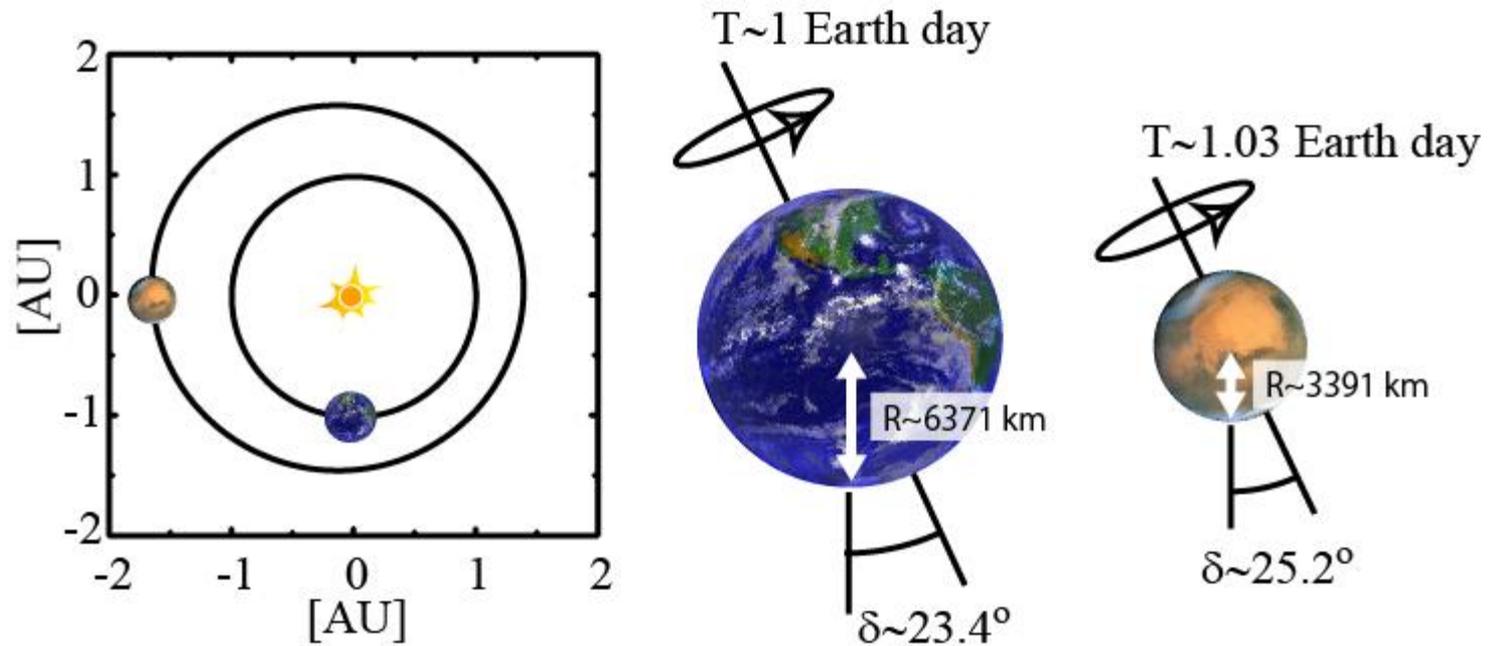


DCPAM を用いた
火星大気中の水循環計算(再考)
(その1?)

はじめに

はじめに: 火星



- 太陽—火星間距離 $\sim 1.5 \text{ AU}$
- 大きさは地球の約半分
- 自転周期、地軸の傾きは地球とほぼ同じ

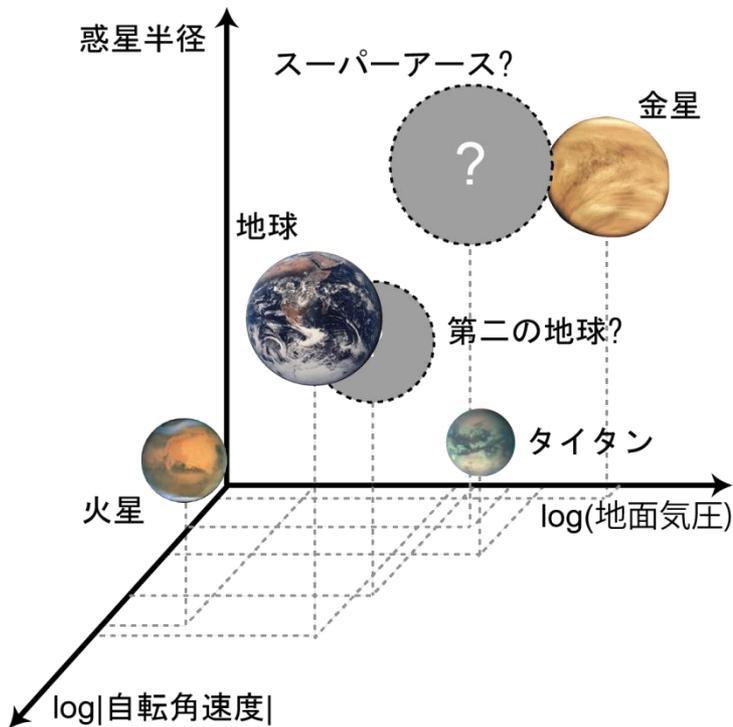
現在火星の表層環境の特徴

- 寒冷・乾燥
 - 平均地面温度 ~ 220 K
 - 温度の大きな日変化
 - 液体の水がない
- 大気量の変化
 - 大気量が季節によって $\sim 20\%$ 変化
- ダストの存在, ダストストームの発生



図. Hubble space telescope
が観測した火星

様々な惑星 パラメータ空間における惑星



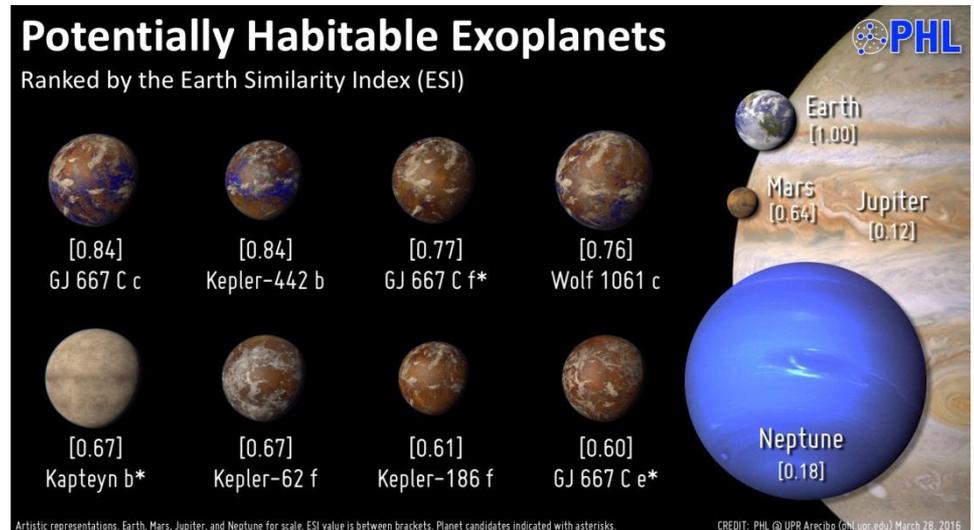
90 気圧
~735 K



1 気圧
~288 K



0.07 気圧
~218 K



(<http://phl.upr.edu/projects/habitable-exoplanets-catalog/results>)

目標

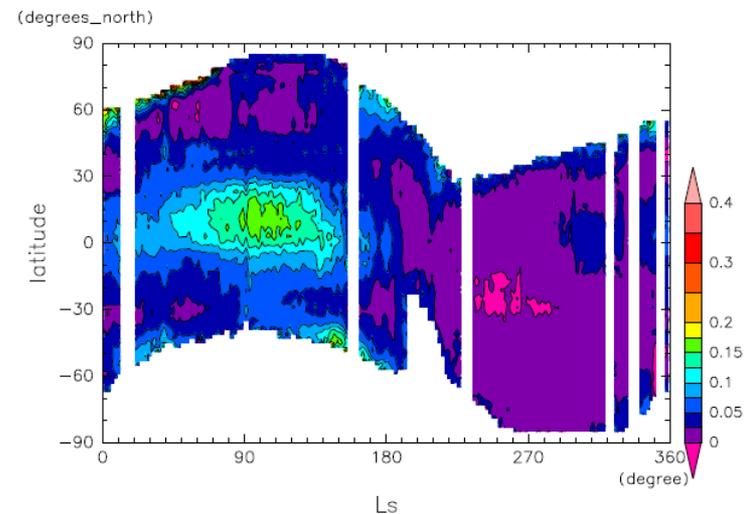
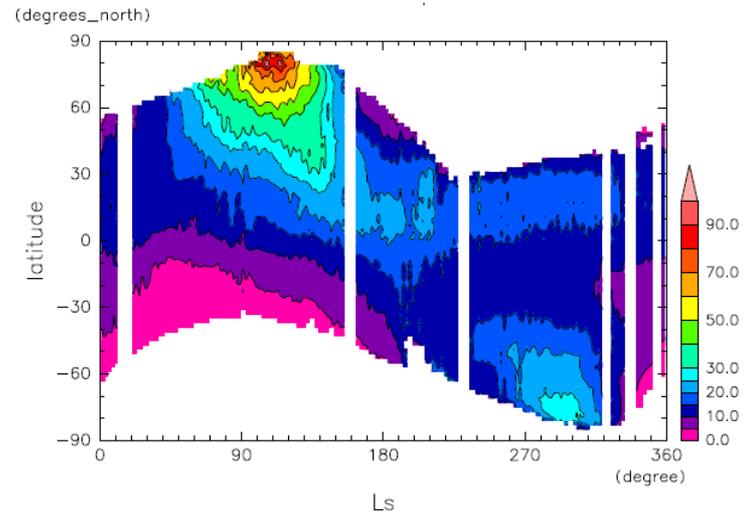
- 遠い目標
 - (火星に限らず)様々な惑星の大気・表層環境の理解
- 近い目標(本日の発表に関係する部分)
 - 火星の大気・表層環境の理解
 - 数値モデルを用いて様々な惑星を計算する上では, モデルの検証が必要不可欠.
 - 検証点: 地球, 金星, 火星, ...
 - 検証点として火星はとても重要.
 - 観測データが比較的豊富.
- 本日の目標
 - DCPAM によって表現される火星の大気構造の確認
 - DCPAM によって表現される火星の水循環の確認

余談のような大事な話

- モデルを作るとは, 自然・各惑星において何が起きているかを考える・理解を整理すること.
 - 温度はどうやって決まる?
 - 放射, 移流, 乱流
 - 風はどうやって吹く?
 - 流体力学
 - 雲はどうやってできる?
 - 凝結・蒸発・昇華, 微物理過程, 移流, 乱流, ..., 重力沈降
- しかし, 量子力学のような第一原理計算ができるわけではない. 何かしらのモデル化が必要.
 - 観測との比較による検証を経て, どんなモデル化ができるのか考える.
 - 他の惑星(世界)を考える/計算するための足掛かり.

