

金星大気スーパーローテーションの力学への序論

松田佳久

(2020年9月8日 温故知新ゼミ)

この序論の目的

- 金星大気の概要を紹介

特に、金星のスーパーローテーションの問題への序論とする

地球型惑星(大気)の特徴:金星、地球、火星

(1)地面の存在

(2)内部から大気への熱輸送が無視可

地球型惑星の基本パラメータ

	金星	地球	火星
半径	6050 km	6380 km	3397km
重力	8.9 m/s ²	9.8 m/s ²	3.7 m/s ²
公転周期	224 days	365 days	687 days
自転周期	-243 days	1 day	1 day
太陽日	117 days	1 day	1 day
太陽光フラックス	2617W/m ²	1370W/m ²	589W/m ²
アルベード	0.78	0.30	0.25
有効放射温度	224K	255K	210K
大気の組成	CO ₂ (97%), N ₂ (3%)	N ₂ , O ₂	CO ₂ (97%), N ₂ (3%)
表面気圧	92 bar	1 bar	0.006 bar

金星気象学の大きな問題

- (1) 地面付近の高温(約730K)の原因
→温室効果(放射)
- (2) スーパーローテーションを中心とした大気の運動=風の問題
→惑星流体力学
- (3) 雲の問題(生成維持、構成、濃淡)
→雲物理

大気の構造（気象学の研究方法）

- 大気の3次元構造

= 大気の鉛直1次元構造（水平方向は平均）

+

大気の3次元温度分布、風分布

(A) 大気の鉛直1次元構造

- 放射と鉛直対流による鉛直熱輸送のプロセスが重要（雲物理も重要）

特に、温室効果が問題

有効放射温度

平均地表面温度

金星

224K

730K

地球

255K

288K

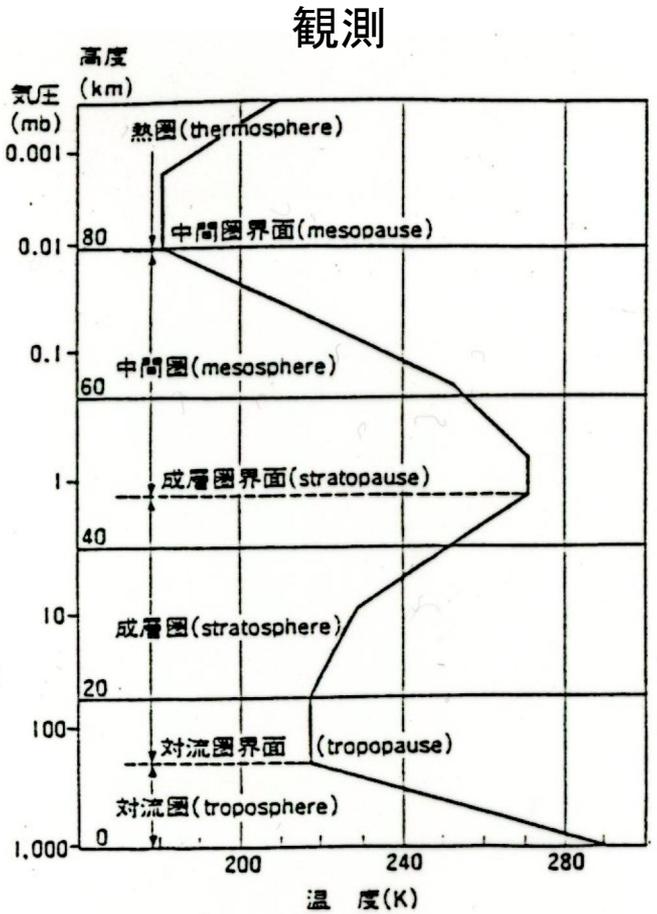
火星

210K

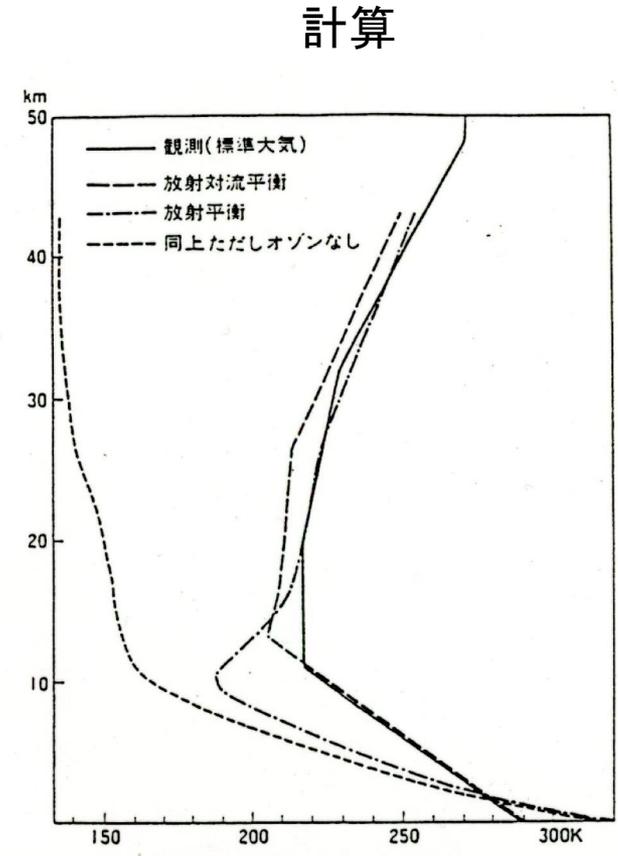
200K ?

温室効果の強度：金星 > 地球 > 火星

地球大気放射・対流平衡温度分布



温度の高度分布(米国標準大気)と大気層の区分



中緯度地帯の代表的条件に対応する放射平衡および放射対流平衡にある大気温度の高度分布および実際の大気温度の高度分布(S. Manabe and R. H. Stricker, *J. Atmos. Sci.* 21, 1964 より)
オゾンの効果を取り入れなかった場合の放射平衡大気の場合も記入してある。

火星大気の放射・対流平衡温度分布

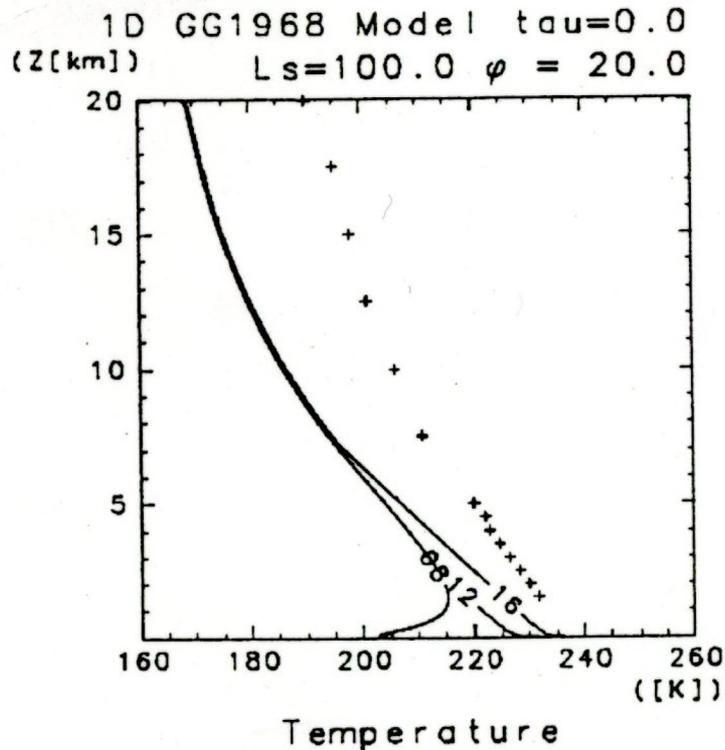


図1 鉛直1次元放射対流モデルにより計算される火星大気の鉛直温度分布。図中の数字は時刻を表す。+はバイキング1号が降下時に観測した温度分布（北緯22°， $L_s=96^\circ$ ，時刻は16:13）。

小高(2001)

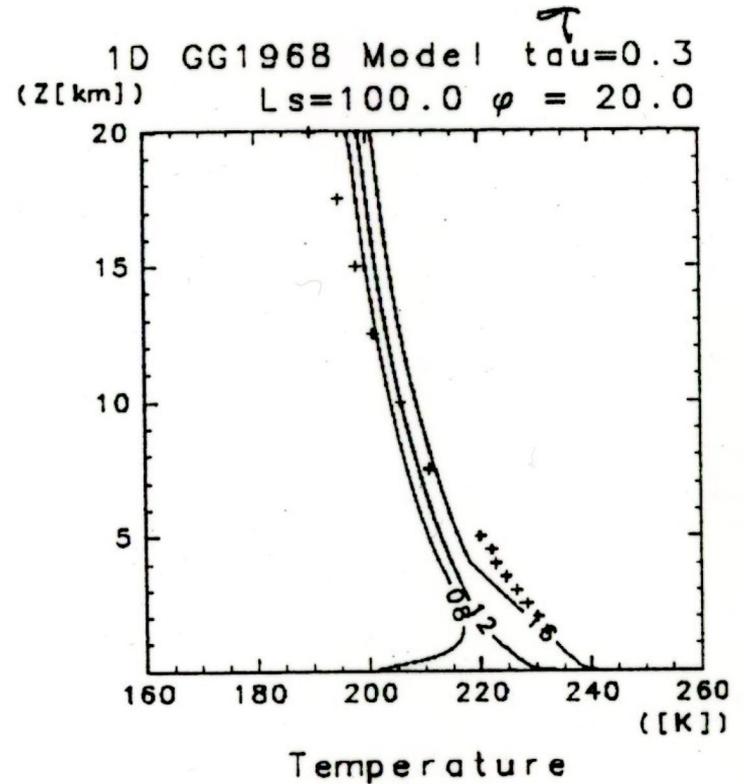
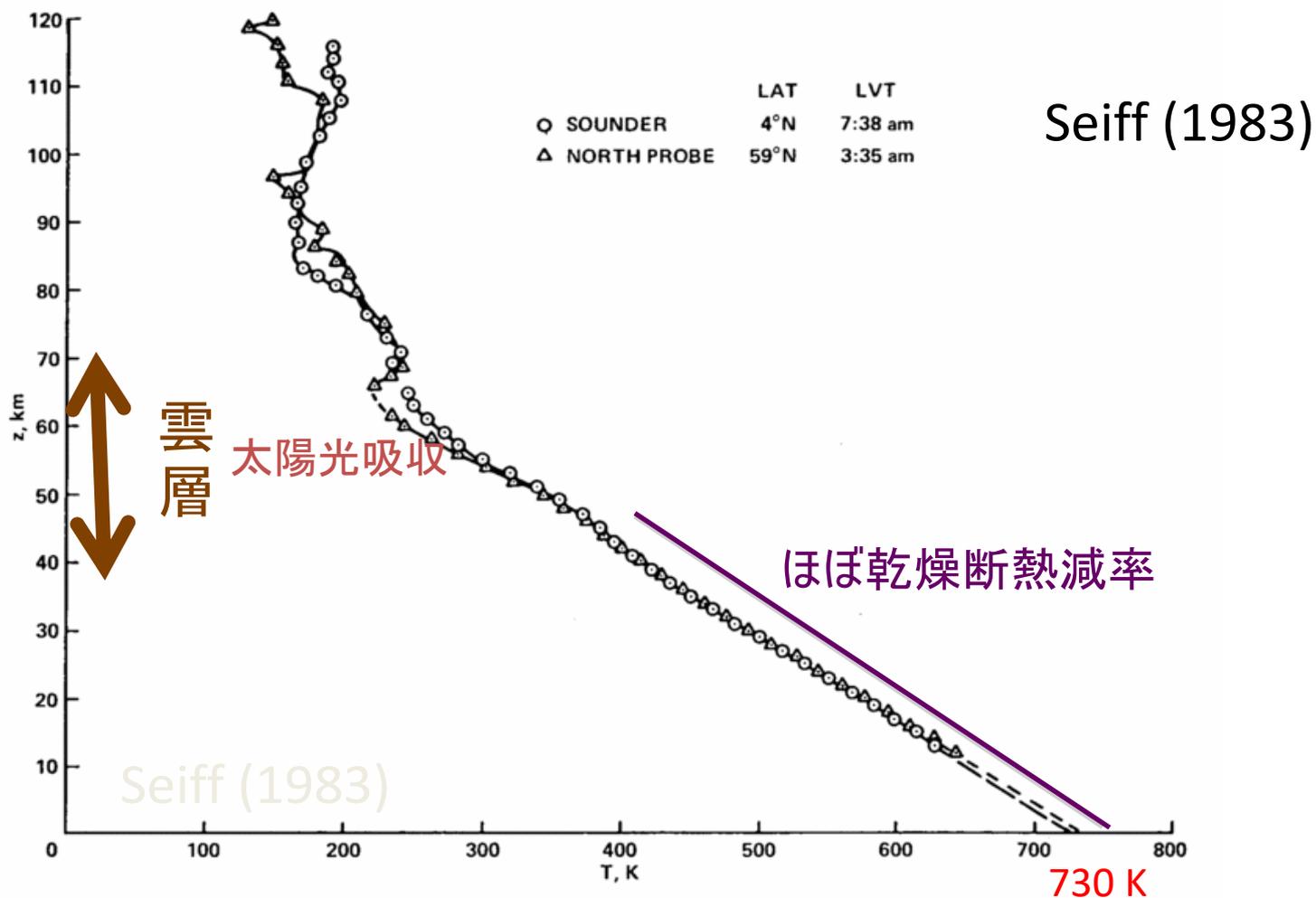


