

基本的法則のおさらい等

© 2025 stratoverse

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International License (CC BY-NC-ND 4.0).

まず、座標系を定義します：簡単のため、
日本付近で、直交直線(x,y,z)座標をとります + 時間 t

基準地点から、東西・南北・上に、真直ぐ取る
対象が限定的(例：日本付近)なら、簡単で有用

座標	速度(風)
東向き x	u
北向き y	v
上向き z	w

座標	速度(風)
経度 λ ラムダ	u
緯度 ϕ ファイ	v
上向き z	w

西風：
西から東に向かう風
 $u > 0$

球座標の方が
煩雑だが、正確

気象学では、しばしば、 次のような量・記号を使います

* 気象・気候の対象の多くは、
“モノ”ではなくて、“状態”

■座標

◎空間座標

直交直線座標：東向き x , 北向き y , 上向き z

球座標：東向き(経度) λ 、北向き(緯度) ϕ 、上向き z

◎時間 t

■基本的な量と慣用の単位

気圧 p [hPa]

気温 T [K]

密度 ρ [kg/m³]

等圧面高度 z_p [m]: 気圧が指定値 p になる高度

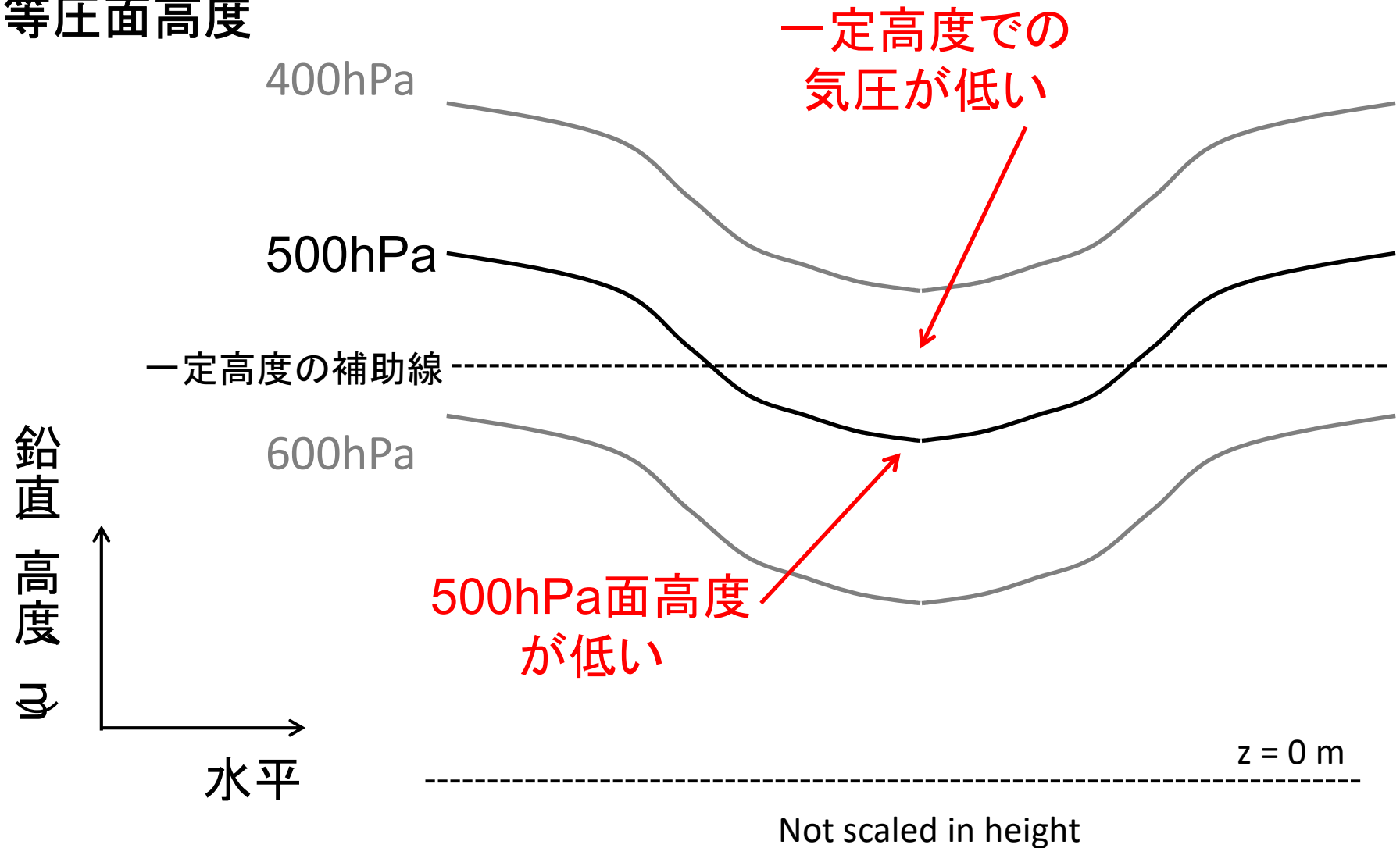
ジオポテンシャルハイトとも言う

風の3成分 (u, v, w) [m/s]

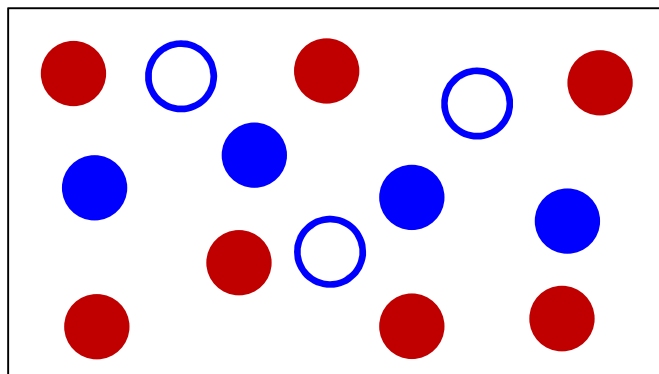
“等圧面高度”とは？

その大小は、一定高度での気圧の大小と一致する

等圧面高度



大気中の水蒸気が多寡には、様々な表現法がある



●: 乾燥空気分子

●: 水蒸気分子

○: 実際には存在しないが、
飽和までまだ存在できる
水蒸気分子の空席

■ 共通

温度 T , 体積 V

全圧 p

■ 乾燥空気

密度 $\rho_d = m_d / V$

m_d は、質量

■ 水蒸気

密度 $\rho_w = m_w / V$

m_w は、質量

■ 混合比 r [kg/kg]

$$r = \rho_w / \rho_d$$

■ 比湿 (ひしつ) q

[kg/kg]

$$q = \rho_w / (\rho_d + \rho_w)$$

$$= r / (r + 1)$$

水蒸気の多寡は、しばしば、相対湿度RH [%]で表される

著作権に配慮し、
非表示

湿数

$$\begin{aligned} \text{RH} [\%] &= 100 \times \text{実際の水蒸気圧} / \text{その気温での飽和水蒸気圧} \\ &= 100 \times \text{実際の水蒸気量} / \text{その気温での飽和水蒸気量} \end{aligned}$$

参考: 佐藤 (2019)

気象学の方程式の、“おーよそ”のフルセットは...

(Washington and Parkinson 2005を簡略化して書いた)

状態方程式

$$p = \rho R T$$

質量保存

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial (\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho w)}{\partial z} = 0$$

水蒸気収支

$$\frac{\partial (\rho q)}{\partial t} + \frac{\partial (\rho q u)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho q v)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho q w)}{\partial z} = M + \rho E$$

運動方程式
3成分

$$\begin{pmatrix} \frac{d u}{d t} \\ \frac{d v}{d t} \\ \frac{d w}{d t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ -g \end{pmatrix} + \left(-\frac{1}{\rho}\right) \begin{pmatrix} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial p}{\partial z} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} + f v \\ - f u \\ 0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} F x \\ F y \\ F z \end{pmatrix}$$

