



**HAL**  
open science

# L'échappement atmosphérique Martien : analyses des données MAVEN

Antoine Martinez

► **To cite this version:**

Antoine Martinez. L'échappement atmosphérique Martien : analyses des données MAVEN. Planétologie. Sorbonne Université, 2020. Français. NNT : 2020SORUS347 . tel-03359625

**HAL Id: tel-03359625**

**<https://theses.hal.science/tel-03359625>**

Submitted on 30 Sep 2021

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

# Sorbonne Université

Ecole doctorale d'Astronomie & d'Astrophysique d'Ile-de-France – ED 127

*Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS)/HEPPI*

## **L'échappement atmosphérique martien : Analyse des données MAVEN**

Par Antoine MARTINEZ

Thèse de doctorat de planétologie

Présentée et soutenue publiquement le mercredi 24 Juin 2020

Devant un jury composé de :

Philippe SAVOINI	Professeur Sorbonne Université	Président du Jury
Iannis DANDOURAS	Directeur de Recherche	Rapporteur
Cesar BERTUCCI	Directeur de Recherche	Rapporteur
Pierre-Louis BLELLY	Directeur de Recherche	Examineur
Beatriz SANCHEZ-CANO	Chargé de Recherche	Examinatrice
François LEBLANC	Directeur de Recherche	Directeur de thèse
Ronan MODOLO	Maître de conférences	Co-directeur de thèse
Olivier WITASSE	Directeur de Recherche	Encadrant de thèse

25  
26  
27  
28  
29  
30  
31  
32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50  
51  
52  
53  
54

55  
56  
57  
58  
59  
60  
61  
62  
63  
64  
65  
66  
67  
68  
69  
70  
71  
72  
73  
74  
75  
76

*« Ils ne savaient pas que c'était impossible,  
alors ils l'ont fait. »*

*Mark Twain*

## Remerciements

78            Cette section ne pourra jamais être assez parlante pour exprimer la chance que j'ai eu  
79 de pouvoir réaliser mon doctorat au sein de l'équipe du LATMOS. Les écrits, bien que devant  
80 rester, ne remplacent pas les actes. Ces trois années de thèse sont pour moi une expérience  
81 formidable et enrichissante que je dois à ceux que j'ai rencontré, à ceux avec qui j'ai échangé  
82 et à ceux que j'ai côtoyé.

83            Merci à mes directeurs de thèse, François Leblanc et Ronan Modolo, pour avoir eu  
84 confiance en moi et m'avoir invité à participer à cette grande aventure de la thèse en  
85 planétologie. Bien que s'améliorer soit aussi bien un objectif personnel que professionnel, vous  
86 êtes de ceux qui nous encouragent et nous inspirent à nous dépasser et toujours aller plus loin.  
87 Votre patience, votre bonne humeur et votre sérieux ont grandement contribué à la sérénité de  
88 cette thèse. Merci de m'avoir envoyé en conférence où j'ai pu voir des pays que je ne  
89 connaissais pas et faire de belles rencontres et découvertes. François, merci à toi pour ce que tu  
90 m'as transmis et que j'espère pouvoir un jour retransmettre à mon tour. Ronan, merci de  
91 m'avoir aiguillé et permis de faire des vacances. Ces heures en face d'élèves lors de travaux  
92 pratiques ont été profondément motivantes et éclairantes sur la joie que j'ai à partager des  
93 connaissances.

94            Merci à Olivier Witasse qui aura suivi ma thèse et me fit découvrir l'ESTEC. Merci à  
95 Jean-Yves Chaufray, qui a aussi passé plusieurs heures à m'écouter et dont les réponses m'ont  
96 souvent ouvert les yeux.

97            Merci à l'ensemble de l'équipe du LATMOS présent durant ma thèse et avec qui j'ai pu  
98 partager de bons moments. La bonne humeur et l'ambiance régnant au sein de ce laboratoire  
99 m'ont charmé. Merci à mes collègues de bureau présents et passés : Manuel, Marie, Elisabeth,  
100 Léa, Adrian, Norberto. On se souviendra longtemps de la fameuse fenêtre du 405 qui aura mis  
101 plus de 3 doctorats pour être réparé. Merci à Lora de la part de Marc-Aurèle (elle comprendra !)   
102 pour nos échanges et la bonne humeur qui s'en dégagait. Merci à Cristelle pour nos discussions  
103 sur le LATMOS, le Lidar ou encore la RATP/SCNF ! Merci à Irina et à Evelyne pour nos  
104 discussions et toute l'aide administrative que vous avez pu m'apporter et les encouragements.  
105 Merci à Anni qui, en face de mon bureau, a toujours pris le temps de m'écouter et m'aura donné  
106 une vision des situations qui ont éloigné mes doutes. Merci à l'équipe des jeunes planétologues,

107 une équipe rafraichissante dont j'espère qu'elle se maintiendra au travers des générations de  
108 doctorants à venir.

109           Merci à Anni Määttanen et à Sébastien Lebonnois d'avoir accepté de faire partie de mon  
110 comité de suivi de thèse. Merci à Iannis Dandouras et Cesar Bertucci d'avoir accepté d'être  
111 rapporteurs de cette thèse. Merci également à Philippe Savoini, Pierre-Louis Blelly et Beatriz  
112 Sanchez-Cano d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse pour évaluer mon travail.

113           Merci à l'équipe MAVEN qui m'a accueilli et avec qui j'ai eu le plaisir de travailler. Je  
114 les remercie pour leur encouragement, pour les discussions que nous avons eues, pour m'avoir  
115 expliqué des phénomènes dont je n'avais pas conscience. Au travers des conférences de  
116 MAVEN, j'ai pu me rendre compte ce que « équipe de chercheur d'un projet » signifiait.

117           Merci aussi à François Poulet, de l'Institut d'Astrophysique Spatiale, avec qui j'ai eu la  
118 chance de travailler et qui m'a offert mes premiers stages dans la recherche.

119           Je pense aussi beaucoup à ma famille et à mes amis en écrivant ces lignes. Ils savent  
120 déjà que leur présence a été pour moi d'un grand soutien et de véritables bouffées d'air frais  
121 dans les moments les plus tendus. Vous avez toujours cru en moi. Ma seule tristesse est que ma  
122 grand-mère maternelle, arrachée trop tôt en première année de thèse, n'ait pas pu assister à la  
123 fin de ma thèse.

124           Vous m'avez tous beaucoup apporté. Et en soi, c'est ce qui me marquera le plus durant  
125 cette thèse.

126

127

## Table des matières

129	<b>Remerciement .....</b>	<b>4</b>
130	<b>Table des matières .....</b>	<b>6</b>
131	<b>Introduction : Evolution de l'atmosphère martienne et de son échappement.....</b>	<b>9</b>
132	<b>A. Les trois âges martiens.....</b>	<b>9</b>
133	<b>B. Les réservoirs actuels d'atmosphère.....</b>	<b>11</b>
134	<b>C. Scénario d'évolution de l'échappement atmosphérique martien.....</b>	<b>14</b>
135	<b>Chapitre I : Mars, interaction avec le vent solaire et échappement atmosphérique .....</b>	<b>19</b>
136	<b>A. Structure verticale de l'atmosphère martienne .....</b>	<b>19</b>
137	<b>1. La composante neutre de l'atmosphère martienne .....</b>	<b>19</b>
138	<b>2. La composante ionisée de l'atmosphère martienne : l'ionosphère .....</b>	<b>22</b>
139	<b>B. Interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne .....</b>	<b>26</b>
140	<b>1. Environnement magnétisé de Mars .....</b>	<b>26</b>
141	<b>2. Processus d'échappement .....</b>	<b>33</b>
142	<b>3. Les facteurs contrôlant l'échappement atmosphérique .....</b>	<b>38</b>
143	<b>C. Etude de l'environnement martien jusqu'à MAVEN .....</b>	<b>41</b>
144	<b>1. Historique des missions Martiennes .....</b>	<b>41</b>
145	<b>2. MAVEN.....</b>	<b>43</b>
146	<b>Chapitre II : Impact des événements solaires sur les précipitations ioniques martiennes</b>	
147	<b>.....</b>	<b>48</b>
148	<b>A. Les événements solaires dans l'interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne</b>	<b>48</b>
149	<b>B. Détermination du flux précipitant observé par MAVEN .....</b>	<b>53</b>
150	<b>C. Etude de la variabilité des précipitations ioniques martiennes lors d'événements solaires</b>	
151	54	
152	<b>D. Synthèse.....</b>	<b>88</b>
153	<b>Chapitre III : Impact du rayonnement extrême ultraviolet solaire sur les précipitations</b>	
154	<b>ioniques martiennes.....</b>	<b>90</b>
155	<b>A. Effets du rayonnement extrême ultraviolet sur l'atmosphère martienne .....</b>	<b>90</b>
156	<b>1. Facteurs influençant le rayonnement EUV reçu sur Mars.....</b>	<b>91</b>
157	<b>2. Effet du rayonnement extrême ultraviolet sur l'environnement martien.....</b>	<b>94</b>
158	<b>B. Observation du flux EUV par MAVEN .....</b>	<b>99</b>
159	<b>C. Etude des variations du flux EUV sur les précipitations ioniques martiennes.....</b>	<b>100</b>

160	<b>D. Synthèse.....</b>	121
161	<b>Chapitre IV : Modélisation des précipitations ioniques martiennes et comparaison aux</b>	
162	<b>observations MAVEN .....</b>	<b>122</b>
163	<b>A. Les modèles décrivant les interactions plasma/objet.....</b>	123
164	<b>1. Les différentes approches pour résoudre les équations régissant les interactions</b>	
165	<b>plasma/objet.....</b>	124
166	<b>2. Le modèle utilisé : « <i>Latmos Hybrid Simulation</i> » (LatHyS) .....</b>	125
167	<b>B. Influence de la pression dynamique du vent solaire sur les précipitations ioniques</b>	
168	<b>martiennes : résultats de simulation LatHyS et observations MAVEN .....</b>	126
169	<b>C. Synthèse.....</b>	154
170	<b>Conclusion et perspectives.....</b>	<b>155</b>
171	<b>Acronyme .....</b>	<b>159</b>
172	<b>Table des illustrations .....</b>	<b>161</b>
173	<b>Table des tableaux .....</b>	<b>163</b>
174	<b>Bibliographie.....</b>	<b>164</b>
175	<b>Annexe I .....</b>	<b>181</b>
176	<b>Résumé .....</b>	<b>196</b>
177	<b>Abstract .....</b>	<b>196</b>
178		
179		
180		
181		
182		
183		
184		
185		
186		
187		





## 189 Introduction : Evolution de l'atmosphère martienne et de 190 son échappement

191 De nombreuses observations de la surface martienne suggèrent que l'eau liquide a été  
192 stable sur des échelles de temps géologiques à la surface de Mars, il y a plusieurs milliards  
193 d'année de cela ([Irwin et al., 2005](#) ; [Bibring et al., 2006](#)). De l'eau liquide stable à la surface de  
194 Mars pendant plusieurs centaines de million d'année ne peut s'expliquer que par une  
195 atmosphère dense dont la pression était au moins de l'ordre du bar. Aujourd'hui, Mars est une  
196 planète froide, aride à l'atmosphère peu dense où l'eau à la surface de Mars ne peut exister de  
197 façon stable qu'à l'état solide (glace) ou gazeux ([Bertaux, 2007](#)).

198 Deux procédés peuvent être à l'origine de la diminution de la pression atmosphérique  
199 martienne au cours de son histoire. Le premier est l'absorption ou captation de l'atmosphère  
200 (notamment de l'eau et du dioxyde de carbone) par le sol (adsorption ; [Zent et al., 1987](#) ;  
201 [Jänchen et al., 2009](#)) et d'éventuels océans ([Kahn et al., 1985](#)). Le second est l'échappement de  
202 l'atmosphère vers l'espace, facilitée par la faible gravité martienne ([Chassefière and Leblanc,  
203 2004](#)). La présence d'écoulement aqueux observée par Mars Global Surveyor (MGS ; [Malin et  
204 al., 2006](#)), de minéraux hydratés et de calottes glaciaires à la surface de Mars par Mars Express  
205 (MEX, [Chicarro et al., 2004](#)) et les mesures d'échappement neutre et ionique par MAVEN  
206 (« *Mars Atmosphere and Volatile Evolution* », [Jakosky et al., 2015](#) ; [2018](#)) sont les preuves que  
207 ces procédés ont influencé et contribuent encore à l'évolution de l'atmosphère martienne.

208 Dans ce chapitre introductif, après avoir rapidement rappelé les trois âges martiens  
209 dérivés de l'étude des cratères d'impact puis de l'observation des structures minéralogiques, je  
210 vais décrire les principaux réservoirs d'atmosphère actuels pour finir sur un scénario possible  
211 de l'évolution de l'échappement atmosphérique et de l'atmosphère martienne en fonction des  
212 âges.

### 213 A. Les trois âges martiens

214 Au cours des études de la surface martienne, plusieurs chronologies furent proposées  
215 afin d'expliquer les différentes structures géologiques et minéralogiques présentes à la surface  
216 de Mars. La première datation des structures géologiques martiennes fut obtenue grâce à la

217 méthode du comptage des cratères qui consiste à déterminer la distribution des cratères en  
218 fonction de leur diamètre sur un terrain donné ([Hartmann et Neukum, 2001](#)). La densité  
219 d'impact en fonction de la taille de l'impacteur est supposée avoir varié avec le temps, avec une  
220 densité d'impacteurs de taille kilométrique et métrique plus grande lors des premières phases  
221 du système solaire. Une chronologie du flux d'impacteurs en fonction de leur taille a ainsi pu  
222 être établie grâce aux retours d'échantillons de la surface lunaire. Une telle chronologie est  
223 supposée représentative du bombardement météoritique pour les planètes telluriques du  
224 système solaire interne dont Mars. Ainsi, plus la densité de cratères est élevée pour des tailles  
225 de cratères grandes, plus le terrain est estimé ancien. Ces méthodes ont permis d'estimer que  
226 les terrains cratérisés de l'hémisphère sud de Mars sont parmi les plus anciens et remontent  
227 jusqu'à 4.3 milliards d'années. À partir de cette méthodologie de comptage de cratères,  
228 l'histoire martienne a pu être divisée en trois périodes :

- 229 - Le Noachien caractérisé par des terrains fortement cratérisés qui se sont formés il y a  
230 plus de 3.5 milliards d'années.
- 231 - L'Hespérien caractérisé par des plaines moyennement cratérisées, formées entre 3.5 et  
232 2.9 milliards d'années.
- 233 - L'Amazonien caractérisé par des terrains légèrement cratérisés entre il y a 3.3 milliards  
234 d'années à aujourd'hui.

235 L'hémisphère sud de Mars est caractérisé par des terrains anciens datant majoritairement  
236 du Noachien alors que l'hémisphère nord, jeune et peu cratérisé, date principalement de  
237 l'Amazonien. Des études postérieures ([Bibring et al., 2006](#)), réalisées à partir de l'instrument  
238 OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité ; [Bibring et al.,  
239 2004](#)) de la mission Mars Express, ont permis d'analyser la nature minéralogique de la surface  
240 martienne. Ces analyses ont permis d'établir l'histoire géologique de Mars de façon  
241 indépendante de la cratérisation de sa surface, selon un système chrono-stratigraphique basé sur  
242 trois périodes (voir Figure M.1) :

- 243 - Le Phyllosien, caractérisé par la formation de phyllosilicates (argiles).
- 244 - Le Theiikien, caractérisé par une période d'activité volcanique accrue ayant relâché de  
245 grandes quantités d'eau et de soufre conduisant à la formation de grande quantité de  
246 sulfates.

247 - Le Siderikien, principalement caractérisé par la formation de grandes quantités d'oxyde  
248 ferrique anhydres.

## 249 **B. Les réservoirs actuels d'atmosphère**

250 Il existe actuellement trois grands types de réservoirs d'atmosphère sur Mars :  
251 l'atmosphère actuelle proprement dite, les glaces présentes à la surface et toute la cryosphère  
252 martienne, c'est-à-dire, l'atmosphère absorbée sous la surface.

253 - L'atmosphère martienne actuelle

254 Mars dispose d'une atmosphère de pression moyenne de ~6 mbar à sa surface qui, à titre  
255 de comparaison, est 166 fois moins dense que la pression terrestre (1 bar). Elle fut mesurée dès  
256 les années 60 par des observations au sol ([Owen, 1966](#)) et par les missions Mariner 4, 6, 7 et 9  
257 ([Kliore et al., 1965](#) ; [Barth, 1974](#)). La composition de l'atmosphère martienne est donnée par le  
258 Tableau T.1 et est principalement composée de dioxyde de carbone, d'argon et de diazote. Cette  
259 pression peut varier de 4 à 8 mbar selon la saison de l'année martienne. Avec une température  
260 moyenne de 210 K (-63 °C), variant selon la saison, l'atmosphère martienne est froide. Lors de  
261 l'hiver dans l'hémisphère sud, la température décroît fortement au point que le gaz carbonique  
262 présent dans l'atmosphère va pouvoir se condenser aux pôles pour former de la glace  
263 carbonique (du dioxyde de carbone à l'état solide), ce qui va diminuer la pression  
264 atmosphérique. A l'inverse, la sublimation de ces glaces en été va libérer d'importantes  
265 quantités de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, ce qui fera augmenter la pression ([Buhler et al., 2019](#)). Les  
266 deux autres espèces majoritaires (N<sub>2</sub> ; Ar) ne condensant pas, leur quantité relative au sein de  
267 l'atmosphère varie donc avec les saisons bien que leur quantité absolue ne varie pas ([Sprague  
268 et al., 2004](#)). Cette variation de la pression atmosphérique illustre les mécanismes qui vont relier  
269 les différents réservoirs d'atmosphère sur Mars et vont fortement influencer la quantité de  
270 matière au sein de l'atmosphère.

271 Les autres espèces sont des espèces minoritaires de l'atmosphère martienne. La présence  
272 du méthane (CH<sub>4</sub>) dans l'environnement martien, bien qu'encore sujet à débat, fait l'objet de  
273 nombreuses études car elle est interprétée comme indiquant qu'une activité géochimique ou  
274 microbienne pourrait, de nos jours, toujours avoir lieu sur Mars. Des observations en 1999  
275 depuis la Terre de Mars avaient suggéré sa présence dans l'atmosphère avec une abondance

276 autour d'un rapport de mélange en volume de 10 par milliard (ppbv) ([Krasnopolsky et al.,](#)  
 277 [2004](#)). Les instruments « *Thermal Emission Spectrometer* » à bord de la sonde Mars Global  
 278 Surveyor et « *Planetary Fourier Spectrometer* » à bord de Mars Express ont eux-aussi suggéré  
 279 la présence de méthane dans l'atmosphère, notamment au cratère Gale ([Forminaso et al., 2004](#)).  
 280 Une détection confirmée plus tard par l'instrument « *Sample Analysis at Mars* » du rover Mars  
 281 Science Laboratory Curiosity, qui se trouve au Cratère Gale depuis Août 2012 ([Webster et al.,](#)  
 282 [2015](#) ; [2018](#)) mais à un niveau bien plus faible de 0.69 ppbv, avec des pics inexplicés allant  
 283 jusqu'à 7.2 ppbv, suggérant que la source du méthane pourrait provenir de sa libération du sol  
 284 lors d'impact météoritique. Cependant, l'instrument « *Trace Gas Orbiter* » de l'orbiteur  
 285 ExoMars n'a pas détecté en 2019 de méthane au sein de l'atmosphère martienne malgré une  
 286 sensibilité accrue ([Korablev et al., 2019](#)), ce qui suggère l'existence d'un mécanisme de  
 287 destruction inconnue du méthane au sein de l'atmosphère.