図2 ダストの放射を考慮した鉛直1次元放射対流モデルにより計算される火星大気の鉛直温度構造。図中の数字は時刻を表す。ダストの可視光に対する光学的厚さは0.3。+はバイキング1号が降下時に観測した温度分布（北緯22°， $L_s=96^\circ$ ，時刻は16:13）。

金星大気の基本問題(1)

温度構造 地表面の高温



金星大気中の太陽光フラックス

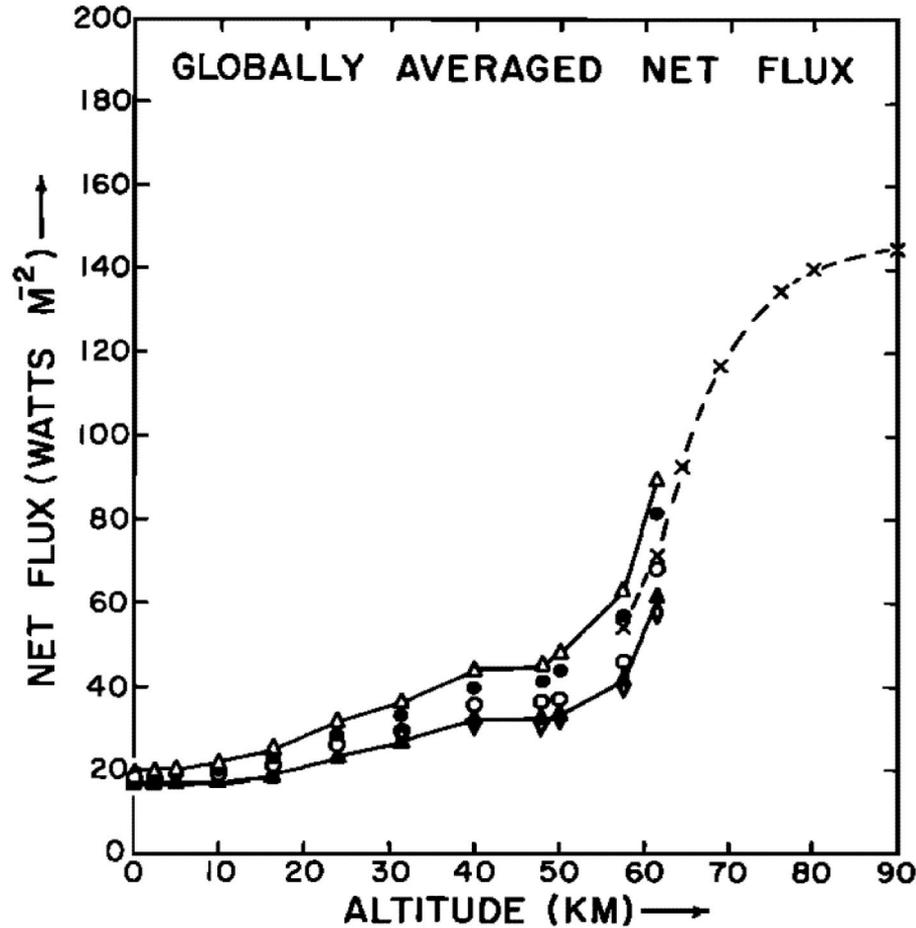


Fig. 17. The total (bolometric) net flux averaged over the entire planet using the scale factors of Table 7. Symbols are the same as for Figure 16. Tomasko et al. (1980)

太陽光の地面での吸収の効果(1)

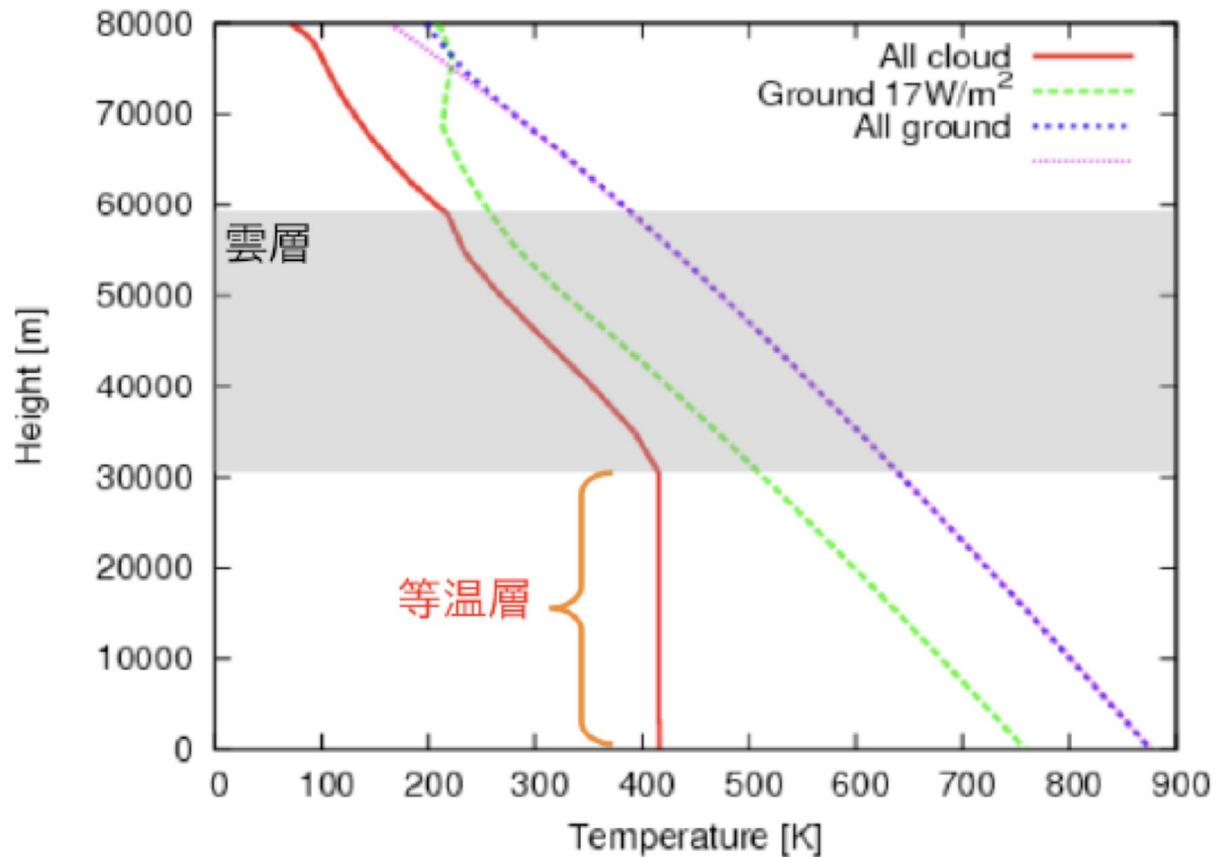


図 3: (1), (2), (3) の場合について求めた放射対流平衡温度分布。

太陽光の地面での吸収の効果(2)

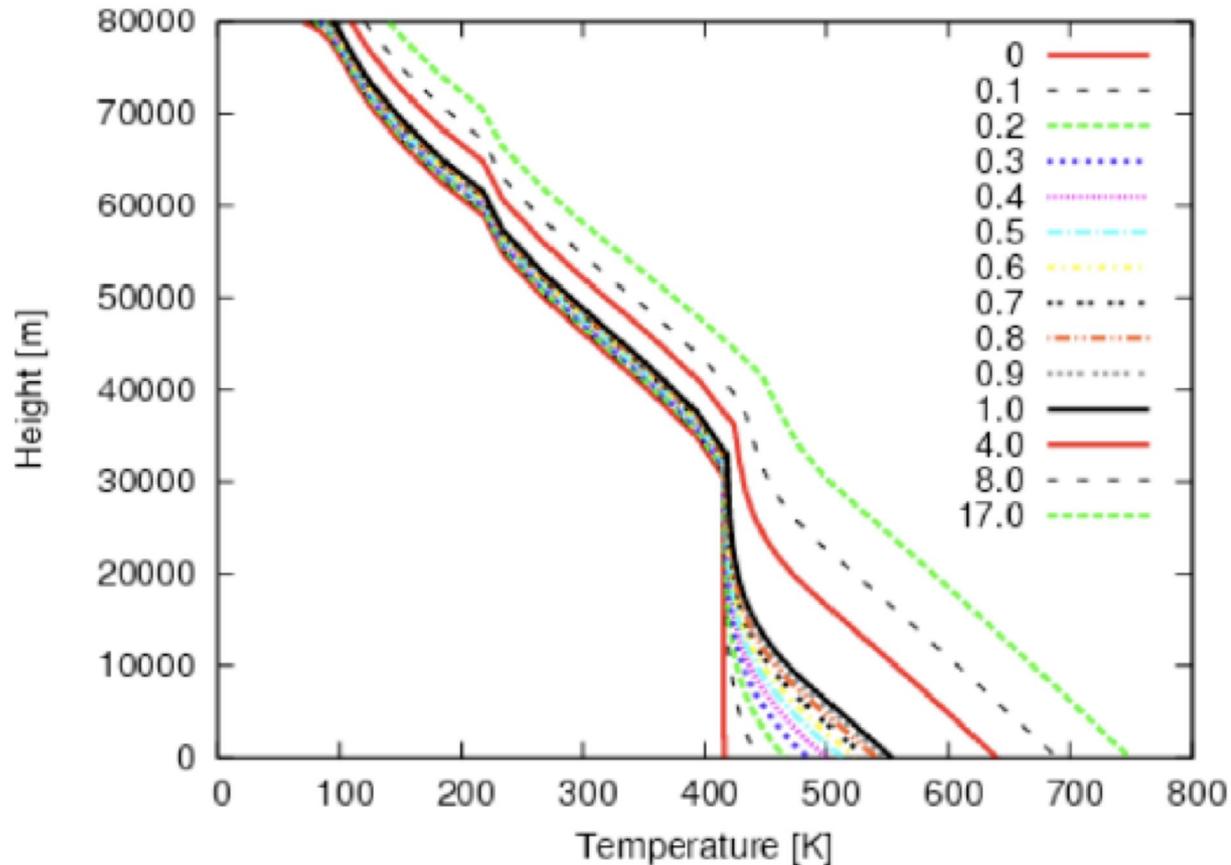


図 4: 地表面に入る太陽光を徐々に変えた場合の放射対流平衡温度分布。

太陽光の地面でも吸収の効果(3)

対流層の厚さ

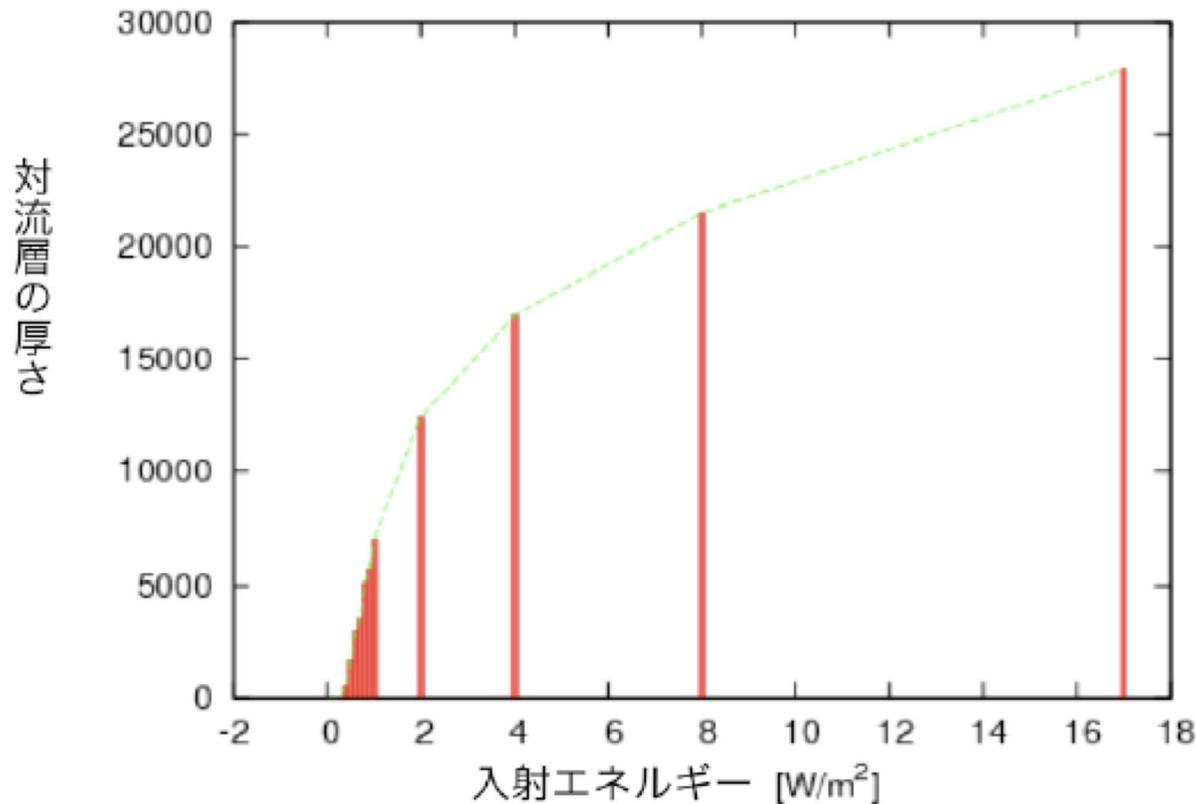


図 5: 地表面に入る太陽光と対流層の厚さの関係。

過去の金星の放射対流平衡の計算 Matsuda and Matsuno(1978)の説明

- 温室効果による金星地表面の高温(730K)の説明
- 地表面の到達する太陽光強度が不明だった
 - > Venera 8号の観測(1972): 金星軌道の1.5%の太陽光が地表面に到達
 - > この情報に基づき、当時の分光学のデータに基づき計算、Matsuda and Matsuno(1978)

