

流体地球科学 第8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

2020/1/31

最終更新日 2020/01/27

前回のポイント

渦度 (流速の回転成分. 流体粒子の自転の強さ)

$\left\{ \begin{array}{l} \text{相対渦度 } (\zeta): \text{ 地面に対する自転} \\ \text{惑星渦度 } (f): \text{ コリオリ係数}: \text{ 地面の自転} \end{array} \right. \rightarrow \text{絶対渦度 } (\zeta + f): \text{ 真の自転}$

ポテンシャル渦度 (渦位) $(\zeta + f)/h$ (h : 水柱の高さ (海底から海面))
相対渦度と鉛直流速 (h の変化) が不可分

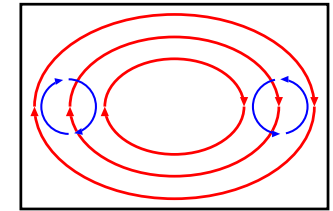
- 水が動いても保存する (渦度が加わらない限り)
 - 海流 (地衡流) は f/H に沿う (H : 水深あるいは主水温躍層の深度)
大気は緯線に沿って一周できるが、海洋はできない (南極周極流以外)
 - 浅いところや深いところに動くと、相対渦度を生じる
 - 南北に動くと、相対渦度を生じる (ベータ効果)
南より北の方が自転が速い \rightarrow 北に動くと、遅く見える (負の相対渦度)
- 渦度が増えらると、その渦度は解消される
風の渦度 \rightarrow 水柱を南北に移動させる (スベルドラップ平衡)
北半球の亜熱帯循環系 (南半球や亜寒帯循環でも同様)
 - 貿易風 + 偏西風 (時計回り = 負の渦度) $\rightarrow \omega$ を小さくする \rightarrow 南に動く
南に動いた水が西側で戻る (西岸境界流)

※ 大気や海洋の大循環には、渦度の理解が重要

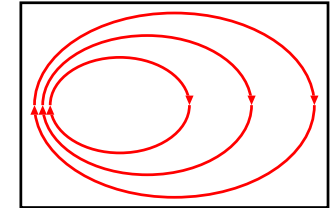
西岸強化

水柱が南北に移動すると惑星渦度に変化
 \rightarrow 相対渦度が生まれる

- 海の東側: 南向き \rightarrow 正の渦度 (風を打ち消す)
※ 風の渦度とバランス
- 海の西側: 北向き \rightarrow 負の渦度 (風と同じ)
負の渦度が増加 \rightarrow 強い流れができる
※ 海底摩擦が作る正の渦度とバランス



↓ 西岸強化



西側では強められ、東側では弱められる
(流量は同じなので、幅は西が狭く、東が広い)
 \rightarrow 循環は西に寄る (西岸強化)

南半球でも、亜寒帯循環系 (正のエクマン湧昇) でも、海の「西側」が強められる。

※ 西側の強い流れ: 西岸境界流

黒潮は北太平洋の亜熱帯循環の西岸境界流 (親潮は亜寒帯循環)。

黒潮は風が作るのではなく、風で南に流された水が北に戻っているだけ。

水柱は循環を一周すると、惑星渦度はもとの値。

\rightarrow 風が与える渦度は、西岸境界流の海底摩擦で失われる。

スベルドラップ平衡

エクマン湧昇による水柱の伸縮と、南北移動による惑星渦度の変化がバランス

$$\frac{f}{H} = \frac{f + \beta \Delta y}{H + w_e \Delta t} \rightarrow v = \frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{f w_e}{\beta H}$$

$\beta = df/dy$ (コリオリ係数の南北勾配), w_e : エクマン湧昇
 $f=10^{-4}$, $\beta=10^{-11}$, $w_e=10^{-6}$, $H=10^3$ とすれば, $v=0.01$ m/s

スベルドラップ輸送 ($vH=10$ m²/s) \Leftrightarrow エクマン輸送 (1 m²/s)

