巡る空と海

- 4月14日 空を観る物理の眼・・・・・・・・・・・長谷部
- 4月21日 地球を巡る風・・・・・・・・・・・・・長谷部
- 4月28日 空を駆ける波・・・・・・・・・・・・・長谷部
- 5月12日 気候の振り子・・・・・・・・・・・・・長谷部
- 5月19日 空の神を演ずる・・・・・・・・・・・・長谷部
- 5月26日 深層大循環：海洋のコンベアベルト・・・・大島
- 6月 2日 大気-海洋間の熱・水収支 ・・・・・・・・大島
- 6月 9日 海洋学で一番使う関係式：地衡流・・・・・大島
- 6月16日 海洋の支配則・渦位保存と風成大循環・・・大島
- 6月23日 海洋観測研究最前線：プロジェクトX ・・・大島
- 6月30日 地球のエネルギー収支と水循環・・・・・・知北
- 7月 7日 陸域の水循環と災害・・・・・・・・・・・知北
- 7月14日 試験
  - 成績評価の基準と方法

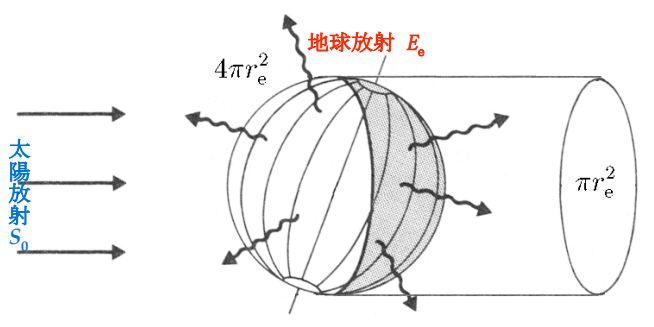
    試験により評価する。成績の評価分布は、秀10%、優30%、良40%、可および不可20%程度を目安とする。

空を観る物理の眼

- 放射平衡
  - 気候状態の遷移
  - 温室効果
- 地球大気
  - 大気組成
  - 大気環境の形成
- 大気の鉛直構造
  - 標準大気
  - 放射平衡温度分布
- 大気運動を記述する枠組み
  - 局所直交座標系
  - 大気の熱力学
  - 静水圧平衡
- 大気の子午面構造
  - 帯状平均温度
  - 帯状平均帯状風
- 大気に働く力
  - 気圧傾度力
  - コリオリ力
- 大気運動の特性
  - 地衡風
  - 測高公式
  - 温度風

放射平衡

- 長時間にわたり地球全体で平均された温度



吸収するエネルギー = 射出するエネルギー

$$(1-A)\,\pi r_e^2\,S_0 = 4\pi r_e^2\,E_e \iff E_e = \frac{1}{4}(1-A)S_0$$

$A = 0.30$ ↓

$= 242\ \mathrm{W\ m^{-2}}$

↑ $S_0 = 1.38\times10^3\ \mathrm{W\ m^{-2}}$

黒体放射 (Stefan-Boltzmann の法則) $E_e = \sigma T_e^4$

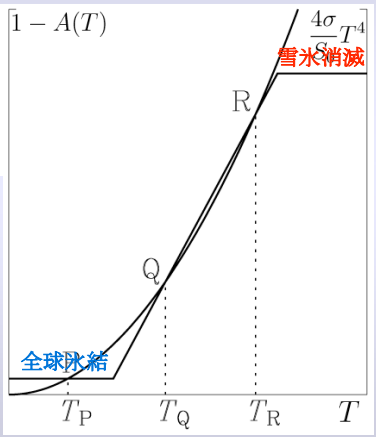
放射平衡

- 気候状態の遷移
  - 高いアルベドをもつ雲や雪氷の形成は温度に依存

放射平衡温度を決める方程式は

$$\frac{1}{4}(1-A(T))S_0 = \sigma T^4$$

$$\iff 1-A(T) = \frac{4\sigma}{S_0}T^4$$



- 多重平衡解
  - P, R: 安定, Q: 不安定
- 気候変動のモデル
  - 氷河期への遷移
  - 安定平衡解の消滅
  - 気候状態のcatastrophe
  - 非可逆的変化

