

УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ ОБЪЕКТОВ**УДК 551.465.43(265.53)****В.А. Лучин, И.А. Жигалов
(ТОИ ДВО РАН, ТИНРО-центр, г. Владивосток)****МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ
ТИПОВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ
В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ОХОТСКОГО МОРЯ
И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ПРОГНОЗА***

На основании всех доступных к настоящему времени материалов глубоководных океанографических наблюдений (102 451 станция, произведенная за период с 1930 по 2004 г.) рассмотрена межгодовая изменчивость подповерхностных вод Охотского моря. Проведен корреляционный анализ временного коэффициента первой компоненты ЕОФ-разложения полей 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 50, 100 и 200 м.

Luchin V.A., Zhigalov I.A. Types of water temperature distribution in active layer of the Okhotsk Sea and possibility of its prediction // *Izv. TINRO*. — 2006. — Vol. 147. — P. 183–204.

On the base of all available oceanographic data (102,451 oceanographic stations obtained in 1930–2004), water temperature fields at 30, 50, 75, 100, and 200-m depth are analyzed by the method of Empirical Orthogonal Functions (EOF). Temporal components of the first EOF are used for classification of the years in the period 1950–2001 onto warm (1956, 1961, 1963, 1964, 1968, 1974, 1981, 1984, 1987, 1991, 1994, 1997), normal (1950, 1952, 1953, 1954, 1957, 1960, 1962, 1965, 1969, 1970, 1971, 1975, 1979, 1980, 1982, 1983, 1985, 1986, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1996, 1998), and cold (1951, 1955, 1958, 1959, 1966, 1967, 1973, 1976, 1977, 1978, 1999, 2000, 2001; 1972 — excluded). Monthly averaged distribution of the temperature is determined for the warm and cold years separately, for the first time for the whole Okhotsk Sea. Note that features of temperature distribution in the subsurface layer of the Okhotsk Sea are preserved for the whole period from June–July to October–November.

Influence of several parameters, as climatic indices for the North Pacific and northern hemisphere, ten-day and monthly ice cover in the Okhotsk Sea, sea surface temperature at the northern and central straits of Kuril Ridge, on interannual variations of temperature in the subsurface layer is tested. Empirical prognostic equation is created to predict a type of thermal conditions in the Okhotsk Sea with the lead-time from 2 to 4–5 months.

Охотское море — один из высокопродуктивных районов Мирового океана. Его высокая биологическая продуктивность связана со своеобразием физико-географического расположения, с комплексом биоценологических и океаноло-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 06-05-96065).

гических факторов. Оно является традиционным районом промысла минтая, сельди, тихоокеанских лососей, крабов и других видов рыб и беспозвоночных. Океанологический режим моря подвержен большой межгодовой изменчивости, вызывающей цепь соответствующих изменений в условиях обитания биологических объектов. В работе В.П. Шунтова (2001) отмечены существенные изменения, происходившие в фауне дальневосточных морей в конце 20-го столетия. По его мнению, наряду с антропогенным воздействием значительное влияние на биоту моря оказывают биоценологические, климатические и океанологические факторы. Поэтому выявление особенностей и закономерностей долгопериодной изменчивости термического состояния вод моря позволяет не только произвести ретроспективную оценку масштабов таких колебаний, но и в первом приближении прогнозировать сценарии вероятных изменений режима вод.

Межгодовые изменения температуры на поверхности моря исследовали А.А. Бобков, В. Шепелев (Bobkov, Tsepelev, 2002), а также Каваи (Kawai, 2002). В работах русских ученых (Винокурова, 1964, 1965, 1972; Давыдов, 1975а, б, 1984; Чернявский, 1979, 1984, 1992; Хен, 1991, 2002; Лучин, Лаврентьев, 1997; Фигуркин, 1997; Мороз, 1999; Жигалов, Лучин, 2002, 2005; Устинова и др., 2002) были рассмотрены многолетние вариации термики и динамики вод различных районов Охотского моря на основе как обобщенных массивов данных, освещающих различные по площади акватории, так и анализа данных конкретных гидрологических разрезов и съемок. В качестве критериев межгодовой изменчивости термических условий на отдельных акваториях моря авторы использовали: минимальные значения температуры воды в холодном подповерхностном слое (ХПС); площади, занятые этим слоем; средние значения температуры воды на различных горизонтах, теплосодержание вод в различных слоях моря. Следует отметить, что в целом для всего моря многолетние флюктуации термического состояния вод были рассмотрены лишь в одной работе (Luchin et al., 2004).

Типизации многолетних изменений термических условий различных регионов Охотского моря посвящены работы Т.Т. Винокуровой (1964, 1972), И.В. Давыдова (1975а, б), А.Л. Фигуркина (1997), В.И. Чернявского (1992), И.А. Жигалова и В.А. Лучина (2002, 2005). В статьях И.В. Давыдова (1975а, б, 1984) отмечается важная роль крупномасштабной циркуляции атмосферы в формировании типа гидрологического режима вод моря.

В работах Т.Т. Винокуровой (1965), И.В. Давыдова (1975а, б, 1984) приводятся как сведения о межгодовой изменчивости термических условий вод в северной части Охотского моря, так и оценка возможного влияния этих изменений на распределение, миграции и воспроизводство биологических объектов.

Количество работ, посвященных исследованию цикличности в изменчивости термического режима вод, сравнительно невелико (Павлычев и др., 1989; Фигуркин, 1997; Жигалов, Лучин, 2002, 2005; Luchin et al., 2004). В многолетних колебаниях ледовитости моря выделены 2–3, 7–8, 11, 22 и 50-летние периодичности (Плотников, 2002; Ustinova, Sorokin, 2002).

В работе В.П. Павлычева с соавторами (1989) отмечается противофазность термических условий района северных и южных Курильских островов, а также противофазность колебаний в районах западной Камчатки и в южной части моря. В статье В.А. Лучина и В.М. Лаврентьева (1997) установлено, что от поверхности до горизонтов 300–400 м межгодовые колебания температуры воды в июне у западной Камчатки происходят синхронно.

Проблема восполнения пропусков в многолетних рядах наблюдений авторами решалась по-разному. В одних случаях они игнорировались (Лучин, Лаврентьев, 1997; Фигуркин, 1997), в других — восстановление данных производилось

с применением уравнений множественной регрессии, где в качестве предикторов использовались различные влияющие гидрометеорологические факторы (Чернявский, 1992; Жигалов, Лучин, 2002). В статье В.А. Лучина с соавторами (Luchin et al., 2004) восстановление пропусков производилось методами оптимизации с использованием итерационных схем расчета.

Целью настоящей работы являются исследование межгодовой изменчивости температуры воды в подповерхностных водах Охотского моря и оценка возможностей ее прогноза. Для достижения поставленной цели исследований были сформулированы и реализованы следующие задачи:

— выбор методики для восстановления пропущенных значений в ежегодных полях температуры воды;

— ЕОФ-анализ сформированных полей и анализ межгодовых изменений температуры воды в Охотском море;

— построение типичных (для “холодных” и “теплых” лет) распределений температуры воды в Охотском море;

— определение возможных связей межгодовых колебаний температуры воды с колебаниями атмосферных параметров, ледовыми условиями и биологическими объектами.

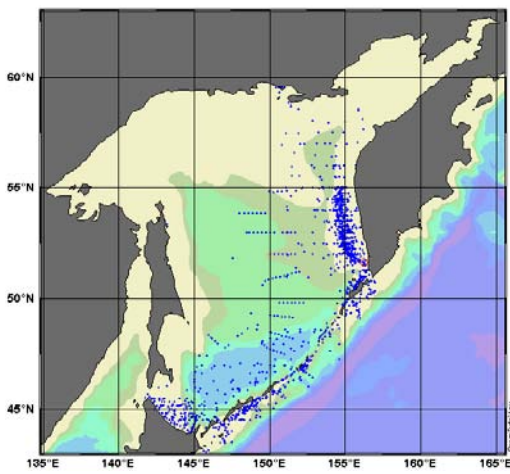
Использованный материал

Исследование межгодовой изменчивости термического режима деятельного слоя вод Охотского моря основано на всей доступной на настоящее время океанографической и гидрометеорологической информации. Существенная часть данных глубоководных океанографических экспедиционных наблюдений заимствована из исторических массивов, имеющих в ВНИИГМИ-МЦД. Предварительно сформированные массивы данных были проверены и дополнены. Использованные данные наблюдений в основном были получены организациями России, Японии и США. Преобладающая часть океанографических данных представлена учреждениями России (Росгидромета, рыбохозяйственными (ТИНРО-центр и ТУРНИФ), Гидрографической службы ТОФ, Академии наук).

