

УДК 551.46

ПРОЦЕССЫ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ В РЕЖИМЕ НАИБОЛЬШЕЙ УСТОЙЧИВОСТИ

© 2003 г. П. П. Шерстянкин, Л. Н. Куимова

Представлено академиком К.Я. Кондратьевым 18.02.2003 г.

Поступило 05.03.2003 г.

Явление наибольшей устойчивости в глубоких озерах было обнаружено Г. Екклундом [1], который дал математическое описание и экспериментальную проверку по температурным данным для Большого Медвежьего озера (Канада) с максимальными глубинами 427 м [2]. По Екклунду наибольшая устойчивость наступает при вертикальном градиенте температуры $\frac{dT}{dP}$, равном половине градиента температуры максимальной плотности T_{md} :

$$\frac{dT}{dP} = \frac{1}{2} \frac{dT_{md}}{dP} \approx 0.11^\circ\text{C}/\text{бар}.$$

О.И. Мамаев [3] показал, что на больших глубинах на оз. Байкал условие термической устойчивости Екклунда не выполняется. Теория явления наибольшей устойчивости, не противоречащая имеющимся наблюдениям на оз. Байкал и в Мировом океане, дана в [4]. Анализ процессов перемешивания в природных водах при наличии и отсутствии режима наибольшей устойчивости и является целью настоящей работы.

Методика основана на теоретико-экспериментальных подходах.

КРАТКАЯ ТЕОРИЯ

Рассмотрим основные равновесные процессы, которые могут происходить в природных водах. Естественно, предпочтение нужно отдать самым крупным по энергетическим и пространственным масштабам процессам, хотя все они, скорее всего, должны иметь локальную турбулентную структуру. К таким процессам относятся явление и режим наибольшей устойчивости в глубоких озерах, открытые Екклундом [1]. Теоретическое обоснование и математическое выражение наибольшей устойчивости в природных водах дано нами ранее [4].

В основе наибольшей устойчивости в водной среде лежит уникальное и еще недостаточно изученное свойство воды: эффект температуры максимальной плотности T_{md} и изменение ее в сторону уменьшения при увеличении гидростатического давления P . Для понимания физики и термодинамики наибольшей устойчивости нужно представлять две стороны этого явления. Температура максимальной плотности связана с внутренними неотъемлемыми свойствами воды, свойствами ее молекулярных структур, определяющими эту температуру в зависимости от давления P (см., например, [5]), которую мы обозначим $T_{mdw}(P)$, и ей соответствует как внешней среде температура $T_{md}(P)$. При этом, естественно, $T_{mdw}(P) \equiv T_{md}(P)$. Температуру воды при некотором давлении P будем представлять в тождественной форме

$$\begin{aligned} T(P) &= T_{mdw}(P) + T(P) - T_{md}(P) = \\ &= T_{mdw}(P) + T^M(P), \end{aligned} \quad (1)$$

где

$$T^M(P) = T(P) - T_{md}(P) \quad (2)$$

есть температурная шкала Д.И. Менделеева [4], учитывающая температуру максимальной плотности T_{md} и удаление от нее температуры T in situ.

Необходимым условием наибольшей устойчивости [4] является в дифференциальной форме

$$\frac{d(T_{mdw} + T^M)}{dP} = 0, \quad \frac{dT}{dP} = 0, \quad (3)$$

в интегральной форме

$$T_{mdw} + T^M = \text{const}, \quad T = \text{const}. \quad (4)$$

Отметим, если при описании явления наибольшей устойчивости Екклунд [1] ссылался на обязательную связь рассматриваемого явления к линии температур максимальной плотности, у нас это требование отсутствует, т.е. мы считаем, что явление наибольшей устойчивости может существовать при температурах, меньших, равных или как угодно далеких от линии T_{md} .