放射平衡

- **温室効果**

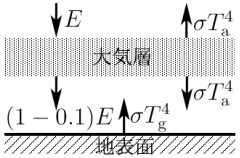
地球を一様な温度 T_e の黒体と仮定すれば

$$E_e = \sigma T_e^4 \iff T_e = \left(\frac{E_e}{\sigma}\right)^{1/4} = 255\ \mathrm{K} < \text{実際の温度} 288\ \mathrm{K}$$

$\sigma =$ Stefan-Boltzmann 定数

温室効果の物理的根拠

大気は { 太陽放射に対して透明 / 地球放射に対して半透明



1 層大気モデルによる温室効果の考察

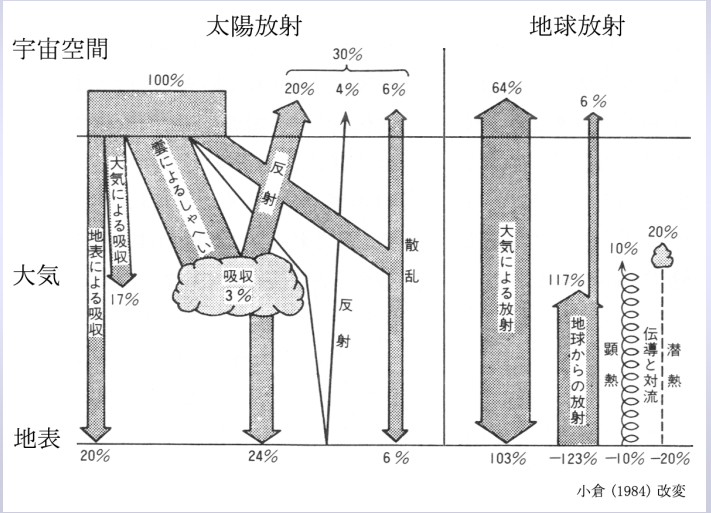
条件設定 { 地表面は黒体 / 大気層の吸収率 { 太陽放射に対して 0.1 / 地球放射に対して 1.0

平衡条件 { 地表面 : $(1-0.1)E + \sigma T_a^4 = \sigma T_g^4$ / 大気層 : $0.1E + \sigma T_g^4 = 2\sigma T_a^4$

解 : $\sigma T_a^4 = E,\ \sigma T_g^4 = 1.9E \overset{E=242\mathrm{Wm}^{-2}}{\Longrightarrow} T_a = 255\ \mathrm{K},\ T_g = 299\ \mathrm{K}$

放射平衡

- **地球の放射収支**



小倉 (1984) 改変

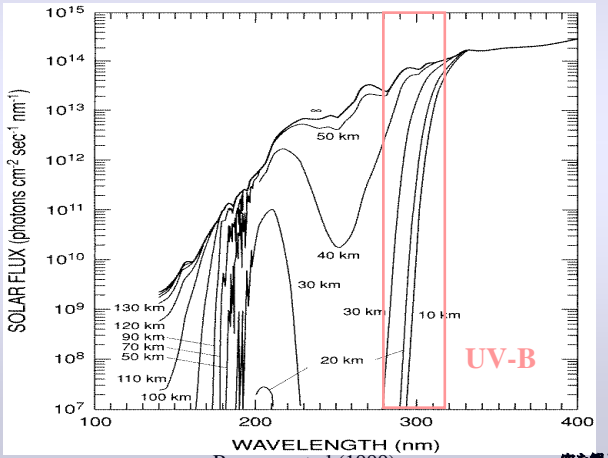
地球大気

- **大気組成の混合比**

窒素 (N_2)		0.7808	
酸素 (O_2)		0.2095	
アルゴン (Ar)		0.0093	
水蒸気 (H_2O)	<	0.04	
二酸化炭素 (CO_2)		0.00038	(380 ppmv)
ネオン (Ne)		0.000018	(18 ppmv)
ヘリウム (He)		0.000005	(5 ppmv)
クリプトン (Kr)		0.000001	(1 ppmv)
水素 (H_2)		0.0000005	(0.5 ppmv)
オゾン (O_3)	<	0.000012	(<12 ppmv)

