

УДК 551.464.5(265.54)

В.А. Соснин, Н.И. Рудых*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева,
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43**МИНИМУМ СОЛЕННОСТИ НА ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ ГЛУБИНАХ
ЯПОНСКОГО МОРЯ**

Проанализирована внутригодовая изменчивость вертикального распределения солёности в Японском море. Показано, что сезонная смена знака пресного баланса является причиной появления в толще вод минимумов и максимумов солёности. Минимум солёности представляет собой временное явление, формирующееся в фазу превышения испарения над осадками. В толще вод деятельного слоя южной части Японского моря он появляется и исчезает в сезонном масштабе времени. Делается вывод, что в море не существует «консервативных образов водных масс», а следовательно, нет оснований для их выделения в структуре вод деятельного слоя. Временная изменчивость вертикального распределения солёности под влиянием изменяющегося бюджета влаги, приводящая к появлению и исчезновению в толще вод минимумов и максимумов солёности, происходит в полном соответствии с законами диалектики.

Ключевые слова: изменчивость, пресный баланс, подповерхностный минимум солёности, подповерхностный максимум солёности, временное явление.

Sosnin V.A., Rudykh N.I. Salinity minimum in the subsurface layers of the Japan Sea // *Izv. TINRO.* — 2015. — Vol. 180. — P. 236–247.

Seasonal variability of vertical salinity distribution in the Japan Sea is considered. On the base of high accuracy data from the databases WODC-2013 (USA), JODC (Japan), and the databases of Far-Eastern State Hydrometeorological Institute and Pacific Oceanological Institute (Russia), several cases of salinity minimums are analyzed and interpreted taking into account seasonal variability of salinity profiles. High vertical homogeneity by salinity is noted for the Japan Sea waters, and the subsurface salinity minimum can be considered as a result of continuous changes of freshwater balance. It could be formed in the layers from the sea surface to 150–250 m as a temporary local extreme caused by prevalence of evaporation over precipitation on the sea surface in some seasons — that's why it is observed seasonally. There is concluded that such conservative patterns as water masses are absent in the sea, at least in its active upper layers, but vertical salinity profiles are changing permanently under influence of changing freshwater fluxes, and their extremes appear or disappear in compliance with the dialectic laws.

Key words: seasonal variability, fresh water balance, subsurface salinity minimum, subsurface salinity maximum, temporal pattern.

* Соснин Валерий Александрович, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, e-mail: sosnin@poi.dvo.ru; Рудых Наталья Ивановна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, e-mail: rudykh@poi.dvo.ru.

Sosnin Valery A., Ph.D., senior researcher, e-mail: sosnin@poi.dvo.ru; Rudykh Natalia I., Ph.D., senior researcher, e-mail: rudykh@poi.dvo.ru.

Введение

В настоящее время в океанографии для интерпретации вертикальной структуры вод используется метод T,S-кривых. Простой и, казалось бы, наглядный, он имеет противоречия, которые дают основания для сомнений в возможности его применения для реального океана, в частности для решения проблемы происхождения минимума солености в толще вод, которая начинается с неопределенности даже его статуса. На промежуточных глубинах северной части Тихого океана его называют водной массой, несмотря на то что он не имеет подходящего очага образования на поверхности и в нем отсутствуют трассеры, которые могли бы указать на связь с поверхностью (You, 2005). С другой стороны, минимумы солености на приповерхностных и подповерхностных глубинах таковыми не считаются (Reid, 1973; Yuan, Talley, 1992; Соснин, Рудых, 2013), хотя на T,S-кривых выделяются отчетливо. К этому можно добавить и неоднозначность интерпретации T,S-кривых для разных климатических зон океана — в субарктической зоне экстремумы на T,S-кривых не принято считать водными массами.

Метод был предложен во времена, когда данных натуральных наблюдений было крайне мало, не существовало представлений об изменчивости океана, о его взаимодействии с атмосферой. Тогда исследователи искали общие черты в распределении океанографических характеристик на разных акваториях океана и поражались «удивительной консервативности образов водных масс» (Мамаев, 1987).

Понимание процессов формирования вертикальной структуры вод является, на наш взгляд, проблемой не методической, а мировоззренческой. Ее решение зависит от позиции, с которой исследователи рассматривают океан. Одно дело считать его неизменным и не связанным с атмосферой. Другое — представлять одним из звеньев климатической системы, которая функционирует как единое целое и изменяется в различных масштабах времени (Монин и др., 1974; Иванов, 1981). Здесь уже никак не обойтись без диалектического подхода. Это относится и к количеству данных натуральных наблюдений. Представления о вертикальной структуре вод океана изначально вынужденно складывались в условиях недостатка данных. Увеличение количества натуральных данных должно расширить знания об океане и сделать их полнее, а со временем перевести на качественно новый уровень. Примером может служить то, как увеличение количества данных по пространству при проведении исследований полигонного типа привело к появлению качественно новых представлений об океане, о существовании в нем вихревых образований различных масштабов. Нет сомнения, что рост числа непрерывных долговременных наблюдений в каждой точке океана также приведет к новым открытиям. Вполне вероятно, что некоторые первоначальные представления об океане могут измениться.

Основанием для нового взгляда на океан должно стать представление о его непрерывной изменчивости, которая является его сутью. Вертикальная структура вод меняется непрерывно, поэтому любое измерение представляет не застывшие характеристики, а некий «стоп-кадр» этого процесса. В рамках изменяющейся климатической системы нет оснований рассматривать океан, в котором «водные массы», являющиеся порождением идеи его неизменности, существуют априори. При исследовании структуры вод необходимо учитывать все многообразие вертикального распределения характеристик вод океана. При этом их нельзя рассматривать в отрыве от характеристик других элементов климатической системы. Какие-либо заключения о структуре вод и ее стабильности следует делать не по единичным данным, а по совокупности максимально большого количества наблюдений.