Лимнологический институт
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

ОБСУЖДЕНИЕ

Наибольший интерес имеет нахождение связи явления наибольшей устойчивости с процессами равновесия в природных водах. Термодинамическое равновесие конечного объема (системы) природной воды, находящейся в физическом поле (тяготения), может наступить при максимальной энтропии η и выполнении следующих законов сохранения: полного импульса; момента импульса и энергии (кинетической и потенциальной) системы; постоянство массы каждого компонента системы (собственно воды, растворенных и взвешенных веществ). Поле тяготения проявляется в уравнении гидростатики $P = \rho g Z$, где ρ – плотность воды, g – ускорение свободного падения, Z – глубина (ось Z направлена вниз). При отсутствии внешнего поля давление P остается постоянным [6–8].

С учетом того, что сохранение массы компонентов системы можно выразить, в частности, как выполнение условий адиабатичности, изэнтропичности и постоянства солёности S , запишем

$$S = \text{const.} \quad (5)$$

Совершенно ясно, что от выполнимости или невыполнимости условия (5) будут меняться условия перемешивания. В общих чертах это будет диктоваться плотностным соотношением

$$R_p = \frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T}, \quad (6)$$

где β – коэффициент солёностного сжатия, α – коэффициент термического расширения, ΔS и ΔT – перепады солёности и температуры в интересующем нас слое. В общем случае $R_p = 1$ при безразличной стратификации, $R_p > 1$ при гидростатической устойчивости и $R_p < 1$ при гидростатической неустойчивости рассматриваемого слоя [9]. Если считать, что условия (4) и (5) выполнены, то наступает режим наибольшей устойчивости, плотностное соотношение становится близким к 1, $R_p \approx 1$. Коэффициенты вертикального турбулентного обмена теплом K_T и солью K_S при этом становятся примерно равными друг другу, $K_S/K_T \approx 1$. Это означает, что и тепло, и соль переносятся одними и теми же турбулентными вихрями.

Однако случаи равновесия, близкого к безразличному, когда выполняются или должны выполняться условия (4)–(6) и которые наблюдаются в глубинных слоях на оз. Байкал [12, 13] и в океанах [7], требуют более внимательного теоретического и экспериментального рассмотрения. Заметим, что при выполнении условия (6) возникает неопределенность типа 0/0, которая является следствием строгого выполнения условий (4) и (5), соответствующих экспериментам Хапперта и Тернера (цитируется по [9]), не вызывающим сомнений. Эта неопределенность вызвана тем, что условия

(4) и (5) являются чрезмерно строгой идеализацией постоянства T и S , которые на самом деле являются приближенными. При этом для раскрытия этой неопределенности должно быть не только применимо правило Лопитала, но ΔT и ΔS должны иметь относительно Z производные, дающие $R_p \approx 1$. Это говорит о том, что реальные изменения солёности S и температуры T относительно Z малы и создают трудности для экспериментального определения.

Вызывают интерес некоторые теоретические положения о равновесном вертикальном градиенте солёности S , который по расчетам В.М. Каменковича существенно отличается от наблюдаемой в океане величины [7].

По мере роста плотностного соотношения R_p $\frac{K_S}{K_T} \rightarrow \frac{k_S}{k_T}$, где k_S и k_T – коэффициенты молекулярной диффузии соли и тепла соответственно [9].

При $R_p \approx 15$ $\frac{K_S}{K_T} \approx 10^{-2}$ и обмен через поверхности

раздела принимает чисто молекулярный характер. Все числовые характеристики основаны на тщательных и классических экспериментах и работах Хапперта и Тернера и описаны в [9]. При росте R_p перемешивание от развитой конвективной турбулентности при $R_p \approx 1$ постепенно затухает до молекулярного уровня. Детальный анализ зависимостей конвективных потоков тепла от величины R_p позволяет проследить формирование ступенчатых термохалинных структур [9]. Важно отметить, что с ростом R_p , особенно при $R_p > 2$ и более, растет влияние вкладов солевых потоков в перемешивание и условия (4) и (5) не выполняются и наибольшая стабильность нарушается.

Наибольшая стабильность по своей физической природе при выполнении условий (4) и (5) полностью совпадает с термобарической устойчивостью, описанной в [4], и устойчивостью или параметром устойчивости по [10]. При невыполнении условий (4) и (5) нарушаются условия наибольшей устойчивости, устойчивости по [10] и возникает термобарическая неустойчивость [4].