東西方向に積分すると、循環の流量になる

$\left\{ \begin{array}{l} \text{亜熱帯循環 } w_e < 0 \text{ では, } v < 0 \rightarrow \text{海面の高さは西向きに増加} \\ \text{亜寒帯循環 } w_e > 0 \text{ では, } v > 0 \rightarrow \text{海面の高さは西向きに減少} \end{array} \right.$
 \rightarrow 西端で元に戻る (西岸境界流)

スベルドラップ平衡の流れの幅 \leftarrow 海の幅 (太平洋: 1万 km)

西岸境界流の幅 (黒潮: 100km) \rightarrow 流速 1m/s

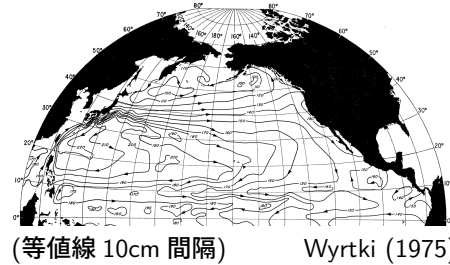
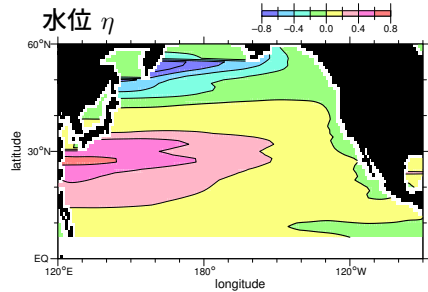
亜熱帯循環の西岸境界流の大きな相対渦度は粘性で失われる

$\left\{ \begin{array}{l} \text{海の大部分 } (\zeta \text{ は, ほぼ } 0) \leftarrow \text{風の渦度} = \text{ベータ効果} \\ \text{西岸境界流 } (\zeta \text{ は, 大きい}) \leftarrow \text{ベータ効果} (+ \text{風の渦度}) = \text{粘性} \end{array} \right.$

海面の高さの比較

風応力の分布から計算
(スベルドラップ平衡)

観測した水温・塩分から密度を求めて、静水圧により海面圧力を計算



(等値線 20cm 間隔)

どちらも、太平洋の西側は東側に比べて、80cm 高い

※ 西岸境界流は、計算できないが、西向きに低くなる

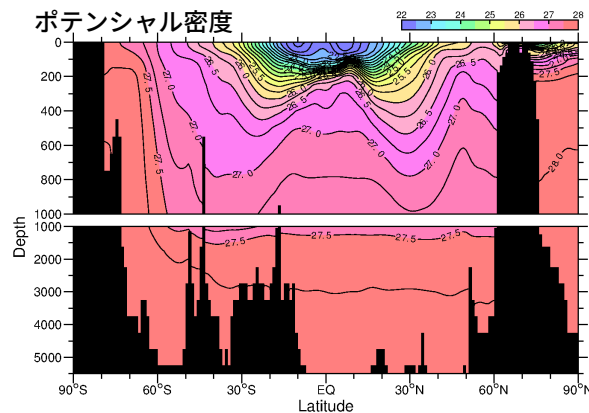
傾圧

今まで、海水の密度は一律を仮定 → 水圧は、海面の高さだけで決まる
(圧力傾度力は深さによらない → 地衡流は深さによらない)

実際には、
 { わずかだがポテンシャル密度は変化 ($1022 \sim 1028 \text{ kg m}^{-3}$)
 海流も深いほど流速は弱い (← 圧力勾配が小さい)

順圧 (海面が作る圧力勾配) を傾圧 (密度成層が作る圧力勾配) が打ち消す

東経 180 度の南北断面
(気候学的年平均値)
World Ocean Atlas (2009)

