

Stone, S. W., Yelle, R. V., Benna, M., Lo, D. Y., Elrod, M. K.,
& Mahaffy, P. R. (2020).
Hydrogen escape from Mars is driven by seasonal and dust
storm transport of water
Science 370 (6518), 824-831.
<https://doi.org/10.1126/science.aba5229>

東京大学 M2 森悠貴
2020年12月14日 火星勉強会

Abstract

- H散逸の標準的なモデルでは、下層大気の H_2O から生成された H_2 が上層大気へ拡散し、解離してHが生成され、散逸する。
- 本研究では、MAVENに搭載されているNGIMSを用いて、 H_2 の代わりに H_2O が上層大気に直接輸送され、 H_2O がイオンによって解離されHを生成するということを示した。
- 上層大気の H_2O の量は、南半球の夏にピークのある季節変動をしていて、2018年のグローバルダストストームで急増した。
- 本研究では、 H_2O の輸送が現在のH散逸において支配的で、火星の気候の進化に影響を及ぼしてきたことを推定した。

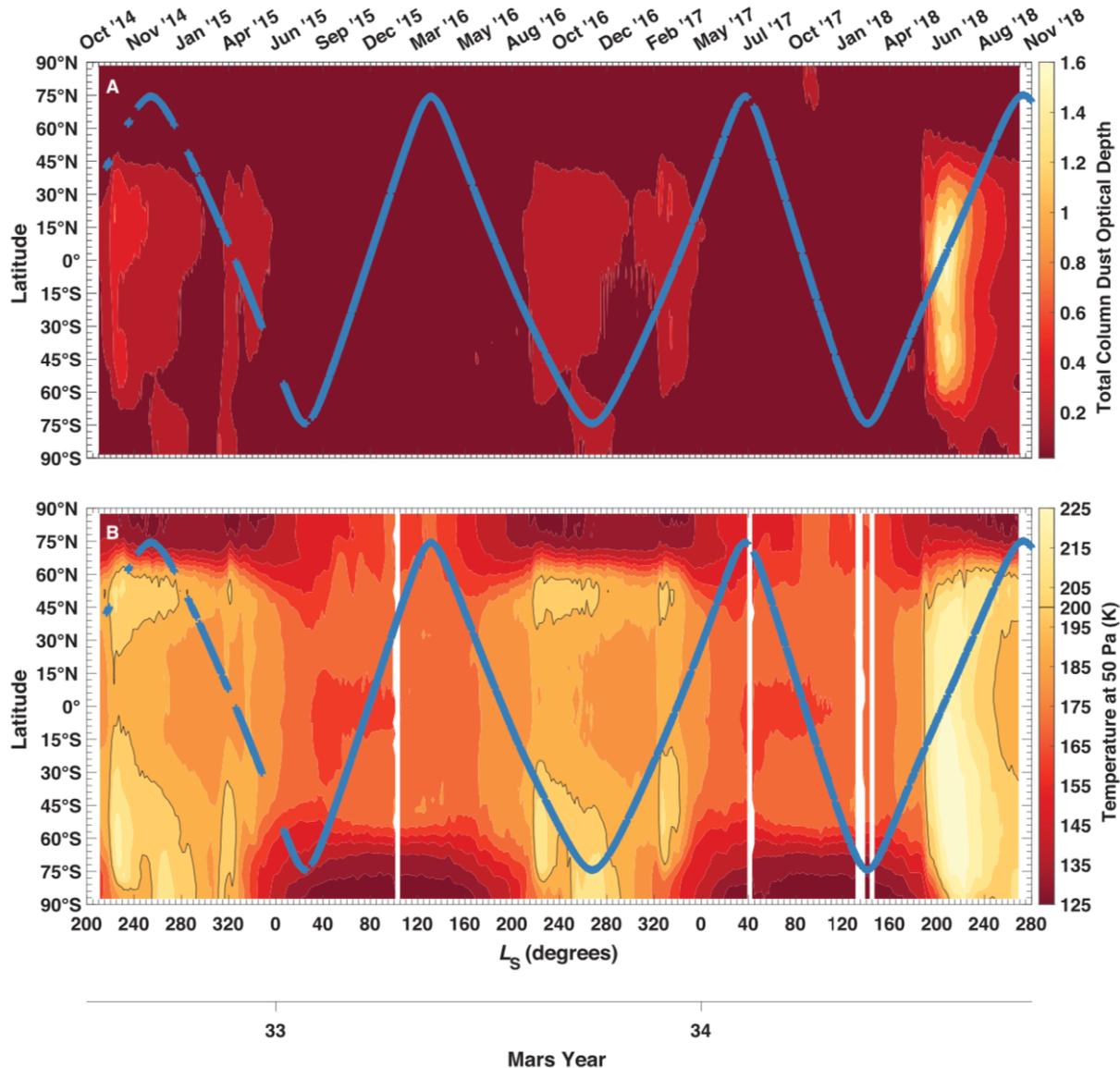
Introduction

- 火星大気と火星表層のD/H比から、火星初期にあったH₂Oのほとんどが宇宙へ散逸したということが示されている。
- この散逸を説明する標準的なシナリオは以下の通り。
 - H₂Oは、高度40～50km付近のhygropauseより下の下層大気に閉じ込められている(それより高度の高い冷たい層ではH₂Oが凝縮する)。
 - 下層大気の光分解とHO_x chemistryでH₂が生成される。
 - H₂はhygropauseを越えて上層大気へ拡散され、解離してHが生成され、宇宙へ散逸する。
- 上記の標準的なモデルでは、安定したH₂の拡散とHの散逸が生じる。
- 観測によって、exosphereのHの量に1桁のすばやい変動があることが示され、Hの散逸が季節変動し、ダストストーム中に増加するということが示された(Chaffin et al., 2014; Bhattacharyya et al., 2015; Clarke et al., 2017)。

Introduction

- ExosphereのHの量のすばやい変動の原因として考えられるのは、 H_2O の中層・上層大気への直接的な輸送である。
 - 近日点付近で太陽放射が高まる and/or 大気中のダストによって加熱が起こる結果として、hygropauseが温められて高度が上がり、 H_2O が中層・上層大気へ直接輸送され、 H_2O が中層・上層大気でイオンとの反応によりHに解離して散逸するのではないか、という仮説がある。
 - 観測によって、中層大気(~15-90 km)の H_2O 量が季節変動をし、ダストストームで鉛直分布が大きく変わることが示されている (Fedorova et al., 2018; Heavens et al., 2018; Vandaele et al., 2019; Aoki et al., 2019)。
 - 本研究では、MAVENに搭載されているNGIMSのデータを用いて上記の仮説を検証する。
 - 下層大気から上層大気へ輸送されてきた H_2O から生成される中間体(ex. H_2O^+ , H_3O^+)について調べる。
-
- ✓ NGIMSの観測(H_2O^+ , H_3O^+)
 - ✓ NGIMSの観測データから、上層大気の H_2O を計算
 - ✓ 光化学モデルを用いて、電離圏での H_2O の破壊率とHの生成率を計算

