Wave-photochemistry coupling and its effect of water vapor, ozone and airglow variations in the atmosphere of Mars (火星大気における波動と光化学のカップリング およびその水蒸気・オゾン・大気光変動への影響) by Zhu and Yee, Icarus 189, 136-150, 2011



要旨

日射の日変化により生じる波動の光化学への影響を調べるため、 火星下層(※0-120km高度)大気の鉛直1次元光化学輸送モデル を作成した。モデルは水蒸気混合比の大きな鉛直・日変化(温度 変化に飽和水蒸気圧が大きく依存することによる)を自己整合的 に計算した。水蒸気量・分布への力学的な影響は、潮汐波によ り生じる温度変化、渦拡散による鉛直輸送、凝結昇華過程にお ける線形緩和(すべて1日スケールの変化を持つ)に起因する。こ のことは水蒸気混合量のlocal timeに対する著しい非対称分布 (※温度の日変化は対称にもかかわらず非対称、重要な非線形 応答ありを引き起こす。結果、日変動波動の導入により水蒸気 とHO_xの日平均量は大幅に減少し、その結果オゾン量と大気光 放出を増大させることになる。このモデルは明確に大気光放出 における光化学と輸送のカップリングの重要性を示し、「励起状 態の光化学的時間が日変化の時間スケールと同等な時の species retrievalを示唆」(?)している。

序

- 力学と光化学のカップリングの重要性
- カ学・放射・化学・輸送などの相互作用は、それらの変動スケールが同等な場合、短時間スケールの変動(ex.日変化)において重要
- カップリングの物理メカニズムの理解は観測データの正確な 解釈においても重要
- 軽いガスの散逸はこれらの短時間スケールの光化学や輸送
 に大きく左右され、長期スケールの変動にも影響を及ぼす
- とりわけH₂O, HO_x, O₃の分布は、大気温度の日変動の影響を 大きく受ける
- 基本的にH₂OをもとにHO_xが生じ、HO_xはO₃を壊すので、H₂O とO₃の量は反相関の関係にあるはず



Figure 1. (a) Zonally averaged ozone column (µm-atm) and (b) zonally averaged water vapor column (precipitable microns, pr-µm) as a function of solar longitude.

しかし実際には左の図(GCMシミュレーション結果)のように、H₂OとO₃の量は完全な反相関にはなっていない
 →異なる時間スケールの力学・光化学・水相変化プロセスが組み合わさっているから?

Krasnoporsky [2006]の試み
3種類の1次元モデルを用いる
(1)長寿命物質の全球平均量導出用グローバルモデル
(2)物質分布の季節・緯度依存性を見る

(2)物質分布の李節・緯度依存性を見る ローカルモデル

(3)光分解の日変化を導入したローカル モデル

→MGS-TES観測の温度・水蒸気・ダスト 量をインプットパラメータとして、1.27µm O₂昼光, O₃, H₂O₂の量について観測と整 合する結果

[*Lefevre et al.*, 2004]

本研究の概要

- <u>鉛直1次元モデルを用いた、潮汐波と光化学のカップリング</u> 温度とH₂O量の日変化がO₃量および大気光放出に与える影響について特に焦点を置く
- これは地球中層大気では広く用いられている手法
- H₂O量については、温度変化による凝結・昇華の効果も含む
- 大気光については、Melo et al.[2006] (火星重力波の大気光 放出への効果を取り扱った論文)で導入されているような瞬 間的な変化についても考慮

方程式

• 鉛直1次元の連続の式

 $\frac{\partial \chi_i}{\partial t} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \psi_i) = P_i - L_i \chi_i$ (時間変化) (鉛直移流) (化学生成·消失)

• 鉛直方向のフラックス

$$\psi_i = -K_{zz}^i \frac{\partial \chi_i}{\partial z} - \gamma_i \chi_i$$

- 移流の有効速度 $\gamma_i \equiv D_i \left(\frac{1}{H_i} - \frac{1}{H} \right) + \frac{\alpha_i D_i}{T} \frac{\partial T}{\partial z}$
- 分子拡散係数 $D_i = 1.52 \times 10^{20} \left[\frac{1}{m_i} + \frac{1}{m} \right]^{1/2} \frac{T^{1/2}}{N}$

_{*χ_i*: 物質の混合比(*i*:物質種) *P_i*: 物質の化学生成 *L_i*: 物質の化学消失}

K_{zz}ⁱ: 渦拡散係数(K_{zz})と分子拡 散係数(D_i)の和 ※ K_{zz}の定義はGarcia Munoz et al. [2005]に倣う(詳細後述)
H, H_i: 大気と物質種iのスケー ルハイト

α_i: 熱拡散ファクタ (=-0.25: H, H₂; =0:それ以外)

m, m_i: 平均分子質量と物質種i の分子質量

N: 全分子総数

光化学スキーム

- JHU/APL光化学モジュール(地球上部成層圏・中間圏のO₃-HO_x 光化学シミュレーション用)をそのまま使用
- 14分子種(下記)、50光化学反応 O(¹D), O(³P), O₂, O₃, OH, H, H₂, HO₂, H₂O, H₂O₂, CO, CO₂, H₂O(ice), O₂(a¹Δg)
- 光化学反応はZhu et al. [1999]とDeMore et al. [1997]の定義に加え、火星大気環境の特徴(主成分がCO₂, H₂Oの凝結昇華過程、大気光放出を表現するためのO₂(a¹Δg)の導入)を考慮した 11の反応を新たに導入
- CO2 cross sectionの温度依存性を導入(Garcia Munoz et al. [2005]に基づく)