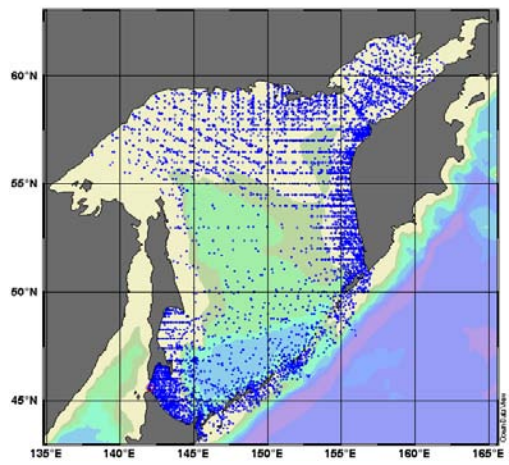
Данная информационная база глубоководных океанографических наблюдений включает традиционные батометрические (bottle data), батитермографные (Mechanical Bathythermograph Data — MBT) и данные высокого разрешения (CTD) наблюдения. Включены также наблюдения отрывными термозондами (Expendable Bathythermograph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

Из объединенного массива данных наблюдений были исключены дубли станций и недостоверная информация. После выполнения этих процедур в результирующем массиве данных Охотского моря осталось 102 451 станция, произведенная за период с 1930 по 2004 г. Распределение океанографических станций на акватории Охотского моря в центральные месяцы сезонов представлено на рис. 1. Наименее освещены наблюдениями открытые районы моря, по мере приближения к берегам количество станций возрастает. Анализ пространственного распределения данных показал, что около 60 % наблюдений приходится на шельфовую часть моря.

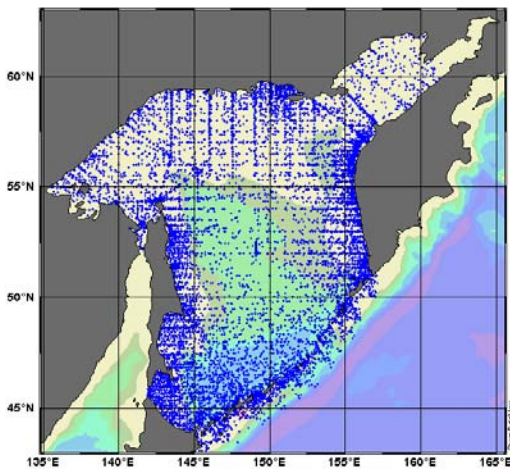
В течение года количество наблюдений также распределено неравномерно (рис. 2). Максимальное число наблюдений было произведено в августе, минимальное — в январе. При этом сокращение данных в холодный период года обусловлено не только уменьшением количества зимних морских экспедиционных исследований, но и наличием ледового покрова, занимающего значительную часть моря в этот период года. Также недостаточно данных до 1950-х гг. Аналогичная ситуация с распределением информации по глубине. Из данных таблицы следует, что на горизонте 200 м (по сравнению с поверхностью) их менее 1/3.



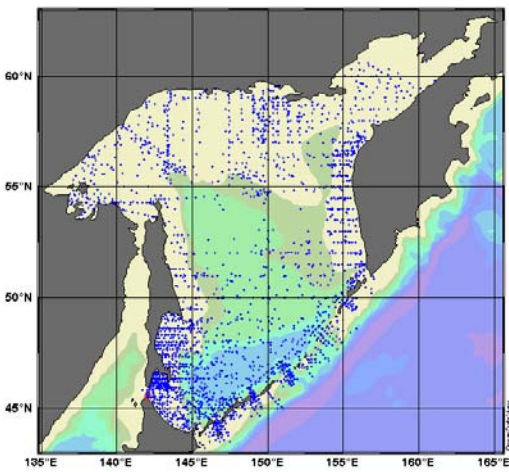
Февраль (1467 ст.)



Май (9229 ст.)



Август (19412 ст.)



Ноябрь (3380 ст.)

Рис. 1. Пространственное распределение океанографических данных на акватории Охотского моря

Fig. 1. Spatial distribution of oceanographic stations in the Okhotsk Sea

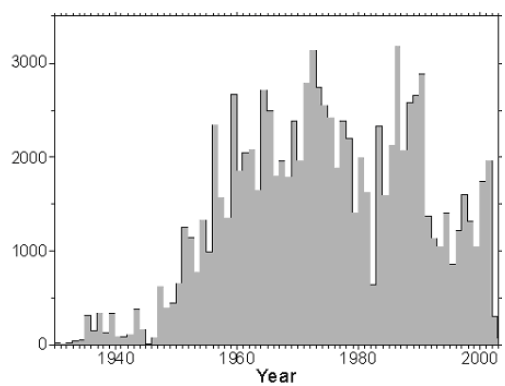
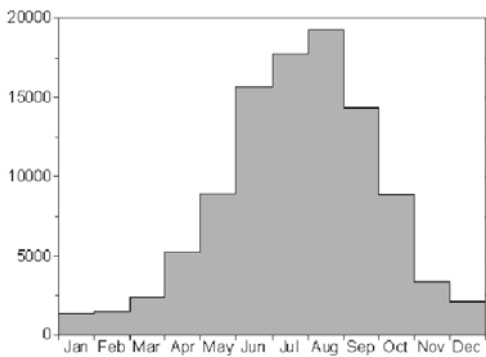


Рис. 2. Временное распределение океанографических станций с измерениями температуры воды

Fig. 2. Temporal distribution of oceanographic stations with seawater temperature measurements

Распределение количества наблюдений температуры воды
на отдельных горизонтах и по месяцам в Охотском море
Distribution of seawater temperature by depth and month in the Okhotsk Sea

Месяц	Горизонт, м							
	0	30	50	100	200	500	1000	2000
Январь	1377	959	965	822	541	243	78	11
Февраль	1465	1045	1054	880	598	180	24	4
Март	2478	1861	1831	1514	1164	455	192	15
Апрель	5579	4438	4174	3040	1983	588	162	24
Май	9167	7469	6908	5047	2846	1065	378	79
Июнь	15810	12325	11229	8329	5334	2068	789	178
Июль	17978	13210	11397	7955	4702	2250	647	65
Август	19402	14460	12586	8747	5360	2494	923	79
Сентябрь	14450	11043	9587	7088	4671	2145	922	102
Октябрь	8965	6951	6206	4442	2876	1544	615	68
Ноябрь	3365	2712	2593	1917	1321	713	303	60
Декабрь	2116	1653	1633	1334	943	455	162	28
Всего	102152	78126	70163	49395	32339	14200	5195	663

Методы исследования

Вначале, как и в работе В.А. Лучина, В.В. Плотникова (Luchin, Plotnikov, 2003), с помощью однофакторного дисперсионного анализа была выполнена статистическая оценка вклада межгодовой составляющей изменчивости температуры воды в общую изменчивость. Для этого акватория Охотского моря была разделена (с учетом пространственного распределения имеющейся информации) на сравнительно однородные районы ($2^\circ \times 3^\circ$ по широте и долготе), в рамках которых проводились вычисления. Затем рассчитывался коэффициент детерминации, характеризующий долю изменчивости температуры воды, обусловленную межгодовыми флюктуациями. Для учета ошибок оценки данного коэффициента (по таблицам распределения Фишера (Елисеева, Юзбашев, 1998)) рассчитывались его предельные значения. Все расчеты были проведены для горизонта 50 м. 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 ($\eta^2 - \Delta \eta$). При этом величина ошибки ($\Delta \eta$), как показали результаты расчетов, в значительной мере определяется количеством имеющихся наблюдений (см. рис. 1, 3).

Полученные результаты, как и ранее для Японского моря (Luchin, Plotnikov, 2003), показали, что межгодовые колебания температуры в весенне-летний период достоверно выделяются на преобладающей части акватории Охотского моря (рис. 3). Следует отметить, что доля вклада межгодовых флюктуаций температуры, как правило, не превышает 50–60 %. Это, вероятно, является следствием не только недостаточного количества океанографических наблюдений, но и случайных колебаний температуры воды, происходящих 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).

Одним из главных требований при численном анализе распределения любого параметра гидрометеорологического состояния моря является ограничение спектрального состава информации. На основании ряда исследований (Багров, 1960, 1978; Обухов, 1960; Николаев, 1969; Мещерская и др., 1970; Юдин, Мещерская, 1972; Мещерская, Гирская, 1974; Фортус, 1975; Житорчук и др., 1977) наиболее рациональным способом выделения макропроцессов и фильтрации гид-

рометеорологических шумов был признан метод разложения полей по эмпирическим ортогональным составляющим (ЕОФ), который позволяет получить наиболее исчерпывающие характеристики изменчивости, оценить пространственные и временные масштабы различных процессов. Кроме того, разложение случайной функции по ЕОФ по сравнению с разложением ее по любой другой системе ортонормированных функций или векторов дает наиболее быстрое убывание дисперсии от одной составляющей к другой.

