

ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ

Плотность морской воды

Для чего необходимо определять плотность морской воды?



Роль плотности в физических процессах в океане

- Динамика океана
- Вертикальное перемешивание вод
- Вертикальный турбулентный обмен
- Внутренние волны
- Уровень моря

Плотность морской воды, условная плотность

Плотность пресной воды при $T = 4^\circ$ 1000 кг/м^3

Плотность воздуха при $T = 15^\circ\text{C}$, атм. 1.2 кг/м^3
давлении

Плотность воды в океане увеличивается при понижении температуры, росте солёности и увеличении гидростатического давления.

Средняя плотность в океане, $T = 15^\circ\text{C}$, $S = 35\text{‰}$, $z = 0$ 1026 кг/м^3
м

Максимальная плотность в океане:

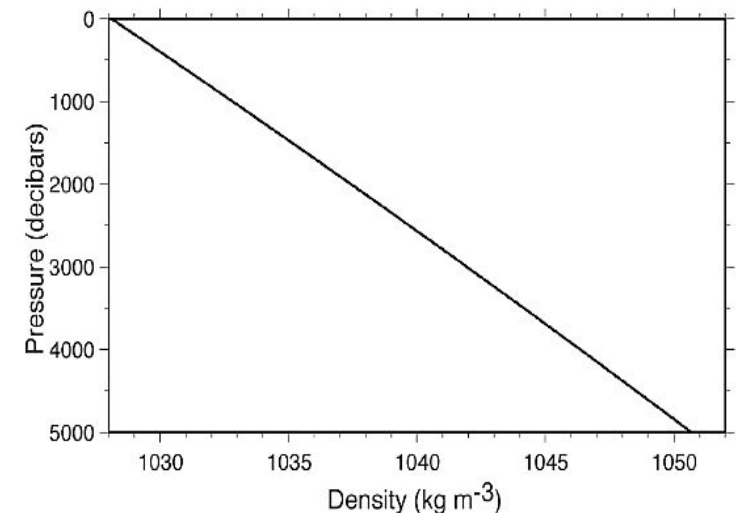
Средиземное море, $T = 15^\circ\text{C}$, $S = 38\text{‰}$, $z = 0$ м 1028 кг/м^3

Антарктида, $T = -0.8^\circ\text{C}$, $S = 34.7\text{‰}$, $z = 0$ м 1050 кг/м^3
 $z = 5000$ м

Минимальная плотность в океане:

Балтийское море $T = 20^\circ\text{C}$, $S = 8\text{‰}$, $z = 0$ м 1004 кг/м^3

Азовское море $T = 26^\circ\text{C}$, $S = 10\text{‰}$, $z = 0$ м



$$\sigma = \rho - 1000 \text{ (кг/м}^3\text{)}$$

Условная плотность (Density anomaly)

Плотность морской воды

Если плотность остается везде постоянной, океан называется **однородным**.

Если распределение плотности в океане зависит только от гидростатического давления $\rho(z) = f(P)$, то океан **баротропный**.

Если распределение плотности есть функция всех трех параметров $\rho(z) = f(T, S, P)$ океан **бароклиный**.

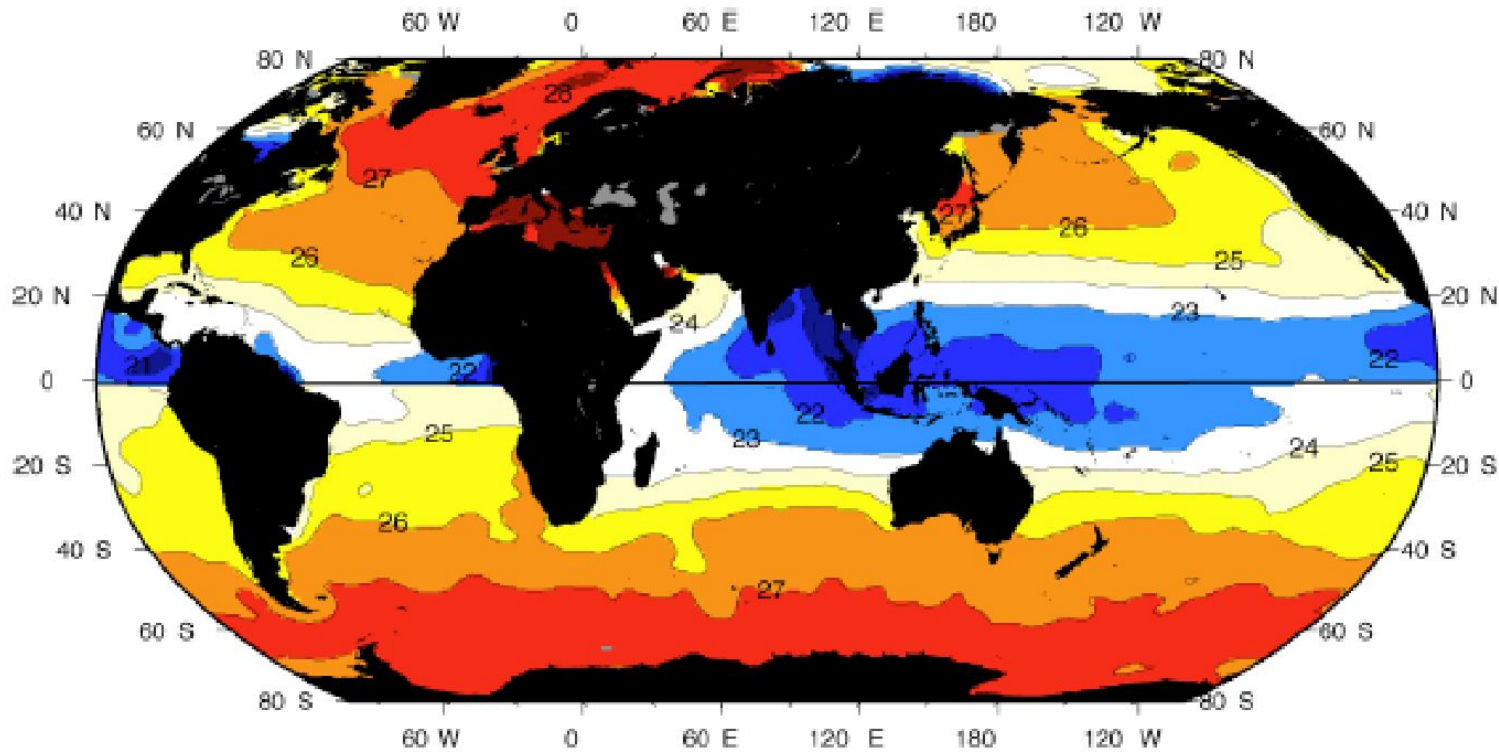
Реальный океан всегда *бароклиный*, но при построении математических моделей, нередко принимаются условия *баротропности* и даже *однородности*.

Как формируется распределение плотности в океане?

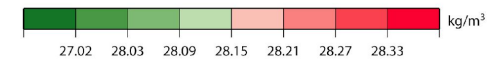
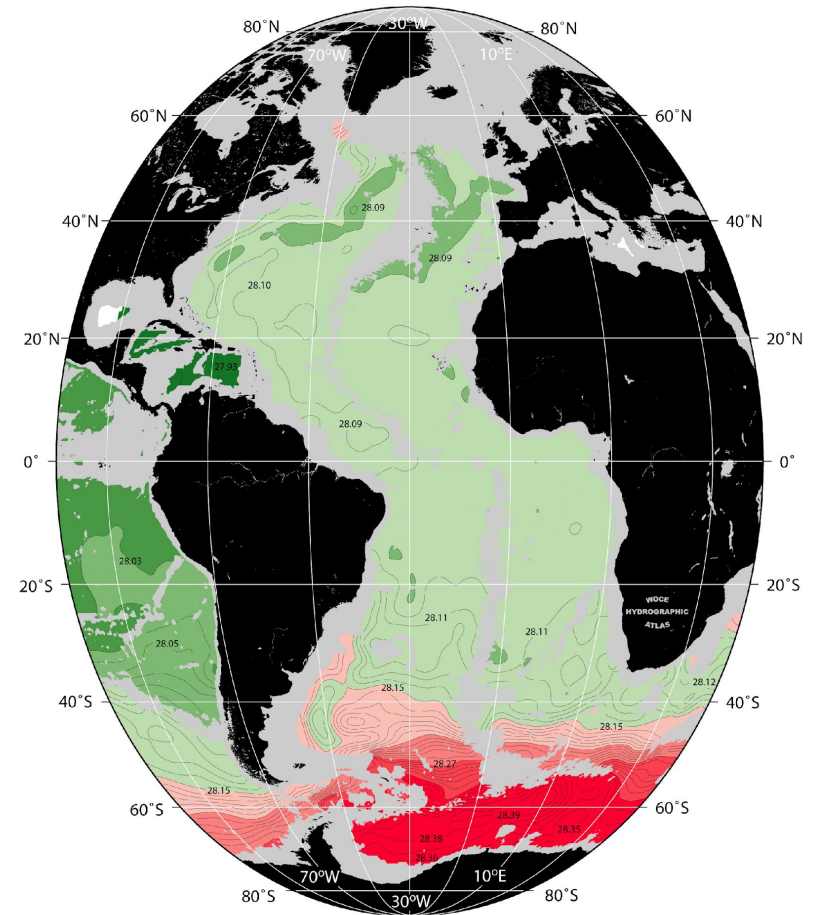
Плотность морской воды

Горизонтальное распределение

Плотность на поверхности океана для зимнего периода обеих полушарий



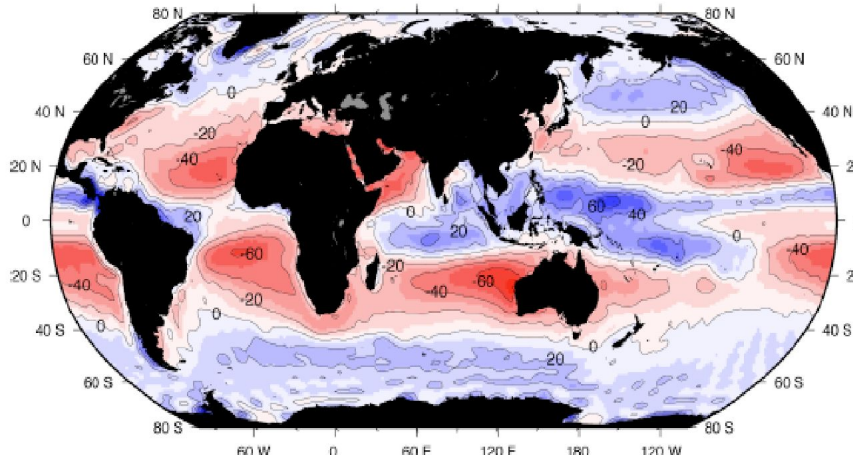
Neutral density (kg/m³) at 3500 m Depth



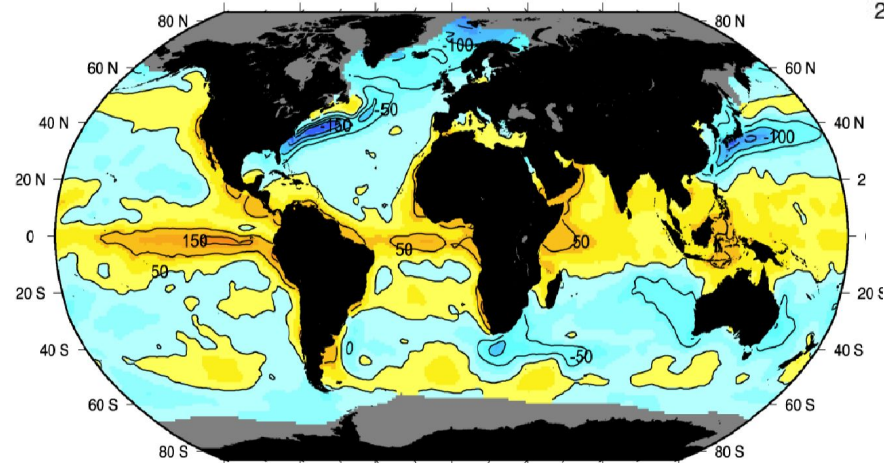
Плотность морской воды

Формирование поля плотности

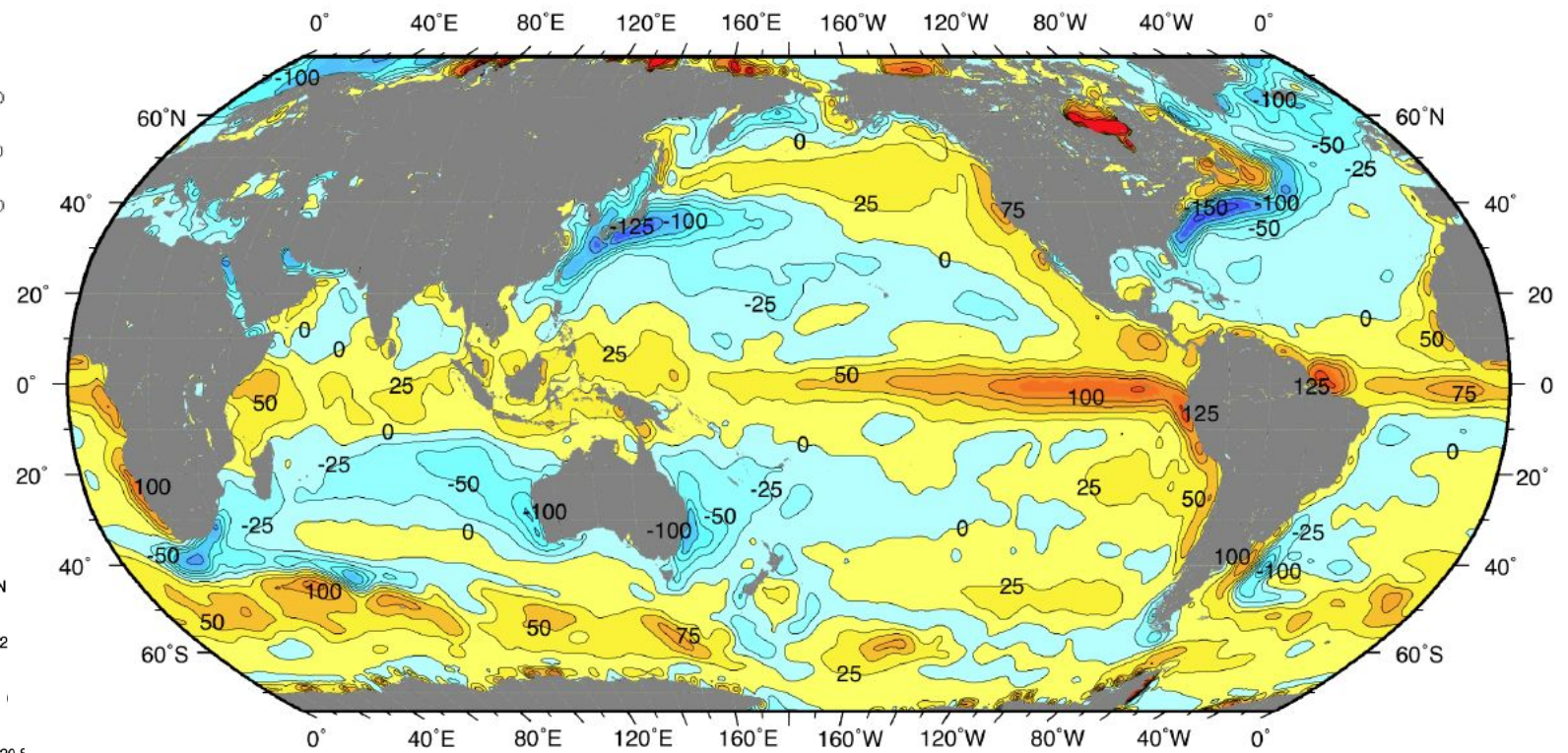
Водный баланс
(см/год)