Рассмотрим, где, в каких водоемах земного шара или в каких частях этих водоемов они могут реально выполняться. Основное внимание будет обращено на выполнение условия (5).

ПЕРЕМЕШИВАНИЕ И ПРОЯВЛЕНИЕ НАИБОЛЬШЕЙ УСТОЙЧИВОСТИ В ГЛУБОКИХ СЛОЯХ ПРИРОДНЫХ ВОД

Озеро Байкал. Незначительные вертикальные градиенты температуры и солёности (выполнение условий (4), (5)) наблюдаются в слоях от 700–900 до 1300 м в Южной, то 700–900 до

1500 м в Центральной и примерно от 700 до 800 м в Северной котловине (см. [11] и др.). От 300 м и до начала указанных выше слоев прослеживаются заметные градиенты температуры и солености или нейтральных индикаторов ([11] и др.), что указывает на невыполнение условий (4) и (5) и говорит о переходных стадиях формирования режима наибольшей устойчивости. В придонных слоях иногда наблюдаются резкие понижения температуры, что связывается с вентиляцией придонных слоев поверхностными слоями [11]. Вся глубинная (более 300 м) зона оз. Байкал характеризуется слабой устойчивостью, близкой к безразличному равновесию [12].

Мировой океан. В глубоких слоях океанических вод внешние активные тепловые потоки как положительные (нагрев), так и отрицательные (охлаждение) отсутствуют (выполнение условия (4)) и солевые потоки выравнены (выполнение условия (5)), и в этих слоях устанавливается режим наибольшей устойчивости. Так, на одной из самых глубоких станций в Тихом океане температура с учетом адиабатических изменений в слое 4–8.5 км изменяется от 1.26 до 1.22°C (практически постоянна), соленость равна 34.67‰, а на глубине 10 км температура достигает 1.16°C при неизменной солености 34.67‰ (Фофанов по [7]). Понижение температуры на глубине 10 км в желобе Кермадек Тихого океана указывает на существование вентиляции самых глубоких придонных вод поверхностными (как на Байкале [11]), что подтверждается и высоким содержанием в них кислорода (4.5 мл/л) и исключительным изобилием животных на фотографиях дна глубоководных желобов [14]. Глубинные морские и океанические воды имеют слабую устойчивость [7], что согласуется с режимом наибольшей устойчивости.

ПЕРЕМЕШИВАНИЕ И ПРОЯВЛЕНИЕ НАИБОЛЬШЕЙ УСТОЙЧИВОСТИ В ВЕРХНИХ СЛОЯХ ПРИРОДНЫХ ВОД

В поверхностных слоях природных вод в периоды экстремальных приходов солнечной энергии проявляются чрезвычайно активные процессы осенне-зимнего охлаждения (зимнее солнцестояние) и весеннего прогрева (летнее солнцестояние). В современный период на Байкале эти процессы, называемые осенней и весенней гомотермиями, сопровождаются переходами через температуру максимальной плотности осенью от температур, превышающих (больших) T_{md} , к меньшим температурам и весной – наоборот. В эти периоды толщины верхних слоев воды, достаточно перемешанных, доходят до 300–400 м с хорошо выровненными температурами (гомотермии, выполнение условия (4)), близкими к 4°C, и высокой прозрачностью воды (косвенный признак выполнения ус-

ловия (5)) [13]. Охлаждение верхних слоев воды при осенней гомотермии сопровождается сильными штормами и ветрами, а весенняя гомотермия может проходить в штилевую погоду.

В верхних слоях Мирового океана процессы перемешивания типа осенней и весенней гомотермии с переходом через температуру максимальной плотности никогда не реализуются из-за того, что океанская вода замерзает до наступления T_{md} , но процессы сильного охлаждения при температурах, значительно превышающих T_{md} , бывают. Примером могут быть процессы среднеземноморской конвекции MEDOC [15], протекающей в феврале при жесточайших ветрах и штормах и приводящей верхние слои воды толщиной 1400 м к высокой однородности температуры с учтенной адиабатической поправкой в 12.86–12.87°C (выполнение условия (4)) и солености в $38.450 \pm 0.004\%$ (выполнение условия (5)). Вынужденное установление режима наибольшей устойчивости требует большого расхода энергии на охлаждение и перемешивание верхнего слоя воды. MEDOC-конвекция отличается от осенней гомотермии на Байкале более высокими температурами поверхностных вод и их большей удаленностью от T_{md} (~42°C) примерно на 17°C, но в остальном это конвективные процессы перемешивания одного типа.