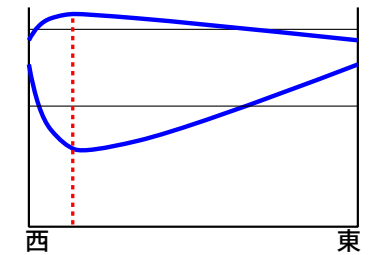


アイソスタシー

2層に分ける
上層は、風で動く (主水温躍層)

下層は、風の影響を受けないので、動かない
(初期に動いてもまさつ等でいずれ静止する)

下層で地衡流がない → 圧力勾配は 0



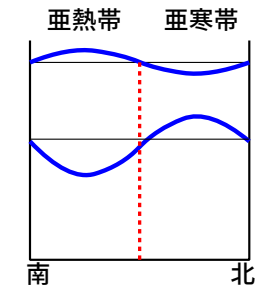
海面の傾斜と水温躍層の傾斜が比例

→ アイソスタシー

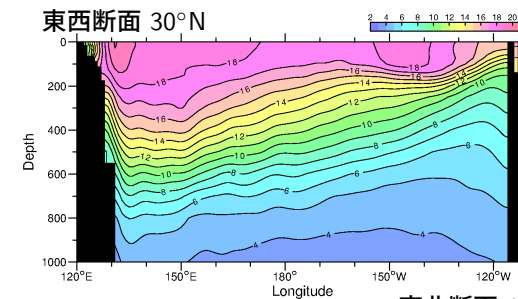
(海面と水温躍層が作る圧力勾配が相殺する)

上層だけの風成循環

- 亜熱帯循環では、スベルドラップ平衡は南下流
- 東西に見ると、
 { 海面は、東向きに低くなる
 水温躍層は、東向きに浅くなる
- ※ 西岸境界流の部分は、逆
- 南北に見ると、
 { 海面は、上に凸
 水温躍層は、下に凸



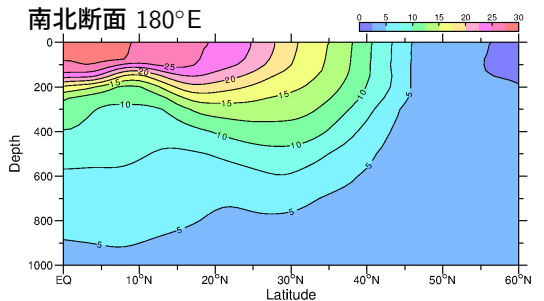
北太平洋の水温断面図



気候学的平均値 (2月)
World Ocean Atlas 2009

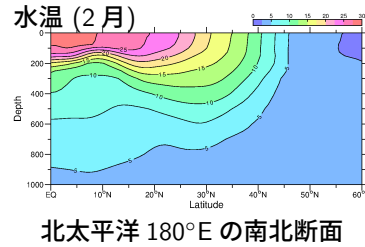
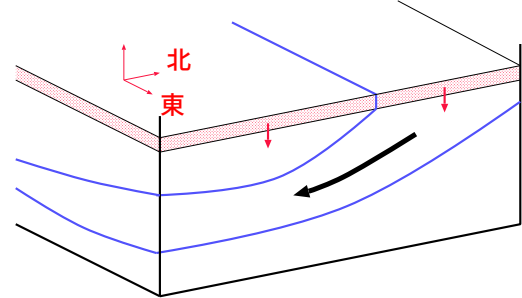
海面付近に混合層。
混合層の下は季節変化が小さい

- 亜熱帯は、ある程度、合う
500m ぐらいの深さだと、
 □ 30°N の水温が最も高い
 □ 同緯度では、西ほど温かいが、西端は冷たい
- 亜寒帯は、層に分かれていない → 1層でよい