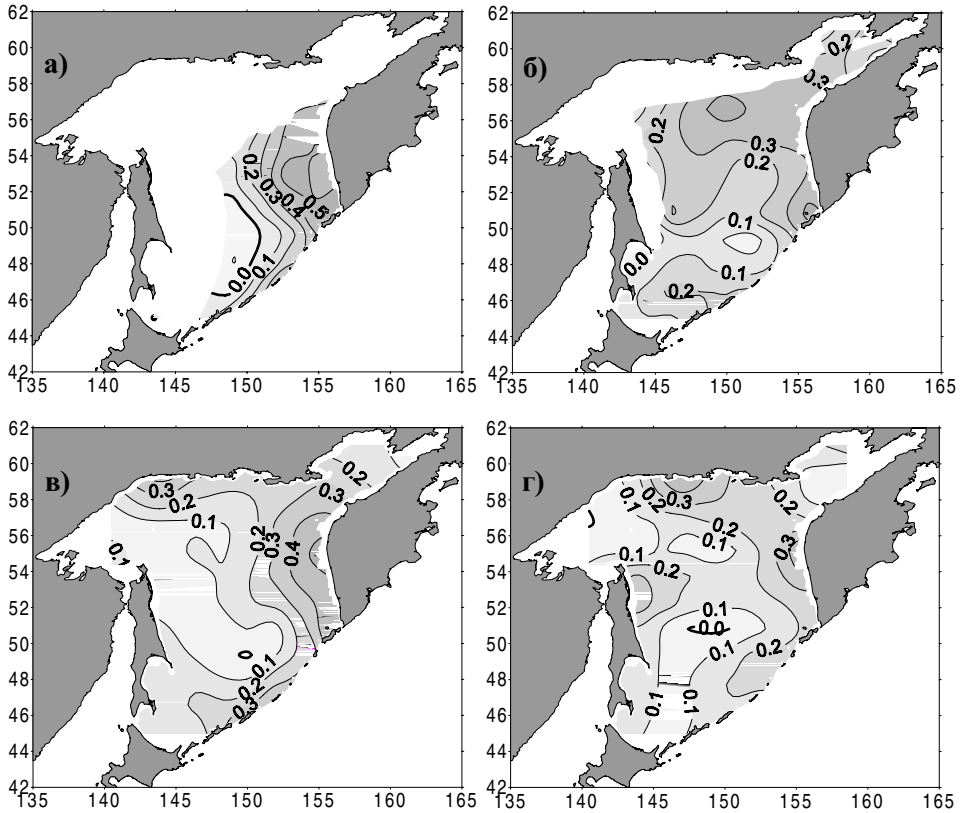


Рис. 3. Нижний предел (на 95 %-ном уровне значимости) коэффициента детерминации ($\eta^2 - \Delta\eta$) на горизонте 50 м в Охотском море: а — апрель, б — май, в — июнь, г — июль

Fig. 3. Lower limit (95 % importance) of determination coefficient ($\eta^2 - \Delta\eta$) at 50 m depth in the Okhotsk Sea: а — April, б — May, в — June, г — July

Используя возможности метода разложения по ЕОФ, гидрологические процессы можно аппроксимировать 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.

Метод разложения по ЕОФ основан на предварительном преобразовании исходного пространства признаков в новом базисе, в качестве которого выступает система ортонормированных функций, значения которых зависят от статистических свойств изучаемого поля. Обоснование метода и особенности применяемого математического аппарата неоднократно освещались в печати (Багров, 1960; Обухов, 1960; Мещерская и др., 1970; Фортус, 1975), поэтому ограничимся только кратким пояснением смысла разложения и его основных свойств.

Разложение в ряды по эмпирическим функциям имеет цель наиболее точно в статистическом смысле описать рассматриваемое поле малым числом членов разложения.

Для этого в рассмотрение вводится ортогональная система нормированных функций $X_j(r_k) = X_{jk}$, заданная в точках $r_1, r_2, \dots, r_k, \dots, r_m$. Значения X_{jk} зависят от статистических свойств величины, подлежащей разложению. В нашем случае будем рассматривать отклонения значений исследуемого элемента от среднего по времени в точках по соотношению:

$$F(r_k, t_n) = F_{kn} \quad (n = 1, 2, \dots, N), \quad (\kappa = 1, 2, \dots, M), \quad (1)$$

где N — объем выборки, M — количество точек поля.

Представим F_{kn} в следующем виде:

$$F_{n,k} = \sum_{j=1}^H T_{j,n} X_{j,k} \quad (H < M), \quad (2)$$

и потребуем, чтобы средний квадрат ошибки представления функции F_{kn} одним, двумя и т.д. членами разложения был минимален в том смысле, что любое изменение значений X_{jk} приводит к росту среднего квадрата ошибок:

$$\sum_{n=1}^N \sum_{k=1}^M \left[F_{n,k} - \sum_{j=1}^H T_{j,n} X_{j,k} \right]^2 = \min. \quad (3)$$

Здесь H — количество отбираемых собственных векторов для восстановления исходного поля с заданной точностью, т.е. задачу разложения можно сформулировать как отыскание такой системы ортонормированных функций X_{jk} , которая отражает свойства исходного поля и минимизирует уравнение (3). Опуская подробные выкладки, отметим, что функции, удовлетворяющие уравнению (3), представляют собой собственные векторы ковариационной (корреляционной) матрицы рассматриваемого поля (процесса), а собственные числа этой матрицы равны дисперсиям коэффициентов разложения.

В результате первый вектор отражает наиболее крупномасштабные связи в полях анализируемых характеристик (обычно составляющие первого вектора не меняют знак) и, как следствие, вносит максимальный вклад в суммарную изменчивость поля. Последующие векторы уже отражают систему локальных связей (например, между западной и восточной частями исследуемой акватории, между южной и северной и т.д.) и, соответственно, вклад их в суммарную изменчивость уменьшается.

Для каждого собственного вектора рассчитывается соответствующая функция времени по формуле:

$$T_{jn} = \frac{\sum_{k=1}^M F_{kn} X_{jk}}{\sum_{k=1}^M X_{jk}^2} \longrightarrow (j = 1, 2, \dots, H). \quad (4)$$

Изменение во времени коэффициентов разложения по ортогональным функциям носит, как правило, более закономерный характер, чем изменение самих данных наблюдений, а распределение повторяемостей новых переменных лучше подчиняется закону нормального распределения (Николаев, 1969; Мещерская и др., 1970; Юдин, Мещерская, 1972; Мещерская, Гирская, 1974). Кроме того, каждый собственный вектор можно картировать, и он в определенной степени поддается физической интерпретации (Мещерская и др., 1970; Юдин, Мещерская, 1972; Мещерская, Гирская, 1974; Житорчук и др., 1977; Багров, 1978).

Как правило, наиболее полно рассматриваются физические процессы, связанные с формированием первых собственных векторов, несущих информацию об основных крупномасштабных изменениях исследуемого поля. Последующие более мелкомасштабные составляющие формируются под влиянием множества локальных факторов, и строгая физическая интерпретация их обычно затруднена.

Точность представления полей в виде разложения удобно определять с помощью отношения:

$$R_H^2 = \frac{\sum_{j=1}^H \lambda_j}{\sum_{j=1}^M \lambda_j}, \quad (5)$$

где λ_j — собственные числа матрицы, M — общее количество собственных чисел, H — некоторая часть из них.

Величина R_H характеризует долю H эмпирических составляющих в суммарной дисперсии поля.

При решении задачи разложения по ЕОФ часто возникает вопрос, связанный с необходимым объемом выборки. Число степеней свободы ковариационной матрицы равно: $N-M-2$, где N — объем выборки, M — порядок матрицы. Из этого следует, что в общем случае допустимый объем выборки для решения задачи разложения должен удовлетворять соотношению:

$$N > M + 3. \quad (6)$$

Однако при анализе гидрометеорологических полей, заданных с высоким разрешением на значительных акваториях, неравенство (6) зачастую не выполняется. В этом случае с некоторым приближением неравенство (6) можно переписать в следующем виде (Житорчук и др., 1977; Багров, 1978):

$$N > H + 3, \quad (7)$$

где H — количество отбираемых для анализа собственных функций.

Собственные функции ковариационной матрицы X_{jk} и их коэффициенты T_{jn} отражают пространственно-временную структуру поля (процесса). Анализ этой информации — необходимый и важный этап при построении физико-статистических моделей прогноза. Количество отбираемых коэффициентов для анализа и последующего преобразования определяется как функция от желаемой точности представления полей:

$$H = f(R_H). \quad (8)$$

В результате из дальнейшего анализа исключаются мелкомасштабные составляющие исследуемых полей, обусловленные шумовыми эффектами.

Распределение исходных океанографических данных во времени и пространстве показало, что в настоящее время в Охотском море (как и на акваториях других дальневосточных морей) нет даже сравнительно небольших по размерам областей, в которых имеется непрерывный пакет информации за последние 40–50 лет. Более того, значительная нестационарность термических процессов, обусловленная наличием сезонного тренда, делает невозможным формальное объединение данных в одну выборку. В связи с этим возникает проблема формирования квазиоднородных выборок (отражающих определенные типы развития термических процессов), объем данных которых был бы достаточен для решения поставленных задач.

При исследовании межгодовой изменчивости термического состояния подповерхностных вод 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. Анализ имеющихся данных показал, что в настоящее время информации за любой месяц недостаточно для исследования межгодовой изменчивости термического состояния вод в деятельном слое Охотского моря, поэтому период обобщения информации был существенно расширен — с марта по июль. 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.

Обоснование данного подхода к исследованию межгодовой изменчивости температуры в подповерхностных водах Охотского моря базируется на известных фактах. Так, в работах (Винокурова, 1964, 1965, 1972; Давыдов, 1975а, б; Чернявский, 1984, 1992; Лучин, Лаврентьев, 1997; Гидрологический режим, 1998; Жигалов, Лучин, 2005) показано, что крупномасштабные особенности распределения температуры воды на подповерхностных горизонтах, сформированные в зимний период, сохраняются длительное время (с марта по июль—август) и происходит только монотонное повышение значений температуры воды. Хорошо выраженный слой сезонного пикноклина препятствует поступлению тепла на подповерхностные горизонты, поэтому термический режим подповерхностных вод зависит в основном от метеорологических условий предшествующей зимы, интенсивности охлаждения деятельного слоя вод в конкретные годы, особенностей динамики вод в пределах моря и адвекции тепла тихоокеанскими водами. Сезонный прогрев верхнего квазиоднородного слоя вод в весенне-летний период, как правило, не распространяется глубже 30–40 м (Гидрологический режим, 1998).

