

流体地球科学 第7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/2017chiba/>
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2017/11/24

最終更新日 2017/11/16

前回のポイント

エクマン流 粘性とコリオリ力のバランス (海底, 海面エクマン層)

- 実際の流れは, エクマン流 + 地衡流 (圧力傾度力とコリオリ力)
- 応力が加えられる場所から遠ざかるにつれ, $\left\{ \begin{array}{l} \text{速さは, 減衰} \\ \text{向きは, 時計回り (北半球)} \end{array} \right.$
- エクマン輸送 (エクマン流の鉛直積分. コリオリ力が応力とバランス)
 - 風応力に対して, エクマン輸送は, 直角右向き
 - 海底 (エクマン流と地衡流が相殺) では, 地衡流の斜め後方 45 度で, 低圧向き

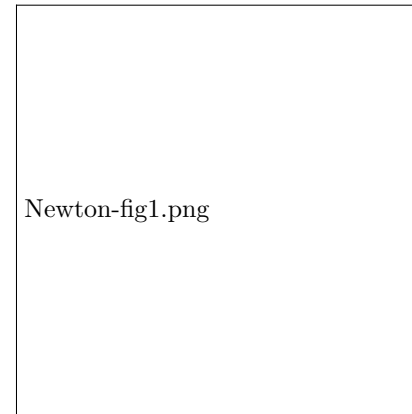
風成循環

- エクマン湧昇 (海面での輸送の差が鉛直流を生む)
海面の高度差 地衡流
- 亜熱帯循環系 偏西風 (南向きエクマン輸送) と貿易風 (北向き) の間
海面が盛り上がる (エクマン湧昇は負) 時計回りの循環
- 西岸強化 (循環系が西に寄る) 西岸境界流 (海の西側にできる強い流れ)
南半球でも反時計回りでも必ず西に寄る

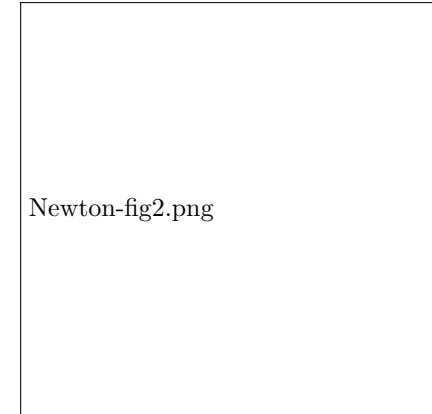
風成循環

もっとも一般的な説明 (たぶん, あまり正しくない)... 亜熱帯循環系の場合

1. 偏西風と貿易風に挟まれた海域では, エクマン輸送で水が集まる
2. 海面が盛り上がる 外向きに水が動く コリオリ力で右に曲がる
3. 盛り上がった海面の周りに, 時計回りの地衡流ができる



Newton-fig1.png



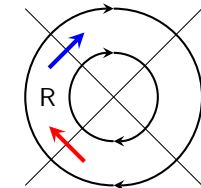
Newton-fig2.png

ニュートン別冊「海のすべて」

西岸強化

黒潮ができるには, 亜熱帯循環系が西側に寄ることが重要
ただし, 一般的には説明されない

西に寄る = 盛り上がった海面が西に動く



円錐状に海面が盛り上がっている (海面の勾配は一定)
時計回り (高気圧と同じ) 北半球

右図の領域 R (ドーナツの西側) に入出入りする水

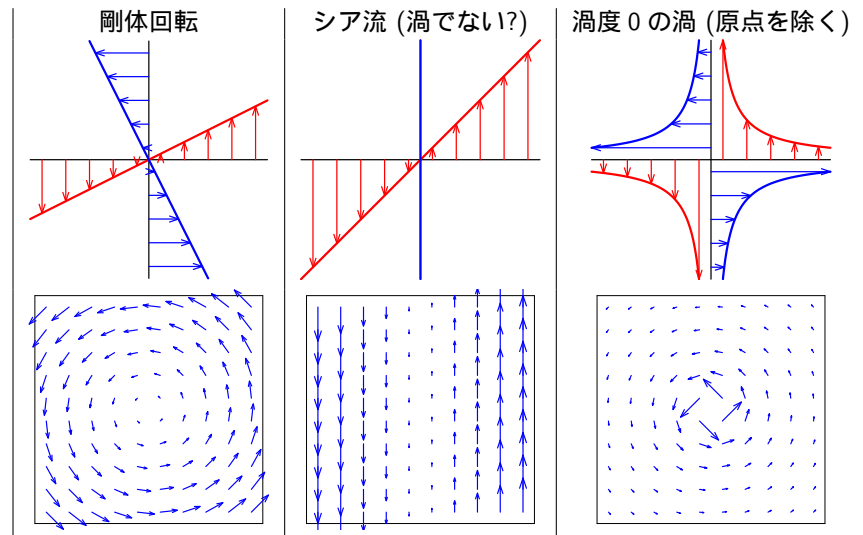
- コリオリ係数が同じ 流速はどこも同じ (等高線に沿う)
赤矢印と青矢印が同じ値 海面の高さは変わらない
- コリオリ係数が北ほど大きい 流速は南が大きい
赤矢印が青矢印より大きい 海面の高さが盛り上がる

