

流体地球科学 第1回

東京大学 大気海洋研究所 准教授
藤尾伸三

<http://ovd.aori.u-tokyo.ac.jp/fujio/2019chiba/>
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2019/12/6

最終更新日 2019/11/28

日本周辺の海流

- 親潮 (千島海流)
- リマン海流
- 対馬海流 (対馬暖流)
- 黒潮 (日本海流)

「親潮」「黒潮」は国際的に通用する名称

koutou-chizu-02a.png

海流は不正確→

標準高等地図
(帝国書院)

概要

地球上での大規模な流体運動のしくみや気候との関連について、主に海洋を例にとって解説する。

- 流体…液体 (水), 気体 (空気) ⇔ 弾性体…固体 (土)
- 地球…「自転している」

「大気」と「海洋」の大規模な運動は同じ仕組みで起きている
…地球流体力学

「海洋」を中心に、海流の原因や気候との関連について説明する
…海洋物理学 ⇔ 気象学

- 海の中の生き物は扱わない → 海洋生物学, 水産学
- 沿岸 (東京湾など) は扱わない

日本周辺の海流

rika002.png

理科年表

{ 黒潮…世界屈指 ($50 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
親潮…そこそこ ($20 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
対馬暖流…弱い ($2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
リマン海流…???

qboc2019219cu0.png

海上保安庁「海洋速報」

{ 河川の総流量 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
世界の降水量 $15 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
流量の単位: $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ (約 ton s^{-1})

北太平洋の海流

koutou-chizu-01.png

標準高等地図 (帝国書院)

- 海流は、海洋循環の一部 (渦巻き)
- 川と違って、高いところから低いところに流れるわけでない

ブロッカーのコンベヤー・ベルト

Broecker1987.png

Broecker (1987)

海流の図としては適切でない



多くの垂流あり

北大西洋北部で海面から海底に沈んだ海水は、インド洋や太平洋で海面付近に戻り、再び北大西洋北部に戻る。

→ 海流がヨーロッパを暖める
海流と気候との関連

海洋大循環

waterfall.jpg

エッシャー「滝」
(オリジナルから着色されている)

滝の部分が黒潮

地球温暖化と海洋

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change: 気候変動に関する政府間パネル) の第5次レポート (2013年) によれば、

- 全球平均表面温度は 1880年～2012年で 0.85度上昇

CC2013-SPM1a.png

CC2013-Ch3-1.png

- 過剰な熱の 90%以上は海洋を温めるために使われた

1971年以降、各系が吸収したエネルギー

上層 (<700m) 137TW, 深層 (>700m) 35TW, 氷 7TW, 陸 6TW, 大気 2TW

講義内容の予定

第1回	12月6日	概要説明, 密度と塩分
第2回	12月13日	海洋の鉛直構造
第3回	12月20日	熱収支, 水収支
第4回	12月27日	流体の運動, コリオリの力
第5回	1月10日	地衡流
第6回	1月15日	エクマン流, 風成大循環
第7回	1月24日	渦度, 試験
第8回	1月31日	傾圧, 津波, 潮汐, エル・ニーニョ

密度と浮力

密度…単位体積あたりの質量 (単位 kg m^{-3})
 4°C の真水: 1000kg m^{-3} (1g cm^{-3} , 1kg L^{-1} , 1ton m^{-3}) ← 定義

浮力…周囲に比べて, 密度が大きい (重い) と沈み, 小さい (軽い) と浮く
流体の上下方向の運動を考える場合に重要.

流体力学では, 浮力 (密度差) によって起きる運動を**対流**という

海洋や大気の運動の源: **太陽の熱**

暖める→流体が膨張→密度の差→浮力の差→鉛直の対流→水平の運動

陸風・海風 (1日)
季節風 (1年)

海風の模式図

kaifu.png

※ 海流は, 主に風による
太陽の熱 → 風 → 海流

Ogawa et al. (1986), 小倉「一般気象学」より

参考資料

使用予定のスライド…水曜日の夕方を目標に公開

<https://ovd.aori.u-tokyo.ac.jp/fujio/2019chiba/>

ただし, 他者の著作物からのコピーした図は空欄

参考図書 (教科書ではない)

- 「謎解き・海洋と大気の物理」
保坂直紀 (著), 講談社ブルーバックス
- ニュートン別冊「海のすべて」
(3章 縦横にめぐる海流, 4章 海と気象)



海水と空気の物理量

密度を決める量

海水	空気
▪ 水圧	▪ 気圧
▪ 水温	▪ 気温
▪ 塩分 (溶存物質の量)	▪ 湿度 (水蒸気量)

ただし, 圧力は, 海水や空気が持つ特性ではなく, 周囲の環境で決まる.