MAVENの観測



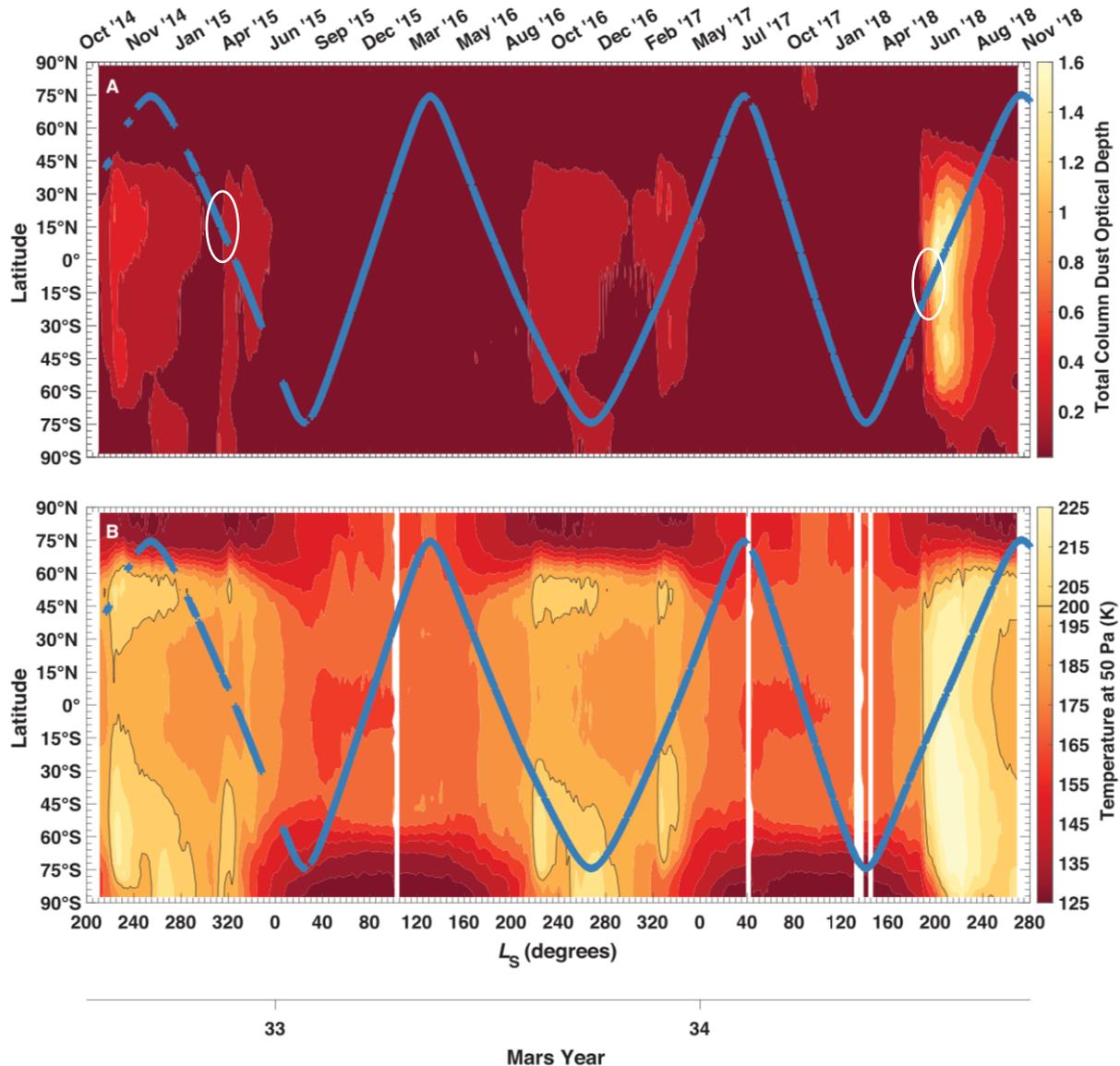
- Figure 1A: ダストの光学的深さ
 - the Thermal Emission Spectrometer on Mars Global Surveyor
 - the Thermal Emission Imaging System on Mars Odyssey
 - the Mars Climate Sounder on Mars Reconnaissance Orbiter
- Figure 1B: 昼側の中層大気の50Paでの温度
 - the Mars Climate Sounder on Mars Reconnaissance Orbiter

これらの値で、ダストイベントの発生や進化、緯度方向の分布が分かる。

- Dust storm: MY 32, 33→Regional
MY 34→Global

Figure 1

MAVENの観測



- Blue crosses: MAVENの近火点(高度 \sim 150 km)
- 近火点(高度 \sim 150 km)での大気を直接観測する。
- Regional dust stormの観測(14 Mar \sim 04 Apr 2015)
 - MAVENの近火点： $18^\circ\text{N} \rightarrow 8^\circ\text{N}$
 - dust storm発生時、MAVENの近火点は 13°N
 - $L_s=313^\circ$ 付近で南半球で発生。
- Global dust stormの観測(26 May \sim 26 Jun 2018)
 - MAVENの近火点： $21^\circ\text{S} \rightarrow 17^\circ\text{S}$
 - dust storm発生時、MAVENの近火点が 18°S
 - $L_s=189^\circ$ 付近で発生。