288 **Tableau T.1** : *Composition moyenne de l'atmosphère martienne d'après [Owen et al., \(1977\)](#).*

<b>Espèce</b>	<b>Quantité relative</b>
Dioxyde de carbone ( $CO_2$ )	95.32%
Diazote ( $N_2$ )	2.7%
Argon ( $Ar$ )	1.6%
Oxygène ( $O_2$ )	0.13%
Monoxyde de carbone ( $CO$ )	0.08%
Vapeur d'eau ( $H_2O$ )	0.03% (variable)
Autres	< 0.15%

289

290 - Glaces en surface

291 Actuellement, Mars dispose de deux grandes calottes glaciaires présentes au pôle nord  
 292 et au pôle sud, majoritairement composées d'eau et de dioxyde de carbone. La glace d'eau a été  
 293 détectée pour la première fois, in-situ, par l'instrument « *InfraRed Thermal Mapper* » sur  
 294 l'orbiteur Viking dans la calotte glaciaire nord ([Kieffer et al., 1976](#)). Le radar MARSIS (« *Mars*  
 295 *advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding* ») à bord de Mars Express a estimé  
 296 à 11 mètres GEL (« *Global Equivalent Layer* » : hauteur d'un océan uniformément répartie à  
 297 la surface de Mars) la quantité d'eau piégée dans les couches gelées du pôle sud ([Plaut et al.,](#)

298 [2007](#)). Selon les travaux de [Carr and Head \(2003\)](#), la quantité de glace contenue dans les calottes  
299 glaciaires pourrait représenter jusqu'à 22 m GEL.

300 En parallèle, plus récemment, l'instrument MARSIS à bord de Mars Express a  
301 découvert l'existence d'une couche de 20 km de long à environ 1.5 km de profondeur  
302 réfléchissant les ondes radio sous la région Planum Australe, assimilé à la présence d'un vaste  
303 lac d'eau liquide ([Orosei et al., 2018](#)). L'hypothèse la plus probable serait que l'eau serait restée  
304 liquide en raison d'une hyper-salinité, mêlée à la pression de la glace au-dessus, permettant des  
305 conditions favorables à la stabilité de l'eau en phase liquide, comme le suggère certains  
306 analogues terrestres en Antarctique.

307 Dans le cas de la glace carbonique, il a été très tôt suggéré que les variations de la  
308 pression atmosphérique martienne (~26%) pouvaient être dû à des échanges du dioxyde de  
309 carbone entre l'atmosphère et les calottes polaires ([Hess et al., 1979](#)), suggérant aussi que les  
310 calottes polaires pouvaient contenir des quantités importantes de glace carbonique. Les  
311 observations réalisées par l'instrument « *Shallow Radar* » à bord de la sonde spatiale Mars  
312 Reconnaissance Orbiter ([Phillips et al., 2011](#)) ont identifié d'important dépôts de glace  
313 carbonique sous la calotte polaire sud allant de 9500 à 12500 km<sup>3</sup>, ce qui augmenterait la  
314 pression atmosphérique de 80% si ces glaces étaient injectées totalement dans l'atmosphère.

315

316 - Cryosphère martienne

317 La cryosphère fait normalement référence à l'ensemble des zones d'une planète ou  
318 satellite où l'eau reste à l'état solide. Ici, j'étendrai cette notion aux composés de l'atmosphère  
319 comme le dioxyde de carbone piégé dans le sol et sous la surface en la distinguant des glaces  
320 déjà présentes en surface comme les calotte glacières. La présence d'une cryosphère est une  
321 preuve du phénomène de captation puisque le sol est parvenu à piéger une partie des composés  
322 présents dans l'atmosphère. Selon certaines estimations ([Carr and Head, 2003](#)), de grandes  
323 quantités de glaces d'eau et de glaces carboniques pourraient être mélangées au sol martien,  
324 formant une couche de pergélisol (permafrost ; un sous-sol gelé en permanence) à l'instar de ce  
325 que l'on peut observer en Sibérie ou au Canada. Certains signes géologiques ont été ainsi  
326 interprétés comme des indices de l'existence de pergélisol à hautes latitudes martiennes  
327 ([Anderson, 1985](#) ; [Costard et al., 1993](#)). L'atterrisseur Martien « *Phoenix* », dont l'un des buts

328 était de creuser dans le pergélisol pour y rechercher la présence de glace, a mis en évidence leur  
329 présence en 2008 ([Mellon et al., 2009](#)).

330 Des études antérieures ont estimé l'épaisseur de la cryosphère martienne entre 2.3 km à  
331 l'équateur et à 6.5 km aux pôles ([Clifford, 1993](#)). Les mesures effectuées par l'instrument  
332 « *Gamma Ray Spectrometer* » ont permis de confirmer la présence à haute latitudes de  
333 réservoirs riches en hydrogène juste au-dessous de la surface ([Boyton et al., 2002](#)). L'eau et le  
334 dioxyde de carbone peuvent aussi être absorbés par les grains dans le régolithe martien. [Jakosky  
335 and Edwards \(2018\)](#) estiment d'ailleurs que 40 mbar de CO<sub>2</sub> pourraient être relâchées dans  
336 l'atmosphère martienne si on utilisait les 100 premiers mètres de la surface martienne. Le  
337 dioxyde de carbone peut être piégé dans des minéraux carbonés comme les carbonates qui sont  
338 considérés comme les vestiges d'une atmosphère épaisse en CO<sub>2</sub>, certains sont d'ailleurs  
339 visibles au niveau de Nili Fossae ([Ehlmann et al., 2008](#)). Mais, contrairement à ce qui était  
340 attendu, seul quelques zones de carbonate furent détectées, loin de ce qui aurait dû être si un  
341 océan avait recouvert Mars. [Jakosky and Edwards \(2018\)](#) estiment la contribution de ces  
342 matériaux à l'atmosphère en dioxyde de carbone de 0.25 à 12 mbar.

### 343 C. Scénario d'évolution de l'échappement atmosphérique martien

344 Les conditions solaires ont évolué depuis la formation du soleil à nos jours. Le  
345 rayonnement ultraviolet solaire était beaucoup plus important à cette époque qu'il ne l'est  
346 actuellement, comme on peut l'observer sur des étoiles analogues solaires plus jeune ([Ribas et  
347 al., 2005](#)). En utilisant le satellite Hubble pour observer des analogues solaires, [Wood et al.  
348 \(2002\)](#) ont pu estimer le taux de perte de masse annuel du soleil depuis sa formation et ainsi  
349 évaluer que le flux du vent solaire était 1000 fois plus intense il y a 4.6 à 4.5 milliards d'années.  
350 [Newkirk \(1980\)](#) propose comme explication que la rotation du Soleil jeune était beaucoup plus  
351 rapide, ce qui favorise l'éjection de la matière dans l'espace. Cette rotation a ralenti avec le  
352 temps, ce qui explique en partie la diminution de l'intensité du flux solaire. Le vent solaire et  
353 ses caractéristiques actuelles seront détaillés [dans la sous-partie 1 de la section B du chapitre I.](#)

354 La détection de phyllosilicates par l'instrument OMEGA à bord de Mars Express  
355 ([Bibring et al., 2006](#)) sur les terrains datant du Noachian (de ~4.6 à 3.5 milliards d'années),  
356 indique une altération par de l'eau liquide, c'est-à-dire l'existence d'une atmosphère  
357 suffisamment dense pour y maintenir de l'eau liquide à l'état stable. Au cours des 100 premiers

358 millions d'année après la formation de Mars, l'intensité du flux solaire EUV/UV a très  
359 probablement induit la dissociation des molécules (dont l'eau) de la haute atmosphère ainsi  
360 qu'un intense échappement hydrodynamique, décrit [dans la sous-partie 2 de la section B du](#)  
361 [chapitre I](#). Cet échappement a dû éroder une partie significative de l'atmosphère primordiale  
362 ([Tian et al. 2009](#)), notamment de son eau. En parallèle, au début du Noachien, Mars est soumis  
363 à un bombardement météoritique intensif, formant les grands cratères qui sont toujours visibles  
364 aujourd'hui, qui eut potentiellement pour effet d'éjecter une grande partie de son atmosphère  
365 primitive vers l'espace, une perte pouvant aller de 50 à 90% selon les modélisations de [Brain](#)  
366 [et Jakosky \(1998\)](#). Ce processus d'échappement, n'ayant pas de fractionnement selon la masse,  
367 pourrait expliquer la disparition du  $CO_2$  martien qui, avec sa masse élevée, est davantage retenu  
368 par l'attraction gravitationnelle de Mars et s'échappe plus difficilement que les espèces légères.  
369 Cependant, [Pham et al., \(2016\)](#) ont modélisé de manière beaucoup plus précise la perte  
370 d'atmosphère par le bombardement météoritique et suggéré que les impacts seuls peuvent  
371 difficilement expliquer une perte quantité significative de masse atmosphérique depuis le  
372 Noachien.

373 La formation volcanique du massif Tharsis et le grand bombardement tardif (quelques  
374 dizaines de millions d'années autour de  $\sim -3.9$  milliards d'années) auraient relâché  
375 d'importantes quantités de soufre, de dioxyde de carbone et de vapeur d'eau. Cette période  
376 d'activité volcanique intense aurait permis de réalimenter l'atmosphère et d'y maintenir un  
377 environnement plus chaud que l'environnement actuel ([Solomon et al., 2005](#)). Cette période  
378 (l'ère « Theiikien ») se manifeste par la formation d'important dépôts de sulfate autour des  
379 zones volcaniques, observés par l'instrument OMEGA à bord de Mars Express ([Bibring et al.,](#)  
380 [2006](#)), caractérisant ainsi un milieu rendu acide à la suite des épisodes volcaniques majeurs. On  
381 pense donc qu'il y a 3.9 milliards d'années, Mars possédait encore une atmosphère dense, de  
382 quelques centaines de mbar au moins à sa surface. Plusieurs mécanismes peuvent expliquer la  
383 disparition rapide de l'atmosphère martienne qui existait il y a 3.9 milliards d'années : sa  
384 captation sous la surface de Mars comme expliquée précédemment ou sa perte massive vers  
385 l'espace.

386 On sait grâce aux observations de la sonde Mars Global Surveyor qu'il existait une  
387 dynamo Martienne importante durant la majeure partie du Noachien ([Acuña et al., 1999](#)). Cette  
388 dynamo se serait progressivement arrêtée entre il y a 3.7 à 4.1 milliards d'années ([Lillis et al.,](#)  
389 [2008](#)). Cette disparition aurait eu pour conséquence une interaction directe entre le vent solaire

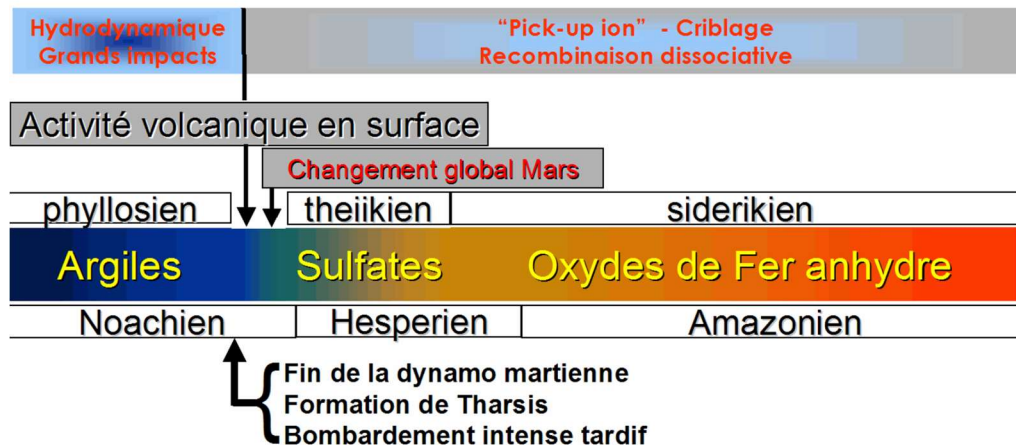


390 et l'atmosphère martienne, ce qui aurait pu faciliter son érosion par ionisation de la haute  
391 atmosphère par le flux solaire UV/EUV et entraînement des ions planétaires par le vent solaire.  
392 C'est également à cette époque que le criblage de l'atmosphère par ces ions planétaires, décrit  
393 en détail [dans la sous-partie 2 de la section B du chapitre I](#), aurait été le plus efficace à induire  
394 une érosion significative de l'atmosphère martienne ([Luhmann et al., 1992](#)). En effet, ces ions  
395 accélérés par le vent solaire peuvent potentiellement précipiter dans l'atmosphère martienne,  
396 transférer une partie de leur énergie dans la haute atmosphère et induire l'éjection et  
397 l'échappement des espèces chimiques présentes dans la haute thermosphère.

398 De la fin de l'Hespérien à l'Amazonien (de ~3.3 milliards d'années à aujourd'hui), la  
399 planète Mars a probablement toujours été froide et son atmosphère ténue, la majeure partie de  
400 son atmosphère s'étant déjà échappée dans l'espace. Cette période se caractérise par une  
401 diminution progressive de l'activité volcanique et hydrologique à la surface, passant de  
402 l'environnement acide à celui actuel. La diminution progressive du flux solaire dans l'extrême  
403 ultraviolet et de l'intensité du vent solaire auraient également entraîné une diminution de  
404 l'érosion de l'atmosphère due à l'interaction avec le vent solaire ([Lillis et al., 2017](#)). Le criblage  
405 aurait ainsi perdu en efficacité jusqu'à contribuer de façon très minoritaire à l'échappement  
406 atmosphérique total, aujourd'hui dominé par l'échappement photochimique pour l'oxygène et  
407 le carbone à travers des réactions de recombinaison dissociative dans l'ionosphère martienne  
408 (Figure M.1 ; [Luhmann et al., 1992](#) ; [Lillis et al., 2015](#)) et par l'échappement de Jean pour  
409 l'hydrogène ([Chaffin et al., 2014](#) ; [2015](#)). L'étude de [Jakosky et al., \(2018\)](#) sur l'échappement  
410 atmosphérique martien actuel et passé suggère que le criblage atmosphérique a contribué de  
411 façon minoritaire à l'échappement de 3.5 milliards d'années à aujourd'hui et que l'échappement  
412 photochimique est resté le plus important avec une perte actuelle (en atome d'oxygène) de  $5 \times$   
413  $10^{25} \text{ s}^{-1}$  contre  $5 - 7 \times 10^{24} \text{ s}^{-1}$  attribué à l'échappement ionique (« *pick-up ion* », Figure  
414 M.1) et de moins de  $3 \times 10^{24} \text{ s}^{-1}$  dû au criblage. La Figure M.1 montre une évolution des  
415 époques martiennes en lien avec les principaux événements martiens et les principales phases  
416 d'échappement atmosphérique.

417 Mars aurait donc perdu très tôt son atmosphère ainsi que les conditions nécessaires à la  
418 stabilité de l'eau à l'état liquide à sa surface. Les conditions solaires au début de l'histoire du  
419 système solaire tendant à déposer plus d'énergie dans les atmosphères planétaires,  
420 l'échappement atmosphérique sur Mars a été très certainement plus intense.

421



422

423 **Figure M.1:** Evolution de la minéralogie de surface en parallèle avec les principaux  
 424 événements de l’histoire martienne (après la différenciation de Mars). L’axe horizontal est  
 425 pour le temps (à partir de 4.5 milliards d’années). La fin de la dynamo martienne a dû se  
 426 produire il y a ~4.1 milliards d’années (Lillis et al. 2008). Le cadre du haut de cette figure  
 427 rappelle les différents processus non-thermiques ayant potentiellement donné lieu à une perte  
 428 massive d’atmosphère (adapté de Bibring et al., 2006 et de Chassefière and Leblanc, 2004).

429

430 Une des difficultés pour quantifier l’intensité de cet échappement au cours de l’histoire  
 431 de Mars est de bien comprendre comment ce dépôt d’énergie solaire est converti en érosion  
 432 atmosphérique. Pour cela, chaque mécanisme potentiel donnant lieu à cette érosion doit être  
 433 soigneusement analysé et sa dépendance en fonction des conditions solaires déterminée.

434 Dans cette thèse, je m’intéresse plus particulièrement au mécanisme de criblage de  
 435 l’atmosphère car il est pressenti comme étant un des mécanismes majeurs pour l’évolution  
 436 atmosphérique martienne. La caractérisation du criblage est réalisée essentiellement par la  
 437 modélisation car les satellites présents autour de Mars ne sont pas en mesure de mesurer  
 438 directement le flux de particule neutre s’échappant. Cependant, ils peuvent mesurer, depuis  
 439 l’arrivée de la sonde MAVEN autour de Mars en septembre 2014, les propriétés des particules  
 440 précipitantes qui sont susceptibles d’induire l’éjection et la perte de l’atmosphère martienne  
 441 (Leblanc et al., 2015). Contraindre l’influence des paramètres solaires sur l’intensité des  
 442 précipitations dans l’atmosphère martienne permet donc de quantifier les pertes atmosphériques  
 443 actuelles induites par le criblage et surtout d’extrapoler l’effet de ce mécanisme aux conditions

444 solaires passées. Ce raisonnement sera explicité dans la section B du chapitre I et dans les  
445 chapitres suivants.

446

447 Dans le premier chapitre, je présente l'état des connaissances actuelles sur  
448 l'atmosphère de Mars, sur son interaction avec le vent solaire et sur les principaux mécanismes  
449 d'échappement atmosphérique actuel dont le criblage atmosphérique. Un bref historique des  
450 différentes missions spatiales dédiées à l'étude de l'environnement martien jusqu'à la mission  
451 MAVEN conclura ce chapitre. Dans le second chapitre, je présente une étude sur les  
452 variabilités des précipitations ioniques martiennes lors des événements solaires intenses de  
453 septembre 2017 observées par la sonde spatiale MAVEN. Les différents types d'événements et  
454 leurs effets sur l'environnement martien y sont présentés, ainsi que la détermination du flux  
455 précipitant ionique par les instruments MAVEN. Dans le troisième chapitre, je présente une  
456 étude sur l'influence de l'irradiance ultraviolette extrême solaire sur les précipitations ioniques  
457 martiennes. Après avoir introduit les paramètres responsables de la variabilité de l'intensité de  
458 l'irradiance solaire EUV, l'étude décrit la méthodologie utilisée pour caractériser la dépendance  
459 entre l'intensité des précipitations ioniques et l'intensité du rayonnement ultraviolet extrême.  
460 Dans le quatrième et dernier chapitre, je présente une étude sur l'influence de la pression  
461 dynamique sur les mécanismes de précipitation et d'accélération des ions en comparant les  
462 observations MAVEN aux résultats de simulations issues du modèle LatHyS. Un récapitulatif  
463 des différentes approches de simulation de l'environnement planétaire sera présenté ainsi que  
464 les principales caractéristiques de LatHyS. De brèves conclusions et perspectives clôtureront  
465 ce manuscrit de thèse.

466

# Chapitre I : Mars, interaction avec le vent solaire et échappement atmosphérique

467

468

469

470

471

472

473

Dans ce chapitre, je vais commencer par présenter en section A la structure verticale de l'atmosphère martienne et ses composantes neutres et ioniques. Je poursuivrai en section B par les caractéristiques de l'interaction atmosphère-vent solaire pour ensuite décrire les mécanismes d'échappement et les facteurs solaires et planétaires les influençant. La dernière section sera dédiée à un résumé des missions martiennes avant la mission MAVEN ainsi que de MAVEN elle-même.

474

475

476

477

478

Dans la suite, nous utiliserons un repère dit « *Mars-Centered Solar Orbital* » (MSO). Le système de coordonnées MSO est défini de la manière suivante : l'origine est le centre de Mars, l'axe des abscisses X pointe du centre de Mars vers le centre du Soleil, Y pointe l'opposée de la vitesse angulaire orbitale martienne et Z représente l'axe perpendiculaire à X et Y pour compléter ce système.

479

## A. Structure verticale de l'atmosphère martienne

480

### 1. La composante neutre de l'atmosphère martienne

481

482

483

484

485

L'atmosphère martienne, par analogie avec l'atmosphère terrestre, peut être divisée en plusieurs couches en fonction des mécanismes physiques impliqués (turbulence, diffusion moléculaire, ionisation et chauffage par l'absorption de photons). Du point de vue collisionnel et neutre, l'atmosphère martienne peut être divisée en deux parties : la barosphère et l'exosphère, caractérisé par leur nombre de Knudsen ;  $K_n$  (adimensionné).

