

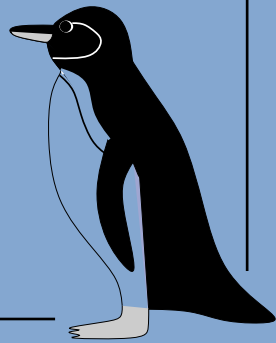
表層の流速場と地衡流計算

今週のポイント



- ◆ エクマンパンピングから西岸境界流が形成されるメカニズム
- ◆ 沿岸湧昇のメカニズム
- ◆ 風成循環における渦度収支

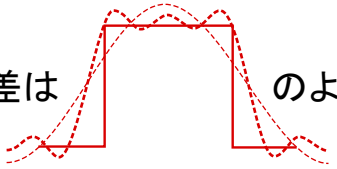
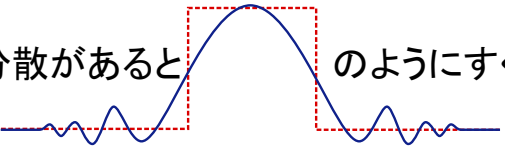
今週のレポート問題

- 上の3つのポイントについて、自分なりに考えてみよ。
[今週、レポートは提出しなくて良い
(最終レポートの課題になる可能性が高い)]



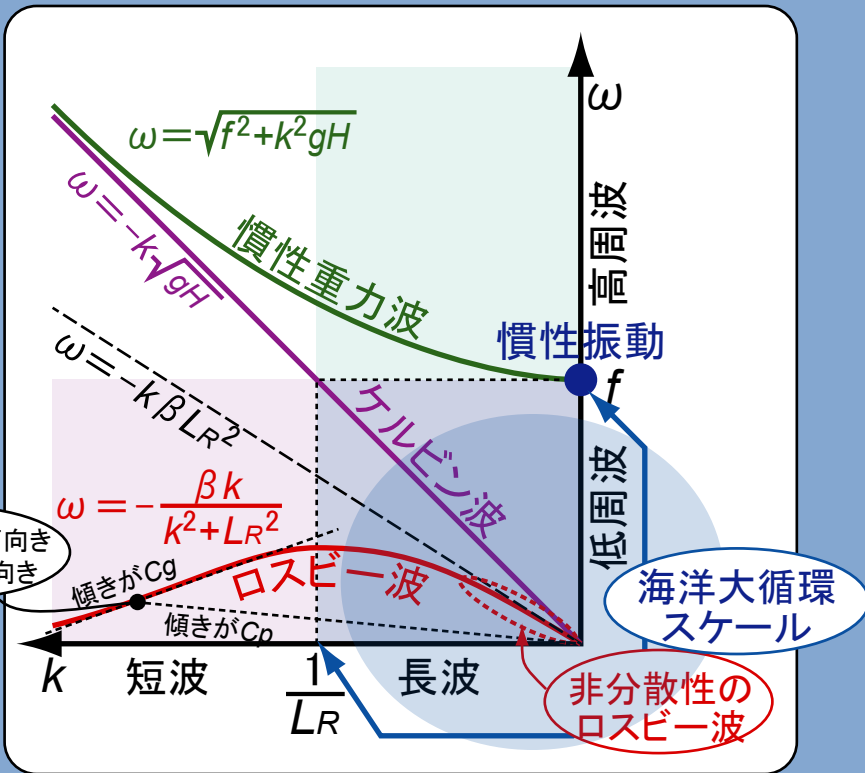
圧力場の変動(波動)[微少な流れの変動による圧力の伝播]

波と聞いて  を思い浮かべる人が多いが、現実には、  というものが多い。

圧力差は  のように波の重ね合わせ表現できるが、分散があると  のようにすぐに分解する。
 (高周波の速度が速い場合)

圧力差の伝播は、非分散の波のときにそのままの形で伝播するが、(多少形が崩れても良いなら)群速度で考えることが一般的である。

このOHPは細かい話には目をつぶった説明なので、ちゃんと地球流体力学で勉強するように!!