Figure 1

MAVENの観測

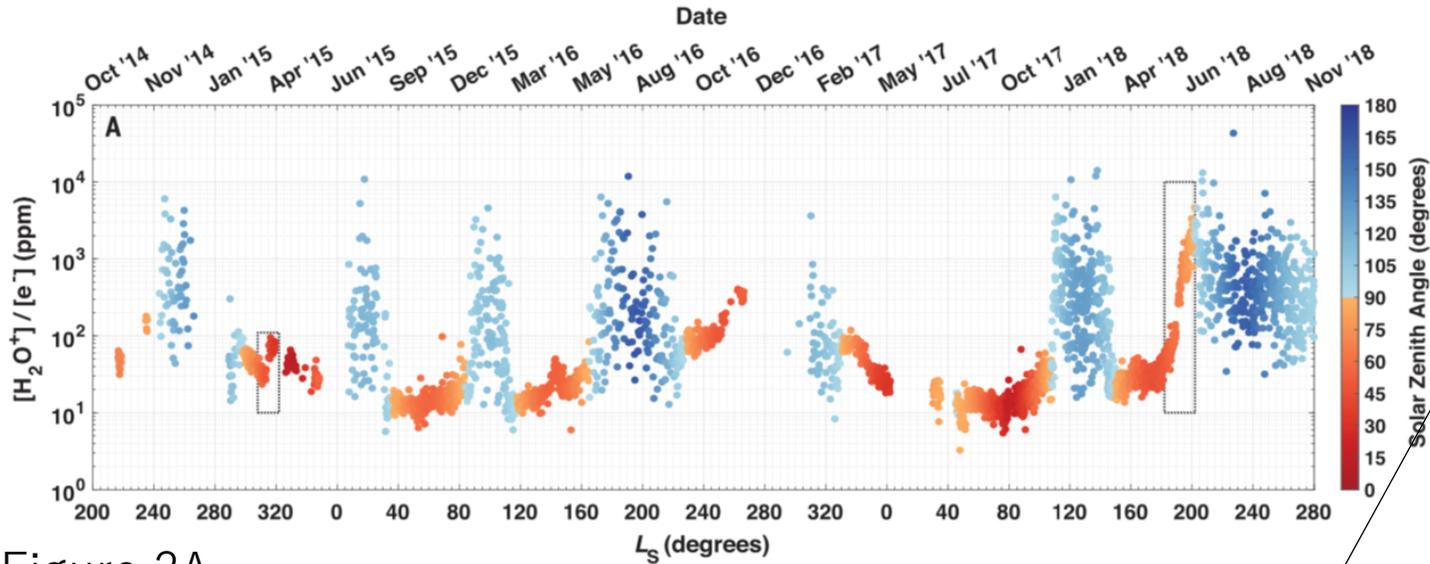


Figure 2A

夜側で $[H_2O^+]/[e^-]$ が高くなっている。

- H_2O のイオン化エネルギー(IP): 12.6 eV (低い)
- OHのプロトン親和力(PA): 6.14 eV (高い)
- 一般的に、大気のイオン化では、
 - IPの低い中性種から、IPの高い中性種を親とする陽イオンに電子が移る。
 - PAの低い種から、PAの高い種にプロトンが移る。
- 夜側ではあまりphotoionizationが起こらず、 H_2O^+ が豊富になる。

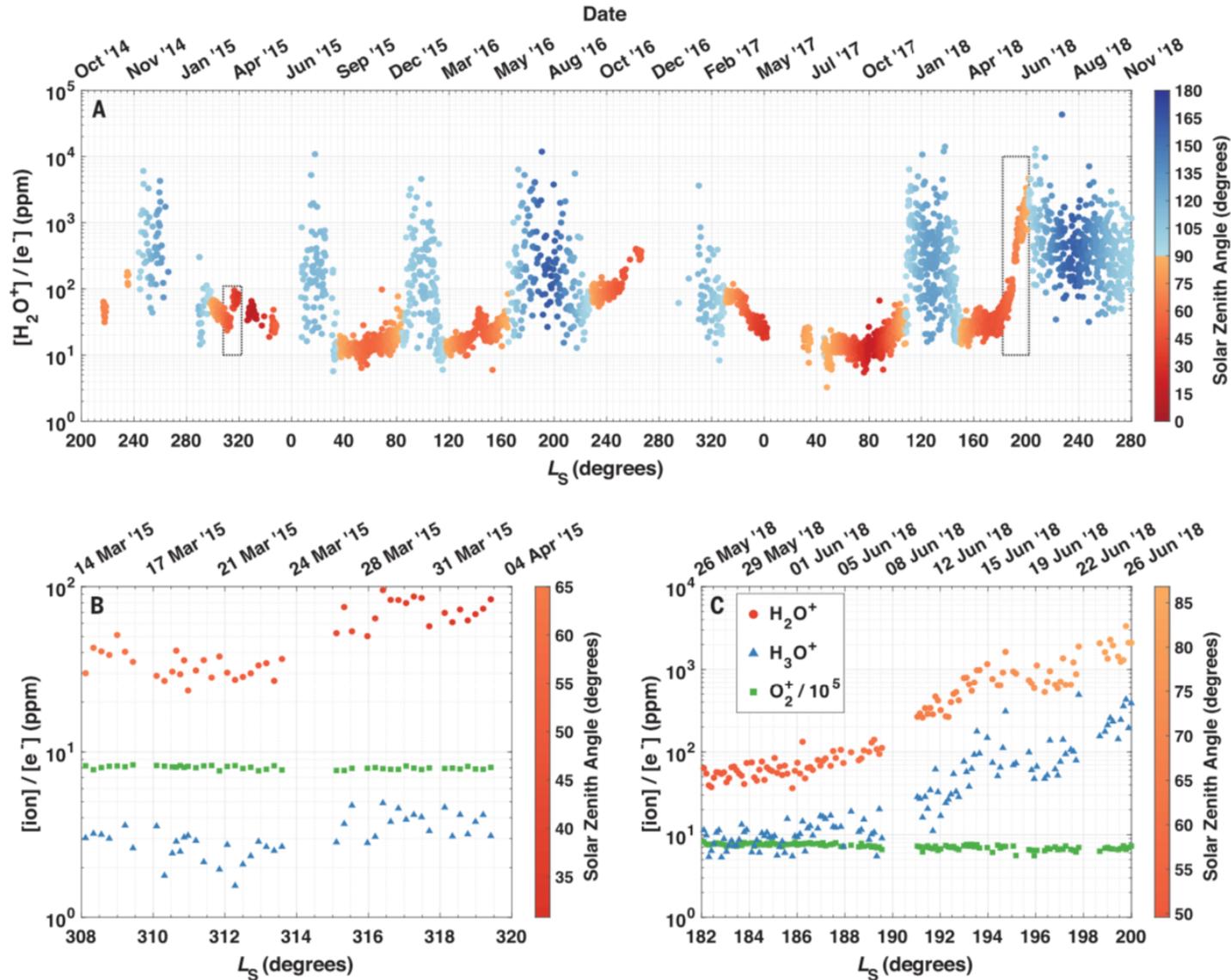
Figure 2A-C

- NGIMSで観測された H_2O^+ と H_3O^+ の量 (電子の量で規格化)
 - 高度: 150 km
 - 1パス平均

Figure 2A

- 2桁にわたる日変化(赤:昼側、青:夜側)
- $L_s=270^\circ$ で最大、 $L_s=40^\circ$ で最小となる季節変動。
- 昼側電離圏で1桁以上の変動。
- ピークのタイミングは、
 - 中層大気の H_2O (Fedorova et al., 2018; Heavens et al., 2018)
 - ExosphereのHとD (Bhattacharyya et al., 2015; Clarke et al., 2017; Mayyasi et al., 2019)
 - H散逸率 (Halekas, 2017; Bhattacharyya et al., 2017; Chaffin et al., 2018)
 の観測結果と一致。
- MY 32 $L_s=315^\circ$, MY 34 $L_s=190^\circ$ のダストストームと同時に大きく急増(→Fig. 2B,C)。

MAVENの観測



Global dust storm (Fig. 2C)

- 8 Jun '18~10 Jun '18の二日間で
 - $[H_2O^+]/[e^-]$: 106→327 ppm (3.1倍)
 - $[H_3O^+]/[e^-]$: 11→28 ppm (2.5倍)
- MAVEN IUVSによる上層大気の CO_2 (Chaufray et al., 2020)やMAVEN NGIMSによる上層大気の CO_2, Ar, O (Elrod et al., 2020)で見られたダストストームによる影響のタイミングと一致。