486

$$K_n = \frac{\lambda}{H}$$

487

$$\lambda = \frac{1}{n \cdot \sigma \cdot \sqrt{2}}$$

488

$$H = \frac{k_B \cdot T}{M \cdot g}$$

489 Le libre parcours moyen  $\lambda$  est considéré comme la distance moyenne parcourue par une  
490 particule entre deux collisions et peut être défini à partir de sa densité  $n$  et la section efficace de  
491 collision  $\sigma = \pi \cdot r^2$  des particules (de rayon  $r$ ) dans une atmosphère. La hauteur d'échelle  $H$   
492 correspond à la différence d'altitudes entre deux points de l'atmosphère dont le rapport des  
493 pressions est égale à  $e$  ( $\sim 2.72$ ),  $k_B$ , la constante de Boltzmann,  $T$  la température du milieu,  $g$   
494 l'accélération due à la gravité et  $M$  est la masse moléculaire moyenne. Un nombre de Knudsen  
495 très grand par rapport à un signifie que la distance parcourue entre deux collisions est plus  
496 grande que l'échelle de hauteur et traduit donc un milieu où peu de collision se produisent, à  
497 l'inverse, un nombre de Knudsen très faible par rapport à un traduit un milieu fortement  
498 collisionnel.

499 La barosphère est une région caractérisée par un nombre de Knudsen faible ( $K_n \ll 1$ ),  
500 signifiant un grand nombre de collisions. Il s'agit de la couche interne de l'atmosphère de plus  
501 haute densité, pouvant être elle-même divisée en deux autres couches : l'homosphère et la  
502 thermosphère.

503 L'homosphère est la couche la plus basse, caractérisé par un milieu neutre bien mélangé  
504 par les vents et la turbulence dissipative ([Stewart, 1987](#) ; [Bougher et al., 2014](#)). Les proportions  
505 relatives des constituants de l'atmosphère restent quasi-constantes, indépendamment de leur  
506 masse. L'échelle de hauteur de l'atmosphère dans cette couche est commune à toutes les  
507 espèces et basée sur la température et masse moyenne des constituants de l'atmosphère. Elle  
508 est séparée de la thermosphère par une frontière nommée l'homopause, située entre 100 et 125  
509 km d'altitude côté jour.

510

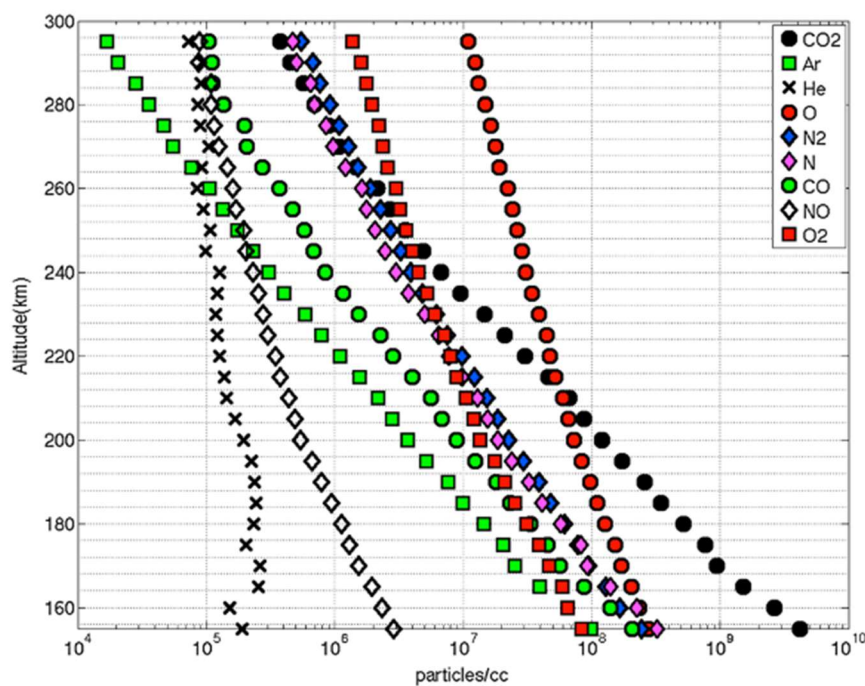
511 La thermosphère correspond à la région où la diffusion atomique/moléculaire domine.  
512 La température au sein de la thermosphère côté jour est proportionnelle au rayonnement  
513 ultraviolet reçue ([Bougher et al., 2017](#)). Au-dessus de l'homopause, la température de  
514 l'atmosphère va augmenter avec l'altitude en raison de l'absorption par le milieu planétaire du  
515 rayonnement ultraviolet extrême solaire ([Fox, 2004](#)). Les espèces individuelles commencent à  
516 se séparer en fonction de leur masse et de leur échelle de hauteur. Les espèces de faible masse  
517 vont avoir une échelle de hauteur plus grande, les rendant plus abondantes à plus haute altitude  
518 par comparaison aux espèces de masses élevées dont la densité décroîtra plus rapidement avec  
519 l'altitude. C'est à partir de la thermosphère que la composition relative de l'atmosphère change,

520 illustré par la Figure M.2, extrait de [Mahaffy et al., \(2015a\)](#), où l'on voit le  $CO_2$  devenir  
521 minoritaire par rapport à l'oxygène atomique à partir de 210 km en altitude.

522

523 La frontière entre le milieu collisionnel et non-collisionnel est appelé l'exobase ( $K_n =$   
524 1) et est estimé entre 220 et 260 km côté jour et entre 180 et 210 km côté nuit ([Fu et al., 2020](#)).  
525 Son altitude dépend essentiellement de la température atmosphérique. L'exosphère est une  
526 région caractérisée par un nombre de Knudsen important ( $K_n \gg 1$ ), signifiant un très faible  
527 nombre de collisions. Il s'agit de la dernière couche de l'atmosphère, peu dense, en interaction  
528 avec le milieu interplanétaire et le vent solaire.

529



530

531 **Figure M.2 :** Profil vertical moyen sur 9 orbites de la densité d'espèces neutres de  
532 l'atmosphère martienne entre 150 et 300 km d'altitude pour un angle zénithal solaire de  $45^\circ$ ,  
533 extrait de [Mahaffy et al., 2015a](#). La saison martienne de ces données est comprise entre 288  
534 et 326 longitude solaire.

535 **2. La composante ionisée de l'atmosphère martienne : l'ionosphère**

536 L'ionosphère est la partie ionisée de l'atmosphère d'une planète, incluant la  
537 thermosphère et l'exosphère. Dans le cas de Mars, celle-ci s'étend de ~100 à ~400 km en  
538 altitude ([Bougher et al., 2014](#)). Cette couche ionisée est formée par l'interaction de la haute  
539 atmosphère martienne avec les particules du vent solaire et les photons solaires qui ionisent les  
540 constituants de l'atmosphère et modifient l'environnement électromagnétique de la planète.  
541 Trois processus physiques d'ionisation sont impliqués dans la formation de l'ionosphère.

542

543 - La photo-ionisation

544 Les atomes/molécules d'une espèce X peuvent être ionisés par le rayonnement du  
545 Soleil si l'énergie des photons  $h\nu$  est supérieure au potentiel d'ionisation de X :



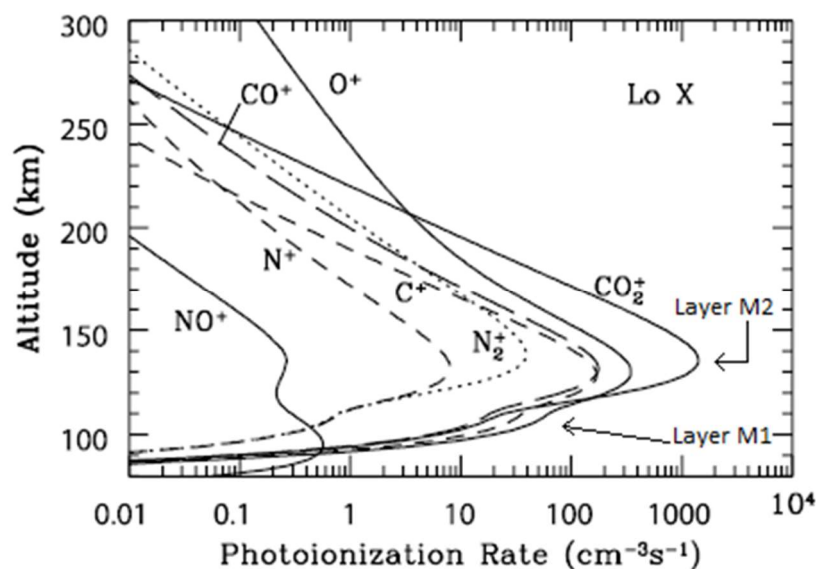
547 Dans le cas de Mars, les photons solaires interagissent principalement avec  
548 l'oxygène et le dioxyde de carbone (principaux composants de l'atmosphère au-dessus de  
549 150 km, voir Figure M.2) qui nécessitent des photons de longueur d'onde inférieure à 91.1  
550 nm et à 89.9 nm respectivement pour être ionisés. Cette gamme de photons solaires  
551 correspond aux gammes de longueur d'onde ultraviolette extrême (EUV) et ultraviolette  
552 (UV).

553 Le taux de photo-ionisation d'une espèce X, en un point quelconque r, est le produit  
554 de la densité de cette espèce  $n_X(r)$  et de la fréquence d'ionisation. Les fréquences de photo-  
555 ionisation s'obtiennent en intégrant sur toutes les longueurs d'onde le produit du flux solaire  
556  $F_{photo}(\lambda)$ , du facteur d'atténuation ( $\tau$ , l'épaisseur optique de l'atmosphère au point r,  
557 dépendant de la longueur d'onde et l'angle solaire zénithal  $\chi$ ), et de la section efficace  
558 d'ionisation de l'espèce considérée  $\sigma_X$ .

559 
$$q_X(r) = v_X(r) \cdot n_X(r) ; v_X(r) = \int_0^{\infty} F_{photo}(\lambda) e^{-\tau(r,\chi,\lambda)} \sigma_X(\lambda) d\lambda$$

560 Dans les cas des atmosphères planétaires, la diminution du flux solaire au-dessus de  
 561 l'exobase peut être négligée (l'épaisseur optique des exosphères est proche de 0) et la  
 562 fréquence d'ionisation s'obtient juste en intégrant le produit du flux solaire avec la section  
 563 efficace de photo-ionisation. En dessous de l'exobase, cette absorption n'est plus  
 564 négligeable, provoquant une diminution rapide du rayonnement solaire parvenant à plus  
 565 basse altitude où la densité des neutres est plus importante. On peut alors diviser  
 566 l'ionosphère en plusieurs couches (appelé couche de Chapman) associées à des pics de  
 567 production d'ions à des altitudes différentes. Le pic de production intervient lorsque le  
 568 milieu neutre devient suffisamment dense pour avoir filtré une partie importante du  
 569 rayonnement solaire mais que le rayonnement solaire reste suffisamment important pour  
 570 ioniser les espèces neutres.

571



572

573 **Figure M.3 :** Profil vertical du taux de productions de 7 ions par photo-ionisation  
 574 modélisée dans les conditions du minimum d'activité solaire, côté jour, adapté de [Fox,](#)  
 575 [2004.](#)

576

577 Dans le cas de Mars, il existe trois pics de production d'ions par altitude croissante  
 578 : la couche météoritique, la couche M1 et la couche M2. La couche météoritique est  
 579 attribuée à l'ablation des météores dans l'atmosphère et à l'échange de charge du magnésium  
 580 et du fer. Sa présence serait sporadique ([Pätzold et al., 2005](#)). N'étant pas liée à la photo-



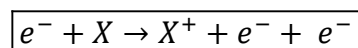
581 ionisation, elle ne sera pas traitée ici. La couche M2 est majoritairement formée par  
582 l'ionisation de l'environnement neutre par des rayons ultraviolet extrême ( $10\text{ nm} < \lambda <$   
583  $90\text{ nm}$ ), et plus minoritairement par l'ionisation provenant des photoélectrons créés lors de  
584 la photo-ionisation ([Mendillo et al., 2011](#)). La couche M1 est due à deux processus : la  
585 photo-ionisation directe de l'environnement neutre par les rayons X ( $1\text{ nm} < \lambda <$   
586  $10\text{ nm}$ ), dont la production est augmentée d'un ordre de grandeur par l'ionisation provenant  
587 des photoélectrons ([Mendillo et al., 2011](#)). L'altitude des pics de production est propre à  
588 chaque espèce et va varier en fonction de l'intensité du rayonnement solaire et de la densité  
589 des espèces neutres. La Figure M.3, adapté de [Fox \(2004\)](#), montre le taux de production  
590 modélisé de plusieurs espèces ioniques par photo-ionisation au sein de l'atmosphère  
591 martienne. Les couches M1 et M2 de l'ionosphère y sont bien discernables. Ces pics sont  
592 différents côté nuit.

593

594 - L'ionisation par impact électronique

595 L'ionisation par impact électronique intervient lors de l'interaction d'électrons très  
596 énergétiques avec les espèces neutres de l'atmosphère. L'électron va transférer  
597 suffisamment d'énergie à l'espèce neutre pour lui arracher un électron. Ce processus est le  
598 processus d'ionisation dominant côté nuit. Voici un exemple d'ionisation par impact  
599 électronique dans le cas d'une espèce neutre X :

600



601

602 - Les réactions d'échange de charge

603 Les réactions d'échange de charge interviennent lors de l'interaction d'une espèce  
604 ionique avec une espèce neutre. Les ions incidents peuvent capturer un électron d'une  
605 espèce neutre, ce qui produit un nouvel ion à l'énergie de la particule neutre et un neutre  
606 très énergétique. La section efficace de collision va dépendre de la nature de la réaction. Si  
607 elle est résonnante ( $A^{+}$  et M sont des espèces chimiques identiques), la section efficace va  
608 varier avec la vitesse relative. Si elle est non-résonnante ( $A^{+}$  et M sont deux espèces

609 chimiques différentes), la section efficace est quasiment indépendante de la vitesse relative  
610 ([Modolo et al., 2005](#)). Dans ce dernier cas de figure, à l'instar de la photo-ionisation, le taux  
611 d'ionisation par échange de charge peut s'obtenir en définissant une fréquence d'ionisation,  
612 proportionnel au produit de la densité et de la vitesse des ions. Voici un exemple  
613 d'ionisation par réaction non-résonante d'échange de charge entre un proton et un oxygène  
614 atomique :



616

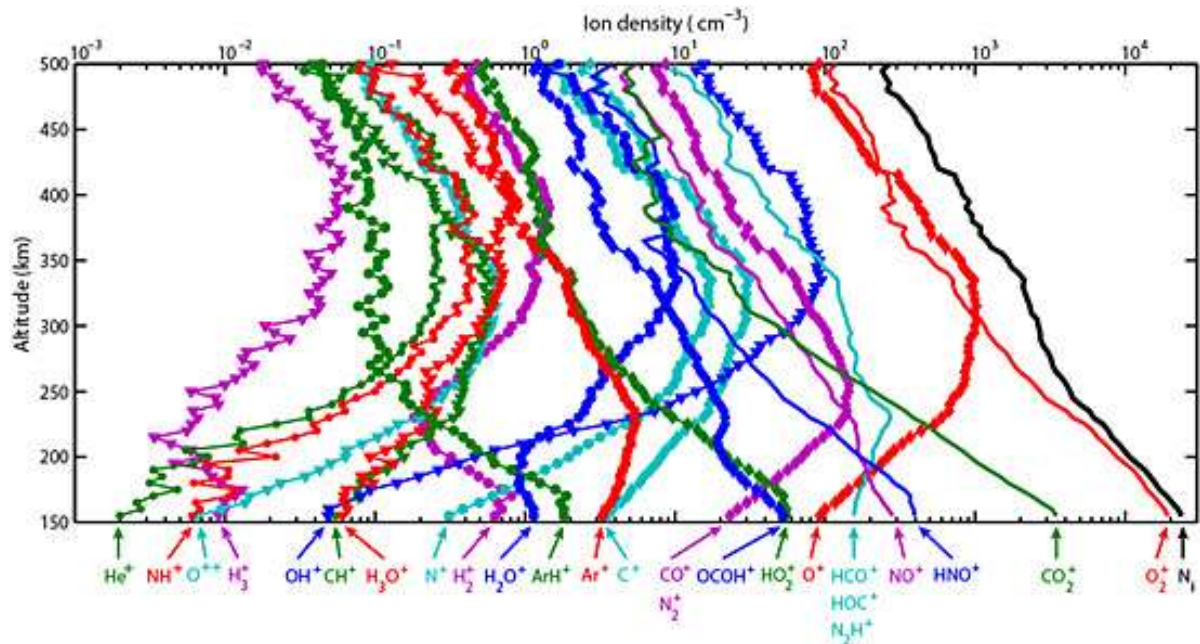
617

618 La Figure M.4 montre les profils verticaux des principaux ions de l'ionosphère  
619 martienne côté jour, tiré de [Benna et al. \(2015\)](#) durant les huit premiers mois de la mission  
620 MAVEN d'Octobre 2014 à Mai 2015. La prédominance de l'ion  $O_2^+$  par rapport à l'ion  $CO_2^+$   
621 (qui correspond au neutre prédominant) provient du fait que les ions  $CO_2^+$  et  $O^+$  sont rapidement  
622 convertis en ions  $O_2^+$  par les réactions suivantes :



625 Les  $CO_2^+$  et  $O^+$  sont appelés des « ions primaires » car ils sont produits par la photo-  
626 ionisation des composés neutres principaux (voir Figure M.3). Les ions produits par des  
627 réactions chimiques entre les ions primaires avec les composés neutres sont appelés « ions  
628 secondaires ». L'ion  $O_2^+$  est donc visiblement dominant en dessous de 300 km en altitude, suivis  
629 des ions  $CO_2^+$  et  $O^+$ . Au-dessus, sa densité est proche de celle de l'ion  $O^+$ .

630



631

632 **Figure M.4 :** Profil vertical des densités moyennes des ions ionosphériques mesurés par  
 633 l'instrument NGIMS à bord de la sonde spatiale MAVEN. Les mesures ont été réalisées pour  
 634 un angle solaire zénithal de 60° et à des altitudes comprises entre 150 et 500 km. Le profil  
 635 vertical de la densité totale des ions est aussi affiché en noir (Benna et al., 2015).

636

## B. Interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne

637

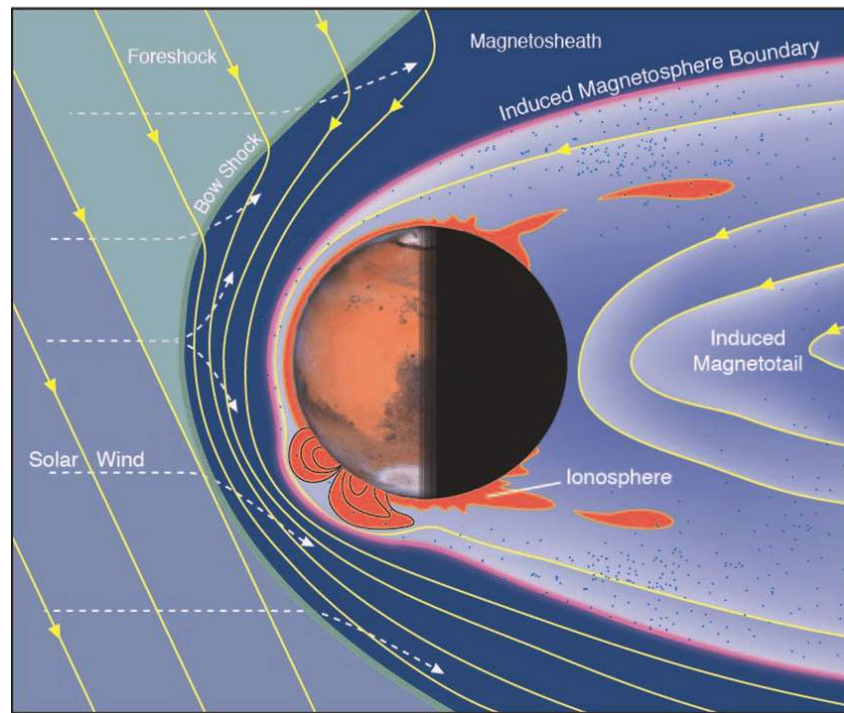
### 1. Environnement magnétisé de Mars

638

639 Le vent solaire est un flux de plasma, essentiellement constitué de protons, d'électrons  
 640 et plus minoritairement de particules alpha (atomes d'hélium doublement ionisés dont  
 641 l'abondance est entre ~4 à 5%), éjecté de la haute atmosphère du Soleil et se propageant dans  
 642 le milieu interplanétaire. Le vent solaire étant hautement conducteur, la structure du champ  
 643 magnétique solaire se retrouve « figée » dans le plasma et emportée par son déplacement,  
 644 formant le champ magnétique interplanétaire (IMF),  $B_{IMF}$  (Parker, 1958). Typiquement, au  
 645 voisinage de Mars, les paramètres du vent solaire et du champ magnétique interplanétaire sont :  
 646 une densité  $n_{SW} = 3.1 \text{ cm}^{-3}$ , une vitesse de  $V_{SW} = 410 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , une température de  $T_{SW} =$   
 647  $9.4 \times 10^4 \text{ K}$  (soit ~8.1 eV) et un champ magnétique  $B_{IMF} = 2.8 \text{ nT}$ . Son interaction avec un  
 648 environnement planétaire va fortement dépendre de la présence ou non d'un champ magnétique  
 649 globale et d'une atmosphère ou non, ainsi que de la taille de l'obstacle par rapport aux longueurs  
 650 caractéristiques du vent solaire. Mars ne disposant pas de dynamo magnétique (Acuña et al.,  
 1999), l'atmosphère va directement interagir avec le vent solaire. Cette interaction va former

651 une magnétosphère induite composée de régions bien spécifiques autour de la planète,  
652 représentées dans la Figure M.5.