位相速度が西向き
群速度が東向き

非分散性の
ロスビー波

波数(k)や角振動数(ω)との関係式

位相速度	群速度	波長
$C_p = \frac{\omega}{k}$	$C_g = \frac{d\omega}{dk}$	$\lambda = \frac{2\pi}{k}$

一般的に言えば、大循環スケールにおいて情報が伝搬する速度は、ものが

- (1) 微小変動して伝える波動
- (2) 「流れ」に流されて運ばれる移流
- (3) 周囲と混ざり運ばれる拡散の順となる。

順圧モードと傾圧モード(2層モデル)

上層(第1層)

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} - fv_1 = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (1a)$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + fu_1 = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (1b)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\eta - h) + H_1 \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) = 0 \quad (1c)$$

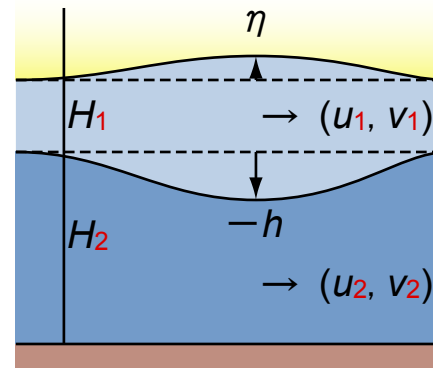
下層(第2層)

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} - fv_2 = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - g' \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2a)$$

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} + fu_2 = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - g' \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2b)$$

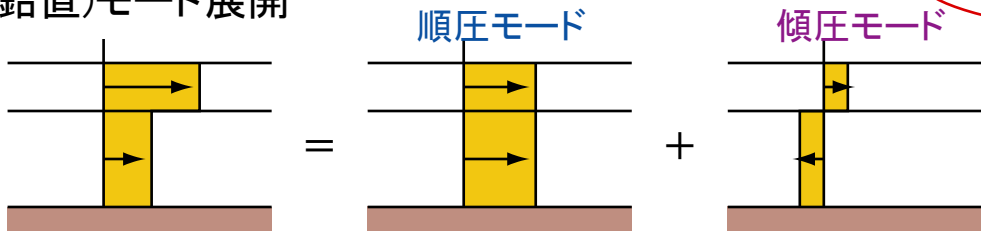
$$\frac{\partial h}{\partial t} + H_2 \left(\frac{\partial u_2}{\partial x} + \frac{\partial v_2}{\partial y} \right) = 0 \quad (2c)$$

$$g' = (\Delta\rho/\rho)g \quad \text{reduced gravity} \quad (3)$$



$H_1 \ll H_2$ が成り立つとき,
 $u_2 = v_2 = 0$ を仮定できる
 このとき, $h = -\frac{\Delta\rho}{\rho} \eta$
 が成り立ち, Isostasy という

(鉛直)モード展開



重力波速度

$$H_1 = 400[\text{m}] \quad g = 10[\text{m/s}^2]$$

$$H_2 = 4000[\text{m}] \quad g' = 0.03[\text{m/s}^2]$$

$$\sqrt{gH}$$

$$200[\text{m/s}]$$

$$\sqrt{g'H'}$$

$$3.3[\text{m/s}]$$

2層モデルの流れや変位は, 2つのモードに分離できる。
 それぞれは浅水波方程式に近似して扱うことができる。

風によって上層に流れ(u_1, v_1)が出来ると,
 順圧モードの波により, (弱い)鉛直一様な
 流れが伝わってゆく。やがて傾圧モードの
 波がゆっくり伝わることにより, 下層の流れ
 が非常に弱くなり(アイソスタシーが成立),
 上層に流れが出来るようになる。

順圧モード(barotropic mode)

$$\bar{u} \equiv (H_1 u_1 + H_2 u_2) / \bar{H} \quad (4a) \quad \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f\bar{v} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (5a)$$

$$\bar{v} \equiv (H_1 v_1 + H_2 v_2) / \bar{H} \quad (4b) \quad \frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + f\bar{u} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (5b)$$

$$\bar{H} \equiv H_1 + H_2 \quad (4c) \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} + \bar{H} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) = 0 \quad (5c)$$

$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{g'}{g} \rightarrow 0$ のとき(5)式を得る