はじめに： 火星大気中の水蒸気分布

- 火星大気中の水蒸気は 1960 年代に検出 (Spinrad et al., 1963).
- 1970 年代, 2000 年代になって探査機により時間—空間分布が観測 (e.g., Jakosky and Farmer, 1982; Smith, 2002)



Mars Global Surveyor によって観測された火星大気中の水蒸気の鉛直積算量(上図), 水氷雲の光学的厚さ(下図)

(現在の)火星大気を考える上で 水循環を考える意義

- 相変化に伴う加熱・冷却はほとんど影響なし。
 - 地球とは異なる
- 下の点で重要。
 - 大気循環を可視化
 - ダストを核とした水氷雲が落下することで, ダスト分布に影響
 - 水氷雲の放射加熱・冷却が熱構造に影響 (Wilson et al., 2008).
 - CO_2 の生成反応に使われる, OH , H_2O_2 等の元となる (e.g., Nair et al., 1994).

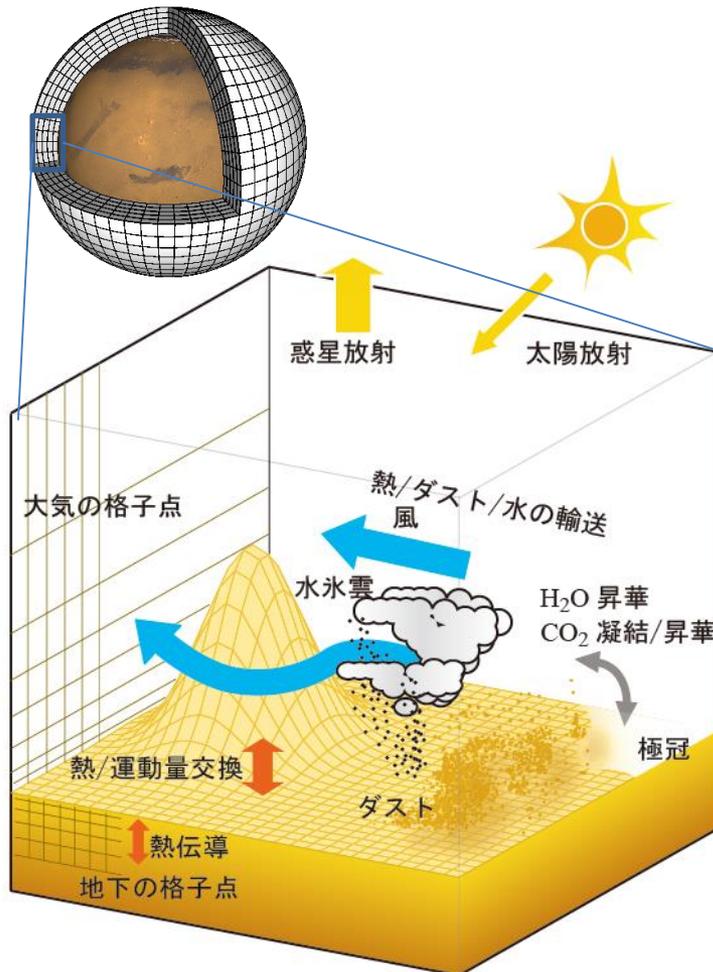
本研究の位置づけ

- 火星の水循環の数値的研究は既に色々と行われている (e.g., Haberle and Jakosky, 1990; Richardson and Wilson, 2002; Montmessin et al., 2004).
- しかし, 水の輸送過程は, まだ十分に理解されていない.
 - どのような循環要素が効果的に水を輸送するのか?
 - 例えば, Montmessin et al. (2004) では, 定在性波動の輸送が半分程度とのことだが, それは何か?
- また, 我々は「後追い」だが, 水(物質)循環は火星(でも他の惑星)において避けては通れない重要な過程.

モデルの概要と計算設定

モデル概要

地球流体電脳倶楽部有志で開発
惑星全球の温度, 風速, 密度分布を計算



- 力学過程
 - プリミティブ方程式系
 - 鉛直静水圧近似
 - 薄い大気の近似
- 物理過程 (Takahashi et al., 2003, 2006 の発展版)
 - 放射過程 (CO_2 , ダスト)
 - 乱流混合過程 (Mellor and Yamada, 1982, level 2.5)
 - H_2O 雲モデル
 - CO_2 凝結過程
 - 土壌熱伝導モデル

プリミティブ方程式系

方程式系は、静水圧平衡を仮定し、鉛直方向に $\sigma = p/p_s$ 座標を用いたプリミティブ方程式系.

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = -(\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} - \dot{\sigma} \frac{\partial \vec{u}}{\partial \sigma} - f \vec{k} \times \vec{u} - \nabla \Phi + \frac{RT}{p_s} \nabla p_s + \vec{F}$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -(\vec{u} \cdot \nabla) T - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \frac{\kappa T}{p} \frac{dp}{dt} + Q$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\nabla \cdot (p_s \vec{u}) - \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s \dot{\sigma})$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(\vec{u} \cdot \nabla) q - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + S_q$$

境界条件:

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt} = 0 \quad \text{at } \sigma = 0, 1$$

\vec{u} は水平風速, p は気圧, p_s は惑星表面気圧, T は温度, q は物質の混合比, Φ はジオポテンシャル, $\kappa = R/C_p$, R は気体定数, C_p は定圧比熱, \vec{F} , Q , S_q はそれぞれ摩擦, 非断熱加熱, 物質の生成・消滅である.

H₂O 分布の計算 / 雲モデル

- 以下の過程を考慮
 - 移流, 凝結, 昇華, 乱流混合, 重力沈降

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -(\vec{u} \cdot \nabla) q_v - \dot{\sigma} \frac{\partial q_v}{\partial \sigma} - S_{Cond} + S_{subl} - \frac{1}{p_s} \frac{\partial F_{turb}}{\partial \sigma}$$
$$\frac{\partial q_i}{\partial t} = -(\vec{u} \cdot \nabla) q_i - \dot{\sigma} \frac{\partial q_i}{\partial \sigma} + S_{Cond} - S_{subl} - \frac{1}{p_s} \frac{\partial F_{turb}}{\partial \sigma} - \frac{1}{p_s} \frac{\partial F_{sed}}{\partial \sigma}$$

q_v, q_i : 水蒸気, 水氷雲混合比

S_{Cond}, S_{subl} : 凝結率, 昇華率

F_{turb}, F_{sed} : 乱流混合, 重力沈降フラックス

- 重力沈降は, 雲粒粒径を仮定して終端速度, w_{sed} , を用いて計算.

$$F_{sed} = \rho q_i w_{sed}$$

- 終端速度 (Conrath, 1975)
 - 粒径: 2 μm (e.g., Richardson and Wilson, 2002)

$$w_{sed} = -\frac{\rho_p g d^2}{18\eta} \left(1 + 2 \frac{\lambda}{d} \right) \quad \rho_p: \text{粒子密度}, g: \text{重力加速度}, d: \text{粒子直径},$$

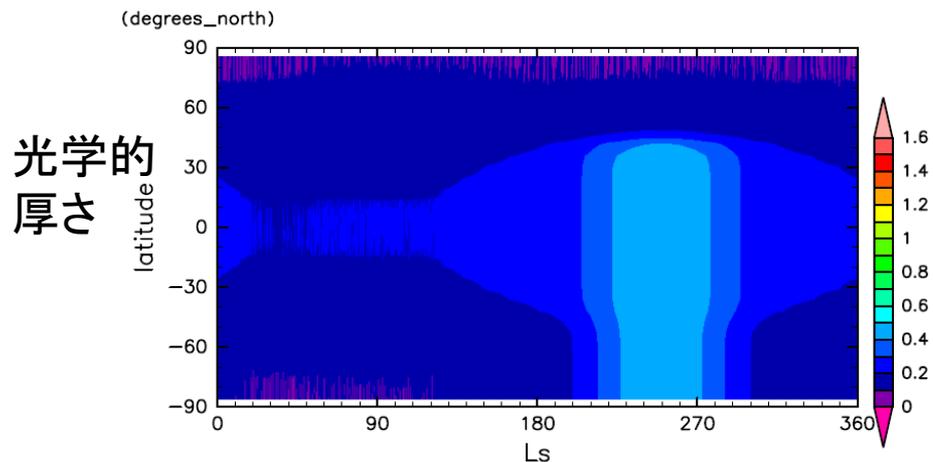
η : 分子粘性係数, λ : 平均自由行程

計算設定

- 解像度
 - T21L36
 - 水平格子点間隔 $\Delta x \sim 330$ km
 - 鉛直 36 層 (高度 ~ 90 km まで)
- ダスト分布
 - “MGS scenario” (Montmessin et al., 2004)
 - “MGS” = Mars Global Surveyor
- 地形
 - MGS の観測 (Smith et al., 2001) に基づく
- 南極の地面温度
 - 85°S 以南で 140 K と仮定.
 - CO_2 永久極冠の存在を想定
 - 注意: これはエネルギー保存を満たさない
- 初期条件
 - 等温静止大気
 - 80°N 以北の地面に大量の (計算中になくならないほどの) 水氷を配置
- 積分期間
 - 20 火星年 or 30 火星年
- 注意
 - 本来は、観測に基づく地表面アルベド、熱慣性の分布を指定するはずだったが、設定を間違えたため、本セミナーで見せる結果ではそれらは一様 (0.2 , $200 \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-1} \text{ s}^{-1/2}$) です.
 - ただし、氷のアルベドは 0.5 .

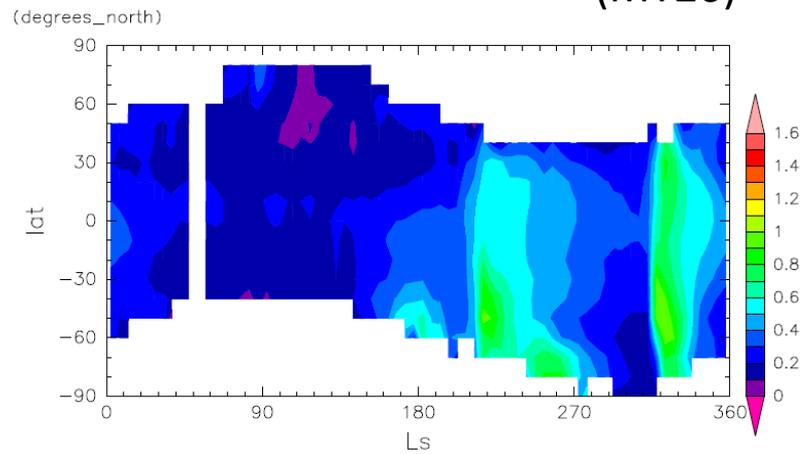
計算で用いるダスト分布

モデルで用いたダスト分布

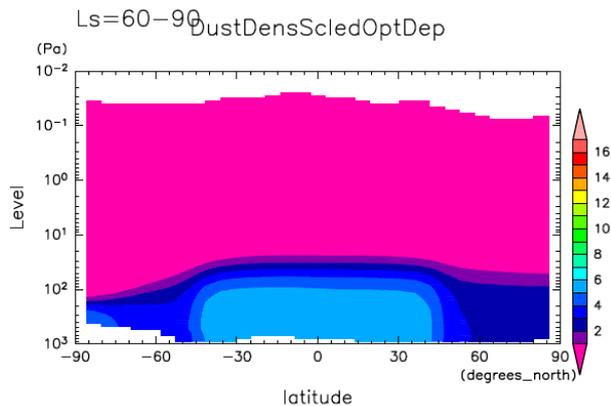


観測 (MGS-TES)