Таким образом, литературные источники, графики вертикального распределения температуры воды и карты пространственного распределения температуры воды свидетельствуют о возможности использования многолетних данных температуры в подповерхностных водах (с горизонта 50 м и глубже) в качестве индикатора долговременных флюктуаций термических условий Охотского моря.

Следует отметить, что распределение имеющихся данных даже за такой достаточно длительный период (с марта по июль) показало, что в настоящее время на акватории Охотского моря нет непрерывного ряда наблюдений за последние 40–50 лет. Поэтому вначале была проведена процедура восстановления пропусков, которая для набора анализируемых полей выполнялась в два этапа.

На первом этапе использовались регрессионные соотношения, основанные на корреляционном анализе данных. Как было показано выше, Охотское море было разбито на элементарные районы (трапеции). В каждом районе были сформированы ряды аномалий температуры воды за период 1950–2001 гг. Для каждого ряда были рассчитаны коэффициенты корреляции со всеми оставшимися рядами (R_i) и их значимость (T_i) по соотношению:

$$T_i = \frac{R_i}{S_{r_i}}, \text{ где } S_{r_i} = \sqrt{\frac{(1-r_i^2)}{(N_i-2)}}. \quad (9)$$

Если рассчитанный T_i параметр был больше табличного значения критерия Стьюдента, данные этого ряда использовались для восстановления пропущенных значений. Восстановление пропущенных значений выполнялось по уравнению линейной регрессии:

$$Y_i = A_0 + A_1 * X_i, \quad (10)$$

$$\text{где } A_0 = \bar{Y} - A_1 * \bar{X}, \quad A_1 = \frac{(\bar{X} * \bar{Y}) - (\bar{X}) * (\bar{Y})}{(\bar{X}^2) - (\bar{X})^2}.$$

На конечном этапе восстановления пропусков находилось среднее взвешенное значение в каждой точке с пропущенными значениями:

$$Y = \frac{\sum (Y_i * F_i)}{\sum F_i}, \quad (11)$$

где $F_i = \frac{T_i}{\sum T_i}$.

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 были использованы 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 настоящей работе 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 пропущенных значений 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.

Анализ многолетней изменчивости временных составляющих полей температуры воды на акватории Охотского моря, как и для Японского моря (Luchin, Plotnikov, 2003), 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. 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 99 %-ного уровня значимости.

Для выделения аномальных периодов в термическом состоянии вод дальневосточных морей, 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 ΔT — произведение соответствующих временной и пространственной функций разложения аномалий температуры воды, а σ — среднее квадратическое отклонение этой величины. Для холодных лет: $-2\sigma < \Delta T < -0,674\sigma$, для экстремально холодных: $\Delta T < -2\sigma$. Для теплых лет: $0,674\sigma < \Delta T < 2\sigma$, для экстремально теплых: $2\sigma < \Delta T$.

Результаты исследований

В настоящей работе разложение полей температуры воды Охотского моря по ЕОФ было выполнено для горизонтов 30, 50, 75, 100 и 200 м. Максимальные коэффициенты корреляции между временными коэффициентами разложения получены по данным горизонтов 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 Охотского моря, в весенне-летний период сохраняется между горизонтами 50 и 100 м.

Для анализа межгодовой изменчивости термических полей Охотского моря на горизонте 50 м были использованы 3 первые составляющие разложения по ЕОФ, аккумулирующие 47,6 % информации об изменчивости исходных полей температуры воды (рис. 4–6). Эти компоненты дают представление об основных особенностях крупномасштабной изменчивости термического режима Охотского моря. Мелкомасштабные составляющие более высоких порядков формируются под влиянием множества локальных факторов, поэтому их интерпретация обычно затруднена. Кроме того, масштабы их изменчивости соизмеримы с уровнем ошибок наблюдений и вычислительного процесса, поэтому исключение их из анализа можно трактовать как дополнительное сглаживание, уменьшающее неопределенность анализируемой системы.

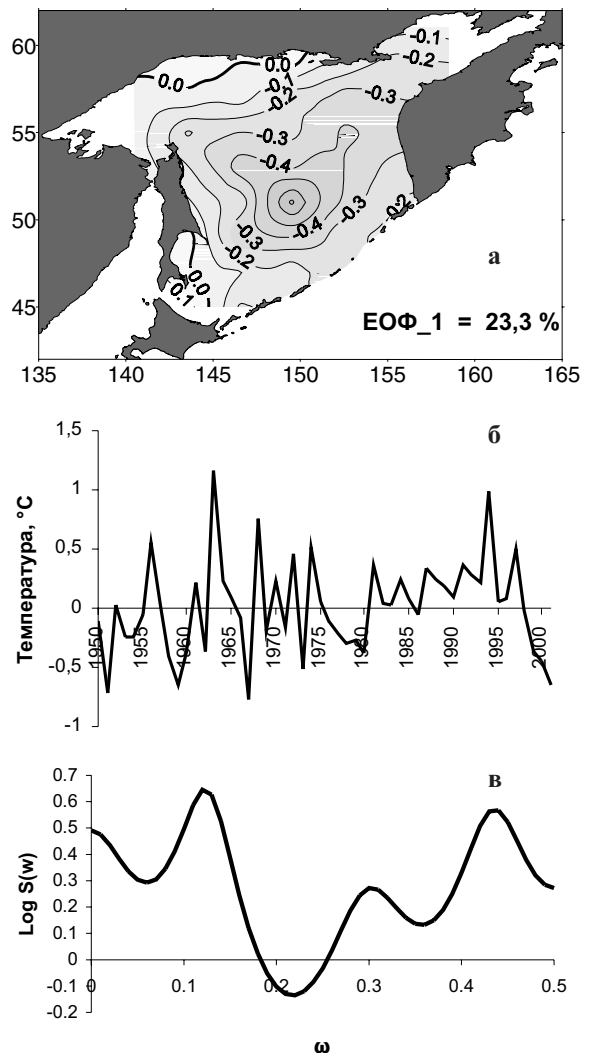


Рис. 4. Первая компонента разложения полей температуры воды по ЕОФ: **а** — пространственное распределение, **б** — временная составляющая, **в** — спектральное представление временной составляющей

Fig. 4. First EOF of seawater temperature: **a** — spatial pattern, **б** — temporal pattern, **в** — spectral representation of temporal pattern

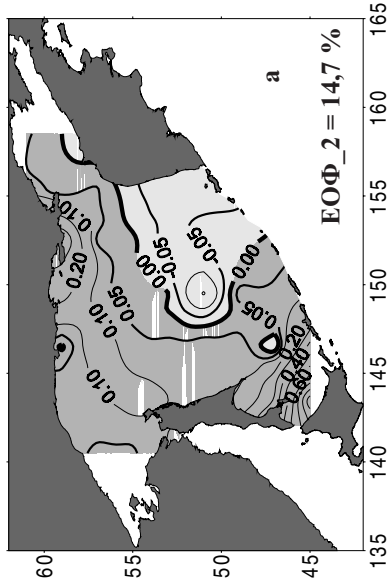


Рис. 5. Вторая компонента разложения полей температуры воды по ЕОФ: **а** — пространственное распределение, **б** — временная составляющая, **в** — спектральное представление временной составляющей

Fig. 5. Second EOF of seawater temperature: **a** — spatial pattern, **б** — temporal pattern, **в** — spectral representation of temporal pattern

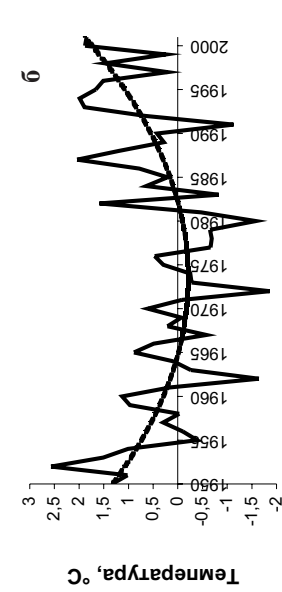
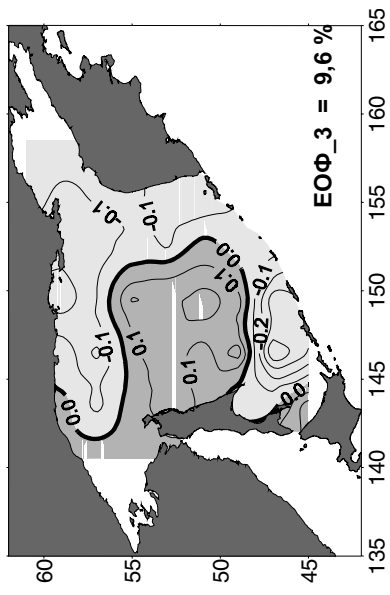
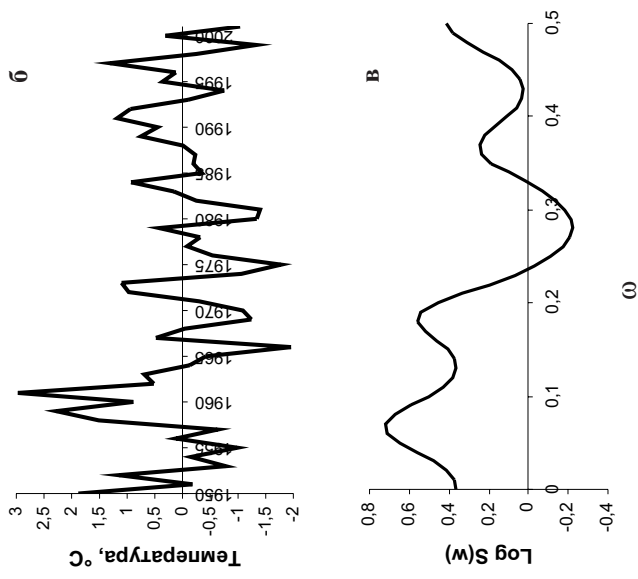
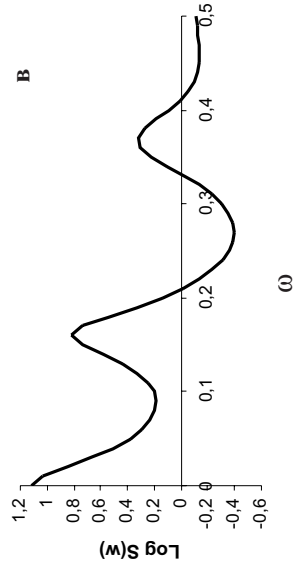