気温変化
熱力学の式

$$C_p \frac{d T}{d t} - \frac{1}{\rho} \frac{d p}{d t} = Q$$

7個の変数に対して、式が7本ある:

p, ρ, T, q, u, v, w ,
原理的には、初期状態を与えれば、解ける。

M: 凝結による水蒸気量変化

E: 蒸発による水蒸気量変化

F_x, F_y, F_z : 外力

q: 混合比はここではq

状態方程式

■一般的な書き方

$$p = \rho R T$$

皆さんの知っている

$$p V = n R T$$

と、本質的に同じ

■地球大気にあてはめる

◎乾燥空気 (dry air、水蒸気以外全て)

$$p_d = \rho_d R_d T \quad \text{気体定数 } R_d = 287 \text{ J/(K kg)、}$$

◎水蒸気 (water vapor)

$$p_w = \rho_w R_w T \quad \text{気体定数 } R_w = 461 \text{ J/(K kg)}$$

静力学平衡は、次のように導出される

$$\Delta p / \Delta z = -\rho g \quad (dp/dz = -\rho g)$$

静力学平衡の導出

次の2つの力が釣り合っている

①重力

$$\text{下向き } mg = (\rho L \Delta z) g$$

②気圧傾度力

$$\text{上向き } \{ p - (p + \Delta p) \} \times L = -\Delta p L$$

$$\therefore (\rho L \Delta z) g = -\Delta p L$$

$$\Delta p / \Delta z = -\rho g$$

↑静力学(静水圧)平衡

座標
z

著作権に配慮し、
非表示

＊ 状態方程式と静力学平衡を組み合わせて、
さらに気温分布を仮定すると、気圧分布を決定できる

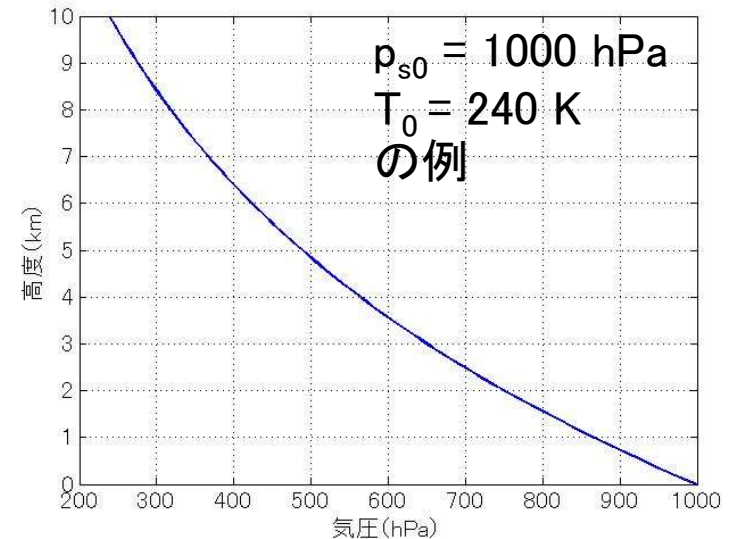
状態方程式 $p = \rho R T$

静力学平衡 $dp/dz = -\rho g$

から、 ρ を消去すると、

$dp/dz = -p g / (R T)$ となり、

T の分布を適当に与えれば、 p を決定できる。



$T = T_0 \text{ [K]}$ (一定値)、 $p = p_{s0} \text{ [hPa]}$ at $z = 0$ とすると、

$p = p_{s0} \exp(-z/H)$ と決定できる。

$H = R T_0 / g$ とおいた(スケールハイト)。 $T_0 = 240 \text{ K}$ とすると、 $H \doteq 7 \text{ km}$ 。