循環系の $\left\{ \begin{array}{l} \text{西側の海面が上がる} \\ \text{東側の海面が下がる} \\ \text{北側, 南側は変化しない} \end{array} \right.$ 全体として, 西に動く

へこんだ海面 (反時計回り, 低気圧) でも, 南半球でも, 常に西に動く
ベータ効果

渦度

流速ベクトルの回転 (流体が自転しているかどうか 水車が回る)

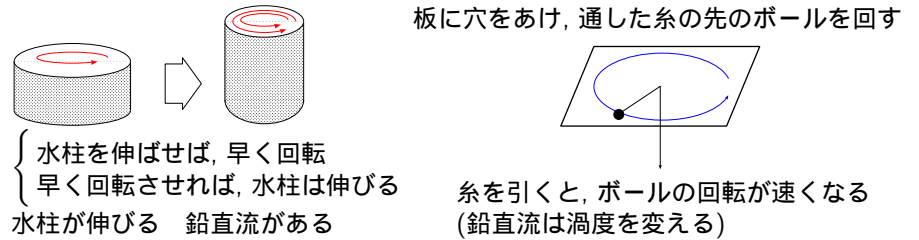


ポテンシャル渦度

ポテンシャル渦度 (渦位)...渦度を層厚で割ったもの $\frac{\omega}{h} = \frac{\zeta + f}{\eta + H}$
 η : 海面の高さ, H : 水深 (ジオイドからの上下の距離)

水柱のポテンシャル渦度は保存する (質量や回転が加わらない場合)

- 体積の保存と角運動量 (渦度) の保存から導かれる
- 時間が経っても別の場所に移動しても、同じ値



普通の流体力学 (惑星渦度は相対渦度に比べて無視できる) では $f = 0$
 「初期に渦度ゼロならば、ずっと渦度ゼロ」 (流体の厚さは関係しない)

相対渦度と惑星渦度

惑星渦度 $f = 2\Omega \sin \phi$ (地面の自転) ... 慣性周期
 相対渦度 ζ (地面に対する自転) ... 半回転に要する時間
 絶対渦度 $f + \zeta$ (静止系からみた渦度) は、保存する

- 剛体回転であれば、渦度の大きさは周期を比べればよい
 傾度風で行ったことと同じ (遠心力 相対渦度)
 亜熱帯循環系の1周 ... 数年~十年 相対渦度は極めて小さい

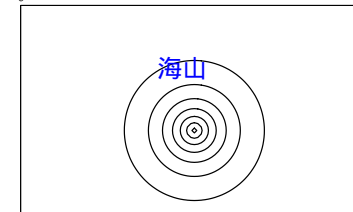
海洋では、惑星渦度に比べて相対渦度は小さい
 要するに、ほぼ地衡流であるということ

地衡流と f/H

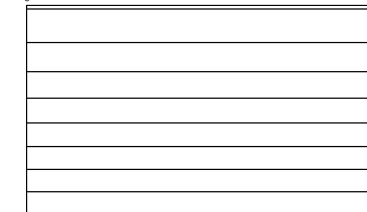
ポテンシャル渦度は移動しても変化しない 変化しないように移動する

海面の高さ変化 η に比べて、水深 H が十分に大きい $\frac{\omega}{h} = \frac{\zeta + f}{\eta + H} \approx \frac{f}{H}$
 相対渦度が惑星渦度よりも十分に小さい (地衡流)
 地衡流は $\frac{f}{H}$ の等値線に沿って流れる. (等圧線と $\frac{f}{H}$ が一致する)

f が一定, H が変化



f が変化, H が一定



- f に比べて、 H の変化が大きい 等深線に沿う
 黒潮 (東シナ海, 日本南岸)
 ・ 海底が盛り上がり、くぼんだりした場所を迂回して、流れる
- f に比べて、 H の変化が小さい 同じ緯度を流れる (緯線に沿う)
 黒潮続流 (ほぼ東向き, 水温躍層の上)