Рис. 6. Третья компонента разложения полей температуры воды по ЕОФ: **а** — пространственное распределение, **б** — временная составляющая, **в** — спектральное представление временной составляющей

Fig. 6. Third EOF of seawater temperature: **a** — spatial pattern, **б** — temporal pattern, **в** — spectral representation of temporal pattern



Как видно на рис. 4, в поле первой компоненты, вклад которой на горизонте 50 м составляет 23,3 % общей дисперсии анализируемых полей температуры воды, наблюдаются синхронные колебания в пределах всей исследуемой акватории моря. Область с максимумом межгодовых колебаний температуры воды выделяется в центральной части моря, а на периферийных участках исследуемой акватории вклад первой компоненты существенно уменьшается.

В пространственном распределении собственного вектора второй компоненты, вклад которой составляет 14,7 % общей дисперсии полей температуры воды, отражена противофазность межгодовых колебаний в западной и восточной частях моря (см. рис. 5). Экстремумы в поле отрицательных значений выделяются в центральной части моря и в районе северных проливов Курильской гряды. Противоположные им по знаку экстремумы выделяются в южной части моря и в районе к югу от Тауйской губы. Наблюдаемая противофазность межгодовых изменений температуры воды в районе северных Курильских проливов и шельфовой акватории к западу от Камчатки по отношению к южной части моря была ранее отмечена (по данным отдельных лет) В.П. Павлычевым с соавторами (1989).

Третья компонента (см. рис. 6), вклад которой составляет 9,6 % общей дисперсии, отражает противофазность колебаний центрального района моря по отношению к периферийным районам (юг, восток и север моря).

В межгодовых колебаниях температуры воды первой компоненты выделены 8- и 2–3-летние периодичности, 6- и 2–3-летние периодичности получены из анализа временного ряда второй компоненты. В межгодовых колебаниях температуры воды третьей составляющей разложения по ЕОФ выделены 14-, 5–6 и 2–3-летние периодичности (см. рис. 4–6). Эти оценки не расходятся с результатами предшествующих исследований для ограниченных акваторий моря (Винокурова, 1972; Давыдов, 1984; Павлычев и др., 1989; Чернявский, 1992; Лучин, Лаврентьев, 1997; Фигуркин, 1997; Жигалов, Лучин, 2002, 2005; Устинова и др., 2002; Хен, 2002) и имеют вполне определенную природу. Однако с полным основанием, учитывая продолжительность наблюдений (1950–2001 гг.), можно выделить только 2–3-, 5–6- и 8-летнюю периодичности. Первую обычно связывают с изменениями во взаимодействии основных центров действия атмосферы. Периодичности от 5–6 до 8 лет удовлетворительно согласуются с периодами обращения водных масс в северотихоокеанской системе течений, а также с периодами проявления Эль-Ниньо. Наличие пиков спектральной плотности на периодах 14–16 лет, возможно, связано с гелиогеофизическими факторами, отмечаемыми во многих климатических системах.

Проведенные расчеты также показали, что статистически значимые линейные тренды в анализируемых рядах первой—третьей компонент в подповерхностных водах Охотского моря не выявляются. В то же время линия полиномиального тренда временного коэффициента второй компоненты показывает, что минимум противофазности термического состояния поступающих тихоокеанских вод (по отношению к собственным водам Охотского моря) наблюдался в первой половине 70-х гг. прошлого столетия (рис. 5).

По данным вклада только первой компоненты разложения полей по ЕОФ, которая характеризует синхронные межгодовые колебания температуры воды в регионе Охотского моря, рассматриваемый период был разделен на “теплые”, “нормальные” и “холодные” годы. Для получения более надежных результатов были использованы результаты расчетов на трех горизонтах: 50, 75 и 100 м. Критерием для отнесения конкретного года к тому или иному типу лет являлось совпадение результатов типизации на трех или двух горизонтах.

Анализ временных составляющих первых компонент разложения (в рамках предложенной классификации) позволил выделить в термическом режиме деятельного слоя вод Охотского моря с 1950 по 2001 г. теплые по термическим условиям 1956, 1961, 1963, 1964, 1968, 1974, 1981, 1984, 1987, 1991, 1994,

1997 гг. К нормальным были отнесены 1950, 1952, 1953, 1954, 1957, 1960, 1962, 1965, 1969, 1970, 1971, 1975, 1979, 1980, 1982, 1983, 1985, 1986, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1996, 1998 гг. Холодными были 1951, 1955, 1958, 1959, 1966, 1967, 1973, 1976, 1977, 1978, 1999, 2000, 2001 гг. 1972 г. был исключен, так как результаты типизации на всех трех горизонтах оказались различными.

На основе проведенной типизации были сформированы три массива — “холодных”, “теплых” и “нормальных” лет. Затем для каждого из типов были построены средние многолетние карты пространственного распределения температуры воды Охотского моря.

На рис. 7 представлены типичные распределения температуры воды для холодных и теплых лет на горизонте 50 м. Привлекают внимание прежде всего размеры областей, которые заполнены водами с температурой ниже 0 °С. Характерной особенностью пространственного распределения (как в теплые, так и в холодные по термическим условиям годы) является постепенный и повсеместный рост температуры от июня к октябрю. В холодные годы области с температурой ниже 0 °С занимают значительные площади даже в октябре. Напротив, в теплые по термическому состоянию годы область с отрицательной температурой занимает существенно меньшую площадь даже в июне. Уже в августе она проявляется в узкой прибрежной части северо-запада моря и на акватории к востоку от о. Сахалин. В октябре область переохлажденных вод выделяется только в локальном регионе, располагающемся северо-восточнее Шантарских островов. Следует отметить, что разность значений температуры воды на горизонте 50 м между холодными и теплыми состояниями в отдельных частях моря составляет, как правило, от 1 до 2 °С. Видно, что в теплые годы наблюдается также перемещение трансформированных теплых тихоокеанских вод с направлением от северных Курильских островов на северо-запад (к банке Кашеварова).

Типичное распределение температуры воды для “холодных” и “теплых” лет на горизонте 100 м представлено на рис. 8. На горизонте 100 м, так же как и на горизонте 50 м, достаточно четко различаются размеры областей, которые заполнены водами с температурой ниже 0 °С. Основные особенности пространственного распределения температуры практически повторяют закономерности, которые были отмечены для горизонта 50 м. Однако разность значений температуры в отдельных частях моря (между “холодными” и “теплыми” типовыми состояниями) понижается и не превышает 0,5–1,0 °С. Период времени, в течение которого наблюдаются крупномасштабные различия полей температуры теплого и холодного режимов, продлевается по ноябрь (рис. 7, 8).

На горизонте 200 м, как видно на рис. 9, температура воды на преобладающей части Охотского моря имеет положительные значения. Это характерно как для теплых, так и для холодных в термическом отношении лет. Только в двух локальных районах (восточнее о. Сахалин и северо-западнее банки Кашеварова) отмечаются отрицательные значения температуры воды. Здесь, как и на горизонтах 50 и 100 м, также четко видны различия размеров холодных и теплых областей в разные по термическому режиму годы. Так, влияние тихоокеанских вод, если следовать изотерме 1 °С, в холодные годы даже в октябре ограничено узкой полосой, располагающейся вблизи Курильских островов. Только в ноябре отопляющее воздействие тихоокеанских вод проявляется у склона западной Камчатки. В теплые по термическим условиям годы отопляющее воздействие тихоокеанских вод хорошо видно уже в июле. Более того, для периода с июля по ноябрь (по конфигурации области с температурой более 1 °С) выделяются два направления перемещения тихоокеанских вод: у берегов Камчатки к зал. Шелихова, а также в направлении банки Кашеварова.