Такая возможность появляется в последнее время в связи с ростом количества (и качества) наблюдений в разных точках Мирового океана. Мониторинг изменчивости структуры вод в разных масштабах времени может дать реальное представление о ней и позволит, в частности, раскрыть загадку минимума солености в толще вод, происхождение и сама сущность которого пока вызывают споры.

Если рассматривать океан с учетом процессов изменчивости, то особое значение приобретает категория времени. Масштаб времени изменчивости — суточный,

синоптический, сезонный — предполагает, что вклад изменчивости характеристик по вертикали этих масштабов может быть доминирующим в формировании структуры вод по сравнению с горизонтальной адвекцией соответствующих масштабов. Это обусловлено локальностью действия факторов мелкомасштабной изменчивости поля солёности. В частности, выпадение осадков из отдельного облака или в следе циклона и соответствующее распреснение поверхности происходят на ограниченной акватории, как и последующий рост солёности при доминировании испарения.

В данной работе рассматривается временная изменчивость вертикального распределения солёности, в результате которой происходит периодическое появление и исчезновение минимума солёности на приповерхностных и подповерхностных глубинах на разных участках акватории Японского моря.

В Японском море выделяют несколько минимумов солёности. Минимум солёности в верхнем слое называют East Sea Intermediate Water (ESIW), глубинный минимум (на глубине около 1500 м) — Lower Japan Sea Proper Water (LJSPW) (Talley et al., 2006). Считается, что минимум солёности на подповерхностных глубинах (100–200 м) к югу от Полярного фронта наблюдается постоянно и имеет величину солёности 34,02–34,08 ‰.

В восточной части моря минимум солёности на подповерхностных глубинах вблизи Полярного фронта отмечается севернее 44° с.ш. Величина солёности в нем составляет 34,06–34,07 ‰. Глубина залегания у побережья Японии — 100 м, а в мористой части увеличивается до 350 м (Watanabe et al., 2001).

Минимум солёности можно выделить и в северной части моря, на широте 46° с.ш. Его величина солёности 34,07 ‰ выделяется на фоне чуть более высоких значений солёности (34,10 ‰) в поверхностном слое (Riser et al., 1999). Такое состояние поля солёности наблюдается в мае.

В западной части моря в холодное время года минимум солёности обнаруживается в пределах зал. Петра Великого. Величина солёности в нем может составлять 33,70–34,04 ‰ (Danchenkov et al., 2003).

Минимум солёности обнаруживается и в южной части моря (Kim, Kim, 1983; Kim, Chung, 1984; Watanabe et al., 2001). Формально его можно выделить и в самом Цусимском проливе, где он регулярно наблюдается в холодное время года, занимая всю глубину пролива и имея значения солёности до 34,6 ‰ (Senju et al., 2010).

Вихревые образования значительно увеличивают глубину залегания минимума солёности, оставляя открытым вопрос происхождения (Дьяков, Никитин, 2001; Shin et al., 2005).

В приповерхностном слое в разных частях моря часто наблюдается минимум солёности, который существует непродолжительное время (Соснин, Торгаева, 2000).

Считается, что минимум солёности в южной части моря является следствием переноса распреснённых вод от устья р. Туманной (Kim, Kim, 1983; Kim, Chung, 1984) и вод р. Амур (Yoon, Kawamura, 2002; Kim, Yoon, 2010), которые могут попадать под воды Цусимского течения, образуя тем самым минимум солёности.

Широко распространено предположение, что минимум солёности в южной части Японского моря образуется где-то в районе Полярного фронта (Talley et al., 2006). Учитывая его строение (Belkin, Cornillon, 2003), следует ожидать, что объёмы воды минимума солёности должны перемещаться из своего предполагаемого очага в южном (Talley et al., 2006) и в восточном (Watanabe et al., 2001) направлениях одновременно.

Существующие представления о происхождении минимумов солёности в деятельном слое Японского моря основываются главным образом на результатах наблюдений на отдельных разрезах и не учитывают процессы сезонной изменчивости поля солёности. Восполняя этот пробел, в настоящей работе рассмотрим внутрigoдую изменчивость солёности на разных участках акватории моря.

Материалы и методы

В работе были использованы наблюдения из банка данных World Ocean Database-2013, Japan Ocean Data Center, ДВНИИГМИ, ТОИ ДВО РАН. Был выполнен

критический анализ исходных данных. Для Японского моря это особенно актуально. Как известно, для него характерна однородность распределения солености по глубине. Это обстоятельство делает требования к отбору натуральных данных особенно жесткими.

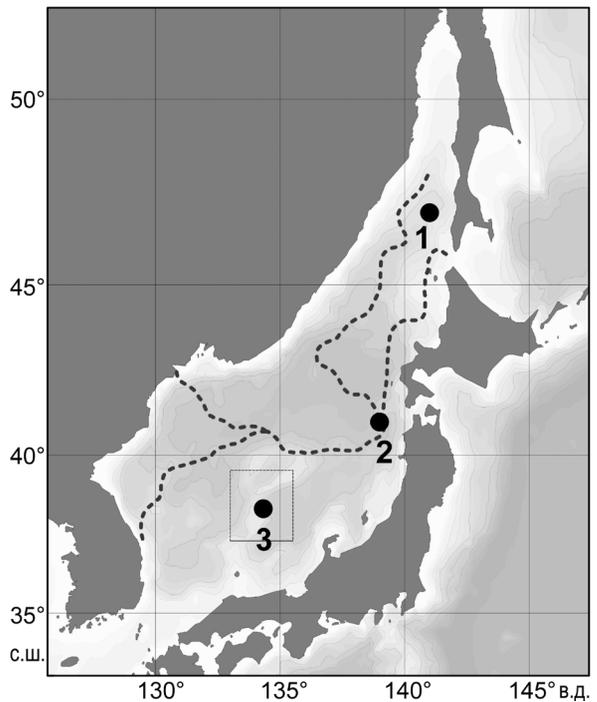
Анализ вертикальной структуры вод проводился по исходным данным натуральных измерений. Рассматривались вертикальные профили солености и их изменчивость, обусловленная изменчивостью пресного баланса. Каждый профиль рассматривался для своего момента времени и в своих географических координатах.