傾圧モード(baroclinic mode)

$$\eta \ll h \text{ を仮定すると(1c)は} \quad \frac{\partial u'}{\partial t} - f v' = g' \frac{\partial h}{\partial x} \quad (7a)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H_1 \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) = 0 \quad (1c') \quad \frac{\partial v'}{\partial t} + f u' = g' \frac{\partial h}{\partial y} \quad (7b)$$

$$u' \equiv u_1 - u_2 \quad (6a)$$

$$v' \equiv v_1 - v_2 \quad (6b)$$

$$H' \equiv H_1 H_2 / (H_1 + H_2) \quad (6c)$$

$$-\frac{\partial h}{\partial t} + H' \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \right) = 0 \quad (7c)$$

沿岸湧昇

風がある領域(南北幅 L) で一定時間($t = 0$ から t_0 まで) 吹いたとき海洋内部の応答

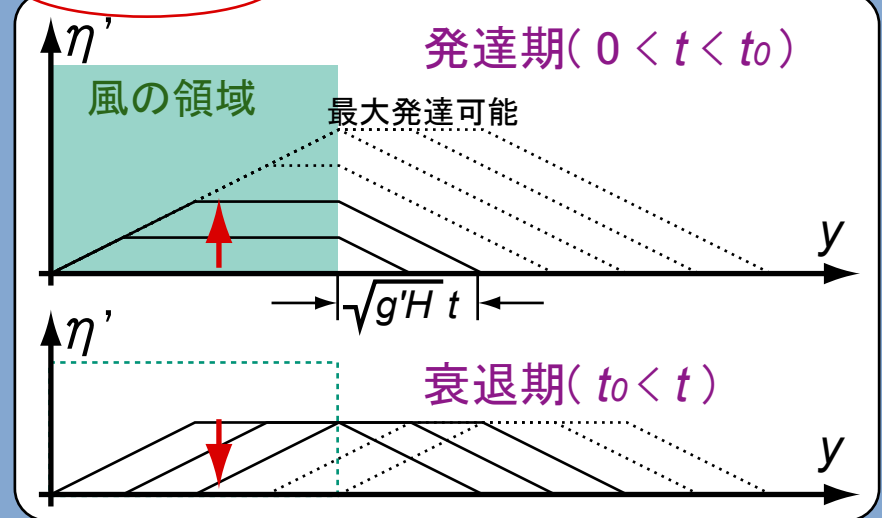
海洋1.5層モデルで考えると、表層と亜表層の境界が内部ケルビン波によって移動する間、湧昇が続く。

$$g' = \frac{\Delta\rho}{\rho}g = 0.03[\text{N/m}^2]$$

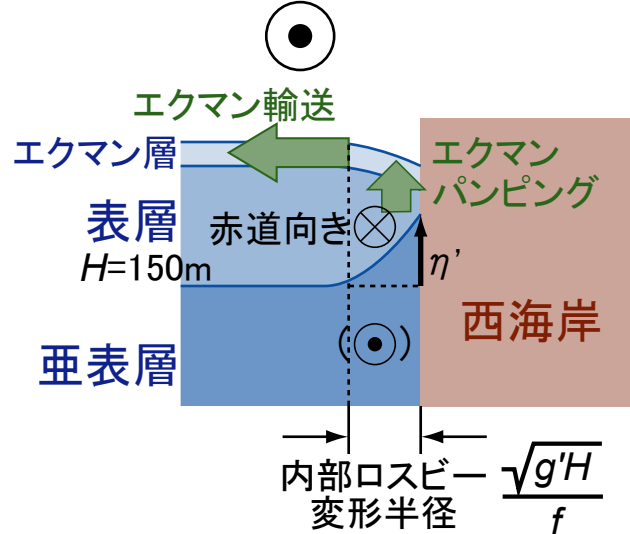
$$H=100[\text{m}] \quad f=5 \times 10^{-5}[\text{1/s}] \text{ をとると}$$