地球大気

- **オゾンによる紫外線吸収**
  - **太陽放射強度のスペクトル**



Brasseur et al.(1999)

地球大気

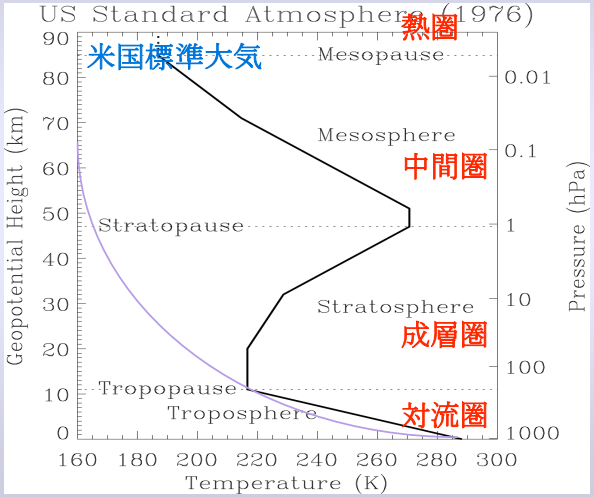
- 二次大気と海洋の形成
- 火山ガスの海洋への溶融と地殻金属による中和
- 二酸化炭素の海洋への溶融
- 海洋中における生命の発生（36億年前）
  - 炭素の固定（海洋生物の殻->石灰岩）
  - 酸素の遊離（緑色植物による光合成->酸素の遊離）
- 大気中の酸素によるオゾン層の形成
  - 地表に到達するUV-Bの減少（生命の保護）
- 生物の上陸と光合成の推進

正のフィードバック

大気–海洋–生物圏におけるバランスの形成

大気の鉛直構造

- 地球大気の鉛直構造



大気の鉛直構造

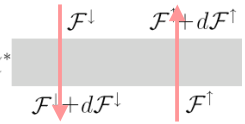
- 対流圏と成層圏

	対流圏	成層圏
高度領域	地表–高度約 15 km	高度約 15–50 km
温度構造	高度と共に温度が減少	増加
加熱源	表面における放射吸収	オゾンによる太陽紫外線吸収
鉛直安定度	不安定	安定
	活発な対流	成層状態

大気の鉛直構造

- 局所熱力学平衡（LTE）
  - 赤外放射を吸収して熱に変換
  - 温度に応じて赤外放射を射出
- 散光の放射伝達（シュヴァルツシルト方程式）

$$\begin{cases} \text{下向き放射フラックス } \mathcal{F}^{\downarrow}: & \dfrac{d\mathcal{F}^{\downarrow}}{d\chi^*} = -\mathcal{F}^{\downarrow} + \pi B \\ \text{上向き放射フラックス } \mathcal{F}^{\uparrow}: & \dfrac{d\mathcal{F}^{\uparrow}}{d\chi^*} = \mathcal{F}^{\uparrow} - \pi B \end{cases}$$



χ^*：散光フラックスに対する光学的深さ，　$B = \dfrac{\sigma}{\pi}T^4$

2 式の和と差をとれば

$$\begin{cases} \dfrac{d}{d\chi^*}(\mathcal{F}^{\uparrow} + \mathcal{F}^{\downarrow}) = \mathcal{F}^{\uparrow} - \mathcal{F}^{\downarrow} \\ \dfrac{d}{d\chi^*}(\mathcal{F}^{\uparrow} - \mathcal{F}^{\downarrow}) = \mathcal{F}^{\uparrow} + \mathcal{F}^{\downarrow} - 2\pi B \end{cases} \quad \begin{matrix} \mathcal{F}_+ = \mathcal{F}^{\uparrow} + \mathcal{F}^{\downarrow} \\ \mathcal{F}_0 = \mathcal{F}^{\downarrow} - \mathcal{F}^{\uparrow} \end{matrix} \Longleftrightarrow \quad \begin{cases} \dfrac{d\mathcal{F}_+}{d\chi^*} = \mathcal{F}_0 \\ \dfrac{d\mathcal{F}_0}{d\chi^*} = \mathcal{F}_+ - 2\pi B \end{cases}$$