通気水温躍層

亜熱帯循環をさらに層に分ける



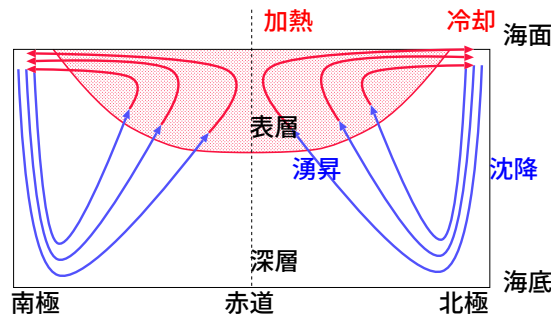
- 海面エクマン層 (混合層) に接している水柱は、渦度の変化を受ける
- 接しない場合、ポテンシャル渦度 (f/h) を保存する
→ 南下する (f 減少) につれ、層の厚さ (h) が減少

亜熱帯循環系 (南向きのスベルドラップ輸送) では、暖かい水の下に北側の冷たい水が積み重なる

深層循環

極で沈降した水は、温められて上層に戻る

- ラグランジュ的説明
水粒子は、上層から熱拡散で温められ、軽くなる
- オイラー的説明
水温躍層は、上から拡散する熱で温められ、下からの冷水の湧昇で冷やされる



極域を除けば、深層から表層へ湧昇…深層は「亜寒帯循環」的な運動

湧昇の流速は $5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ 程度 (エクマン湧昇 10^{-6} m s^{-1})

$\left\{ \begin{array}{l} \text{鉛直方向の熱バランスから推定} \\ \text{極域で沈降する水は約 } 20 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ を、海の面積 } 3 \times 10^{14} \text{ m}^2 \text{ で割る。} \end{array} \right.$

熱塩循環 (深層循環は、熱塩循環の一部)

- ・海面フラックスが水温や塩分の場所による違いを生み、浮力の違いを生む
- ・表層は、強い風成循環 (エクマン湧昇) + 弱い熱塩循環 (深層からの湧昇)

ストンメル (1958) の深層循環の模式図

大胆な仮定
海底…平坦
湧昇…水平一様

stommel-arons.png

- 沈降域は、北大西洋北部と南極ウェッデル海
- それ以外では、湧昇→西岸付近を除けば、流れはすべて極向きスベルドラップ輸送を、鉛直流速から計算できる
- 流量が合う (極向きの輸送+湧昇) ように、西岸境界流を考える
→ 大西洋西岸は南下流、南太平洋西岸は北上流 (沈降域の配置で決まる)
太平洋の赤道を超える流量は、北太平洋で湧昇する流量に等しい。

水流の力

押し寄せる水の力 → 運動量 = 質量 × 速度

水の密度 (1000 kg m^{-3}) は空気 (1.2) の 1000 倍。

1 m s^{-1} の流速 ⇔ 1000 m s^{-1} の風速

台風の暴風域: 平均風速 25 m s^{-1} (時速 90km)

30 m s^{-1} を超えると、樹木・家屋倒壊の危険

1 m s^{-1} … 時速 3.6km (歩く速さ)

たとえ、数 cm s^{-1} であっても、水は侮れない

離岸流 (海上保安庁 HP から)

災害に結びつく海洋の現象

- 津波 ← 地震
- 高潮 (堤防決壊) ← 台風等の低気圧

ripcurrent.png

- 離岸流 (海水浴)
強い沖向きの流れができる
巻き込まれたら、横に泳いで脱出

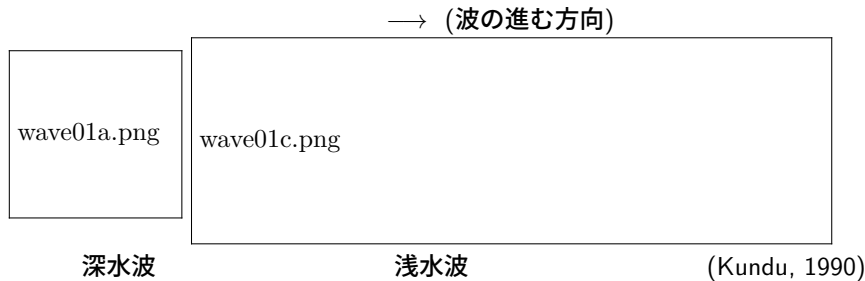
浅水波と深水波

普通に目にする水面の波は「深水波」
 (「浅水」「深水」は、水深そのものの大小ではなく、波長に対する比の大小)