気圧 p は、上空に $H \doteq 7 \text{ km}$ 行くごとに、 $1/e$ 倍になる。

気温は高さ方向に線型分布であるとしても、およそ同じ結果になる。

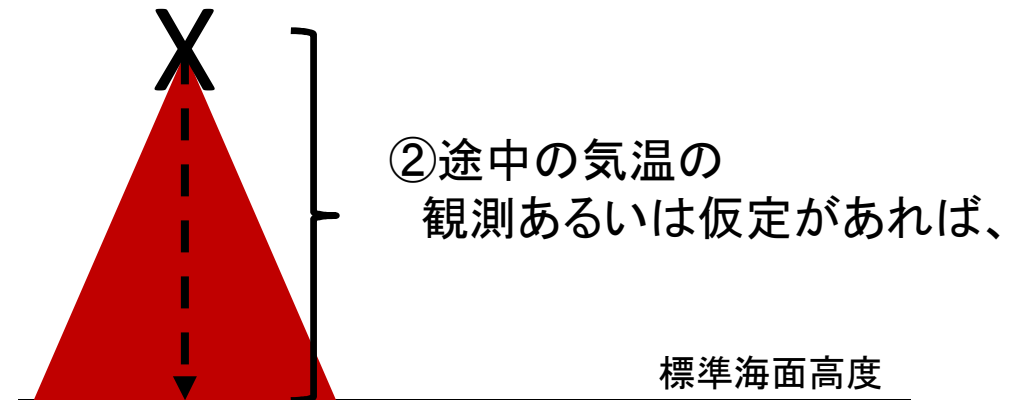
同様の考えで、海面更正気圧を求めることができる

著作権に配慮し、
非表示

https://www.jma.go.jp/bosai/weather_map/

$$dp/dz = - p g / (R T)$$

①観測地点 →気圧・気温の観測値



③標準海面高度での気圧を計算できる
→海面更正気圧

日本列島規模では、**地衡風***がよい近似である：

* 気圧傾度力とコリオリの力のつり合い下で吹く風

気圧傾度力とコリオリの力

$$u = - \{ 1/(f\rho) \} (\partial p / \partial y)$$

$$v = + \{ 1/(f\rho) \} (\partial p / \partial x)$$

$$f = 2 \Omega \sin \phi$$

■ 気圧傾度力 $-(1/\rho)\nabla p$

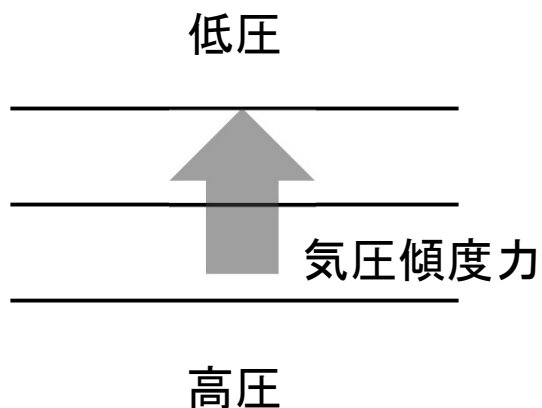
向き

気圧の高い方から低い方

大きさ

気圧差(気圧傾度)に比例

* 混雑した電車のようなもの



■ コリオリの力 $(+f v, -f u, 0)$

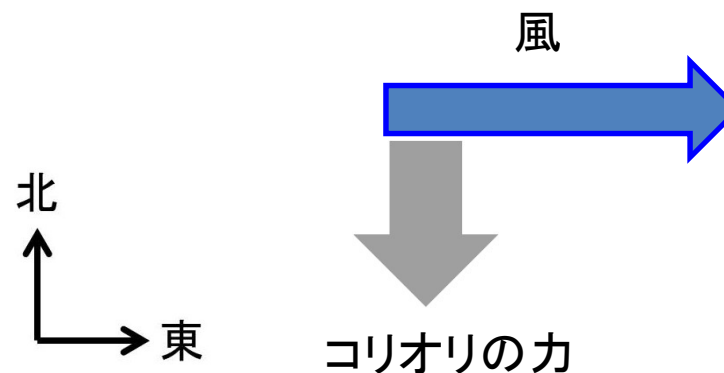
向き(北半球では)