大気の鉛直構造

- 放射平衡温度分布

放射伝達方程式　　放射平衡条件　　境界条件 (大気上端)

$$\begin{cases} \dfrac{d\mathcal{F}_+}{d\chi^*} = \mathcal{F}_0 \\ \dfrac{d\mathcal{F}_0}{d\chi^*} = \mathcal{F}_+ - 2\pi B \end{cases} \qquad \frac{d}{dz}(\mathcal{F}^\downarrow - \mathcal{F}^\uparrow) = 0 \iff \mathcal{F}^\uparrow - \mathcal{F}^\downarrow = \mathcal{F}_0 \text{ (一定)}$$

$\chi^* = 0$ で
$\mathcal{F}^\downarrow = 0 \iff \mathcal{F}_+ = \mathcal{F}_0$

$$0 = \mathcal{F}_+ - 2\pi B \qquad \mathcal{F}_0 = 2\pi B_0$$

$$\int_0^{\chi^*} 2\pi \frac{dB}{d\chi^*}\, d\chi^* = \int_0^{\chi^*} \mathcal{F}_0\, d\chi^*$$

$$\iff \int_{B_0}^{B} dB = \frac{\mathcal{F}_0 \chi^*}{2\pi} \iff B = \frac{\mathcal{F}_0 \chi^*}{2\pi} + B_0 = \frac{\mathcal{F}_0}{2\pi}(\chi^* + 1)$$

$$\frac{\sigma}{\pi} T^4 = \frac{\mathcal{F}_0}{2\pi}(\chi^* + 1) \iff T = \left\{ \frac{\mathcal{F}_0}{2\sigma}(\chi^* + 1) \right\}^{1/4}$$

大気運動を記述する枠組み

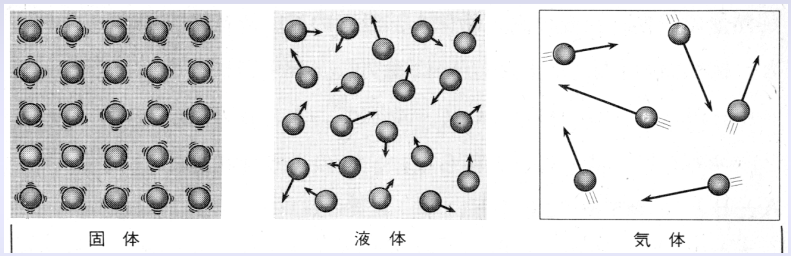
- 局所直交座標系
  - 地球上の基準点で地球に接する平面を考え、その平面上で座標と速度を次のように定義：

	位置の座標	速度成分
東向き	x	u
北向き	y	v
上向き	z	w

  - 地球の丸みを無視
    --> 地球に対して十分小さい現象を記述

大気運動を記述する枠組み

- 圧力とは？温度とは？
  - 気体の分子運動論



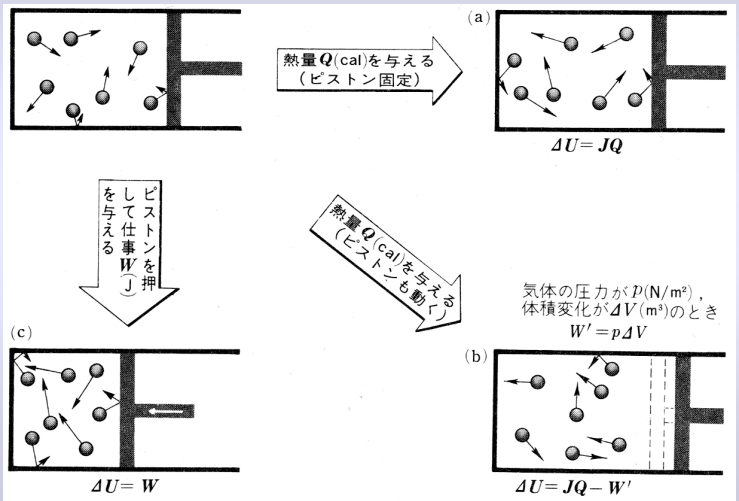
$$pV = NkT$$

$$< \frac{1}{2} m v_x^2 > = < \frac{1}{2} m v_y^2 > = < \frac{1}{2} m v_z^2 > = \frac{1}{2} kT$$