Regional dust storm (Fig. 2B)

- 季節的なトレンドで減少している間に、ダストストームによって上向きの摂動が起こった。
- 二日間で
 - $[H_2O^+]/[e^-]$: 32→73 ppm (2.3倍)
 - $[H_3O^+]/[e^-]$: 2.4→3.9 ppm (1.6倍)

Figure 2

上層大気の水素分子 (H₂O)

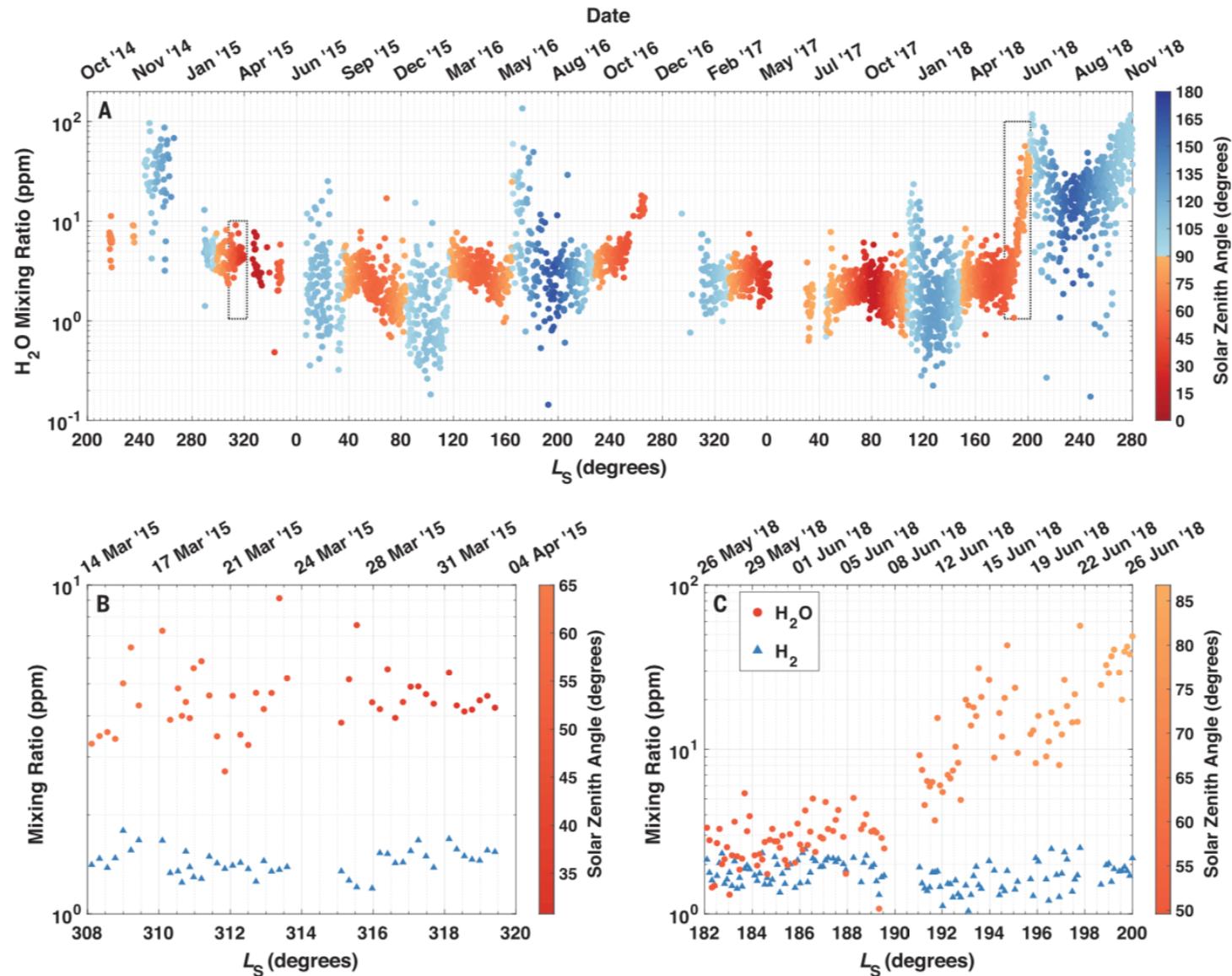
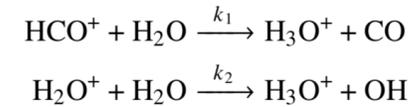
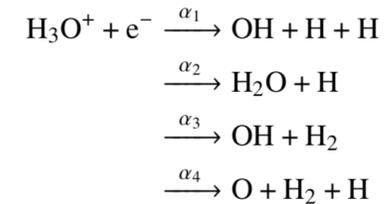


Figure 3

Figure 3A

- H_2O^+ と H_3O^+ の増加の原因が、 H_2O の上層大気への流入であると仮定して、NGIMSが観測した H_2O^+ , H_3O^+ , HCO^+ , e^- の密度から H_2O の量を計算した。
 - H_3O^+ が光化学平衡であると仮定 (昼側では妥当)



$$(\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 + \alpha_4)[H_3O^+][e^-] = (k_1[HCO^+] + k_2[H_2O^+])[H_2O],$$