相対渦度

$\frac{f+\zeta}{H}$ が変化しないとして ζ を計算.
(H は η に比べて十分に大きい)

- $\zeta = 0$ の水柱が水深 H_1 から水深 H_2 に移動
水柱のポテンシャル渦度は保存するので

$$\frac{f}{H_1} = \frac{f+\zeta}{H_2} \quad \zeta = \frac{H_2 - H_1}{H_1} f$$

北半球 ($f > 0$) で深い側に移動すると, $\zeta > 0$
水柱は反時計回りに回転

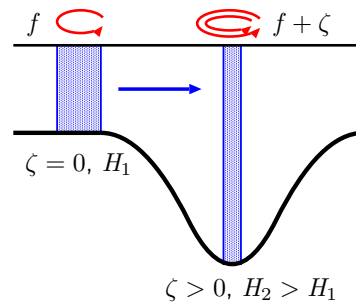
(窪地では等深線に沿って反時計回りの流れ)

逆に, 海山では時計回りの流れ 常に浅い側を右手に見る (南半球は逆)

- 水深一定で, 水柱が南北に移動する場合
 $f + \zeta = \text{一定}$ なので, 北に移動する (f が増える) と $\zeta < 0$ 時計回りの循環

逆に, 相対渦度が 0 でない水柱 (たとえば, $\zeta > 0$) が地衡流に変わるには

- 浅いところへ移動
- 北へ移動



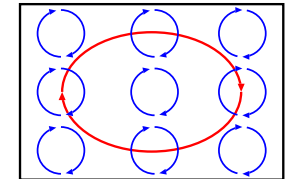
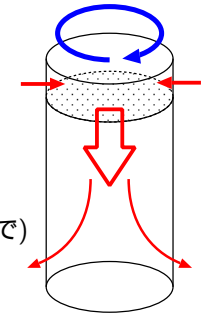
風が渦度を与える場合

海面に時計回りの風 (負の相対渦度) が吹く

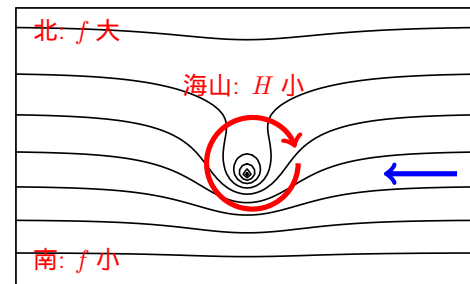
ポテンシャル渦度 $\frac{\omega}{h}$ を考える (北半球)

- エクマン輸送の「収束」が起き, 負のエクマン湧昇 (下降流) が生じる
- 下層が縮む (横に広がる) h が減少
- 下層のポテンシャル渦度は不変 (風応力は加わらないので) h が減少しただけ, ω も減る (負の ζ 時計回り)

結局, 時計回りの風が時計回りの流れを作った



西向きと東向きの違い



海山がある場合の f/H の等値線
(海山上は周囲よりも f/H が大きい)

水柱は, $\left\{ \begin{array}{l} f/H \text{ に沿うと, 海山の南側を流れる} \\ \text{海山に乗り上げると, 海山の回りに時計回りの循環} (\zeta < 0) \text{ を作る} \end{array} \right.$

- 西向きの流れ 両者は整合的であり, スムーズな流れ
- 東向きの流れ うまく合わない (蛇行する)
ヒマラヤを越えるジェットストリーム

窪地の場合や南半球の場合でも, 西向きは整合的, 東向きは合わない

西岸強化

水柱が南北に移動すると惑星渦度が変化
相対渦度が生まれる

- 海の東側: 南向き 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 負の渦度 (風と同じ)
負の渦度が増加 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)
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.

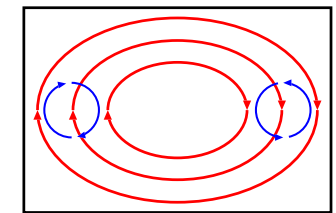
西側の強い流れ: **西岸境界流**

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).

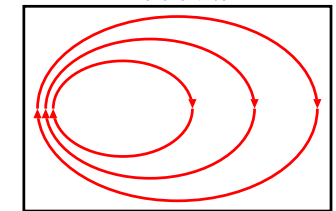
黒潮は風が作るのではなく, 風で南に流された水が北に戻っているだけ.

水柱は循環を一周すると, 惑星渦度はもとの値.