При обработке данных минимум солености рассматривался как один из элементов вертикального распределения, который является следствием ее непрерывной изменчивости под влиянием изменяющегося пресного баланса. При интерпретации результатов учитывались масштабы временной изменчивости климатической системы (Монин и др., 1974) и временные масштабы существования минимумов солености (Соснин, Рудых, 2013). Поле солености рассматривалось в функциональной связи с пресным балансом (Иванов, 1963).

Анализ временной изменчивости вертикального распределения солености выполнялся в пределах всего моря. На схеме (рис. 1) отмечено расположение точек (районов) мониторинга, для которых в данном исследовании представлено состояние поля солености в разные моменты времени. При недостаточном количестве данных рассматривался некий «средний» год, в котором учтены имеющиеся данные. При большом количестве данных (район 3) каждый год рассматривался индивидуально.

Рис. 1. Положения районов исследования временной изменчивости поля солености (1–3). Пунктиром отмечено положение термических фронтов по А.А. Никитину и Г.И. Юрасову (2007)

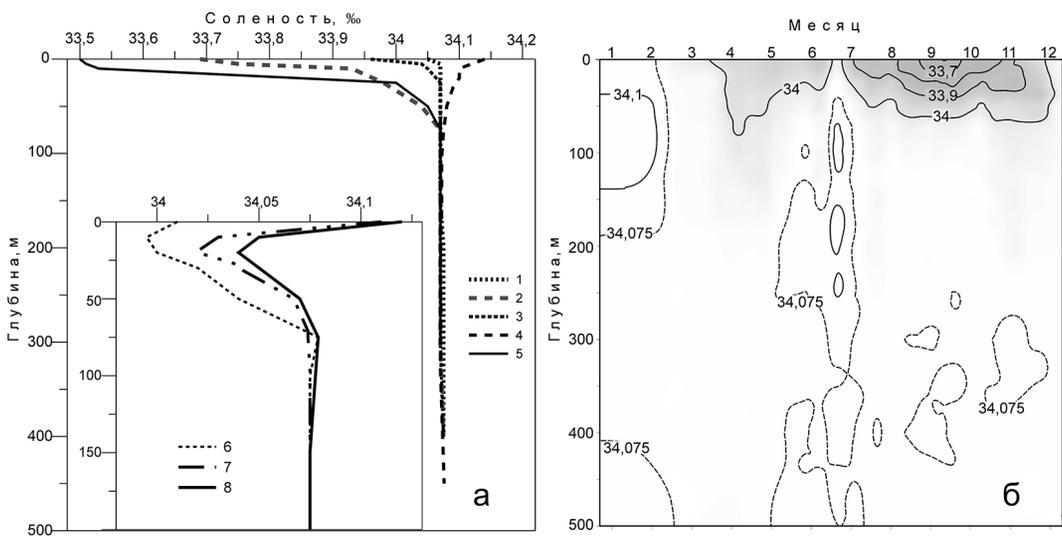
Fig. 1. Areas of investigation (1–3). Thermal fronts are shown by dotted lines (from: Никитин, Юрасов, 2007)



Результаты и их обсуждение

Прежде чем рассматривать поле солености, отметим некоторые черты пресного баланса Японского моря. Муссонный характер атмосферной циркуляции над восточной окраиной азиатского материка обуславливает соответствующий характер пресного баланса моря в целом. Известно, что в пределах всего моря осадки выпадают примерно одинаково, а максимальное их количество приходится на летний сезон. С зимним муссоном связан минимум выпадения осадков, и, кроме того, интенсификация процессов испарения (Dorman et al., 2005; Senju et al., 2010).

Рассмотрим внутrigодовую изменчивость вертикального распределения солености на разных широтах. На рис. 2 (а) показано типичное вертикальное распределение солености в северной части Японского моря (район 1) в различные сезоны года. Субарктический тип распределения солености, характерный для этой части моря, наблюдается большую часть года вследствие распреснения поверхностного слоя (рис. 2, б).



141 в.д. 47 с.ш.

Рис. 2. Вертикальное распределение солёности в северной части Японского моря в районе 141° в.д. 47° с.ш. (район 1) в разное время года (а) и изоплеты солёности по осредненным данным (б). На врезке показаны минимумы солёности в приповерхностном слое: 1, 3 — декабрь; 2 — июль; 4 — апрель; 5 — сентябрь; 6, 7 — май; 8 — июнь

Fig. 2. Vertical profiles of salinity in the area 1 (47°N 141°E, northern Japan Sea), by seasons (а) and annual mean (б). Inset: cases of the salinity minimum at the sea surface: 1, 3 — December; 2 — July; 4 — April; 5 — September; 6, 7 — May; 8 — June

Глубже деятельного слоя наблюдается гомогенная структура вод с характерной величиной солёности 34,070–34,075 ‰, которая сохраняется в течение всего года.