CO₂とH₂Oの吸収係数

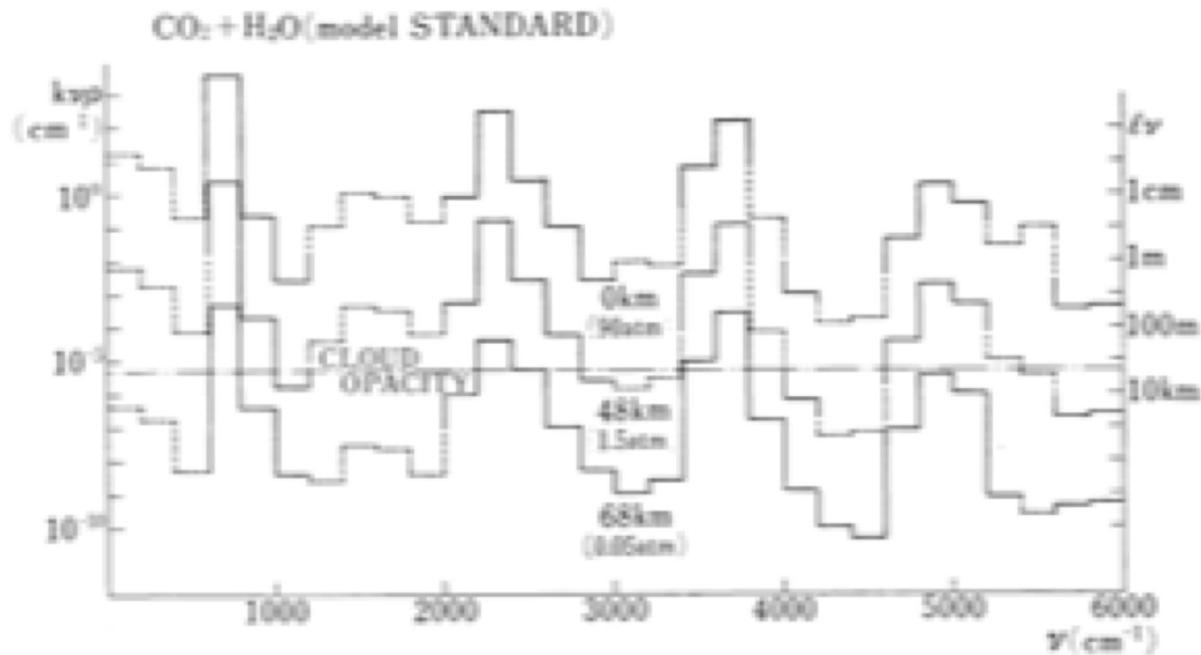


Fig. 4 Infra-red opacity ($k_{\nu\rho}$) at selected levels (left scale) and corresponding photon mean free path (l_{ν} , right scale). Solid line part is the spectral range where CO₂ is a major absorber and dashed line part is that of H₂O. The cloud opacity (assumed grey) is also drawn.

放射平衡温度分布 (Matsuda and Matsuno(1978))

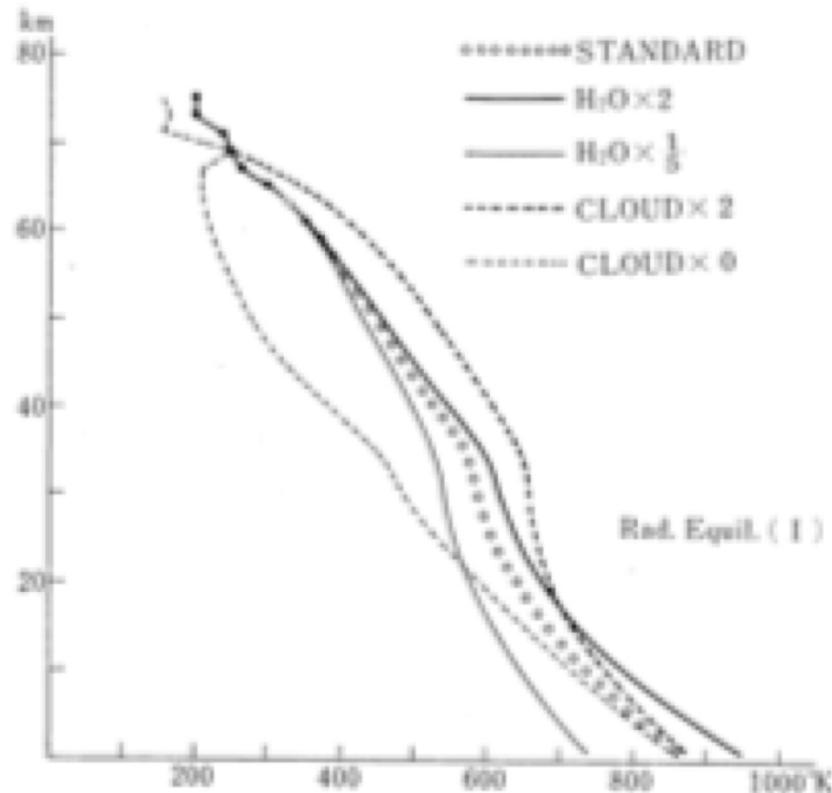


Fig. 7 Temperature distributions in radiative equilibrium (I). For abbreviation, "Standard", "H₂O × 2" etc. see table 1.

放射对流平衡温度分布 (Matsuda and Matsuno(1978))

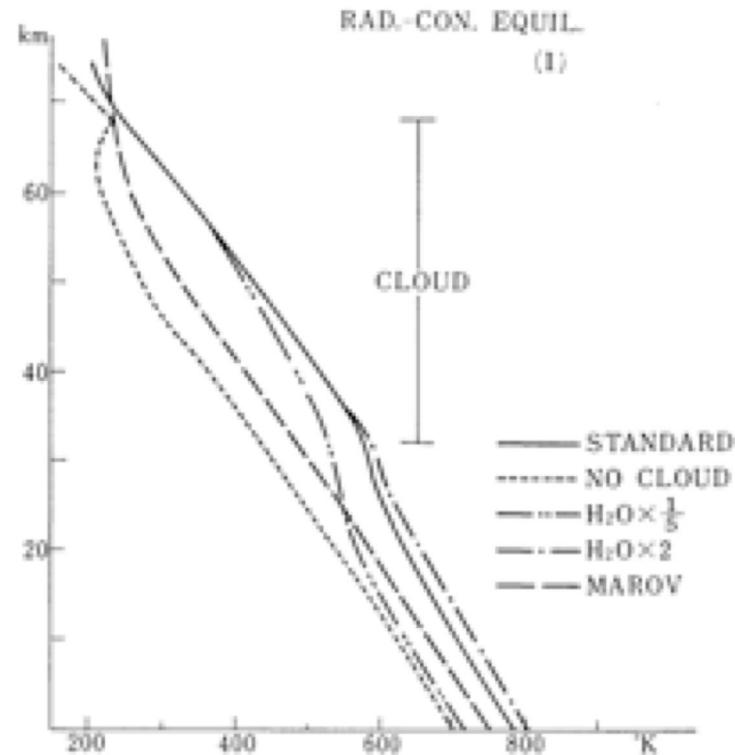


Fig. 9 Temperature distributions in radiative-convective equilibrium (I). Distribution of the case "cloud×2" is not depicted because there is no difference enough from the standard case to distinguish in this figure.

鉛直対流の計算

- 対流調節ではなく、渦拡散係数を使用

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)$$

$$K = \left\{ \begin{array}{ll} l^2 \sqrt{\frac{g}{\theta} \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|} & \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \leq 0 \right) \\ 0 & \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \right) \end{array} \right\}$$

温度の日変化(水平移流なし)

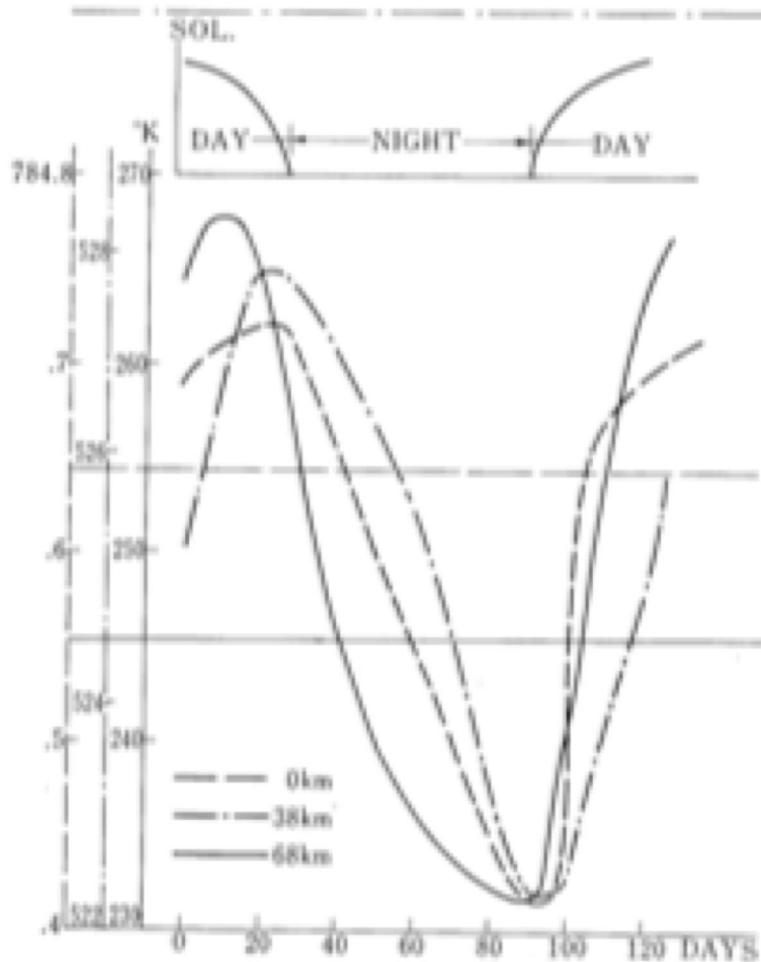


Fig. 13 Diurnal temperature variation at selected levels. A dashed line, a chain line and a solid line show diurnal temperature variation at 0 km (surface), 38 km (a level above the cloud base) and 68 km (cloud top), respectively. Three horizontal straight lines represents the temperature in the radiative-convective equilibrium at each level. The diurnal variation of solar radiation is also shown.

雲層での鉛直対流（昼間と夜間）

昼間

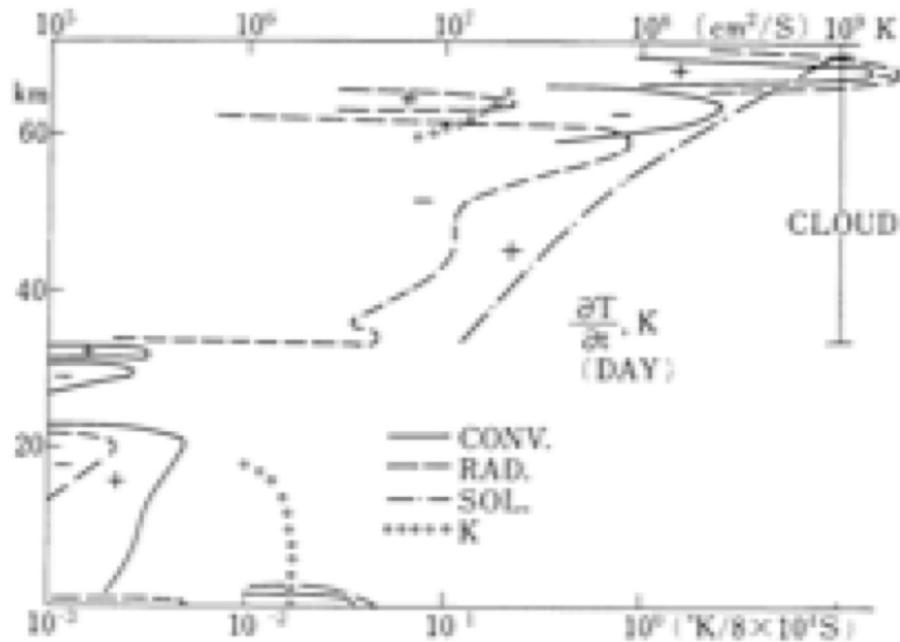


Fig. 14 Heat balance in the daytime. The rates of temperature change due to the convection, the radiation and the solar heating are illustrated. The eddy diffusion coefficient, designated as K, is also shown.