Тепловой баланс
(Вт/м²)



Поток плавучести (эквивалент Вт/м²)

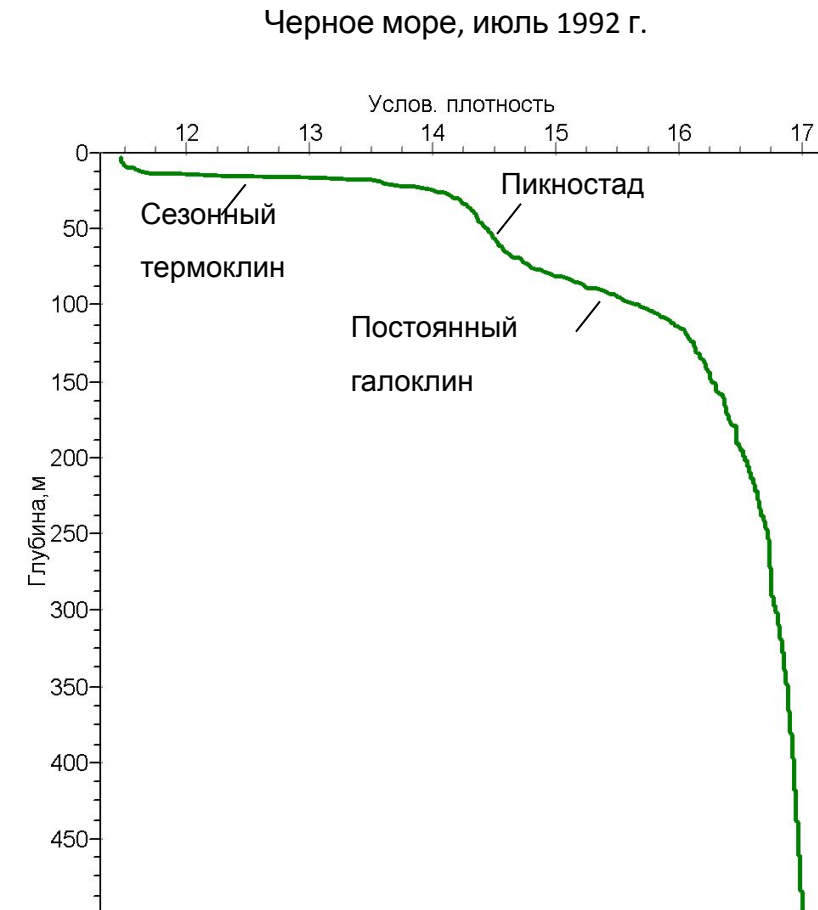
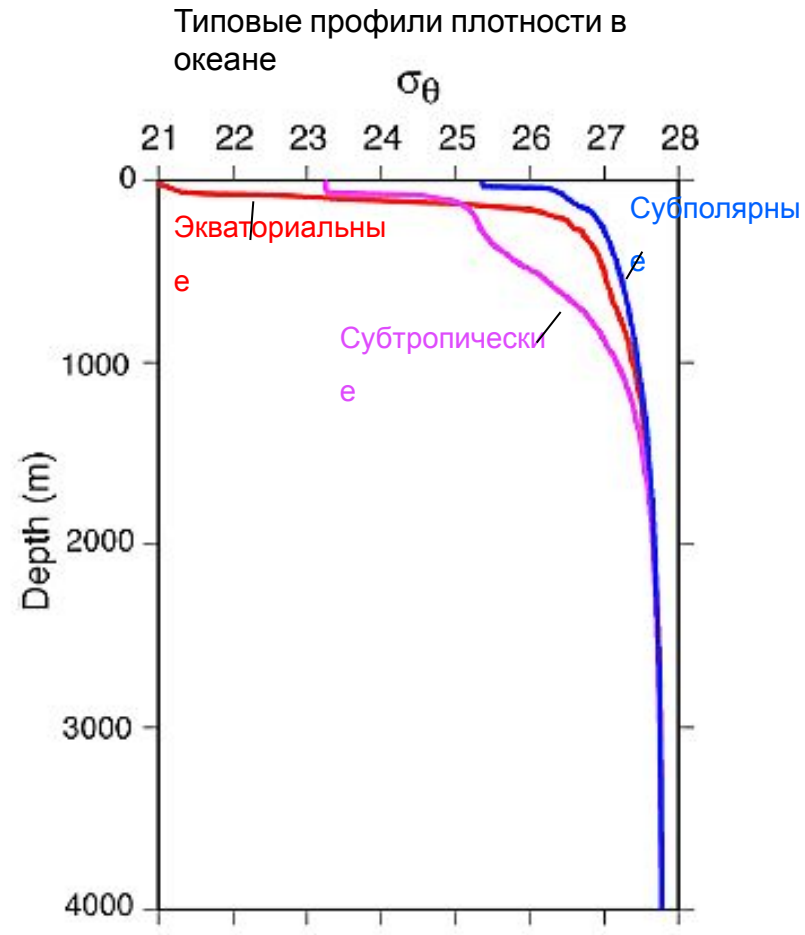


Поток
плавучести

$$B = c^{-1} g \alpha (LE + \Phi - R) + g \beta (E - P) S_0$$

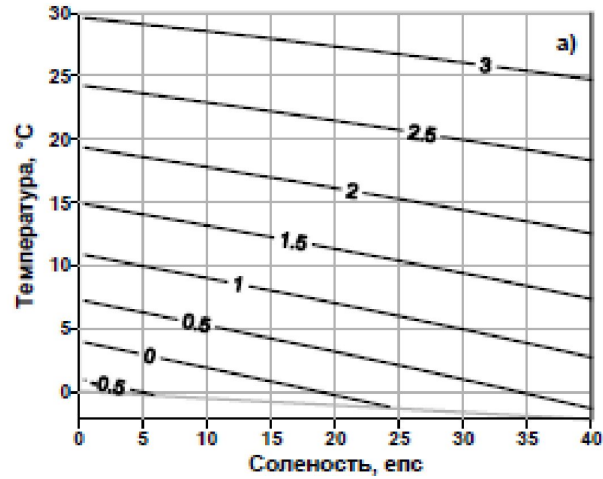
Вертикальное распределение плотности

Типы стратификации, пикноклин

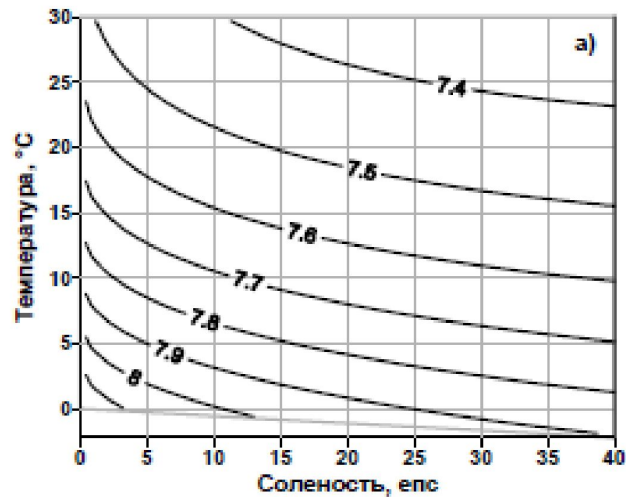


Плотность морской воды

$10^4 \cdot \alpha$ 0 дБ



$10^4 \cdot \beta$ 0 дБ



$$d\rho = \alpha\rho dT + \beta\rho dS + k\rho dP$$

Термическое расширение $\alpha = -1/\rho$
 ($\partial\rho/\partial T$)
 Соленостное сжатие $\beta = 1/\rho$
 ($\partial\rho/\partial S$)

		$\Delta\sigma_t$ for $\Delta T = +1$ °C				$\Delta\sigma_t$ for $\Delta S = + 0.5$			
		0	20	35	40	0	20	35	40
Temperature	Salinity								
	30	-0.30	-0.33	-0.34	-0.34	0.38	0.37	0.37	0.38
	20	-0.21	-0.24	-0.27	-0.27	0.38	0.38	0.38	0.38
	10	-0.09	-0.14	-0.18	-0.18	0.39	0.39	0.39	0.39
	0	+0.07	-0.01	-0.06	-0.17	0.41	0.40	0.40	0.40

Плотность морской воды

Стерические колебания уровня океана, вызванные изменением удельного объема морской воды (α и β).

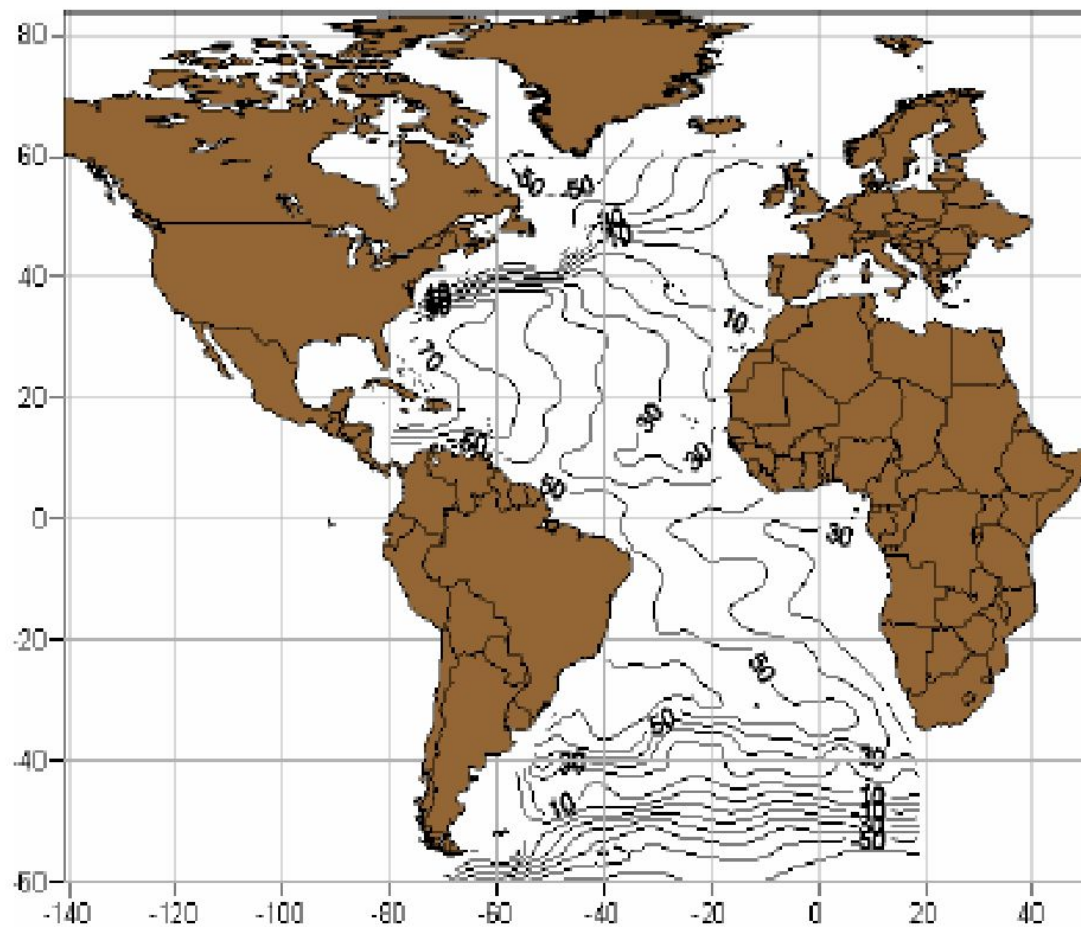


Рис. 4.8. Стерическое отклонение уровня моря (см) в Атлантическом океане в августе

Архипкин В.С. (2005)

Плотностная стратификация и вертикальная устойчивость

Архимедова сила (сила плавучести)

$$F = g(\rho' - \rho) = \pm g \Delta \rho.$$

Стратификация

$\Delta \rho \in <$	Положительная
$\Delta \rho \in >$	Отрицательная (неустойчивая) - Конвекция
$\Delta \rho \in =$	Нейтральная
0	(равновесная)

Вертикальное ускорение движения частицы

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{F}{m} = \pm g \frac{\Delta \rho}{\rho}, \quad \pm \frac{g \Delta \rho}{\rho \Delta z} \text{ на единицу}$$

Устойчивость

$$E = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP} = \alpha \frac{d\theta}{dz} + \beta \frac{dS}{dz}$$

Термическая
устойчивость
Соленостная
устойчивость

Частота Ваясяля-Брента (частота плавучести)

$$E = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP} = \alpha \frac{d\theta}{dz} + \beta \frac{dS}{dz}$$