{ 気象学 … 気温と湿度で「気団 (air mass)」を定義する
小笠原気団 (暖かく, 湿度が高い), …
海洋学 … 水温と塩分で「水塊 (water mass)」を定義する
北大西洋深層水, 南極底層水, 北太平洋中層水, …

圧力

圧力…単位面積あたりにかかる力のこと。

単位:			
パスカル	[Pa]	1 N m ⁻²	SI 単位系
ヘクトパスカル	[hPa]	10 ² Pa	1 mb
気圧		101325 Pa	1013.25 hPa
バール	[bar]	10 ⁵ Pa	約 1 気圧
デシバール	[dbar]	10 ⁻¹ bar = 10 ⁴ Pa	
ミリバール		10 ⁻³ bar = 10 ² Pa	

海洋学では、「デシバール」が一般的。

気象学はミリバールからヘクトパスカルに言い換えた。

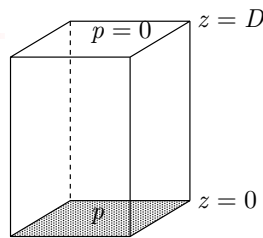
水圧と深度

静水圧…ある深さにおける圧力は、その上に乗っている物体の重さの和

$$p = \int_0^D \rho g dz = \bar{\rho} g D$$

密度 ρ
(ギリシャ文字, ロー)

密度の平均値 $\bar{\rho}$, 重力加速度 $g = 9.8 \text{ m s}^{-2}$



- 地表付近の空気の密度 $\rho = \text{約 } 1.2 \text{ kg m}^{-3}$

$$p [\text{Pa}] = 1.2 \times 9.8 \times D = 12 \times D [\text{m}], \quad p [\text{hPa}] = 0.12 \times D [\text{m}]$$

富士山頂 3776m… 1013–452 = 560hPa (実際は 650hPa ぐらい)

※ 一般の高度計 (飛行機や腕時計) は, 気圧から換算する (測高公式)

- 海面付近の海水の平均密度 $\rho = \text{約 } 1027 \text{ kg m}^{-3}$,

$$p [\text{Pa}] = 1027 \times 9.8 \times D = 10065 D = \text{約 } 10^4 D [\text{m}], \quad p [\text{dbar}] = \text{約 } D [\text{m}]$$

深さ 1m は, 水圧 1 dbar に相当する (深さ 10m は 1 気圧 (10dbar))

海洋学では水圧が深さの代わりに用いられる

気体の密度

理想気体の状態方程式 (圧力 p , 体積 V , mol 数 n , 絶対温度 T)

$$pV = nRT \quad (\text{気体定数 } R = 8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1})$$

気体の質量 $M = nm$ (m は気体 1mol あたりの質量) とすると, 密度 ρ は,

$$\rho = \frac{M}{V} = \frac{nm}{V} = \frac{pm}{RT}$$

※ 1mol あたりの質量 (分子量, ただし g 単位)

窒素 N₂: 28, 酸素 O₂: 32, 水蒸気 H₂O: 18 (同位体を無視)

乾燥空気の分子量…28.96 (1mol が 28.96g = 約 $29 \times 10^{-3} \text{ kg}$)

例: $p = 1 \text{ 気圧} \approx 10^5 \text{ Pa}$, $T = 17^\circ \text{C} \approx 290 \text{ K}$ ならば,

$$\rho = \frac{10^5 \times (29 \times 10^{-3})}{8.3 \times 290} = \text{約 } 1.2 \text{ kg m}^{-3}$$

- 圧力が大きくなると, 圧縮されて密度は大きくなる (体積が減る)
- 温度が高くなると, 膨張して密度は小さくなる (体積が増える)
- 湿度が高くなる (密度が小さい水蒸気が混ざる) と, 密度は小さくなる
※ 水蒸気が増えると, 平均の分子量は小さくなる

海水も定性的には同じ。

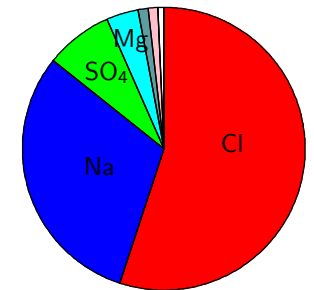
湿度 (水蒸気の比率) の代わりに, 塩分 (溶存物質の比率) を使う

海水の溶存物質

海水の参照組成 (塩分 35g kg⁻¹ の標準海水 1kg 中)

イオン	g	%	累積%
塩素	19.26	55.03	
ナトリウム	10.73	30.66	85.69
硫酸	2.70	7.71	93.41
マグネシウム	1.28	3.65	97.06
カルシウム	0.41	1.17	98.23
カリウム	0.40	1.13	99.36
合計	35		