夜間

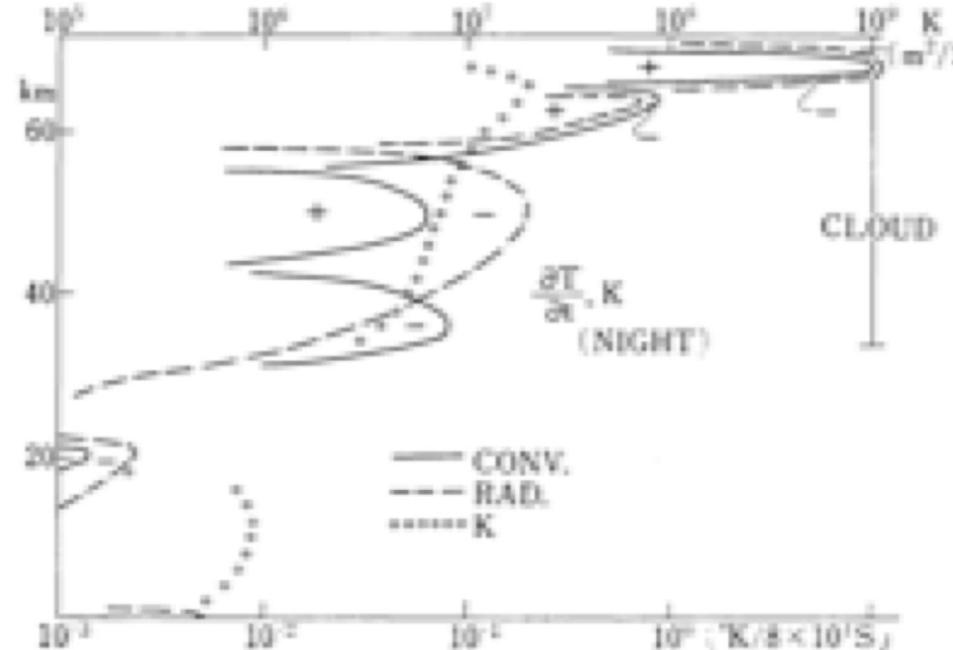


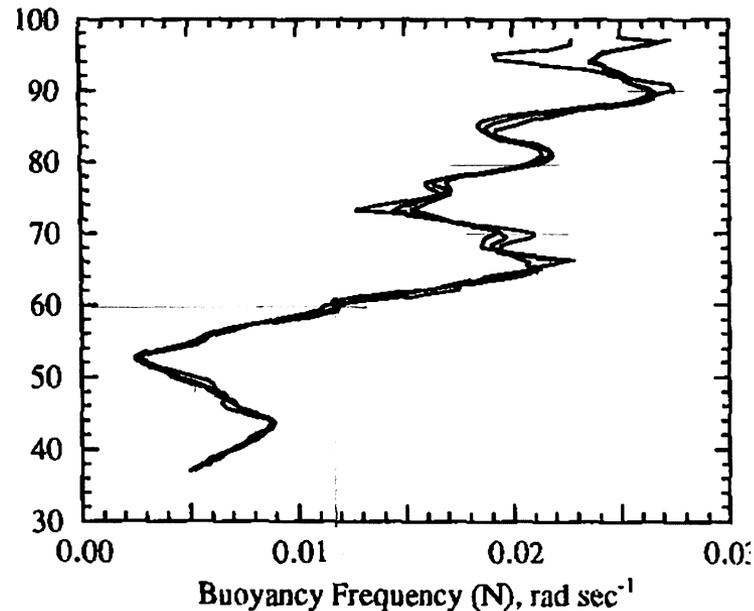
Fig. 15 Heat balance in the night time. The rates of temperature change due to the convection and the radiation are illustrated. The eddy diffusion coefficient, designated as K, is also shown.

雲層での鉛直対流（昼間と夜間）

- Matsuda and Matsuno(1978)の示唆すること
 → 誤り
- 雲層上部では、赤外放射による冷却と対流による加熱がほぼバランス（昼間は太陽加熱もある）
- 夜に対流が活発化（上から冷却されるので）
- 昼は対流が一部の高度に限られる
- 誤りの原因：雲層の上のもや層の太陽光吸収が考慮されていなかった？

金星大気のBrunt-Vaisala振動数

Magellan の電波掩蔽観測



G. 4. Vertical profiles of buoyancy frequency, N , computed from three temperature profiles in Fig. 2. Results have been smoothed with a vertical resolution of ~ 3 km. The value of N is largest in the stratosphere (above ~ 65 km) and smallest in the middle cloud layer, where the temperature gradient is nearly adiabatic. Profiles of N for the three orbits are nearly the same.

Hinson and Jenkins (1995)

金星大気の成層度 (Zasova et al. 2006)

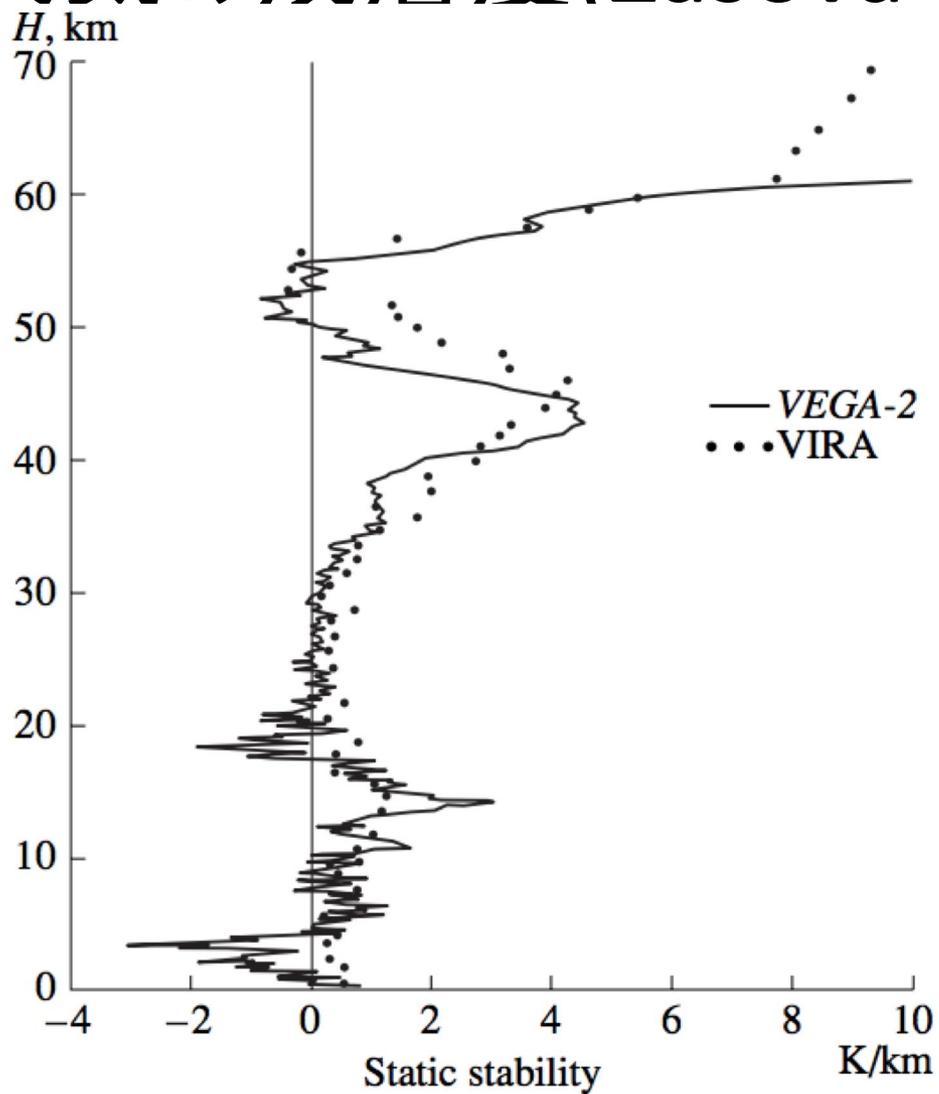


Fig. 3. The profile of static stability derived from *VEGA-2* temperature profile (solid line) in comparison with the model *VIRA* profile (dots).

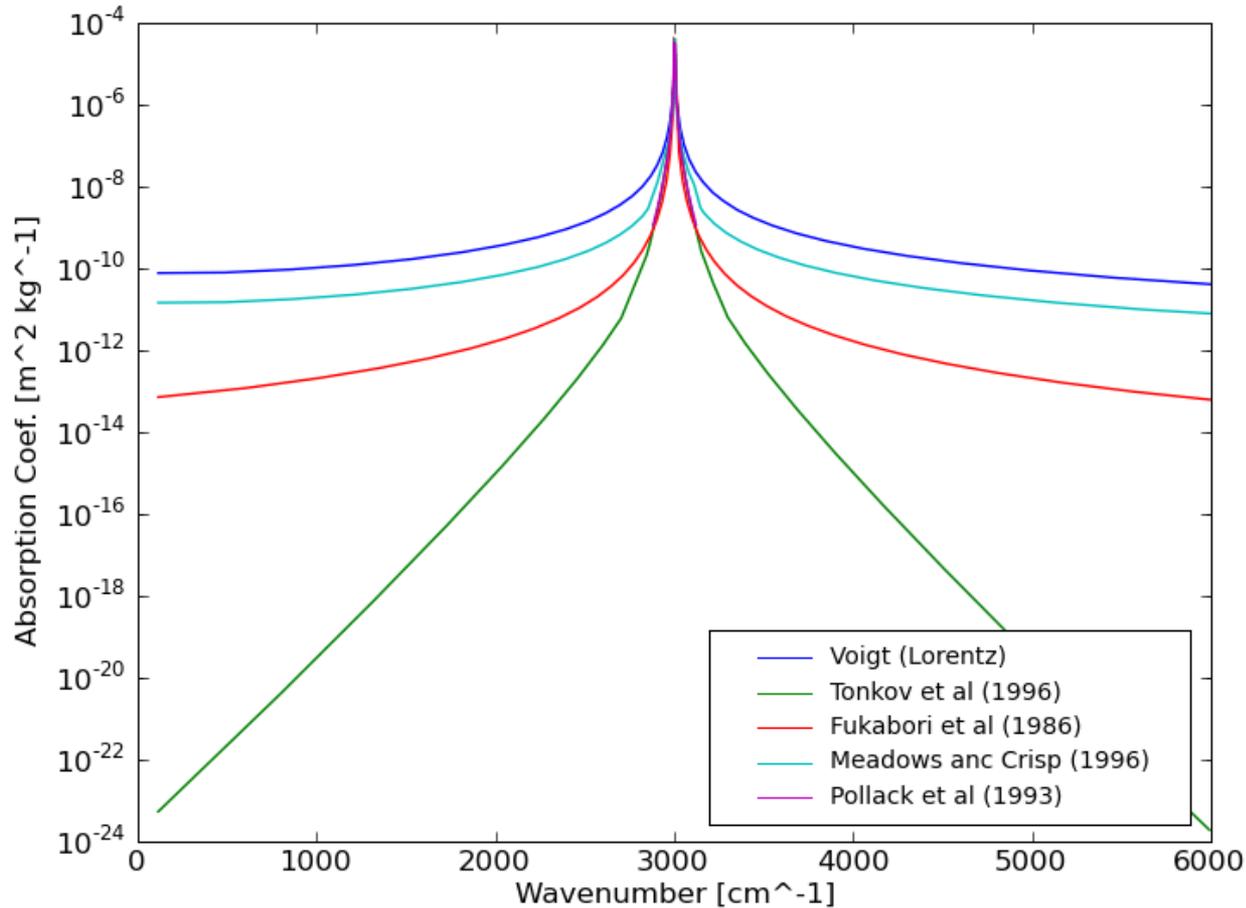
Takagi et al.(2010)の説明

- “Influence of CO₂ line profiles on radiative and radiative-convective equilibrium states of the Venus lower atmosphere”