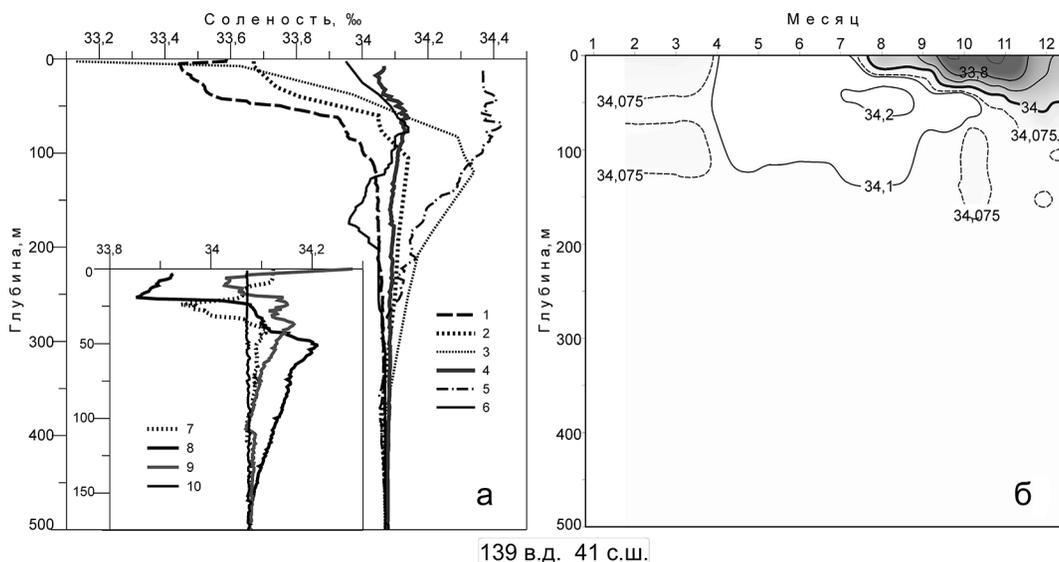
Для холодного времени года, когда испарение преобладает над осадками, характерны высокие значения солёности на поверхности. В это время в вертикальном распределении солёности на приповерхностных глубинах обнаруживаются минимумы солёности (рис. 2, а, врезка). Время их существования не бывает продолжительным, как и во всей субарктической зоне Тихого океана (Соснин, Рудых, 2013). Глубина залегания минимумов обычно не превышает 10–20 м.

В холодное время года процессы конвекции уничтожают приповерхностный минимум солёности, профиль солёности становится полностью однородным. Если процесс испарения не прекращается, то значения солёности на поверхности могут достигать абсолютного сезонного максимума (рис. 2, а). Очевидно, что это возможно только в условиях устойчивой стратификации вод, что обеспечивается ростом температуры и наблюдается в весенний период. Такой профиль солёности дает основание говорить о том, что, по сути, вся толща вод в этот момент времени является минимумом солёности. Понятно, что такое состояние поля солёности не сохраняется длительное время, оно изменяется при малейшем изменении внешних условий.

Для зоны Полярного фронта в восточной части моря (район 2) диапазон внутригодовой изменчивости вертикального распределения солёности представлен на рис. 3.

В этом районе вертикальная структура поля солёности также существенно различается в разные сезоны года. Помимо режима конвекции в холодное время года, когда наблюдается гомогенная структура (рис. 3, а), здесь наблюдается и субарктический тип, и почти субтропический с максимумом солёности на поверхности или подповерхностных глубинах.

Субарктический тип профиля солёности наблюдается летом и осенью (рис. 3, б), когда поверхностный слой распресняется и минимальные значения солёности находятся на поверхности. Такое состояние вертикального распределения солёности наблюдается во влажный сезон, оно является естественным и необходимым условием для последующего возникновения минимума солёности в толще вод.



139 в.д. 41 с.ш.

Рис. 3. Вертикальное распределение солёности в районе 139° в.д. 41° с.ш. (район 2) в разное время года (а) и изоплеты солёности по осредненным данным (б). На врезке показаны минимумы солёности в приповерхностном слое: 1, 3 — сентябрь; 2, 7, 8 — июль; 4, 5, 9 — июнь; 6 — октябрь; 10 — март

Fig. 3. Vertical distribution of salinity in the area 2 (41°N 139°E), by seasons (а) and annual mean (б). Inset: cases of the salinity minimum at the sea surface: 1, 3 — September; 2, 7, 8 — July; 4, 5, 9 — June; 6 — October; 10 — March

Когда пресный баланс в очередной раз меняет знак и испарение начинает преобладать над осадками, то создаются условия для роста солёности в поверхностном слое моря. Очевидно, что на поверхности она растет быстрее, чем на подповерхностных горизонтах (Панфилова, 1976). В какой-то момент времени значения солёности на поверхности по абсолютной величине становятся больше, чем на приповерхностных глубинах. По сути, это и означает образование минимума солёности в толще вод (Соснин, Торгаева, 2000; Соснин, Рудых, 2013).

Минимумы солёности в этой части моря обнаруживаются как на приповерхностных глубинах, так и на глубинах порядка 150–200 м (рис. 3, а). В течение года они наблюдаются не всегда, т.е. не являются постоянными. Уже одно это показывает, что минимумы солёности — не водная масса, которая по определению не может исчезать. Вероятно, они представляют собой явление сезонного масштаба времени, происхождение которого связано с локальными изменениями пресного баланса (Соснин, Торгаева, 2000). Подробнее процесс их образования будет рассмотрен ниже для района с большим количеством данных.

Изменчивость знака пресного баланса в мелких масштабах времени, например в суточном (Федоров, Гинзбург, 1988) или синоптическом (Соснин, Торгаева, 2000), приводит к появлению минимумов солёности соответствующей продолжительности. Прохождение циклона, несущего шлейф осадков различной интенсивности на ограниченной акватории моря, — необходимое условие, при котором последующий процесс испарения приводит к образованию минимумов солёности на приповерхностных глубинах (Соснин, Торгаева, 2000). Как элемент в вертикальном распределении солёности они обнаруживаются повсеместно, хотя время их существования непродолжительно. Для их образования не требуются какие-либо источники и специальным образом ориентированная горизонтальная адвекция.

С влажным сезоном связано образование еще одного экстремума в вертикальном распределении солёности — максимума на подповерхностных глубинах. Этот сезон следует за сухим сезоном, под влиянием которого в верхнем слое сформировались высокие значения солёности, а ее максимум с величиной порядка 34,4–34,5 ‰ нахо-

дится на поверхности моря (рис. 3). Распределение поверхности осадками формирует вертикальный профиль солёности, в котором максимальные значения солёности на некоторое время оказываются на подповерхностных глубинах (рис. 3, б). Увеличение количества осадков ведет к распреснению верхнего слоя до больших глубин, вследствие чего увеличивается глубина залегания максимума солёности. В конце влажного сезона максимум солёности на подповерхностных глубинах как временное явление исчезает полностью, и структура вод вновь приобретает типично субарктический вид с минимальными значениями солёности на поверхности (рис. 3, а).

