

РЕКОНСТРУКЦИЯ ФОНОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ О. САХАЛИН ДЛЯ ЛЕТНЕГО ПЕРИОДА НА ОСНОВЕ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОД

В.Г. Макаров, В.Д. Будаева

АННОТАЦИЯ

Четырехслойная кусочно-криволинейная параметрическая модель вертикальной структуры применена для построения летнего климатического поля плотности с одноградусным разрешением. Используются исторические данные за период 1937—1993 гг. и инструментальные наблюдения, выполненные на НИС «Профессор Хромов» (ДВНИГМИ) в ходе международных экспедиций в 1998—2000 и 2006 гг. На основе построенных пространственных распределений выполнен анализ основных особенностей летней фоновой стратификации на шельфе северо-восточного Сахалина. Показаны преимущества параметрического подхода при анализе средних характеристик морской среды в прибрежных районах с высокой горизонтальной неоднородностью распределения плотности.

ВВЕДЕНИЕ

Первичную океанологическую информацию составляют, главным образом, данные вертикального зондирования гидрофизических параметров. Переход к описанию пространственно-временной структуры вод океана осуществляется на основе того или иного обобщения измеренных профилей. Можно выделить три основных подхода к решению этой задачи.

Наиболее распространенным и чаще всего используемым в океанографической практике является так называемое погоризонтное (или изобарическое) осреднение (интерполяция), на основе которого, например, построены широко известные климатологические Атласы Левитуса (Levitus, 1982). Принципиальный недостаток изобарического осреднения заключается в заметном искажении вертикальной структуры сильно бароклинной жидкости, обусловленном существенным отклонением изоповерхности гидрофизического параметра (температуры, плотности и т.д.) от плоскости, соответствующей заданному горизонту (Дегтярев и др., 1971; Teague *et al.*, 1990; Белкин, 1991; Lozier *et al.*, 1994; Macdonald *et al.*, 2001; Chu, 2006; Makarov *et al.*, 2008).

Другим подходом, активно развивающимся в последние годы, является так называемое изопикническое осреднение (см., например, Lozier *et al.*, 1994). На основе этого подхода уже построены климатологические атласы Атлантического (Lozier *et al.*, 1995) и Тихого (Macdonald *et al.*, 2001) океанов. Метод заключается в осреднении, интерполяции и представлении температуры, солёности и других параметров на выбранных изопикнических поверхностях. Разновидностью данного

подхода является метод нейтральных поверхностей, развитый в работах (McDougall, 1987; Jackett *et al.*, 1997).

Третий подход основан на предварительной параметризации вертикального распределения с помощью некоторой аналитической модели, аппроксимирующей форму профиля. Коэффициенты модели, как правило, определяются методом наименьших квадратов по исходным данным. Осреднению и интерполяции в этом случае подвергаются параметры модели, вычисленные для индивидуальных профилей. Данный подход реализован, например, в известной модели GDEM (Generalized Digital Environmental Model, Teague *et al.*, 1990), в течение многих лет используемой, в частности, военно-морскими силами США. Обзор других параметрических моделей можно найти в работах (Chu, 2006; Makarov *et al.*, 2008).

Следует подчеркнуть, что сами процедуры осреднения и интерполяции совершенно идентичны во всех трех подходах. Отличие состоит в выборе переменных, подвергаемых этим процедурам.

С формальной точки зрения любой вертикальный профиль плотности ρ описывается некоторой функцией f , зависящей от глубины z и от некоторого набора параметров \vec{R} , определяющего форму профиля, т.е. $\rho = f(z, \vec{R})$. В частности, это может быть кусочно-линейная зависимость, зачастую используемая в океанологической практике для вычисления плотности на заданном стандартном горизонте z_c . При изобарическом подходе средняя на этом горизонте плотность для двух профилей определяется по формуле:

$$\bar{\rho}(z_c) = 0,5 \left[f(z_c, \vec{R}_1) + f(z_c, \vec{R}_2) \right]. \quad (1)$$

При изопикническом подходе вместо осреднения ρ при одинаковых z_c выполняется осреднение z при одинаковых ρ_c . То есть, профиль инвертируется, так что теперь $z = f^{-1}(\rho, \vec{R})$, где f^{-1} — обратная функция. Средняя глубина, на которой достигается одинаковая плотность, вычисляется по формуле:

$$\bar{z}(\rho_c) = 0,5 \left[f^{-1}(\rho_c, \vec{R}_1) + f^{-1}(\rho_c, \vec{R}_2) \right]. \quad (2)$$

Параметрический подход основан на осреднении коэффициентов, определяющих форму профиля, следовательно, в этом случае:

$$\bar{\rho}(z_c) = f \left[z_c, 0,5(\vec{R}_1 + \vec{R}_2) \right] \quad \text{или} \quad \bar{z}(\rho_c) = f^{-1} \left[\rho_c, 0,5(\vec{R}_1 + \vec{R}_2) \right]. \quad (3)$$

Очевидно, что эти три способа осреднения дают одинаковый результат только в одном случае, когда зависимость плотности от глубины является строго линейной на обоих осредняемых профилях. В реальных условиях такая ситуация обычно не наблюдается.

На рис. 1 приведены результаты осреднения двух идеализированных профилей плотности, представляющих трехслойную стратификацию. Для расчета средних профилей использовались формулы (1)—(3). При изобарическом (погоризонтном) подходе средний профиль имеет совершенно другой тип

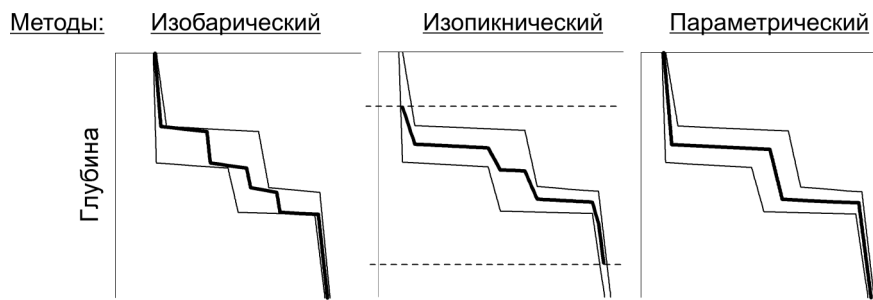


Рисунок 1. Сравнение методов осреднения профилей плотности

Жирной линией показан средний профиль, получаемый тремя методами осреднения. Тонкими линиями изображены исходные осредняемые профили. Пунктиром выделен интервал существования среднего профиля в случае изопикнического подхода.