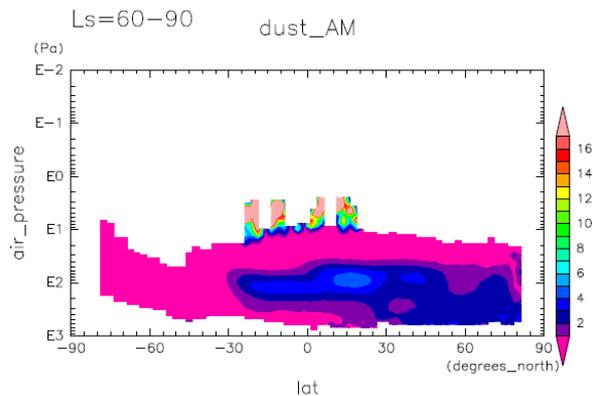
(MY26)



光学的厚さ
at 03 LST
(density scaled
optical depth)

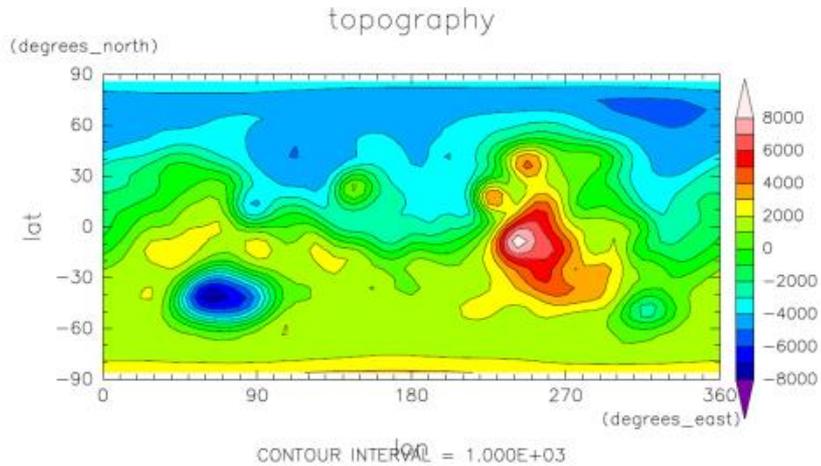


(MY30)

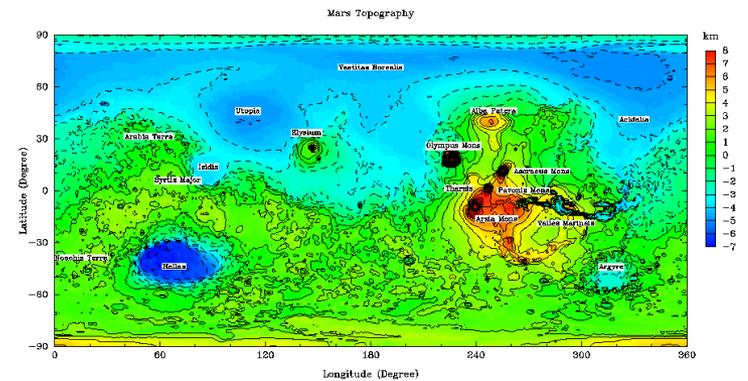


計算で用いる地形

モデルで用いた地形



観測 (Smith et al., 2001)



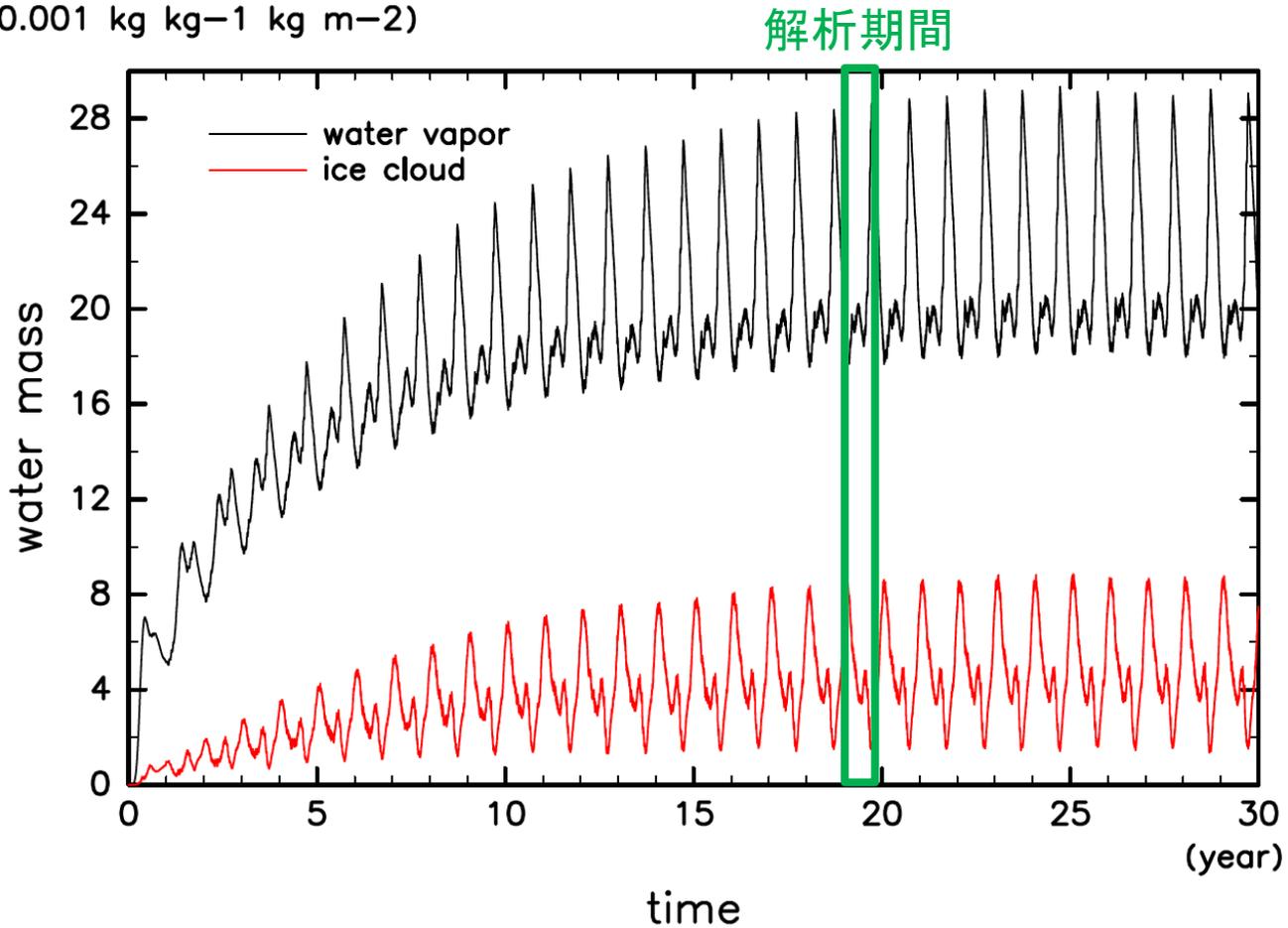
計算結果(標準実験)

参考までに

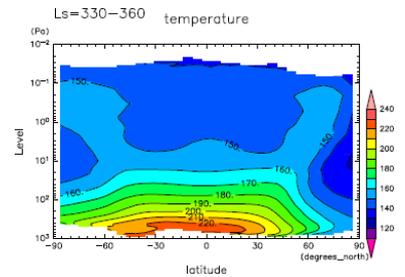
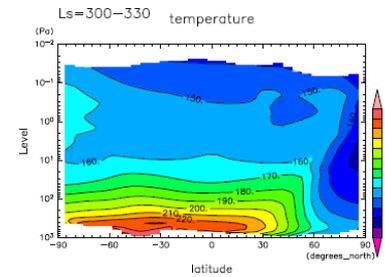
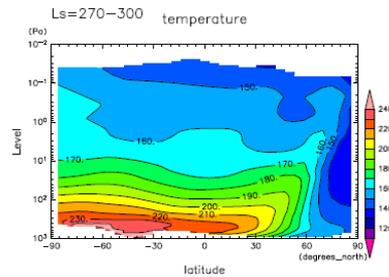
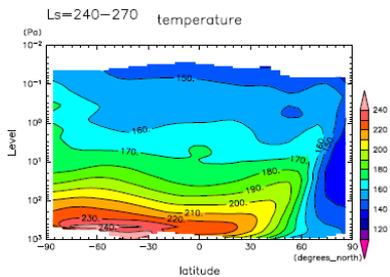
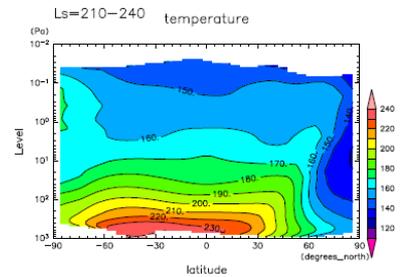
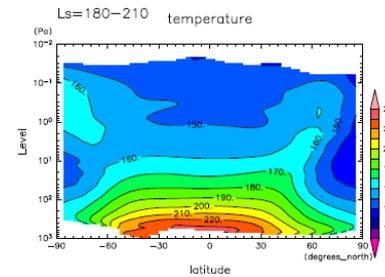
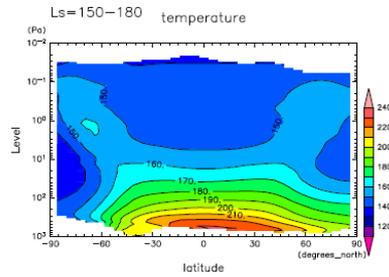
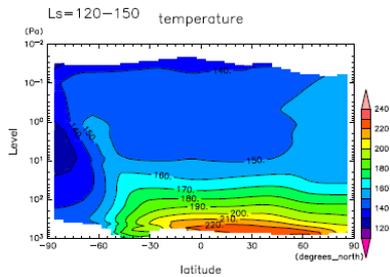
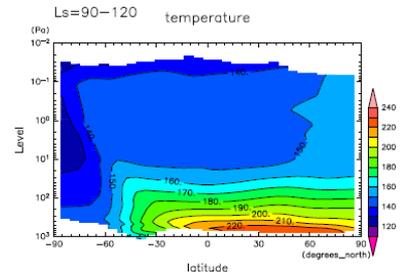
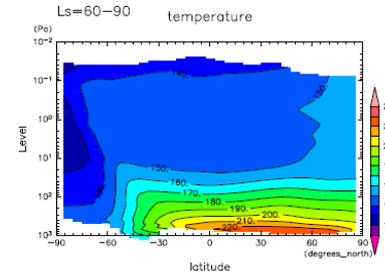
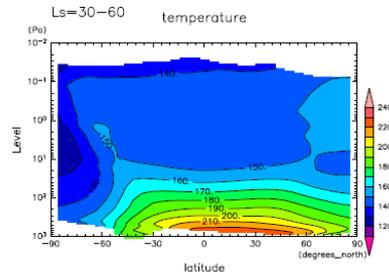
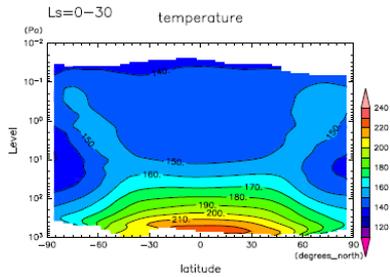
- 話を聞くより, 図を自分でじっくり見たい人は以下のページにある pdf ファイルを参照してください.
 - http://www.gfd-dennou.org/library/dcpam/sample/2019-06-22_yot/
 - [DCPAM ページ]
 - [計算例 DCPAM5]
 - [火星の計算] の中の [dcpam5-20190622 開発版]
 - なお, 本発表に含まれていない結果も含まれます.