Число
Ричардсона

$$R_i \equiv \frac{g E}{(\partial U / \partial z)^2}$$

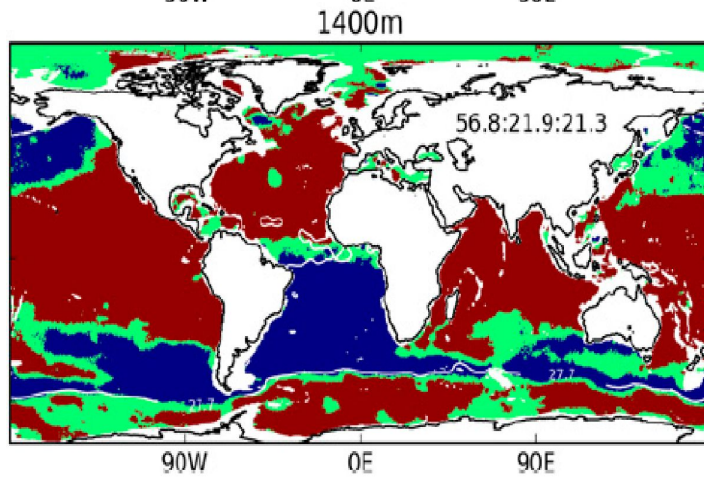
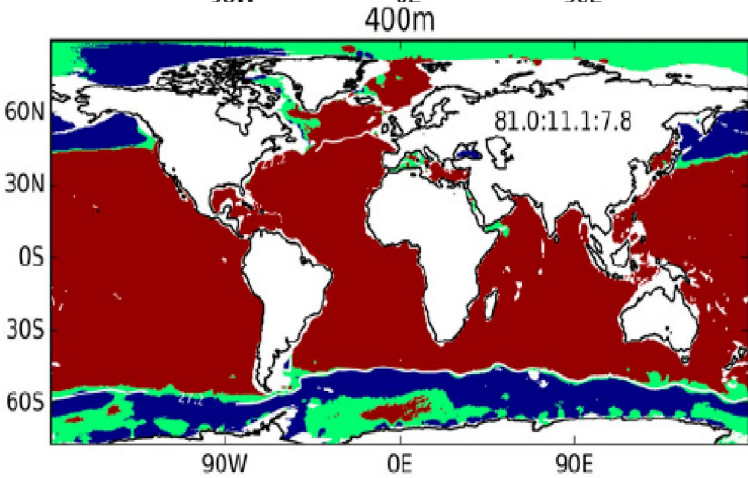
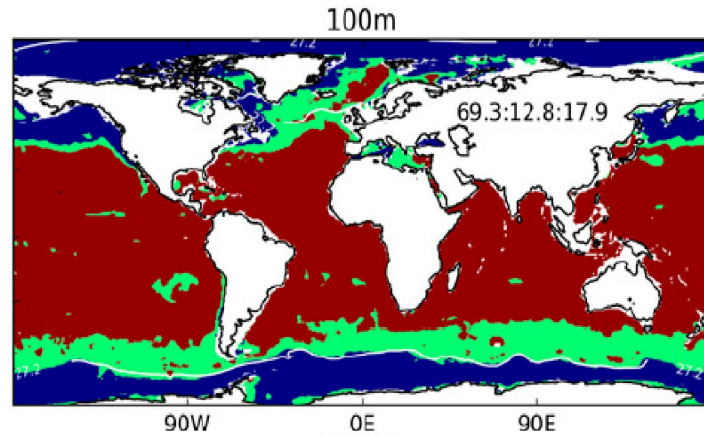
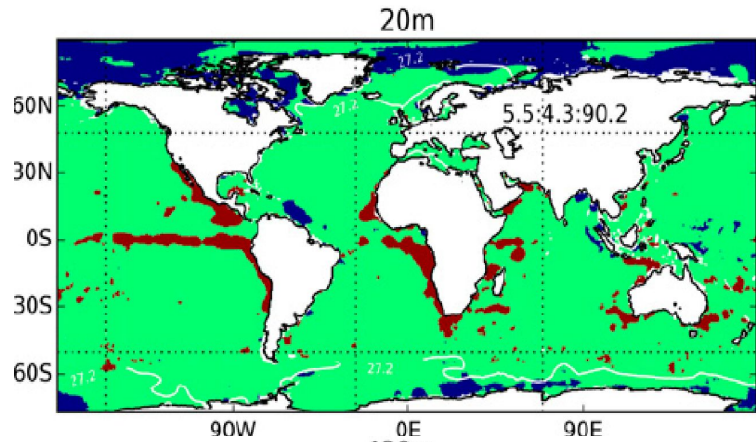
$$E = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP} = \alpha \frac{d\theta}{dz} + \beta \frac{dS}{dz} \text{ Турбулентность подавляется стратификацией}$$

$$E = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP} = \alpha \frac{d\theta}{dz} + \beta \frac{dS}{dz} \text{ Турбулентность развивается}$$

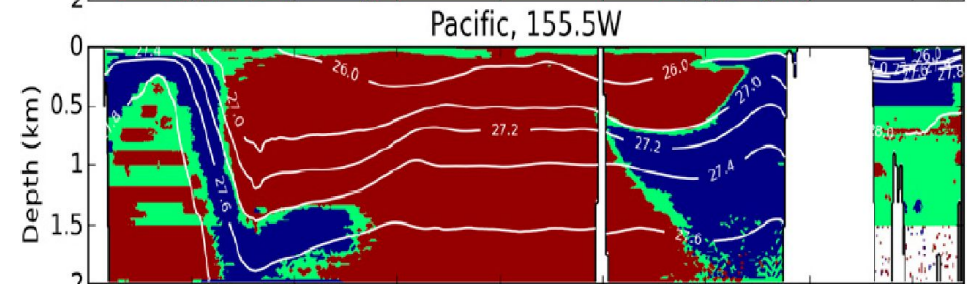
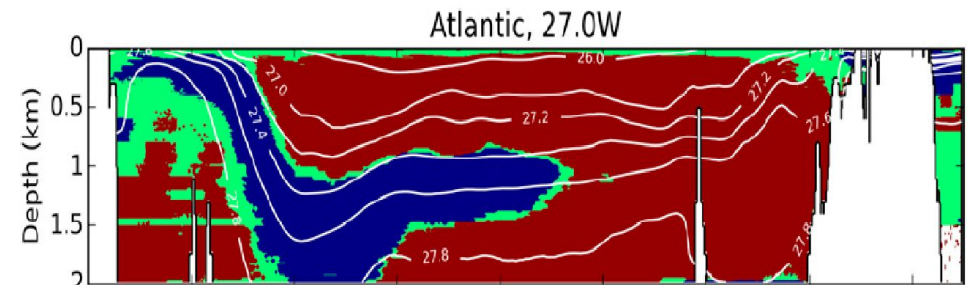
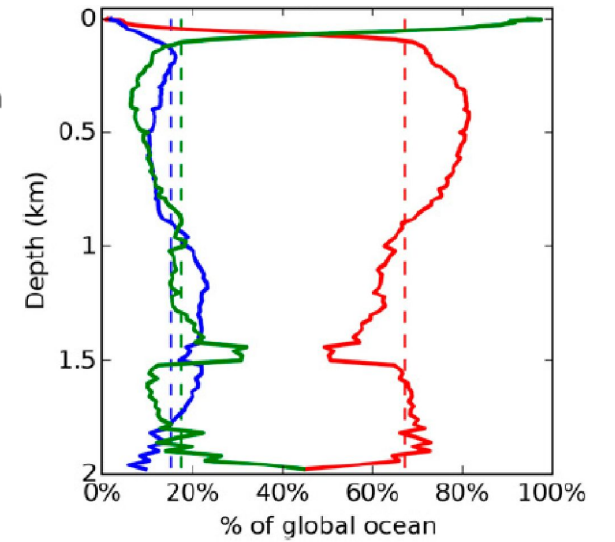
Коэффициенты вертикального турбулентного обмена обратно пропорциональны устойчивости

Устойчивая стратификация

α и β
стратификация



- Alpha
- Beta
- Transition
- Global



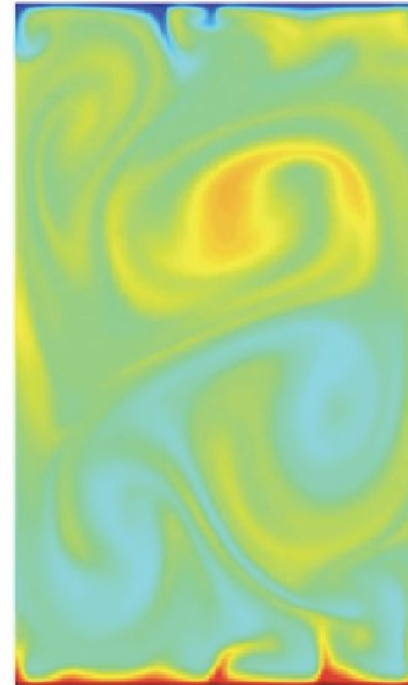
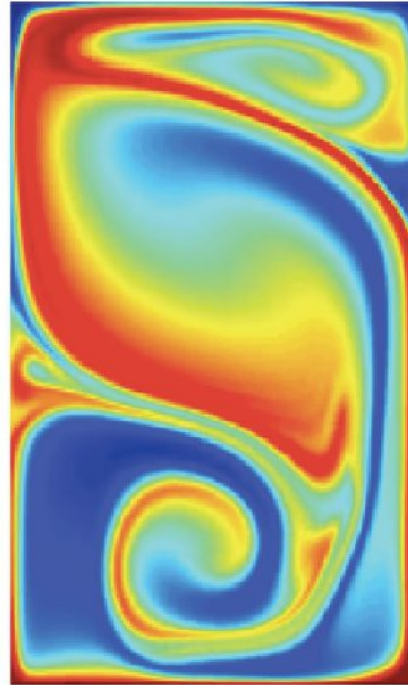
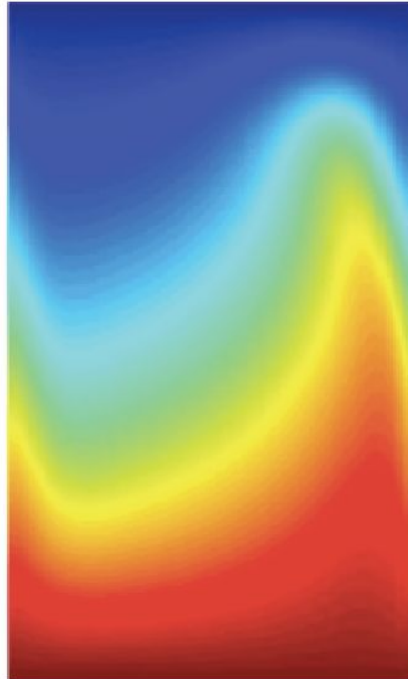
Stewart and Haine (2016)

Неустойчивая стратификация, конвекция

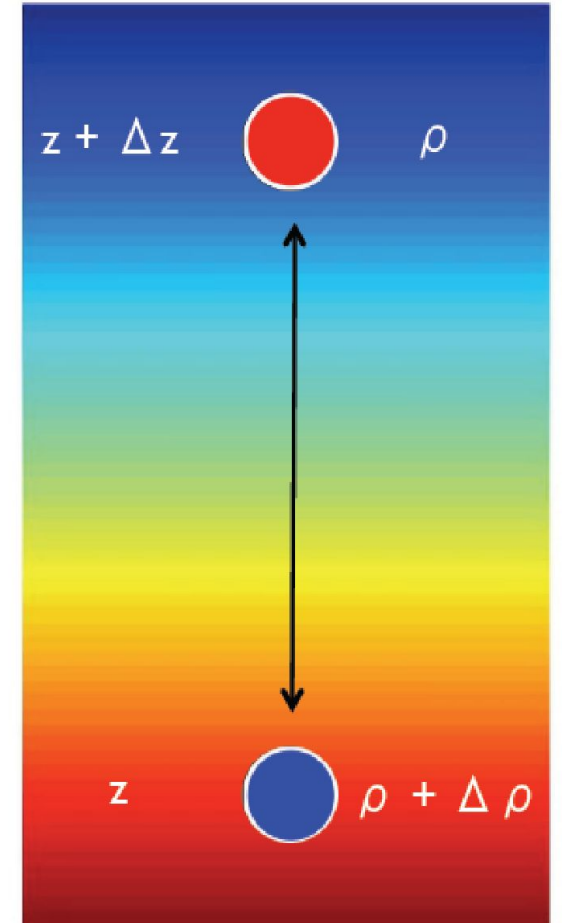
Cooling



Heating



Cooling

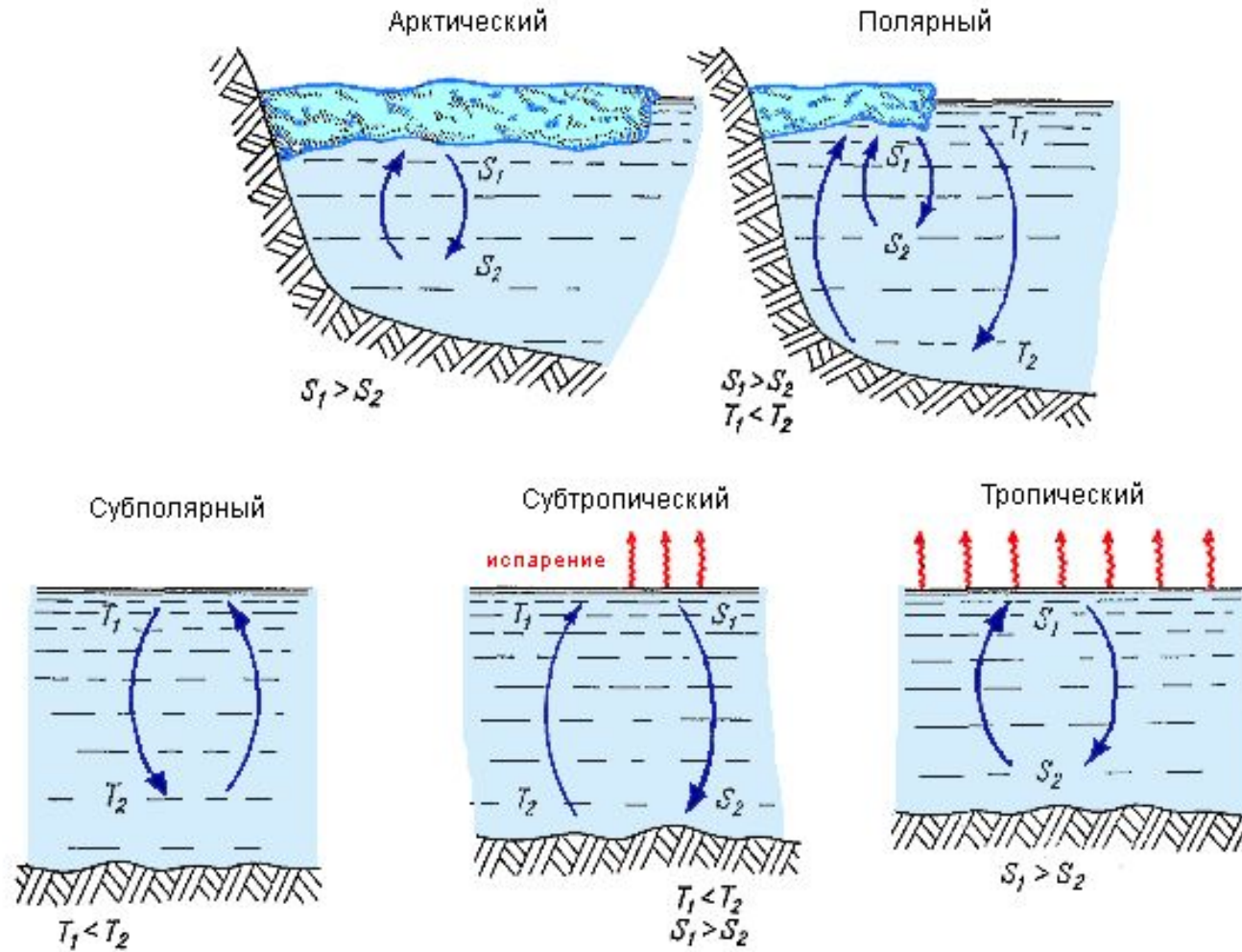


Heating

Климатическая роль конвекции – теплообмен с глубинными слоями.
Различия Арктики и Антарктики в ледяном покрове открытого океана.