Для южной части моря (район 3) диапазон внутригодовой изменчивости вертикального распределения солёности показан на рис. 4.

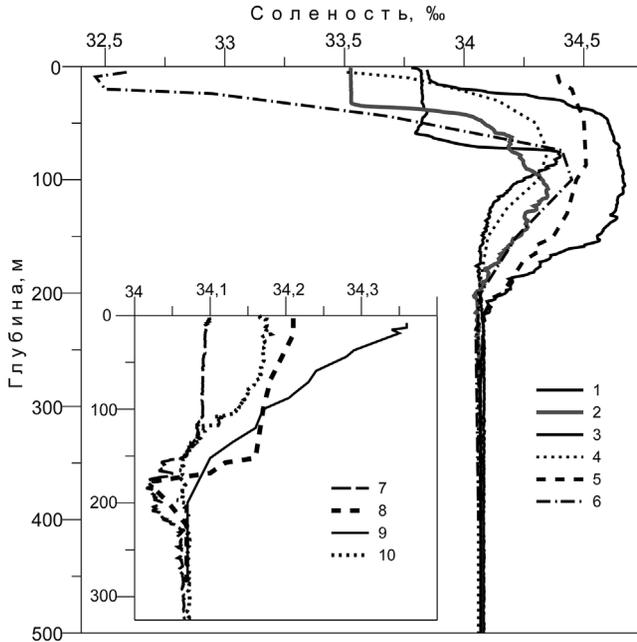


Рис. 4. Вертикальное распределение солёности в точке 134° в.д. 38° с.ш. во влажный (1–6) и сухой (7–10) на врезке сезоны

Fig. 4. Vertical distribution of salinity in the southern Japan Sea (38°N 134°E) in wet (1–6) and dry (7–10) seasons

Как видно, сезонная изменчивость пресного баланса в этой части моря также меняет характер вертикального распределения солёности. Здесь в течение года наблюдаются различные типы вертикального распределения солёности: с максимумом солёности на поверхности, с максимумом солёности на подповерхностных глубинах, с минимумом солёности на приповерхностных глубинах, с минимумом солёности на подповерхностных глубинах, гомогенное распределение солёности. В сезон преобладания осадков над испарением минимальные сезонные значения солёности находятся на поверхности моря. В отличие от северных районов здесь не образуется субарктический тип вертикального распределения солёности в чистом виде, а распресненный верхний слой существует на фоне максимума солёности на подповерхностных глубинах (рис. 4).

Особо отметим, что однородное распределение солёности по вертикали, которое в разных частях южной половины моря наблюдается одновременно, является характерной чертой для холодного времени года. Очевидно, что это связано с ростом солёности на поверхности в сухой сезон, понижением температуры и, как следствие, плотностной конвекцией. Если процесс испарения не прекращается, то это ведет к дальнейшему росту солёности в поверхностном слое, в результате которого на поверхности моря формируются максимальные сезонные значения. В это время формальным минимумом солёности является, по сути, вся толща вод глубже 100–200 м (рис. 4, врезка).

Что касается минимумов солёности, то в течение года они могут наблюдаться как в приповерхностном слое, так и на глубинах 150–250 м. Проследить динамику их изменчивости позволяют большие массивы океанографических данных, накопленные в последнее время в основном японскими исследователями (<http://www.jodc.go.jp/service.htm>). Рассмотрим временную изменчивость солёности к югу от Полярного фронта (район 3) в точке с центром 134° в.д. 38° с.ш. (рис. 5).

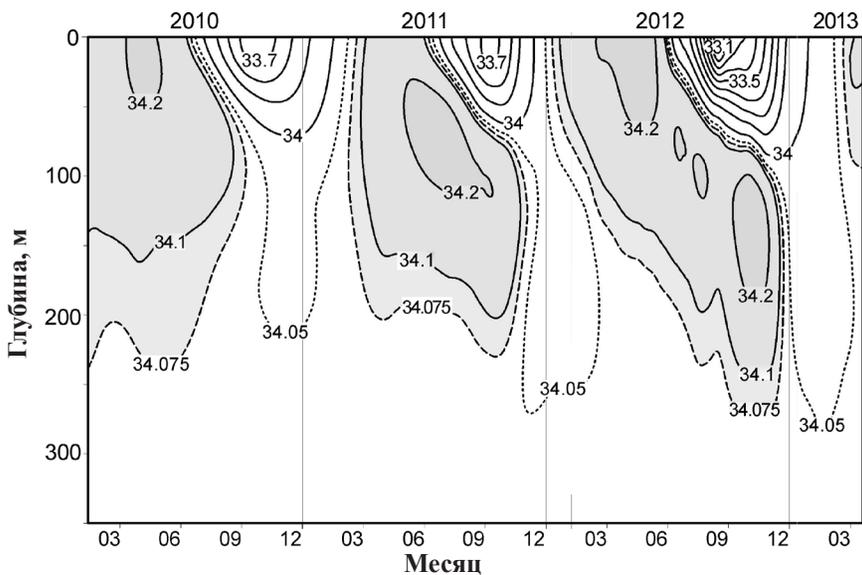


Рис. 5. Изоплеты годового хода солёности в южной части Японского моря в районе с координатами 134° в.д. 38° с.ш. в период 2010–2013 гг. по фактическим данным. Заштрихована область значений солёности более 34,075 ‰

Fig. 5. Annual variation of salinity in the southern Japan Sea (38°N 134°E) in the 2010–2013. The salinity > 34,075 ‰ is shown by shading

Как видно, изменчивость поля солёности здесь каждый год происходит по одному сценарию — сухой сезон сменяется влажным. Различия между этим районом и более северными заключаются только в толщине деятельного слоя, которая к югу от Полярного фронта значительно больше.

