968. — Т. 64. — С. 301–308.
- Дулупова Е.П.** Экосистемные исследования ТИНРО-центра в дальневосточных морях // Изв. ТИНРО. — 2005. — Т. 141. — С. 3–29.
- Елисева И.И., Юзбашев М.М.** Общая теория статистики. — М.: Финансы и статистика, 1998. — 368 с.
- Заочный А.Н.** Роль атмосферной циркуляции в формировании термического режима шельфовых вод Камчатки // Динамика, численность, промысел животных дальневосточных морей. — Владивосток, 1986. — С. 17–23.
- Кац А.Л.** Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы // Метеорол. и гидрол. — 1954. — № 6. — С. 13–18.
- Кац А.Л.** Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 270 с.
- Климатические индексы: атмосферные и океанические временные серии. Лаборатория изучения Земли, департамент физических наук, NOAA, USA** // <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>
- Лучин В.А., Варламов С.М., Семилетов И.П. и др.** О межгодовой изменчивости в системе атмосфера — океан: Берингово море // ДАН. — 1999. — Т. 368, №1. — С. 111–115.
- Лучин В.А., Жигалов И.А.** Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Изв. ТИНРО. — 2006. — Т. 147. — С. 183–204.



**Лучин В.А., Плотников В.В.** Оценка крупномасштабной пространственно-временной изменчивости термического состояния вод Берингова моря // Тр. Арктич. регион. центра. — Владивосток: Дальнаука, 2000. — Т. 2, ч. 1. — С. 212–222.

**Лучин В.А., Семилетов И.П., Василевская Л.Н., Веллер Г.** Климатическая и межгодовая изменчивость термохалинного режима Берингова моря во второй половине XX века // Тр. Арктич. регион. центра. — Владивосток: Дальнаука, 2000. — Т. 2, ч. 1. — С. 22–34.

**Межгодовая изменчивость** // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 10: Берингово море, вып. 1: Гидрометеорологические условия. — СПб.: Гидрометеоздат, 1999. — С. 101–105.

**Мещерская А.В., Руховец Л.В., Юдин М.И., Яковлева Н.И.** Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 199 с.

**Милейко Г.Н.** Прогноз распределения температуры воды и положения кромки льда в Беринговом море в холодную часть года // Труды Гидрометцентра СССР. — 1973. — Вып. 127. — С. 100–104.

**Наставление о службе прогнозов. Раздел 3, ч. 3.** — Л.: Гидрометеоздат, 1982. — 114 с.

**Плотников В.В.** Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. — Владивосток: Дальнаука, 2002. — 169 с.

**Плотников В.В.** Использование алгоритмов многоцелевой оптимизации при решении задач гидрометеорологических (ледовых) прогнозов // Метеорол. и гидрол. — 1988. — № 8. — С. 57–66.

**Плотников В.В.** Сезонная и межгодовая изменчивость ледовитости дальневосточных морей // Тр. ДВНИГМИ. — 1990. — Вып. 40. — С. 65–75.

**Плотников В.В.** Эволюция ледовых условий на дальневосточных морях России во второй половине XX века // Вестник ДВО РАН. — 2003. — Вып. 2. — С. 126–133.

**Привальныйский В.Е.** Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). — М.: Наука, 1985. — 184 с.

**Региональная база данных реального времени (Regional Real Time Data Base), проект NearGOOS, JMA (Японское метеорологическое агентство)** // <http://goos.kishou.go.jp/>

**Савельев А.В.** Долгопериодные колебания уровня Берингова моря // Тр. ДВНИГМИ. — 1990. — Вып. 40. — С. 9–20.

**Смолянкина Т.В.** Многолетняя изменчивость аномалий давления, широты и долготы центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона // Тематический выпуск ДВНИГМИ № 2. — Владивосток: Дальнаука, 1999. — С. 10–16.

**Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.** Методы решения некорректных задач. — М.: Наука, 1979. — 288 с.

**Хен Г.В., Воронина В.Ф.** Межгодовые колебания южной границы шельфовых вод в восточной части Берингова моря в связи с крупномасштабной изменчивостью // Труды ДВНИИ. — 1986. — Вып. 125. — С. 10–19.

**Шунтов В.П.** О рыбопродуктивности дальневосточных морей // Вопр. ихтиол. — 1987. — Т. 27, вып. 5. — С. 747–754.

**Шунтов В.П., Бочаров Л.Н., Дулепова Е.П. и др.** Результаты мониторинга и экосистемного изучения биологических ресурсов дальневосточных морей России (1998–2002 гг.) // Изв. ТИНРО. — 2003. — Т. 132. — С. 3–26.

**Azumaya T., Ohtani K.** Effect of winter meteorological conditions on the formation of the cold bottom water in the eastern Bering Sea shelf // J. Oceanogr. — 1995. — Vol. 51. — P. 665–680.