Известно, что температура — важнейшее из условий, влияющих на жизнедеятельность морских организмов. Нами было проведено сопоставление межгодовых изменений нерестового запаса минтая и планктона (эвфаузиид) в север-

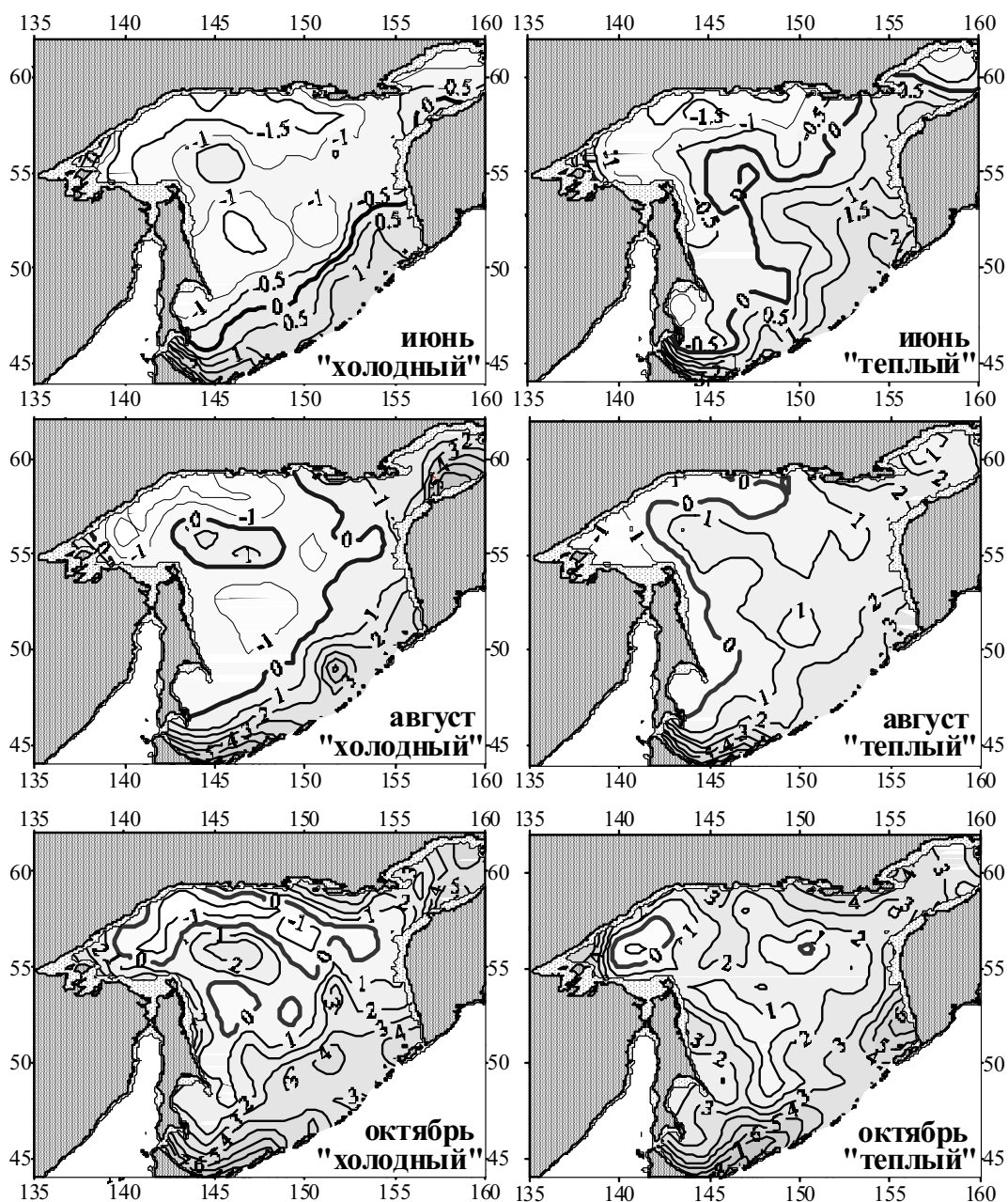


Рис. 7. Средние многолетние типовые распределения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 50 м

Fig. 7. Average long-term typical distribution of seawater temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 50 m depth

ной части моря с флюктуациями температуры воды. В качестве показателя изменчивости термического состояния вод был использован вклад только первой компоненты ЕОФ (выраженный произведением первых временной и пространственной составляющих разложения). Анализ временной изменчивости нерестового запаса минтая (Авдеев и др., 1998) и температуры воды (рис. 10) свидетельствует о синхронности этих изменений. Максимумам запасов соответствуют периоды потепления в режиме вод моря. Коэффициент корреляции между этими параметрами составил 0,63. Для этих рядов критическое значение коэффициента корреляции (на 95 %-ном уровне значимости) равно 0,47.

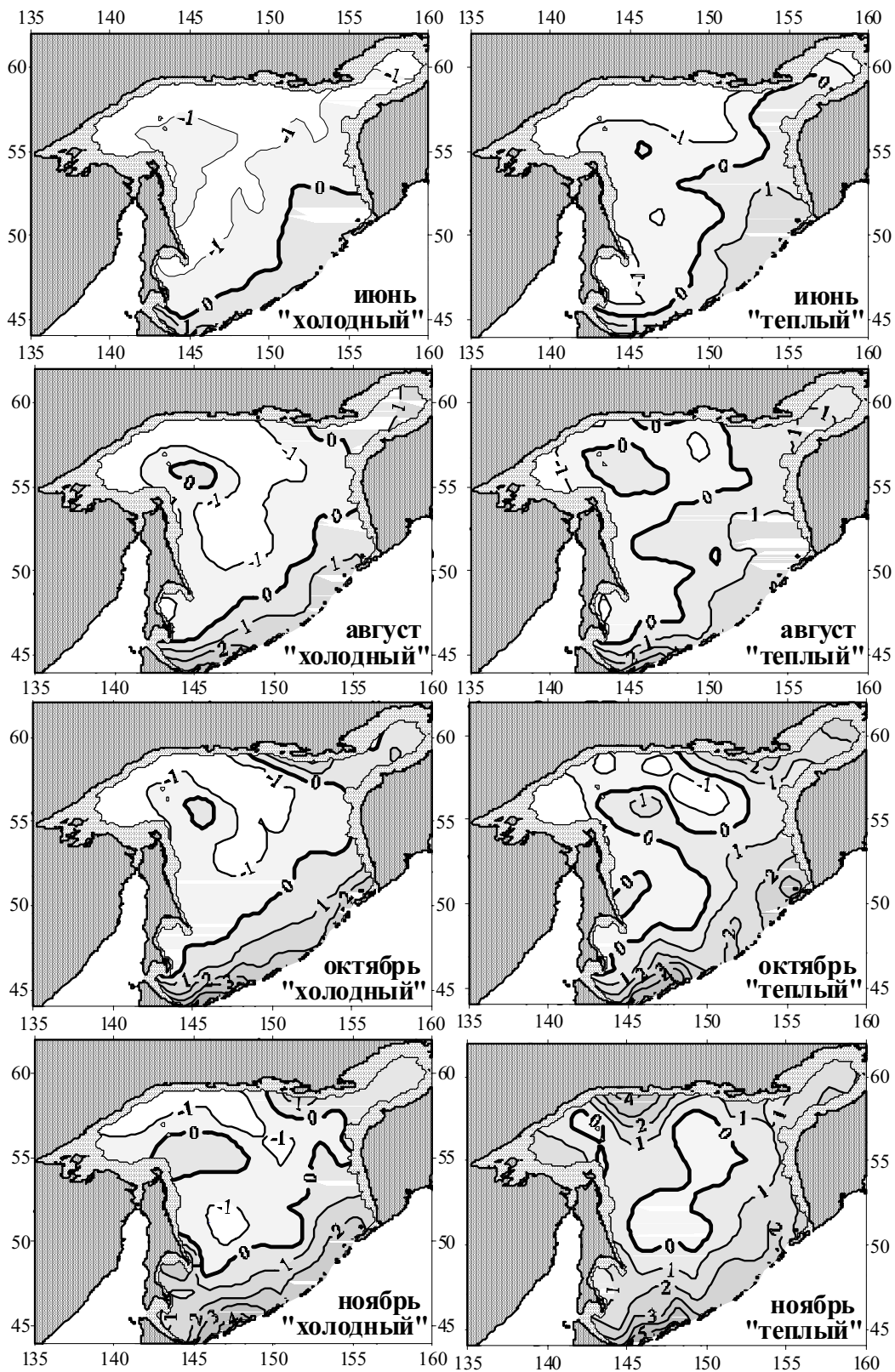


Рис. 8. Средние многолетние типовые распределения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 100 м

Fig. 8. Average long-term typical distribution of seawater temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 100 m depth