653



654

655 **Figure M.5 :** Schématisation des principales structures de l'interaction de l'atmosphère  
656 martienne avec le vent solaire, issue de [Brain et al., \(2016\)](#).

657

#### 658 - L'onde de choc planétaire (« *bow shock* » en anglais)

659 Quand le vent solaire, dont la vitesse est supersonique et superalfvénique, rencontre  
660 l'environnement martien une onde de choc va se former en amont de l'obstacle. L'onde de choc  
661 sépare deux milieux : la région en amont, où la densité plasma (proton et particule alpha) et les  
662 champs sont faibles et très proches de celles du vent solaire libre, et la magnéto-gaine,  
663 caractérisée par une densité et une température plus élevée, ainsi qu'un champ magnétique plus  
664 intense (« BS » in Figure M.6). Ce ralentissement du vent solaire au contact de l'environnement  
665 martien est principalement dû au mécanisme d'échange de quantité de mouvement entre le  
666 plasma incident (le vent solaire) et le plasma planétaire (« *mass-loading* » en anglais). Le  
667 plasma du vent solaire va interagir avec les ions de la haute couronne martienne (principalement

668 des ions  $H^+$  et  $O^+$ ) et leur conférer une partie de sa quantité de mouvement. Ce transfert va  
 669 accélérer les ions de la couronne martienne mais ralentir le vent solaire ([Dubinin and Lundin,](#)  
 670 [1995](#)).

671 Les mécanismes de dissipation d'énergie déterminent le caractère du choc et dépendent  
 672 de plusieurs paramètres comme le nombre de Mach du vent solaire correspond au rapport entre  
 673 la vitesse du vent solaire avec la vitesse d'Alfvén ou la vitesse du son du milieu (voir plus loin  
 674 [dans la sous-partie 3 de la section B du chapitre I](#)); la pression dynamique du vent solaire  $P_{SW} =$   
 675  $m_p \cdot n_{SW} \cdot V_{SW}^2$  où  $m_p$  est la masse des protons du vent solaire,  $n_{SW}$  et  $V_{SW}$  sont respectivement  
 676 la densité et la vitesse du vent solaire ; le rapport de la pression thermique du plasma à la  
 677 pression magnétique  $\beta = \frac{P_{th}}{P_{MAG}} = \frac{nk_B T}{\frac{B^2}{2\mu_0}}$  où  $\mu_0$  est la perméabilité du vide,  $k_B$  est la constante de  
 678 Boltzmann, et  $n$  et  $T$  sont respectivement la densité et température du plasma ; ou l'inclinaison  
 679 du champ magnétique par rapport à la surface du choc  $\theta_B$  correspondant à l'angle entre  
 680 l'orientation du champ magnétique interplanétaire avec l'axe Mars-soleil X. En supposant la un  
 681 choc symétrique par rapport à l'axe X, la forme et position du choc moyen à Mars ont pu être  
 682 déterminées grâce aux observations de la mission Phobos 2 ([Trotignon et al., 1991](#) ; [1993](#)) et  
 683 de la mission Mars Global Surveyor ([Vignes et al., 2000](#)). La position du choc peut être  
 684 approximée avec l'équation de la section conique :

$$685 \quad r(\theta) = \frac{L}{1 + e \cdot \cos \theta}$$

686 En ayant comme origine le foyer, qui se trouve sur l'axe X' à une distance  $X_0$  du centre de la  
 687 planète.  $L$  est le paramètre de mi-distance,  $e$  est l'excentricité de la courbe. Les valeurs types  
 688 sont :  $X_0=0.60 R_M$ ;  $e = 1.026$  et  $L=2.081 R_M$  ([Trotignon et al., 2006](#)). La position de l'onde de  
 689 choc au point sub-solaire, définie comme  $R_{SS} = X_0 + \frac{L}{1+e}$ , varie dans ces études de  $\sim 1.5$  à  $\sim 1.65$   
 690  $R_M$ . Par la suite, des études ont montré que la position du choc martien présente une asymétrie.  
 691 Le choc est plus éloigné de la planète dans l'hémisphère où le champ électrique ( $\vec{E} = -\vec{V}_{SW} \times$   
 692  $\vec{B}_{IMF}$ ), convecté par le vent solaire, est pointé vers la planète ([Vignes et al., 2002](#) ; [Edberg et](#)  
 693 [al., 2009](#)). Les études de Hall et al. ([2016](#) ; [2019](#)) ont montré, grâce aux observations de la sonde  
 694 Mars Express et « *Thermosphere, Ionosphere, and Mesosphere Energetics and Dynamics* », les  
 695 variations de la position moyenne du choc au terminateur en fonction de l'année martienne et

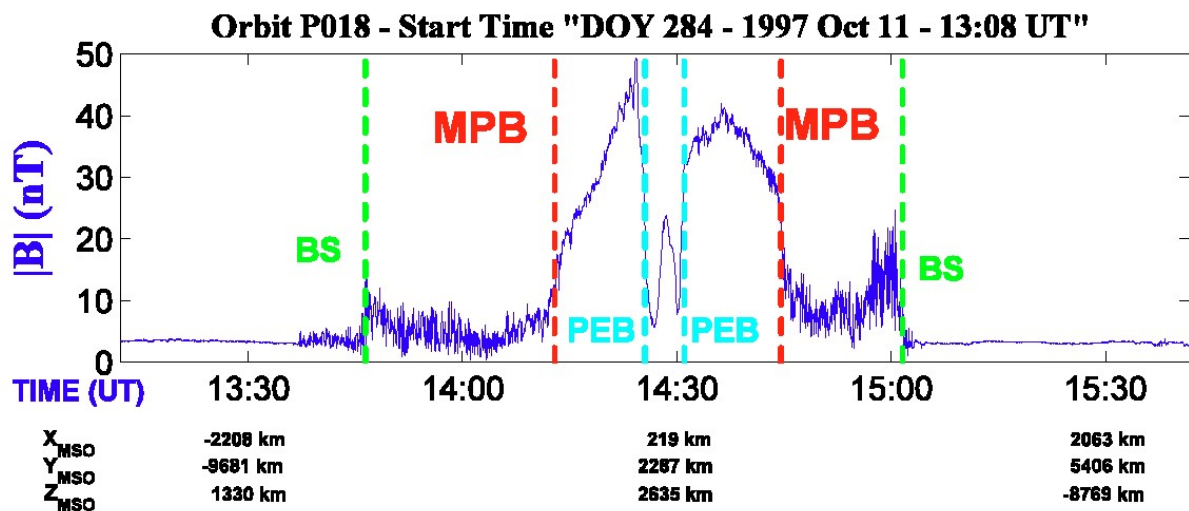
696 de l'activité solaire (cycle solaire) allant de 2.2 à 2.7  $R_M$  selon l'intensité du rayonnement solaire  
697 avec une moyenne de  $\sim 2.5 R_M$ .

698

699 - **La magnéto-gaine (« *magnetosheath* » en anglais)**

700 La magnéto-gaine est la région comprise entre le choc et la barrière d'empilement  
701 magnétique. En traversant la surface de l'onde de choc, le vent solaire est chauffé, dévié et  
702 ralenti jusqu'à devenir subsonique. Le plasma est majoritairement composé par celui du vent  
703 solaire mais s'enrichit en se rapprochant de la planète par des ions lourds planétaires d'origine  
704 exosphérique (Lundin et al., 1990). La Figure M.6 montre l'évolution du champ magnétique  
705 autour de Mars lors de la traversée des différentes régions et frontières au sein de la  
706 magnétosphère induite martienne.

707



708

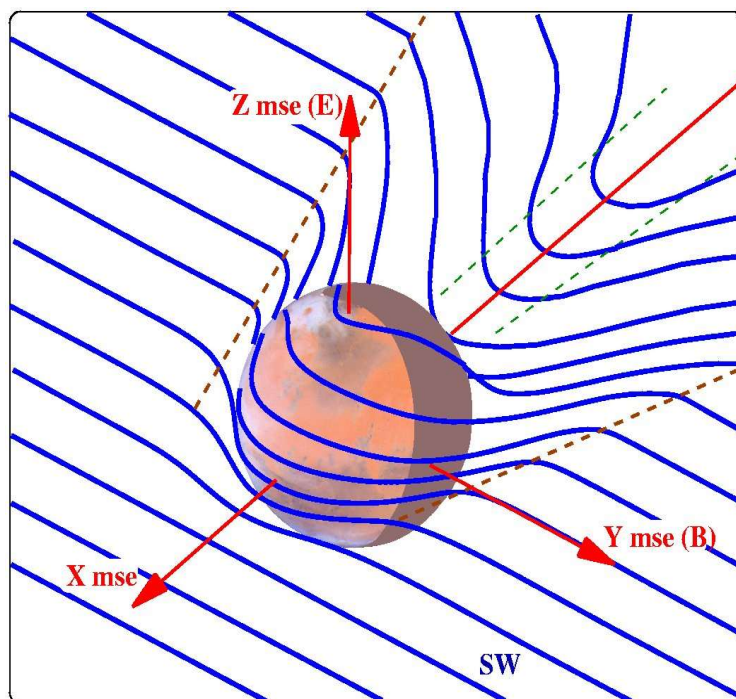
709 **Figure M.6 :** Mesure du champ magnétique par Mars Global Surveyor le long d'une orbite.  
710 Les signatures magnétiques des frontières plasma sont indiquées par des pointillées. La  
711 figure est tirée de Mazelle et al., (2002). BS : bow shock, MPB : Magnetic Pile-Up Boundary,  
712 PEB : Photon-electron Boundary.

713

714 - **La barrière d'empilement magnétique (ou frontière de la magnétosphère induite –**  
715 **« *Induced Magnetosphere Boundary* » en anglais).**

716 Comme dit précédemment, le champ magnétique interplanétaire est gelé dans le plasma  
717 du vent solaire. Le ralentissement et l'augmentation de la densité ionique dans la magnéto-gaine  
718 va compresser les lignes de champs magnétiques. A l'approche de l'obstacle effectif  
719 (l'ionosphère), ces lignes vont s'enrouler autour de l'obstacle et s'empiler, ce qui va augmenter  
720 l'intensité du champ magnétique sur une courte distance (une centaine de kilomètres, Figure  
721 M.6). Ce drapé des lignes de champ magnétique est illustré par la Figure M.7. La pression  
722 magnétique devient suffisamment forte au niveau de cette barrière pour s'opposer à la pression  
723 dynamique, déviant le plasma du vent solaire autour de la planète.

724



725

726 **Figure M.7 :** Illustration du drapé des lignes de champ magnétique autour de Mars, tirée de  
727 [Mazelle et al., \(2002\)](#).

728

729 La barrière d'empilement magnétique est une frontière controversée ayant plusieurs  
730 appellations : la frontière de la magnétosphère induite, la magneto-pause induite, la planéto-  
731 pause ou encore la frontière de composition ionique. Ces appellations dépendent principalement  
732 des paramètres utilisées pour déterminer sa position. Je choisis dans ce manuscrit de manière  
733 arbitraire le terme de barrière d'empilement magnétique.

734 La barrière d'empilement magnétique sépare distinctement deux régions : la magnéto-  
735 gaine, avec un champ magnétique de faible amplitude et turbulent avec la région d'empilement  
736 magnétique qui se drape autour de l'ionosphère. La région d'empilement magnétique marque  
737 la transition entre un plasma dominé par les ions du vent solaire (principalement protons et  
738 particules alpha) avec un plasma dominé par les ions d'origine planétaire (principalement  $O^+$   
739 et  $O_2^+$ ) mais également entre un plasma dominé par des électrons de type solaires (avec des  
740 températures de l'ordre de  $10^5$  K) à des électrons de type planétaires (beaucoup plus froid,  
741 définissant la PEB, voir Figure M.6 ; [Mitchell et al., 2001](#)). Comme l'onde de choc planétaire,  
742 la frontière d'empilement magnétique peut être approximée par une parabole centrée sur l'axe  
743 Mars-Soleil. Les différentes observations ([Trotignon et al., 2006](#) ; [Edberg et al., 2009](#) ; [Ramstad](#)  
744 [et al., 2017](#)) de la frontière d'empilement magnétique semblent la situer en moyenne à  $\sim 1.25$ -  
745  $1.30 R_M$  d'altitude près du point sub-solaire et à  $\sim 1.4$ - $1.5 R_M$  d'altitude près du terminateur,  
746 variant selon les conditions du vent solaire et d'irradiance solaire.

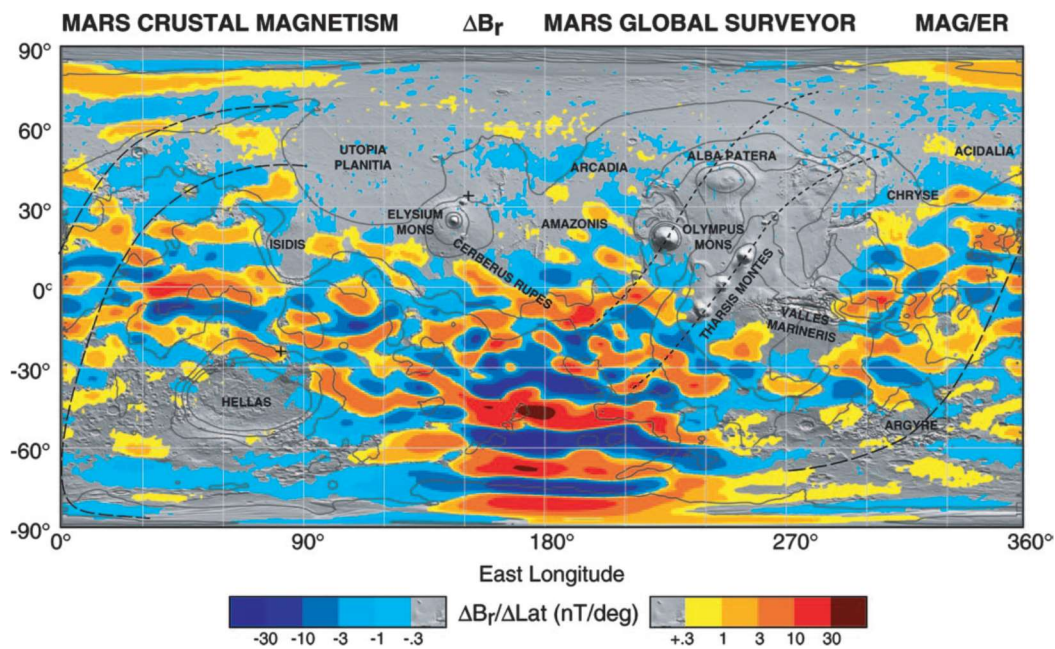
747

#### 748 - Les régions de champs crustaux

749 Les données du magnétomètre de la sonde MGS ont montré l'absence de dipôle  
750 magnétique martien mais ont aussi souligné la présence d'une importante magnétisation de la  
751 croûte martienne (appelé champ crustal) particulièrement lorsque le satellite survolait les  
752 terrains les plus anciens ([Acuña et al., 1999](#)). Issue de [Connerney et al., \(2005\)](#), la Figure M.8  
753 montre la carte du champ magnétique de Mars observé par MGS pour une altitude de 400 km.  
754 La principale structure crustale martienne se situe dans l'hémisphère sud, centrée la longitude  
755  $180^\circ$ .

756





757

758 **Figure M.8 :** Carte du champ magnétique de Mars observé par le satellite MGS à une  
 759 altitude nominale de 400 km. Chaque pixel est coloré selon la valeur médiane de la  
 760 composante radiale filtrée du champ magnétique observée dans la plage de  $1^\circ \times 1^\circ$  de  
 761 latitude-longitude représentée par le pixel. Les couleurs sont attribuées en 12 étapes couvrant  
 762 deux ordres de variation de magnitude. La carte est issue de [Connerney et al., \(2005\)](#).

763

764 Répartis de façon inhomogène ( $\sim 1/3$  de l'hémisphère sud), les champs crustaux vont  
 765 interagir avec le vent solaire de façon périodique. Les champs crustaux introduisent une  
 766 pression magnétique intrinsèque qui, quand orienté côté jour, va localement repousser la  
 767 barrière d'empilement magnétique, en modifiant la balance entre la pression dynamique du vent  
 768 solaire et la pression magnétique ([Edberg et al., 2009](#)).

769 Les lignes de champ magnétique des champs crustaux ont des répercussions sur  
 770 l'environnement plasma. [Mitchell et al., \(2001\)](#) ont mis en évidence, avec les données du  
 771 réflectomètre électronique de la sonde MGS, la présence côté nuit de régions vides de plasma,  
 772 coïncidant avec la présence d'un important champ crustal, suggérant que le vent solaire est  
 773 exclu des lignes fermées de champ crustaux. Cette étude fut élargie dans [Steckiewicz et al.,  
 774 \(2017\)](#) aux observations par les sondes Mars Express et MAVEN et montra qu'aux altitudes  
 775 supérieures à 170 km, la distribution des appauvrissements en électrons est fortement différente  
 776 dans les deux hémisphères, avec une chance bien plus grande d'observer un appauvrissement  
 777 en électrons dans l'hémisphère sud, où se trouvent les sources magnétiques crustales les plus

778 fortes. Le déplacement des ions étant influencé par les lignes de champ magnétique, les champs  
779 crustaux vont également influencer localement les précipitations ioniques. [Hara et al., \(2017a\)](#)  
780 ont ainsi observé avec les spectromètres ioniques de MAVEN que les précipitations ioniques  
781 pouvaient décroître d'un facteur deux lorsque les lignes de champ magnétique étaient fermées  
782 et que les ions d'énergie inférieures à quelques keV étaient très influencés par les lignes de  
783 champ crustaux. [Leblanc et al., \(2017\)](#) ont cependant mis en évidence que les précipitations  
784 ioniques pouvaient augmenter de plusieurs ordres de grandeur lorsque les lignes de champ  
785 magnétique crustaux forment des structures similaires aux zones aurorales polaires sur Terre  
786 tendant à concentrer localement le plasma incident.

787

## 788 - La queue magnétique induite (« *Induced magnetotail* » en anglais)

789 Les premières mesures de cette région ont été réalisées par le programme spatiale  
790 soviétique Mars en 1973 ([Gringauz et al., 1973](#)) mais ce sont les observations de  
791 l'environnement martien de la sonde Phobos-2 qui ont permis de comprendre sa structure  
792 ([Yeroshenko et al., 1990](#)), composée de deux lobes magnétiques de direction opposée et dont  
793 la polarité dépend de la composante du champ interplanétaire orthogonale à l'écoulement du  
794 plasma. Sa formation résulte du drapé des lignes de champs magnétiques autour de la planète  
795 et est commune aux objets planétaires avec une ionosphère suffisamment conductrice. Cette  
796 région est majoritairement peuplée par des ions lourds d'origine planétaire avec des énergies  
797 pouvant aller de la dizaines d'eV à plusieurs keV.

## 798 2. Processus d'échappement

799 Nous avons vu dans la section B et C de l'introduction que la disparition de l'atmosphère  
800 martienne pouvait provenir de deux phénomènes : le piégeage de l'atmosphère dans la surface  
801 et l'échappement de l'atmosphère vers l'espace. Les processus impliqués dans ces deux  
802 phénomènes sont fondamentalement différents, le piégeage s'opère par des réactions chimiques  
803 entre les particules atmosphériques et le régolithe, tandis que l'échappement vers l'espace  
804 requiert l'accélération des composants de l'atmosphère au-delà de la vitesse d'échappement.  
805 Avec sa gravité plus faible que sur la Terre (38% de la gravité terrestre), Mars n'est pas en  
806 mesure de retenir efficacement son atmosphère contrairement à Venus (planète possédant une  
807 atmosphère dense mais dont la masse est équivalente à celle terrestre) et la Terre. Cette section

808 va présenter les différents mécanismes et réactions impliqués dans l'échappement  
809 atmosphérique sous deux formes : l'échappement neutre et l'échappement ionique.