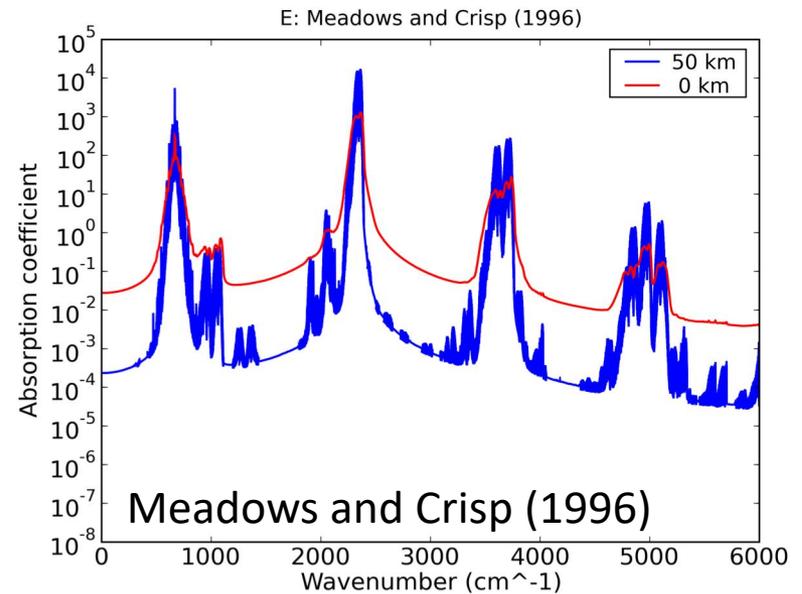
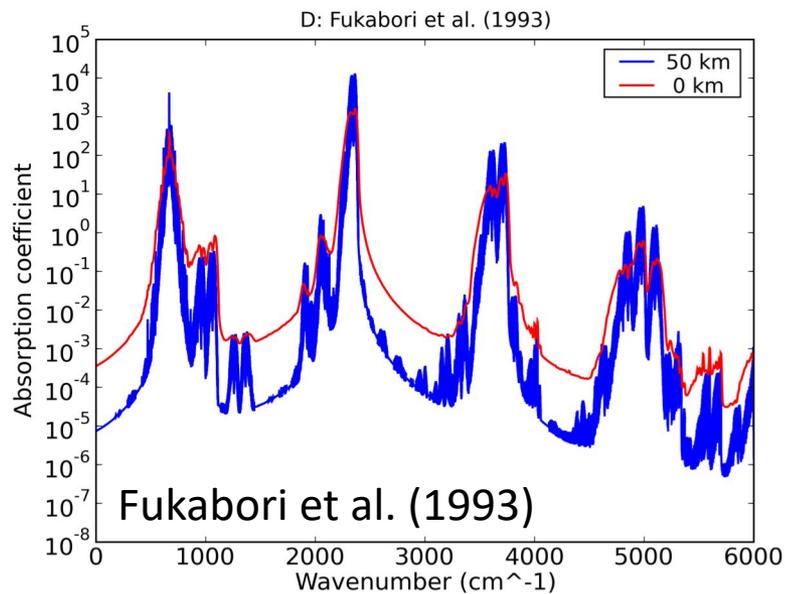
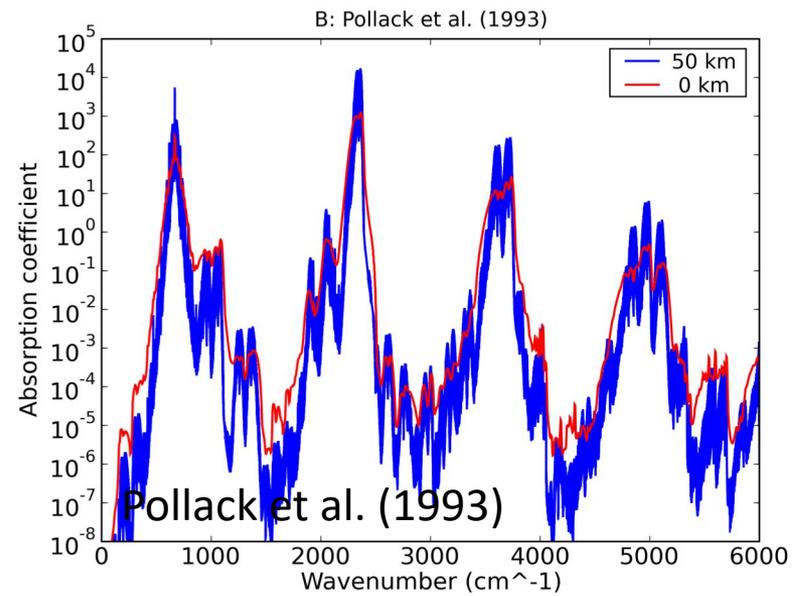
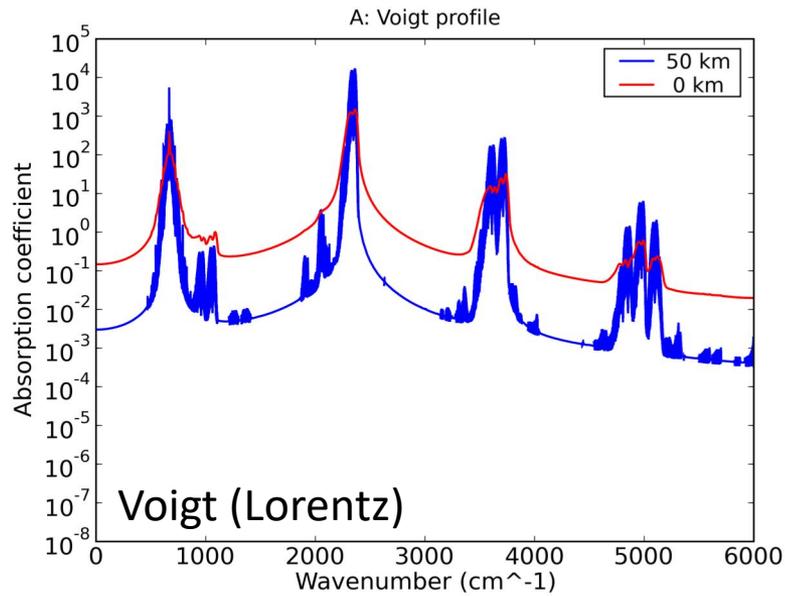
by Takagi, Suzuki, Sagawa, Baron, Mendrok,
Kasai and Matsuda

Pressure broadening による CO₂ line profiles

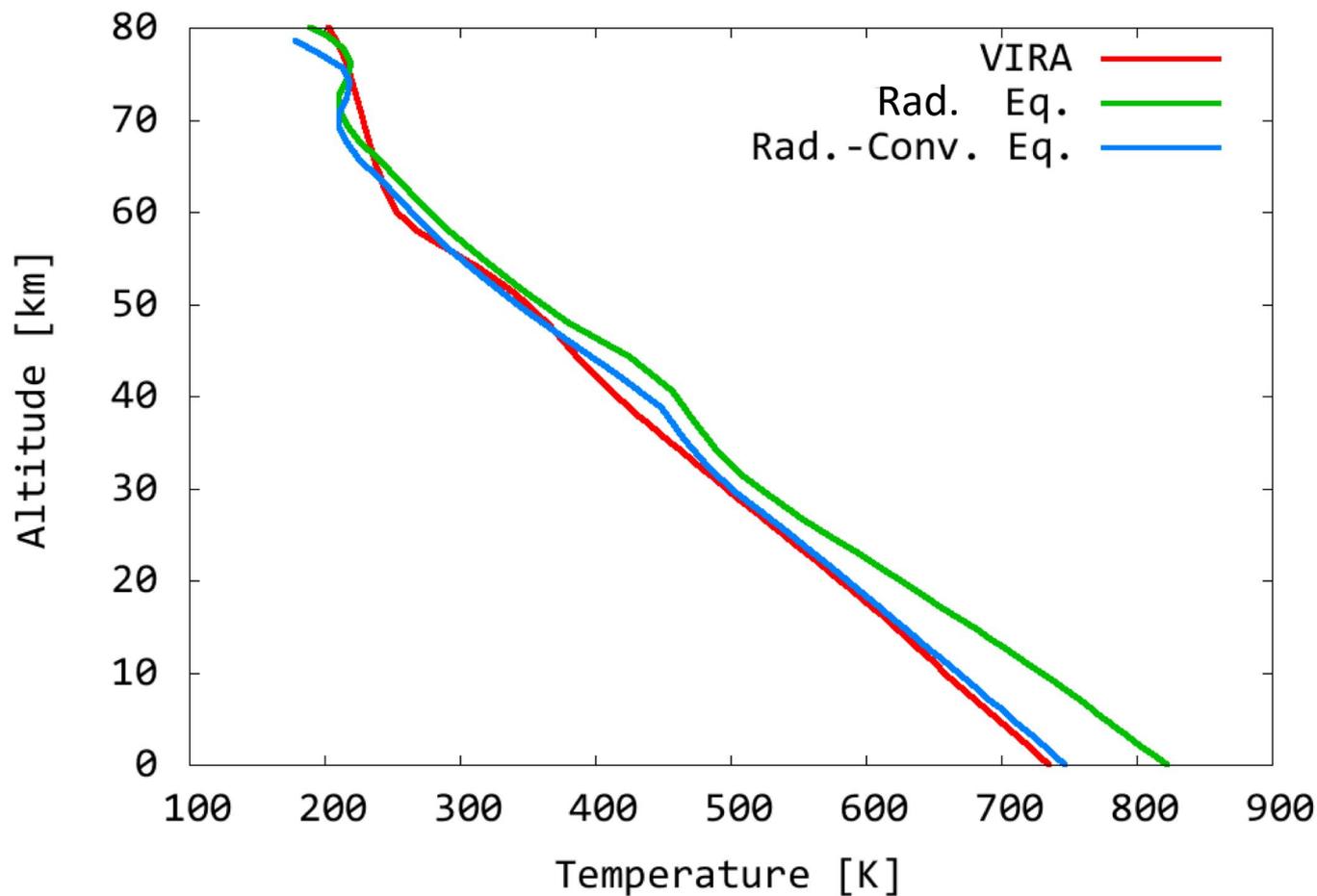
(92 atm, 730 K)



CO₂による吸収係数



放射対流平衡温度分布 (Takagi and Matsuda(2009)) (Fukaboriのライン・プロファイルを使用)



金星の放射モデルのまとめ

- 観測に近い温度分布が Fukabori et al. (1983) と Meadows and Crisp (1996) の CO₂ 吸収線型で得られた。
- Fukabori et al. (1983) と Meadows and Crisp (1996) の中間的な吸収線型を用いることで、ある程度現実的な放射輸送モデルを構築できる可能性がある。
- 放射平衡：
 - 地表面から高度 10-80 km の範囲で超断熱勾配 (上端高度は用いる CO₂ の吸収線型に依存)
 - 観測値に比べると温度はかなり高い (地表面で820-1300 K)
- 放射対流平衡：
 - Fukabori et al. (1983) と Meadows and Crisp (1996) の吸収線型では地表面から高度 30-50 km に鉛直対流が生じる。
 - 放射平衡の場合と異なり、下層大気の温度分布は雲層下端の温度に強く依存する。

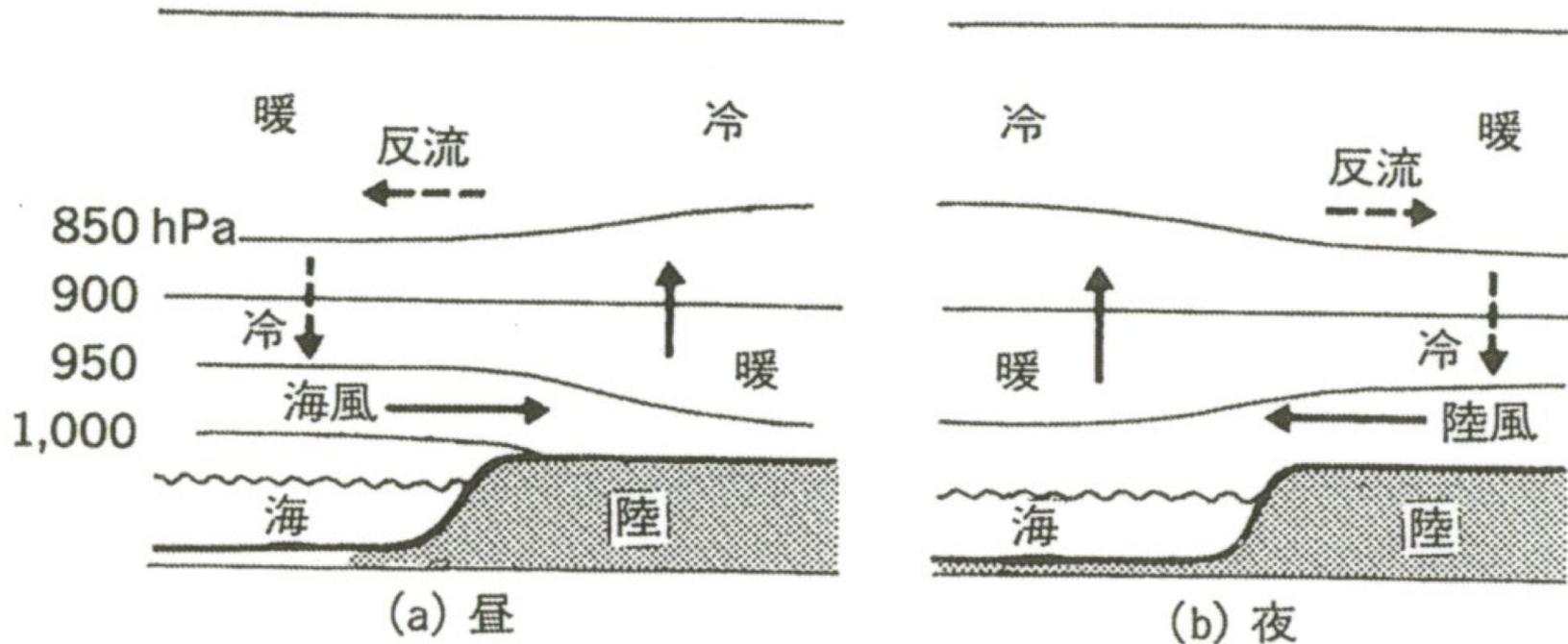
地球型惑星の温室効果の特徴

	有効放射 温度	地面温度	温室効果 の強弱	最重要赤外線 吸収気体	それ以外の赤外線 吸収気体	太陽光の吸 収場所
金星	224K	730K	極めて強	二酸化炭素 (大量)	水蒸気、雲粒 (微量)	大部分雲層 地面での吸収は小
地球	255K	288K	弱い	水蒸気 (少量)	二酸化炭素、オゾン (微量) (微量)	大部分地面
火星	210K	200K?	かなり弱い	二酸化炭素 (中量)	ダスト	地面とダスト