変形半径は、約35kmとなり、 $L=2000[\text{km}]$ をとると、風が吹き始めて約2週間後に最大発達となる。

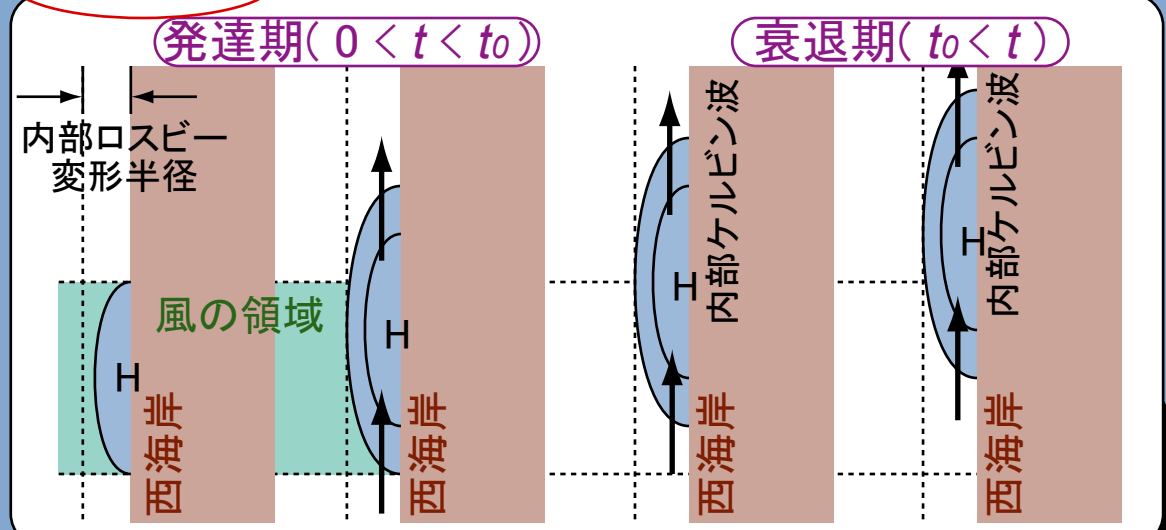
東西南北断面



赤道向きの風
(北半球では南風)



南北時間断面



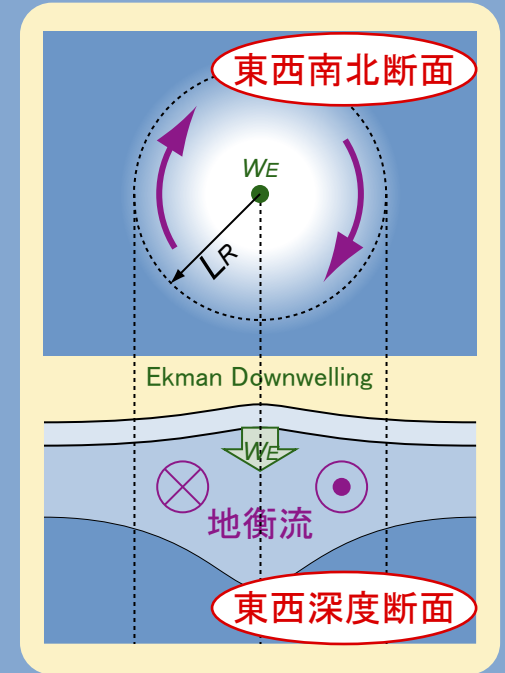
地衡流調節 (f 平面上の力学)

局所的エクマン沈降流 (W_E) があると、内部ロスビー変形半径 (L_R) のスケールで慣性重力波によって地衡流調節が行われ、地衡流が形成される。

$$g' = \frac{\Delta\rho}{\rho} g = 0.03 [\text{N/m}^2] \quad H = 400 [\text{m}] \quad f = 10^{-4} [\text{s}^{-1}] \quad \text{から}$$

$$L_R = \frac{\sqrt{g'H}}{f} = 35 [\text{km}] \quad \text{c.f. } \text{curl} \left(\frac{\tau}{f} \right) \geq 100 [\text{km}]$$

実際には風系の変動スケールに比べて L_R は小さいので、ここで説明されることが水平的に重ね合わた状況となる。



風成循環の形成 (β 平面上の力学)