  - 圧力：気体分子が及ぼす単位面積当たりの力
  - 温度：気体分子の平均的運動エネルギー

大気運動を記述する枠組み

- 熱力学の法則



大気運動を記述する枠組み

- 熱力学方程式の大気への適用

熱力学方程式 $dQ = du + p\,d\alpha$

状態方程式 $p\alpha = RT$

理想気体を仮定すると $dQ = c_v\,dT + p\,d\alpha$

両辺を微分すると $p\,d\alpha + \alpha\,dp = R\,dT$

$$= c_v\,dT + R\,dT - \alpha\,dp$$
$$= c_p\,dT - \alpha\,dp$$

断熱条件下 $(dQ = 0)$ では

$$0 = c_p\,dT - \alpha\,dp \iff \alpha\,dp = c_p\,dT$$

大気運動を記述する枠組み

- 密度成層

鉛直方向の力のつり合い

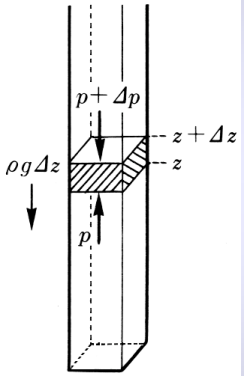
$$p \times 1 - \{(p + \Delta p) \times 1 + \rho \times 1 \times \Delta z \times g\} = 0$$

$$\Longrightarrow \quad \boxed{\frac{dp}{dz} = -\rho g}$$ 静水圧平衡の式

$$\alpha \equiv \frac{1}{\rho} \longrightarrow \quad \alpha\,dp = -g\,dz$$ 断熱条件 $\alpha\,dp = c_p\,dT$

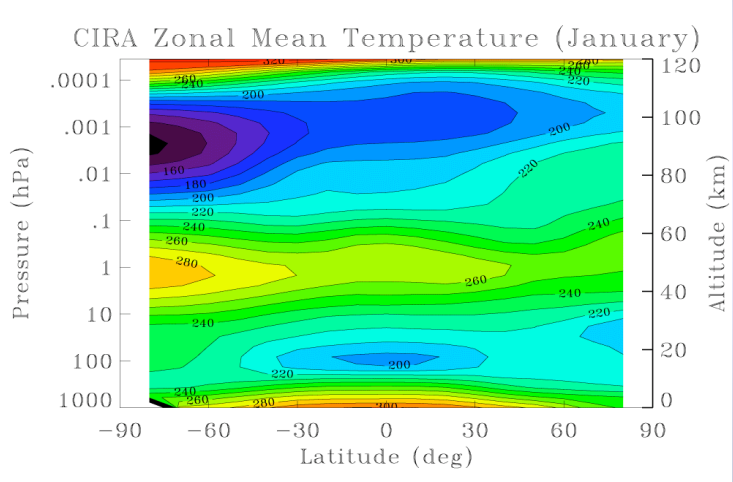
$$-g\,dz = c_p\,dT \iff -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \sim 0.01\ \mathrm{K\ m^{-1}}$$