Конвекция в океане

Типы конвективного перемешивания

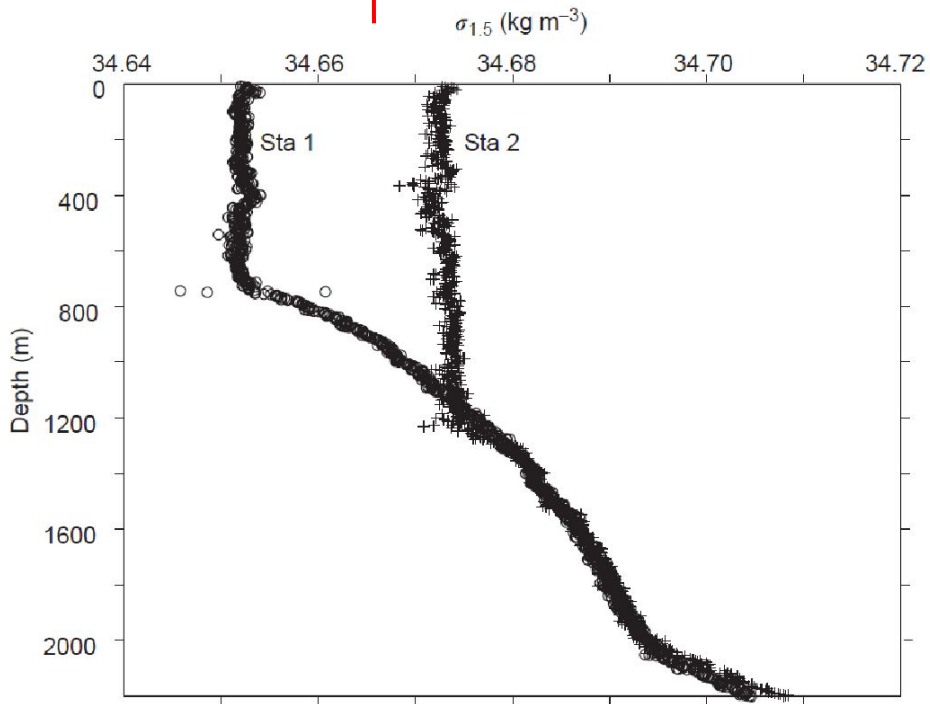


Конвекция в океане

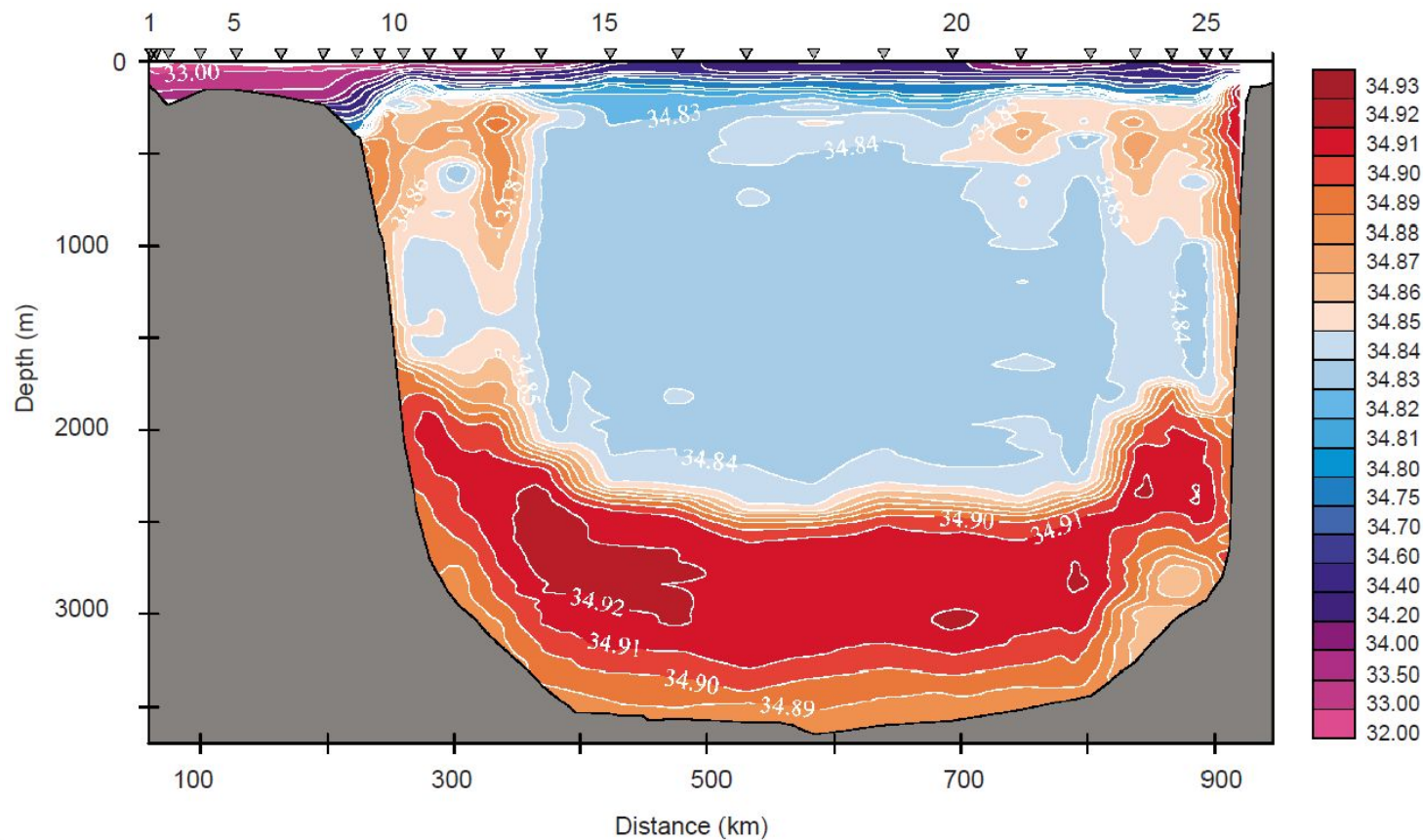
Глубокая конвекция

Море Уэддела, Море Росса, Море Лабрадор, Гренландское море, Средиземное море

715 Вт/м²



Vertical distribution of $\sigma_{1.5}$ obtained from R/V *Knorr* at 56.8°N, 54.2°W in the Labrador Sea on February 25 (Station 1) and March 8, 1997 (Station 2).

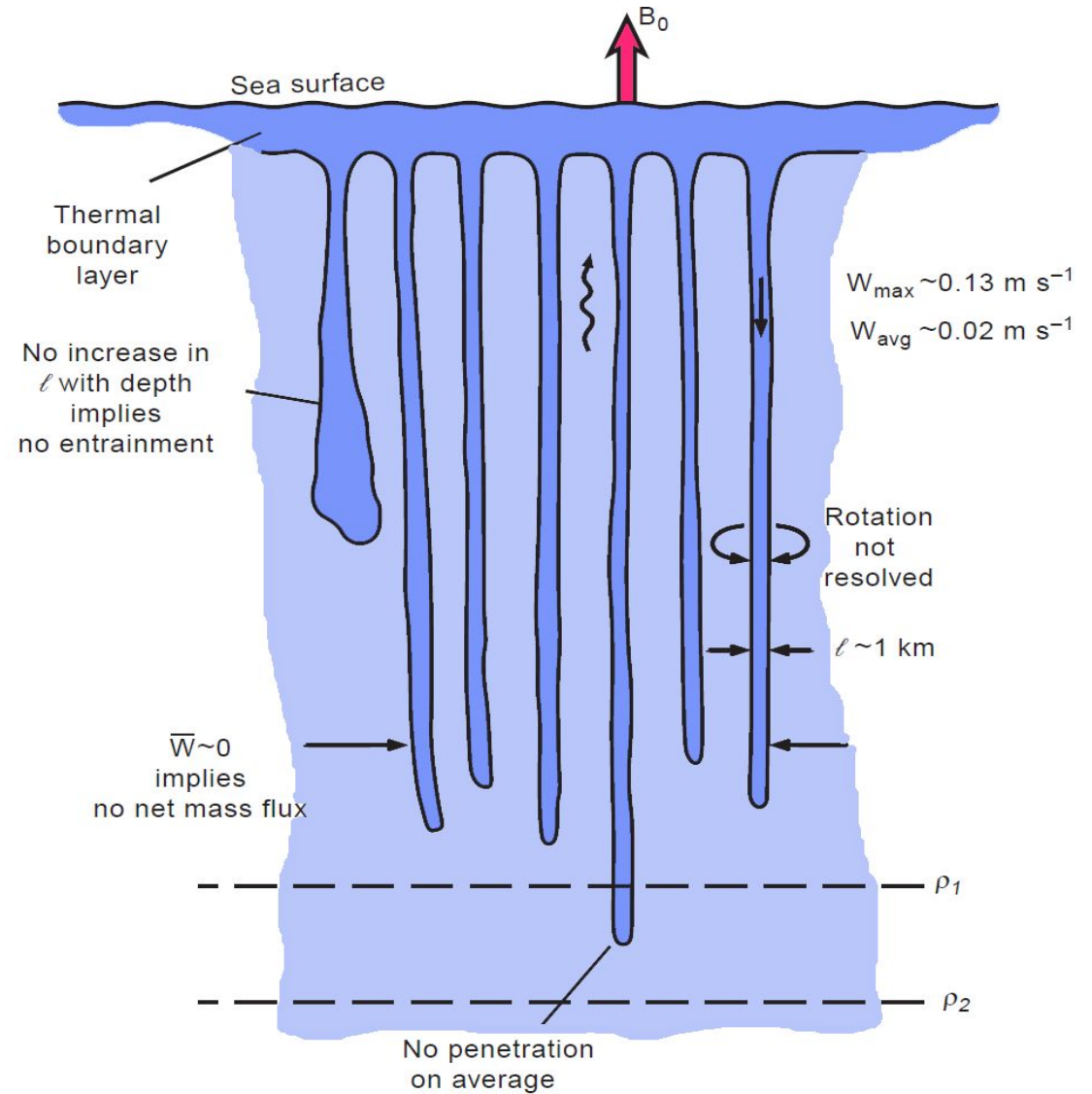


Salinity distribution across the Labrador Sea between 53.0°N, 55.5°W and 60.6°N, 49.3°W obtained June 19-23, 1993.

Конвекция в океане

Глубокая конвекция

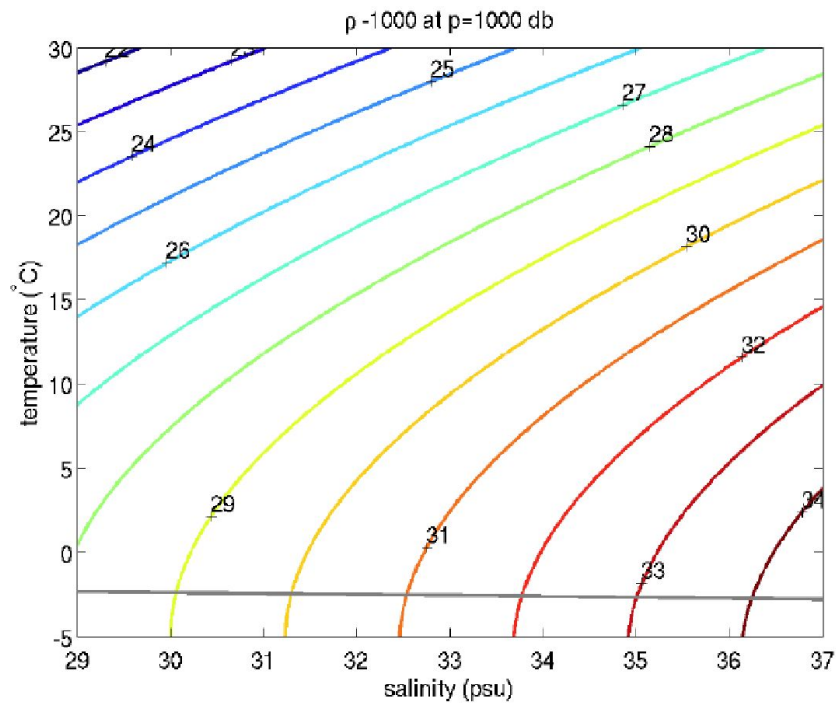
Обобщение наблюдений (ADCP и вертушки) в
Лионском заливе Средиземного моря



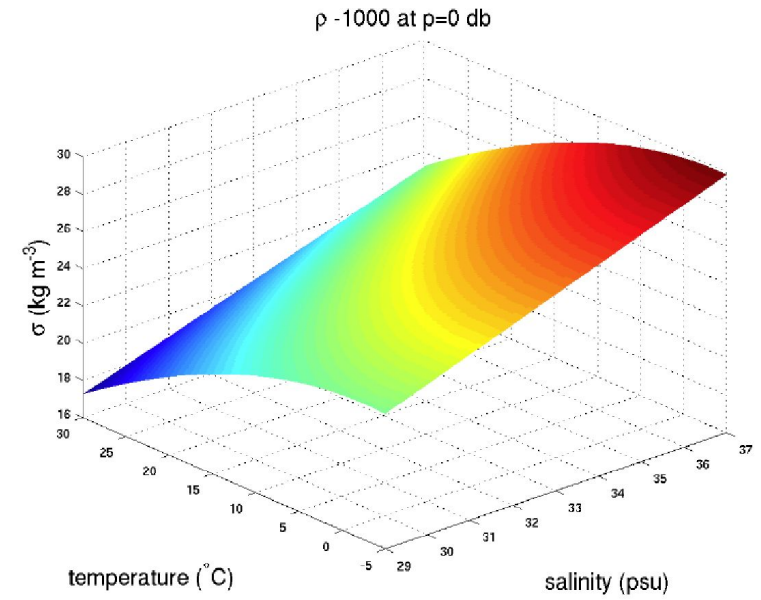
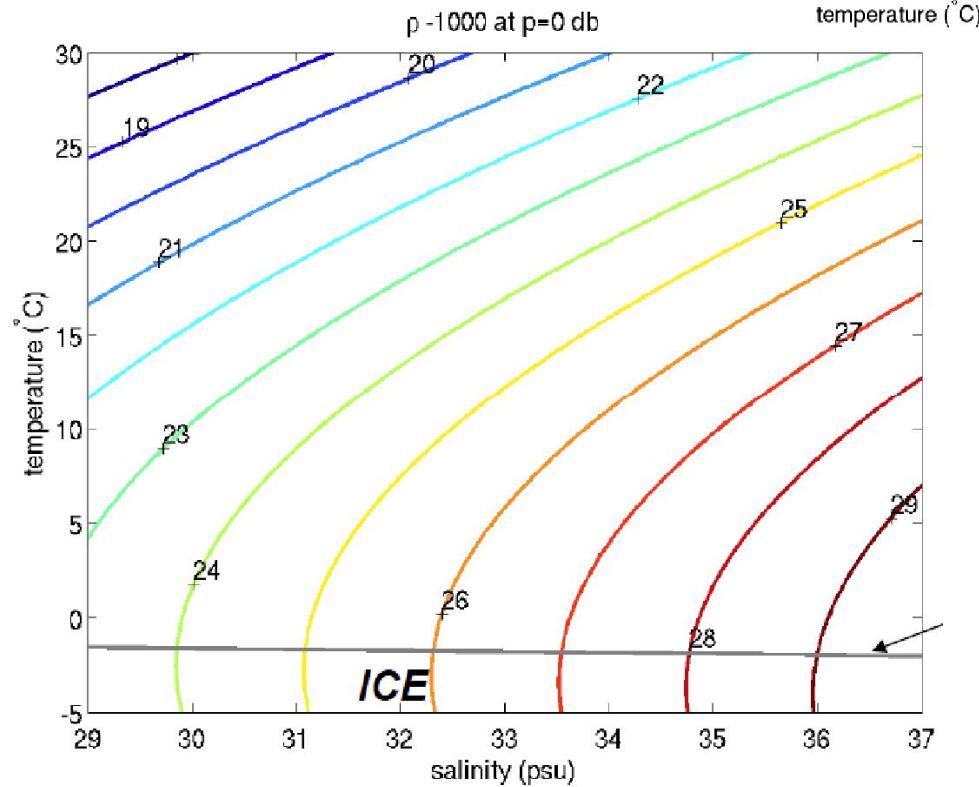
Плотность морской воды