水は海底では上下には動けない。

深水波 … 海底は静止 → 水は、海面付近だけが円を描くように動く
浅水波 … 海底で水平 → 水は、海面から海底まで同じ流速で前後に動く

※ 水そのものは、波長の長さを動くだけ。
海面の高さ変化のみが遠くに伝わる。



沿岸付近の津波

沿岸に近づくと、さまざまな要因で、津波は巨大化する。

- 水深が浅い → 波は遅くなる → 波長が短くなり、波高が増す
- 湾の奥が狭くなると、波が集まる (リアス式の湾)
- 湾内で「共振」が起きる
- その他いろいろ

何はともあれ、高台に逃げる

とはいえ、どの高台を目指すかが分かれ道かも

津波

海底の陥没や隆起で起きる浅水波 (英語でも tsunami という)。

波長の範囲で水深変化が小さいならば、

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = gH \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad \rightarrow \quad \eta(x, t) = A(x \pm \sqrt{gH}t)$$

A は任意の関数 (陥没した形で決まる)。

引き波、押し波のどちらで始まるか、どの波が最も大きいかなどはわからない。

※ 形を変えずに、速さ \sqrt{gH} で伝わる (実際は 2 次元なので、放射状)

普通の波は、波長によって速さが異なる (分散性) ため、波は次第に弱くなる。
津波は分散しないので、強いまま遠方まで伝わる。

水深 4000m であれば、波の速さ $\sqrt{gH} = 198 \text{ m s}^{-1} = \text{時速 } 712 \text{ km}$

- 1960 年 チリ地震 … 22 時間後に津波が日本に到達
- 2004 年 インド洋津波 (スマトラ島沖) … 2 時間後にスリランカに到達
- 2011 年 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) … 場所により 10 分~1 時間

高潮

高潮 (たかしお) は、台風などで海面が高くなること

※ 高潮 (こうちょう)・低潮 (ていちょう) は、潮汐による満潮・干潮のこと。

- 吸い込み…気圧が下がって、海面が盛り上がる (← 静水圧)
 $1 \text{ dbar} = 10^4 \text{ Pa} = 100 \text{ hPa}$ なので、1cm の水位は 1hPa の気圧に相当。
950hPa の台風が来ると、50cm ぐらいの水位上昇
- 吹き寄せ…風によって、海面の水が岸に運ばれる
台風では、エクマン吹送流にならないので、風と水の動きは一致
湾の開いた方向と、風向きが一致すると、影響が大きくなる

台風の接近が大潮の満潮に重なると、特に注意が必要

※ 夏は海水が熱で膨張していて、もともと水位が高い

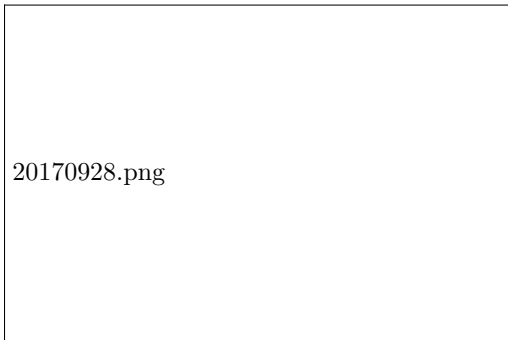
堤防が決壊すると、大きな被害を生む → 決壊する前に逃げる
(1959 年、伊勢湾台風 死者・行方不明 5 千人)