810 Contrairement aux espèces neutres, les particules ionisées peuvent être accélérées par  
811 les forces électromagnétiques induites par l'interaction avec le vent solaire. La principale source  
812 d'énergie provient de l'accélération par le champ électrique  $\vec{E}$ . Une version simplifiée de la loi  
813 d'Ohm permet de décrire les principaux termes influençant le mouvement des ions (Dubinin et  
814 al, 2011) :

$$815 \quad \boxed{\vec{E} = -\vec{V} \times \vec{B} + \frac{1}{n_e e} \vec{J} \times \vec{B} - \frac{1}{n_e e} \vec{\nabla} p_e} \quad (1)$$

816

817 où  $\vec{J}$  est le courant électrique,  $\vec{B}$  le champ magnétique,  $\vec{\nabla} p_e$  le gradient de pression électronique,  
818 e correspond à la charge d'un électron,  $\vec{V}$  la vitesse d'ensemble du plasma et  $n_e$  est la densité  
819 électronique. La contribution des différentes composantes de l'équation (1) va dépendre de la  
820 région (ionosphère, vent solaire et/ou magnéto-gaine). Les trois principaux mécanismes  
821 d'échappement ioniques sont :

- 822 - **La formation d'ions planétaires (« ions pickup »)**: lorsque les composés neutres de  
823 l'atmosphère sont ionisés, au-dessus de l'exobase, ces ions nouvellement formés sont  
824 accélérés par le champ électrique de convection du vent solaire ( $\vec{E} = -\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}$ ).  
825 L'échappement de ces ions dépend de la position de production des ions ([voir la sous-](#)  
826 [partie 2 de la section A du chapitre I](#)). L'étude réalisée par [Dong et al., \(2015\)](#) et [Brain](#)  
827 [et al., \(2016\)](#), avec les observations des instruments du satellite MAVEN, a permis de  
828 caractériser en détails ce mécanisme d'échappement. A noter que ces ions lorsqu'ils  
829 sont accélérés vers la planète ont une chance de précipiter dans l'atmosphère et d'y  
830 induire le mécanisme d'échappement dit de criblage (voir ci-dessous).
- 831 - **L'échappement ionosphérique (« Ion outflow »)** correspond à l'accélération des ions  
832 ionosphériques de basse énergie ([Andersson et al., 2010](#)). Bien connu sur Terre  
833 ([Engwall et al., 2009](#)), il a été suggéré comme également potentiellement important pour  
834 Mars ([Andersson and Ergun, 2012](#)).

835 - **L'échappement dû à la déstabilisation des frontières magnétosphériques** (« *Bulk*  
836 *plasma escape* » en anglais) implique la formation de bulle de plasma ionosphérique  
837 accélérée par le vent solaire ou suivant le sillage de la planète, provoquant leur  
838 échappement à la suite de déstabilisation des frontières magnétosphériques ([Halekas et](#)  
839 [al., 2016](#)).

840

841 Les mécanismes d'échappement des espèces neutres comprennent l'ensemble des  
842 processus qui vont octroyer aux espèces neutres (par collision, chauffage, ...) l'énergie  
843 suffisante à leur échappement. Cinq principaux mécanismes d'échappement des espèces neutres  
844 ont été identifiés :

845 - **L'échappement par impact météoritique** : Il s'agit de l'échappement provoqué par  
846 l'impact de météorite. L'énergie apportée par les météorites est relâchée lors de l'impact  
847 et permet l'accélération d'une partie de l'atmosphère et donc de son échappement. Le  
848 taux d'impact étant beaucoup plus faible aujourd'hui que durant le Noachien, ce  
849 mécanisme n'a plus qu'une influence négligeable de nos jours mais elle fut  
850 potentiellement lors du Noachien l'un des principaux mécanismes d'échappement de  
851 l'atmosphère martienne ([Brain and Jakosky, 1998](#)). Plus récemment, [Pham et al., \(2016\)](#)  
852 ont modélisé de manière beaucoup plus précise la perte d'atmosphère par le  
853 bombardement météoritique et suggéré que les impacts seuls peuvent difficilement  
854 expliquer une perte quantité significative de masse atmosphérique depuis le Noachien.

855 - **L'échappement photochimique** est défini comme un processus par lequel une réaction  
856 exothermique va produire une particule neutre dont la vitesse peut dépasser la vitesse  
857 d'échappement. La réaction de recombinaison dissociative de l'espèce dominante dans  
858 l'ionosphère  $O_2^+$  avec un électron peut produire deux atomes d'oxygènes énergétiques  
859 avec une vitesse de  $\sim 6.5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ , dépassant la vitesse de libération martienne ( $\sim 4.9$   
860  $\text{ km/s}$  à 200 km d'altitude, soit  $\sim 0.124 \text{ eV/amu}$ ). Des processus similaires se produisent  
861 pour la production d'atomes énergétique O, N et C venant de la recombinaison  
862 dissociative des ions  $CO_2^+$ ,  $N_2^+$  et  $CO^+$ . L'observation systématique par MAVEN/IUVS  
863 d'une population d'oxygène neutre énergétique au-dessus de 500 km est très  
864 certainement la signature directe de ce mécanisme ([Deighan et al., 2015](#)).

865 Récemment, [Lillis et al. \(2017\)](#) ont utilisé les mesures in-situ par MAVEN de la  
 866 température des électrons et de la densité de l'ion  $O_2^+$  pour en dériver le taux de  
 867 production d'oxygène atomique chaud et, à partir de la probabilité d'échappement par  
 868 un modèle de Monte-Carlo de transport, obtenir un taux d'échappement de  $1.2$  à  $5.5 \times$   
 869  $10^{25} s^{-1}$  pour la période de février 2015 à juillet 2016.

870 - **L'échappement de Jeans** : dans une atmosphère collisionnelle, la distribution des  
 871 vitesses peut être décrite par une distribution de Maxwell-Boltzmann :

$$872 \quad f(n, v, m, T) = n \left( \frac{m}{2\pi k_B T} \right)^{\frac{3}{2}} \times e^{-\frac{mv^2}{2k_B T}}$$

873 où  $n$  est la densité,  $k_B$  est la constante de Boltzmann,  $T$  est la température,  $m$  est la masse  
 874 et  $v$  est la vitesse. Les particules à l'exobase ayant une vitesse supérieure à la vitesse  
 875 d'échappement et dirigé vers le haut peuvent s'échapper vers le milieu interplanétaire.  
 876 Ce mécanisme d'échappement est appelé l'échappement de Jeans. A l'exobase, à partir  
 877 des températures et densités, il est possible de déterminer le taux d'échappement de  
 878 Jeans de chaque espèce selon la théorie de Chamberlain ([Chamberlain, 1963](#)) :

$$879 \quad F_{Jeans} = \frac{n_{exo} u_{th}}{2\sqrt{\pi}} (1 + \lambda_{exo}) e^{-\lambda_{exo}}$$

880 Où  $\lambda_{exo} = \frac{G \cdot M \cdot m}{k_B \cdot T_{exo} \cdot r_{exo}}$  est le paramètre d'échappement,  $n_{exo}$  est la densité à l'exobase et

881  $u_{th} = \sqrt{\frac{2k_B \cdot T_{exo}}{m}}$  est la vitesse la plus probable.  $M$  est la masse de la planète,  $m$  est la

882 masse de l'espèce considérée,  $r_{exo}$  est la distance par rapport au centre de Mars,  $T_{exo}$   
 883 est la température à l'exobase et  $G$  est la constante gravitationnelle.

884 - **L'échappement hydrodynamique** a été initialement développé par [Hunten \(1973\)](#) et  
 885 intervient lorsque le paramètre d'échappement  $\lambda_{exo}$  est proche de 1 ([Volkov et al.,](#)  
 886 [2011](#)), c'est-à-dire que la vitesse thermique du gaz se rapproche de la vitesse  
 887 d'échappement. Lors d'un échappement hydrodynamique, les composés les plus  
 888 massifs peuvent être entraînés dans le flux des composés plus légers comme  
 889 l'hydrogène. Les collisions du flot d'hydrogène permettent alors à des espèces lourdes  
 890 comme l'oxygène de se retrouver à haute altitude.

891 - **Le criblage atmosphérique** (« *atmospheric sputtering* » en anglais) est le processus  
 892 décrivant le bombardement d'une atmosphère ou d'une surface par des particules  
 893 incidentes énergétiques. Par collision, ces particules incidentes transfèrent une partie de  
 894 leur énergie aux particules bombardées et peuvent donner lieu à l'éjection d'une partie

895 de ces particules atmosphériques. Une portion de ces éjectas peut également posséder  
 896 suffisamment d'énergie pour échapper l'attraction gravitationnelle de l'objet bombardé.  
 897 L'efficacité de ce processus est caractérisée par son rendement  $Y$  (« *yield* » en anglais),  
 898 correspondant au rapport entre les nombres (ou fluxes) de particules éjectées et  
 899 incidentes :

$$900 \quad Y = \frac{N_{\text{éjectés}}}{N_{\text{incidentes}}} = \frac{F_{\text{échappemen}}}{F_{\text{précipitant}}}$$

901  
 902 D'abord utilisé principalement dans l'industrie sur des milieux cibles solides  
 903 notamment pour la fabrication des semi-conducteurs, la description théorique du  
 904 criblage et son application aux environnements planétaires doit beaucoup aux travaux  
 905 de R.E. Johnson (Johnson [1990](#) ; [1994](#) ; [1998](#) ; [2000](#)). Le criblage atmosphérique  
 906 martien est causé par les ions du vent solaire ([Watson et al., 1980](#)), des particules neutres  
 907 énergétiques ([Kallio and Barabash, 2001](#)) ou les ions planétaires ([Leblanc and Johnson,](#)  
 908 [2001](#)). Ces particules incidentes génèrent une cascade collisionnelle, pouvant provoquer  
 909 un réchauffement du milieu impacté, son ionisation ou produire des particules neutres  
 910 atmosphériques suprathermiques. Dans le cas de Mars, le rendement peut s'écrire  
 911 analytiquement comme ([Johnson et al., 1990](#) ; [2000](#)) :

$$912 \quad Y(\theta_i) \simeq \frac{\alpha\beta}{2U_{esc}\sigma_D(E_{esc})\cos(\theta_i)} \cdot S_n(E_O) \quad (2)$$

914  
 915 Où  $E_O$  est l'énergie de la particule incidente,  $\theta_i$  est l'angle d'impact de la particule  
 916 incidente par rapport à la normale à la surface ou l'exobase,  $U_{esc}$  est l'énergie nécessaire  
 917 à la particule pour s'échapper,  $E_{esc}$  est l'énergie de la particule transférée par la particule  
 918 incidente à l'exobase, devant être supérieure à  $U_{esc}$ . Le facteur  $\alpha$  est le coefficient de  
 919 transport de l'énergie déposée à l'exobase et le facteur  $\beta$  est le coefficient décrivant le  
 920 spectre d'énergie de la cascade collisionnelle. La quantité  $\sigma_D$  est la section efficace de  
 921 collision moyenne.  $S_n$  est appelé section efficace de perte d'énergie par collisions  
 922 élastiques. Elle s'exprime comme :  $S_n(E_O) = (\frac{\gamma \cdot E_O}{2}) \cdot \sigma_d(E_O)$  où  $\gamma$  est un facteur de  
 923 masse dépendant de la masse de l'impacteur et de l'impacté.

924 Pour obtenir le taux d'échappement par criblage atmosphérique à l'exobase, il faut  
 925 multiplier cette expression par le flux précipitant d'ion à l'exobase ( $F_{ions\ précipitants}$  en

926  $s^{-1} \cdot cm^{-2}$ ) et la surface de l'exobase ( $S_{exobase} = 4 \cdot \pi \cdot r_{exobase}^2$  en  $cm^2$  où  $r_{exobase}$  est  
927 la distance entre le centre de Mars et la position de l'exobase). Sur Mars, les particules  
928 criblant l'atmosphère sont essentiellement les ions  $O^+$  et  $H^+$  ainsi que les atomes neutres  
929 énergétiques O et H, et les principales espèces qui s'échapperont suite au criblage sont  
930 les espèces majoritaires à l'exobase essentiellement O,  $CO_2$  mais aussi  $N_2$  et Ar  
931 (Jakosky et al., 1994) et leur produit de dissociation. En terme de rendement, l'éjection  
932 due au criblage par les ions  $H^+$  est faible comparé à celle due au criblage par les ions  
933  $O^+$  (Johnson et al., 2000 ; Leblanc and Johnson, 2001 ; 2002 ; Chaufray et al., 2007 ;  
934 Cipriani et al., 2007 ; Wang et al., 2014 ; 2015).

935  
936 Le taux d'échappement par criblage atmosphérique est difficile à mesurer directement  
937 et les estimations actuelles reposent donc sur l'utilisation de modèles analytiques  
938 comme l'équation (2) ou numériques. Les résultats numériques obtenus varient  
939 significativement d'un modèle à l'autre. Il existe en effet un certain nombre  
940 d'incertitudes qui impactent l'estimation du criblage actuel. En premier lieu, le flux de  
941 particules impactant l'atmosphère, sa distribution en énergie et sa dépendance en  
942 fonction des conditions solaires restent très mal connus. Contraindre l'influence des  
943 paramètres solaires sur l'intensité des précipitations dans l'atmosphère martienne  
944 permet donc de quantifier les pertes atmosphériques actuelles induites par le criblage.

### 945 **3. Les facteurs contrôlant l'échappement atmosphérique**

946 De nombreux facteurs peuvent contrôler les processus d'échappement atmosphérique  
947 martien. Ces facteurs sont divisibles en deux catégories : les facteurs solaires (indépendant de  
948 la planète) et les facteurs planétaires (indépendant de l'environnement interplanétaire). Le but  
949 de cette section est de les répertorier. Leurs effets seront explicités en détails dans les chapitres  
950 suivant.

#### 951 **Facteurs solaires :**

952 - **La pression dynamique du vent solaire**  $P_{SW} = m_p \cdot n_{SW} \cdot V_{SW}^2$  est la pression induite  
953 par le flux de particule du vent solaire sur l'environnement martien.  $m_p$  est la masse des  
954 protons du vent solaire et où  $n_{SW}$  et  $V_{SW}$  sont respectivement la densité et la vitesse du

955 vent solaire. Ce paramètre a notamment une influence sur la position des frontières  
956 plasma autour de Mars ([Ramstad et al., 2017](#)).

957 - **Les nombres de mach Alfvénique et sonique** influencent la position des frontières  
958 plasma autour de Mars ([Edberg et al., 2010](#)). Le nombre de Mach Alfvénique est défini  
959 comme le quotient de la vitesse du vent solaire  $V_{SW}$  par la vitesse d'Alfven  $V_A = \frac{B_{IMF}}{\sqrt{\mu_0 \cdot \rho_{SW}}}$   
960 où  $\mu_0$  est la perméabilité du vide et  $\rho_{SW}$  est la densité de masse du vent solaire. Le  
961 nombre de mach sonique est défini comme le quotient de la vitesse du vent solaire  $V_{SW}$   
962 par la vitesse du son du milieu considéré  $c_s = \sqrt{\frac{\gamma P}{\rho_{SW}}}$  où  $\gamma = 5/3$ .

963 - **Le champ électrique de convection**  $\vec{E} = -\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}$  est le champ électrique induit  
964 par le déplacement du vent solaire et le champ magnétique interplanétaire par rapport à  
965 Mars. Au-dessus de l'ionosphère, les particules ionisées planétaires sont accéléré par ce  
966 champ électrique ([Luhmann and Kozyra, 1991](#)). Plus le champ électrique est important,  
967 plus l'énergie que peut atteindre les ions sera importante. L'orientation du champ  
968 électrique dans le repère martien a une grande influence sur la probabilité  
969 d'échappement et de précipitation des ions.

970 - **Le flux de particule du vent solaire**  $F_{SW} = n_{SW} \cdot V_{SW}$ . La fréquence d'ionisation des  
971 atomes planétaires par échange de charge étant proportionnel au flux de particule pour  
972 les réactions non-résonante (voir l'échange de charge dans la [sous-partie 2 de la section](#)  
973 [A du chapitre I](#)), ce paramètre permet de déterminer, avec la densité des neutres  
974 planétaires, le taux de production d'ion par échange de charge.

975

976 Il existe deux autres paramètres solaires :

977 - **L'irradiance ultraviolette extrême solaire**  $F_{EUV}$  correspond au spectre d'émission  
978 solaire dans la gamme de l'ultraviolet et des rayons X (<200 nm). Le flux radiatif solaire  
979 chauffe l'atmosphère et est la principale source d'ion dans l'ionosphère côté jour. Les  
980 variations de son intensité ont une influence sur les propriétés de l'environnement  
981 martien et sur la production d'ions planétaires pouvant s'échapper ou bien précipiter.

982 - **Le flux de particule de très haute énergie solaire**  $F_{SEP}$  correspond au flux de particule  
983 produit par le Soleil d'énergie supérieure à 100-200 keV. En raison de leur énergie plus  
984 importante, ces ions et électrons vont pouvoir pénétrer plus profondément dans



985 l'atmosphère martienne, ce qui va avoir pour effet un dépôt d'énergie dans l'atmosphère  
986 sous forme d'ionisation ou de transfert d'énergie cinétique par collision ([Jolitz et al.,](#)  
987 [2017](#)). Selon l'étude de [Lillis et al. \(2012\)](#), les protons ayant une énergie de 100 keV  
988 peuvent atteindre une altitude de 145 km contre 125 et 95 pour des protons ayant une  
989 énergie de 1 et 10 MeV respectivement.

990

### 991 **Facteurs planétaires :**

992 Les trois principaux paramètres planétaires pouvant contrôler l'échappement atmosphérique  
993 sont les suivants :

- 994 - **L'angle solaire zénithal** correspond à l'angle entre le vecteur position d'un point dans  
995 un repère centré sur Mars et la direction entre le centre de Mars et le centre du Soleil.  
996 L'angle solaire zénithal (SZA) varie entre 0° et 180° et est défini par :  $SZA[^\circ] =$   
997  $\arccos\left(\frac{X_{MSO}}{r}\right) * \frac{180^\circ}{\pi}$   
998 où r est la distance radiale entre la position du point et le centre de Mars et  $X_{MSO}$  est la  
999 valeur projection de la position du point sur l'axe Mars-Soleil. Plus un angle solaire  
1000 zénithal est important, plus la couche d'atmosphère que le rayonnement solaire devra  
1001 traverser pour atteindre une certaine altitude sera importante, ce qui provoque une  
1002 diminution du rayonnement reçue par l'atmosphère pour une altitude donnée. Cela va  
1003 avoir une influence sur le contrôle de l'échappement local. Au-delà de 90° en SZA  
1004 commence la nuit sur Mars.
- 1005 - **Les champ crustaux martiens**, présent sur près d'un tiers de la surface de son  
1006 hémisphère sud, va agir comme une mini-magnétosphère autour des régions concernées,  
1007 altérant l'interaction avec le plasma du vent solaire.
- 1008 - **Les saisons martiennes** : la distance de Mars par rapport au centre du Soleil. En raison  
1009 de l'excentricité de Mars, cette distance varie de près de 25% durant l'année martienne,  
1010 ce qui affectera l'intensité de l'irradiance solaire reçue à la surface de Mars. De plus  
1011 l'inclinaison de Mars, très proche de celle de la Terre, induit des effets saisonniers sur  
1012 Mars donc des variations importantes des températures de l'atmosphère suivant les  
1013 saisons. Les saisons ont notamment potentiellement un rôle sur la circulation de l'eau  
1014 dans l'atmosphère martienne et sur son échappement ([Fedorova et al., 2020](#)).

1015

## C. Etude de l'environnement martien jusqu'à MAVEN

1016

1017

1018

1019

1020

Si Mars a pu être observé dès le XVII<sup>ème</sup> siècles grâce à la lunette astronomique et aux télescopes, il faudra pourtant attendre les années 1960 et l'avènement de l'ingénierie spatiale pour que les premières missions de télédétection voient le jour, les études étant jusqu'alors restreintes aux paramètres orbitaux de Mars et à la détermination sommaire des caractéristiques de son atmosphère.