Нелинейность

1000 дб

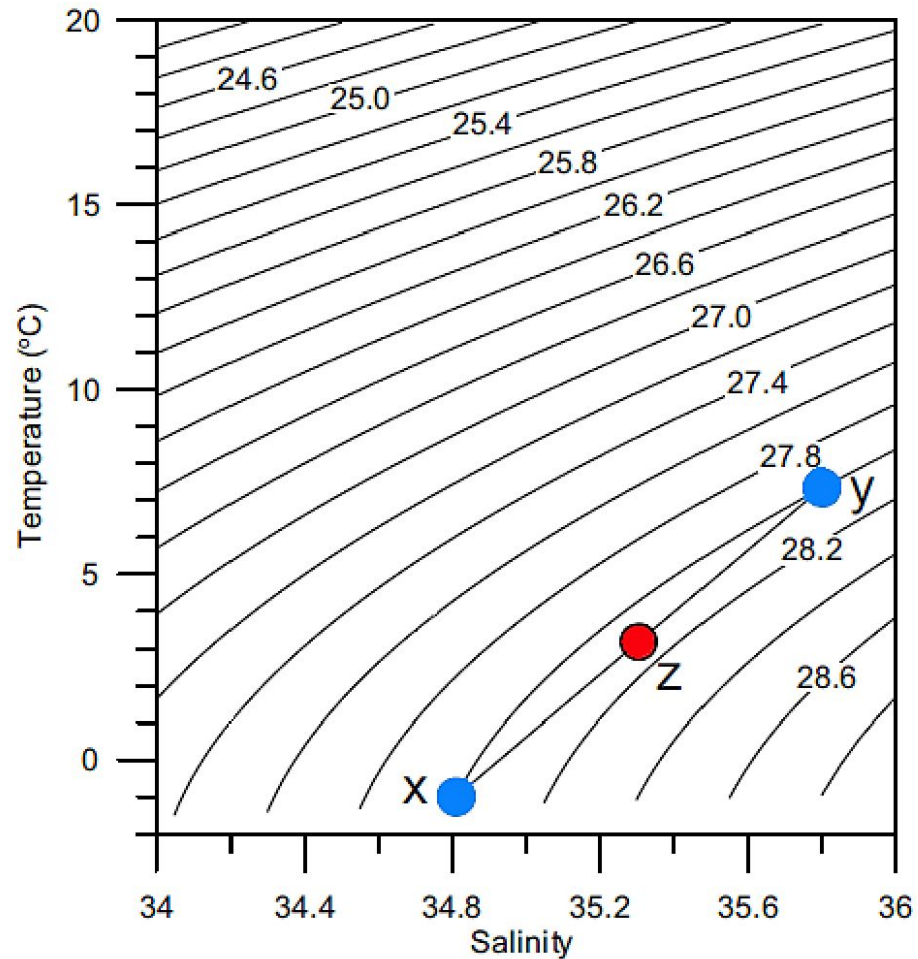


0 дб



Плотность морской воды

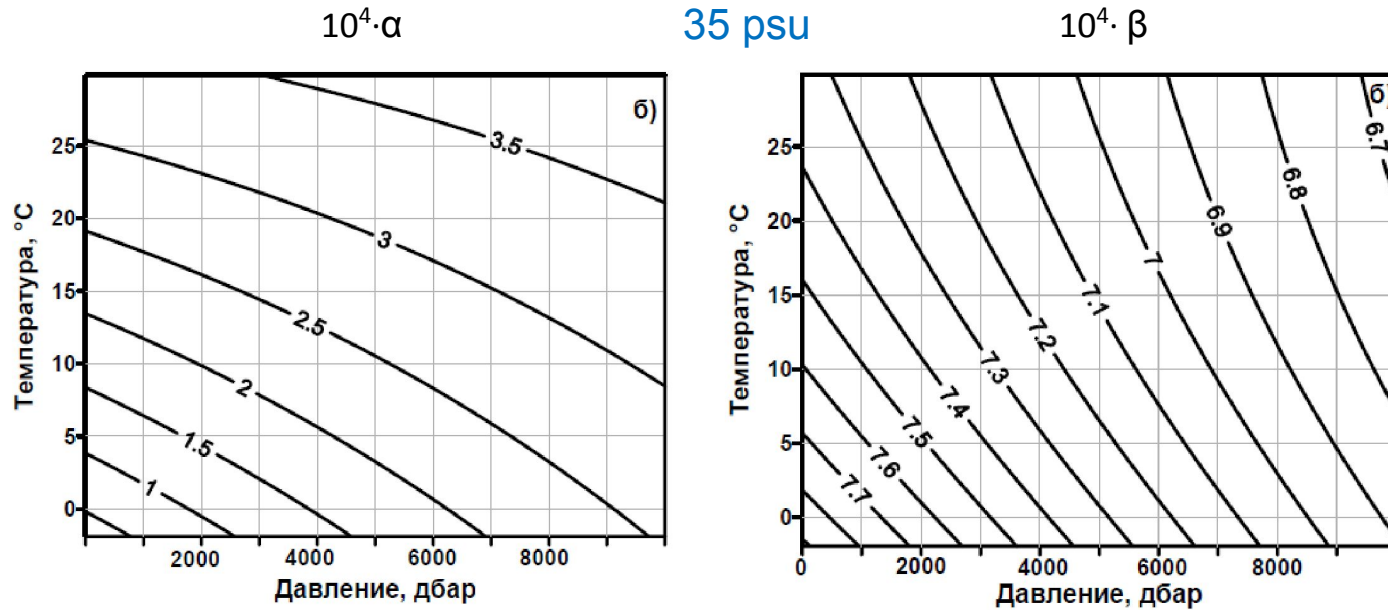
Нелинейность. Уплотнение при смешении (cabbeling)



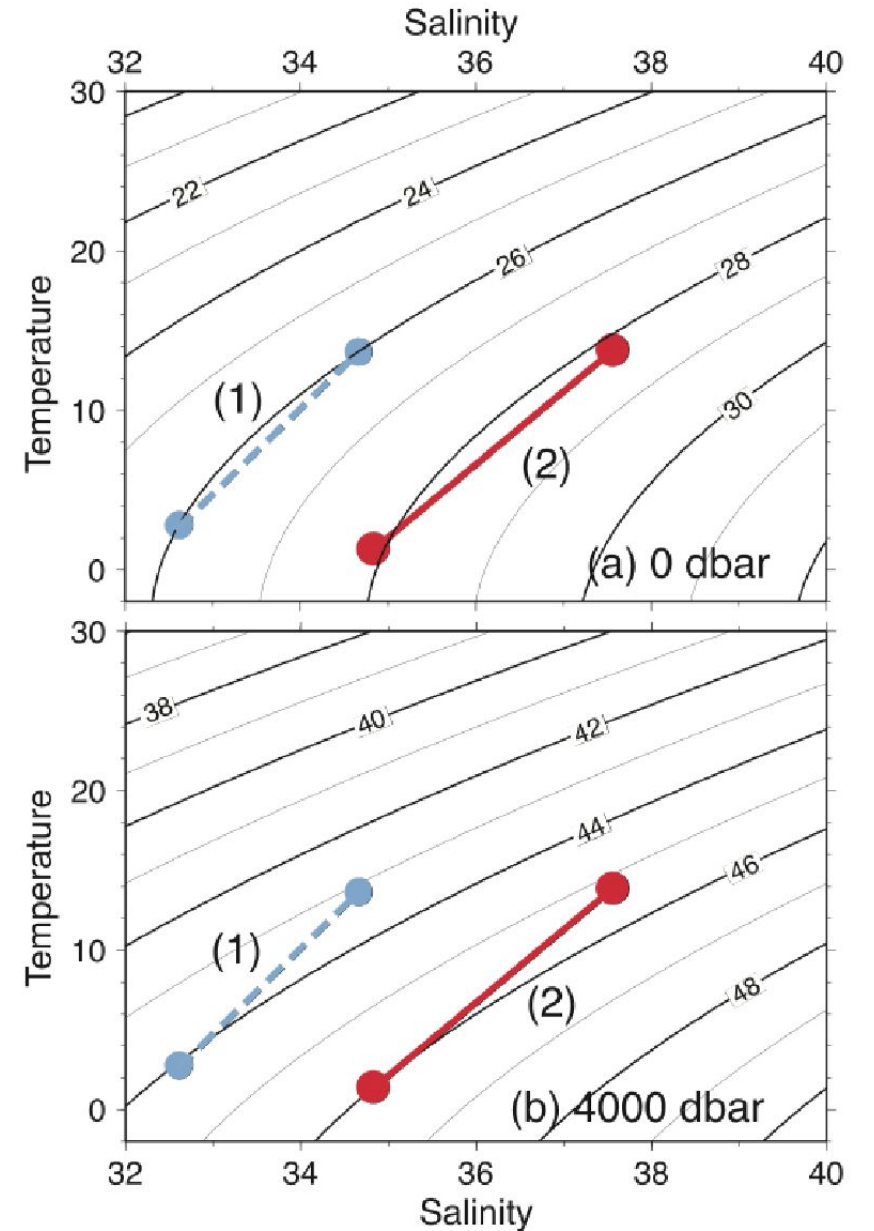
Происходит в субполярных районах при взаимодействии теплых-соленых и холодных-пресных вод равной плотности

Плотность морской воды

Нелинейность при давлении. Thermobaricity



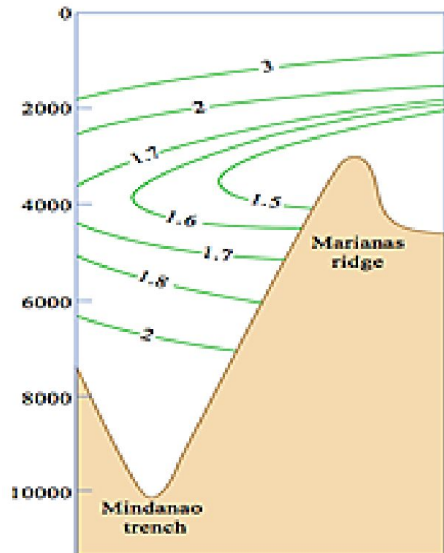
Приводит к изменению вертикальной устойчивости



Специальные способы расчета плотности в океанографии

Потенциальная плотность

In-situ temperature

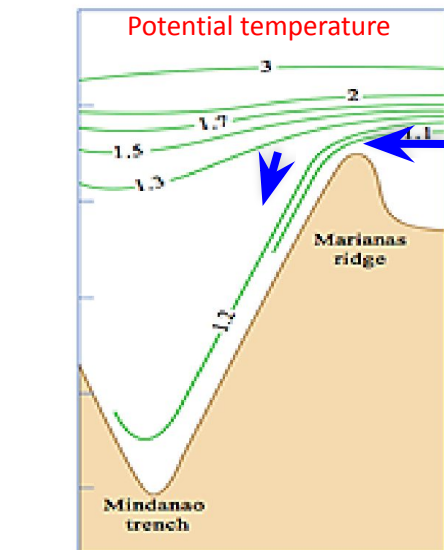


Потенциальная температура
Консервативная температура (TEOS-10)