低くなる場合もあるはずだが、

- 災害に結びつかないので、話題にならない。
- 強い高気圧はない (← 傾度風の仕組み) ので、吸い込みの逆は弱い。

黒潮大蛇行と高潮

2017年8月に12年ぶりに大蛇行が発生



Kawabe1995.png

Kawabe (1995)

非大蛇行 { 接岸流路 ← 交互
離岸流路
大蛇行流路 ← ときどき発生

※伊豆諸島で出口が決まっていることが原因

三重県から静岡県にかけて沿岸の海面が上昇

- 黒潮は、沖側の海面が高い → 離岸すると、沿岸の海面は下がる?
- 黒潮と岸の間に反時計回りの渦 (中央部が低い) が形成される
渦の縁に相当する沿岸で海面上昇 (黒潮の水が西から入り込む)

エル・ニーニョ

1995年9月~11月の海面水温

ペルー沖では **沿岸湧昇** が起きている。

- 南から寒流が流れ込み、下層から栄養分の高い水が供給され、生産性が高い → アンチョビーがたくさん漁れる
- 毎年、12月ごろになると、風が弱まるため、水温は高くなる。
→ アンチョビーは沖に離れ、休漁期 (陸は、バナナやココナツの収穫期) クリスマスにちなみ「エル・ニーニョ」 (スペイン語で The Boy → キリスト)
- 4月になると、水温は低下 → アンチョビーが戻る。
- 数年に一度、水温が大きく上昇し、春になっても水温が下がらない年がある → 大不漁や豪雨などを引き起こす。
※ 太平洋赤道域全体で水温が変化。

95-3t.png

1995年12月~1996年2月の海面水温

95-4t.png

1997年12月~1998年2月の海面水温

97-4t.png

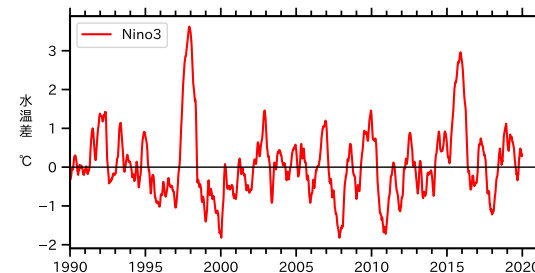
エル・ニーニョ現象

- 本来、「エル・ニーニョ」は毎年起きる良い出来事だったが、数年に一度の悪い出来事を指す言葉として広まった。
「エル・ニーニョ・イベント」「エル・ニーニョ現象」と区別する
- 数年に一度、水温が低いときもあり、これを「ラ・ニーニャ」という。
- 「ウォーム・イベント」と「コールド・イベント」とも言う

東部赤道域での海面水温を調べることで、エル・ニーニョを判定する。

NINO3 と呼ばれる監視海域での
年平均水温からのずれ

{ 暖かいと、エル・ニーニョ
冷たいと、ラ・ニーニャ



太平洋の東西での気圧差 (= 風の強さ) とも関係している (南方振動)
二つ合わせて、ENSO (エンソ, El Niño and Southern Oscillation)

ENSO のメカニズム

通常の状態

- 西側に暖水の厚い層がある (← 貿易風)
↑ 赤道の海面熱フラックス
- 大気は西側で温められ上昇、東側で下降
→ 西側は雨が多く、東側は乾燥
赤道上の風は西向き

- 風により、ますます暖水が蓄えられる

エル・ニーニョ現象の発生

- 何かのきっかけで、暖水が東に動く (貿易風が弱まる)
- 上昇気流が東に動く → 風が弱まる
- ますます暖水が東に動く。
- 太平洋全域に暖水が広がり、ペルーなどの乾燥域に豪雨が降る。

逆に、暖水がより西に動けば、ラ・ニーニャ現象

ENSO は、赤道だけでなく、世界広く影響する (テレコネクション)。

pacific.pdf

気象庁ホームページの図に赤線を追加