1021

### 1. Historique des missions Martiennes

1022

1023

1024

1025

1026

1027

1028

1029

1030

1031

1032

1033

1034

1035

Dans le contexte de course à l'espace des années 60 et 70, la planète rouge est la cible d'un important engouement de la part des soviétiques et des américains. De nombreuses sondes sont lancées pour prendre des photographies de sa surface et caractériser son atmosphère mais peu y réussissent dans un premier temps. En réalisant un survol de Mars en juillet 1965, la mission Mariner 4 a été la première mission spatiale réussie dédiée en partie à l'exploration de Mars et de son environnement. Elle mit en évidence une atmosphère froide et ténue sans champ magnétique, révélant que le vent solaire peut avoir une interaction directe avec l'atmosphère martienne. Le programme Mariner se poursuivit jusqu'en 1972 avec les sondes Mariner 6, 7 et 9 qui détectèrent l'onde de choc planétaire et la magnéto-gaine et réalisèrent les premiers profils de densité ionosphérique. En juillet et septembre 1976, les sondes Viking 1 et 2 mesurent les profils thermosphériques de températures lors de leur descente vers la surface martienne et donnent une première composition détaillée de l'atmosphère martienne ([Nier et Mc Elroy, 1977](#)). Il faudra ensuite attendre près de 20 ans pour qu'une nouvelle sonde américaine atteigne l'orbite martienne.

1036

1037

1038

1039

1040

1041

1042

1043

1044

Entre-temps, la seule sonde à étudier l'environnement de Mars est l'orbiteur Phobos-2 du programme soviétique Phobos, arrivé en orbite autour de Mars le 29 janvier 1989 mais cessant d'émettre quelques mois plus tard le 27 mars 1989. Bien que sa durée d'activité fut courte, l'instrument plasma à son bord « *Automatic Space Plasma Experiment with a Rotating Analyzer* » (ASPERA), comprenant un spectromètre électronique et un spectromètre de masse ionique, permit de caractériser la structure de l'onde de choc planétaire martien (Trotignon et al., [1991](#) ; [1993](#)) ainsi que de faire les premières observations de l'échappement ionique planétaire ([Lundin et al., 1990](#)). C'est notamment les nombreuses traversées de la sonde Phobos-2 dans la queue magnétique qui ont montré qu'elle était composée de deux lobes

1045 magnétiques de direction opposée, la polarité étant reliée à la composante du champ magnétique  
1046 interplanétaire orthogonale à l'écoulement ([Yeroshenko et al., 1990](#)).

1047 Lancée en novembre 1996, Mars Global Surveyor est la première mission du  
1048 programme Mars Surveyor de la NASA visant à comprendre le climat actuel et passé de Mars  
1049 ainsi que son évolution géologique et géophysique. Ses objectifs étaient principalement dédiés  
1050 à l'étude du sol et de l'atmosphère par spectrométrie et cartographie. Une des importantes  
1051 contributions de MGS à l'interaction atmosphère-vent solaire est la découverte de l'existence  
1052 des champs crustaux dans l'hémisphère sud de Mars et l'absence de dynamo interne ([Acuña et  
1053 al., 1999](#)). Leur présence sur les terrains les plus anciens de Mars sont la preuve que la planète  
1054 a, un jour, été doté d'un champ magnétique global ([Connerney et al., 2004](#)). MGS est aussi  
1055 impliquée dans la caractérisation des frontières de la magnétosphère induite de Mars ([Vignes  
1056 et al., 2000](#) ; [Trotignon et al., 2006](#)). Finalement, en novembre 2006, MGS est victime d'une  
1057 défaillance suite à une opération de routine et cesse de fonctionner.

1058 La mission spatiale Mars Express de l'Agence Spatiale Européenne a été décidée à en  
1059 novembre 1998. La sonde fut lancée presque cinq années plus tard en juin 2003 pour s'insérer  
1060 en orbite autour de Mars en décembre 2003. Elle doit son nom à la rapidité de sa conception.  
1061 La mission regroupait à l'origine un orbiteur et un atterrisseur, Beagle 2, qui échoua,  
1062 supposément, à cause d'une défaillance durant le déploiement d'un panneau solaire. L'orbiteur  
1063 est toujours en 2020 en activité et continue de réaliser des observations scientifiques de  
1064 l'environnement martien. Les principaux objectifs scientifiques de Mars Express sont :

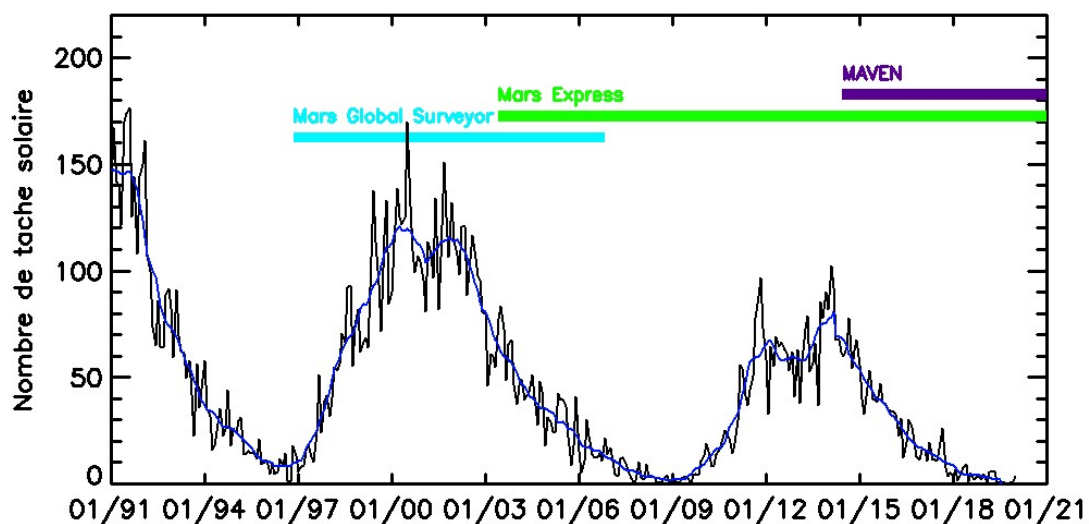
- 1065 - Cartographier l'ensemble de la planète avec une résolution de ~10m/pixel avec des  
1066 zones de super-résolution (2m/pixel).
- 1067 - Cartographier le spectre infrarouge minéralogique de la surface avec une résolution de  
1068 100m/pixel.
- 1069 - Sonder la structure sous-terrain du permafrost martien à l'aide d'un radar.
- 1070 - Cartographier la composition atmosphérique et déterminer sa circulation globale.
- 1071 - Etudier l'interaction plasma de Mars avec le vent solaire.

1072

1073 La très longue période d'activité de Mars Express et de ses instruments plasma a permis  
1074 d'obtenir une grande quantité de mesure de l'environnement plasma de Mars au cours d'un

1075 cycle solaire et demi de 2003 à 2020. Cependant, l'absence de magnétomètre sur Mars Express  
1076 a limité l'interprétation de ces données, faute de pouvoir simultanément caractériser les  
1077 propriétés électromagnétiques de l'environnement martien. La Figure M.9 donne la couverture  
1078 temporelle des orbiteurs de Mars avec l'évolution mensuelle du nombre de tâche solaire de  
1079 janvier 1991 à janvier 2020. Une des principales contributions de Mars Express à la  
1080 climatologie martienne actuelle est passée est l'identification par l'instrument OMEGA de  
1081 minéraux hydratés à sa surface, de la composition des calottes polaires martienne et la  
1082 découverte d'aurores dans l'UV par l'instrument « *Spectroscopy for the Investigation of the*  
1083 *Characteristics of the Atmosphere of Mars* » (SPICAM).

1084



1085

1086 **Figure M.9:** Couverture temporelle des orbiteurs de Mars équipé d'instrument plasma ou/et  
1087 magnétomètre avec l'évolution mensuelle (en noir) du nombre de tâche solaire de janvier  
1088 1991 à janvier 2020 (les cycles solaires # 22-#24). En bleu foncé, les valeurs moyennées sur  
1089  $\pm 6$  mois. Mars express a été opérationnelle autour de Mars plus d'un cycle solaire. A partir  
1090 de fin 2014, MAVEN débute l'étude de l'environnement plasma.

1091

1092

## 2. MAVEN

1093

1094

La mission MAVEN a été conçue afin de caractériser et mesurer la structure, composition et variabilité de la haute atmosphère martienne et de son interaction avec le Soleil

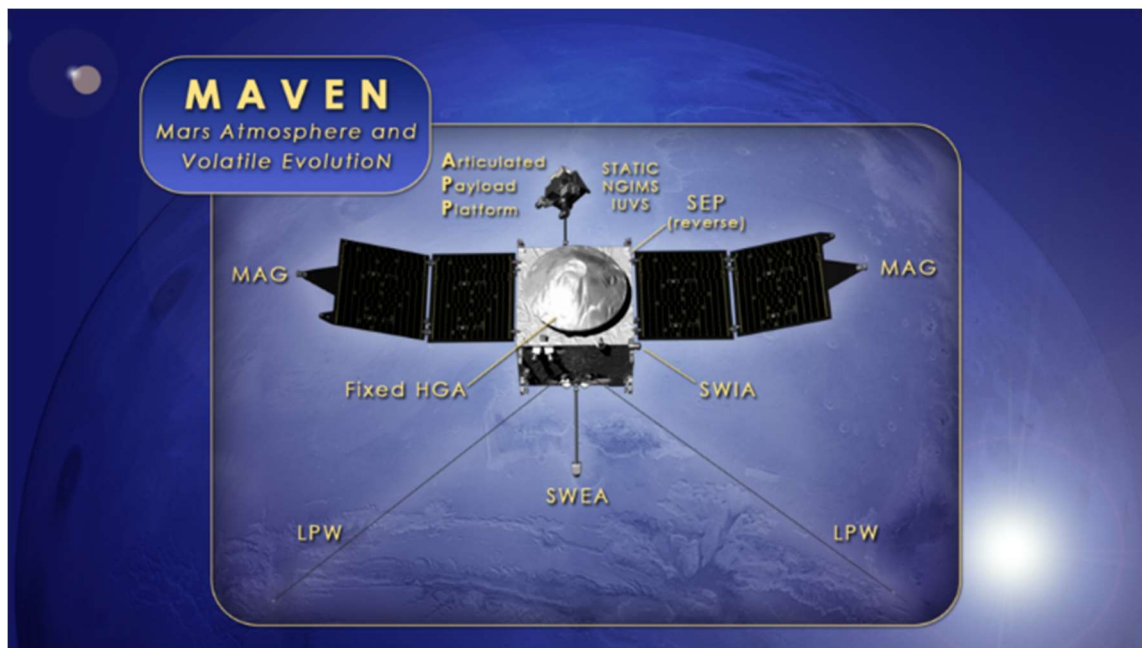
1095 et le vent solaire avec pour objectif principal de déterminer la perte d'atmosphère dans l'espace  
1096 ([Jakosky et al., 2015](#)). Ces principaux objectifs sont :

- 1097 - Mesurer la composition et la structure de la haute atmosphère et de l'ionosphère  
1098 actuelle, et déterminer les processus physiques qui en contrôle la composition,  
1099 température et structure.
- 1100 - Mesurer le taux de perte de l'atmosphère vers l'espace et déterminer les principaux  
1101 processus le contrôlant.
- 1102 - Déterminer les propriétés et les caractéristiques qui permettront d'extrapoler à rebours  
1103 dans le temps la perte intégrée sur les quatre dernier milliards d'années de l'histoire  
1104 martienne.

1105

1106 En orbite depuis septembre 2014 autour de Mars, la sonde spatiale MAVEN possède  
1107 une orbite proche-polaire d'inclination  $75^\circ$ , un périhélie de 6250 km d'altitude, un périégée de  
1108 160 km d'altitude pour 4.5 heures de période orbitale. Cette orbite permet de couvrir les  
1109 différentes structures de l'interaction avec le vent solaire depuis la thermosphère jusqu'au vent  
1110 solaire. L'orbite de MAVEN est progressivement changée depuis 2019 afin que MAVEN  
1111 puisse servir de relai de télémétrie pour les prochaines missions de surface du programme de la  
1112 NASA.

1113



1114

1115 **Figure M.10** : Illustration présentant les positions des différents instruments à bord de la  
 1116 sonde spatiale MAVEN. Crédits : NASA's Goddard Space Flight Center.

1117

1118 La sonde MAVEN dispose d'une série de neuf instruments permettant de caractériser  
 1119 les environnements neutre et ionisé de Mars. La Figure M.10 donne la position des différents  
 1120 instruments présents sur la sonde MAVEN.

- 1121 - Le photomètre « *Extreme UltraViolet Monitor* » (MAVEN/EUVM ; [Eparvier et al.,](#)  
 1122 [2015](#)) capable de mesurer l'irradiance ultraviolette solaire dans trois bandes spectrales  
 1123 allant des rayons X à l'ultraviolet de haute énergie (0.1-7 nm, 17-22 nm et 121-122 nm)  
 1124 avec une résolution temporelle de 1s. Cette observation continue s'effectue tant que  
 1125 MAVEN reste éclairé par le rayonnement solaire ([Lillis et al., 2015](#)).
- 1126 - Un spectro-imageur ultraviolet « *Imaging UltraViolet Spectrometer* » (MAVEN/IUVS  
 1127 ; [McClintock et al., 2015](#)) mesure le spectre ultraviolet de l'atmosphère.
- 1128 - La sonde de Langmuir « *Langmuir Probe and Waves* » (MAVEN/LPW ; [Andersson et](#)  
 1129 [al., 2015](#)) mesure la densité et température des électrons, ainsi que les ondes du champ  
 1130 électrique dans l'environnement Martien avec une résolution temporelle de 4 secondes.  
 1131 Elle est optimisée pour mesurer la densité des électrons entre  $\sim 100 \text{ cm}^{-3}$  et  $10^6 \text{ cm}^{-3}$   
 1132 et la température entre 500 à 50 000 K.

- 1133 - Le magnétomètre « *Magnetometer* » (MAVEN/MAG ; [Connerney et al., 2015](#)) est un  
1134 ensemble de deux magnétomètres à vanne de flux (« fluxgate ») triaxiaux identiques qui  
1135 mesurent l'intensité et la direction du champ magnétique de  $\pm 0.06$  à  $\pm 65536$  nT avec  
1136 une résolution de 0.008 nT et une fréquence de mesure de 32 Hz.
- 1137 - Le spectromètre « *Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer* » (MAVEN/NGIMS ;  
1138 [Mahaffy et al., 2015b](#)) réalise des mesures in-situ de la composition des neutres de  
1139 l'atmosphère, des rapports isotopiques et de l'échelle de hauteurs des espèces  
1140 majoritaires et des ions thermiques entre 125 et 500 km d'altitude. MAVEN/NGIMS  
1141 possède un intervalle une couverture en masse de 2 à 150 amu et une résolution pouvant  
1142 aller jusqu'à 0.1 amu.
- 1143 - Le spectromètre « *Solar Energetic Particle* » (MAVEN/SEP ; [Larson et al., 2015](#))  
1144 mesure la distribution angulaire et en énergie des électrons (30 keV à 1 MeV) et ions  
1145 (30 keV à 12 MeV) solaires énergétiques.
- 1146 - Le spectromètre « *SupraThermal and Thermal Ion Composition* » (MAVEN/STATIC  
1147 ; [McFadden et al., 2015](#)) permet de mesurer l'énergie par charge, la direction et la vitesse  
1148 des ions selon un champ de vue de  $360^\circ \times 90^\circ$  avec 64 intervalles angulaires de résolution  
1149  $22.5^\circ$ . En supposant que le degré d'ionisation est connu (presque tous les ions de Mars  
1150 n'ont qu'une charge, à l'exception des particules alpha qui en ont deux), ces mesures  
1151 conduisent à la distribution en masse, en énergie et angulaire des ions sur un intervalle  
1152 en énergie de 0.1 à 35 keV, espacé logarithmiquement avec une résolution temporelle  
1153 de base de 4 secondes. MAVEN/STATIC dispose de plusieurs modes de  
1154 fonctionnement, dépendant de la région ou du phénomène d'intérêt. Ces modes diffèrent  
1155 principalement par leur résolution temporelle, le nombre de canaux en énergie et l'angle  
1156 de vue. Dans cette thèse, j'utiliserai principalement le produit « D1 » (résolution  
1157 temporelle de 4 secondes, 64 intervalles angulaires, 32 canaux en énergie et 8 canaux  
1158 en masse) qui permet de réaliser une différenciation des espèces lourdes ( $O^+ -$   
1159  $16 \text{ amu}$  ;  $O_2^+ - 32 \text{ amu}$  ;  $CO_2^+ - 44 \text{ amu}$ ) et légères ( $H^+ - 1 \text{ amu}$  ;  $He^{++} - 4 \text{ amu}$ ).
- 1160 - Le spectromètre « *Solar Wind Electron Analyzer* » (MAVEN/SWEA ; [Mitchell et al.,](#)  
1161 [2016](#)) mesurant la distribution en énergie et angulaire des électrons de la magnéto-gaine  
1162 et du vent solaire ainsi que les photoélectrons ionosphériques. Il peut mesurer des  
1163 électrons d'énergies comprises entre 3 eV à 4600 eV, avec une résolution en énergie de  
1164 17%, et un champ de vue de  $360^\circ \times 120^\circ$  avec une résolution de  $22.5^\circ$ . Sa résolution  
1165 temporelle est au mieux de 2 secondes.

1166 - Le spectromètre « *Solar Wind Ion Analyser* » (MAVEN/SWIA ; [Halekas et al., 2015](#))  
1167 mesurant la distribution en énergie et angulaire des ions du vent solaire et  
1168 magnétosphérique. Elle dispose de plusieurs produits mais seul le produit « *coarse*  
1169 *survey* », qui a été créé pour l'étude des flux de la magnétosphère martienne ainsi que  
1170 les ions « pickup », sera utilisé dans cette thèse. Le produit « *coarse survey* » couvre  
1171 une énergie par charge comprise entre 23eV/q et 25keV/q divisé en 48 intervalles en  
1172 énergie espacé logarithmiquement avec un champ de vue de 360°×90° répartis en 64  
1173 intervalles angulaires de résolution 22.5°, et disposant d'une résolution temporelle de 4  
1174 secondes. Cette gamme en énergie correspond typiquement à la magnéto-gaine et au  
1175 vent solaire.

1176

1177 Dans le cadre de ma thèse, les principaux instruments utilisés sont les spectromètres  
1178 MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC et MAVEN/SEP, le magnétomètre MAVEN/MAG et le  
1179 photomètre MAVEN/EUVM. Ceux-ci me permettent de caractériser les conditions solaires  
1180 ainsi que les précipitations ioniques.



1181

## Chapitre II : Impact des évènements solaires sur les précipitations ioniques martiennes

1182

1183 Nous avons mis en évidence dans le chapitre précédent la nécessité, dans les conditions  
1184 solaires actuelles, d'étudier le flux précipitant ionique pour contraindre le criblage  
1185 atmosphérique sur Mars. Dans le cadre de l'étude de l'évolution et la dépendance de l'érosion  
1186 atmosphérique en fonction des conditions solaires, nous présentons dans ce chapitre la  
1187 dépendance du flux précipitant ionique aux conditions solaires durant les évènements solaires  
1188 de septembre 2017. Dans un premier temps, dans la section A, nous verrons comment l'étude  
1189 des évènements solaires peut contribuer à améliorer nos connaissances sur l'échappement  
1190 atmosphérique et les précipitations ioniques actuels et passés via l'influence des facteurs  
1191 externes (IMF, conditions du vent solaire, flux EUV) sur l'environnement martien. Les  
1192 différents types d'évènements solaires et leurs effets sur l'environnement martien seront  
1193 présentés.

1194 Après avoir défini le flux précipitant observé par la sonde MAVEN en section B, je  
1195 présenterai mes résultats sur l'étude de la variabilité des précipitations ioniques martiennes lors  
1196 d'évènements solaires dans la section C.