モデル大気中の水の量の時間発展

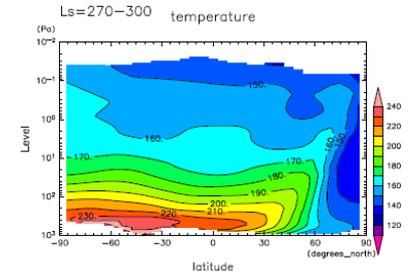
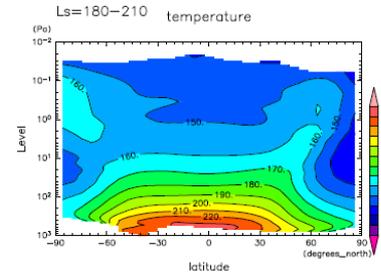
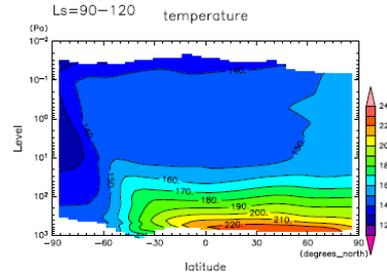
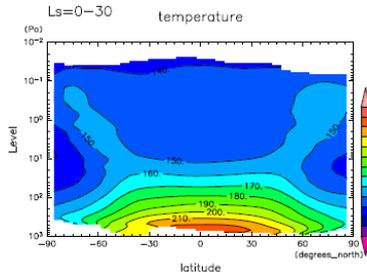
($\times 0.001 \text{ kg kg}^{-1} \text{ kg m}^{-2}$)



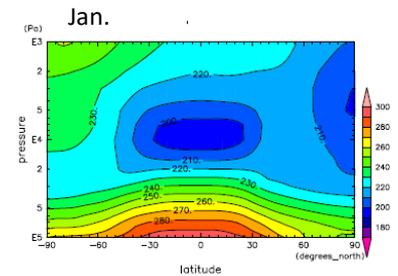
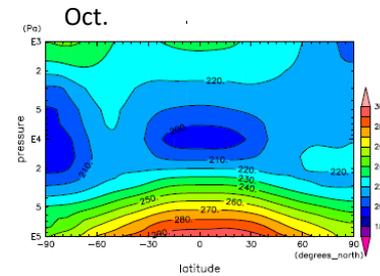
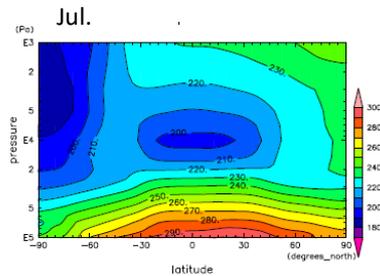
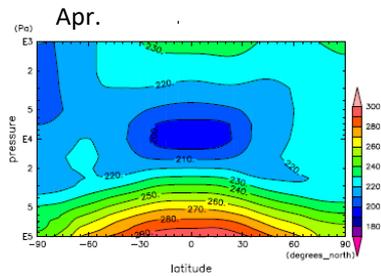
東西平均温度の季節変化



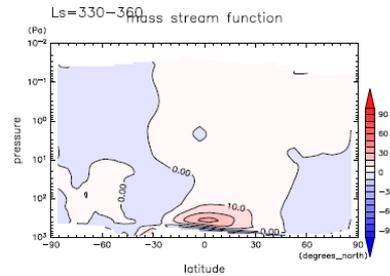
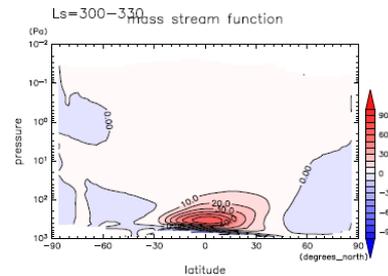
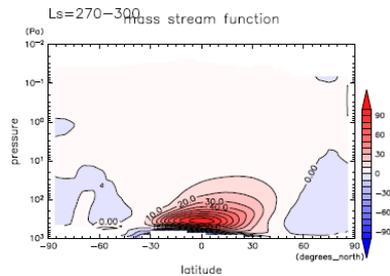
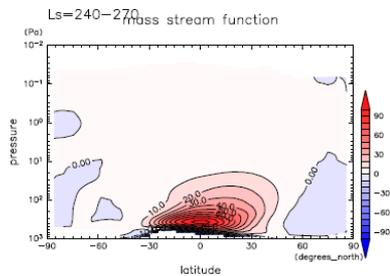
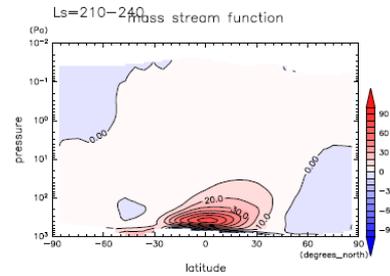
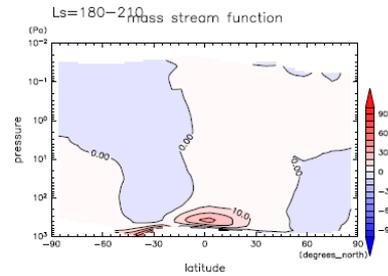
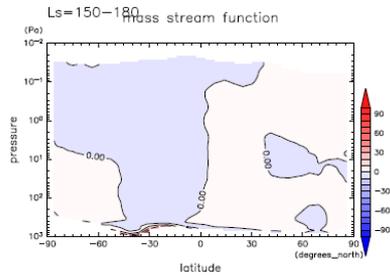
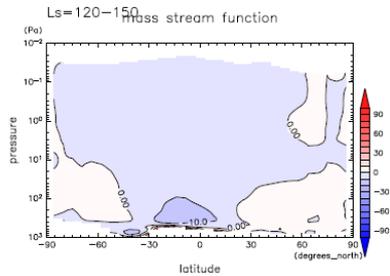
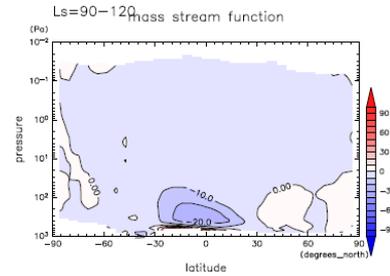
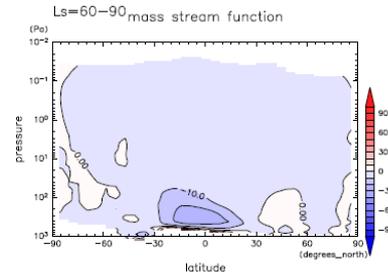
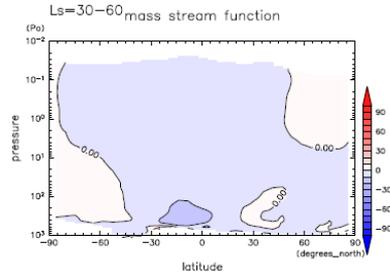
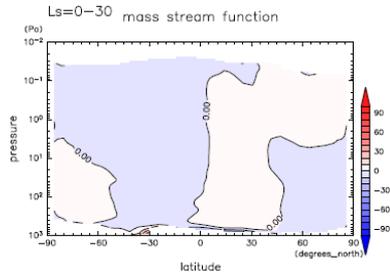
火星大気と地球大気の東西平均温度



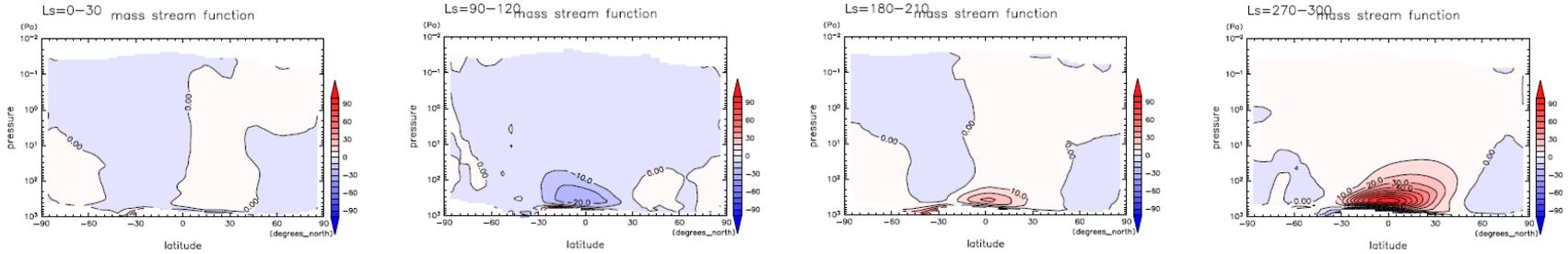
ERA40



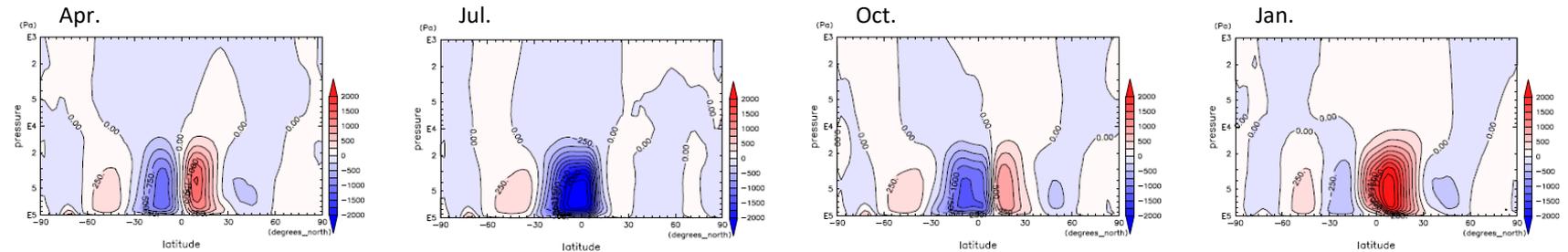
質量流線関数の季節変化



火星大気と地球大気の質量流線関数



ERA40



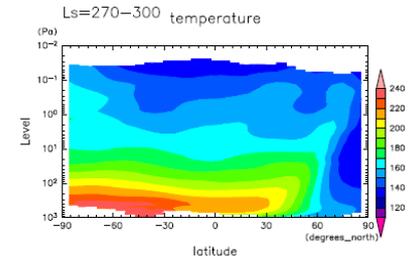
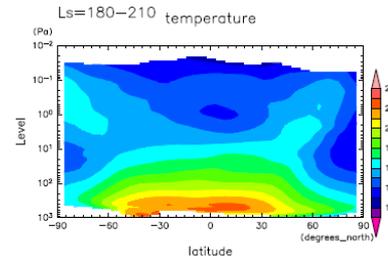
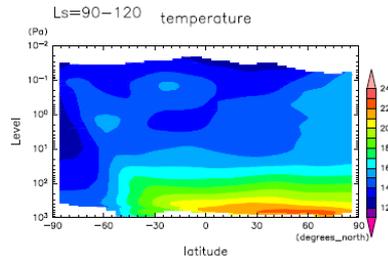
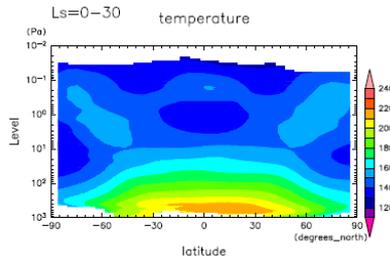
• メモ