стратификации: вертикальная структура становится пятислойной. При этом величина важнейшей характеристики профиля — скачка плотности — существенно занижается. Изопикнический подход, хотя и дает более реалистичный результат, не всегда позволяет полностью воспроизвести средний профиль. При параметрическом осреднении сохраняются не только основные особенности стратификации, но и получаются реальные средние значения основных параметров распределения плотности.

Искажения вертикальной структуры, вызванные способом осреднения, будут, очевидно, наибольшими в прибрежных районах с высокой горизонтальной неоднородностью распределения плотности.

В настоящей работе выполнена реконструкция фонового распределения плотности для летнего периода в сложном в гидродинамическом отношении районе, прилегающем к северо-восточному побережью о. Сахалин. В качестве исходных используются как исторические массивы данных, доступные для этого района, так и результаты СТД-измерений, полученные в международных экспедициях последних лет.

Для построения среднего поля применяется параметрический подход, основанный на оптимальной аппроксимации вертикального распределения плотности кусочно-криволинейной функцией, параметры которой вычисляются по исходным данным при помощи нелинейного варианта метода наименьших квадратов (Макаров *et al.*, 2008).

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Район шельфа и континентального склона северо-восточного побережья о. Сахалин характеризуется высокой динамической активностью и пространственным разнообразием океанографических условий (Леонов, 1960; Fujii *et al.*, 1976; Mizuta *et al.*, 2003). Мелководная зона, прилегающая к острову на севере, в значительной степени подвержена отепляющему и опресняющему влиянию стока реки Амур с формированием резкого фронтального раздела в окрестности $52^{\circ}00'$ — $52^{\circ}30'$ с.ш. (рис. 2).

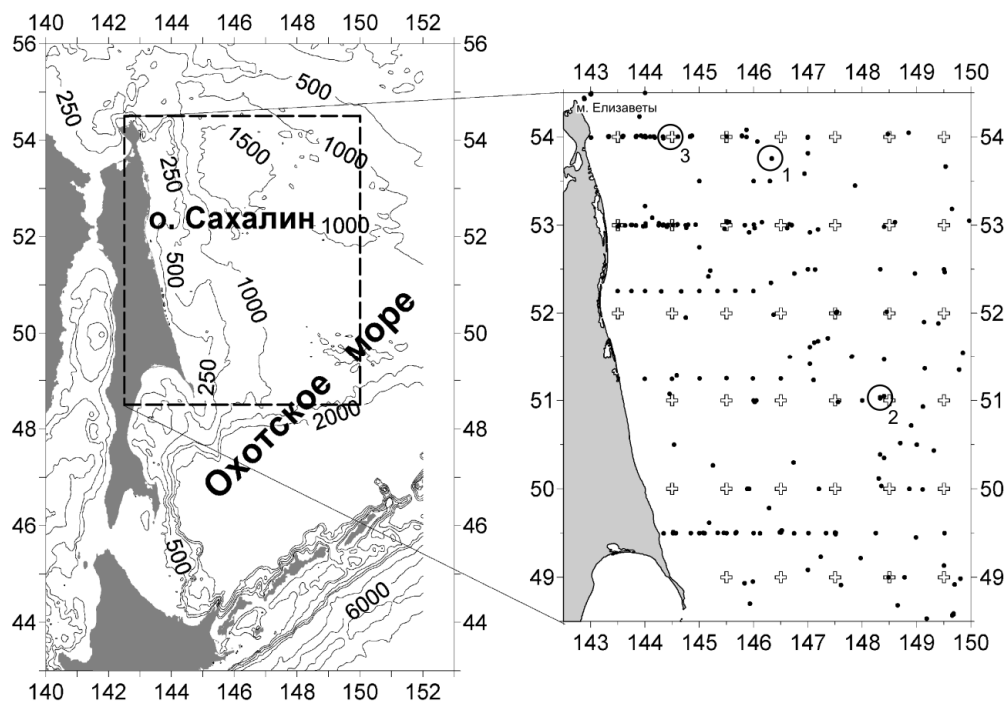


Рисунок 2. Район исследования и пространственная обеспеченность данными

Слева на карте изолиниями показана батиметрия района (м). На врезке справа черными точками обозначены станции с доступными данными наблюдений, полыми плюсами отмечены центры одноградусных квадратов, окружности с числами показывают точки, для которых ниже приведены примеры результатов расчетов (см. рис. 4 и 5)

Южная часть района представлена относительно более солеными и холодными водами, формирующимися преимущественно в результате летнего апвеллинга (Полупанов, 1999; Пузанков и др., 1999), который здесь выражен лучше, чем на севере, где сильная стратификация и приливы не позволяет ему активно развиваться. Одной из причин апвеллинга является преобладание в летний период южных ветров, инициирующих сгон у берега и экмановскую подкачку (подъем к поверхности) холодных придонных вод (Budaeva *et al.*, 1999; Будаева и др., 2002).

Летние процессы сопровождаются формированием в приповерхностном слое выраженного контраста плотности между водами шельфа и склона, который может приводить к возникновению перепада гидростатического давления и развитию течения поперек изобат (склона), вызванного статической неустойчивостью. Чаще, однако, холодные воды распространяются вдоль бровки шельфа в виде выраженного вдольберегового течения (Belan *et al.*, 2005), поддерживая существование холодного промежуточного слоя с отрицательными значениями температуры, расположенного в интервале глубин от 30—60 м до 150—200 м (Itoh *et al.*, 2003; Fukamachi *et al.*, 2004). Характеристики указанного слоя зависят от термического характера зимы и сильно различаются по годам.