風が与える渦度は, 西岸境界流の海底摩擦で失われる.



西岸強化



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

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

$\beta = df/dy$ (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) エクマン輸送 (1 m²/s)

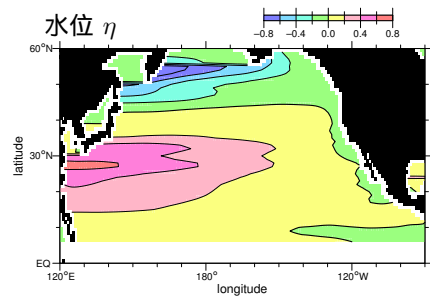
東西方向に積分すると、循環の流量になる

$\left\{ \begin{array}{l} \text{亜熱帯循環 } w_e < 0 \text{ では, } v < 0 \quad \text{海面の高さは西向きに増加} \\ \text{亜寒帯循環 } w_e > 0 \text{ では, } v > 0 \quad \text{海面の高さは西向きに減少} \end{array} \right.$
 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 海の幅 (太平洋: 1万 km)
 西岸境界流の幅 (黒潮: 100km) 流速 1m/s

海面の高さの比較

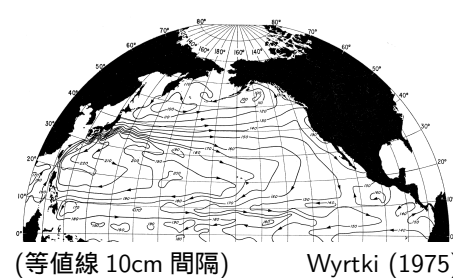
風応力の分布から計算
 (スベルドラップ平衡)



(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

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



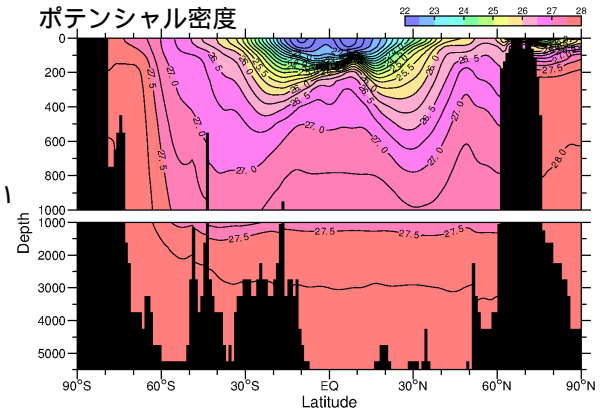
(等値線 10cm 間隔) Wyrтки (1975)

傾圧

今まで、海水の密度は一様を仮定 水圧は、海面の高さだけで決まる

実際には、 $\left\{ \begin{array}{l} \text{わずかだが密度は変化 (1022 kg m}^{-3} \sim 1028 \text{ kg m}^{-3}) \\ \text{海流も深いほど流速は弱い} \end{array} \right.$

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

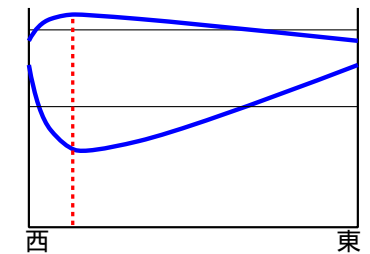


- 順圧 (海面の傾斜)
 流速は深さによらない
 高さは観測できない
海面...空気と水の境界
- 傾圧 (等密度面の傾斜)
 流速は深さで異なる
 密度は観測できる

順圧成分と傾圧成分 深層で打ち消し合う
 深層で等密度面は水平

アイソスタシー

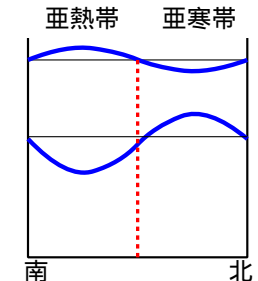
- 2層に分ける
 上層は、風で動く (主水温躍層)
- 下層は、風の影響を受けないので、動かない
 (初期に動いてもまさつ等いずれ静止する)
- 下層で地衡流がない 圧力勾配は 0



海面の傾斜と水温躍層の傾斜が比例
 アイソスタシー
 (海面と水温躍層を作る圧力勾配が相殺する)