$$\theta = T - \Delta T_A$$

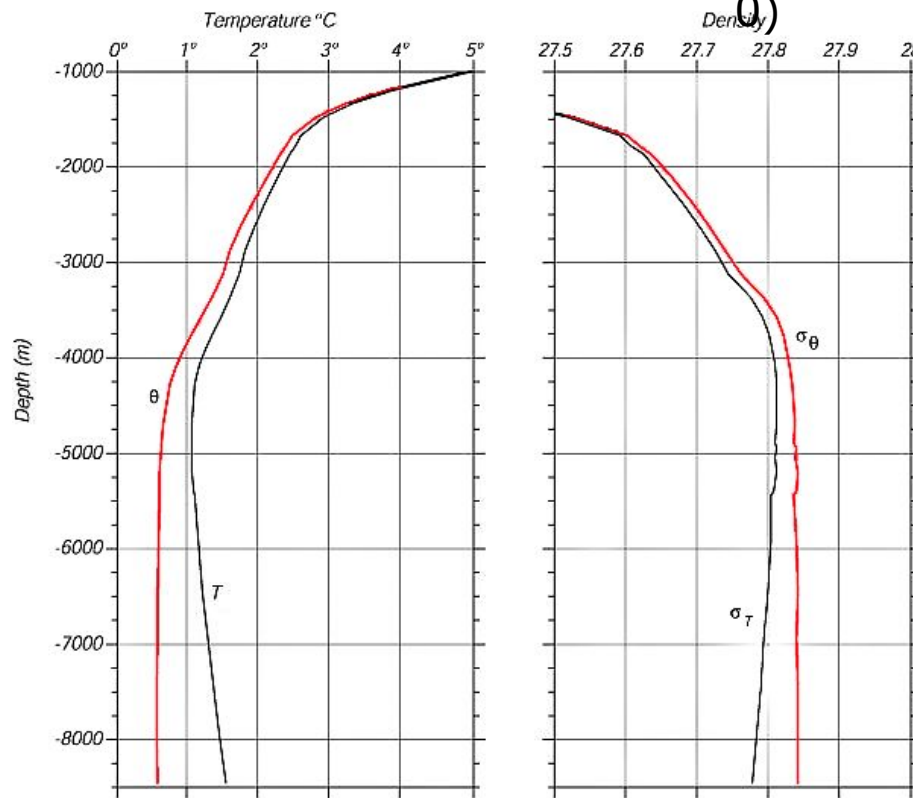
Адиабатическая поправка

Potential temperature

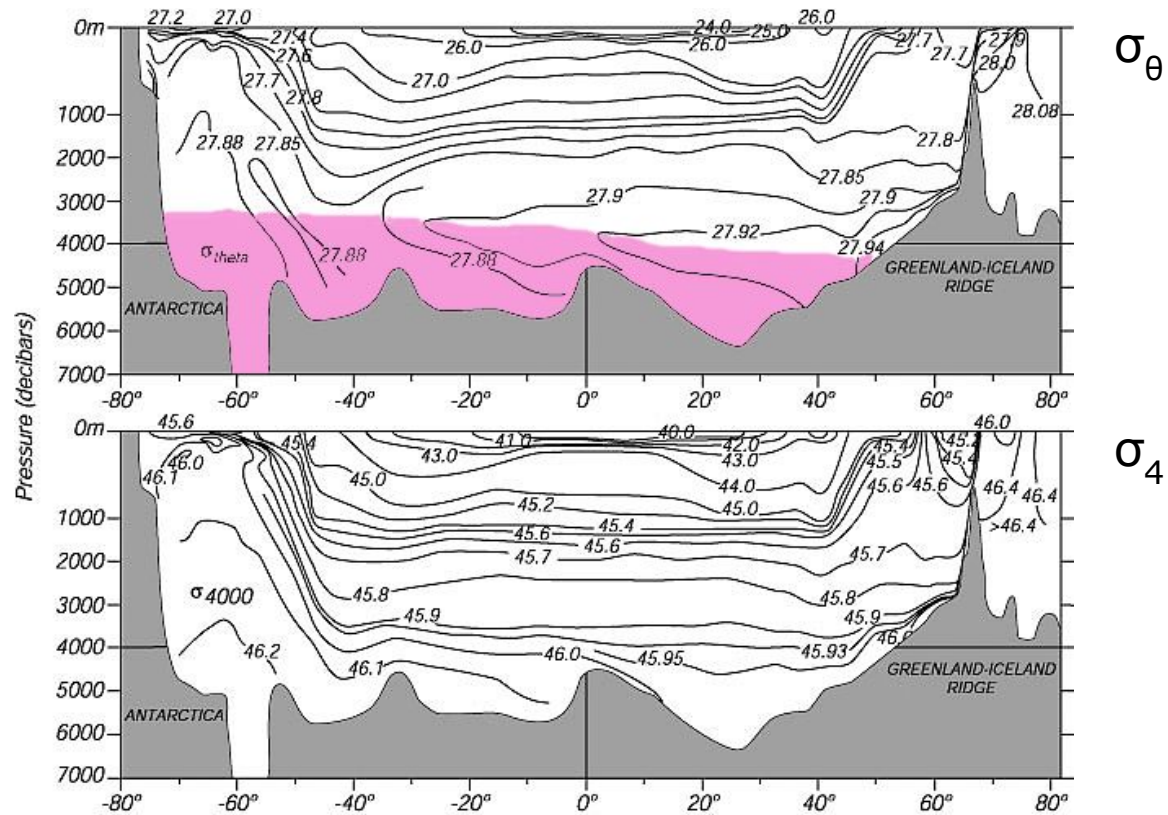


cold water

Потенциальная плотность $\sigma_\theta = \sigma(\epsilon S, \theta, 0)$



Потенциальная плотность воды при давлении



Reid (1968)

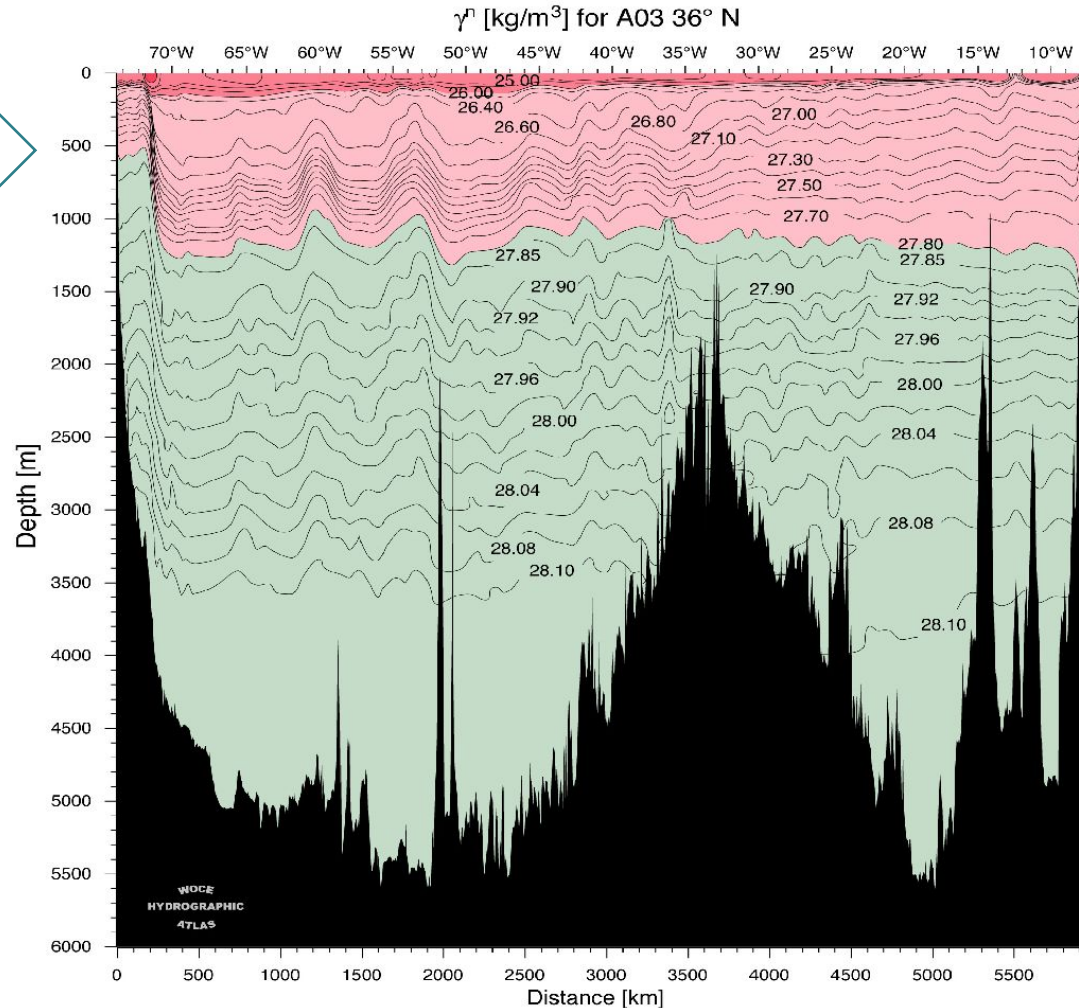
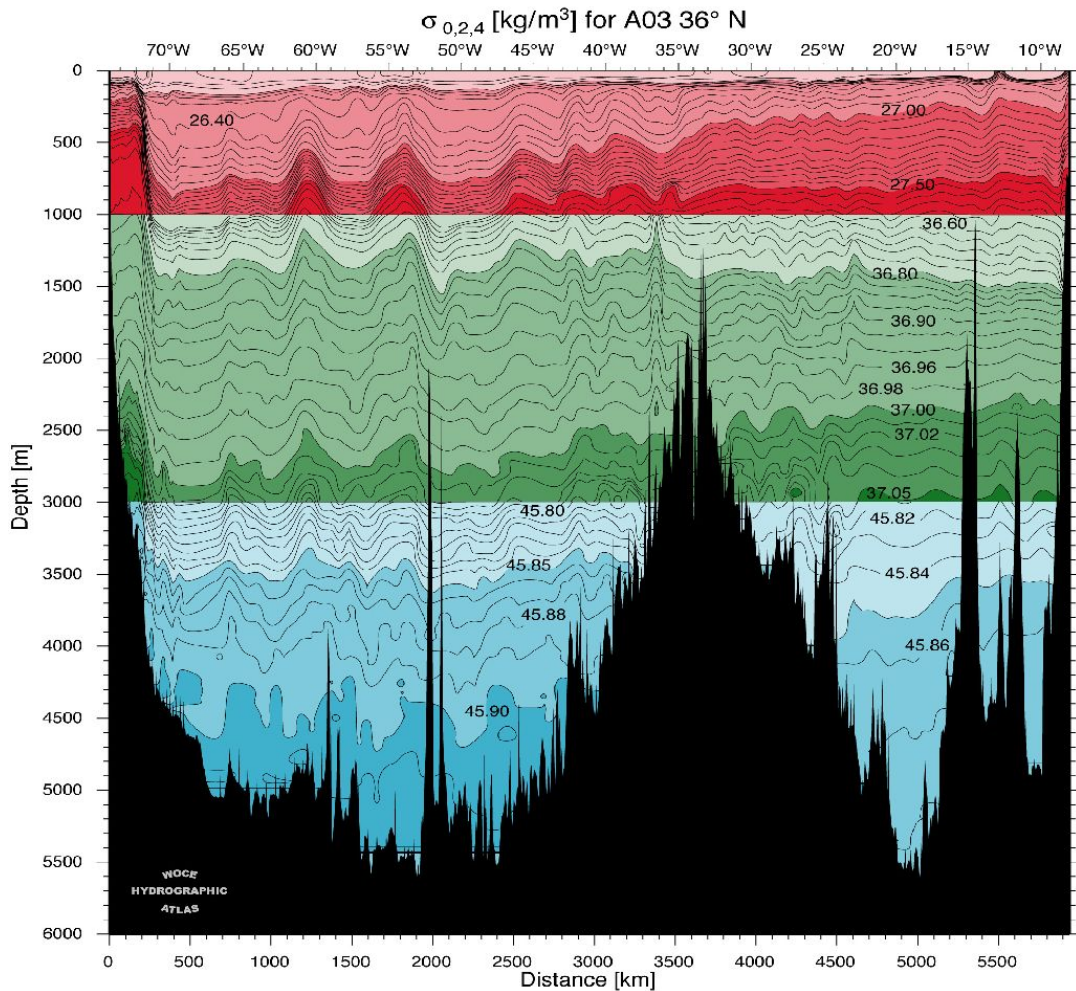
$$\sigma_r = \sigma(S, \theta_r, p, p_r)$$

$$\sigma_4 = \sigma(S, \theta_4, 4000)$$

σ_2, σ_3 и т.д.

Нейтральная плотность

Плотность на разрезе от Гибралтара до Гольфстрима



γ^n Нейтральная плотность **Jackett and McDougall (1997)**

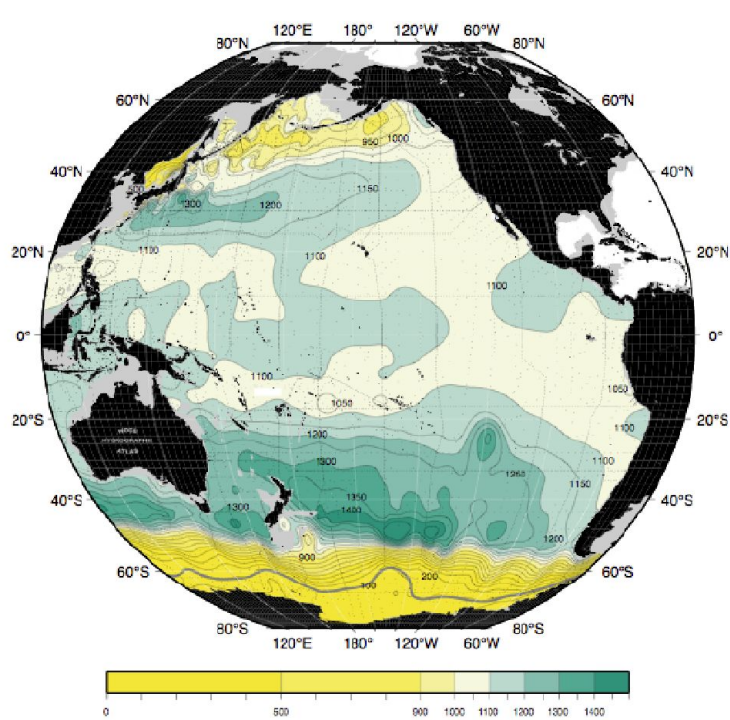
Вдоль поверхности нейтральной плотности водная масса движется сохраняя нейтральную плавучесть.

$$\nabla \gamma^n = b\rho(\beta \nabla S - \alpha \nabla \theta);$$

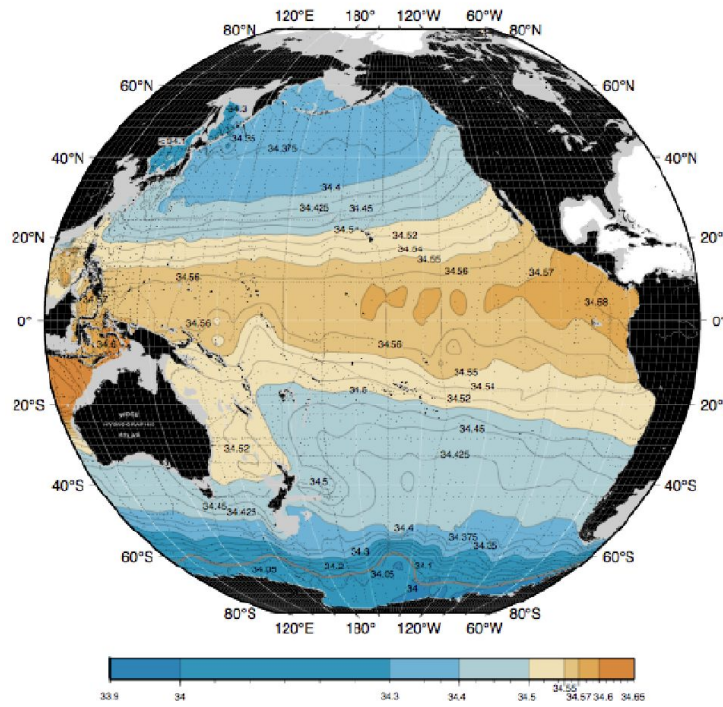
Использование на оси Z плотности вместо глубины

Изопикнический анализ

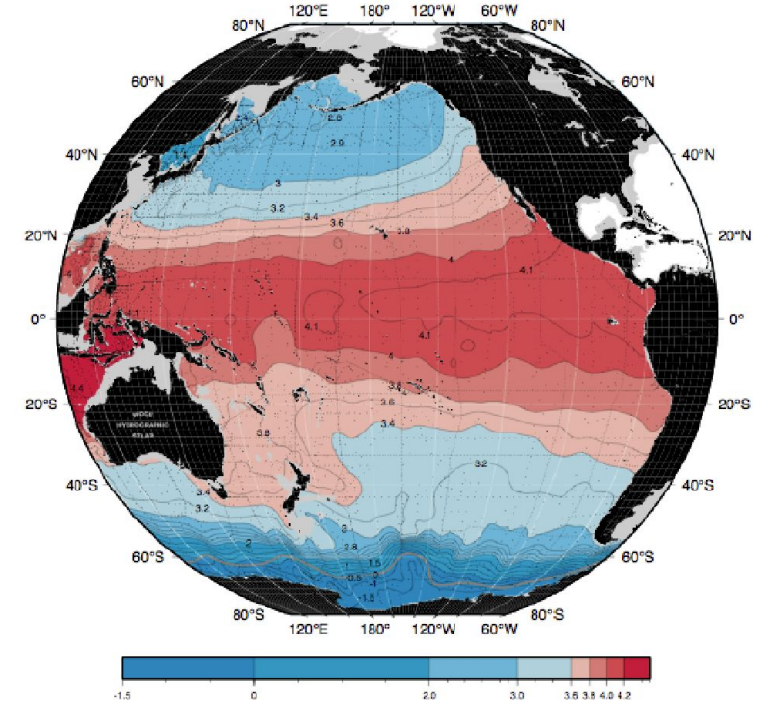
Depth (m) 27.6 γ^n (kg/m³)



Salinity (PSS78) 27.6 γ^n (kg/m³)