В теплое время года трансформированные амурские воды не проникают через фронт, а накапливаются к северу от него. Примерно во второй декаде

октября в силу ряда причин, природа которых все еще недостаточно изучена, происходит разрыв фронта. По прошествии примерно 7—10 дней передний фронт этих относительно опресненных и существенно более однородных по вертикали вод фиксируется на траверзе зал. Анива, что приводит к существенным изменениям гидрологического режима как в заливе (Будаева и др., 2005), так и на шельфе о. Хоккайдо (Itoh *et al.*, 2000).

Массив использованных данных состоит из двух частей. Первую часть составляют вертикальные профили температуры и солёности, измеренные в течение 1937—1993 гг. в данном районе в летний период, которые являются частью базы данных North Pacific Hydrobase (Macdonald *et al.*, 2001), доступной в интернете (<http://www.whoi.edu/science/PO/hydrobase/>). Это 120 профилей (в большинстве на основе батометрических измерений), прошедших контроль качества (Macdonald *et al.*, 2001).

Вторую часть составляют данные СТД-измерений с метровым разрешением по вертикали, полученные в 4-х международных экспедициях на НИС «Профессор Хромов» (24.07—03.08.1998, 03—23.09.1999, 14—28.06.2000, 21.08—05.09.2006 гг.). Это еще 130 профилей, попадающих в границы исследуемого района.

Пространственное распределение имеющихся данных позволяет выполнить репрезентативное осреднение по одноградусным квадратам для регулярной сетки, состоящей из 38 узлов (рис. 2).

ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЛОТНОСТИ

Подробное описание общей N -слойной модели вертикального распределения плотности приведено в работе (Makarov *et al.*, 2008). Суть этого подхода состоит в следующем.

На вертикальном профиле плотности в океане можно выделить квазиоднородные локальные слои, в пределах которых плотность монотонно растёт или убывает, сохраняя знак кривизны. Основные особенности поведения монотонной, асимптотически ограниченной кривой можно описать в пределах каждого такого слоя следующими двумя параметрами: значением асимптоты S , к которой стремится функция при неограниченном росте глубины, и некоторым масштабом h (имеющим размерность глубины), который регулирует «скорость» этого стремления. Последний параметр (h), характеризующий величину интервала, в котором происходят наибольшие изменения плотности, связан с максимальным значением вертикального градиента плотности.

Анализ вертикальной структуры индивидуальных профилей показал, что в верхней части пикноклина ниже хорошо выраженного однородного слоя (от 3 до 20 м) имеется как минимум одна ступенька, приуроченная к началу подповерхностного минимума температур. Такая структура особенно типична для профилей, измеренных в северной части района. Нижняя граница сезонного пикноклина характеризуется еще одним относительно слабым, но достаточно выраженным локальным скачком плотности. Глубина залегания этой границы колеблется в пределах 250—450 м (иногда больше) и связана, по-видимому, с положением нижней границы охотоморских промежуточных вод (Морошкин, 1966; Gladyshev *et al.*, 2003).

Для описания вертикальной структуры плотности в исследуемом районе была выбрана 4-слойная модель (рис. 3), состоящая из однородного верхнего слоя толщиной z_1 , сезонного пикноклина (представленного двумя слоями с толщинами, соответственно, $z_2 - z_1$ и $z_3 - z_2$) и глубоководного слоя, начинающегося с глубины z_3 .

Задавая верхний слой однородным и используя для всех остальных слоев гиперболическую зависимость (Козлов, 1968), вертикальное распределение условной плотности $\sigma = \rho(S, T, 0) - 1000$ на индивидуальном профиле можно представить в следующем виде:

$$\sigma(z) = \begin{cases} \sigma_0, & 0 \leq z \leq z_1 \\ s_2 - (s_2 - \sigma_0) / (1 + (z - z_1) / h_2), & z_1 < z \leq z_2 \\ s_3 - (s_3 - \sigma_2) / (1 + (z - z_2) / h_3), & z_2 < z \leq z_3 \\ \sigma_\infty - (\sigma_\infty - \sigma_3) / (1 + (z - z_3) / h_4), & z > z_3 \end{cases}, \quad (4)$$

где значения плотности на границах слоев легко вычисляются с помощью условия непрерывности функции:

$$\sigma_2 = s_2 - (s_2 - \sigma_0) / (1 + (z_2 - z_1) / h_2), \quad \sigma_3 = s_3 - (s_3 - \sigma_2) / (1 + (z_3 - z_2) / h_3). \quad (5)$$

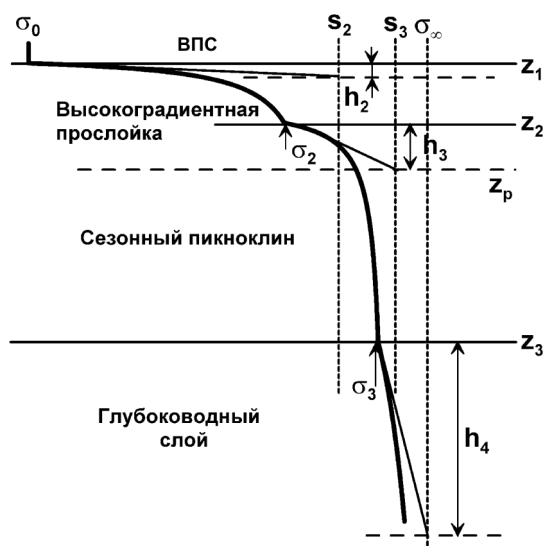


Рисунок 3. Геометрическая интерпретация 4-слойной модели вертикального распределения плотности

Вертикальные пунктирные линии соответствуют предельным значениям условной плотности, к которым асимптотически стремятся значения при условии неограниченности соответствующего слоя. Горизонтальные сплошные линии — границы слоев. Горизонтальные пунктирные линии показывают нижнюю границу интервала, в котором происходят максимальные относительные изменения значений условной плотности. Наклонные сплошные линии — касательные к модельному профилю на верхней границе соответствующих слоев.