(B) 大気の大循環

惑星規模の大気の流れはどのようなものか？

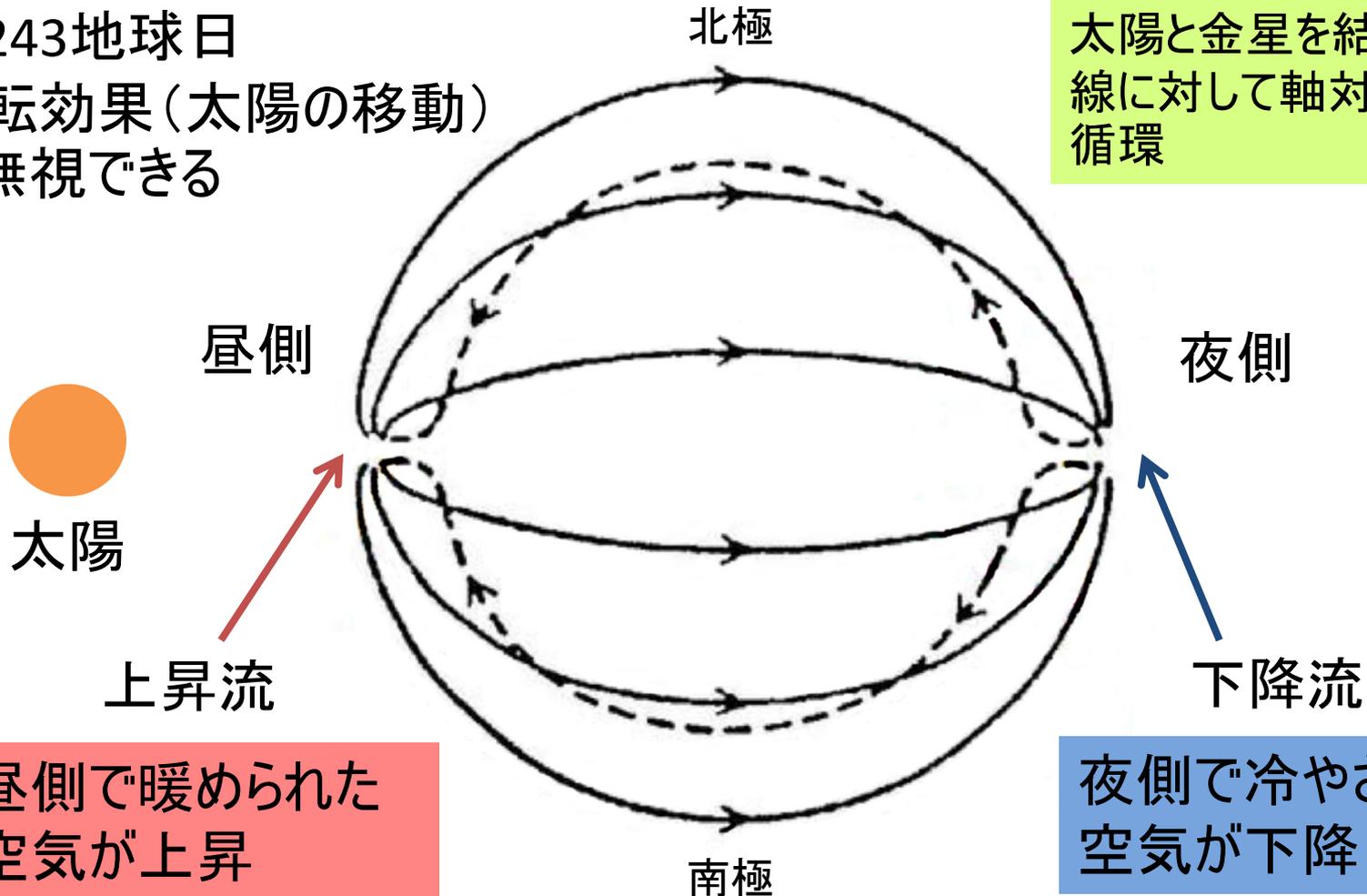
最も簡単な循環形態：直接循環（例、海陸風）



夜昼間対流

金星の自転周期：
～243地球日
自転効果(太陽の移動)
が無視できる

太陽と金星を結ぶ直線
に対して軸対称な
循環



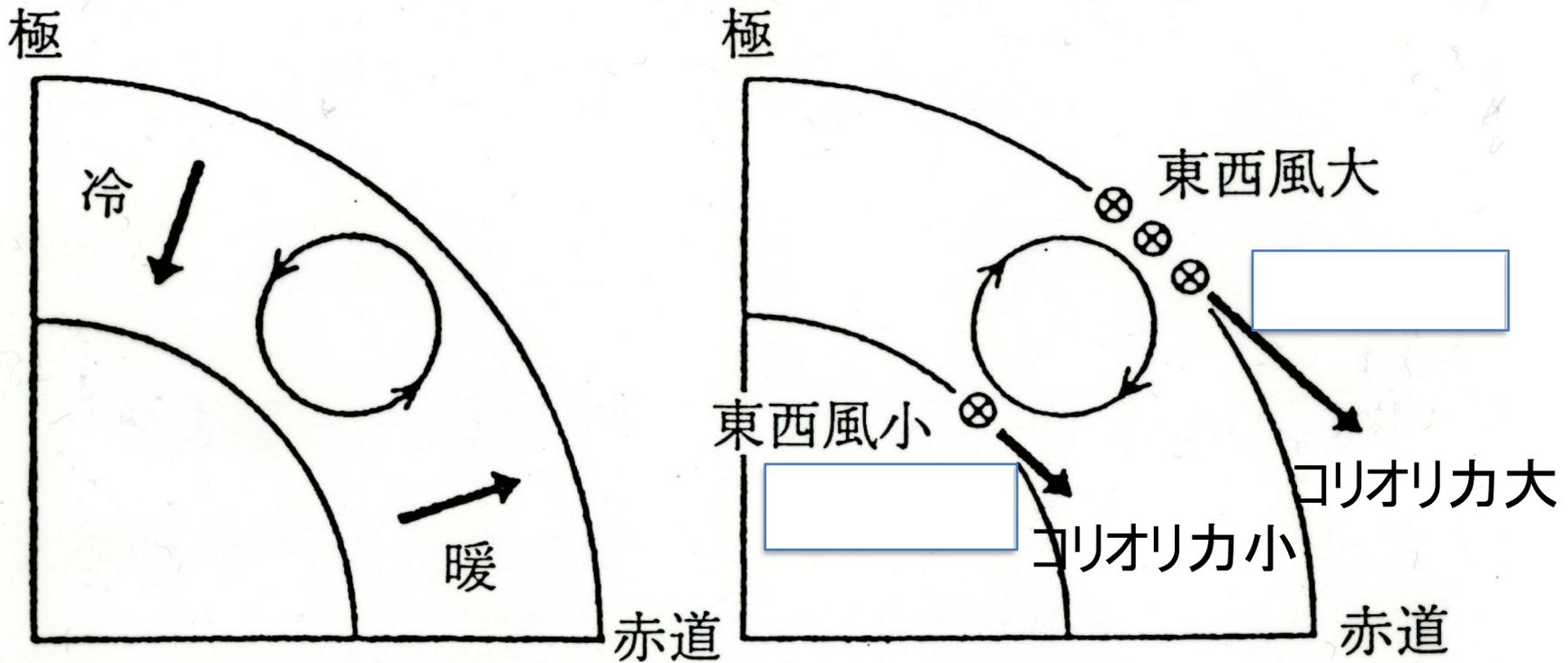
昼側で暖められた
空気が上昇

夜側で冷やされた
空気が下降

大気の循環形態

- 直接循環は惑星規模ではあまり見られない
 - : 地球、火星の場合、自転の効果が大きい
 - (i) 夜昼間の温度差を均す
 - (ii) コリオリ力
 - (i) → 南北温度差の方が重要
 - 南北温度差によりどのような風が生じるか？
 - 子午面内のモーメントのバランス

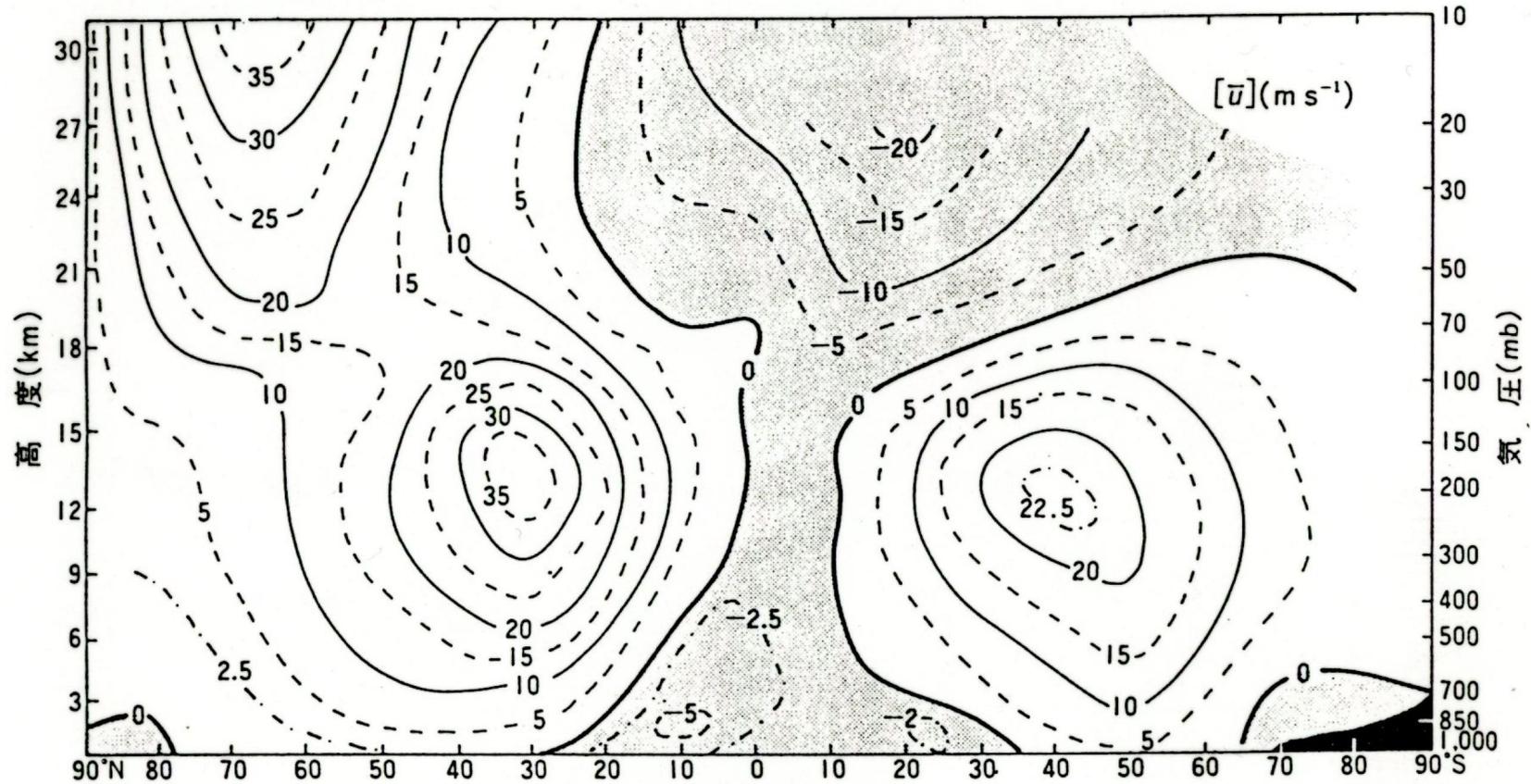
子午面内のモーメントのバランス



地球の観測結果

北半球

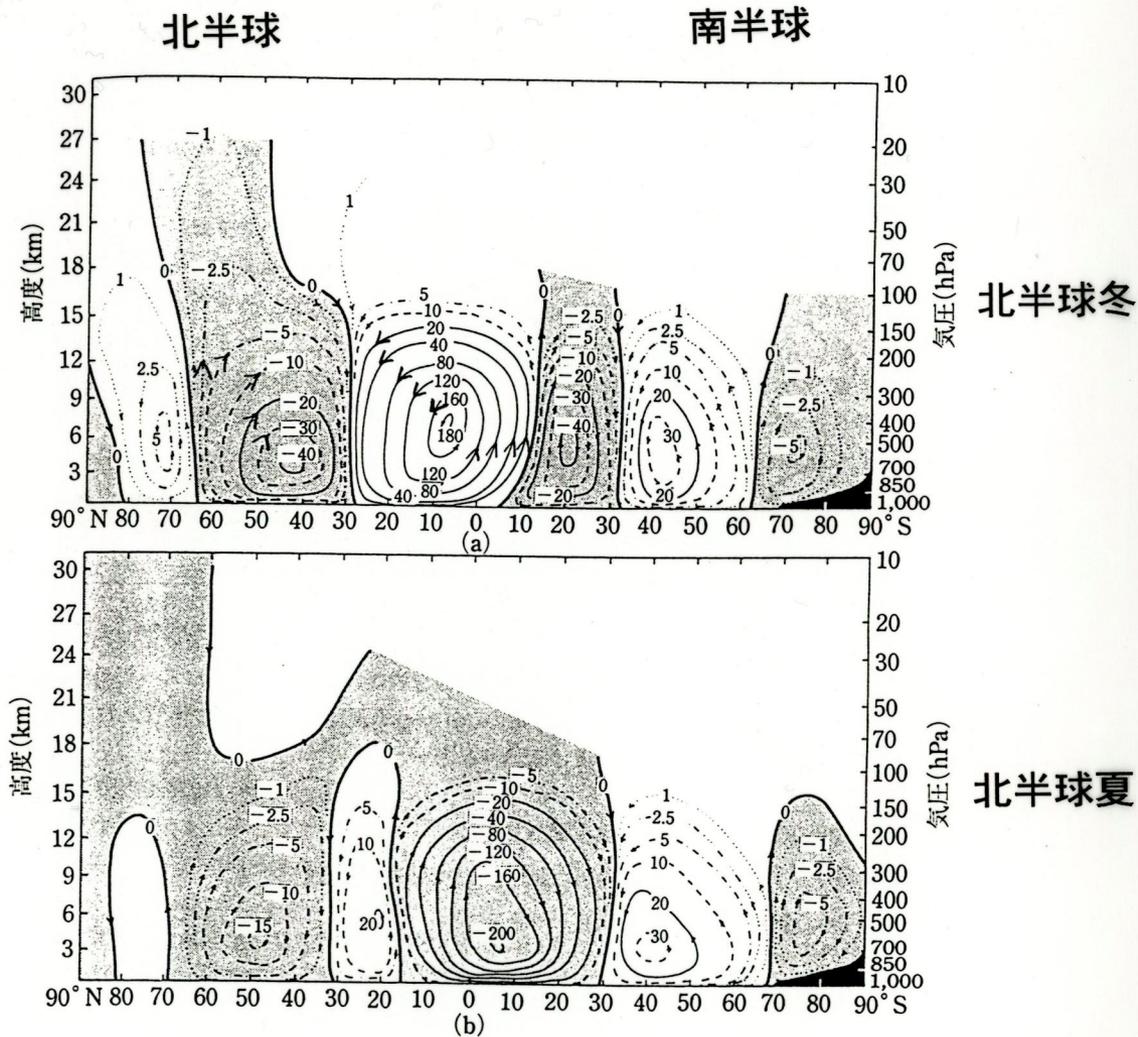
南半球



(a) 12月～2月の平均

北半球冬

地球の観測結果 (子午面循環)