**Bailey K., Francis R., Schumacher J.** Recent information on the causes of variability in recruitment of Alaska pollack in the eastern Bering Sea: physical condition and biological interaction // Bull. INPFC. — 1986. — № 47. — P. 155–165.

**Bogdanovskaya T.V., Kupera N.S.** Multiyear variability of north pacific high and aleutian low // Pacific Oceanography. — Vladivostok: Dalnauka, 2003. — Vol. 1, № 1. — P. 138–143.

**Coachman L.K. and Aagaard K.** Transport through Bering Strait: Annual and interannual variability // J. Geophys. Res. — 1988. — Vol. 93, № 15. — P. 535–539.

**Coachman L.K., Charnell R.L.** On the lateral water mass interaction — a case study, Bristol Bay, Alaska // J. Phys. Oceanogr. — 1979. — Vol. 9. — P. 278–297.

**Girs A.A.** Many-yearly variations of the atmospheric circulation and long-term trends in the change of hydrometeorological condition in the Bering Sea area // Oceanography of the Bering Sea: proc. Intern. Symp. — Fairbanks, 1974. — Ch. 25. — P. 475–482.

**Hunt G.L., Baduini C.L., Brodeur R.D. et al.** The Bering Sea in 1998: The Second Consecutive Year of Extreme Weather — forced Anomalies // EOS Transactions, AGU. — 1999. — Vol. 80, № 47. — P. 562–566.

**Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al.** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bulletin of the American Meteorological Society, March 1996. <http://dss.ucar.edu/datasets/ds090.2/data/monthly>.

**Kihara K.** Fluctuations of the natev temperature and salinity in the Eastern Bering Sea // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1982. — Vol. 48, № 12. — P. 1685–1688.

**Luchin V.A., Menovshchikov V.A., Lavrentiev V.M. and Reed R.K.** Thermohaline structure and water masses in the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / Ed. T.R. Loughlin and K. Ohtani. — Fairbanks: Alaska Sea Grant College Program, 1999. — P. 61–91.

**Luchin V.A., Plotnikov V.V.** Estimation of the interannual variability of the Sea of Japan water temperature // J. Pacific Oceanography. — Vladivostok: Dalnauka, 2003. — Vol. 1, № 1. — P. 16–22.

**Luchin V.A., Semiletov I.P., Weller G.E.** Changes in the Bering Sea region: atmosphere — ice — water system in the second half of the twentieth century // Progress in Oceanography. — 2002. — Vol. 55 (1–2). — C. 23–44.

**Maeda T., Fujii T., Masuda K.** On the annual fluctuation of oceanographical conditions in summer season. Pt 2. Studies on the trawl fishing grounds of the eastern Bering Sea // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1968. — Vol. 34. — P. 586–593. (Jap.)

**Maeda T., Fujii T., Masuda K.** On the Oceanographic condition and distribution of fish shoal in 1963. Pt 1. Studies on the trawl-fishing grounds of the Eastern Bering Sea // Bull. Jap. Soc. Sci. Fish. — 1967. — Vol. 33(8). — P. 713–720. (Jap.)

**McLain D.K., Favorite F.** Anomalously cold winters in the South-Eastern Bering Sea 1971–1975 // Mar. Sci. Commun. — 1976. — Vol. 1, № 5. — P. 299–334.

**Minobe S.** Didecadal and Pentadecadal climatic oscillations over the North Pacific. Presented at the 7<sup>th</sup> Annual PICES Meeting. — Fairbanks: AK, 1998. — 34 p.

**Nierbauer H.Y.** Recent short period wintertime climatic fluctuations and their affect on surface temperature in the Eastern Bering Sea shelf // The Eastern Bering Sea shelf: oceanography and resources. — Seattle, 1981. — Vol. 1. — P. 23–30.

**Pearson C.A., Mofjeld H.O., Tripp R.B.** Tides of the Eastern Bering Sea Shelf // The Eastern Bering Sea Shelf: oceanography and resources. — Seattle: OMPA/NOAA, 1981. — Vol. 1. — P. 111–130.

**Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H. et al.** Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // J. Geophys. Res. — 1995. — Vol. 100, № 9. — P. 443–457.

**Royer T.C.** High-latitude Oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // J. Geophys. Res. — 1993. — Vol. 98, iss. C3. — P. 4639–4644.

**Takenouti A.Y., Ohtani K.** Currents and water masses in the Bering Sea: a review of Japanese work // Oceanography of the Bering Sea. — Fairbanks, 1974. — № 2. — P. 39–57.

**Whitney F., Mackas D., Welch D. and Robert M.** Impact of the 1990s El Ninos on nutrient supply and productivity of Gulf of Alaska Waters // PICES 7<sup>th</sup> Annual Meeting. — Fairbanks: AK, 1998.

*Поступила в редакцию 8.06.07 г.*