Характер вертикального распределения солёности в верхнем слое зависит от процессов, которые происходят на поверхности моря. Это указывает на локальное происхождение всех элементов в структуре поля солёности, что особенно отчетливо видно здесь на примере максимума солёности на подповерхностных глубинах. Он появляется в толще вод сразу после окончания «сухого» сезона, когда величина солёности в верхнем слое достигает максимальных значений. По мере увеличения количества осадков происходит постепенное увеличение глубины залегания максимума солёности. Со временем этот элемент вертикальной структуры поля солёности исчезает совсем, что происходит при смене «влажного» сезона на «сухой», вероятно, в момент конвекции. Продолжение «сухого» сезона проявляется в росте величины солёности в верхнем слое (рис. 5). Этот процесс идет довольно продолжительное время и заканчивается в летний период только с началом сезона осадков. В это время на подповерхностных глубинах вновь появляется максимум солёности.

Фактор изменчивости пресного баланса на поверхности моря оказывается доминирующим для состояния поля солёности. Смена сухих и влажных сезонов определяет изменчивость вертикальной структуры поля солёности независимо от наличия или отсутствия течений. Данные натурных измерений показывают внутригодовую изменчивость солёности вне зависимости от характера течений, которые могут быть в районе.

Изменчивость поля солёности в общем случае не связана и с изменчивостью поля температуры, лишней раз подчеркивая их независимость (рис. 6).

Циклическая смена бюджетов тепла формирует поле температуры независимо от поля солёности. Максимальный прогрев верхнего слоя приходится, как и всегда, на летний сезон, на который в Японском море выпадает максимум осадков и, соответственно, наблюдается распреснение поверхностного слоя. В зимнее время уменьшение температуры поверхности происходит на фоне роста значений солёности в «сухой» сезон, создавая предпосылки для возникновения плотностной конвекции.

Рассмотрим подробнее трансформацию вертикального распределения солёности за несколько сезонов. Начнем с окончания «влажного» сезона в сентябре 2011 г. (рис. 7, а).

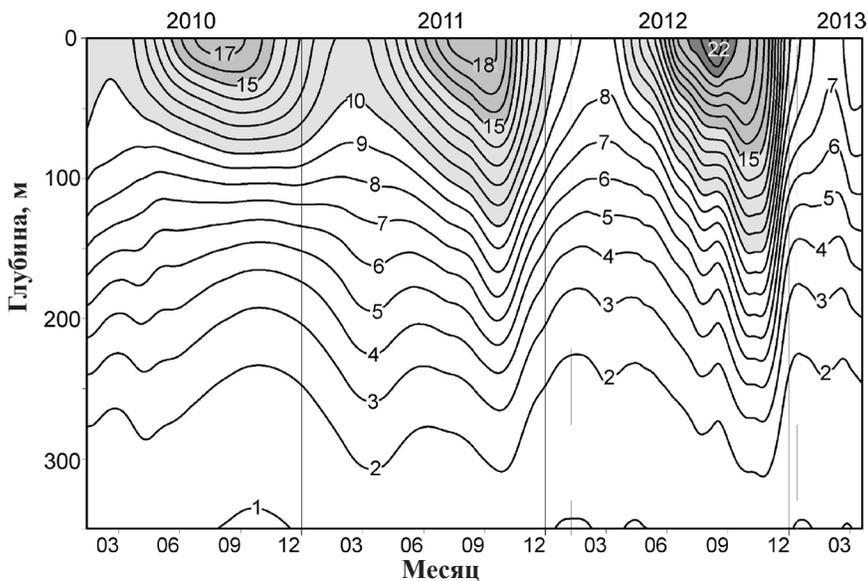


Рис. 6. Изоплеты годового хода температуры в южной части Японского моря в районе с координатами 134° в.д. 38° с.ш. в период 2010–2013 гг. по фактическим данным. Выделена область значений температуры более 10 °С

Fig. 6. Annual variation of temperature in the southern Japan Sea (38°N 134°E) in the 2010–2013. The temperature > 10 °C is shown by shading

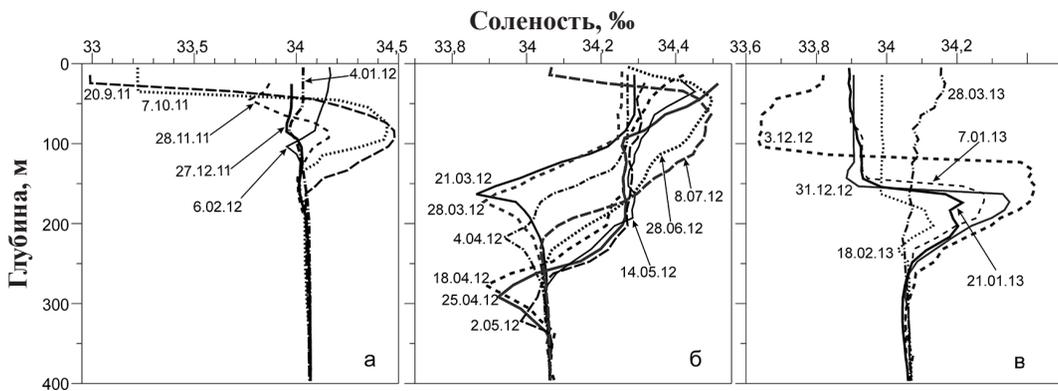


Рис. 7. Изменчивость вертикального распределения солёности при смене знаков пресного баланса в 2011–2013 гг.: а — 09.2011–06.2012; б — 03–08.2012; в — 12.2012–03.2013

Fig. 7. Variation of vertical salinity distribution under changes of freshwater balance sign in the periods: а — September 2011 — June 2012; б — March–August 2012; в — December 2012 — March 2013

В это время на поверхности моря отмечались низкие значения солёности, а подповерхностный максимум солёности был отчетливо выражен на глубине 100 м (20.09.2011 г.). По мере наступления «сухого» сезона и увеличения потока соли с поверхности за счет испарения характер профиля существенно изменялся. Так, 28.11.2011 г. подповерхностный максимум солёности стал значительно меньше, а на приповерхностных глубинах образовался минимум солёности. Ветровое перемешивание, вероятно, привело в конце декабря к образованию большого по толщине верхнего однородного слоя, при этом исчез максимум солёности (27.12.2011 г.). Продолжающийся поток соли с поверхности стал причиной появления минимума солёности на глубине около 80 м (04.01.2012 г.).