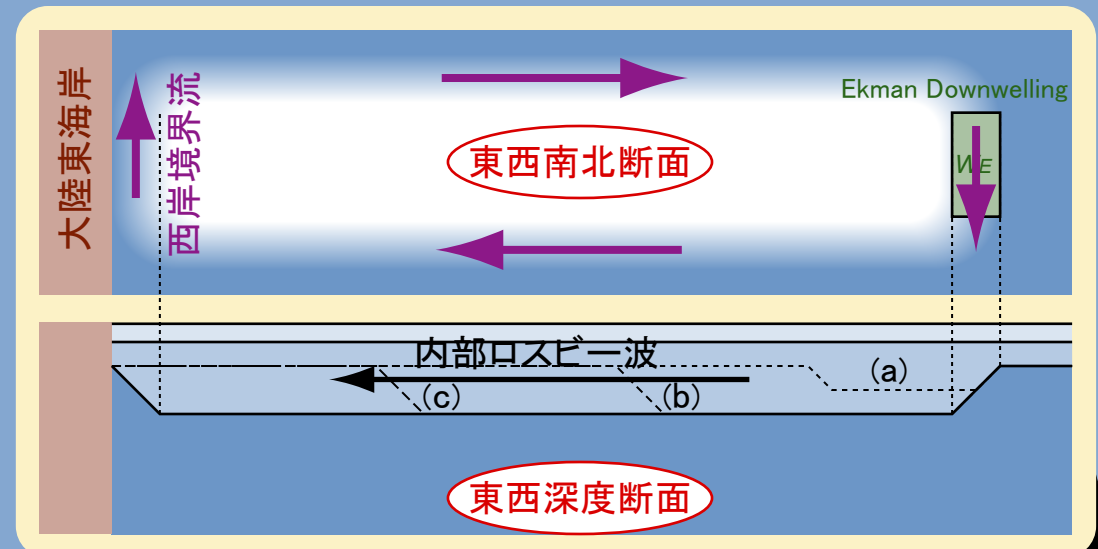
地衡流調節が行われた後、 β 平面では、内部ロスビー波によって高気圧性循環は徐々に西側に広がってゆく (図中 a, b, c の順)。やがて西岸で西岸境界流を形成する。

$$\text{東西幅 } 10,000 [\text{km}] \quad \beta = 10^{-11} [\text{s/m}]$$

内部ロスビー波の速度

$$\beta L_R^2 = 1 \times 10^{-2} [\text{m/s}]$$

より、約30年かかる。



風成循環における渦度のバランス

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_H \nabla^2 u$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_H \nabla^2 v$$

時間変化項 コリオリ項 圧力傾度項 水平粘性項

上の式から渦度方程式を作ると

渦度の定義 $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$

$f = f_0 + \beta y$ から

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} - \beta v = f \frac{\partial w}{\partial z} + A_H \nabla^2 \xi$$