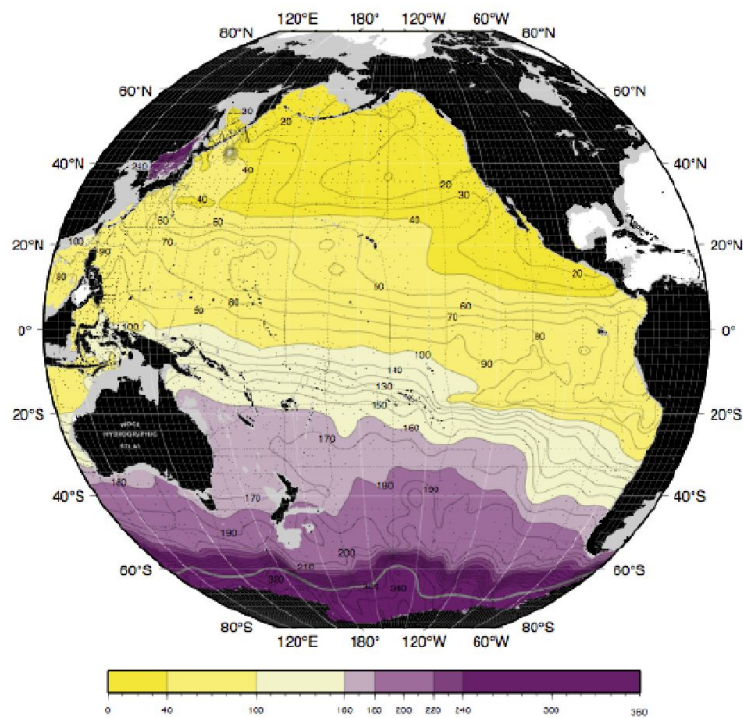


Potential temperature (°C) 27.6 γ^n (kg/m³)

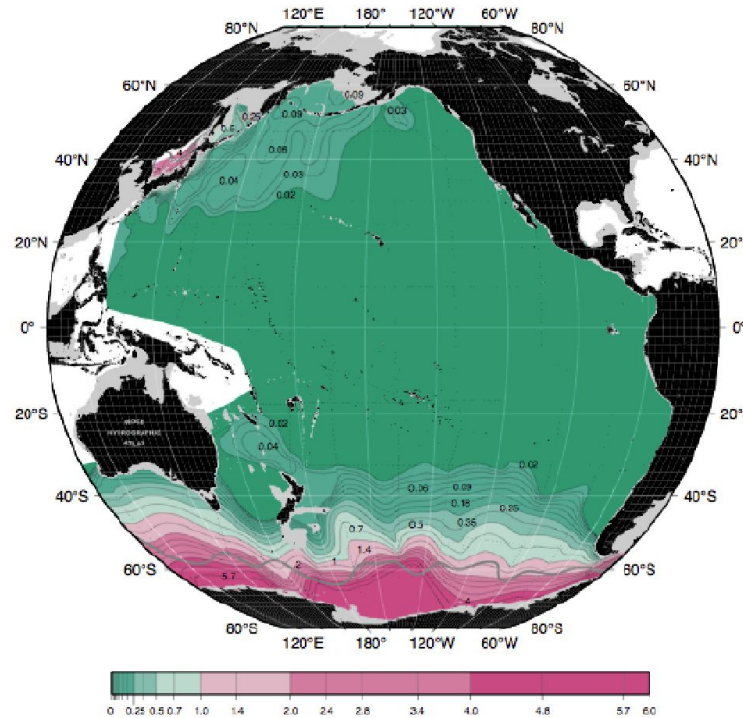


Изопикнический анализ

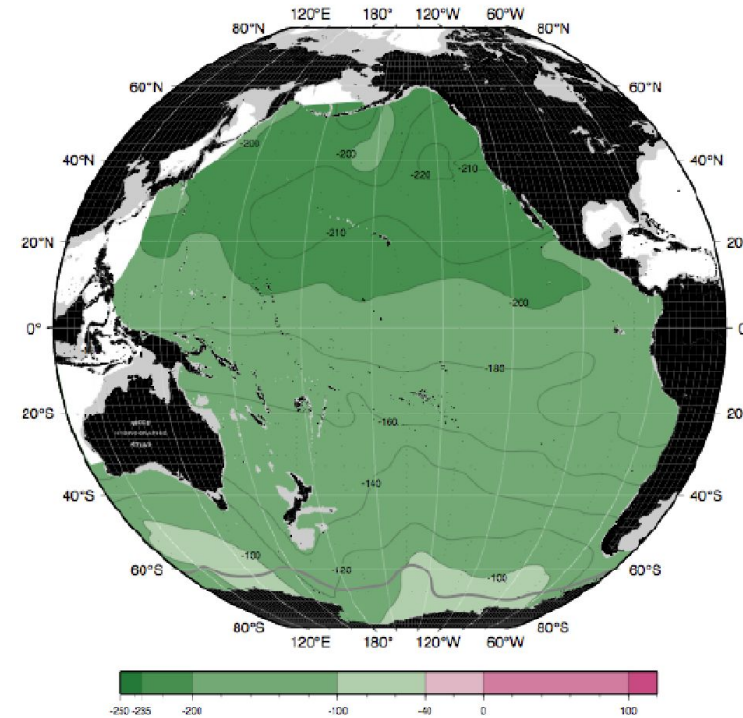
Оxygen ($\mu\text{mol/kg}$) $27.6 \gamma^n$ (kg/m^3)



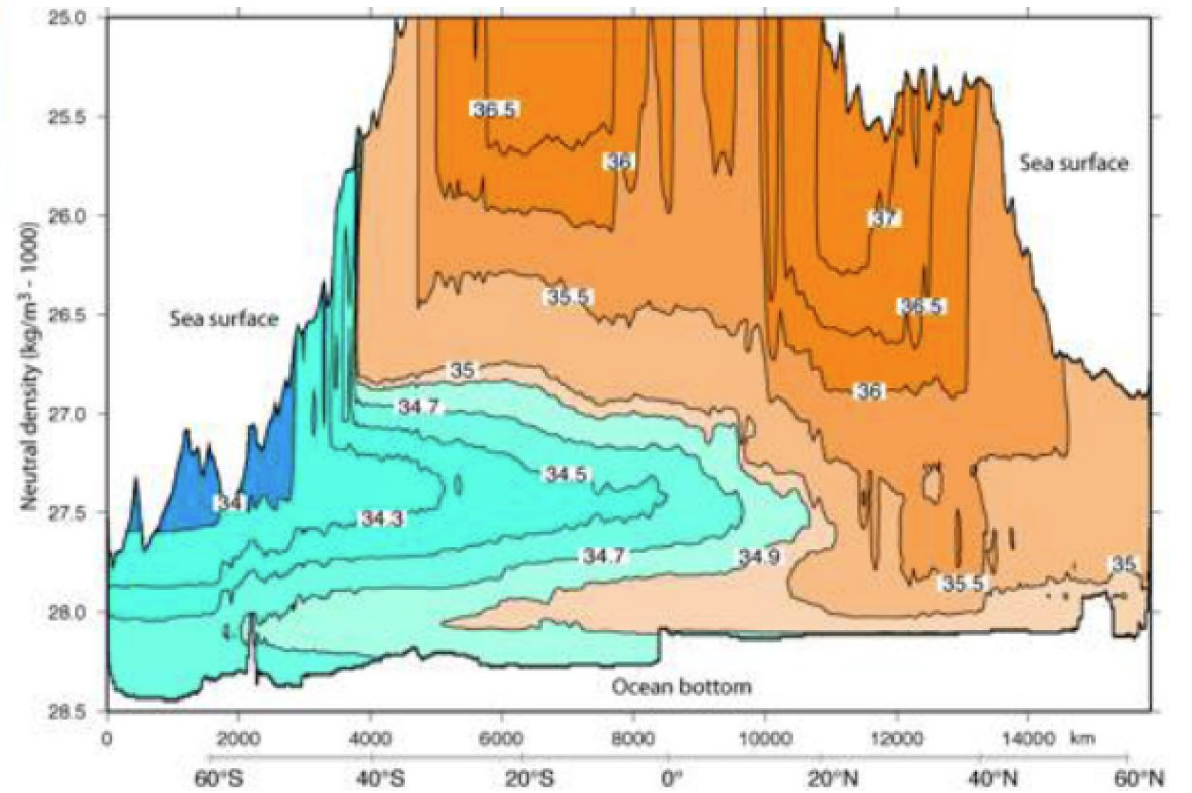
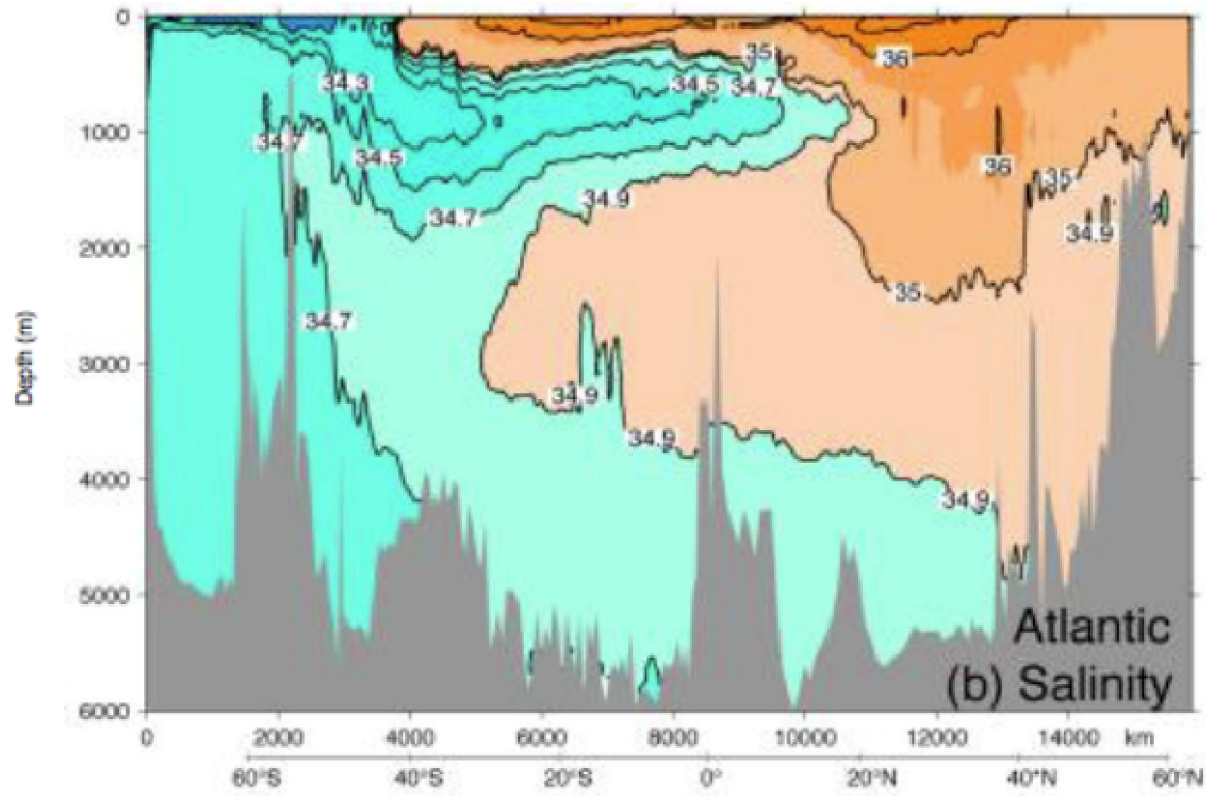
CFC-11 (pmol/kg) $27.6 \gamma^n$



$\Delta^{14}\text{C}$ (/mille) $27.6 \gamma^n$ (kg/m^3)



Изопикнический анализ

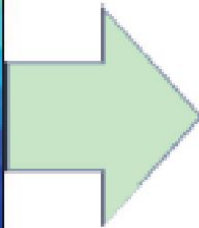


Плотностная стратификация и динамика вод

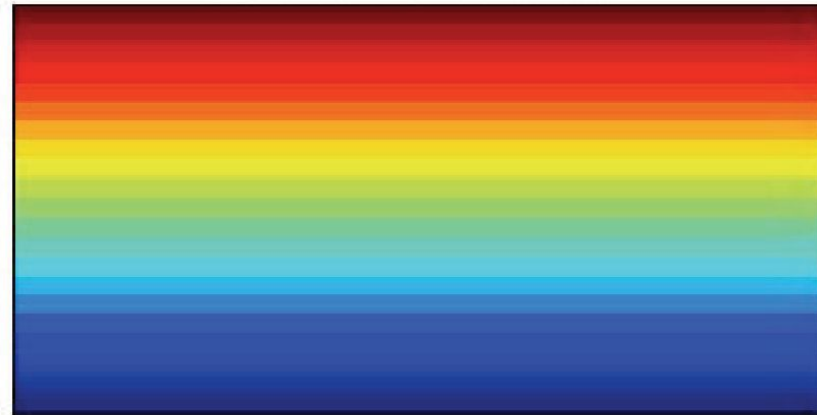
Доступная потенциальная энергия (available potential energy)

$$APE \approx \frac{g^2}{\rho_0} \frac{\rho'^2}{N^2}$$

Sloped isopycnals



Hydrostatic balance



Плотностная стратификация и и динамика вод

Радиус деформации (радиус Россби)

$$L_d = \frac{NH}{f_0}$$

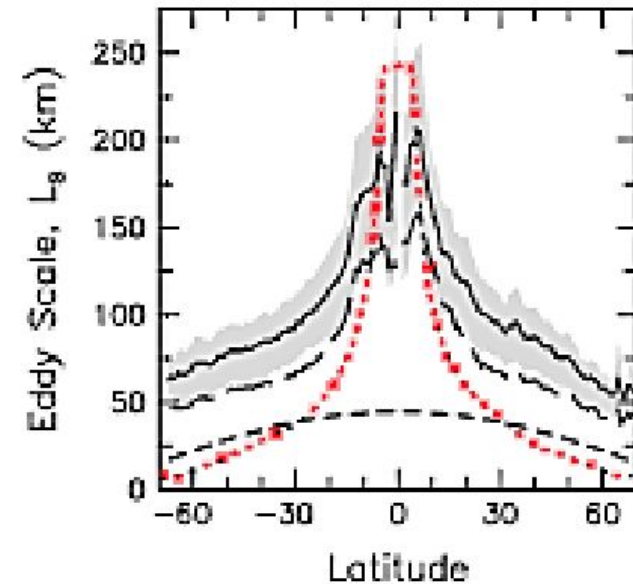
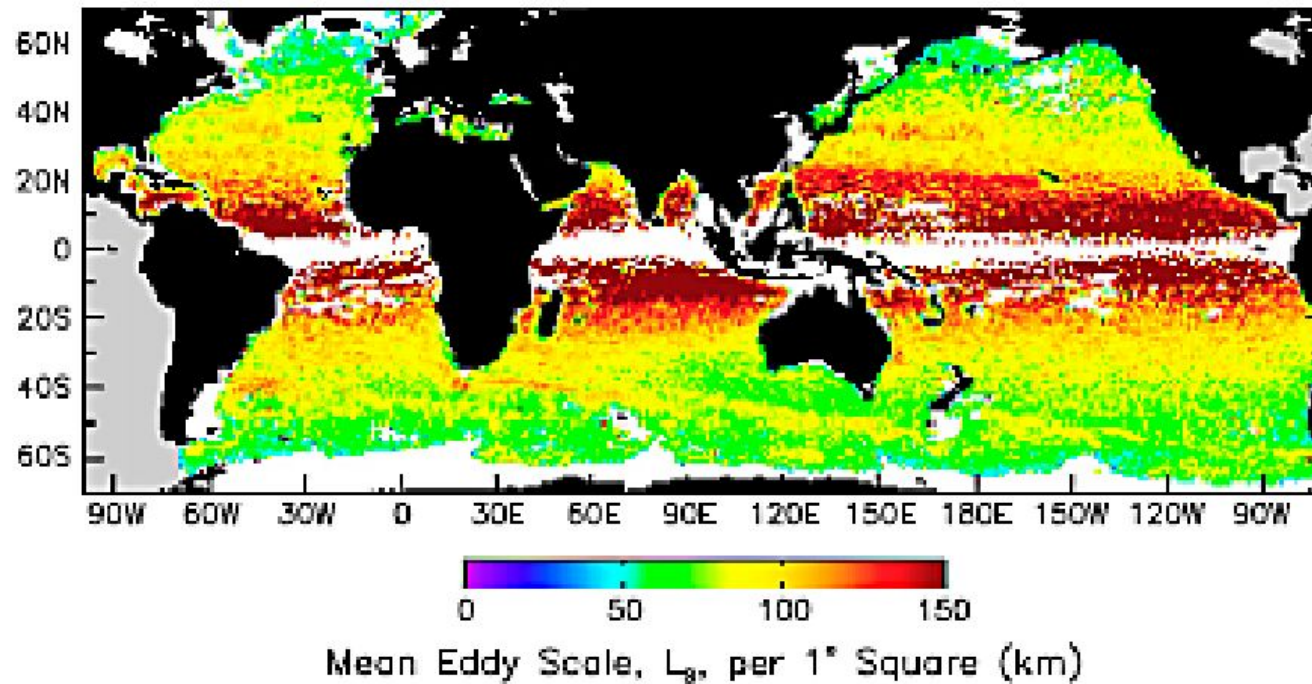