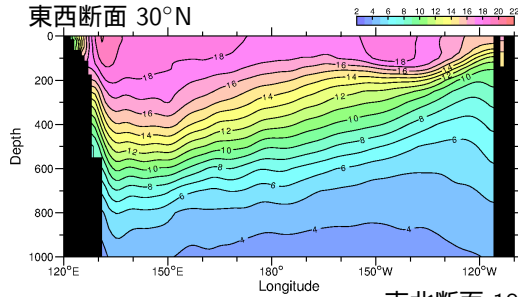
上層だけの風成循環

- 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、 $\left\{ \begin{array}{l} \text{海面は、東向きに低くなる} \\ \text{水温躍層は、東向きに浅くなる} \end{array} \right.$
 西岸境界流の部分は、逆
- 南北に見ると、 $\left\{ \begin{array}{l} \text{海面は、上に凸} \\ \text{水温躍層は、下に凸} \end{array} \right.$



北太平洋の水温断面図

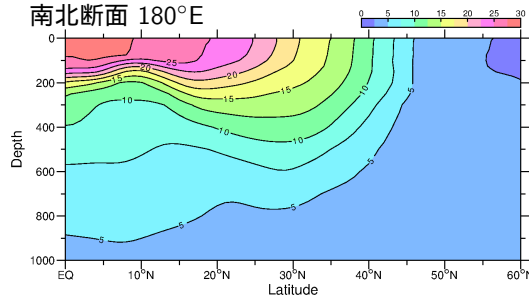
東西断面 30°N



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

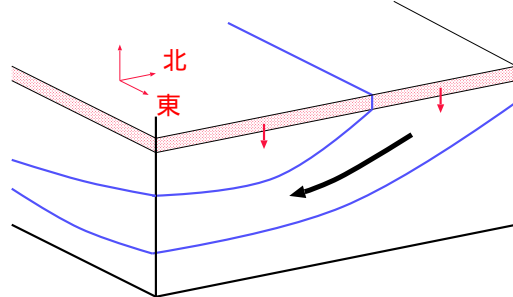
- 亜熱帯は、ある程度、合う
500m ぐらいの深さだと、
 - 30°N の水温が最も高い
 - 同緯度では、西ほど温かいが、西端は冷たい
- 亜寒帯は、層に分かれていない 1層でよい

南北断面 180°E

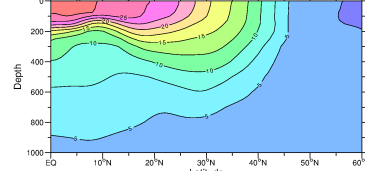


通気水温躍層

亜熱帯循環をさらに層に分ける



水温 (2月)



北太平洋 180°E の南北断面

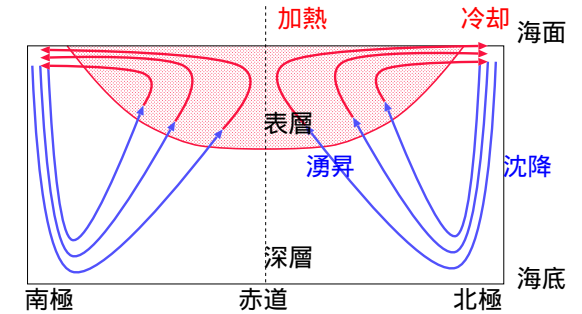
- 海面エクマン層 (混合層) に接している水柱は、渦度の変化を受ける
- 接しない場合、ポテンシャル渦度 (f/h) を保存する
南下する (f 減少) につれ、層の厚さ (h) が減少

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

- ラグランジュの説明
水粒子は、上層から熱拡散で温められ、軽くなる
- オイラーの説明
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

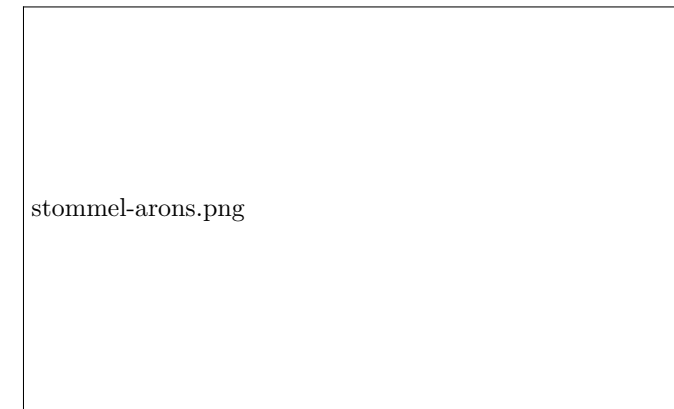
湧昇の流速は $5 \times 10^{-8} \text{ m s}^{-1}$ 程度 (エクマン湧昇 10^{-6} m s^{-1})

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

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

- 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。