Геометрический смысл параметра h_n (рис. 3) позволяет получить выражения для максимального в соответствующем слое вертикального градиента плотности:

$$\gamma_2 = (s_2 - \sigma_0)/h_2, \quad \gamma_3 = (s_3 - \sigma_2)/h_3, \quad \gamma_4 = (\sigma_\infty - \sigma_3)/h_4. \quad (6)$$

Для оценки положения нижней границы высокоградиентной прослойки можно использовать простую формулу

$$z_p = z_2 + h_3. \quad (7)$$

Таким образом, помимо глубин слоев $z_{1,2,3}$, параметрами модели являются также значение условной плотности на поверхности σ_0 , два асимптотических значения плотности $s_{2,3}$, соответственно для 2-го и 3-го слоев, асимптотическая плотность на больших глубинах σ_∞ и три коэффициента $h_{2,3,4}$, ответственных за величину максимальных градиентов в слоях. Всего 10 неизвестных параметров, требующих определения по исходным данным.

Стандартный подход к определению коэффициентов модели состоит в минимизации среднеквадратического отклонения между модельным и реальным профилями, что приводит к методу наименьших квадратов. Так как в число неизвестных параметров входят границы слоев, необходимо использовать нелинейный вариант этого метода, например, итерационную процедуру Левенберга-Маркуарта (Press *et al.*, 1996), требующую задания начального приближения.

В связи с этим сначала осуществлялась равномерная (в смысле среднеквадратического отклонения) аппроксимация исходного профиля кусочно-линейной функцией, сохраняющей с заранее заданной точностью основные особенности вертикальной структуры (Makarov *et al.*, 2008). Указанный алгоритм является в некотором смысле обобщением метода опорных точек (Дегтярев и др., 1971) и его модификаций (см., например, Белкин, 1991). Построенная таким способом ломаная линия затем использовалась для поиска особых точек, на основе анализа которых выполнялось предварительное разбиение профиля на слои и конструировалось начальное приближение для искомых параметров модели.

МЕТОДИКА ОСРЕДНЕНИЯ

Коэффициенты модели $z_{1,2,3}$, σ_0 , $s_{2,3}$, $h_{2,3,4}$ и σ_∞ определялись по исходным данным на каждом индивидуальном профиле. Чтобы избежать пересечения границ раздела слоев, указанные границы сначала оценивались с помощью простой двухслойной модели в соответствующем интервале глубин. После этого применялась кусочно-криволинейная аппроксимация всего профиля общей 4-слойной моделью для уточнения значений всех параметров. Данные батометрических измерений предварительно интерполировались кубическим сплайном на более частую вертикальную сетку.

Для получения среднего в пределах каждого одноградусного квадрата профиля сначала вычислялись значения условной плотности на границах слоев по формулам (5) и значения максимального градиента плотности γ_n в слоях по

формулам (6). Эквивалентный исходному набор коэффициентов $z_{1,2,3}$, $\sigma_{0,2,3,\infty}$ и $\gamma_{2,3,4}$, имеющих более прозрачный физический смысл, затем осреднялся. Обратный переход к средним коэффициентам модели осуществлялся по явным формулам, следующим из (5) и (6).

Полученное в результате описанной процедуры среднее поле плотности теперь полностью определяется десятью средними значениями параметров модели в каждом узле одноградусной сетки, т.е. всего 380 значений для всего района. С помощью аналитической формулы (4) легко строятся любые горизонтальные и вертикальные сечения и вычисляются вспомогательные характеристики, такие как потенциальная завихренность, необходимая, например, для расчета абсолютных геострофических скоростей инверсным P -вектор методом (Chu, 2006), или динамические высоты. Инвертируя (4), нетрудно получить явную однозначную функцию $z(\sigma)$, описывающую изопикнальные поверхности. Часть важнейших характеристик поля плотности непосредственно описывается пространственным распределением коэффициентов модели.

Так как самый нижний слой в модели формально не ограничен, и любой из ее коэффициентов может иметь заданное фиксированное значение, параметрическую модель можно использовать для экстраполяции значений плотности ниже последнего измеренного горизонта. Ключевым параметром экстраполяции является σ_{∞} . Как показано в (Makarov *et al.*, 2008), если среднее значение (или распределение) этого параметра вычислено в некотором районе на основе имеющихся глубоководных измерений (в том числе исторических), то с помощью параметрической модели любой профиль, измеренный в этом же районе в верхнем 600—900-метровом слое, может быть продолжен с приемлемой точностью до глубины более 3000 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 4 приведены примеры применения кусочно-криволинейной плотностной модели (4)—(6) для аппроксимации индивидуальных профилей. Слева представлен результат аппроксимации СТД-профиля в северной части района, справа — аппроксимация батометрических измерений в центральной его части.

Результат параметрического осреднения 13 индивидуальных профилей, попавших в одноградусный квадрат, расположенный в районе северного свала глубин, приведен на рис. 5. Там же для сравнения показан средний профиль, рассчитанный на основе погоризонтного (изобарического) подхода.

Изобарическое осреднение заметно искажает явно выраженное на измеренных профилях ступенчатое распределение с резким пикноклином в верхнем слое. «Размыв» скачка плотности является следствием применения процедуры погоризонтного осреднения (Teague *et al.*, 1990; Белкин, 1991; Lozier *et al.*, 1994). Ниже 150—200 м отличия между способами нивелируются.

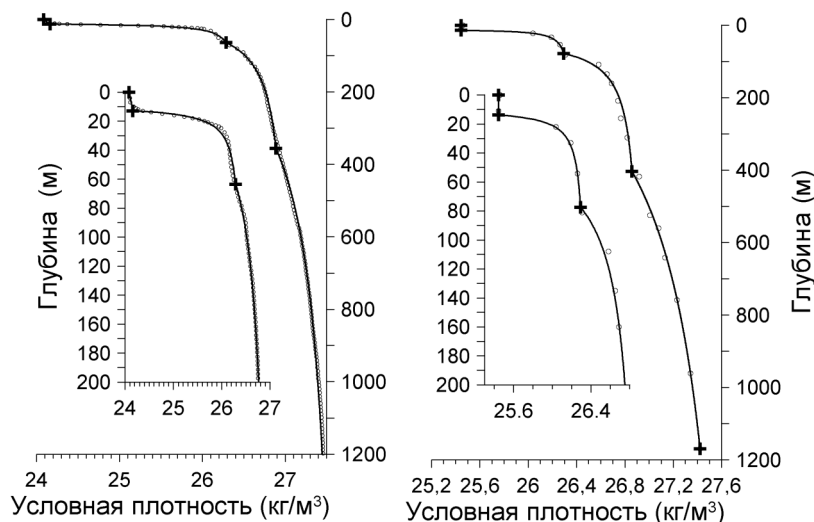


Рисунок 4. Аппроксимация профилей плотности 4-слойной кусочно-криволинейной моделью