За счет потока соли с поверхности происходил дальнейший рост солёности в верхнем слое и одновременное заглубление минимума солёности (рис. 7, б). В середине марта он находился уже на глубине 160 м, а к концу апреля (25.04.2012 г.) достиг глубины 290 м. В начале мая (02.05.2012 г.) минимум солёности наблюдался глубже 300 м, но был выражен не так отчетливо. Последующие наблюдения показали, что к

середине мая (14.05.2012 г.) он уже едва просматривался на глубине около 280 м, а к концу июня (28.06.2012 г.) исчез окончательно. В июле (08.07.2012 г.) он также не наблюдался (рис. 7, б).

Если судить по величине солёности, то «сухой» сезон закончился в апреле-мае 2012 г., когда значения солёности на поверхности достигли своего максимума, 34,5 ‰. В конце июня (28.06.2012 г.) поверхность моря оказалась подверженной распреснению, что указывает на смену знака пресного баланса и наступление очередного «влажного» сезона. На подповерхностных глубинах значения солёности снова оказались больше, чем на поверхности, — образовался максимум солёности на подповерхностных глубинах. Аналогичные процессы в океане идут повсюду (Соснин, Белоножко, 1991). В июле (08.07.2012 г.) поверхностный слой распреснился еще больше, а максимум солёности оказался на глубине 60 м (рис. 7, б). Понятно, что такие процессы шли до окончания «влажного» сезона.

Процесс изменения вертикальной структуры поля солёности не прервался и при наступлении следующего «сухого» сезона (рис. 7, в). На приповерхностных глубинах вновь появился минимум солёности, а максимум солёности оказался на глубине 150 м (03.12.2012 г.). К концу декабря за счет роста солёности и перемешивания верхнего слоя минимум солёности наблюдался на глубине уже 140 м, но выглядел невыразительно (31.12.2012 г.). Дальнейшее перемешивание привело к увеличению толщины верхнего однородного слоя (07.01–18.02.2013 г.). В феврале минимум солёности обнаружился на глубине около 220 м. Все это время максимум солёности постепенно обнаруживался на больших глубинах и уменьшался в размерах (рис. 7, в). В конце марта (28.03.2013 г.) в вертикальном распределении солёности уже не было экстремумов, а на поверхности моря наблюдались максимальные значения солёности. Данные наблюдений свидетельствуют, что все это время минимум солёности в толще вод не наблюдался.

Профиль солёности для конца марта (28.03.2013 г.) указывает на то, что он начал формироваться после события плотностной конвекции, которое в этом году не было зафиксировано из-за отсутствия наблюдений. Однако имеется много свидетельств существования конвекции в зимнее время в южной части моря (Gordon et al., 2002; Kim et al., 2008; Таранова, Жабин, 2010). Цикл изменчивости вертикальной структуры поля солёности, вероятно, часто заканчивается процессом конвекции. Однородное распределение солёности типично для зимнего сезона (см. рис. 5).

После момента конвекции в оставшуюся часть времени «сухого» сезона и последующую фазу «влажного» сезона минимум солёности в толще деятельного слоя не существует (см. рис. 4, б). Он может периодически появляться и исчезать в приповерхностном слое при изменении пресного баланса в суточном и синоптических масштабах времени. На больших глубинах он появится вновь только осенью после окончательного завершения «влажного» сезона, когда испарение начнет устойчиво и длительное время доминировать над осадками.

Возможны ситуации, когда в некоторые годы внешние условия не способствуют возникновению режима конвекции. В этом случае минимум солёности в толще вод, меняя свои параметры, будет сохраняться более длительное время и обнаруживаться в последующие фазы изменяющегося пресного баланса (сухой сезон 7–10 на рис. 4).

Наблюдения показывают, что время существования минимума и максимума солёности в толще вод различно. Образование максимума солёности и изменение его характеристик происходит в течение более длительного времени в условиях возрастающей устойчивости стратификации вод при распреснении поверхности моря. Так, в сезоне 2012 г. он наблюдался в течение почти 8 мес.

Процесс образования минимума солёности и изменчивость его характеристик наблюдаются на фоне роста солёности и понижения температуры в поверхностном слое в зимнее время, совместно направленных на снижение вертикальной устойчивости вод. К этому добавляется еще и ветровое перемешивание верхнего слоя в условиях зимнего муссона. В общем случае длительность существования минимума солёности оказывается значительно короче, чем у максимума солёности.

Таким образом, мониторинг сезонной изменчивости вертикальной структуры поля солёности показывает, что минимум и максимум солёности на подповерхностных глубинах являются следствием этой изменчивости, представляя собой временные явления. В пределах деятельного слоя минимум солёности имеет разные масштабы времени существования. В приповерхностном слое он может появляться и исчезать в суточном и синоптическом масштабах времени, а для всей толщины деятельного слоя минимум солёности представляет собой явление сезонного масштаба.

Для уточнения и детализации предложенного сценария происхождения минимума солёности в толще вод необходимы дополнительные целенаправленные исследования в данном направлении в разных точках акватории Японского моря и всего океана.

Заключение

Непрерывная изменчивость вертикального распределения солёности под влиянием изменяющегося бюджета влаги на всей акватории Японского моря служит причиной образования в толще вод двух временных экстремумов — максимума и минимума солёности на приповерхностных (подповерхностных) глубинах, которые образуются и исчезают в течение года.

Минимум солёности представляет собой временное явление, которое существует в толще вод на фоне более высоких значений солёности на поверхности и может наблюдаться на разных глубинах на всей акватории Японского моря. Он появляется на приповерхностных (подповерхностных) глубинах в фазу превышения испарения над осадками — в сухой сезон года (момент времени). Временной масштаб смены знака пресного баланса (суточный, синоптический, сезонный) определяет время существования (период времени образования и исчезновения) минимума солёности в толще вод океана и его характеристики (глубину залегания, абсолютную величину, степень выраженности в вертикальном распределении).