Fig 12. Map of the average speed-based radius scale L_e for eddies with lifetimes ≥ 16 weeks (left) for each $1^\circ \times 1^\circ$ region. The right panel shows meridional profiles of the average (solid line) and the interquartile range of the distribution of L_e (gray shading) in 1° latitude bins. The long dashed line is the meridional profile of the average of the e-folding scale L_e of a Gaussian approximation of each eddy (see Appendix B.3). The short dashed line represents the 0.4° feature resolution limitation of the SSH fields of the AVISO Reference Series for the zonal direction (see Appendix A.3) and the dotted line is the meridional profile of the average Rossby radius of deformation from Chelton et al. (1998).

Как определяют плотность морской воды?

Измерение плотности воды

Ареометры



Денсиметры



Формула Кнудсена

Hydrographic Tables, 1901
International Oceanographic Tables, 1966
Океанографические таблицы, 1957,
1975



Кнудсен, Экман (1901, 24 пробы от Балтийского до Красного морей)

$$\sigma_t = \Sigma_t + (\sigma_0 + 0,1324) [1 - A_t + B_t (\sigma_0 - 0,1324)].$$

$$\sigma_0 = -0,093 + 0,8149S - 0,000482S^2 + 0,0000068S^3,$$

$$\Sigma_t = -\frac{(t - 3,98)^2}{503,570} \frac{t + 283}{t + 67,26^\circ},$$

$$A_t = t(4,7867 - 0,098185t + 0,0010843t^2) \cdot 10^{-3},$$

$$B_t = t(18,030 - 0,8164t + 0,001667t^2) \cdot 10^{-6}.$$

s_0 = отношение удельного веса морской воды при 0°C к удельному весу пресной воды при 4°C $\sigma_0 = (s_0 - 1) \cdot 10^3$

s_T = отношение удельного веса морской воды при $T^\circ\text{C}$ к удельному весу пресной воды при 4°C $\sigma_T = (s_T - 1) \cdot 10^3$

Условный удельный вес, Specific gravity, Relative density

Главная проблема – основа не плотность, а относительный удельный вес. К тому же, плотность пресной воды равна не 1000 кг/м^3 , как считалось, а 999.975 кг/м^3 , то формула Кнудсена завышает плотность на 0.025 кг/м^3

Уравнение состояния 1980 г. (УС-80, EOS-80)

Poisson, Chen, Millero, Fofonoff, Millard (нормальная морская вода разбавлялась пресной водой или выпаривалась)

Плотность при атмосферном давлении

$$\rho_{ST0} = \rho_w + (b_0 + b_1 \cdot T + b_2 \cdot T^2 + b_3 \cdot T^3 + b_4 \cdot T^4) \cdot S + (c_0 + c_1 \cdot T + c_2 \cdot T^2) \cdot S^{3/2} + d_0 \cdot S^2,$$

где ρ_w – плотность пресной воды; $b_0=8,24493 \cdot 10^{-1}$; $b_1=-4,0899 \cdot 10^{-3}$; $b_2=7,6438 \cdot 10^{-5}$; $b_3=-8,2467 \cdot 10^{-7}$; $b_4=5,3875 \cdot 10^{-9}$; $c_0=-5,72466 \cdot 10^{-3}$; $c_1=1,0227 \cdot 10^{-4}$; $c_2=-1,6546 \cdot 10^{-6}$; $d_0=4,8314 \cdot 10^{-4}$.

Плотность пресной воды ρ_w равна:

$$\rho_w = a_0 + a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2 + a_3 \cdot T^3 + a_4 \cdot T^4 + a_5 \cdot T^5,$$

где $a_0=999,842594$; $a_1=6,793952 \cdot 10^{-2}$; $a_2=-9,095290 \cdot 10^{-3}$; $a_3=1,001685 \cdot 10^{-4}$; $a_4=-1,120083 \cdot 10^{-6}$; $a_5=6,536332 \cdot 10^{-9}$.

$$\sigma = \rho - 1000 \text{ (кг/м}^3\text{)}$$

$$Y = \rho - 1000 \text{ (кг/м}^3\text{)}$$

Для условной плотности рекомендован другой символ

Диапазон $0 \leq S \leq 40$ ПШС-78, $-2 \leq T \leq 40^\circ\text{C}$ МПТШ-68, точность 0.0035 кг/м³



Уравнение состояния 1980 г. (UC-80, EOS-80)

Набор формул и алгоритмов

Плотность

Температура замерзания

Адиабатический градиент
температуры

Потенциальная температура

Скорость звука

Теплоемкость

Сжимаемость

Гидростатическое давление ->
глубина

и др.

International Thermodynamic Equation of Seawater – 2010 (TEOS-10)

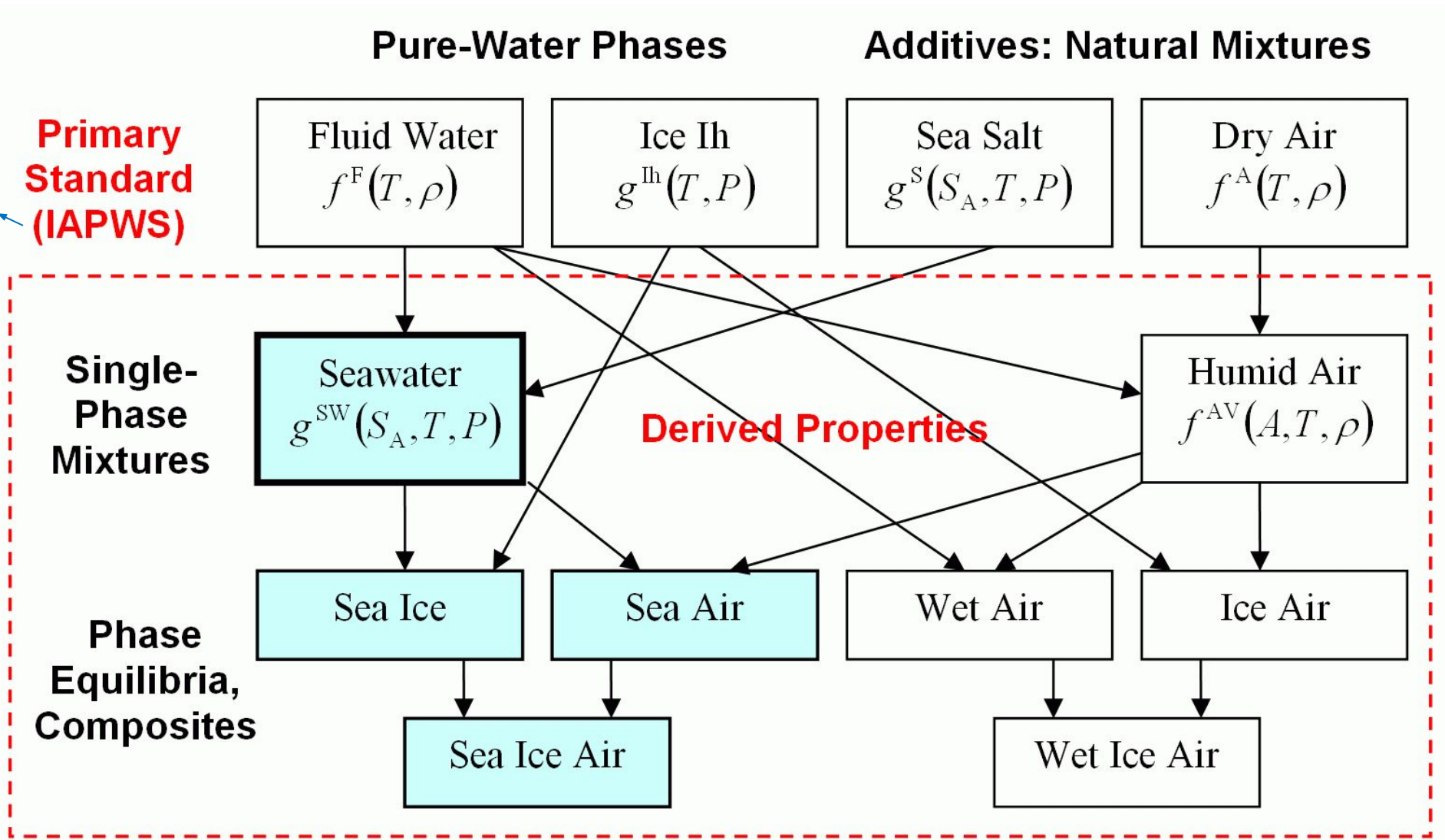
Предпосылки для разработки нового уравнения состояния:

- Многие производные величины, выведенные из УС-80, не в полной мере совместимы между собой;
- Принято более точное уравнение состояния для чистой воды (1995 г.), а также с высокой точностью измерены теплоемкость морской воды, скорость звука и температура максимальной плотности;
- С более высокой точностью определен химический состав «нормальной морской воды»;
- Необходимость более точного определения термодинамических характеристик, таких как энтропия и энтальпия, в частности, для изучения глобального обмена теплом;
- Необходимость точного термодинамического описания взаимодействия между водой, льдом и влажным воздухом, а также скрытого тепла испарения и замерзания;
- Смена температурной шкалы в 1990 г.
- Проблема измерений солёности по электропроводности в случае недиссоциированных соединений, например, силикатов

Модульная структура TEOS-10

The International Association for the Properties of Water and Steam

Primary Standard (IAPWS)



Потенциал Гиббса как основа TEOS-10

Потенциал
Гиббса

$$G = H - TS$$

Энтальпи
я

$$H = U + PV$$

Внутренняя
энергия

$$U = Q - A$$

Энтропи
я

$$dS = \delta Q/T$$

Синонимы - энергия Гиббса, термодинамический потенциал, свободная энергия Гиббса

T -
температура

p -
давление

V - объем

Q - количество

тепла
A - работа

For seawater (*Fofonoff, 1962; Feistel, 1993*) and ice (*Feistel and Hagen, 1995; Tillner-Roth, 1998; Feistel and Wagner, 2006*), Gibbs functions are used because their independent variables, temperature and pressure, can be measured directly, in contrast to, e.g., entropy or density required as the input variables for other potentials.

Потенциал Гиббса как основа TEOS-10

Formulas for properties of seawater and ice expressed in terms of the Gibbs functions $g(S_A, T, p)$ for seawater and $g(T, p)$ for ice.

Property	Symbol	Expression in $g(S, T, p)$ of seawater	Expression in $g(T, p)$ of ice
specific Gibbs energy	g	g	g
specific enthalpy	h	$g - T g_T$	$g - T g_T$
specific Helmholtz energy	f	$g - p g_p$	$g - p g_p$
specific internal energy	u	$g - T g_T - p g_p$	$g - T g_T - p g_p$
Specific entropy	s	$-g_T$	$-g_T$
pressure	p	p	p
density	ρ	$1 / g_p$	$1 / g_p$
specific isobaric heat capacity	c_p	$-T g_{TT}$	$-T g_{TT}$
thermal expansion	α	g_{Tp} / g_p	g_{Tp} / g_p
isothermal compressibility	κ_T	$-g_{pp} / g_p$	$-g_{pp} / g_p$
isentropic compressibility	κ_s	$(g_p^2 - g_u g_{pp}) / (g_p g_u)$	$(g_p^2 - g_u g_{pp}) / (g_p g_u)$
Sound speed	w	$g_p \sqrt{g_u / (g_p^2 - g_u g_{pp})}$	-
chemical potential of water	μ_w	$g - S_A g_S$	g
pressure coefficient for ice	β	-	$-g_{Tp} / g_{pp}$

GSW Oceanographic Toolbox in
MATLAB, FORTRAN, C or PHP

<http://www.teos-10.org/software.htm>



Упрощенные формулы плотности морской воды

Boussinesq,
Stommel,
Линейкин,
Dorsey,
Bryan and Cox,
Friedrich and Levitus,
Мамаев
и др.

Развитие стандартных формул плотности воды

Формула Кнудсена, 1902 → Уравнение состояния-80, 1980 → TEOS-10, 2010

σ_t

σ или Υ

σ^t

5 шкал температуры

1887 г. → 1927 г. → 1948 г. → 1968 г. → 1990 г.

4 шкалы солёности

Шкала Кнудсена, 1902 → Шкала Кокса, 1966 → Практическая шкала солёности, 1978 → TEOS-10, 2010



Плотность морской воды

- Плотность морской воды определяется, в основном, расчетными методами – с помощью эмпирических формул по данным о температуре, солёности и гидростатическом давлении;
- Неоднородность поля плотности воды является основной движущей силой термохалинной циркуляции – крупномасштабных движений в промежуточных и глубинных слоях океана;
- Вертикальная структура плотности определяет вертикальную устойчивость слоев воды, динамику внутренних волн и вихрей, интенсивность вертикального перемешивания – от крайне низких значений до интенсивной глубокой конвекции;
- Формирование поля плотности происходит на большей части океана из-за изменений температуры воды, в полярных районах и в распресненных морях основное влияние оказывает распределение солёности.