Слева — СТД-профиль с 1-метровым разрешением (24.07.1998, 146,33° в.д., 53,76° с.ш. — точка №1 на рис. 2), справа — батометрический профиль (28.06.1967, 148,4° в.д., 51,05° с.ш. — точка №2 на рис. 2). Данные измерений показаны полыми кружками, модельный профиль — сплошной линией. Знаком плюс отмечены вычисленные границы слоев. На врезках приведены фрагменты профилей для верхнего 200-м слоя.

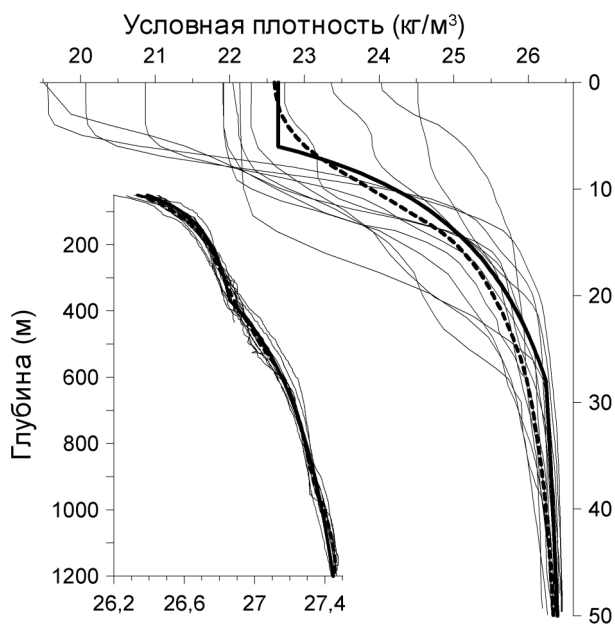


Рисунок 5. Пример осреднения по одноградусному квадрату с центром в точке с координатами 144,5° в.д., 54° с.ш. (точка №3 на рис. 2)

Измеренные (тонкие линии) профили условной плотности и средние профили, рассчитанные на основе параметрического (жирная линия) и изобарического (жирный пунктир) подходов.

Отметим, что на среднем модельном профиле граница между 2-м и 3-м слоями, которые составляют высокоградиентную прослойку, выражена довольно слабо. Фактически в среднем поле плотности наблюдается трехслойная структура, состоящая из верхнего перемешанного слоя (ВПС), сезонного пикноклина и глубоководного слоя. Не такая резкая, как в основном слое скачка, граница между двумя последними слоями отчетливо проявляется на всех средних профилях. Разбиение высокоградиентной прослойки на два подслоя (т.е. применение 4-слойной модели) продиктовано тем, что в случае резкого скачка плотности 3-х слойная модель недостаточно хорошо воспроизводит данную структуру.

Более подробно вертикальная структура среднего поля плотности представлена на трех широтных разрезах, приведенных на рис. 6. В районе островного шельфа на глубинах 0—200 м наблюдается апвеллинг, характеризующийся соответствующим подъемом изопикн. Эта особенность также присутствует на вертикальных разрезах, построенных по данным международных экспедиций 1998—2000 гг. с участием ДВНИГМИ в работе (Fukamachi *et al.*, 2004). Следует отметить, что в среднем поле плотности, построенном на основе погоризонтного подхода, наряду с другими отличиями, зачастую наблюдается изменение наклона изопикн на противоположное (подробнее см. в Makarov *et al.*, 2008).

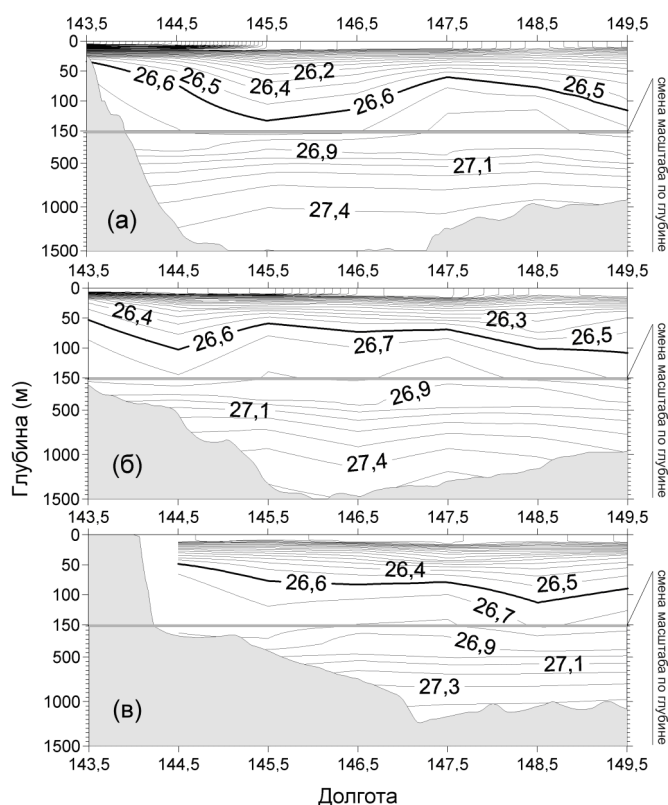


Рисунок 6. Распределение условной плотности на вертикальных разрезах (а) 54° с.ш., (б) 52° с.ш. и (в) 50° с.ш. Жирной черной линией выделена изопикна 26,6 кг/м³.