- 流線関数の単位 10^8 kg/s
- 同じ風速の時の地球大気の流線関数 : 火星大気の流線関数 $\sim 100 : 1$
 - 流線関数は, 単位面積当たりの大気質量と惑星半径に比例
 - (単位面積当たり) 地球大気質量 : 火星大気質量 $\sim 10^4$ (kg/m²) : 2×10^2 (kg/m²) $\sim 50 : 1$
 - 地球の半径 : 火星の半径 = 6371 (km) : 3396 (km) $\sim 2 : 1$

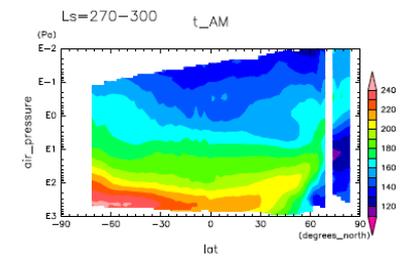
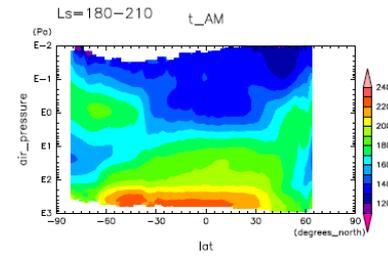
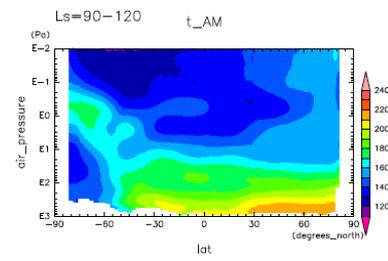
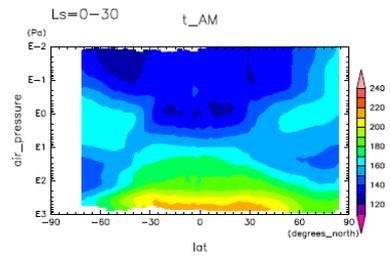
モデルと観測の比較

温度 @03 LST

モデル



観測
(MGS
-TES)

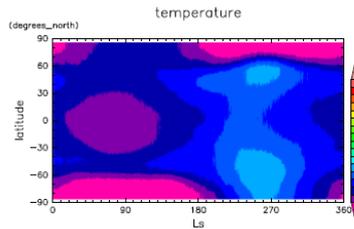


モデルと観測の比較

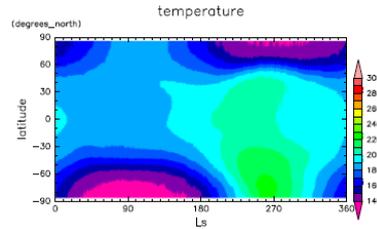
温度 @14 LST

モデル

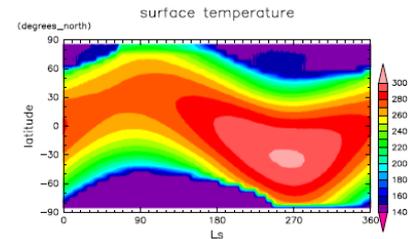
18 Pa



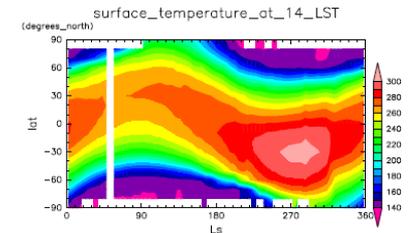
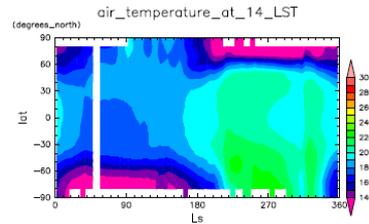
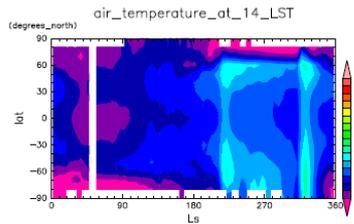
136 Pa



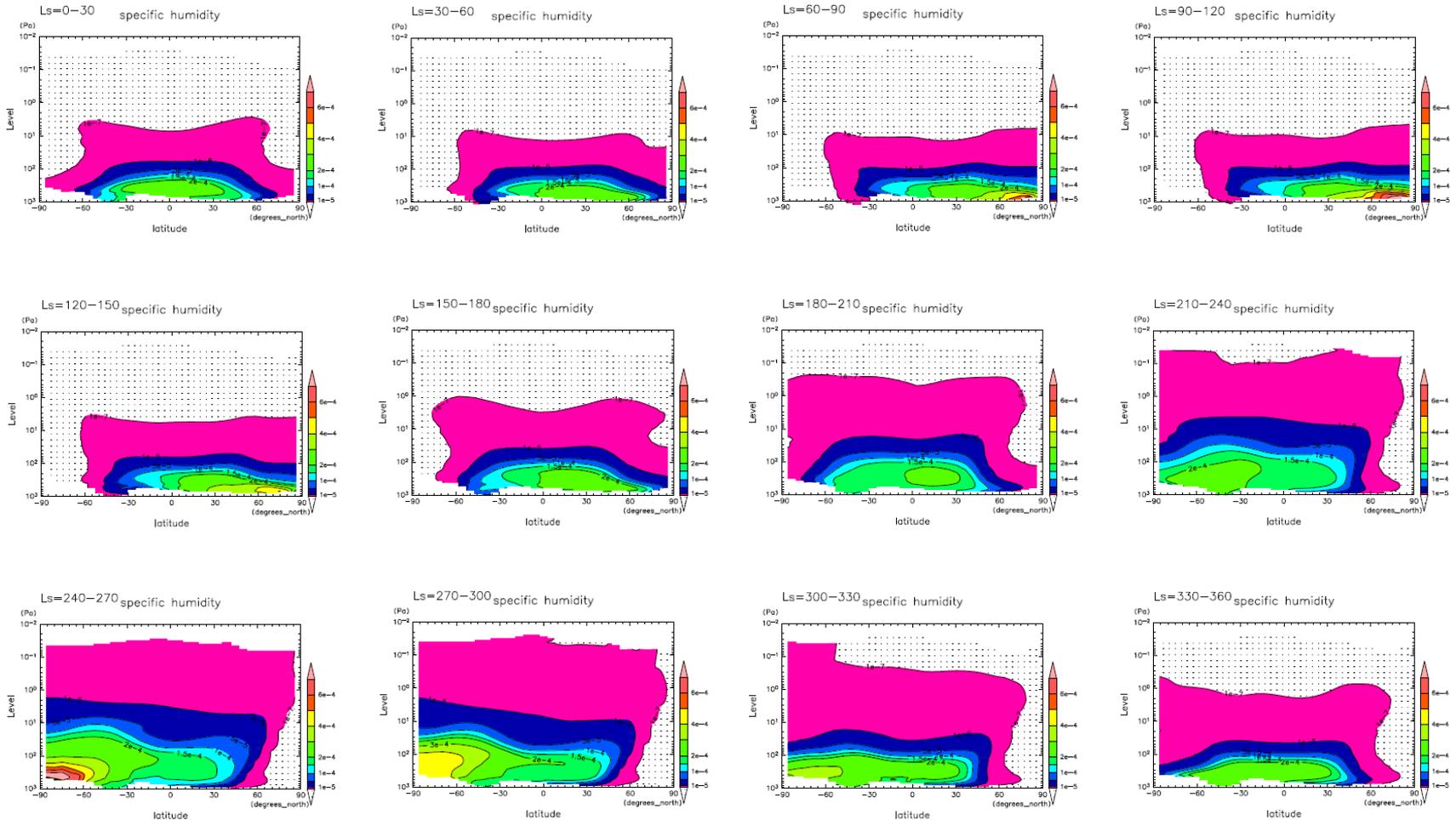
surface



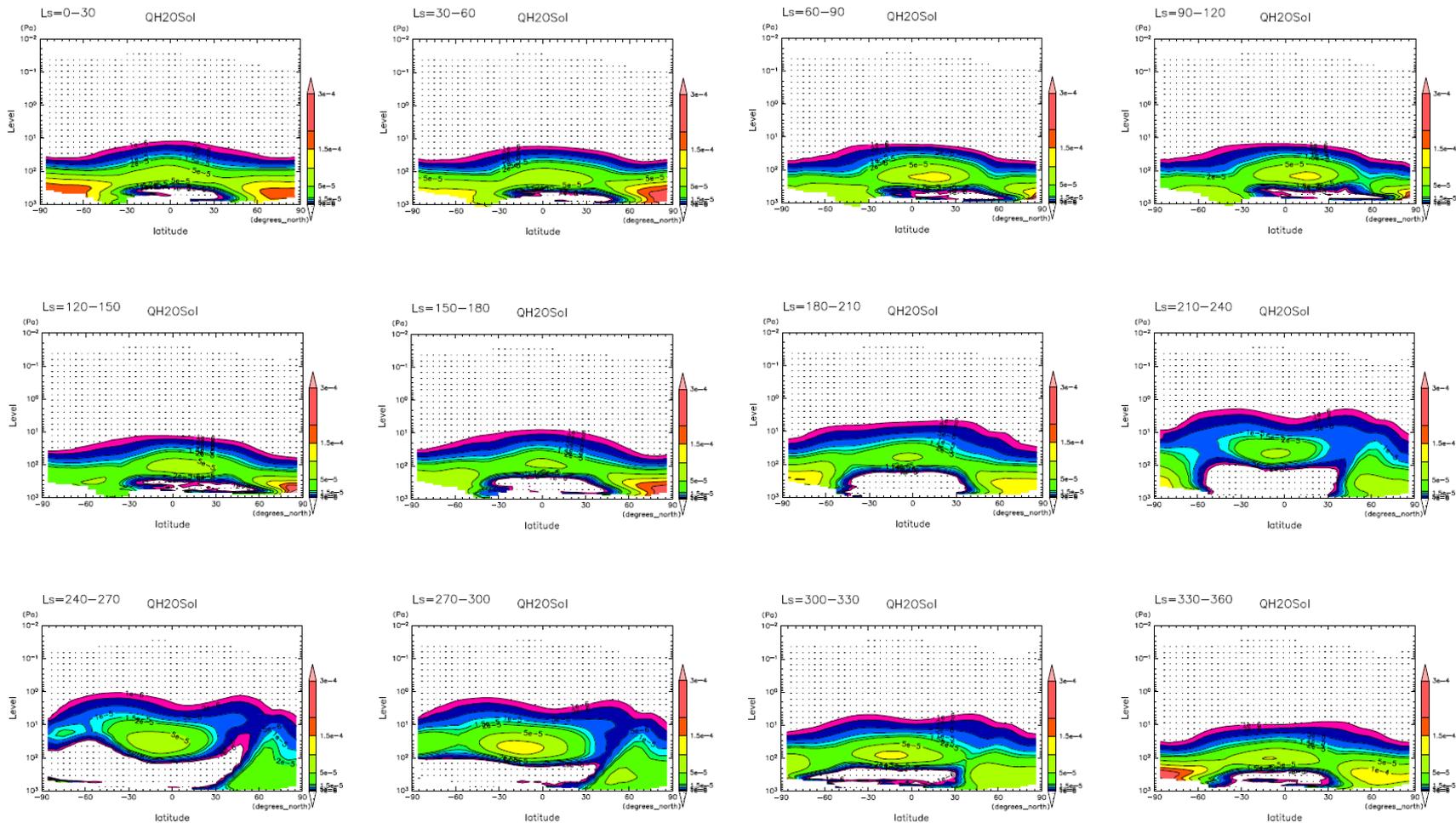
観測
(MGS-TES)