乾燥断熱減率



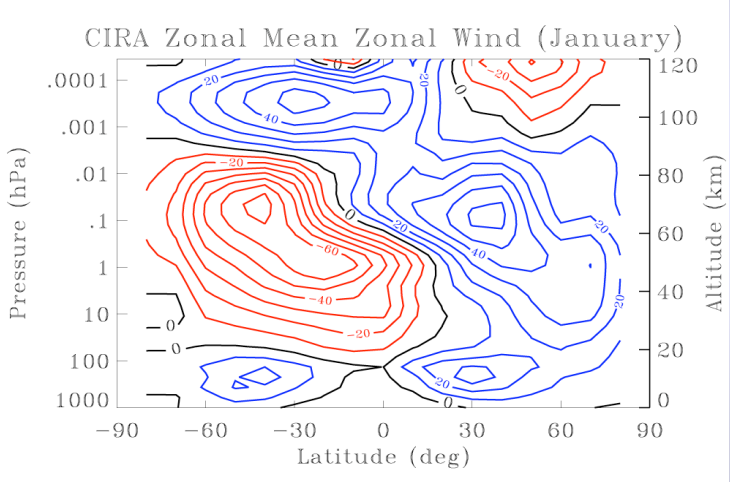
大気の子午面構造

- 帯状平均温度



大気の子午面構造

- 帯状平均帯状風



大気に働く力

- 気圧座標系
  - 静水圧平衡の式によれば、圧力pは高度zの単調減少関数 --> pを鉛直方向の独立変数にとる

	位置の座標	速度成分
東向き	x	u
北向き	y	v
下向き	p	ω

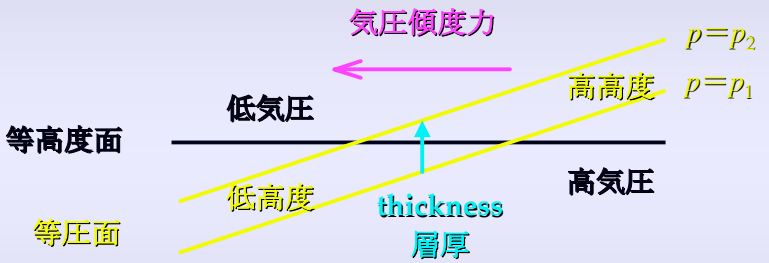
等圧面の高さを geopotential Φ と geopotential height Z で表す:

$$\Phi = \int_0^z g\, dz, \quad Z = \frac{\Phi}{g_s}$$

等高度面上の p の分布 $\longleftrightarrow$ 等圧面上の Z の分布

大気に働く力

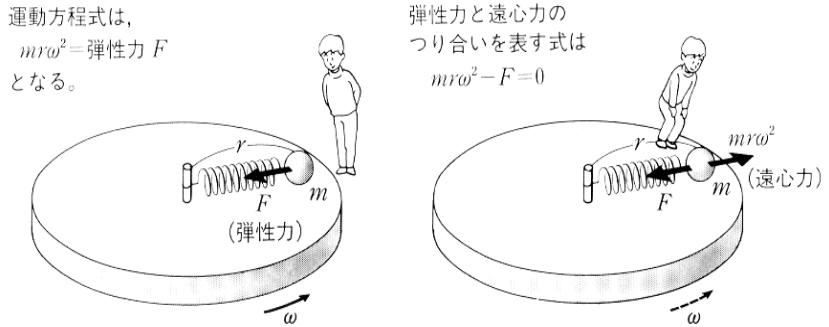
- 気圧座標系



上空の天気図は等圧面の高度分布で表す

大気に働く力

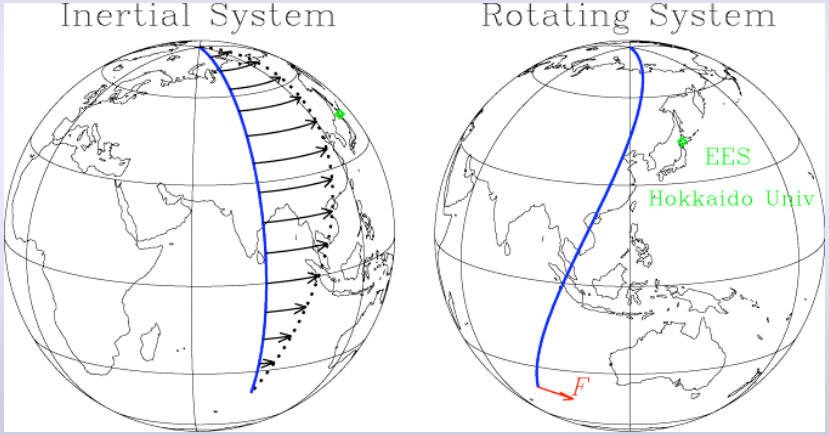
- 回転系における見かけの力
  - 遠心力



(a) 回転台の外側から見たとき　(b) 回転台の上に乗って見たとき

大気に働く力

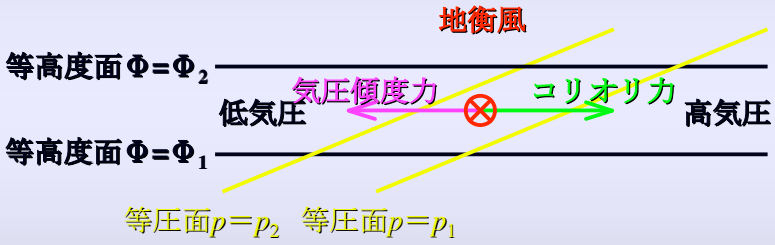
- 回転系における見かけの力
  - コリオリ力



http://wwwoa.ees.hokudai.ac.jp/~f-hasebe/Coriolis.gif

大気運動の特性

- 地衡風
  - 水平方向の力のつり合い

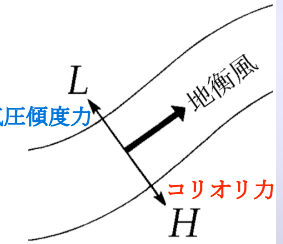


北半球の例

大気運動の特性

- 地衡風
  - 水平方向の力のつり合い

主要な力	気圧傾度力	コリオリ力
大きさ：	Φの水平勾配に比例	運動の速さに比例
方向：	H から L へ	運動と直角
東西成分	$\propto -\frac{\partial \Phi}{\partial x}$	$\propto v$
南北成分	$\propto -\frac{\partial \Phi}{\partial y}$	$\propto -u$



地衡風：気圧傾度力とコリオリ力とのつり合い

$$-\frac{\partial \Phi}{\partial x} + fv = 0, \quad -\frac{\partial \Phi}{\partial y} - fu = 0$$

$$\Longleftrightarrow \quad \boxed{fu = -\frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad fv = \frac{\partial \Phi}{\partial x}} \quad (f：コリオリ因子)$$

大気運動の特性

- 測高公式

Z を p で微分

$$\frac{dZ}{dp} = \frac{dZ}{dz}\frac{dz}{dp} = \frac{g}{g_s}\left(-\frac{1}{\rho g}\right) = -\frac{1}{\rho g_s} = -\frac{RT}{p g_s}$$

$Z = \frac{1}{g_s}\int_0^z g\, dz$ ↓

$\frac{dp}{dz} = -\rho g$ ↑

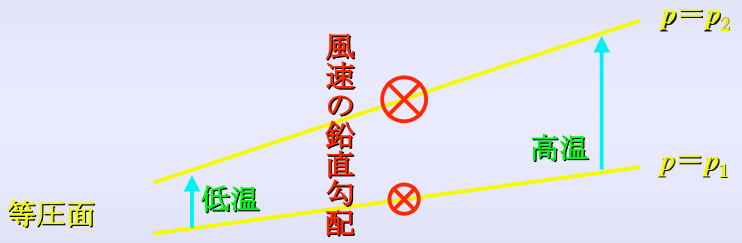
$p = \rho RT$ ↓

$$\Longrightarrow \quad \Delta Z = \frac{RT}{g_s} \cdot \frac{-\Delta p}{p}$$

高度の増加　　気圧の低下

大気運動の特性

- 温度風
  - 水平温度勾配と風速の鉛直シアとが比例



$$\Delta Z = \frac{RT}{g_s} \cdot \frac{-\Delta p}{p}$$

大気運動の特性

- 温度風方程式

地衡風方程式 $fu = -\dfrac{\partial \Phi}{\partial y}$, $fv = \dfrac{\partial \Phi}{\partial x}$を$p$で微分

$$\frac{\partial u}{\partial p} = -\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial y}\right) = -\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right) = -\frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{RT}{p}\right) = -\frac{R}{fp}\frac{\partial T}{\partial y}$$