Примечательно, что на летних «климатических» вертикальных разрезах нельзя выделить прибрежную ветвь Восточно-Сахалинского течения (ВСТ) (рис. 6). Судя по характерному уклону летних изопикн (слева направо), в пределах значительной части мелководного шельфа инициируется незначительный перенос вод на север. Лишь вблизи бровки шельфа и над верхней частью материкового склона изменения уклона обуславливают развитие плотностного течения с южной составляющей. Сезонный характер выраженности ВСТ хорошо известен и тесно связан с динамикой огибающих течений Охотского моря (Верхунов, 1997; Mizuta *et al*, 2003).

На рис. 7—10 показаны горизонтальные распределения основных параметров морской среды, отображающие летнюю фоновую картину на шельфе северо-восточного Сахалина.

Рис. 7 представляет условную плотность на поверхности моря (σ_0) и распределение ключевого для экстраполяции плотности параметра σ_∞ , имеющего в рассматриваемом районе среднее значение $\sim 27,83 \text{ кг/м}^3$. Вычисленное климатическое распределение параметра σ_∞ может оказаться полезным для достаточно обоснованной экстраполяции усеченных по глубине профилей плотности.

В распределении σ_0 и изображенных на рис. 8 распределениях глубины перемешанного слоя (z_1) и максимального в слое сезонного пикноклина значения вертикального градиента плотности (γ_2) четко прослеживается фронтальный раздел в окрестности $52\text{—}52,5^\circ \text{ с.ш.}$, который ограничивает южную адвекцию теплых вод с пониженной соленостью. Эти воды речного происхождения проникают к северной оконечности острова из Сахалинского залива под влиянием стока р. Амур.

Средние значения вертикального градиента в северной части равны $\sim 0,8 \text{ кг/м}^4$, достигая на отдельных профилях величины $1,5 \text{ кг/м}^4$.

Вычисленная промежуточная граница z_2 залегает на глубинах от 25 м на юго-западе до 60—80 м на востоке и юге района. Распределение параметра γ_3 со значениями примерно на порядок меньшими, чем γ_2 в общих чертах повторяет распределение на рис. 8.

Более информативным является положение условной нижней границы высокоградиентной прослойки z_p (рис. 9, слева), ниже которой плотность плавно растет с глубиной. Вычисленное значение σ_p на этой поверхности (рис. 9, справа) достаточно однородно и равно $\sim 26,6 \text{ кг/м}^3$. Указанная изопикна может служить маркером, позволяющим оценить нижнюю границу динамически активного слоя. Хорошо заметный у берега подъем изопикнической поверхности $\sigma = 26,6 \text{ кг/м}^3$, форму которой приближенно описывает распределение z_p , свидетельствует об устойчивом апвеллинге в районе островного шельфа.

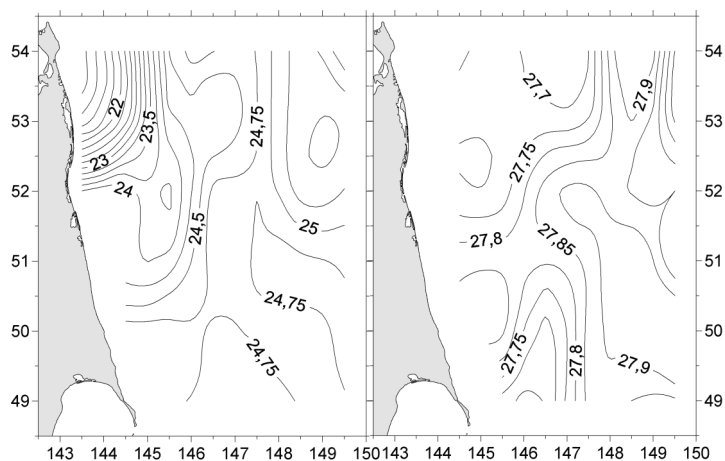


Рисунок 7. Условная плотность на поверхности (σ_0 , слева) и распределение асимптотического значения плотности на больших глубинах (σ_∞ , справа) в летний период. Значения даны в кг/м^3

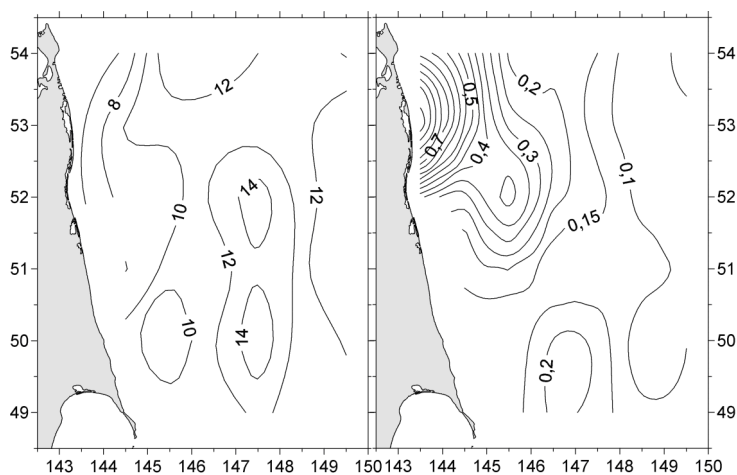


Рисунок 8. Глубина (z_1) верхнего перемешанного слоя (в м, слева) и распределение максимальных значений (γ_2) вертикального градиента плотности (в кг/м^4 , справа) в летний период

Глубина залегания нижней границы сезонного пикноклина z_3 показана на рис. 10 слева и составляет ~ 400 м. Известно (Морошкин, 1966), что на этих глубинах залегает «свежая», промежуточная охотоморская водная масса с невысокой положительной температурой около $0,5\text{—}1,5^\circ\text{C}$ и относительно высоким содержанием кислорода $2,5\text{—}6,5$ мл/л при солёности 33,7 е.п.с. Эта водная масса формируется под влиянием погружения плотных холодных вод на северном шельфе Охотского моря. Величина указанной прослойки растёт в южном направлении.