### A. Les évènements solaires dans l'interaction du vent solaire avec l'atmosphère martienne

1198

1199 Comme mentionné [dans le chapitre I](#), les caractéristiques du vent solaire ont une  
1200 influence majeure sur l'environnement martien, ainsi que sur de nombreux processus d'érosion  
1201 de l'atmosphère martienne, et varient en fonction des phases d'activité du cycle solaire. **Les**  
1202 **variations les plus extrêmes sont généralement associées aux passages d'évènements**  
1203 **plasma comme les éjections de masse coronal (CME) ou de régions d'interaction de co-rotation**  
1204 **(CIR) durant lesquels, les caractéristiques du vent solaire comme l'intensité de l'IMF, la densité**  
1205 **du plasma et la pression dynamique peuvent augmenter jusqu'à plus d'un ordre de grandeur**  
1206 **([Hara et al., 2011](#) ; [Fang et al., 2013](#) ; [Romanelli et al., 2018](#)). De telles variations, comme lors**  
1207 **des ICMEs (I pour interplanétaire, quand elles parviennent aux orbites planétaires), peuvent**  
1208 **considérablement augmenter l'échappement atmosphérique martien** au point de pouvoir  
1209 induire une perte d'atmosphère équivalente à plusieurs mois dans des conditions nominales du

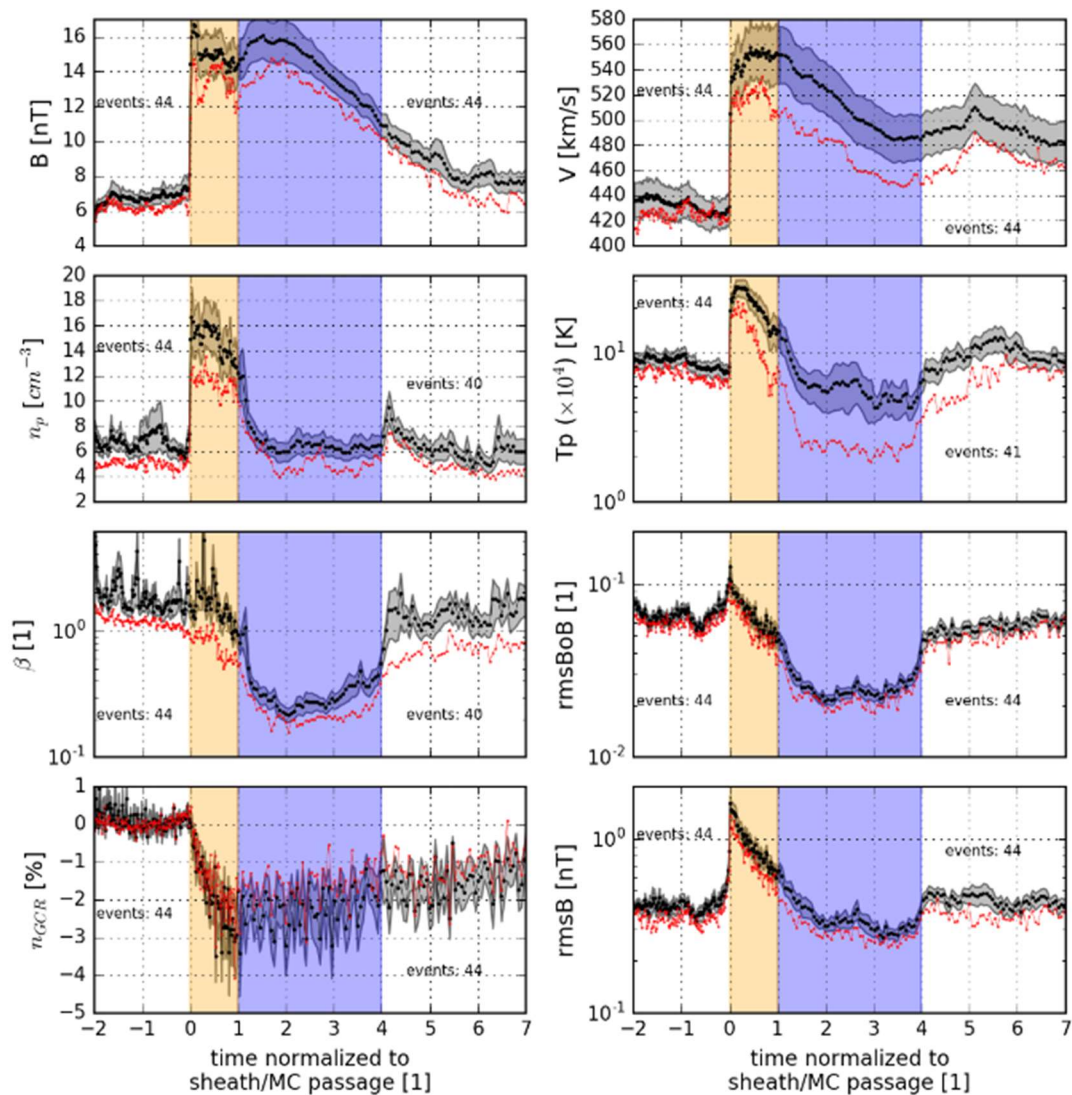
1210 vent solaire ([Lillis et al., 2015](#) ; [Jakosky et al., 2018](#)), leur donnant une contribution significative  
1211 bien qu'elles soient peu fréquentes.

1212 La caractérisation de ces variations et leurs impacts sur l'atmosphère martienne est  
1213 réalisable grâce aux nombreux instruments à bord de la sonde MAVEN (que nous avons  
1214 présenté [dans la sous-partie 2 de la section C du chapitre I](#)) qui couvrent la majeure partie des  
1215 propriétés de ces phénomènes ([Lee et al., 2017](#)). On peut déjà classer les événements solaires  
1216 en deux types : les événements plasmas et les événements radiatifs (voir Tableau T.2).

1217 Les événements radiatifs ou éruptions solaires, nommés flares en anglais, sont  
1218 des émissions brèves mais intenses de photons dans la gamme spectrale X et ultraviolet  
1219 (EUV essentiellement). Ils peuvent durer de quelques dizaines de minute à plusieurs  
1220 heures, et parviennent au niveau de l'orbite martienne en une quinzaine de minutes.  
1221 L'augmentation du flux X/EUV va avoir pour effet de chauffer et d'ioniser l'atmosphère  
1222 martienne, augmentant ainsi la température des neutres et la densité des ions planétaires  
1223 comme observé lors de l'éruption solaire du 10 septembre 2017 ([Lee et al., 2018](#)). Il est  
1224 attendu que cette augmentation de la densité ionique à haute altitude provoque en  
1225 conséquence une augmentation de l'échappement atmosphérique comme observé dans  
1226 [Dong et al., \(2017\)](#) ainsi que du flux précipitant ionique.

1227 Les événements plasma sont principalement composés des ICMEs, CIRs et des  
1228 événements de particules solaires de très haute énergie (SEP). Les deux premiers  
1229 événements plasma vont principalement affecter le champ magnétique dans le vent  
1230 solaire, la densité, la composition, la température et la vitesse du vent solaire. Lors du  
1231 passage de ces événements, la vitesse et la densité du plasma vont augmenter,  
1232 provoquant ainsi une importante augmentation de la pression dynamique. Les effets du  
1233 passage d'une ICME ([Gosling et al., 1972](#) ; [Lillis et al., 2015](#) ; [Masías-Meza et al., 2016](#))  
1234 sur les propriétés du vent solaire sont illustrés dans la Figure M.11, issue de [Masías-](#)  
1235 [Meza et al., \(2016\)](#). Cette augmentation va avoir pour effet de compresser le milieu  
1236 ionisé martien, rapprochant le choc planétaire et la frontière de la magnétosphère induite  
1237 de la planète. Ce rapprochement aura plusieurs effets : il va permettre à des ions  
1238 planétaires qui se trouvaient à plus basse altitude d'être accélérés par le champ  
1239 électrique de convection, augmentant ainsi le nombre d'ions accélérés. Ensuite, avec  
1240 l'augmentation de la vitesse du vent solaire, l'accélération de ces ions sera plus  
1241 importante, ce qui leur conférera plus d'énergie. Le drapé du champ magnétique peut

1242 aussi atteindre des altitudes plus basses l'atmosphère martienne, amplifiant l'interaction  
 1243 de l'atmosphère avec le vent solaire (Hall et al., 2016 ; Xu et al., 2018 ; Lee et al., 2018).  
 1244 Les évènements SEP vont plus simplement augmenter la quantité de particules  
 1245 (principalement des protons et des électrons) de très haute énergie (>100 keV) impactant  
 1246 l'atmosphère martienne. A ces énergies, les particules sont moins affectées par  
 1247 l'environnement magnétisé martien et atteignent plus facilement l'atmosphère qu'ils  
 1248 pourront chauffer et ioniser (Lillis et al., 2012).



1249  
 1250 **Figure M.11** : Evolution moyenne de plusieurs paramètres solaires lors du passage d'ICMEs.  
 1251 En orange, le passage de l'onde de choc et en violet le passage du nuage magnétique.  
 1252 (Crédit : Masías-Meza, J. J. et al., (2016)).

**Tableau T.2 : Liste des différents évènements solaires et des conditions solaires nominales.**

<b>Evènements solaires (type)</b>	<b>Description</b>	<b>Paramètre(s) influencé(s) et valeur(s) typiques(s)</b>
<b>éruption solaire (radiatif)</b>	Emissions brèves mais intenses de photons dans la gamme spectrale de l'ultraviolet et X à la surface du soleil. Elles peuvent durer d'une dizaine de minutes à plusieurs heures.	Le flux EUV
<b>ICMEs (plasma)</b>	Eruptions de masse coronal à la surface du soleil se propageant dans le milieu interplanétaire. Un plasma et champ magnétique sont éjectés à des vitesses parfois supérieures au vent solaire dans le milieu interplanétaire.  Dans le cas des plus importantes, leur arrivée provoque un choc, augmentant rapidement la densité et la vitesse du vent solaire, suivis ensuite d'une décroissance de la densité avec une vitesse importante. Son passage peut durer plusieurs jours en fonction de sa vitesse et est suivi d'un nuage magnétique. La Figure M.11, issue de <a href="#">Masías-Meza et al., (2016)</a> , illustre schématiquement le passage d'une ICME et son influence sur les propriétés plasma.	Densité et vitesse du vent solaire, direction et intensité de l'IMF.
<b>CIRs (plasma)</b>	Lorsque le vent solaire rapide rattrape le vent solaire lent, il se crée à l'interface de ces deux courants une zone de surdensité ionique.  Son passage dans le milieu interplanétaire va lentement compresser le vent solaire lent en amont pour former une onde de surdensité. Son arrivée est plus progressive que pour une ICME, caractérisé par une phase d'augmentation de la densité puis de la vitesse du vent solaire. Elle peut durer de quelques heures à quelques jours. Le passage de l'onde de choc va vider le milieu interplanétaire, ce qui va provoquer une diminution de la densité du plasma après son passage à un niveau inférieur à celui d'avant l'onde de choc, mais avec une vitesse plus importante.	Densité et vitesse du vent solaire, direction et intensité de l'IMF.
<b>Evènements SEP (plasma)</b>	Eruptions brèves mais intenses de particules de très hautes énergies (>100keV) à la surface du Soleil. Elles parviennent en moins de quelques heures au niveau de l'orbite martienne et sont peu affectés par l'environnement magnétisé martien.	Flux de particule ionisant de très haute énergie.
<b>Conditions solaires nominales</b>	Ce sont les gammes de mesure dans lequel les conditions solaires se situent en absence d'évènements solaires. Ces conditions varient en fonction de la phase d'activité du cycle solaire. ( <a href="#">Lillis et al., 2015</a> )	$N_{SW} = 3 \text{ cm}^{-3}$ $V_{SW} = 300 - 500 \text{ km. s}^{-1}$ $B_{IMF} = 3 \text{ nT}$ $F_{10.7\text{cm}} = 70 - 200$

1254 Dans le cadre de mon étude, les évènements solaires ont un intérêt majeur. Ils permettent  
1255 d'élargir la gamme des conditions solaires observées bien au-delà des conditions nominales. **La**  
1256 **couverture d'un intervalle large de paramètres est nécessaire pour mieux contraindre**  
1257 **l'évolution et la dépendance de l'érosion atmosphérique en fonction des conditions**  
1258 **solaires. De plus, la compréhension des mécanismes physiques impliqués lors de ces**  
1259 **évènements nous permet de mieux contraindre ceux-ci et en particulier ceux jouant sur**  
1260 **l'échappement atmosphérique martien et plus spécifiquement dans cette thèse les**  
1261 **paramètres solaires influençant les précipitations ioniques.**

1262 D'autre part, les événements solaires sont souvent présentés comme représentatif des  
1263 conditions de vent solaire passé, lors des premières phases du système solaire ([Krauss et al.,](#)  
1264 [2012](#)), pendant lesquelles l'atmosphère martienne a sensiblement évolué, sans doute en partie  
1265 à cause d'une période d'échappement atmosphérique particulièrement intense. **Etudier**  
1266 **l'échappement atmosphérique martien pendant des événements solaires reviendrait alors**  
1267 **à se plonger dans le passé de Mars, à un âge où Mars avait encore une atmosphère dense**  
1268 **et riche en eau, mais toujours sans champ magnétique global.** En effet, grâce aux  
1269 observations réalisées sur des jeunes étoiles analogues à ce qu'était le soleil dans le passé, il a  
1270 pu être déterminé que le taux de perte de masse de notre étoile était bien plus intense  
1271 qu'actuellement ([Newkirk, 1980](#) ; [Lundin et al., 2007](#)), tout comme le flux EUV ([Zahnle and](#)  
1272 [Walker, 1982](#) ; [Ribas et al., 2005](#)).

1273 Notons cependant que la fréquence et l'intensité de ces évènements sont plus  
1274 importantes lorsque le Soleil se situe dans sa phase d'activité maximale de son cycle. En effet,  
1275 selon [Chi et al. \(2016\)](#), le nombre d'ICME, ainsi que leur propriété à l'exception de la densité,  
1276 est corrélé à la phase d'activité solaire, caractérisé par le nombre de tâche solaire à sa surface.  
1277 Le nombre d'ICME par an peut varier jusqu'à un ordre de grandeur entre le maximum d'activité  
1278 et le minimum d'activité. Or, durant ma thèse et lors du début des observations de la sonde  
1279 MAVEN, le Soleil se trouvait dans sa phase décroissante, caractérisée par une diminution de  
1280 son activité et du nombre d'évènements solaires. C'est pour cette raison que les évènements de  
1281 septembre 2017 ont été remarquables, de par leur intensité extrême ainsi que de par leur nombre  
1282 sur une période relativement restreinte de quelques semaines. Ils ont permis pour la première  
1283 fois, aux équipes de MAVEN, d'étudier la réaction de l'environnement martien à leur passage  
1284 ([Lee et al., 2018](#) ; [Xu et al., 2018](#) ; [Romanelli et al., 2018](#) ; [Ma et al., 2018](#) ; [Guo et al., 2018](#)).

1285

## B. Détermination du flux précipitant observé par MAVEN

1286

1287

1288

1289

1290

1291

1292

1293

1294

1295

1296

1297

Pour pouvoir reconstruire le flux précipitant pénétrant l'atmosphère martienne à partir des instruments de MAVEN, nous sélectionnons un intervalle d'altitude compris entre 200 et 350 km. Le criblage atmosphérique étant un processus collisionnel, le flux précipitant devrait être idéalement calculé proche de l'exobase qui se situe typiquement autour de 200km d'altitude sur Mars. En effet, en dessous de cette limite théorique, nous supposons que toute particule chargée y pénétrant devrait impacter l'atmosphère et devrait compter comme une source potentielle du criblage de l'atmosphère. Cependant les collisions entre neutres et ions restent assez probables au-dessus de l'exobase ([Chaufray et al., 2007](#)) et se restreindre à un intervalle d'altitude trop proche de l'exobase pourrait donc conduire à une sous-estimation de la quantité d'énergie des ions déposée dans l'atmosphère, dont une partie des particules aurait déjà été neutralisée et thermalisée. A l'inverse, avoir un intervalle d'altitude plus éloigné de Mars pourrait surestimer le nombre de particules impactant véritablement l'atmosphère.

1298

1299

1300

1301

1302

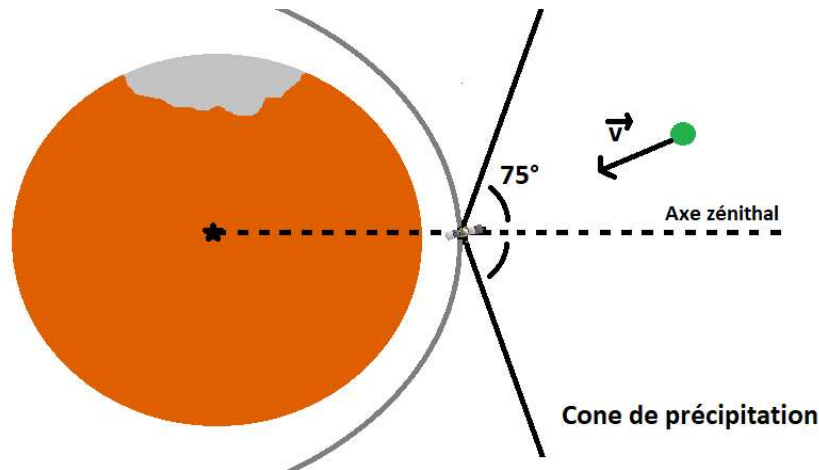
1303

1304

1305

Nous avons alors explicitement supposé que tout ion mesuré entre 200 et 350 km d'altitude avec une vitesse dirigée vers Mars et orientée dans un cône d'angle  $75^\circ$  centré sur la direction radiale aura un impact sur l'atmosphère de Mars (illustré par la Figure M.12). MAVEN met environ 5 minutes pour se déplacer sur cette gamme en altitude, qui, avec la résolution temporelle de MAVEN/STATIC et MAVEN/SWIA (4s), correspond à 75 mesures individuelles. Dans cette période, nous sommes, à chaque pas de temps et pour chaque intervalle en énergie, tous les coups mesurés sur les anodes dont le champ de vue se situe dans les  $75^\circ$  du cône de la direction zénithale.

1306



1307

1308 **Figure M.12** : Illustration du cône de mesure des précipitations de 75° centré sur l'axe  
 1309 zénithal (ou radial). Les particules (vertes) dont la vitesse est orientée dans l'angle solide  
 1310 défini sont comptabilisées.

1311

### 1312 C. Etude de la variabilité des précipitations ioniques martiennes lors 1313 d'évènements solaires

1314 Alors qu'en septembre 2017, le cycle solaire se trouvait dans une phase décroissante  
 1315 vers son minimum d'activité depuis 2014, Mars fut impacté par une série de plusieurs  
 1316 évènements solaires extrêmes en l'espace de quelques semaines. **L'observation de ces**  
 1317 **évènements a permis de mener des recherches sur l'influence des paramètres du vent**  
 1318 **solaire et du flux EUV sur les précipitations ioniques martiennes et de mieux contraindre**  
 1319 **leur variabilité lors du passage de tels évènements.**

1320 Dans cette section, les résultats que nous avons obtenus avec les observations de ces  
 1321 évènements par les instruments de la sonde MAVEN sont présentés sous la forme d'un article  
 1322 qui a été publié dans la revue scientifique « *Journal of Geophysical Research* » le 4 janvier  
 1323 2019.

1324

1325 **Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017**  
1326 **event at Mars.**

1327 Martinez A.<sup>1</sup>, Leblanc F.<sup>1</sup>, Chaufray J.Y.<sup>1,2</sup>, Modolo R.<sup>2</sup>, Romanelli N.<sup>2</sup>, Curry S.<sup>3</sup>, Luhmann  
1328 J.<sup>3</sup>, Lillis R.<sup>3</sup>, Hara T.<sup>3</sup>, McFadden J.<sup>3</sup>, Halekas J.<sup>4</sup>, Eparvier F.<sup>5</sup>, Larson D.<sup>3</sup>, J. Connerney<sup>6</sup>, Y.  
1329 Ma<sup>7</sup>, M. Holmström<sup>8</sup>, Witasse O.<sup>9</sup> and B. Jakosky<sup>5</sup>.

1330

1331 <sup>1</sup> LATMOS/IPSL Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France

1332 <sup>2</sup> LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt,  
1333 France

1334 <sup>3</sup> Space Science Laboratory, University of California, Berkeley, CA, USA

1335 <sup>4</sup> Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, IA, USA

1336 <sup>5</sup> Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA

1337 <sup>6</sup> NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA

1338 <sup>7</sup>Department of Earth Planetary and Space Sciences, UCL, Los Angeles, CA, USA

1339 <sup>8</sup>Swedish Institute of Space Physics, Kiruna, Sweden.