Figure 3B, C

- 上記の方法で計算した H_2O
- NGIMSで観測された H_2

上層大気のH₂O

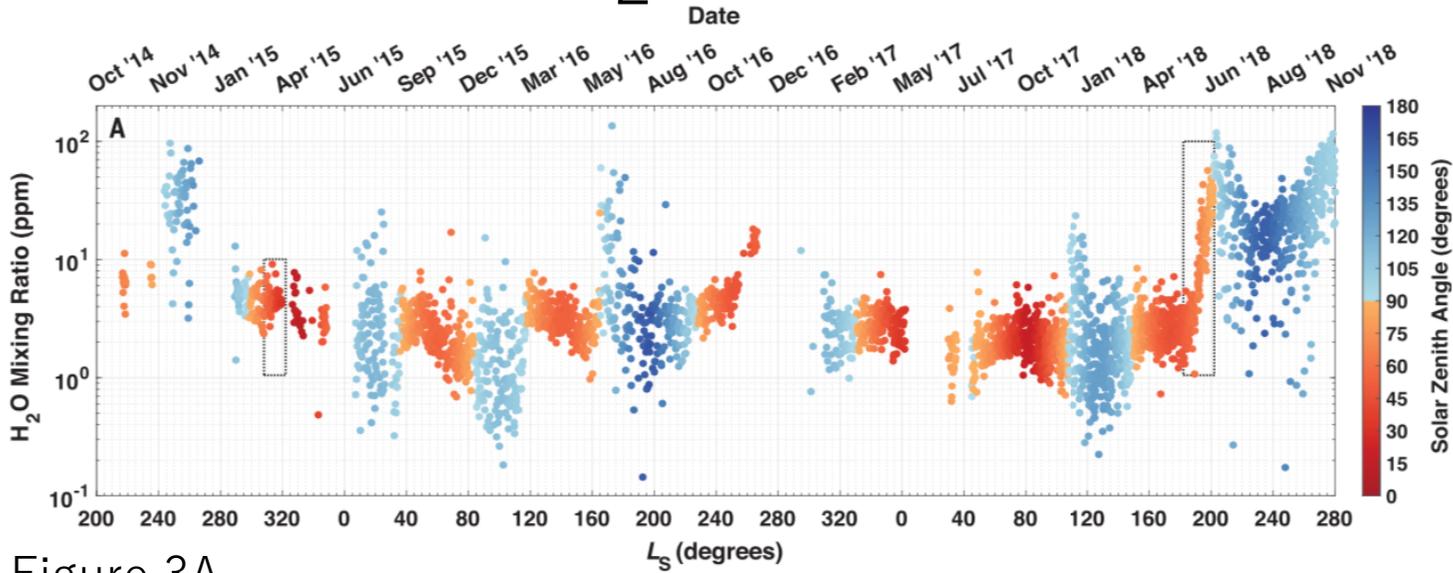


Figure 3A

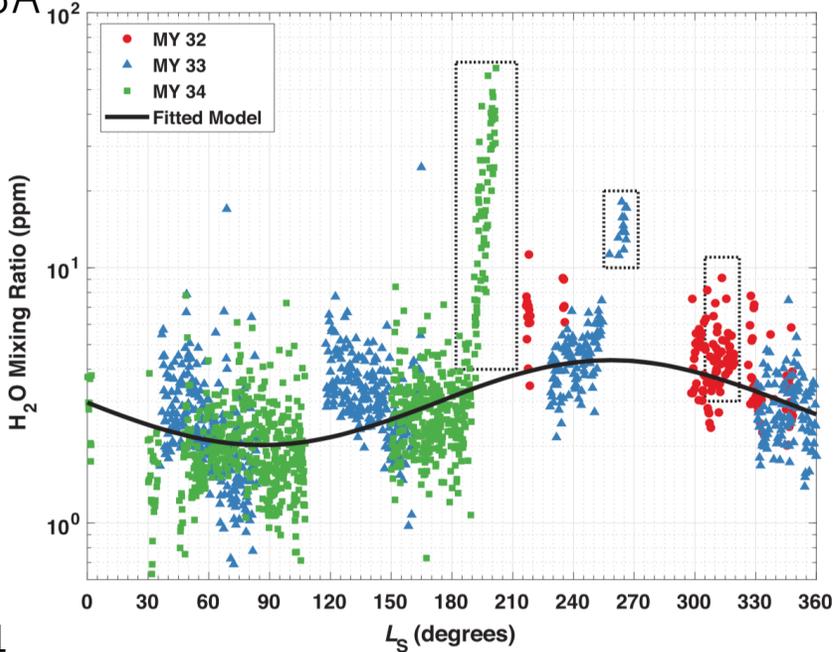


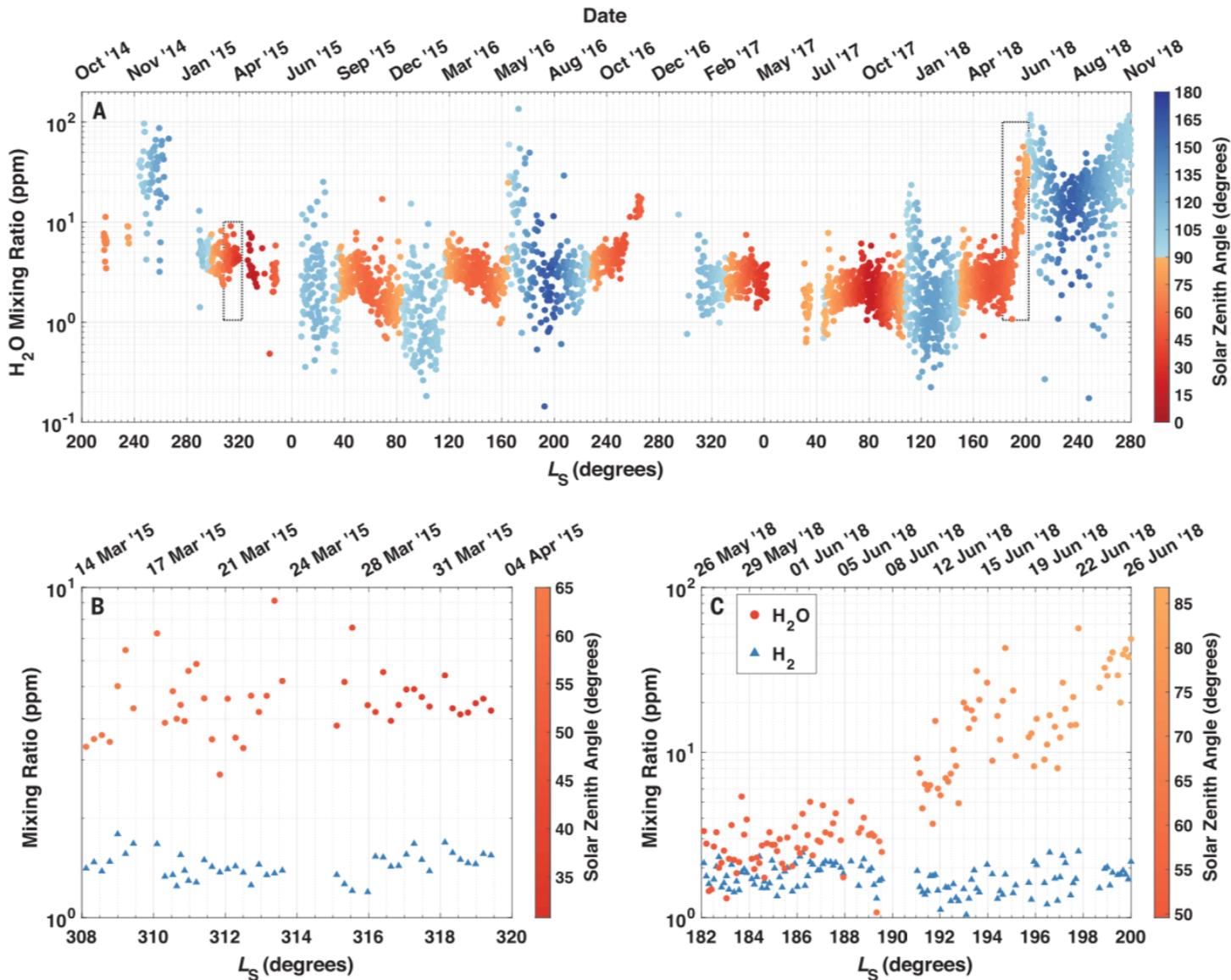
Figure 4

Figure 3A

- H₂Oの日変化はH₂O⁺より小さい。
 - 中性大気は電離圏より化学的に安定
 - Ls=250°とLs=270°の間で最大となる季節変動。
 - ピークのタイミングは、
 - 中層大気のH₂O (Fedorova et al., 2018; Heavens et al., 2018)
 - ExosphereのHとD (Bhattacharyya et al., 2015; Clarke et al., 2017; Mayyasi et al., 2019)
 - H散逸率 (Halekas, 2017; Bhattacharyya et al., 2017; Chaffin et al., 2018)
- の観測結果と一致。
- 全期間で>1 ppm, 南半球の夏で>10ppm