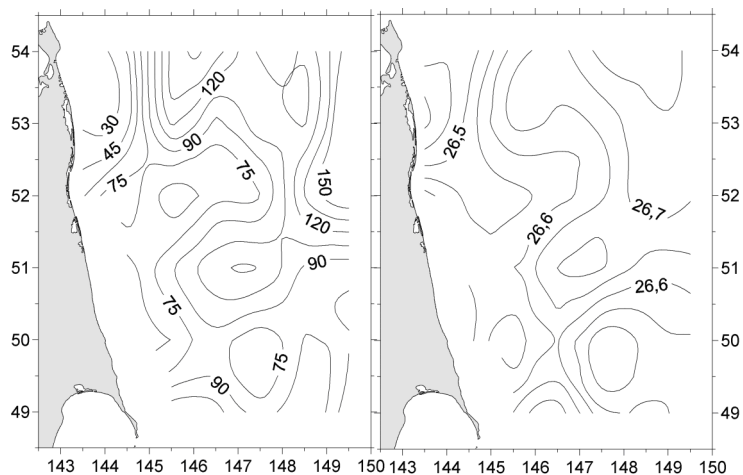


Рисунок 9. Нижняя граница (Z_p) высокоградиентной прослойки (в м, слева) и распределение на ней значений условной плотности (в $\text{кг}/\text{м}^3$, справа) в летний период

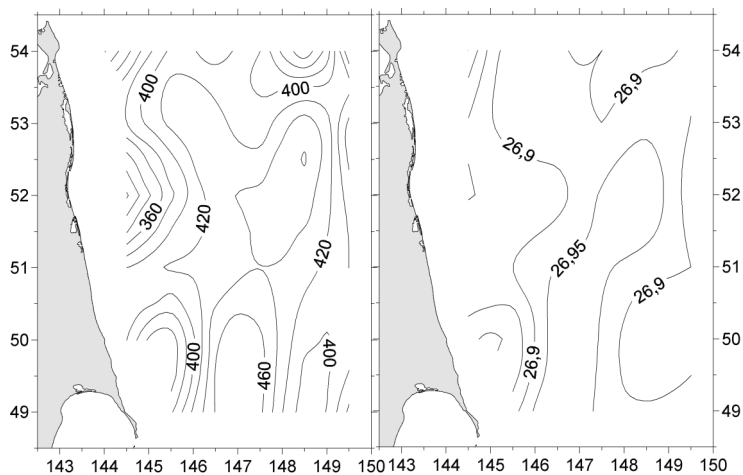


Рисунок 10. Положение нижней границы (Z_3) сезонного пикноклина (в м, слева) и распределение на ней значений условной плотности (в $\text{кг}/\text{м}^3$, справа) в летний период

Среднее значение плотности σ_3 в окрестности нижней границы сезонного пикноклина (рис. 10, справа) равно $\sim 26,9 \text{ кг}/\text{м}^3$ и может служить еще одной маркерной изопикной. Отметим, что как глубина залегания, так и значение указанной изопикнической поверхности близки к характеристикам нижней границы охотоморских промежуточных вод (Gladyshev *et al.*, 2003; Соснин и др., 2007). Рассчитанные значения вертикального градиента плотности γ_4 малы ($\sim 0,0017 \text{ кг}/\text{м}^4$) и распределены достаточно однородно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе исторических массивов (1937—1993 гг.) и данных четырех международных экспедиций с участием ДВНИГМИ (1998—2000 гг. и 2006 г.) с использованием четырехслойной кусочно-криволинейной параметрической модели вертикальной структуры выполнена реконструкция летнего «климатического» распределения плотности в районе северо-восточного побережья о. Сахалин с одноградусным пространственным разрешением. Использованная модель достаточно хорошо воспроизвела региональные особенности вертикальной и горизонтальной структуры вод.

Особо отметим адекватность реконструкции моделью вертикальной плотностной структуры вод на северном шельфе с присущей ей «ступенькой» пикноклина, подстилающей верхний перемешанный слой.

Построенное на основе осреднения рассчитанных параметров модели поле плотности воспроизводит известную из данных натуральных наблюдений зону опреснения у северной оконечности острова и генетическую разнородность вод восточно-сахалинского шельфа севернее и южнее 52° с.ш. Имеет место хорошее соответствие в характере распределения максимальных вертикальных градиентов плотности и глубин залегания пикноклина. Основной максимум вертикальной и горизонтальной неоднородности диагностируется на северном мелководье в окрестности м. Елизаветы, где пикноклин залегает близко к поверхности моря.

Уточнены «климатические» гидрологические характеристики вод в районе северо-восточного побережья о. Сахалин для летнего периода. Вертикальное распределение плотности в среднем имеет квази-трехслойную структуру, состоящую из ВПС, сезонного пикноклина и глубоководного слоя.

Получены количественные характеристики параметров ВПС, глубин залегания и интенсивности градиентных слоев. Установлено, что летом глубина ВПС на северном мелководье восточного шельфа не превышает 6—8 м и имеет тенденцию к увеличению до 10—14 м по мере продвижения в сторону открытой части моря и южных участков шельфа. Сезонный пикноклин имеет приповерхностную высокоградиентную прослойку, в структуре которой следует выделять два подслоя. Нижняя граница сезонного пикноклина залегает в интервале глубин 250—450 м и характеризуется относительно слабым, но хорошо выраженным локальным скачком плотности.

В качестве маркера нижней границы динамически активного слоя предлагается использовать положение изопикны 26,6 кг/м³. Нижняя граница сезонного пикноклина, приуроченная в данном районе к верхнему слою «свежих» промежуточных охотоморских вод, примерно соответствует глубине залегания изопикнической поверхности 26,9 кг/м³.