Механизм наибольшей устойчивости подключается к любым процессам конвективного перемешивания, которые приводят к постоянству температуры вод (выполнение условия (4)) и высокой однородности вод по растворенным и взвешенным веществам (выполнение условия (5)): суточная конвекция, сезонные гомотермии, глубинные однородности и т.п.

В заключение отметим следующее: перемешивание природных вод при режиме наибольшей устойчивости, когда температура воды $T = \text{const}$ (условие (4)) и соленость $S = \text{const}$ (условие (5)), происходит при развитой конвективной турбулентности, а плотностное соотношение R_p (6) при этом становится близким к 1; отношение коэффициентов вертикального турбулентного обмена теплом K_T и солью K_S становится близким к 1, так как тепло и соль переносятся одними и теми же вихрями; при росте плотностного соотношения R_p от 1 и выше условия (4) и (5) нарушаются, наибольшая стабильность не возникает, и при $R_p = 15$ перемешивание (обмен) приобретает чисто молекулярный характер;

в глубоких природных водах режим наибольшей устойчивости на Байкале устанавливается от глубин 700–900 м, а в глубочайших районах Мирового океана – от 4 км;

в поверхностных слоях природных вод режим наибольшей устойчивости, как правило вынужденный, на Байкале устанавливается при осенней

и весенней гомотермиях в слоях воды до 400 м и немного более, а в районах Мирового океана средиземноморская конвекция MEDOC, аналогичная осенней гомотермии на Байкале, захватывает верхний слой воды до 1400 м;

глубинные природные воды защищаются от охлаждения не только из-за наличия у воды температуры максимальной плотности T_{md} , близкой для поверхностных пресных вод к 4°C, а главным образом за счет изменений T_{md} с ростом давления P в сторону уменьшения, порождающих механизм наибольшей устойчивости природных вод.

Авторы приносят благодарность А.К. Черкашину за доброжелательные, плодотворные дискуссии.

Работа поддержана грантами Российского фонда фундаментальных исследований, проекты 01-05-65097 и 02-05-65345.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Eklund H.* // Science. 1965. V. 149. № 3684. P. 632–633.
2. *Johnson L.* // Science. 1964. V. 144. № 3624. P. 1336–1337.
3. *Мамаев О.И.* // ДАН. 1987. Т. 292. № 6. С. 1477–1481.
4. *Шерстянкин П.П., Куимова Л.Н.* // ДАН. 2002. Т. 385. № 2. С. 247–251.
5. *Запецина Г.Н.* Физические свойства и структура воды. М.: Изд-во МГУ, 1987. 172 с.
6. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Статистическая физика. Сер. Теоретическая физика. М.: Физматлит, 2001. Т. 5. Ч. 1. 616 с.
7. *Каменкович В.М.* Основы динамики океана. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 240 с.
8. *Монин А.С.* Теоретические основы геофизической гидродинамики. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 424 с.
9. *Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 184 с.
10. *Hesselberg Th.* // Ann. Hydrograph. 1918. Bd. 57. S. 118–129.
11. *Weiss R.F., Carmack E.C., Koropalov V.M.* // Nature. 1991. V. 349. № 6311. P. 665–669.
12. *Сокольников В.М.* Течения и водообмен в Байкале. Элементы гидрометеорологического режима Байкала. Л.: Наука, 1964. С. 5–21.
13. *Шерстянкин П.П.* Оптические структуры и фронты океанического типа на Байкале. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. В форме научного доклада. М.: Ин-т океанологии РАН, 1993. 37 с.
14. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 632 с.
15. MEDOC Group. Observation of Formation of Deep Water in the Mediterranean Sea. 1969 // Nature. 1970. V. 227. P. 1037–1040.