- Fig. 4のフィッティングの結果では、
 - 最大: 4.3ppm at Ls=259°
 - 最小: 2.0ppm at Ls=86°
 - 2倍以上の変動

上層大気の水素分子



Global dust storm (Fig. 3C)

- 二日間で3.0→7.1 ppm (2.4倍)
- その後も増え続け、L_S=204°で>60ppm
- 2018年末までの5ヶ月間、持続的に数10ppmが保たれる。

Regional dust storm (Fig. 3B)

- 二日間で4.6→4.9 ppm (7%増加)
- 季節変動で減少している期間。

- Dust stormで、上層大気の水素分子が素早く増加する。
- 小さなdust stormでも、観測可能な影響がある。

Figure 3

先行研究との比較

MY32 regional dust storm

- Fedorova et al., 2018
 - Mars Expressでの観測
 - H₂O mixing ratioの季節変動(Ls=315°付近で増加)
 - Hygropause高度の上昇、中層大気への水の流入を示唆。
- Heavens et al., 2018
 - MCSでの観測
 - Hygropauseが65-70kmに上昇

MY34 global dust storm

- Vandaele et al., 2019
 - Trace Gas Orbiter (TGO)での観測
 - Ls=196.64°, 80-83°S, 高度50kmでH₂O~100ppm
 - Ls=196.64°, 51-59°N, 高度40km以下でH₂O~250ppm
 - 中層大気への水の流入を示唆。
- Fedorova et al., 2020; Aoki et al., 2019
 - TGOでの観測
 - 5-10ppmのH₂Oが高度90-100kmまで広がっていた。
- Heavens et al., 2019
 - MCSでの観測
 - 高度50kmでH₂O~300ppm

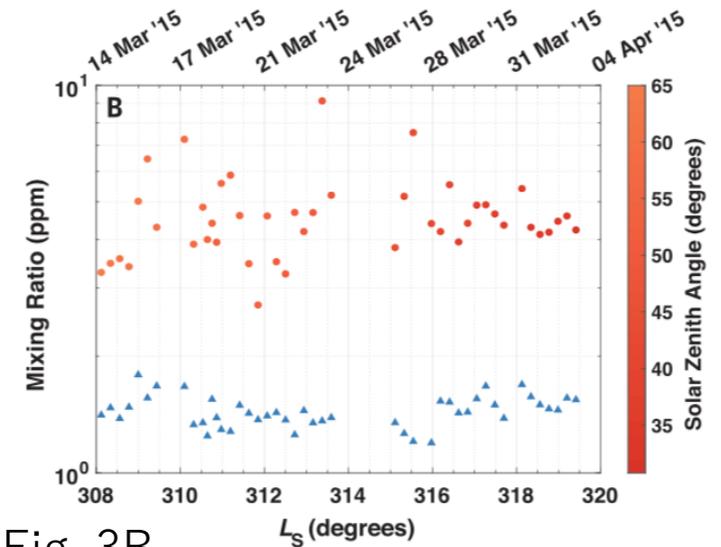


Fig. 3B

本研究(高度~150km)のH₂Oの増加と、中層大気のH₂Oの増加のタイミングが一致。

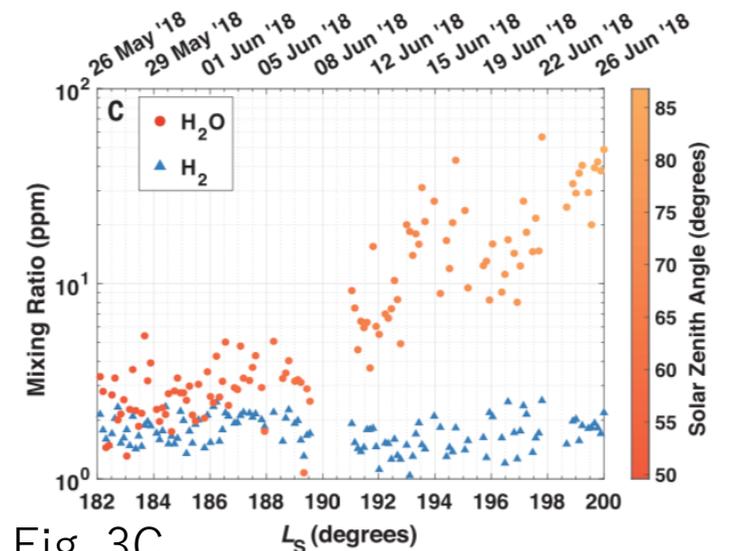


Fig. 3C

上層大気のH₂

- H₂は主にCO₂⁺と反応してHを生成し、Hが散逸する。
- Fig. 3B, Cより、上層大気のH₂は季節変動やダストストームによる影響がない。
- H₂は、上層大気のHの変動の原因となるソースではない。