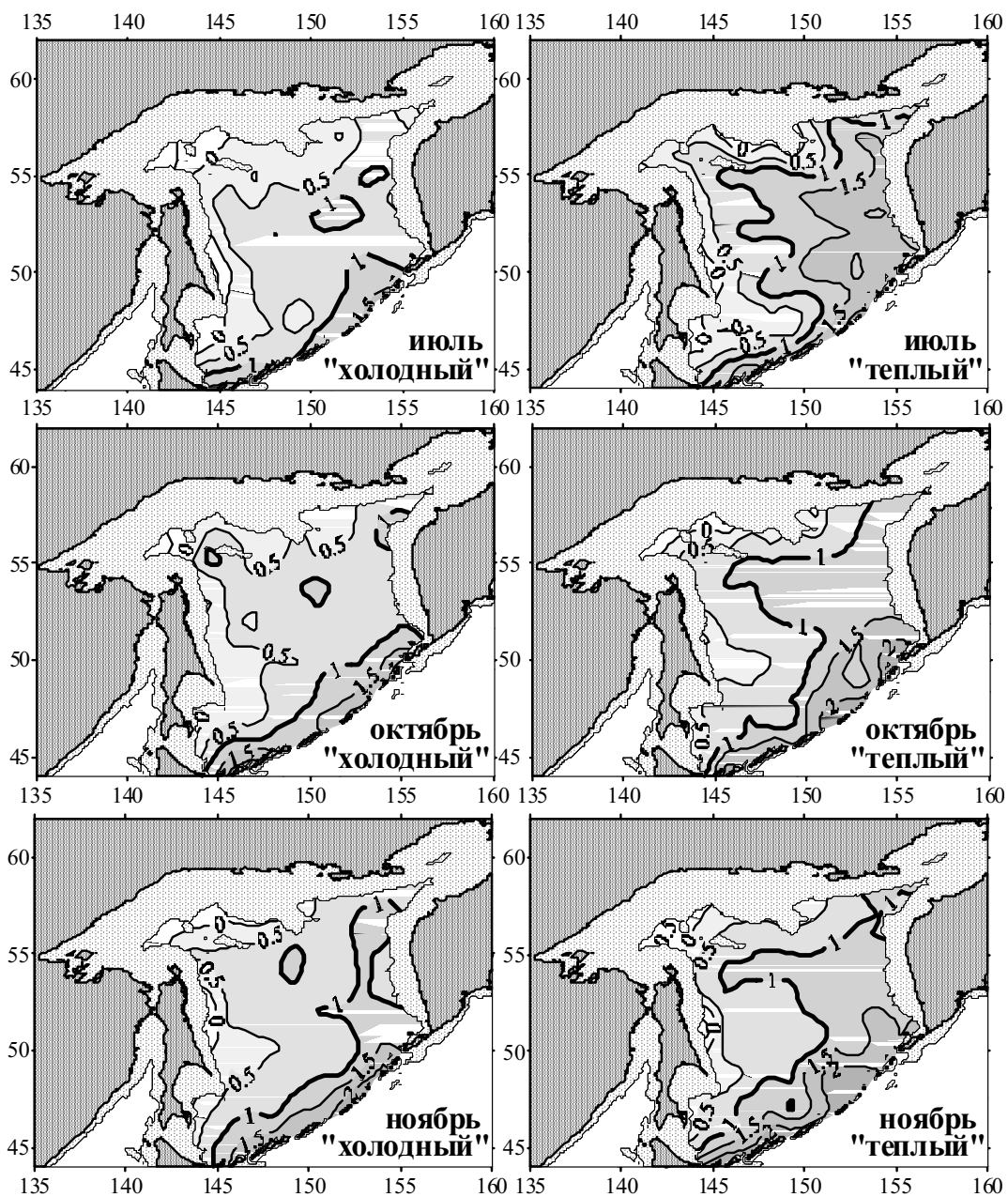


Рис. 9. Средние многолетние типовые распределения температуры воды ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 200 м

Fig. 9. Average long-term typical distribution of seawater temperature ($^{\circ}\text{C}$) at 200 m depth

Необходимо отметить, что нерестовый запас формируется из рыб разного возраста, поэтому вопрос об успешности воспроизводства минтая в теплые или холодные годы пока остается открытым. Отметим также, что снижение запасов минтая в конце 1990-х гг. происходило на фоне общего похолодания, наблюдавшегося на рубеже веков, и увеличения ледовитости в Охотском море.

Была рассмотрена зависимость между нерестовым запасом эвфаузиид в районе к западу от Камчатки (данные А.Ф. Волкова, 2003) и температурой воды. Коэффициент корреляции между представленными величинами составил минус 0,7. Максимальным значениям запаса соответствовало относительное понижение температуры воды, а минимальным — ее повышение. Следует отметить, что

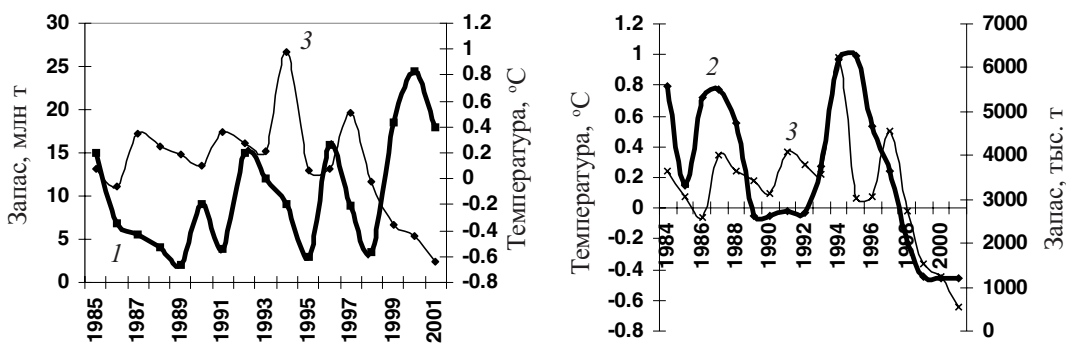


Рис. 10. Межгодовые изменения нерестовых запасов эвфаузиид (1) и минтая (2) в районе западной Камчатки на фоне межгодовых флюктуаций температуры воды (3)

Fig. 10. Interannual variation of spawning stock of euphausiid (1) and pollock (2) in the west Kamchatka Region against the background of interannual variability of seawater temperature (3)

длительность жизни эвфаузиид составляет 2–3 года, поэтому благоприятные условия для воспроизводства этих гидробионтов, вероятно, сформировались в “теплые” годы.

В настоящей работе также была исследована возможность составления прогностической зависимости для межгодовых колебаний температуры воды в подповерхностных водах Охотского моря. Для этого рассмотрен вклад только первой компоненты разложения полей температуры по ЕОФ на горизонте 50 м, которая отражает синхронные изменения на акватории всего моря. В качестве возможных влияющих на термический режим моря факторов были использованы межгодовые вариации следующих характеристик:

- макромасштабные климатические изменения в атмосфере северного полушария (параметры центров действия атмосферы, информация о которых была предоставлена Т.В. Богдановской; индексы циркуляции атмосферы, а также ЕОФ — разложения температуры воздуха и атмосферного давления, полученные и любезно предоставленные О.В. Соколовым);

- макромасштабные климатические изменения деятельного слоя Тихого океана: ЕОФ-разложение полей температуры воды на поверхности (SST), а также ЕОФ-разложение полей теплового баланса поверхности;

- ледовитость и положения кромок льда в Охотском море (исходные данные предоставлены В.В. Плотниковым);

- поверхностная температура воды в районах, расположенных вблизи северных и центральных проливов Курильской гряды.

Возможные влияющие факторы были представлены временными рядами данных различной длины, с месячной и декадной дискретностью.

Проведенный корреляционный анализ показал, что статистически значимые коэффициенты корреляции были получены только с межгодовыми колебаниями следующих предикторов:

- индексов Каца в феврале для региона 35–50° с.ш. 95–195° в.д.;
- индексов Каца в феврале для региона 35–70° с.ш. 95–195° в.д.;
- меридиональных смещений центра Алеутской депрессии в феврале;
- второй компоненты ЕОФ-разложения поверхностной температуры воды северной части Тихого океана в феврале;
- первой компоненты ЕОФ-разложения баланса тепла поверхности северной части Тихого океана в феврале;
- третьей компоненты ЕОФ-разложения приземного давления над вторым естественным синоптическим районом в феврале;
- второй компоненты ЕОФ-разложения приземной температуры воздуха над вторым естественным синоптическим районом в марте;

- четвертой компоненты ЕОФ-разложения приземной температуры воздуха над вторым естественным синоптическим районом в феврале;
- временных изменений индексов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса в апреле;
- аномалий ледовитости Охотского моря в третью декаду марта;
- протяженности лучей № 7, 11, 14 во вторую декаду февраля, которые отражают положение кромки льда в Охотском море. Схема лучей представлена в работе В.В. Плотникова (2002): индексом West Pacific Pattern (WP) в феврале; индексом East Atlantic/West Russia Pattern в апреле; температурой воды в районе средних (о. Матуа) и северных (мыс Васильева) Курильских проливов в феврале.

Все эти ряды возможных предикторов были обработаны методом пошагового регрессионного анализа. В результате работы программы, реализующей этот метод, число возможных статистически значимых и независимых предикторов сократилось до пяти. Полученное нами прогностическое уравнение имеет следующий вид:

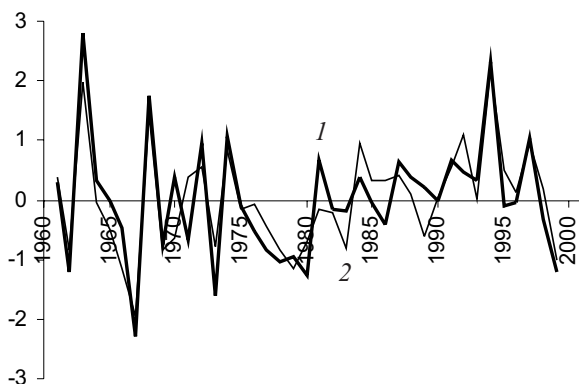
$$\Delta T = 0,012 + 0,465 \cdot P12 + 0,303 \cdot P06 + 0,261 \cdot P17 + 0,209 \cdot P07 + 0,162 \cdot P16,$$

где **P12** — расстояние от северных островов Курильской гряды до кромки льда в направлении банки Кашеварова во второй декаде марта; **P06** — временной коэффициент третьей компоненты разложения полей атмосферного давления по ЕОФ в феврале; **P17** — поверхностная температура воды в феврале в районе четвертого Курильского пролива; **P07** — временной коэффициент второй компоненты разложения по ЕОФ полей температуры воздуха в марте; **P16** — индекс East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR) в апреле.