流れに直角右向き

大きさ

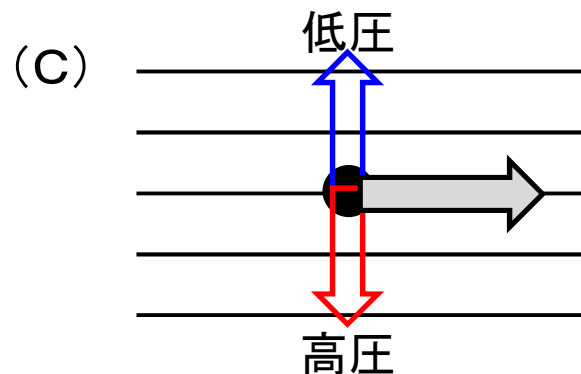
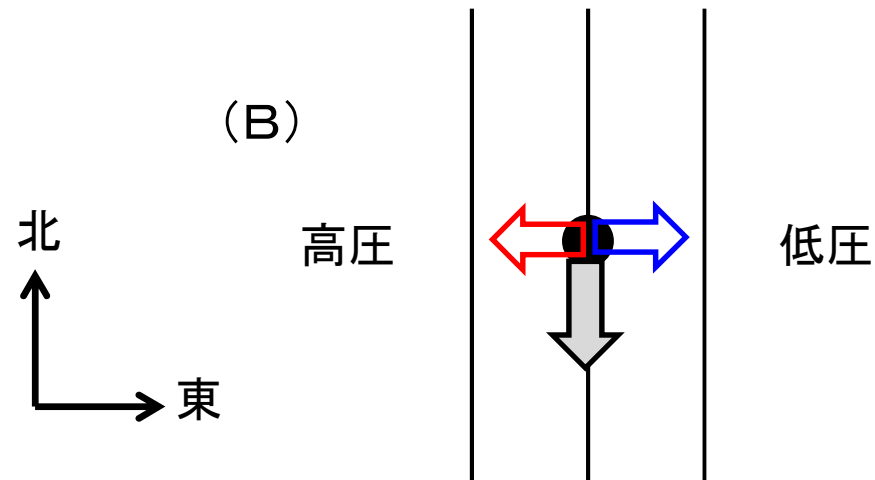
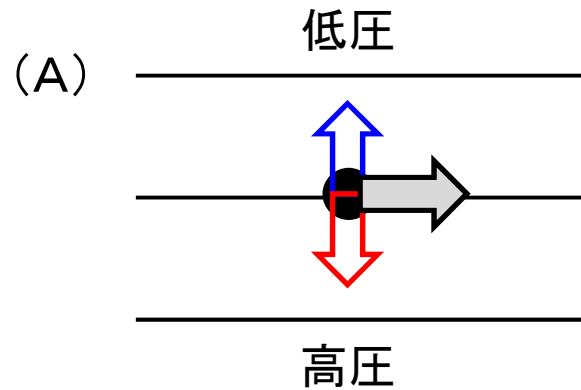
風速とサイン緯度に比例

(赤道:0度、北極:+90度)



以下の各場合に、図の中心付近の空気について、
気圧傾度力、**コリオリの力**、**地衡風**を図示せよ

地衡風の練習



■ 地衡風の特徴

等圧線に**平行**、**高压部**を**右手**に見る向き
(後者は北半球での特徴)