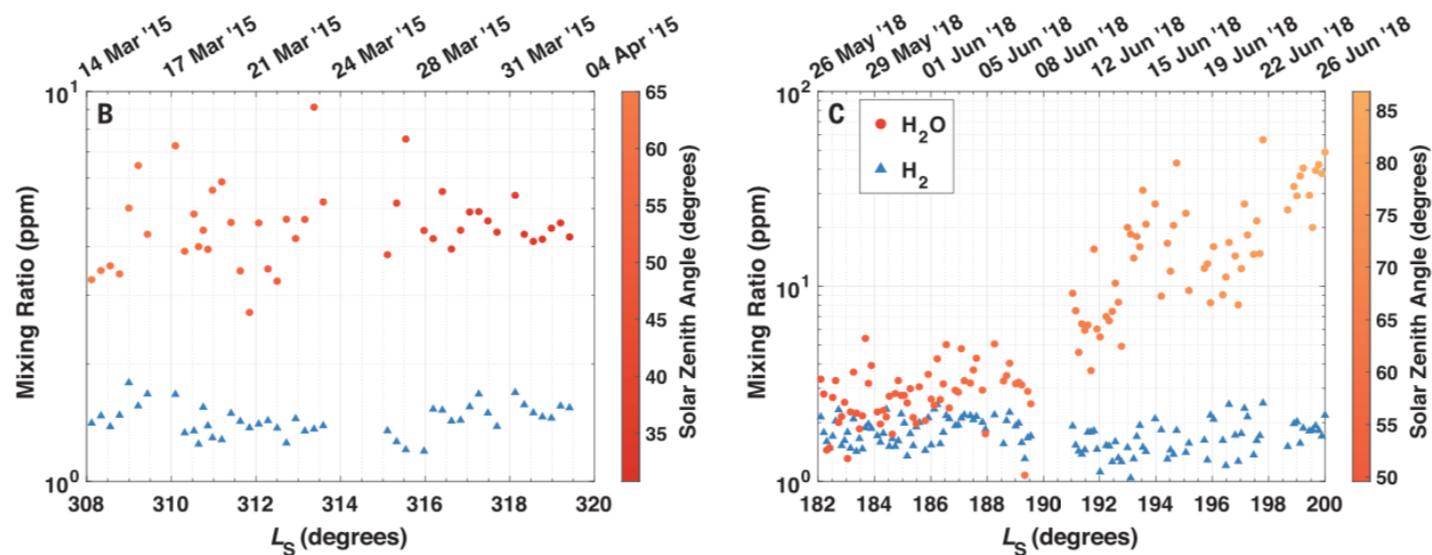


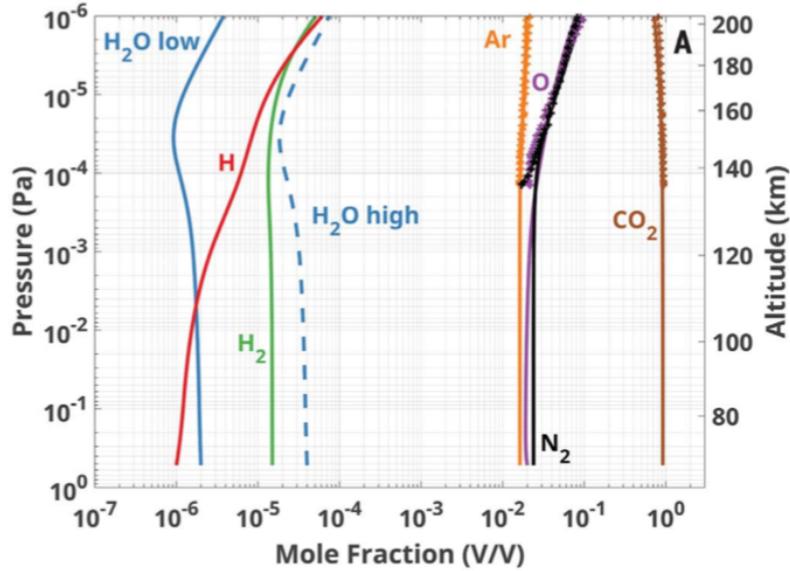
Figure 3

H散逸のソースとなるH₂Oについて

- H散逸におけるH₂Oの影響を調べるために、光化学モデルを考える。
- 電離圏でのH₂Oの破壊率とHの生成率を計算する。
- Vuitton et al., 2019; Lo et al., 2020のモデルを適用。
 - 1次元モデル
 - 34の中性種と33のイオン種について、80~250kmの間で解く。
 - Photolysis, chemical reactions, diffusion of neutralsが含まれている。
- Inputs
 - MAVEN Deep Dip (DD) 2 campaign (MY32 Ls=329°)の観測データの平均値
 - DD campaign: MAVENが高度~125kmの低い高度を通る。
 - DD2 campaign: subsolar近くを通り、SZAや緯度があまり変わらない→経度方向の平均値になる
 - Lower boundary
 - N₂, Ar, CO, O, H₂O, H, H₂, Heのモル分率を固定
 - 他の種は化学平衡を仮定
 - Upper boundary
 - H, H₂, Oのeffusion velocity=10m/s
 - 他の種は拡散平衡を仮定

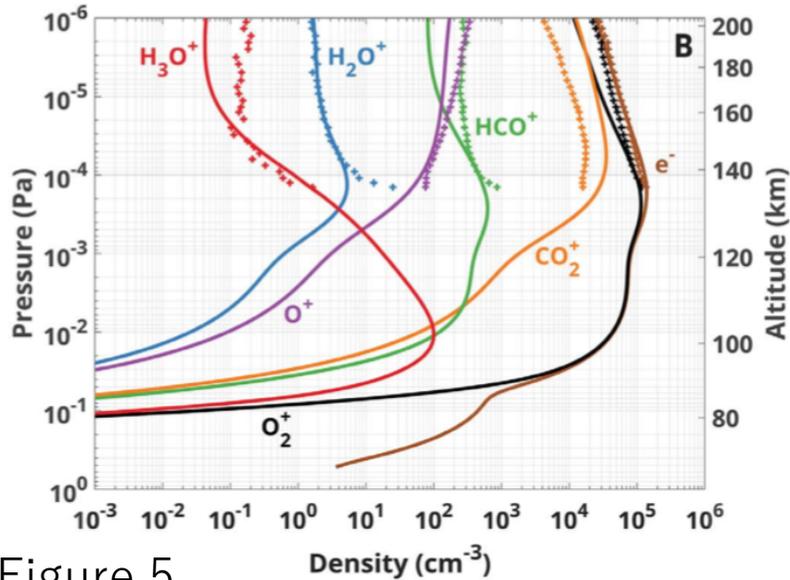
H散逸のソースとなるH₂Oについて

Fig. 5A



- Lines: モデルで求めた中性種の量
- Crosses: NGIMSの観測データ
- H₂O
 - Fig4 Ls=71°の結果と合うように高度80kmで2ppmを仮定(Low H₂O)。
 - 高度~160kmまでは光分解によって減少、それより上では分子拡散が支配的になり増加。
 - (点線は、Fig4 MY34のダストストーム時の結果と合うように、高度80kmで430ppmを仮定したもの(High H₂O)。)
- O
 - 高高度で観測と合うように、高度80kmでの量を2%と仮定。

Fig. 5B



- Lines: モデルで求めたイオン種の量
- Crosses: NGIMSの観測データ
- 高度140-150kmで、モデルの結果と観測結果が25%以内で一致している。
- 高高度やMAVENの近火点付近では一致していない
 - モデルではイオンの拡散が無視されているため、高高度ではモデルの誤差が大きい。
 - 近火点付近では衛星が水平に動くため、観測の誤差が大きい。

H散逸のソースとなるH₂Oについて

Fig. 5C: Low-H₂OモデルでのChemical reaction rates
 Fig. 5D: High-H₂OモデルでのChemical reaction rates