火星の観測結果 (東西風)

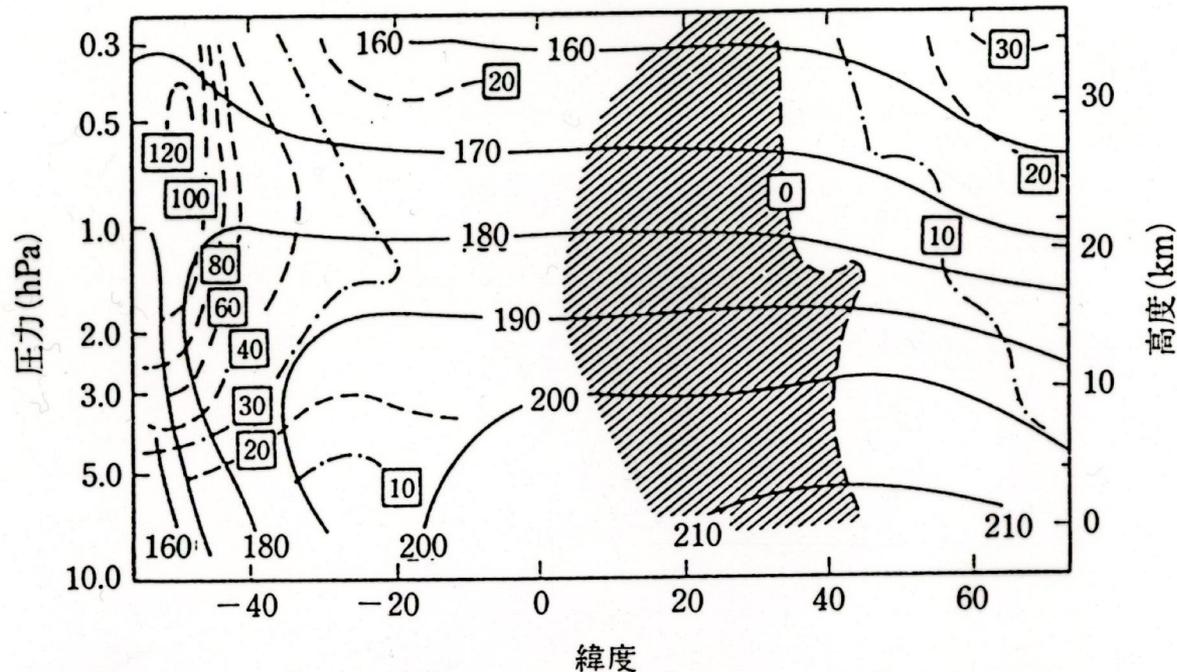


図 1.21 マリナー 9 号の IRIS データから得られた子午面内の温度分布 (実線) とそれから計算された西風分布 (破線) (Leovy, 1982)

季節は北半球の春 (火星中心黄経, $43^{\circ}\sim 54^{\circ}$)。地表面での風速を 0 とし, 温度風の関係より西風を計算している。斜線を施してある部分は東西風がうまく計算できなかった領域。正の緯度は北緯, 負の緯度は南緯を表す。

火星のシミュレーション結果 (子午面循環)

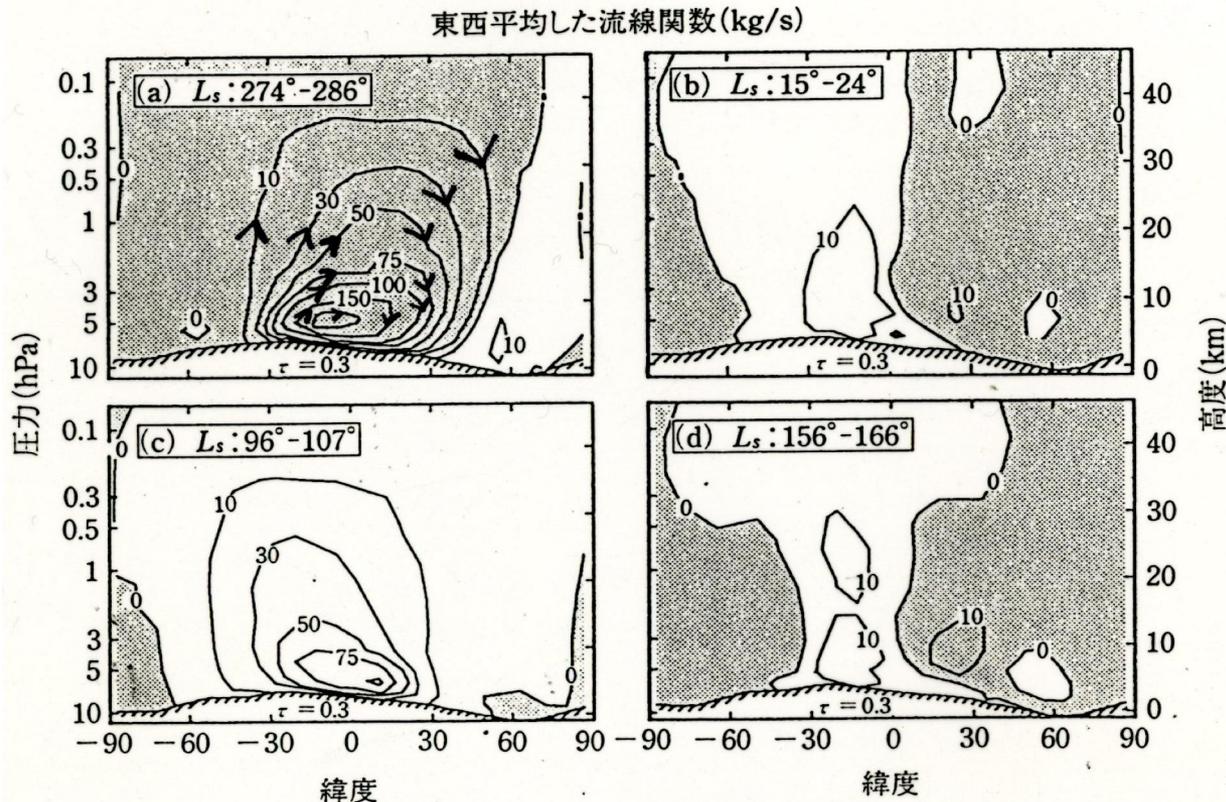


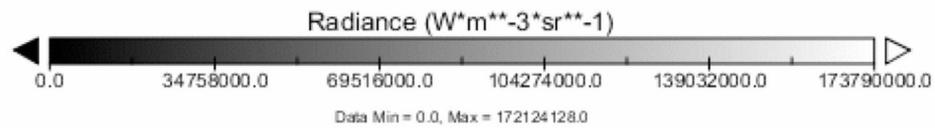
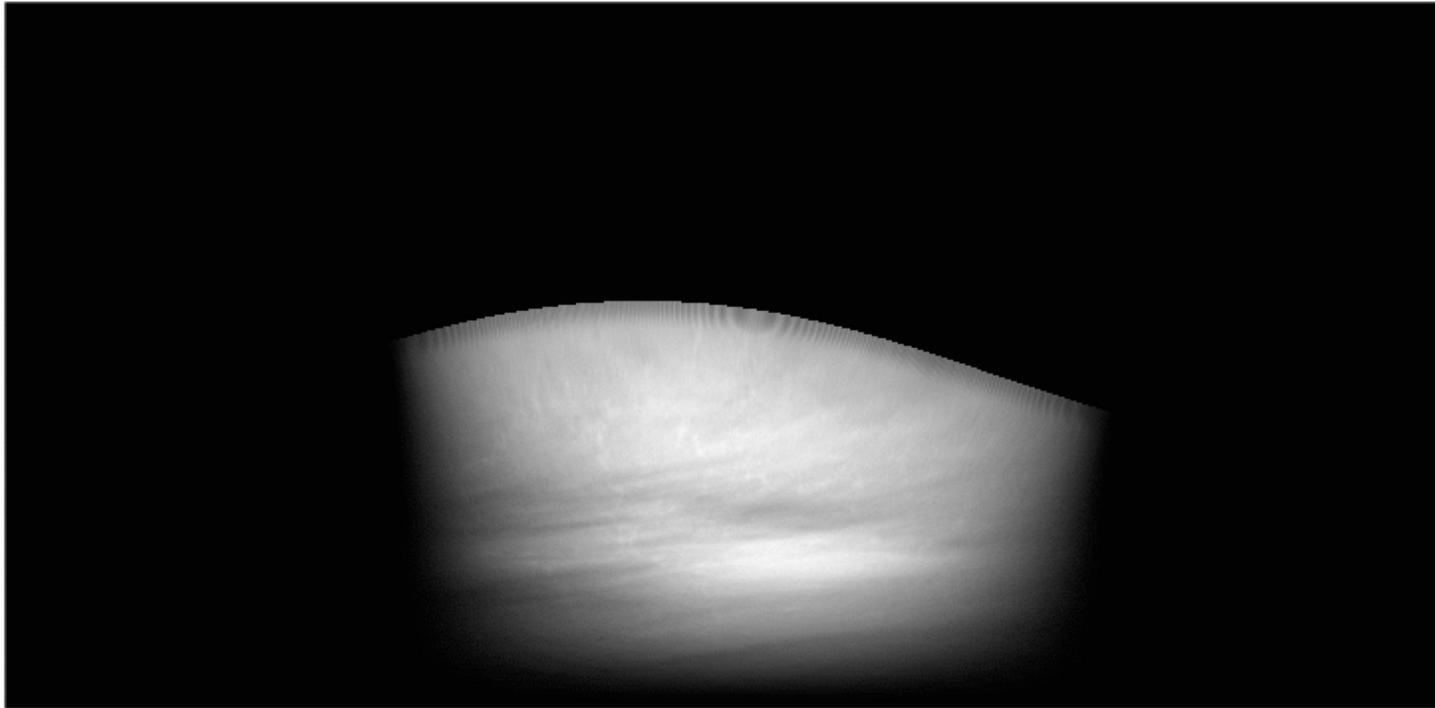
図 1.22 子午面循環を表す流線関数 (Pollack *et al.*, 1990)

白地の領域では閉じた曲線に沿って反時計回りに大気が流れ、陰影を施した部分では時計回りに大気が流れている。(a), (b), (c), (d)は、それぞれ、北半球の初冬 (火星中心黄経、 280°)、初春 (20°)、初夏 (103°)、晩夏 (161°) に相当する。ダストの光学的厚さを 0.3 にした場合の GCM の計算結果。

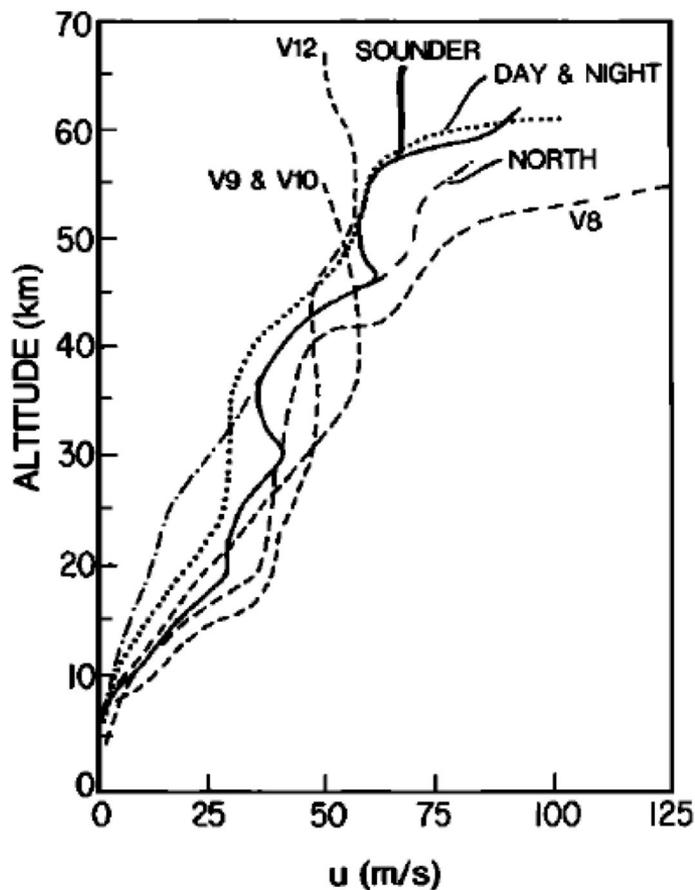
金星の雲画像 (雲頂上部(70km)の紫外線撮像)



Radiance



金星大気の循環 スーパーローテーション



西風は観測されて
いない

A comparison of zonal wind velocity profiles from Pioneer Venus and Venera probes.