等圧線の**込み具合**(**密集具合**)に**比例**

参考: 実線は等圧線。明示された条件以外は、共通とする。地学1から

温度風：北への温度減少が大きいほど、上に西風が強くなる

* 温度風は、地衡風の別の特徴を指す言い方

北半球中緯度で

$$\Delta p = - (p g \Delta z) / (R T)$$
$$\doteq - (p_{s0} g \Delta z) / (R T)$$

中緯度では、南北気温差が付き物(不可避)
ということは、偏西風が付き物

著作権に配慮し、
非表示

地衡風 $u = -\{1/(f \rho)\} \partial p / \partial y$ と、 状態方程式・静力学平衡を組み合わせる

卓越する二項は、

$$\partial u / \partial z = -\{g/(f T)\} (\partial T / \partial y): \text{温度風の式と言う}$$

(導出は、たとえば、浅井他2000、p50。

地衡風の式で、 ρ を消去して、 z で偏微分する)

①定性的には、

気温が北に向かって下がると、上に向かって西風が強くなる

⇒北半球中緯度上空では、西風が想定される

(地表では摩擦のため風≒0だから)

②定量的には、

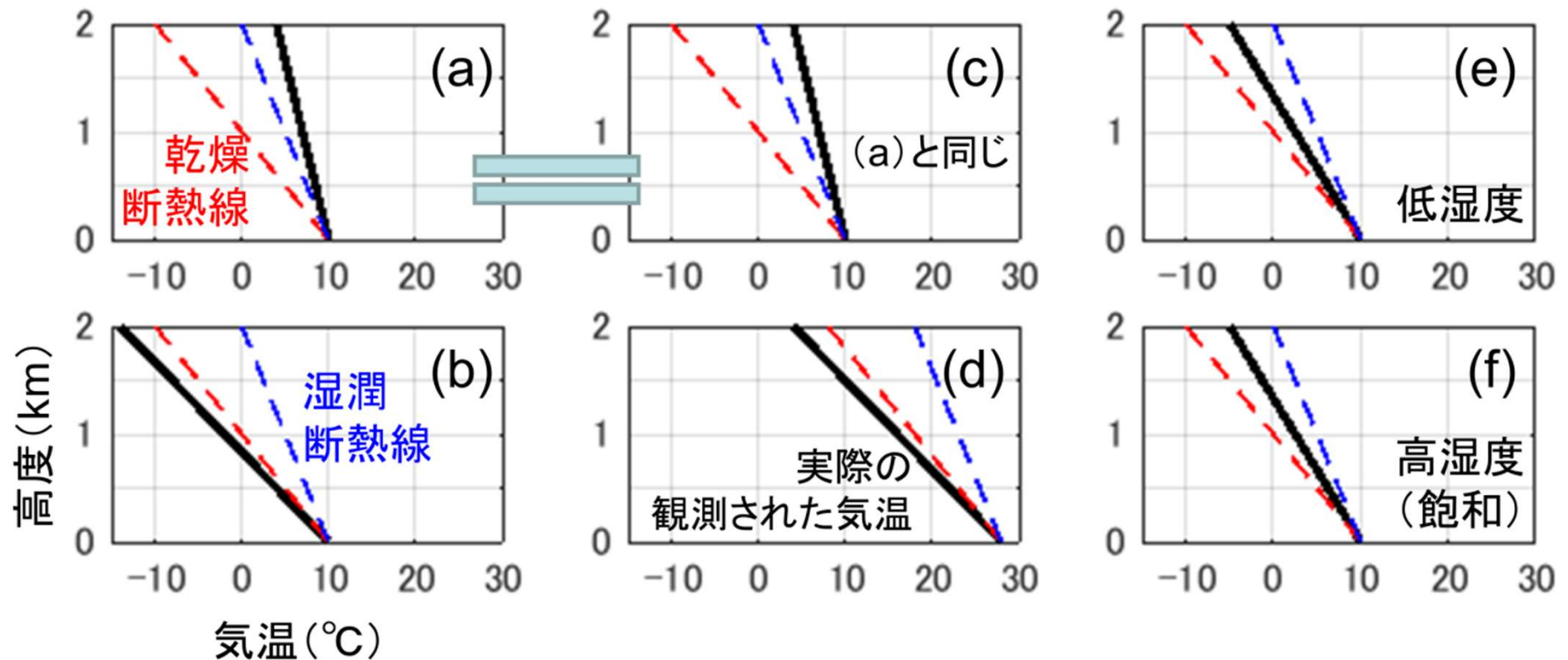
気温低下と、西風強化の程度は、比例する

⇒水平面で等温線が密集しているところは、

上下方向の風の変化が大きい

次の6つの状態の安定性を判定し、 成層不安定の条件を考えよう

安定性の判定

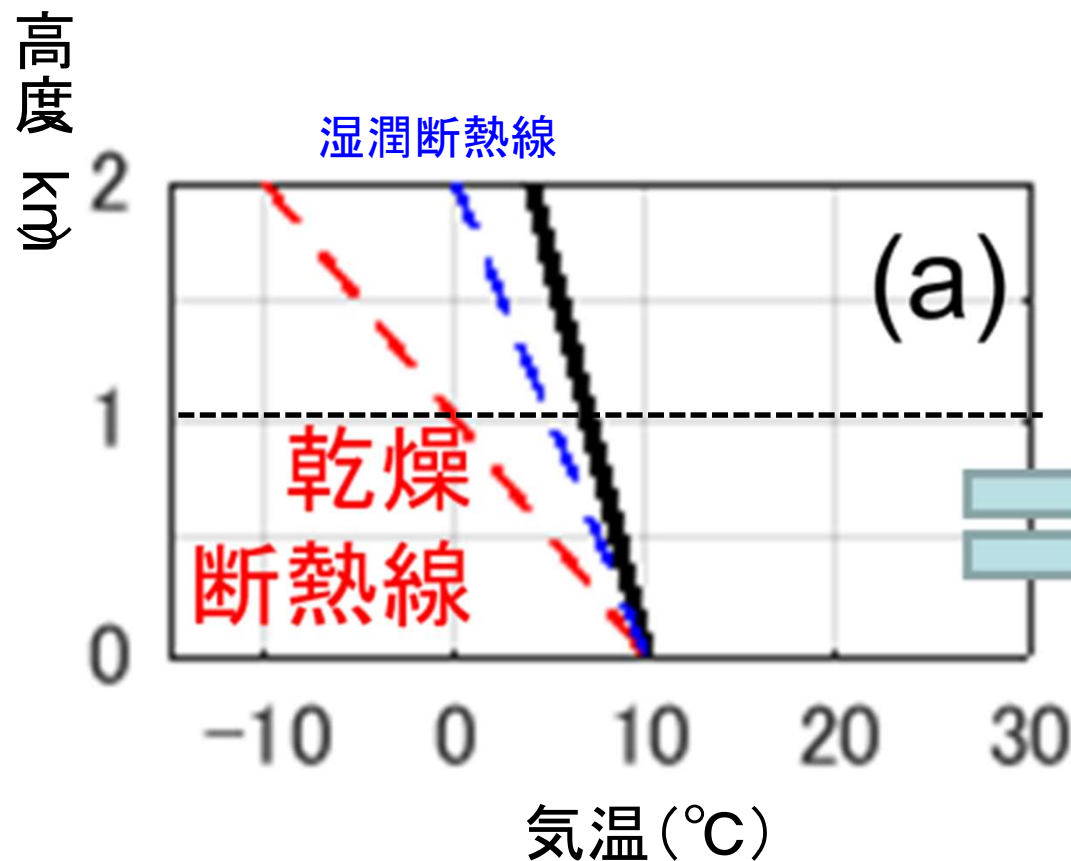


乾燥断熱減率 Γ_d : 凝結がない場合に、空気が断熱で上下する際の気温減率