定常を仮定 内部領域 西岸境界層

となる。

内部領域では、風応力による負の渦度により(エクマン層内で渦柱が伸び惑星渦度を減らし、内部領域で渦柱は縮み) f を小さくし惑星渦度を減らしながら南下。

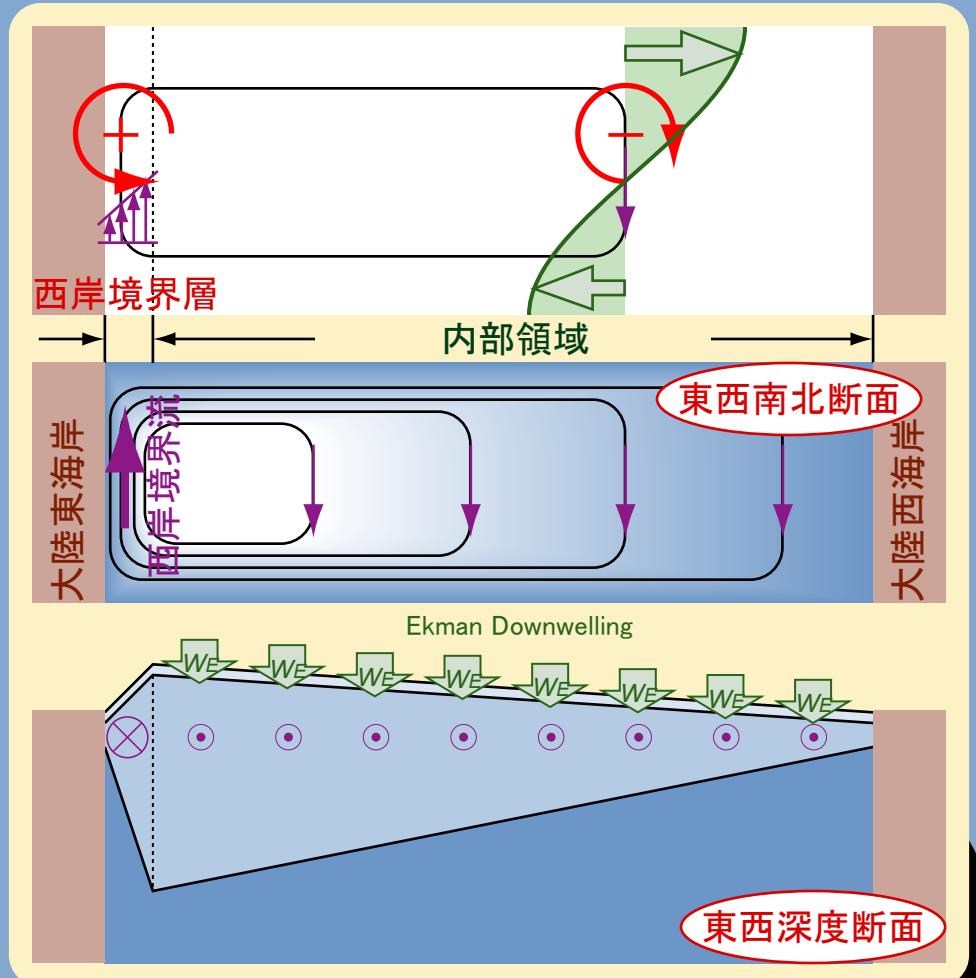
西岸境界層では、水平粘性によって相対渦度を得て、 f を大きくし惑星渦度を増やしながら北上。

西岸境界層(Munk Layer)の幅(L_M)