Millero et al. (2008)



- 海水を蒸発させると, ほとんどは, 塩化ナトリウム (食塩) それ以外に, 塩化マグネシウム, 硫酸カルシウム, 炭酸カルシウムなど
- 平均的な海水 1kg には, 約 35g の物質がとけている。
- 岩石などからわずかに溶け出し, 河川などにより海に運ばれる。海からは水だけが蒸発するため, 溶存物質は煮詰められて, 濃くなる。
- 濃度は変化するが, 溶存物質の構成比率はほぼ同じ。
海水が循環している (地球誕生 46 億年前の数億年後には海洋あり)

塩分 (Salinity)

※ しばしば使われるが、「塩分濃度」は誤り

初期の定義

- 海水 1kg 中に溶けている固形物質の全量を g で表したものを、海水から固形物を濾過し、水を蒸発させて残った質量
- 海水の組成は場所によらず、ほぼ同じ
→ 塩素イオン (+ 臭素イオン) の量 Cl を測ればよい (銀滴定)
1902 年の式: $S = 0.03 + 1.805 Cl$ ($Cl = 0$ でも塩分が 0 でない)
1969 年の式: $S = \frac{35}{35-0.03} \times 1.805 Cl$ (1902 年と $S = 35$ で一致させる)
- この古い塩分の値を使いたい場合、**単位として ‰ (パーミル)** を使う。

実用塩分 (practical salinity)

- イオンの量であれば、**電気伝導度** を測定 → お手軽 (自動測定が可能)
- 1969 年の塩分に近くなるように、UNESCO が 1978 年に計算式を定めた。電気伝導度、温度、圧力から計算する。
- 実体のある量ではないので、**単位はつけない (あるいは psu)**

新しい絶対塩分

実用塩分の問題点

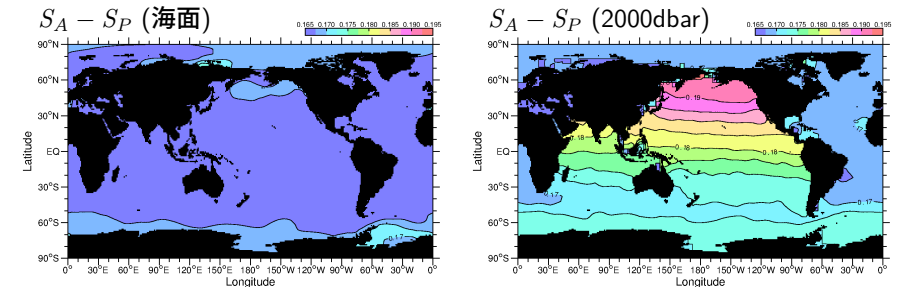
- 実際の溶存物質の質量と、少しずれている
- 熱力学的特性 (密度、熱膨張率など) が別々の実験式で決まり、一貫性がない
- 海水組成が場所によって多少、異なる。 ↓ 例: 北東太平洋深層イオンでない溶存物質 (栄養塩など) が多い海水は、密度が大きくなる。

「絶対塩分」 (Absolute Salinity)

- 2009 年に UNESCO 政府間海洋学委員会が勧告
- 単位は $g\ kg^{-1}$** (← ‰, (psu), $g\ kg^{-1}$ により、単位で塩分の種類を区別)
- 実用塩分 S_P を補正 (1902 年の計測が不正確, 0.16 程度大きくなる) し、参照組成からのずれ δS_A (普通, 0~0.04) を加える
$$S_A = \frac{35.16504}{35} S_P + \delta S_A$$
 (従来の塩分 35 は正しくは 35.16504)
参照組成 (標準海水) は、北大西洋中緯度の海面付近の水 ← 栄養塩が少ない水
- δS_A は、実際の密度と、参照組成を想定した密度との差から換算
→ 大変なので、おおまかな分布を栄養塩の分布から推定 → データベース化
- 正確に言えば、 S_A は、同じ密度に希釈・濃縮した標準海水が含む溶存物質の量

実用塩分と絶対塩分の差

大部分の海水の塩分は $30 \sim 36\ g\ kg^{-1}$ の狭い範囲にある
→ 絶対塩分と実用塩分の差 0.16~0.2 は無視できない。
(特に、北太平洋深層は差が大きい)



極域を除いて $\delta S_A = 0$

深層水の循環を反映

どちらの塩分であるか明示する必要がある (この講義では、絶対塩分を使う)