Общей чертой поля солёности Японского моря является однородность распределения по вертикали. Она и весь процесс внутригодовой изменчивости вертикальной структуры поля солёности показывают, что в море не существует «консервативных образов водных масс», а следовательно, нет оснований для их выделения в структуре вод деятельного слоя.

Временная изменчивость вертикального распределения солёности под влиянием изменяющегося бюджета влаги, приводящая к появлению и исчезновению в толще вод минимумов и максимумов солёности, происходит в соответствии с известными законами диалектики.

Список литературы

Дьяков Б.С., Никитин А.А. Сезонная и межгодовая изменчивость структуры вод в зоне полярного фронта Японского моря по данным судовой и спутниковой информации // Изв. ТИНРО. — 2001. — Т. 128. — С. 996–1019.

Иванов Ю.А. Водные массы и распределение океанологических характеристик // Океанол. — 1963. — Т. 3, вып. 5. — С. 803–807.

Иванов Ю.А. Крупномасштабная и синоптическая изменчивость полей в океане : монография. — М. : Наука, 1981. — 168 с.

Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана : монография. — Л. : Гидрометеоздат, 1987. — 296 с.

Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана : монография. — Л. : Гидрометеоздат, 1974. — 262 с.

Никитин А.А., Юрасов Г.И. Поверхностные термические фронты в Японском море // Изв. ТИНРО. — 2007. — Т. 148. — С. 170–193.

Панфилова С.Г. Об изменчивости с глубиной годового хода термохалинных свойств вод северной части Тихого океана // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. — 1976. — Вып. 33. — С. 100–106.

Соснин В.А., Белоножко В.П. О сезонной изменчивости характеристик подповерхностного максимума солёности // Океанол. — 1991. — Т. 31, вып. 1. — С. 42–46.

Соснин В.А., Рудых Н.И. Минимум солёности в северной части Тихого океана // Метеорол. и гидрол. — 2013. — № 8. — С. 51–60.

- Соснин В.А., Торгаева О.И.** Исследование внутригодовой изменчивости солености в Японском море // Метеорол. и гидрол. — 2000. — № 6. — С. 65–71.
- Таранова С.Н., Жабин И.А.** Зимняя конвекция в Японском море // Вестн. ДВО РАН. — 2010. — № 1. — С. 25–29.
- Федоров К.Н., Гинзбург А.И.** Приповерхностный слой океана : монография. — Л. : Гидрометеиздат, 1988. — 303 с.
- Belkin I., Cornillon P.** SST fronts of the Pacific coastal and marginal seas // Pacific Oceanography. — 2003. — Vol. 1, № 2. — P. 90–113.
- Danchenkov M.A., Aubrey D.G., Feldman K.L.** Oceanography of area close to the Tumannaya river mouth (the Sea of Japan) // Pacific Oceanography. — 2003. — Vol. 1, № 1. — P. 61–69.
- Dorman C.E., Beardsley R.C., Limeburner R. et al.** Summer atmospheric conditions over the Japan/East Sea // Deep-Sea Res. II. — 2005. — № 52. — P. 1393–1420.
- Gordon A.L., Giulivi C.F., Lee C.M. et al.** Japan/East Sea intrathermocline eddies // J. Phys. Oceanogr. — 2002. — Vol. 32, № 6. — P. 1960–1974.
- Kim C., Kim K.** Characteristics and origin of the cold water mass along the east coast of Korea (in Korean with English abstract) // J. Oceanogr. — 1983. — Vol. 18(1). — P. 73–83.
- Kim K., Chang K.-li., Kang D.-J. et al.** Review of recent findings on the water masses and circulation in the East Sea (Sea of Japan) // J. Oceanogr. — 2008. — Vol. 64. — P. 721–735.
- Kim K., Chung J.Y.** On the salinity minimum and dissolved oxygen-maximum layer in the East Sea (Sea of Japan) // Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas. — Amsterdam : Elsevier Science Publisher, 1984. — P. 55–65.
- Kim T., Yoon J.-H.** Seasonal variation of upper layer circulation in the northern part of the East/Japan Sea // Continental shelf research. — 2010. — Vol. 30. — P. 1283–1301.
- Reid J.L.** The shallow salinity minima of the Pacific ocean // Deep-Sea Res. — 1973. — Vol. 20. — P. 51–68.
- Riser S.C., Warner M.J., Yurasov G.I.** Circulation and mixing of water masses of Tatar Strait and northwestern boundary region of the Japan Sea // J. Oceanogr. — 1999. — Vol. 55. — P. 133–156.
- Senjyu T., Han I.-S., Matsui S.** Interdecadal variations of temperature and salinity structure in the Tsushima strait // Pacific Oceanography. — 2010. — Vol. 5, № 1. — P. 44–55.
- Shin H.-R., Shin C.-K., Kim C. et al.** Movement and structural variations of warm eddy WE92 for three years in the Western East/Japan Sea // Deep-Sea Res. II. — 2005. — Vol. 52. — P. 1742–1762.
- Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B. et al.** Japan/East Sea water masses and their relation to the Sea's circulation // Oceanography. — 2006. — Vol. 19, № 3. — P. 32–49.
- Watanabe T., Hirai M., Yamada H.** High — salinity intermediate water of Japan Sea in the eastern Japan basin // J. Geophys. Res. — 2001. — Vol. 106, № C6. — P. 11437–11450.
- Yoon J.-H., Kawamura H.** The formation and circulation of the intermediate water in the Japan Sea // J. Oceanogr. — 2002. — Vol. 58. — P. 197–211.
- You Y.** Unveiling the mystery of North Pacific Intermediate Water formation // EOS. — 2005. — Vol. 86, № 7. — P. 65–71.
- Yuan X., Talley L.D.** Shallow salinity minima in the North Pacific // J. Phys. Oceanogr. — 1992. — Vol. 22, № 11. — P. 1302–1316.

Поступила в редакцию 29.08.14 г.