Рассчитанное распределение асимптотического значения плотности для нижнего слоя (σ_{∞}), характеризующее глубоководную стратификацию, может быть использовано для экстраполяции с помощью предложенной параметрической модели неполных вертикальных профилей до дна.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- Белкин И.М.** Морфолого-статистический анализ стратификации океана. — Л.: Гидрометеиздат, **1991**. — 133 с.
- Будаева В.Д. и др.** Океанологические условия на шельфе северо-восточного Сахалина летом 1998—2000 годов / В.Д. Будаева, В.Г. Макаров // XII Международная конф. по промысловой океанологии, Светлогорск. 2002: Тез. докл. — Калининград, **2002**. — С. 54—56.
- Будаева В.Д. и др.** Результаты гидрологических исследований залива Анива в 2001—2003 гг. (структура и циркуляция вод) / В.Д. Будаева, В.Г. Макаров, В.Н. Частиков // Труды СахНИРО. — **2005**. №7. — С. 83—110.
- Верхунов А.В.** Развитие представлений о крупномасштабной циркуляции Охотского моря // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря.— М.: Изд-во ВНИРО, **1997**. — С. 8—19.
- Дегтярев Г.М. и др.** К методике построения осредненных кривых вертикального распределения океанологических величин / Г.М. Дегтярев, В.А. Филин // Океанология. — **1971**. №1. — С. 138—145.
- Козлов В.Ф.** Применение однопараметрических моделей плотности к исследованию термохалинной циркуляции в океане конечной глубины // Изв. АН СССР, ФАО. — **1968**. №6. — С. 622—633.
- Леонов А.К.** Региональная океанография. Ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, **1960**. 766 с.
- Морошкин К.В.** Водные массы Охотского моря. — М.: Наука, **1966**. — 67 с.
- Полупанов П.В.** Возникновение и существование апвеллинга у северо-восточного побережья острова Сахалин // XI Всероссийская конф. по промысловой океанологии, Калининград. 1999: Тез. докл. М.: ВНИРО, **1999**. — С. 36.
- Пузанков К.Л. и др.** Апвеллинг на северо-восточном шельфе острова Сахалин по данным спутниковых и инструментальных наблюдений / К.Л. Пузанков, В.Б. Красавцев, Г.В. Шевченко // XI Всероссийская конф. по промысловой океанологии, Калининград. 1999: Тез. докл. М.: ВНИРО, **1999**. — С. 39—40.
- Соснин В.А. и др.** Вентиляция вод Охотского моря в летний период / В.А. Соснин, П.Я. Тищенко, А.Н. Салюк, Н. Бибуа // Метеорология и гидрология. — **2007**. №1. — С. 75—79.
- Belan T.A. et al.** Oceanographical and hydrobiological investigations along North East Sakhalin island in summer 2003 / T.A. Belan, V.D. Budaeva, V.G. Makarov *et al.* // Pacific Oceanography. — **2005**. Vol. 3, №1. — P. 66—69.
- Budaeva V.D. et al.** A peculiar water regime of currents in the area of the eastern Sakhalin shelf / V.D. Budaeva, V.G. Makarov // PICES Sci. Rep. — **1999**. Vol. 12. — P. 131—138.
- Chu P.C.:** P-Vector inverse method. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer, **2006**. — 605 p.
- Fujii K. et al.** Preliminary report on the water masses appeared in summer in the western region of the Okhotsk Sea /K. Fujii, M. Abe // Bull. Hokkaido Reg. Fish Res. Lab. — **1976**. Vol. 41. — P. 93—117.
- Fukamachi Y. et al.** Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk / Y. Fukamachi,

- G. Mizuta, K.I. Ohsima *et al.* // *J. Geophys. Res.* — **2004**. Vol. 109, №C9. — C09S10, doi:10.1029/2003JC001906.
- Gladyshev S. *et al.*** Distribution, formation, and seasonal variability of Okhotsk Sea Mode Water / S. Gladyshev, L. Talley, G. Kantakov *et al.* // *J. Geophys. Res.* — **2003**. Vol. 108, №C6. — 3186, doi: 10.1029/2001JC000877.
- Itoh M. *et al.*** Seasonal variations of water masses and sea level in the southwestern part of the Okhotsk Sea / M. Itoh, K.I. Oshima // *J. Oceanogr.* — **2000**. Vol. 56. — P. 643—654.
- Itoh M. *et al.*** Distribution and formation of Okhotsk Sea Intermediate Water: An analysis of isopycnal climatology data / M. Itoh, K.I. Oshima, M. Wakatsuchi // *J. Geophys. Res.* — **2003**. Vol. 108. — 3258, doi:10.1029/2002JC001590.
- Jackett D.R. *et al.*** A neutral density variable for the World's Oceans / D.R. Jackett, T.J. McDougall // *J. Phys. Oceanogr.* — **1997**. Vol. 27. — P. 237—263.
- Levitus S.** Climatological Atlas of the World Ocean // NOAA Prof. Paper. — **1982**. №13. — 173 p.
- Lozier M.S. *et al.*** Anomalous anomalies in averaged hydrographic data / M.S. Lozier, M.S. McCartney, W.B. Owens // *J. Phys. Oceanogr.* — **1994**. Vol. 24. — P. 2624—2638.
- Lozier M.S. *et al.*** The climatology of the North Atlantic / M.S. Lozier, W.B. Owens, R.G. Curry // *Progr. Oceanogr.* — **1995**. Vol. 36. — P. 1—44.
- Macdonald A.M. *et al.*** An isopycnally averaged North Pacific climatology / A.M. Macdonald, T. Suga, R.G. Curry // *J. Atmos. Oceanic Technol.* — **2001**. Vol. 18. — P. 394—420.
- Makarov V.G. *et al.*** A piecewise curve-fitting technique for vertical oceanographic profiles and its application to density distribution / V.G. Makarov, O.V. Zaytsev, V.D. Budaeva *et al.* // *J. Oceanogr.* — **2008**. Vol. 64, №5 (In Press). — P. 675—690.
- McDougall T.J.** Neutral surfaces // *J. Phys. Oceanogr.* — **1987**. Vol. 17. — P. 1950—1964.
- Mizuta G. *et al.*** Structure and seasonal variability of the East Sakhalin Current / G. Mizuta, Y. Fukamachi, K.I. Oshima *et al.* // *J. Phys. Oceanogr.* — **2003**. Vol. 33. — P. 2430—2445.
- Press W.H. *et al.*** Numerical Recipes in Fortran 77: the Art of Scientific Computing. 2nd Edition / W.H. Press, S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, B.P. Flannery. — Cambridge Univ. Press, **1996**. — 933 p.
- Teague W.J. *et al.*** A comparison between the generalized digital environmental model and Levitus climatologies / W.J. Teague, M.J. Carron, P.J. Hogan // *J. Geophys. Res.* — **1990**. Vol. 95, №C5. — P. 7167—7183.