湿润断熱減率 Γ_m : 同じく、凝結が続く(飽和を保つ)場合の気温減率

次のような手順(“お作法”)にしたがって、 気温分布(a)は安定と判定される

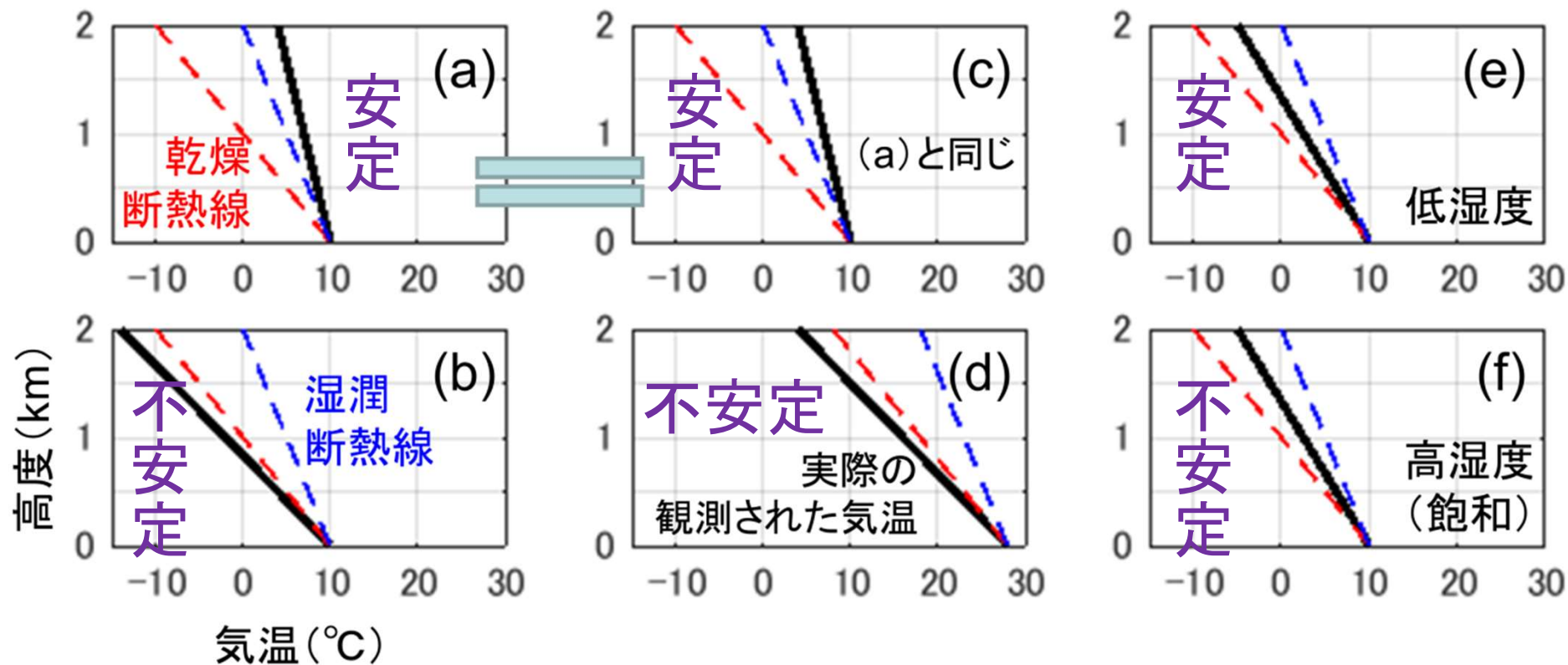
安定性の判定



2つの断熱線は、切片
(地表での気温の値)を合わせて書く

- ①想像上、
目の前の空気を袋に入れる
- ②それを、断熱的に上昇させる
乾燥(不飽和)なら、
乾燥断熱線で変化
飽和なら、
湿潤断熱線で変化
- ③②のいずれにせよ、
断熱上昇した空気は、
周囲の空気より低温で、
重い(高密度)

⇒手を放すと、自然に下降する
“安定”



もともと安定な状態を、不安定化させるには、

上層(上空)の気温を、
低くする

下層の気温を、
高くする

湿度を、
高くする

この方法は、もっとも素朴なもの。

SSIは、より進んだ・定量的尺度。定性的な結果は同じ。