渦度方程式のバランス $-\beta v = A_H \frac{\partial^3 v}{\partial x^3}$ から

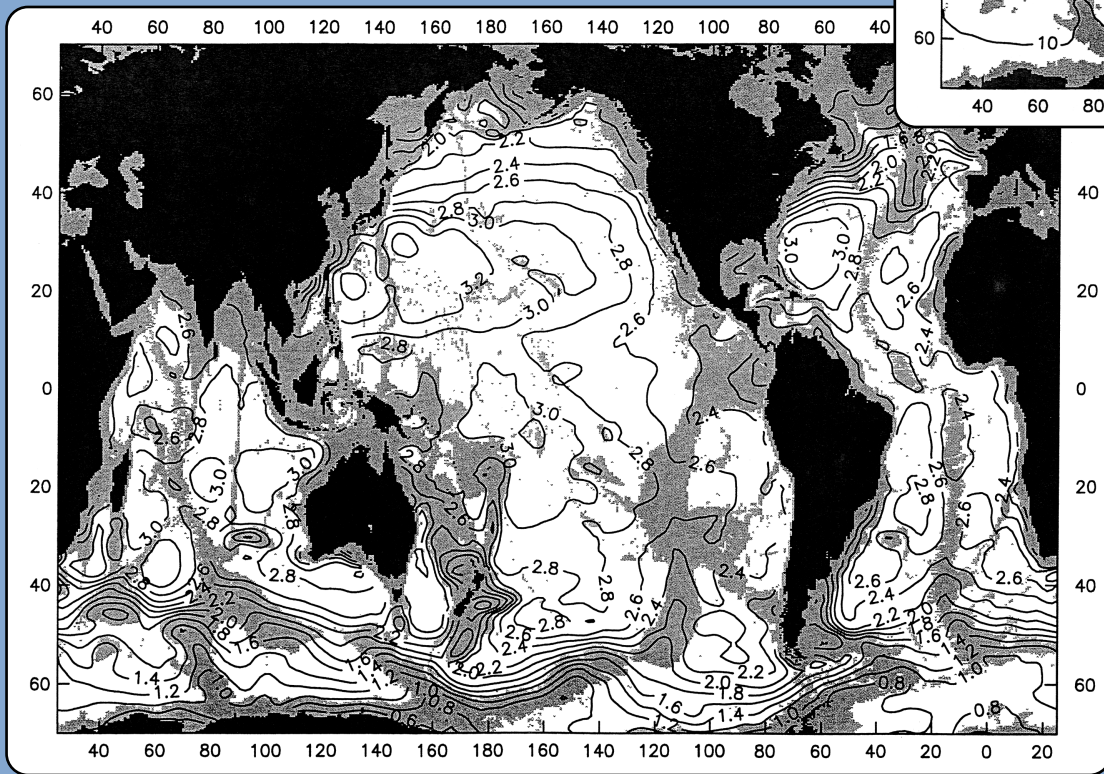
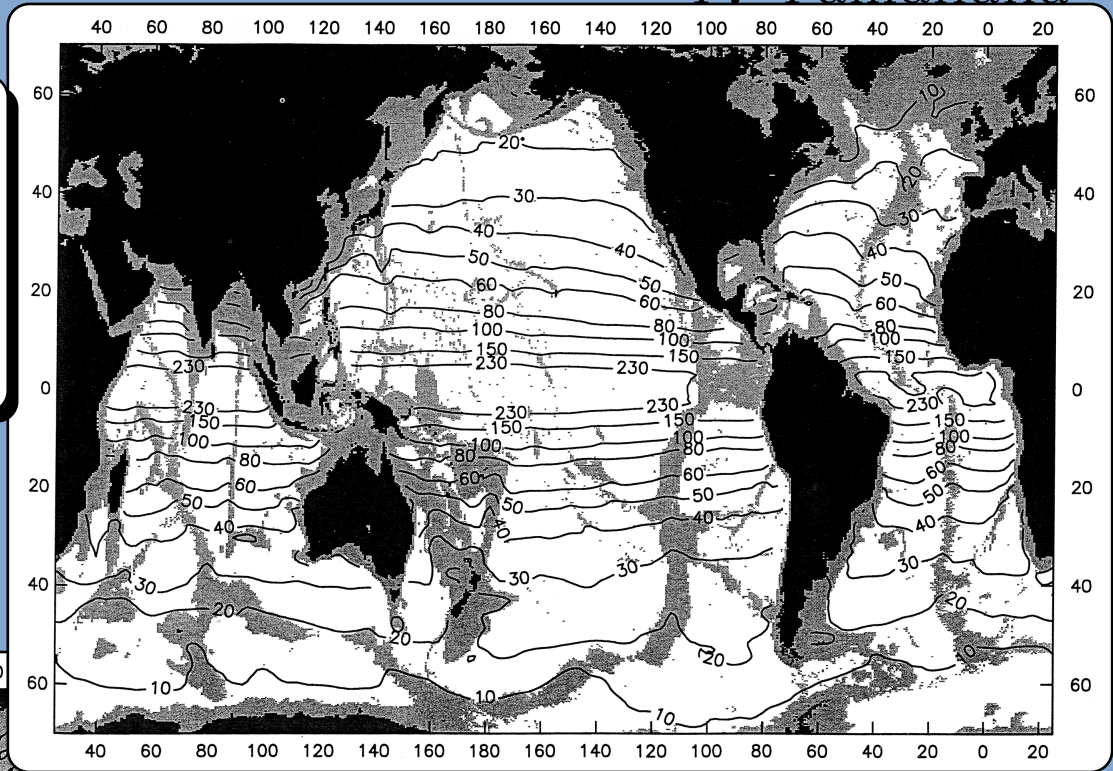
$A_H = 5 \times 10^3 [\text{m}^2/\text{s}]$

$L_M = \sqrt[3]{\frac{A_H}{\beta}} = 80 [\text{km}]$



ロスビー変形半径 (第1傾圧成分)

$$L_R = \frac{\sqrt{g'H}}{f} \quad [\text{km}]$$



重力波の位相速度 (第1傾圧成分)

$$C_g = \sqrt{g'H} \quad [\text{m/s}]$$