東西平均比湿の季節変化



東西平均水氷混合比の季節変化



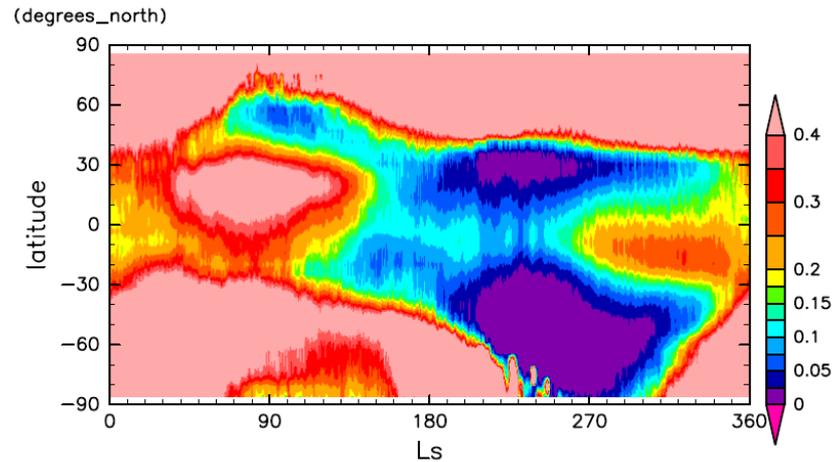
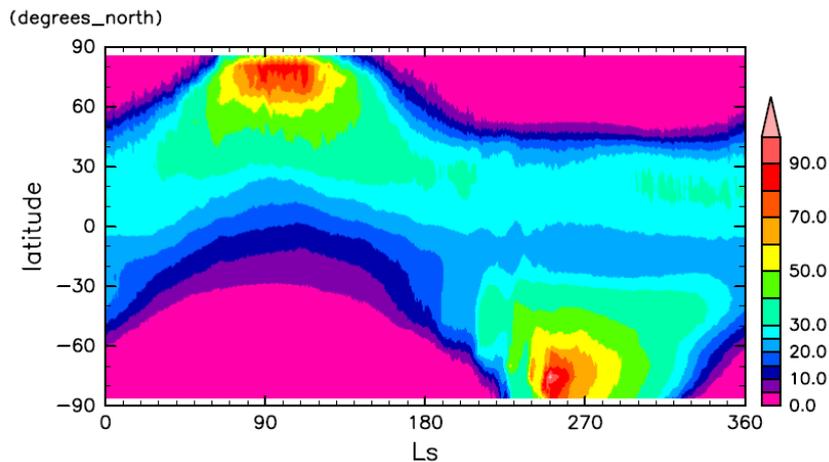
モデルと観測の比較

可降水量, 雲の光学的厚さ

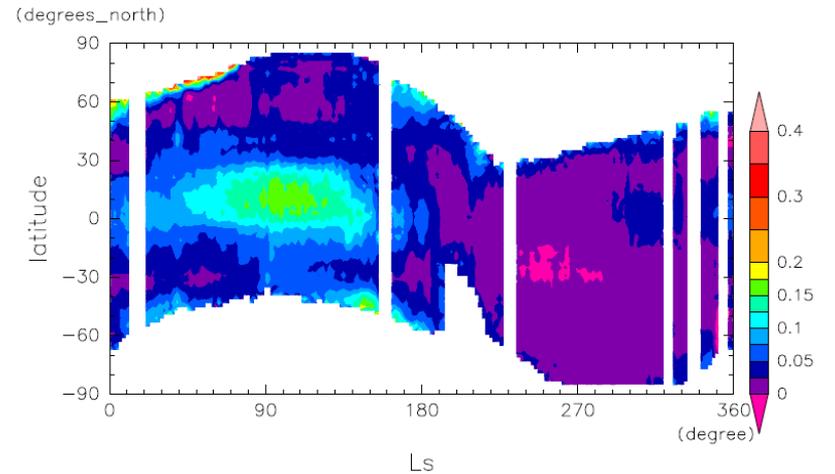
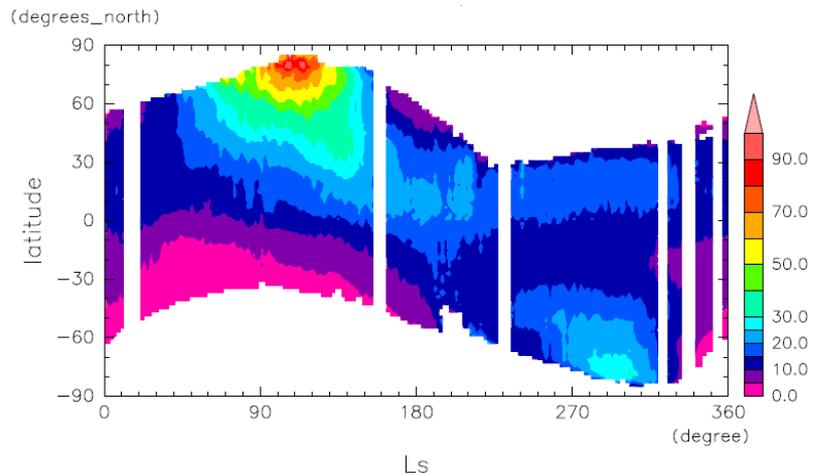
可降水量

水氷雲の光学的厚さ

モデル



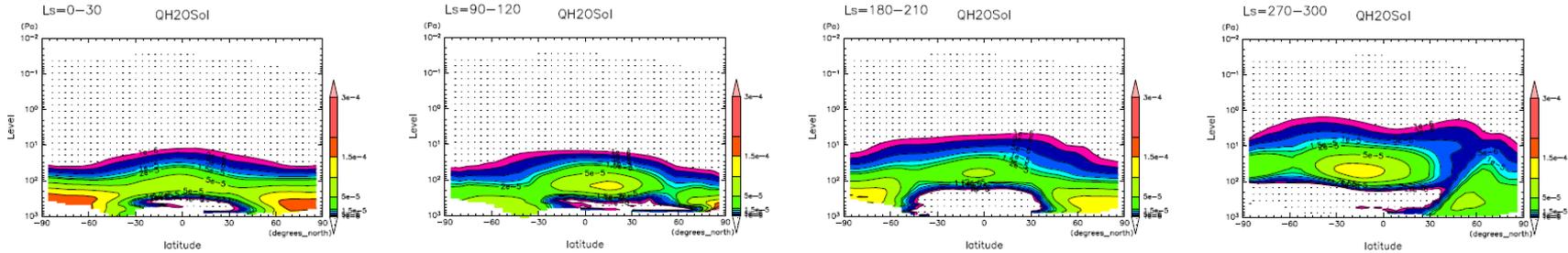
観測
(MGS
-TES)



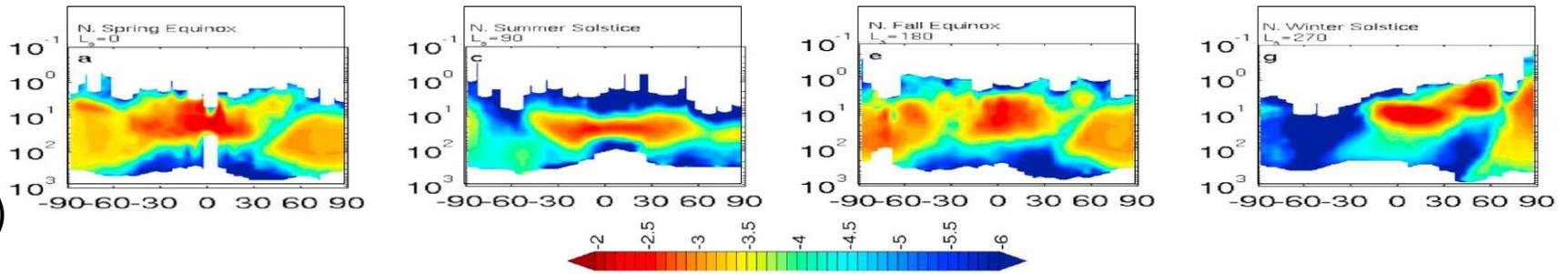
モデルと観測の比較

水氷分布

モデル



観測
(MRO
-MCS)



メモ: モデルの結果は混合比の東西平均値, 観測結果は昼間 (15hr LST) の密度でスケールした水氷雲の光学的厚さ (water ice density-scaled opacity, $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$) の東西平均値の対数 (\log_{10}) (McCleese et al., 2010)

現状のモデルの問題点 1

- モデル大気中の水が, 観測結果に比べて多い.
 - その他, モデル結果と観測結果との差異は見られるが, まずは水の総量に注目.

感度実験

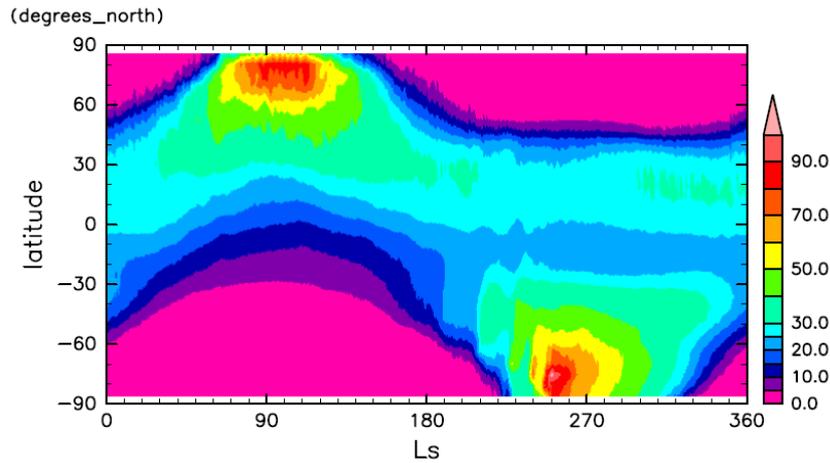
感度実験 1

- 大気中の水の輸送は, 雲の消滅時定数の影響を受けるはず.
- 仮定する粒径を変えて実験
 - 粒径 $r = 5 \mu\text{m}$
 - 粒径 $r = 7 \mu\text{m}$