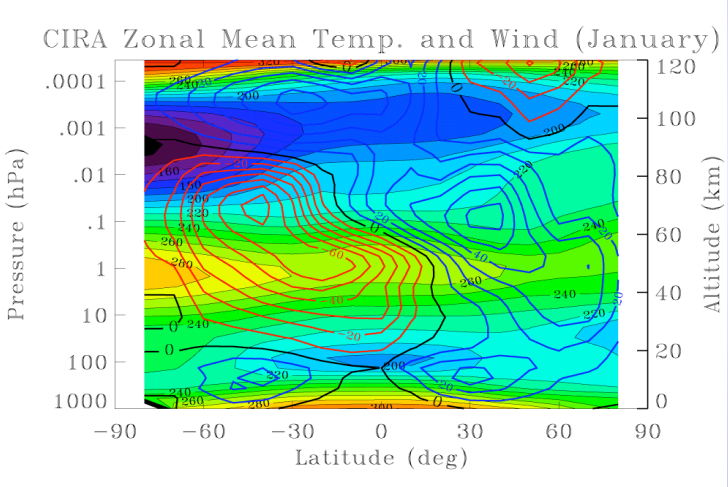
測高公式 $\dfrac{dZ}{dp} = \dfrac{RT}{pg_s} \implies \dfrac{\partial \Phi}{\partial p} = \dfrac{RT}{p}$ (静水圧平衡の式)

$$\frac{\partial v}{\partial p} = \frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial p}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial x}\right) = \frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right) = \frac{1}{f}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{RT}{p}\right) = \frac{R}{fp}\frac{\partial T}{\partial x}$$

$$\iff \boxed{\frac{\partial u}{\partial \ln p} = -\frac{R}{f}\boxed{\frac{\partial T}{\partial y}}}, \quad \boxed{\frac{\partial v}{\partial \ln p} = \frac{R}{f}\boxed{\frac{\partial T}{\partial x}}}$$

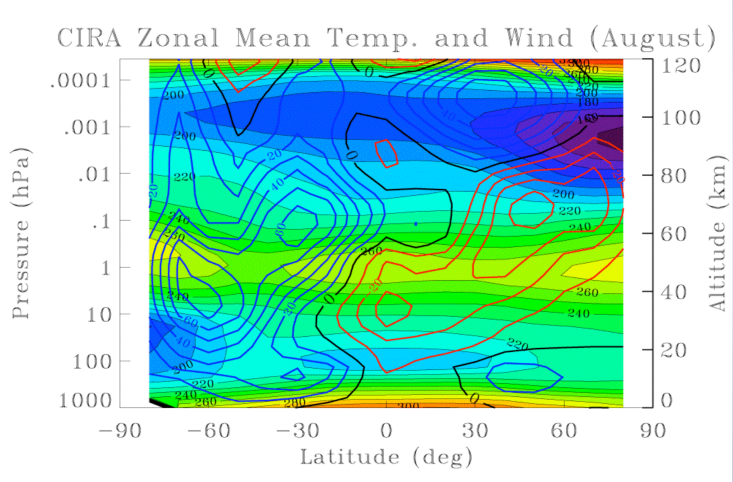
大気の子午面構造

- 大気の子午面構造



大気の子午面構造

- 大気の子午面構造



今日のまとめ

- 長時間・全球平均された地球の温度は、放射平衡により理解することができる。その値は、温室効果のために大気が存在しない場合より高い。
- 大気中の水蒸気・二酸化炭素・オゾンなど大気微量成分は、地球環境の形成に大きな役割を担っている。
- 大気の鉛直構造は、放射過程(太陽放射の吸収と赤外放射伝達)と力学過程(断熱減率)により概ね理解できる。
- 大気の子午面構造は、対流圏と成層圏・中間圏の特徴を描き出す。後者では季節が本質的に重要である。
- 大気運動の記述には、気圧座標系が便利である。
- 大気に働く主要な力は、気圧傾度力とコリオリ力である。これらの力のつり合いにより、鉛直方向には静水圧平衡、水平方向には地衡風の関係が成り立つ。
- 両者の組合せから導かれる温度風の関係は温度と風の分布が独立に変動するのではなく、相互に依存し合うことを意味する。

- 次回は「地球を巡る風」