温度スケールも 1990 年に新しくなっている。
海水温の範囲で $T_{68} = 1.00024 T_{90}$

海水の状態方程式

海水の密度 (ρ) は、圧力 (p) と温度 (T) と塩分 (S) で決まる。

- 圧力が大きくなると、圧縮されて密度は大きくなる
- 温度が高くなると、膨張して密度は小さくなる
- 塩分が高くなる (溶存物質は水より密度が大きい) と、密度は大きくなる
4°C の真水の密度は、 $1000\ kg\ m^{-3}$
真水 1 L (1 kg) に塩 35 g を溶かすと、質量は 1035 g。
体積が 1 L のままならば、密度は $1035\ kg\ m^{-3}$
実際には、少し体積も増えるので、 $1028\ kg\ m^{-3}$

海水の状態方程式 (Equation of State)

- 実用塩分から密度を計算する式...EOS80 (1980 年), 実験式
 $\rho = \rho(S_P, T_{68}, p)$ S_P : 実用塩分, T_{68} : 温度 (IPTS-68)
- 絶対塩分から密度を計算する式...TEOS-10 (2010 年), 熱力学的関係式
 $\rho = \rho(S_A, T_{90}, p)$ S_A : 絶対塩分, T_{90} : 温度 (ITS-90)
TEOS-10 に実用塩分をそのまま使ってはいけない。
($0.16g\ kg^{-1}$ 小さいと, $0.12kg\ m^{-3}$ 小さくなる)
- 圧力 p は、実際の圧力から 1 気圧 (10.1325dbar) を引いた値 (水圧に相当)

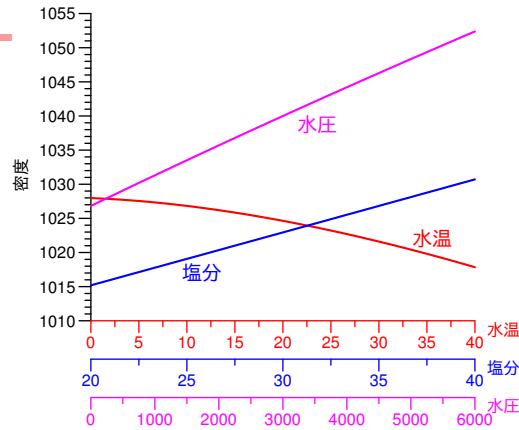
海水の密度の変化

$$\rho = \rho(S, T, p)$$

$S_0 = 35 \text{ g kg}^{-1}$, $T_0 = 10^\circ\text{C}$,
 $p_0 = 0 \text{ dbar}$ での密度変化.

$$\rho(S_0, T_0, p_0) = 1026.8 \text{ kg m}^{-3}$$

- 塩分・圧力に関して、ほぼ比例
 $0.77 \text{ kg m}^{-3}/(\text{g kg}^{-1})$
 $4.3 \text{ kg m}^{-3}/1000\text{dbar}$
- 水温に関して、 0°C 付近は変化が小さい



水温	0	10	20	30	(°C)
密度の減少	0.05	0.17	0.26	0.34	($\text{kg m}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)

密度が 0.26 減る → 体積が $0.26/1000 = 0.026\%$ 増える

※ 水温が 20°C から 1 度増えると、水 100m につき、2.6cm の海面上昇
 IPCC によれば、20 世紀での海面上昇は 17cm (半分程度が熱膨張)

淡水と海水の違い

淡水は 0°C で氷になる.

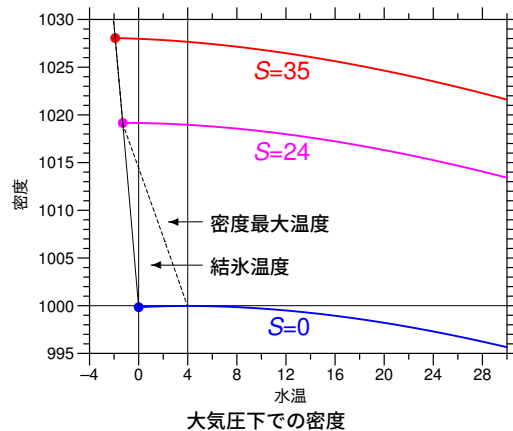
海水は 0°C 未満で氷になる.
 (塩分 35 g kg^{-1} で -1.92°C)

淡水は 4°C で密度が最大

→ 4°C 以下では、冷やされるほど軽い
 ため、水面付近がもっとも冷たい → 水面に氷が張る

海水は冷たいほど密度が大きい

→ 海面が冷やされると、水は重くなって沈むため、凍りにくい.



海氷は、ほとんど塩分を含まない.

→ 氷ができると、周辺の塩分は高くなる → 密度が大きくなる → 沈む