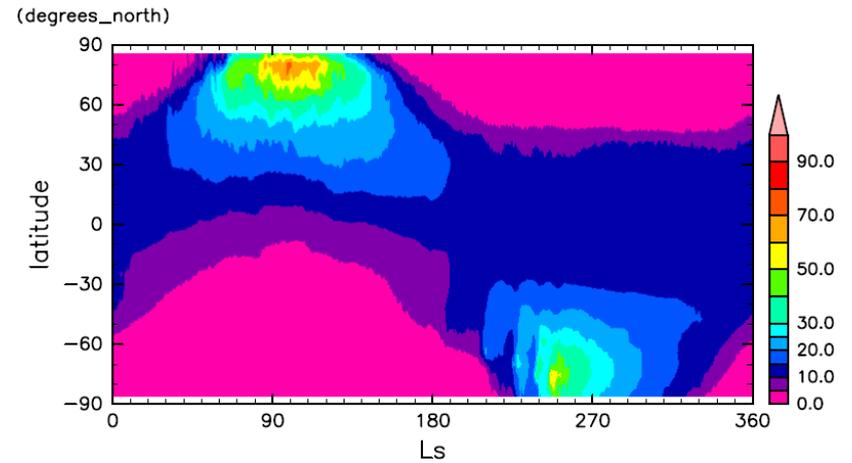
感度実験 1 結果

可降水量

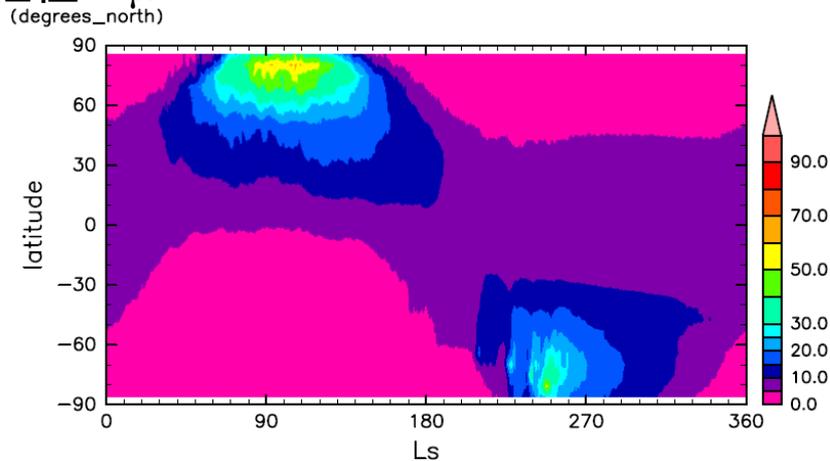
標準実験 (粒径 2 μm)



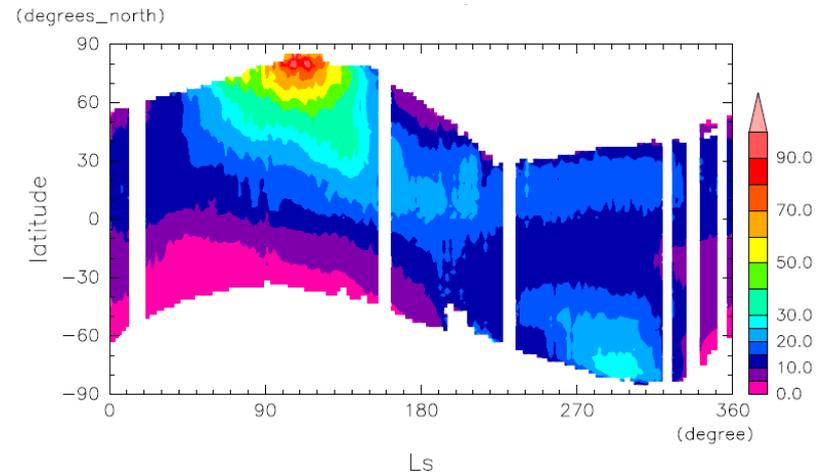
粒径 5 μm



粒径 7 μm



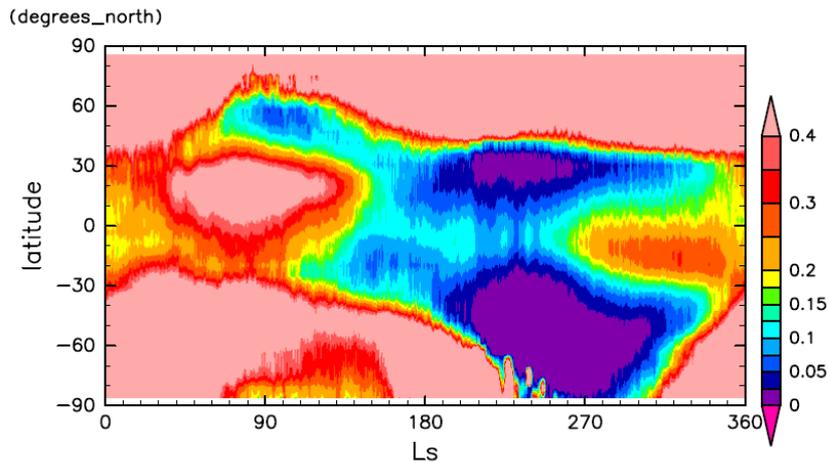
観測 (MGS-TES)



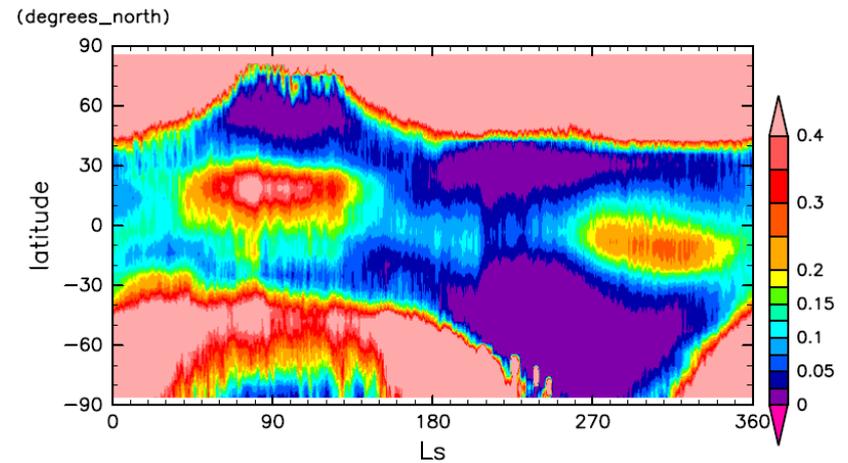
感度実験 1 結果

雲の光学的厚さ

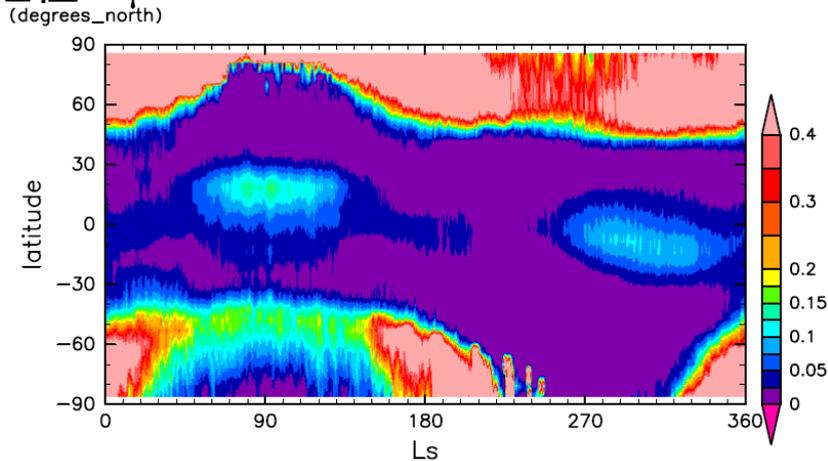
標準実験 (粒径 2 μm)



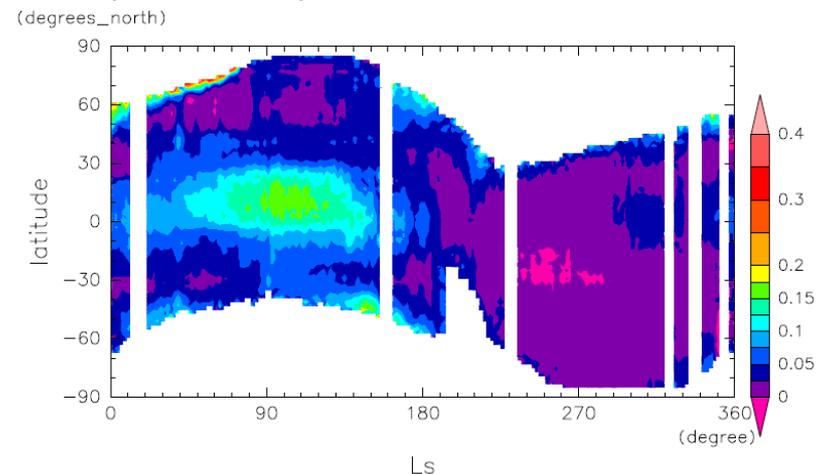
粒径 5 μm



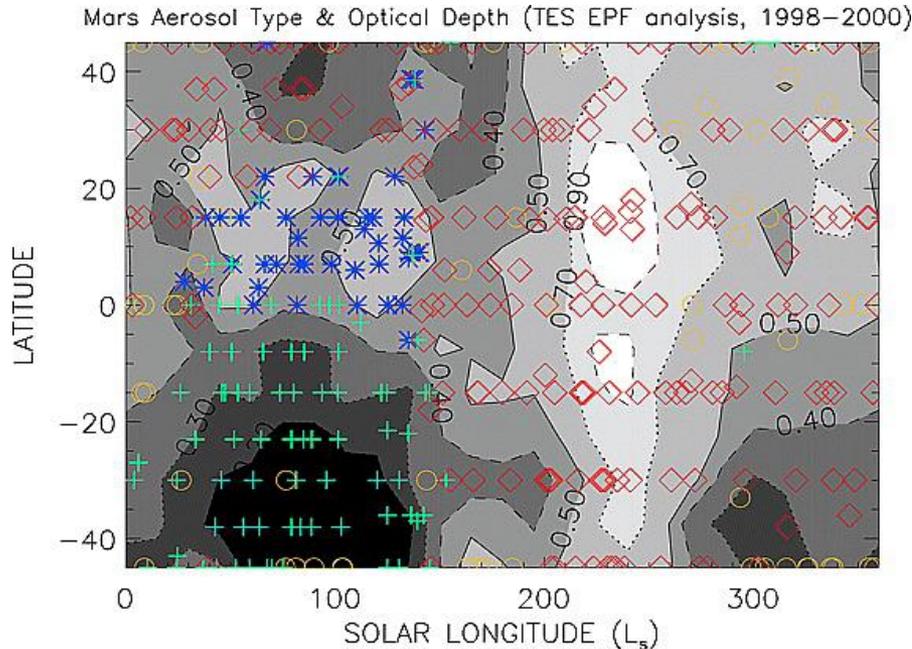
粒径 7 μm



観測 (MGS-TES)