モデルの設定

境界条件(光化学反応の方が鉛直輸送よりもはるかに短い時間スケールのため) z₀=0km, z₇=120km

$$\frac{\partial \chi_i}{\partial t} = P_i - L_i \chi_i$$
 at $z = z_0$ and $z = z_T$

 下記の物質については境界における混合比を固定 (それ以外の物質の境界値は上式で求める)

Table 2

Boundary conditions of fixed mixing ratio

Lower boundary (surface)		Upper boun	Upper boundary (120 km)	
CO ₂	0.953	CO ₂	0.940	
CO	5.0×10^{-4}	CO	4.2×10^{-3}	
O ₂	1.1×10^{-3}	O ₂	1.0×10^{-3}	
H ₂	1.5×10^{-5}	H_2	2.0×10^{-5}	
H ₂ O	2.4×10^{-4}	Н	9.0×10^{-6}	
		Ο	1.0×10^{-2}	



- *T*₀(z): Viking観測データより
- *T*_{1,2}(z)=*T*₀(z)±Δ*T*(z):季節変化を考慮した増減入り (ΔT(z)は高度55kmで最大値8K)
- *T*₃(z,t)=*T*₀(z)+*δT*(z,t), *T*₄(z,t)=*T*₂(z)+*δT*(z,t)
 δT(z,t)はGCMの数値計算で求められた1日潮・半日潮の振幅・ 位相を合わせたもの

Fig.1: 鉛直の温度場(T₃とT₄は0AM時)

Fig.2: T₃の高度別日変化



水蒸気

- 下図(Fig.3)はT₀₋₄における水蒸気の飽和数密度
- 水蒸気の凝結の取り扱いについて
 - Lefevre et al. [2004]: 飽和量を超えた分は即座に凝結 ※黒田のモデル(DRAMATIC MGCM)も現状こちら
 - Garcia Munoz et al. [2005]: 即座に相変化させずにrelaxation timeを導入(凝結_{rsat}=30分、蒸発_{rsubl}=15分)
 - →過飽和あり、許過飽和度は τ_{sat}/τ_{subl}に依存 (cf. Maltagliati et al., 2011, Science)
- 本研究はGarcia Munoz et al.
 [2005]に倣い、水蒸気の過飽 和を考慮



計算結果:O3

- 下図(Fig.4): T₀(z)(潮汐温度変動なし)とT₃(z,t)(潮汐温度変動あり)
 について、L_s=0°(北半球春分)の赤道について計算
- *T*₀(z): 日中はH₂Oから生成されるHO_xがO₃を壊すため、夜間のO₃ 量は日中の3-10倍(地球の上部中間圏と同様)
 日出時/日没時の非対称あり(わずかな日射変動の違いによる)
- *T*₃(z,t): 高度40km以上では日中および夜間の中でも3-10倍の変 動が生じる、その温度による変動は地球中間圏よりもはるかに 大きい



計算結果:OH

- 下図(Fig.5): *T*₀(z)と*T*₃(z,t)について、ほかFig.4と同様
- *T*₀(z): 地球中間圏と同様の変動(下層では日中H₂Oの解離により 大幅に増加、上層では夜間にH+O₃の反応により増加)
- T₃(z,t): 潮汐温度変動によるO₃の変動(Fig.4b)に対応した変動が みられる



 $T_3(z,t)$



計算結果:O

- 下図(Fig.6): T₀(z)とT₃(z,t)について、ほかFig.4と同様
- 潮汐温度変動の影響は小さい
 CO₂とO₂の解離により生成し、OとO₂の再結合により消失するため



H₂Oの変動

- H₂Oの量が温度によって大きく変動するので、それによりO₃とOH
 の量に影響が生じる
- 地表面付近ではほとんど日変動なし(境界条件による)
- 高度30kmが水蒸気量が飽和に達するようになり、それより上の 高度では潮汐による大気温度の変動によるH₂O量の変動が生じ る
- 鉛直輸送と相変化に対する relaxation time (過飽和)の設 定が、H₂O量日変動の非対 称を及ぼしている



物質の日平均量:潮汐の影響

- O₃(Fig.8,下図左)について、T₀より低温のT₂ではH₂O量が減少するためO₃量は増加、T₀に潮汐が入ったT₃でも日平均のO₃量は 増加する
- H₂O(Fig.9a, 下図中)は、O₃量と整合して低温で減少、潮汐入りでも減少
- OH(Fig.9b, 下図右)は潮汐入ると上空で少し減る (※10-20kmでは増えているような…?)
- 潮汐&光化学効果は日平均O3量増、H2O量減に貢献