スーパーローテーションの不思議さ

- 高速の東西流の維持メカニズム

雲頂レベル(約70km)で $U=100\text{m/s}$

金星の自転速度(赤道で) $U=1.5\text{m/s}$

故に、大気は固体部分の60倍で回転

夜昼間対流の予想

金星の1昼夜は117日と非常に長い

なぜ、夜昼間対流が卓越しないのか？

1. Basic dynamical characteristics of SR

- Observed Easterly on Venus

SR \rightarrow $U = 100$ m/s near the cloud top(70km)

	Venus	Earth
Rotation period	243 days	1 day
$a\Omega$ (rotation velocity)	1.5 m/s	460 m/s
U (wind velocity)	100 m/s	30 m/s
$U / a\Omega$	~ 60	~ 0.1

As $f=2\Omega\sin\theta \sim \Omega$, $L \sim a$, then $Ro=U/fL \sim U / a\Omega$

- Rossby number :

$$Ro = U / f a = (U^2/a) / f U$$

$$= (\text{centrifugal force}) / (\text{Coriolis force})$$

For Venus $Ro \sim 60$, so that

centrifugal force \gg Coriolis force

→ pressure gradient force \sim centrifugal force

: cyclostrophic balance

For Earth $Ro \sim 0.1$, so that

centrifugal force \ll Coriolis force

→ pressure gradient force \sim Coriolis force

: geostrophic balance

As a dynamical balance, diffusion balance is also possible.
For example, convection between day and night sides
where pressure gradient force \sim

diffusion force acting on the wind from H to L.

For Venus, rotation period : large

solar day : large

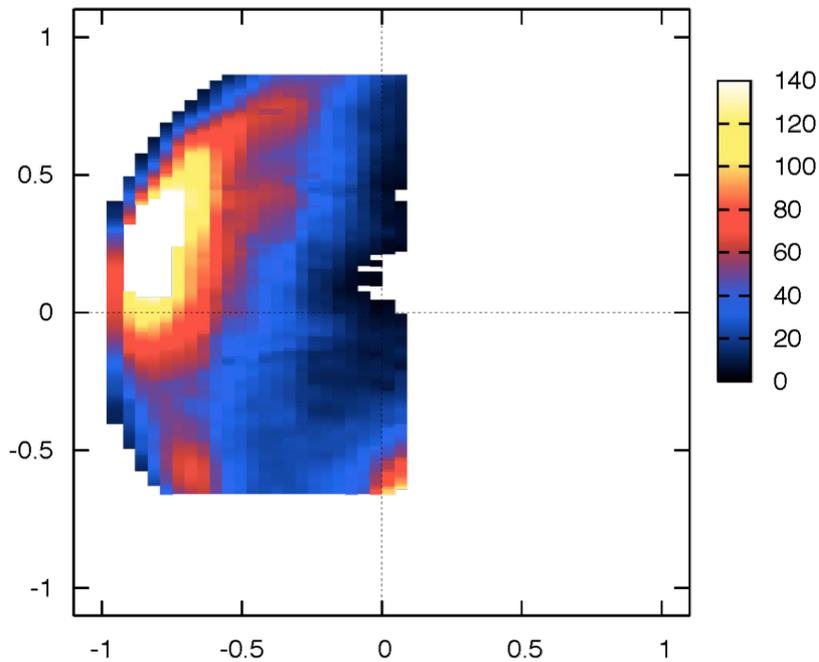
→predominance of this circulation is supposed, but SR
is predominant below 100km. However, it is considered
that this convection is predominant in thermosphere.

Types of dynamical balance in planetary atmospheres

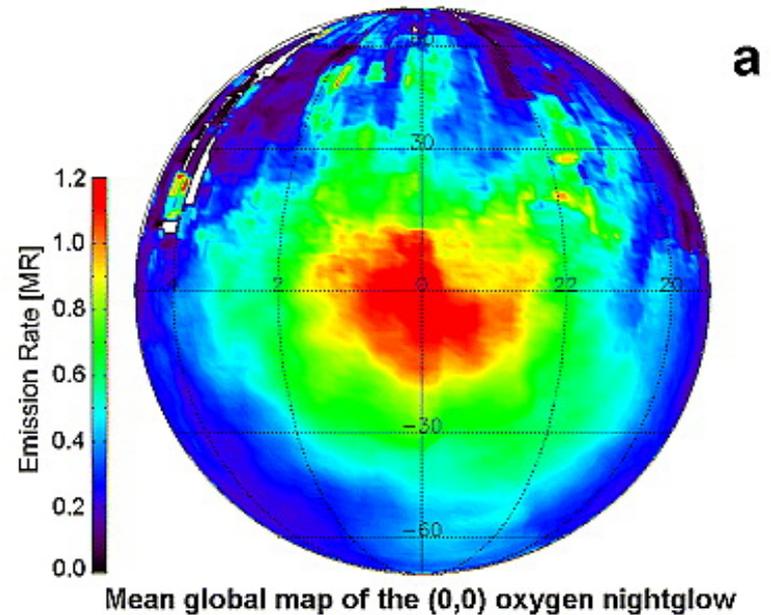
- (1) Cyclostrophic balance : Venus SR
- (2) Geostrophic balance : Large scale motion in Earth
- (3) Diffusion balance : Horizontal convection

熱圏における大循環

- 観測から夜昼間循環が示唆されている



Ohtsuki et al. (2008)



[Piccioni et al., 2009]

Reformulation of strangeness of SR

Q1: Why (1)cyclostrophic balance with large easterly wind appear?

→ The problem of origin of large momentum associated with SR.

Q2: Why convection between day and night sides(balance(1))cannot predominate?

→ Which dynamical balance appears for the external parameters of Venus atmosphere?

研究の歴史：古典的理論

- (1) 夜昼間対流を出発点とするメカニズム
Schubert and Whitehead(1969),
Thompson(1970)
- (2) 熱潮汐波の運動量鉛直輸送によるメカニズム
Fels and Lindzen(1974)
- (3) 子午面循環の運動量鉛直輸送によるメカニズ
ム
Gierasch(1975), Matsuda(1980,82)

金星大気の平均子午面循環

- 雲層上端の南北流 (~10 m/s) (Rossow et al., 1990) は主に熱潮汐波で説明可能。
- 平均子午面循環の存在を示す観測的証拠はない。→「あかつき」?

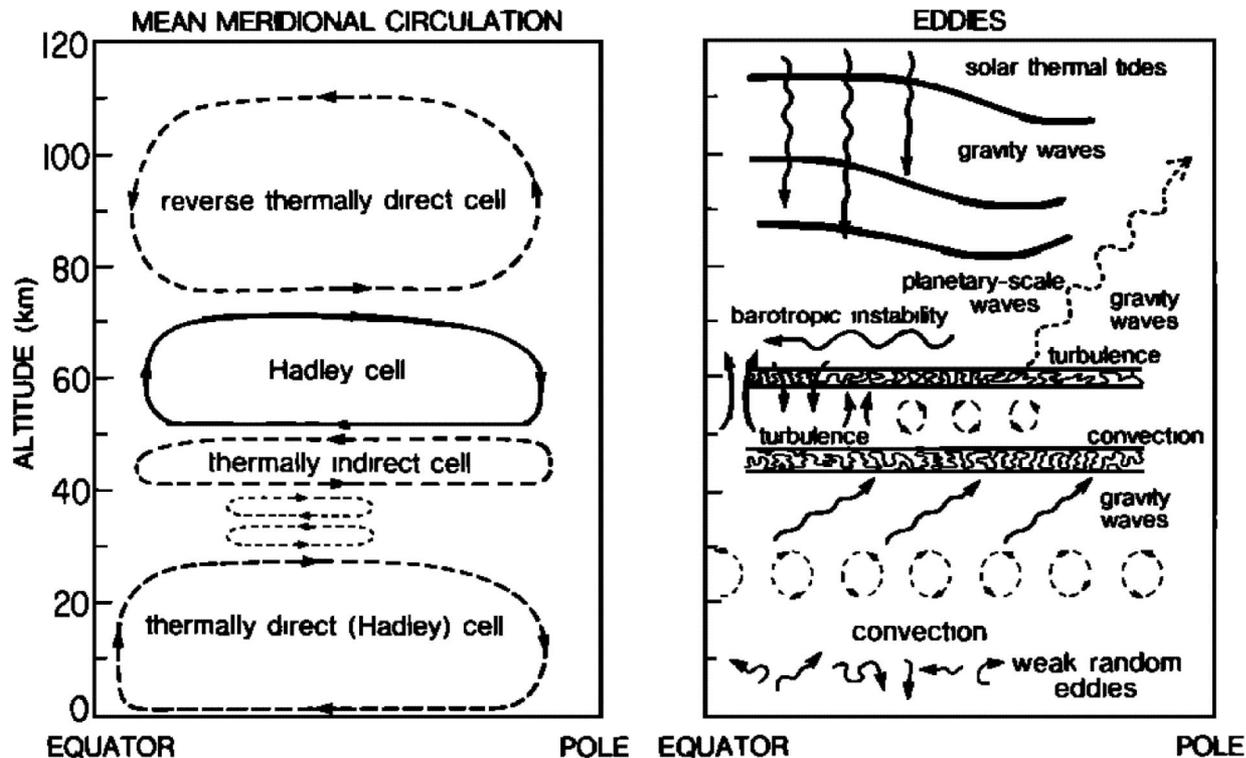


Fig. 24. Sketch summarizing ideas about Venus' mean meridional circulation and atmospheric eddy phenomena.

Problem of zonal-mean meridional circulation

- Existence and shape of meridional circulation is not established by observation (東西平均南北流).
 - So far, one cell meridional circulation is naively assumed to exist in a hemisphere.
 - Before the formation of SR, such meridional circulation may exist.
 - When SR is formed, it is not evident that such shape of meridional circulation holds in a rotating atmosphere with period 4 days ?
- The results of observation (zonal mean meridional velocity) by “Akatsuki” is expected to determine shape of meridional circulation.

Mean meridional circulations for various periods of planetary rotation (Williams(1988))

DRY (Ω^*)

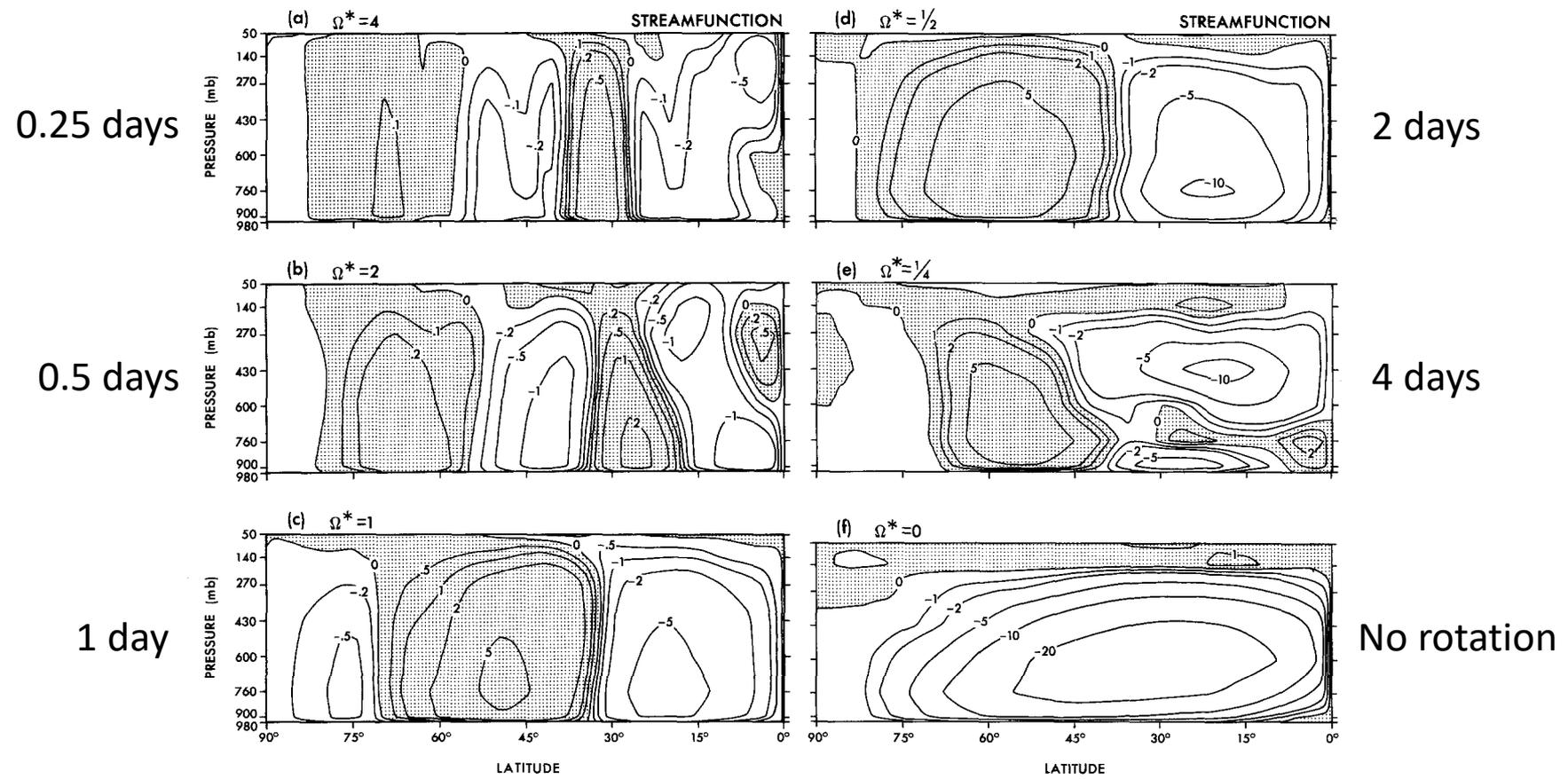


Fig. 17. Meridional distribution of the mean stream function for the DRY model with $\Omega^*=0-4$. Units: 10^{13} g s^{-1}

最近の高木の計算(GCM)による時間、東西平均 子午面循環

- 黒線は子午面循環の質量流線関数、点線は東西風速(m/s)