火星大気中の水氷雲の粒径の観測



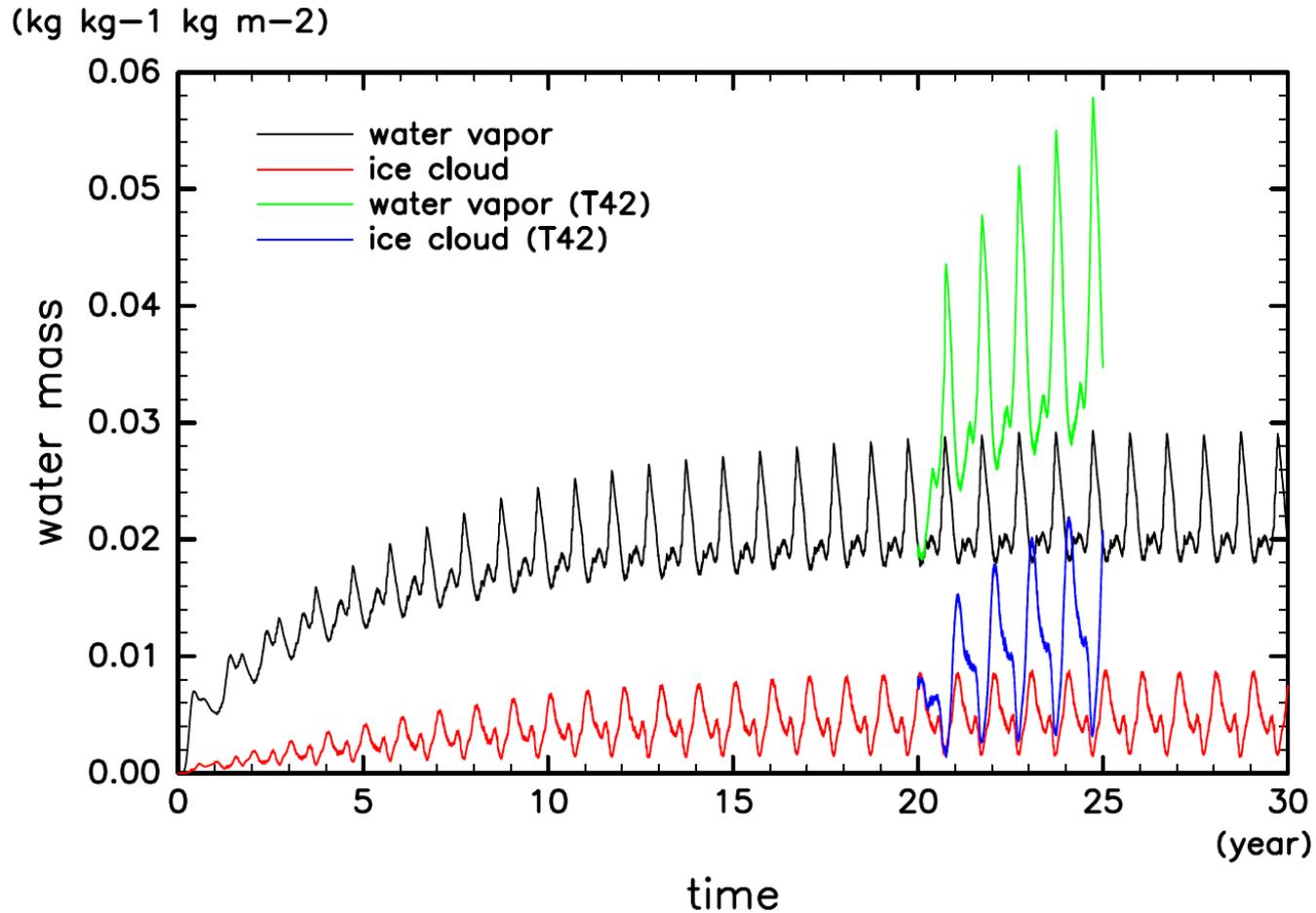
- Seasonal variation of latitudinal distribution (Clancy et al., 2003)
 - type 1 : $R_{\text{mean}} = 1\text{-}2$ micron meter
 - green plus symbols
 - type 2 : $R_{\text{mean}} = 3\text{-}4$ micron meter
 - blue asterisk symbols
- At 234.23E, 68.22N (Phoenix site), $L_s=122$ degs.
 - 35 μm (Whiteway et al., 2009)
 - volume equivalent to a sphere

感度実験 2

- 大気中の水の輸送は, 循環の構造の影響を受けず.
- 解像度を変えて実験
 - 解像度 T42L36
- ただし, 計算時間節約のために, T21L36 標準実験の 20 年目の結果を初期条件として, ?? 火星年間のみ積分.

感度実験 2 結果

モデル大気中の水の量の時間発展



現状のモデルの問題点 2

- 観測に近い可降水量と雲の光学的厚さを表現するために必要となる粒径が、観測される値よりも大きい?
- ある粒径で得られる可降水量と雲の光学的厚さのバランスが良くない。
 - 可降水量が観測に近い粒径では、光学的厚さが観測結果と合わない。逆も然り。
- モデルの解像度を上げると、モデル大気中の水の総量が増加
 - 観測に近い可降水量と雲の光学的厚さを表現するために必要となる粒径が大きくなる。

考察

問題の原因の可能性

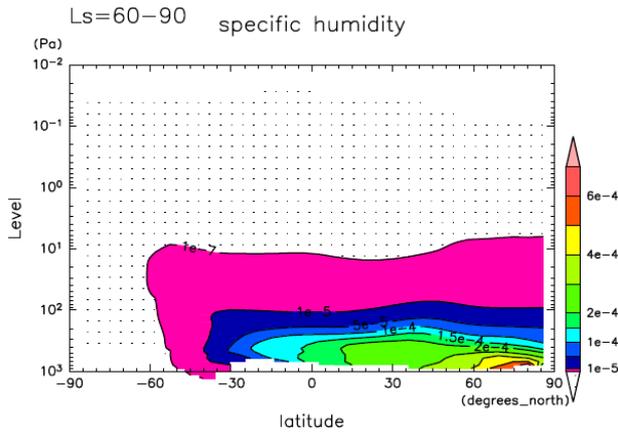
- 下のことが考えられる。
 - DCPAM による水の源(極域)の表現が悪い?
 - DCPAM による水の輸送の表現が悪い?
 - 大規模循環
 - 「大まかには」モデルは, 観測される大気構造を表現しているが, さらに詳細な構造が問題?
 - 混合(サブグリッドスケール)
 - DCPAM による水氷雲の表現が悪い?
- これらの切り分けとモデルの改善は次の課題

火星大気中の水分分布

標準実験

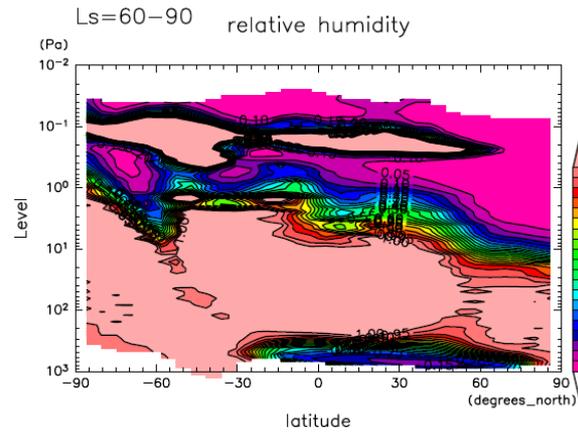
比湿

specific humidity



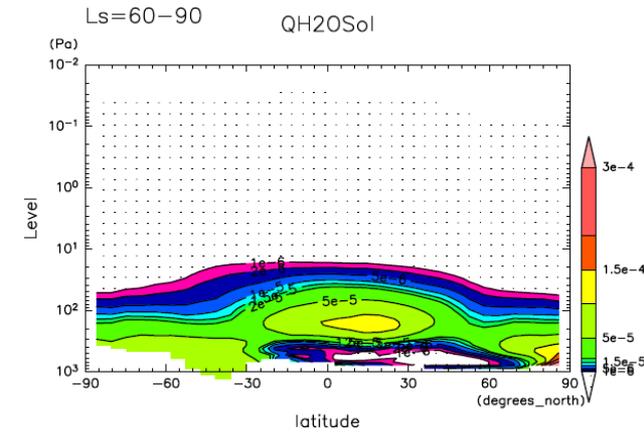
相対湿度

relative humidity



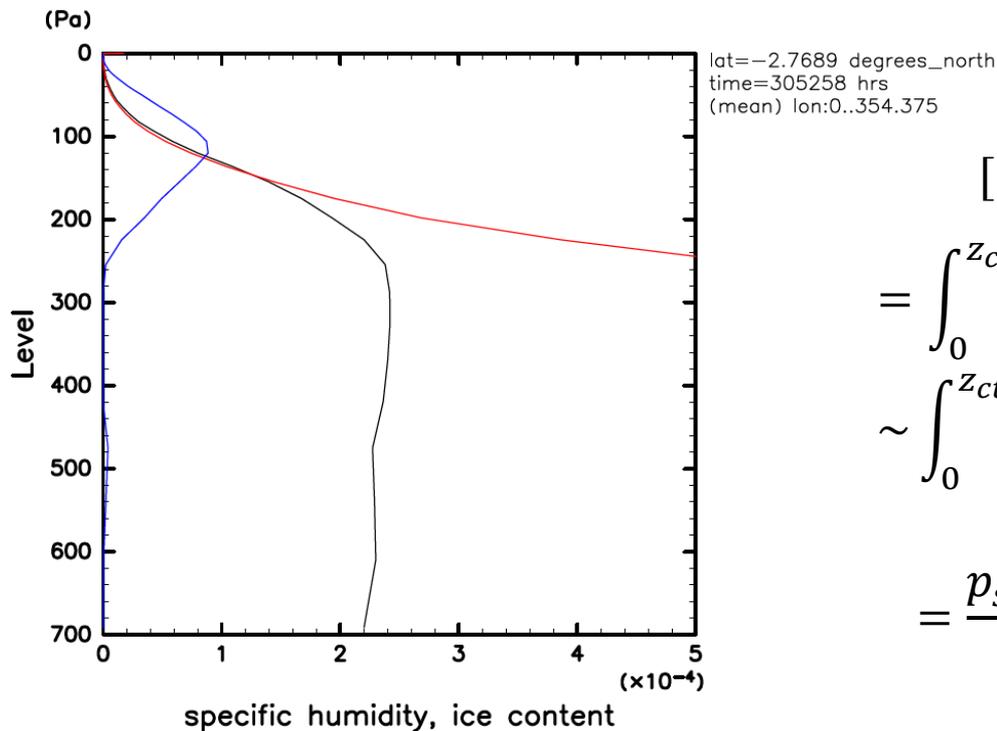
雲氷混合比

QH2OSol



- 可降水量を決めている要因
 - 大気への供給量
 - 対流層の厚さ(上方への水蒸気供給量)

火星大気中の水分分布



黒: 比湿, 赤: 飽和比湿, 青: 雲氷混合比

$$\begin{aligned}
 [\text{可降水量}] &= \int_0^{\infty} \rho(z') q_v(z') dz' \\
 &= \int_0^{z_{ct}} \rho(z') q_v(z') dz' + \int_{z_{ct}}^{\infty} \rho(z') q_v^*(z') dz' \\
 &\sim \int_0^{z_{ct}} \rho(z') q_v^*(z_{ct}) dz' + \int_{z_{ct}}^{\infty} \rho(z') q_v^*(z') dz' \\
 &= \frac{p_s - p_{ct}}{g} q_v^*(z_{ct}) + \int_{z_{ct}}^{\infty} \rho(z') q_v^*(z') dz'
 \end{aligned}$$

- 対流層が厚くなると、対流層上部の飽和比湿が減少するため、可降水量は減少。

まとめ

まとめ

- 様々な惑星の大気・表層環境の理解を遠い目標として,ここでは DCPAM によって表現される火星の大気構造と水循環を確認した.
- DCPAM は,観測される火星大気を大まかには表現する.
- しかし,モデル大気中の水の総量が,観測結果に比べて多いようである.
- DCPAM による(現在の火星の)水循環の改善は今後の課題である.