Исходная и восстановленная кривые межгодовых изменений температуры воды в Охотском море представлены на рис. 11. Привлекает внимание хорошее соответствие между исходным и восстановленным рядами. Коэффициент корреляции между ними имеет значение 0,86. Следует отметить, что для данной длины ряда критическое значение коэффициента корреляции составляет 0,32 (на 95 %-ном уровне значимости).

Рис. 11. Исходная (1) и восстановленная (2) кривые межгодовых изменений температуры воды в Охотском море

Fig. 11. Baseline (1) and recovered (2) curves of interannual variability of seawater temperature in the Okhotsk Sea



Заклучение

Использование всей доступной глубоководной океанографической информации и предложенной методики восстановления пропусков в ежегодных полях температуры воды позволило более корректно рассчитать параметры межгодовой изменчивости в деятельном слое Охотского моря.

Проведено сопоставление и получены статистически значимые межгодовые связи нерестового запаса минтая и планктона (эвфаузиид) в районе западной Камчатки с флюктуациями температуры воды.

Впервые представлены для Охотского моря в целом существенно различающиеся средние многолетние типовые (для “холодных” и “теплых” лет) распределения температуры воды на горизонтах 50, 100 и 200 м.

Проведен корреляционный анализ временного коэффициента первой компоненты ЕОФ-разложения полей температуры воды с обширным набором гидрометеорологических параметров, возможно, влияющих на межгодовые изменения термического режима Охотского моря. Методом пошагового регрессионного анализа были определены статистически значимые предикторы для составления прогностического уравнения.

Составлено прогностическое уравнение, на основании которого можно предсказать тип термического состояния моря с заблаговременностью от 2 до 4–5 мес. Коэффициент корреляции между исходным и прогностическим рядами имеет значение 0,86 (при его критическом значении на 95 %-м уровне значимости, равным 0,32).

Технология предсказания типа термического режима в подповерхностных водах Охотского моря на весенне-летний период может быть представлена следующим образом. Используя определенный нами набор из 5 предикторов за февраль—апрель и составленное прогностическое уравнение, производим прогностический расчет аномалии температуры воды на нужный год. Затем, используя предложенную нами классификацию, вычисленную аномалию относим к определенному классу (“теплых” или “холодных” лет). На заключительном этапе применяются рисунки средних многолетних типовых распределений температуры воды на горизонтах 50, 100 и 200 м.

Литература

Авдеев Г.В., Смирнов А.В., Фронек С.Л. Основные черты динамики численности минта северной части Охотского моря в 90-е годы // Изв. ТИНРО. — 1998. — Т. 128. — С. 207–221.

Багров Н.А. Естественные составляющие малых выборок при большом числе параметров // Метеорол. и гидрол. — 1978. — № 12. — С. 5–14.

Багров Н.А. Разложение метеорологических полей по естественным ортогональным составляющим // Тр. ЦИП. — 1960. — Вып. 106. — С. 133–138.

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

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

Винокурова Т.Т. Межгодовая изменчивость придонной температуры у западного побережья Камчатки // Исследования по биологии рыб и промысловой океанографии. — Владивосток, 1972. — Вып. 7. — С. 3–11.

Волков А.Ф. Биомасса, численность и размерная структура эвфаузиид северной части Охотского моря в весенний период 1998–2001 гг. // Изв. ТИНРО. — 2003. — Т. 130. — С. 336–354.

Гидрологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9: Охотское море, вып. 1: Гидрометеорологические условия. — Спб.: Гидрометеиздат, 1998. — С. 92–175.

Давыдов И.В. Некоторые черты атмосферной циркуляции над северо-западной частью Тихого океана, их связь с режимом вод на камчатском шельфе // Изв. ТИНРО. — 1975а. — Т. 97. — С. 158–171.

Давыдов И.В. Режим вод западнокамчатского шельфа и некоторые особенности поведения и воспроизводства промысловых рыб // Изв. ТИНРО. — 1975б. — Т. 97. — С. 63–81.

Давыдов И.В. О сопряженности развития океанологических условий в основных рыбопромысловых районах дальневосточных морей // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 3–16.

Елисеева И.И., Юзбашев М.М. Общая теория статистики. — М.: Финансы и статистика, 1998. — 368 с.

Жигалов И.А., Лучин В.А. Долгопериодные изменения температуры придонных вод на шельфе западной Камчатки и возможность их прогнозирования: Тез. докл. Междунар. раб. совещ. по изучению глобальных изменений на Дальнем Востоке. — Владивосток: Дальнаука, 2002. — С. 132–135.

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

Житорчук А.Т., Житорчук Ю.В., Кондратович К.В. К вопросам об изменении порядкового номера естественных ортогональных функций // Труды 2-го Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — С. 160–164.

Лучин В.А., Лаврентьев В.М. Особенности межгодовых изменений температуры воды на шельфе и материковом склоне Западной Камчатки и возможности их прогнозирования // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. — М.: ВНИРО, 1997. — С. 52–56.

Лучин В.А., Плотников В.В. Оценка крупномасштабной пространственно-временной изменчивости термического состояния вод Берингова моря // Труды Арктического регионального центра / Под ред. И.П. Семилетова. Т. 2, ч. 1. — Владивосток: Дальнаука, 2000. — С. 212–222.

Мещерская А.В., Гирская Э.И. Об интерпретации форм естественных ортогональных функций // Тр. ГГО. — 1974. — Вып. 298. — С. 90–96.

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

Мороз В.В. Изменчивость гидрологических условий района Курильских островов в теплое полугодие // Метеорол. и гидрол. — 1999. — № 12. — С. 88–93.

Николаев Ю.В. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 64 с.

Обухов А.М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1960. — № 3. — С. 432–440.

Павлычев В.П., Будаева В.Д., Хен Г.В. и др. Межгодовые изменения гидрометеорологических условий в основных районах промысла северо-западной части Тихого океана и возможности их прогнозирования // Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. — М.: ВНИРО, 1989. — С. 124–141.

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.

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

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

Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д., Хен Г.В. Межгодовая изменчивость термических условий Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 2002. — Т. 130. — С. 44–51.

Фигуркин А.Л. Межгодовая изменчивость теплового состояния вод охотоморского шельфа // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. — М.: ВНИРО, 1997. — С. 50–52.

Фортус М.И. Статистические ортогональные функции для случайного поля, заданного в конечной области плоскости // Изв. АН СССР. ФАО. — 1975. — Т. 2. — С. 1107–1112.

Хен Г.В. Гидрологические условия Охотского моря в конце 90-х гг. по данным двух вертикальных разрезов // Изв. ТИНРО. — 2002. — Т. 130. — С. 52–58.

Хен Г.В. Об аномальном потеплении Берингова и Охотского морей в восьмидесятые годы // Мониторинг условий среды в районах морского рыбного промысла. — М.: ВНИРО, 1991. — С. 65–73.

Чернявский В.И. О возможностях прогнозирования термических условий в Охотском море // Исследования по биологии рыб и промысловой океанографии. — Владивосток, 1979. — Вып. 10. — С. 33–38.

Чернявский В.И. Термические характеристики северо-восточной части Охотского моря как основа для определения типа теплового состояния акваторий // Изв. ТИНРО. — 1984. — Т. 109. — С. 94–102.

Чернявский В.И. Изменчивость ядра холода и прогноз типа термического режима на севере Охотского моря // Океанологические основы биологической продуктивности северо-западной части Тихого океана. — Владивосток: ТИНРО, 1992. — С. 104–113.

Шунтов В.П. Биология дальневосточных морей России. — Владивосток: ТИНРО-центр, 2001. — Т. 1. — 580 с.

Юдин М.И., Мещерская А.В. Некоторые оценки естественных составляющих как предикторов, так и предиктантов // Тр. ГГО. — 1972. — Вып. 273. — С. 3–15.

Bobkov A.A., Tsepelev V.Y. Research mechanism of formation of large-scale sea surface temperature anomalies in North-West Pacific // Proc. of the 17th Intern. Sympos. on Okhotsk Sea & Sea Ice. — Mombetsu, Japan, 2002. — P. 432–440.

Kawai T. Relationships between early summer Okhotsk SST and northern hemisphere atmospheric circulations // Proc. of the 17th Intern. Sympos. on Okhotsk Sea & Sea Ice. — Mombetsu, Japan, 2002. — P. 135–138.

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

Luchin V.A., Zhigalov I.A., Plotnikov V.V. The Interannual Variability of the Water Temperature of the Okhotsk Sea // PICES Sci. Rep. — 2004. — № 27. — P. 27–29.

Ustinova E.I., Sorokin Y.D. Modern changes in the ice cover of the Bering, Okhotsk and Japan Seas and their interrelation with the thermal regime of atmosphere // Reports of the International Workshop on the global change studies in Far East. — 2002. — Vol. 2. — P. 145–155.

Поступила в редакцию 31.05.06 г.