渦拡散係数および過飽和度の影響

- 下図(Fig.10)に示しているのは、2種類の渦拡散係数分布と 日平均O₃量のT₃における値/T₀における値の比の分布
 - K_{zz-A}: Garcia Munoz et al. [2005]の渦拡散係数使用 (Fig.8に同じ)
 - *K*_{zz-B}: Nair et al. [1994]の渦拡散係数使用
 - tau_B: K_{zz-A}使用、τ_{sat}/τ_{subl}の値をFig.8の10倍に
- 境界近くではほとんど差なし
- 渦拡散係数が増えるとO₃量は減 る←輸送によりH₂Oの過飽和が軽 減され、広く行き渡るためか



その他&ここまでのまとめ

- この1次元モデルでは潮汐の鉛直速度は考慮されていない
 理由1:潮汐温度に対応した潮汐風がわからない
 理由2:物質の移流の効果は温度変化による飽和の効果よりもずっと小さい
- H₂O氷の重力沈降も考慮されていない
 理由:渦拡散係数の設定による不確定性が大きくて意味がない
- これまでの研究で用いられてきた観測や光化学モデルの問題点
 ①比較に用いられるH₂OとO₃の観測データが同時に観測されたものとは限らない

②O3, H2Oともに長期気候変動の鍵を握る物質で、両者の反相関を反映した 光化学的感度が観測上の制約を与える(?)

③長期スケールの変動や化学的安定性研究のための光化学モデルは固定 された温度場や太陽入射角を仮定している

④光化学モデルは観測により定義づけがなされている

本研究の結果は潮汐により03の量が50%も変化することを暗示しており、今後は観測とモデルの比較や解釈において潮汐の効果を考慮した修正を行うことが必要である。

大気光放出について

- 大気光放出の観測により、大気の波の動きを推察可能
- 大気光放出の強さは励起状態となった分子の数に比例するため、
 大気光モデリングの正確さはそれら励起状態の光化学的時間スケールに大きく依存する
- さらには放射緩和時間スケールが日変化と同等な場合、正確な 大気光モデリングを行うには、励起状態の放射緩和・基底状態物 質の光化学・力学輸送のカップリングが不可欠である
- OH Meinelバンド大気光に関連する時間スケールの短い光化学 (振動緩和は0.01秒スケール)は時間スケールの長い光化学&輸 送と直接カップリングはせず、「局所化学平衡」を用いて計算する (振動エネルギーレベル0~9について)
- O₂赤外バンド大気光に関連するO₂(a¹Δg)の放射緩和時間は1.24
 時間と長めなので、光化学モデルとカップリング

OH Meinelバンド大気光放出

- 2つの極端ケースを仮定した計算
 - "collision cascade": すべての遷移について振動励起したOHを1レベルづつ 緩和する(放出最大)
 - "sudden death": すべての励起レベルのOHを一気にレベル0(基底状態)に 落とす(放出最少)



潮汐入りの方が大気光
 放出が大きくなる

Fig.13: T₀, T₂, T₃における 大気光放出の夜間平均 (collision cascade)



O2赤外バンド大気光放出

- 電子遷移 $a^1\Delta g \rightarrow X^3\Sigma_g^-$ に起因(時間スケール長め)
- O₂(a¹Δg)を独立した物質と仮定してその化学反応を導入して 計算(Table 1の通り)
- 昼の方がはるかに大気光放出が大きく、また低温・潮汐ともにO₃を増加するので、大気光放出も増大する(反応J11)
- 夜間は反応R36でしかO₂(a¹Δg)が生成されず、大気光放出は 小さい



「局所光化学平衡」

- 地球上層大気の大気光放出モデルでは伝統的によくこれが 仮定されるが、以下の2種類の誤差を生むもとでもある
 - 励起状態の分子と基底状態の分子の間の不適切な化学カップリング
 - 励起状態の分子と基底状態の分子の间の不過のな化子カップリング - 輸送過程の無視
- 潮汐なしの場合は日出頃を除いて日中の誤差は小さいが、
 潮汐ありでは日中の誤差が大きくなる
- 誤差は無視できない大きさである



Fig.17: O₂(a¹Δg)について誤差の検証

まとめ

- 鉛直1次元光化学モデルを用いて、下層大気(※大体高度80km以下)の波動と光化学のカップリング効果を調べた。
- 光化学時間スケール≪輸送時間スケールのため、式(6)の境界条件 を提唱した。
- モデルはH₂O, O₃, 大気光放出量の時間変化について自己整合的な 計算を行った。時間スケールが比較的長い励起状態分子種の自然放 出は、光化学~輸送カップリングの中に完全に組み込んで計算する 必要があることを明確に示した。
- 光化学・輸送・H₂O凝結昇華をカップリングさせたモデルに潮汐温度 変動を組み込むと、H₂O量がlocal timeに対し大きな変動と非対称性を 持つようになり、それに伴い日平均では潮汐温度変動なしの場合より HO_x量が減少、O₃量と大気光放出は増加した。
- 本研究で示された潮汐温度変動による物質量の変化は、長期スケールでの物質量変動にも影響を与えるものであり、観測の時空間平均値をもとにした従来の研究については、その結果の修正が求められる。