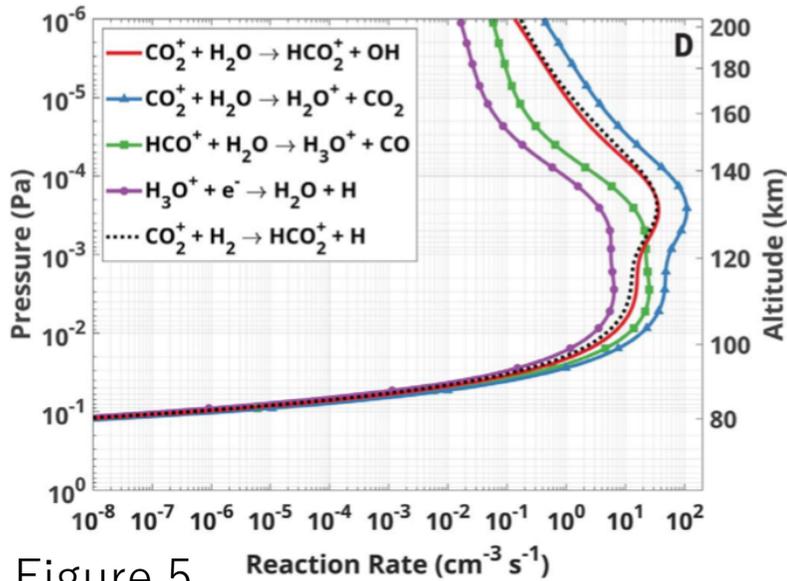
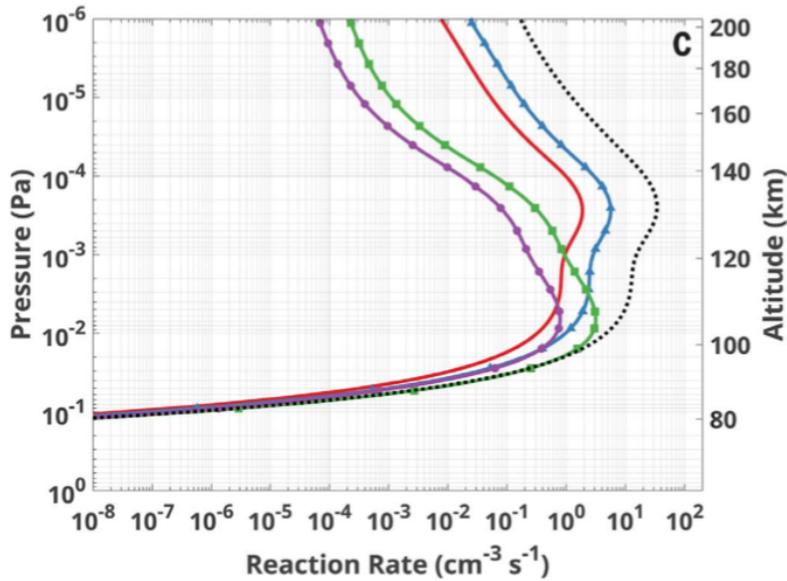


Fig. 5C, Dの結果を積分して、Table 1の結果を得る。

- Low-H₂O
 - H生成率 : $5 \times 10^7 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
- High-H₂O
 - H₂O破壊率 : $1.4 \times 10^9 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
 - H生成率 : $2.8 \times 10^9 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
- H₂のCO₂⁺による破壊(Fig5C,D黒点線)でのH生成率 : $9.6 \times 10^7 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
 - H₂Oの破壊によるH生成率(Low-H₂O)の二倍以下
 - H₂Oの破壊によるH生成率(High-H₂O)よりかなり低い
 → H₂Oの光分解よりも、電離圏でのH₂Oの破壊の方がH散逸にとって重要である可能性がある。

先行文献のH散逸率
 $10^7 \sim 5 \times 10^9 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$
 (e.g., Halekas, 2017)

Reaction	Column rate ($\text{cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	
	Low H ₂ O	High H ₂ O
<i>H₂O production</i>		
$\text{H}_3\text{O}^+ + \text{e}^- \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{H}$	0.1×10^7	1.99×10^8
<i>H₂O destruction</i>		
$\text{CO}_2^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{O}^+ + \text{CO}_2$	1.6×10^7	6.35×10^8
$\text{HCO}^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_3\text{O}^+ + \text{CO}$	0.5×10^7	7.56×10^8
$\text{CO}_2^+ + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_2^+ + \text{OH}$	0.5×10^7	2.18×10^8
<i>H production</i>		
Total H production from H ₂ O	5.0×10^7	2.85×10^9
Total H production from H ₂	1.9×10^8	1.9×10^8

Figure 5

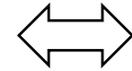
Table 1

Implications for climate evolution

- 初期の研究では、H₂Oはhygropauseによって低高度にトラップされると仮定されていた。
- 中層大気の観測で、ダストストームによって中層大気までH₂Oが輸送されることが分かった。
- しかし、Hは光分解のみから生成されると仮定され、モデルでは電離圏でのH₂Oの破壊が無視されていた。
- 本研究では、電離圏にH₂Oが多く存在していることを示し、電離圏でのH₂Oの破壊によってHが生成されることを示した。

H₂Oの電離圏での破壊の時定数：4時間

Electron recombinationによるH生成の時定数：~20s



H₂Oの光分解の時定数： 2×10^5 s

→電離圏に輸送されたH₂OはすぐにHに変わる。

- これまでのモデル：下層でのH₂の生成とその遅い拡散にコントロールされていた。
- 本研究：どの程度のH₂Oがhygropauseを超え、中層大気から電離圏へ輸送されるかが重要。
- Krasnoplosky et al., 2019で求められた、H散逸フラックスを表す式 $F = 1.6 \times 10^8 + 1.4 \times 10^{13} f \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (1)
fは高度80kmでのH₂O mixing ratio
 $1.6 \times 10^8 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ はlower boundaryとして仮定されたH₂ mixing ratio 15ppmの分のフラックス
本研究のLow-H₂Oの値(f=2ppm)を代入すると、第二項(電離圏でのH₂O破壊の寄与)は $2.8 \times 10^7 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。
本研究のLow-H₂OでのH生成率(from H₂O)の約半分であり、50%が散逸すると考えられる。
→この結果は高度80kmでのHやH₂の境界条件に左右されるため、正確には分からない。
- NGIMSのデータは125kmまでしかないため、それより低高度については一次元モデルに基づいているが、実際の大気はより複雑で、モデルでは説明しきれていない。

Implications for climate evolution

- 水の上層大気への輸送は火星の気候変動を考える上で重要。
 - ダストストームがない年には、高度80kmでのH₂O mixing ratioを2ppmと仮定して、
 - H₂Oから生成されるH： $3.0 \times 10^{15} \text{cm}^{-2}$
 - H₂から生成されるH： $1.1 \times 10^{16} \text{cm}^{-2}$
 - MY34のようにグローバルダストストームがある年には、高度80kmでのH₂O mixing ratioを430ppmと仮定して、
 - H₂Oから生成されるH：45日間で $1.1 \times 10^{16} \text{cm}^{-2}$
- 1つのグローバルダストストームで、1MY分のHが生成される。
- 過去のダストストームも考慮すると、より多くのHが散逸されたということになる。