1340 <sup>9</sup>ESTEC, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands

1341

1342 How to cite:

1343 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Romanelli, N., Curry, S., et al. (2019).  
1344 Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars. *Journal of*  
1345 *Geophysical Research: Space Physics*, 124, 420– 432. <https://doi.org/10.1029/2018JA026123>

1346



1347 **Abstract**

1348 In this work, we study the influence of the September 2017 solar event on the precipitating  
1349 heavy ion fluxes towards Mars' atmosphere as seen by MAVEN/SWIA, an energy and angular  
1350 ion spectrometer and by MAVEN/STATIC, an energy, mass and angular ion spectrometer.  
1351 After a careful reconstruction of the background induced by the Solar Energetic Particle (SEP)  
1352 event in the MAVEN/SWIA spectrometer, we investigate the precipitating ion flux responses  
1353 to the space weather events that took place in September 2017. This period is a unique  
1354 opportunity to analyze the respective role of various possible drivers of heavy ion precipitation  
1355 into Mars' atmosphere with a wide range of different space weather events occurring during  
1356 the same month. This study shows an increase in the precipitation flux by more than one order  
1357 of magnitude during the arrival of the September Interplanetary Coronal Mass Ejection (ICME)  
1358 compared to the average flux during quiet solar conditions. We also showed that among the  
1359 possible solar drivers, the solar wind dynamic pressure is the most significant during September  
1360 2017.

1361

1362 **I Introduction**

1363 Since September 2014, the Mars Atmosphere and Volatile EvolutionN (MAVEN) mission has  
1364 been dedicated to the study and the characterization of Mars' present atmospheric escape  
1365 (Jakosky et al., 2015). To fulfill such objectives, MAVEN is composed of several instruments  
1366 that allow us to characterize the different physical processes leading to Mars' current  
1367 atmospheric escape (Lillis et al., 2015).

1368 Atmospheric sputtering by planetary pick-up ions is among the processes which may have  
1369 contributed significantly to Mars' atmospheric evolution. Indeed, new ions created by the  
1370 ionization of planetary neutral particles in the exosphere can be accelerated by the motional  
1371 solar wind convective electric field. Depending on their location with respect to both Mars and  
1372 the electric field direction, these pick-up ions can impact Mars' atmosphere. Some of the energy  
1373 from these ions can then be transferred by collisions to the atmospheric particles, leading to  
1374 their ejection from the exosphere and the erosion of Mars' atmosphere (Johnson and al., 1994;  
1375 Luhmann and Koyzra, 1991).

1376 Heavy planetary ion (which we define as having mass larger or equal to the mass of carbon  
1377 atom) precipitation is the primary driver of atmospheric sputtering. The first evidence of heavy  
1378 ion precipitation during quiet solar wind conditions has been reported by Leblanc et al. (2015),  
1379 suggesting that atmospheric sputtering must occur almost continuously at Mars. In addition,  
1380 Hara et al. (2017a) showed that the precipitating flux can be organized with respect to the  
1381 orientation of the solar wind convective electric field. Lillis et al. (2015) and Edberg et al.  
1382 (2009) also suggested that the precipitating flux should be dependent on other upstream solar  
1383 wind conditions, such as the solar UV/EUV and the Solar Energetic Particle (SEP) flux, the  
1384 dynamic pressure, etc. According to these articles, the EUV and SEPs flux can heat and ionize  
1385 the Martian upper atmosphere, potentially increasing the supply of ion that may precipitate.  
1386 Moreover, the dynamic pressure compresses Mars' magnetosphere and favors the acceleration  
1387 and precipitation of the planetary picked-up ions. Also, the presence of crustal magnetic fields  
1388 (e.g. Acuña et al., 1999) can also influence locally the precipitating flux as shown by Hara et  
1389 al. (2017b).

1390 Although atmospheric sputtering is a minor contributor to the atmospheric escape today, it is  
1391 thought to have been much more important four billion years ago (Luhmann and al., 1992;  
1392 Chassefière and Leblanc, 2004; Chaufray et al., 2007). The early Sun is thought to have been a  
1393 much stronger emitter of both EUV and solar wind fluxes than today leading to much more  
1394 intense heavy ion precipitation (Leblanc and Johnson, 2001; Leblanc and Johnson, 2002).  
1395 Moreover, the early Sun is also expected to have been much more active, with generally more  
1396 intense solar energetic events interacting with Mars much more frequently than today. In this  
1397 context, the series of solar events that took place in September 2017 (Lee et al., 2018; Xu et al.,  
1398 2018; Romanelli et al., 2018; Ma et al., 2018; Guo et al., 2018) is a unique opportunity to  
1399 observe the effects on the heavy precipitating ion flux of an unusually high EUV flux (during  
1400 the strong flare event on the 09/11 as an example), but also of an Interplanetary Coronal Mass  
1401 Ejection (ICME) (during the 09/13 encounter) and of a Corotating Interaction Region (CIR) or  
1402 of a Stream Interaction Region (SIR) (during the 09/21 encounter).

1403

1404 In the present work, we describe the potential influence of the September solar events on the  
1405 precipitating ion flux. In section 2, we first describe the different instruments used in this study  
1406 as well as the method used to estimate and remove the background on SWIA measurements

1407 induced by the Solar Energetic Particle (SEP) events, as well as the method used to estimate  
1408 the solar wind parameters. In section 3, we present the temporal variability of the precipitating  
1409 ion flux during September 2017 solar events. We compare these results with those obtained  
1410 during quiet solar conditions period and discuss on the possible dependency of this precipitation  
1411 with respect to solar conditions. In section 4, we conclude with a discussion and a summary of  
1412 the main results of this study.

1413

## 1414 **II Data and Method**

### 1415 **II.1. Instruments and Data**

1416 In this study, we used data from two ion spectrometers aboard the MAVEN spacecraft, namely  
1417 the Suprathermal and Thermal Ion Composition instrument (STATIC) (McFadden et al., 2015)  
1418 and the Solar Wind Ion Analyzer (SWIA) (Halekas et al., 2015). STATIC is an energy, mass,  
1419 and angular ion spectrometer operating in the range of 0.1eV/q-30keV/q, with a field of view  
1420 (FOV) of 360°x90° and a mass range from 1 to 70 amu/q. For this study, we used exclusively  
1421 the product d1 of STATIC measurements with 4 s time resolution corresponding to 32 bins in  
1422 energy, 4 bins along the polar direction, 16 bins in azimuth and 8 bins in mass. Unfortunately,  
1423 during September 2017 period, STATIC was in an ionospheric mode below 500 km in altitude,  
1424 and did not perform measurements above 650 eV. SWIA is an energy, and angular ion  
1425 spectrometer covering an energy range between 5eV/q and 25keV/q with 48 logarithmically  
1426 spaced energy steps and a FOV of 360°x90° on 64 anodes.

1427

1428 In order to reconstruct the precipitating flux, we used the method developed by Leblanc et al.  
1429 (2015) and (2017; 2018). We focused on a range in altitude between 200 and 350 km, close  
1430 enough to the Martian exobase so that any ion within this range of altitude with velocity at least  
1431 than 75° with direction respect to the local nadir direction has a very large probability to impact  
1432 Mars' atmosphere. We therefore summed all measurements performed within this range of  
1433 altitude if this measurement corresponded to an anode which FOV was at less than 75° from  
1434 the local zenith direction. In order to exclude from our analysis reconstructed precipitating flux  
1435 with a poor coverage, we kept only measurements during which the average FOV covered by  
1436 each instrument was more than 65% of the 75° solid angle cone centered on the zenith direction.

1437

1438 Additionally, in order to characterize the solar wind and solar UV/EUV flux conditions (main  
1439 sources of variabilities of the precipitating ion flux), this study used measurements of three  
1440 other instruments: the Magnetometer (MAG) instrument (Connerney et al., 2015), the EUV  
1441 monitor (Eparvier et al., 2015) which measures the solar irradiance in three bands from the soft  
1442 X-ray to the extreme ultraviolet range (in three spectral bands 0.1-7 nm, 17-22 nm and 121-122  
1443 nm) with a temporal resolution of 1 second and the Solar Energetic Particle (SEP) instrument  
1444 (Larson et al., 2015) which measures electrons and ions with high energies (between 30 and  
1445 1000 keV and 30 and 12000 keV respectively).

1446

## 1447 **II.2. Methodology of background reconstruction for SWIA data**

1448 High-energy particles ( $> \sim 2$  MeV electrons and  $\sim 20$  MeV protons) can induce false counts on  
1449 ion and electron spectrometers (Frahm et al., 2013) equivalent to an energy independent signal  
1450 (Delory et al., 2012). During the solar event between September 11<sup>th</sup> and September 23<sup>rd</sup> 2017,  
1451 SEPs induced a significant background in SWIA measurements for several days with a count  
1452 rate peak of  $1.3_{-0.1}^{+0.1} \times 10^2$  count.  $s^{-1}$  (equivalent to an energy differential flux of  $3.0_{-0.5}^{+2.0} \times$   
1453  $10^5$  eV/(cm<sup>2</sup> s eV sr)) which occurred on September 12<sup>th</sup>. In comparison, at the beginning and  
1454 the end of September, the SEP background was estimated as being equal to  $2.2_{-0.4}^{+0.4}$  count.  $s^{-1}$   
1455 (equivalent to an energy differential flux of  $6.5_{-1.5}^{+1.5} \times 10^3$  eV/(cm<sup>2</sup> s eV sr)). Compared to  
1456 MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC is less sensitive to SEPs because its measurements  
1457 technique is based on double coincidence (McFadden et al., 2015). Moreover, in case of intense  
1458 SEP events, STATIC measurements with poor quality were flagged and excluded from our  
1459 analysis.

1460 To reconstruct the precipitating flux during the September 2017 solar events, a systematic  
1461 estimate of the SEP induced background in SWIA measurements was therefore needed. As  
1462 already written, the SEP induced background is characterized by a flat spectrum of the count  
1463 rate (*in* count.  $s^{-1}$ ). Because at energy larger than 5 keV, the expected ion count rate is very  
1464 unlikely flat, we chose to use this energy range to estimate the SEP induced background  
1465 intensity. We defined three energy ranges: [25, 100] eV, [100, 5000] eV and [5000, 25000] eV  
1466 (10, 26 and 11 energy bins respectively) and followed 4 steps:

1467

- 1468 1. Reconstruction of the count rate measured by each anode of SWIA on 10 minutes'  
1469 interval (144 intervals per day). For each time interval and each anode, if the count  
1470 rate above 5 keV is constant and its intensity is significantly below the count rate  
1471 measured within the two other energy ranges, we considered this flux as essentially  
1472 induced by SEPs. In order to determinate if the count rate spectrum is constant, we  
1473 first performed a linear fit of the energy flux in the [5-25] keV energy range. We  
1474 then calculated the minimum and maximum count rate from the fitted function on  
1475 the 25 eV - 25 keV range. If the ratio between the maximum and minimum count  
1476 rates is larger than two, we considered that the measured count rate within this  
1477 energy range cannot be considered as constant. We added a second criteria to check  
1478 the quality of the linear fit by calculating the root mean-square (RMS) between the  
1479 fitted function and the measurements. If the RMS was larger than 0.1 (a value  
1480 empirically determined), we then considered that the quality of the fit was not good  
1481 enough to be used and excluded the measurements from our analysis.
- 1482 2. For each 10 minutes' interval  $t_i$ , we averaged all the values of reconstructed  
1483 background derived from the 64 anodes in a parameter  $\overline{BKG}[t_i]$  and estimated its  
1484 standard deviation.
- 1485 3. The set of reconstructed average background values 40 min before and after  
1486 MAVEN path between 200 and 350 km in altitude was then used to estimate the  
1487 background,  $BKG[t]$  for each time step  $t$  within this altitude range following the  
1488 equation:

$$1489 \quad BKG[t] = \frac{\sum_{i=1}^N c_i[t] * \overline{BKG}[t_i]}{\sum_{i=1}^N c_i[t]} \quad (1)$$

1490

1491

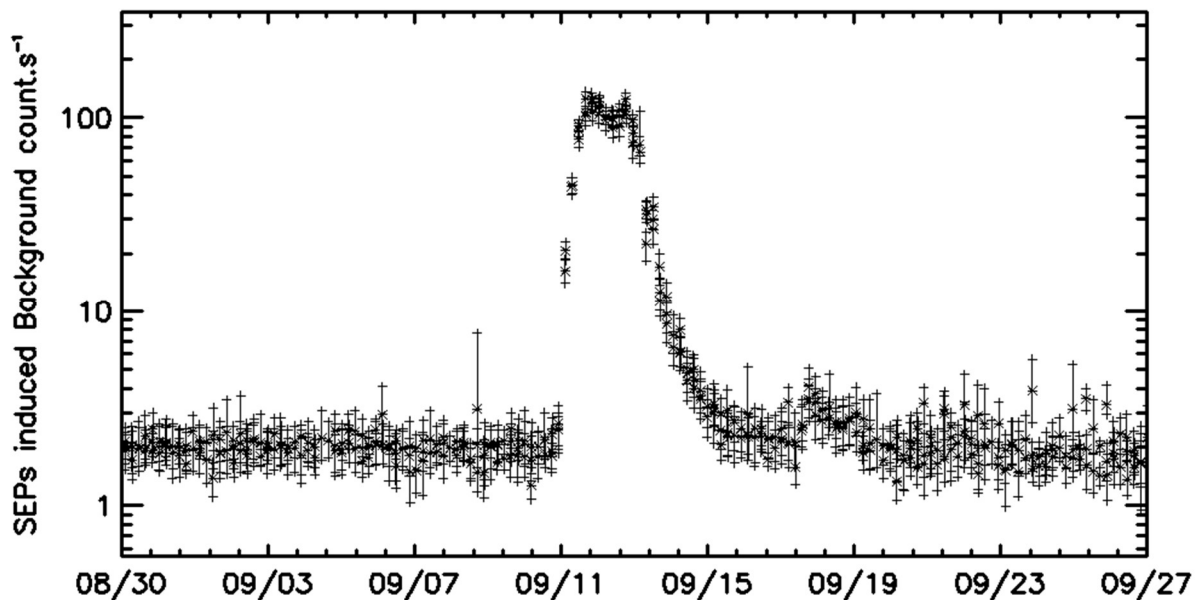
1492 where  $t_i$  is the mean time of each 10 min interval,  $t$  is the time of MAVEN's path  
1493 between 200 and 350 km in altitude,  $N$  is the number of reconstructed average  
1494 background values (less than 9), and  $c_i[t]$  is the weight of each reconstructed  
1495 background  $\overline{BKG}[t_i]$ , which is equal to  $\frac{1}{(t_i-t)^2} = c_i[t]$ . This quadratic dependency  
1496 was chosen to favor the time interval close to  $t$ .

- 1497 4. For each time step  $t$  within 200 and 350 km in altitude, we then subtracted the value  
1498 of  $BKG[t]$  from the SWIA data and converted the corrected count rate into particle  
1499 flux.

1500

1501 Figure 1 displays the reconstructed background during September 2017 period. As shown, such  
1502 background is very significant between September 11<sup>th</sup> and September 15<sup>th</sup>, that is, during the  
1503 period when MAVEN/SEP instrument measured an important flux above 100 keV for ions and  
1504 electrons. We can also note two secondary peaks on September 17<sup>th</sup> and September 21<sup>st</sup> (which  
1505 is visible with another data set where we displayed the median value of background per day)  
1506 which correspond to two CIR/SIR encounters with SEP electron and ion fluxes significantly  
1507 higher than during nominal periods.

1508



1509

1510 **Figure 1:** SWIA background estimate (with 1-sigma uncertainty) in count rate between 200 and  
1511 350 km in altitude.

1512

### 1513 **II.3.Reconstruction of the solar conditions during MAVEN periapsis path**

1514 Unfortunately, during September 2017, the MAVEN orbit was entirely inside the Martian  
1515 magnetosphere, and therefore no direct measurements of the upstream solar wind conditions  
1516 were available. Ma et al. (2018) therefore developed a method to derive the upstream solar wind  
1517 conditions based on MAVEN measurements in the magnetosheath. These authors considered

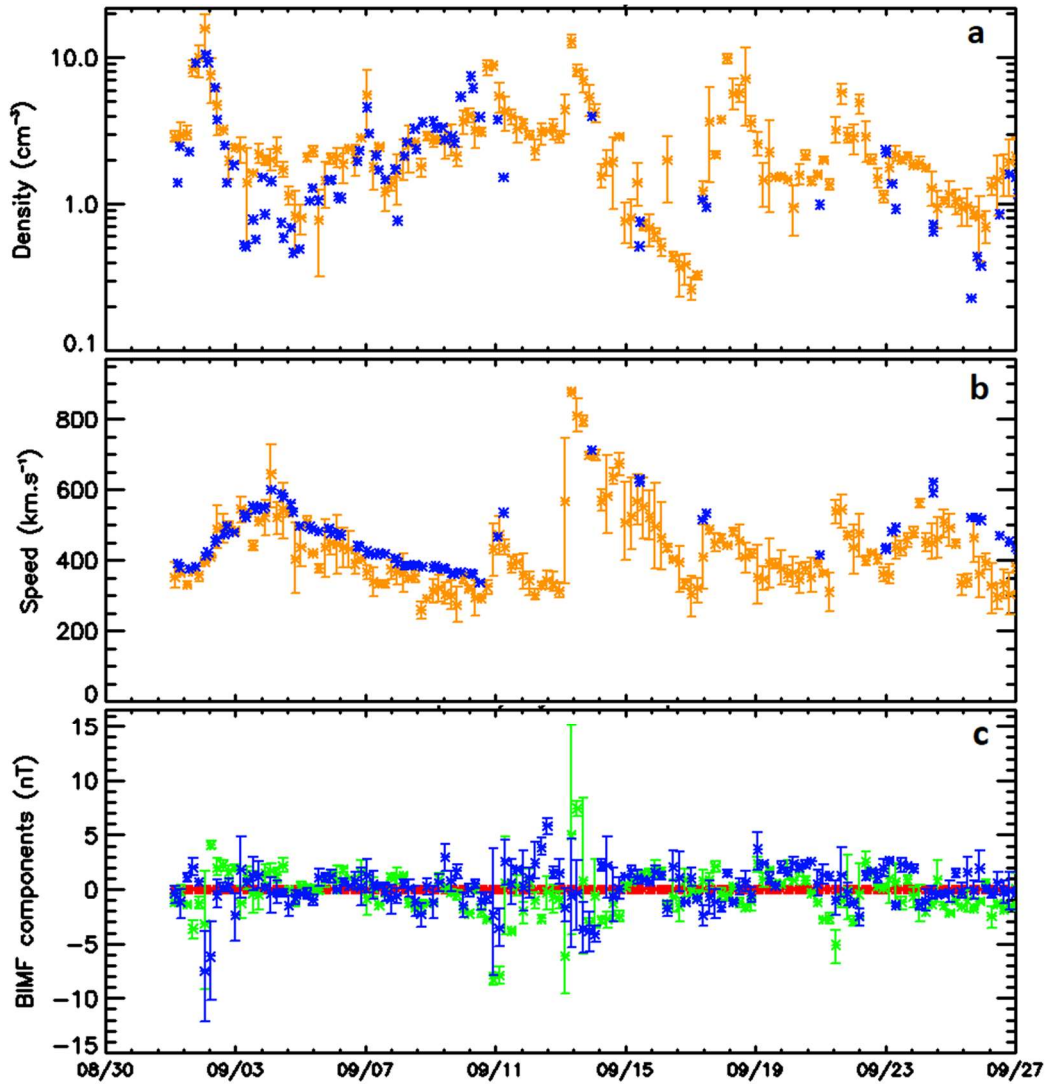
1518 the following approaches and assumptions: the upstream IMF MSO  $B_x$  component was  
 1519 assumed equal to zero and the solar wind flow to be only along the X direction (that is along  
 1520 the Sun-Mars axis). Ma et al. (2018) simulated Mars' electromagnetic plasma environment for  
 1521 nominal solar wind and radiation conditions using a multispecies single MHD model. Then,  
 1522 they compared the simulated plasma parameters (the solar wind speed  
 1523  $\vec{V}$ , the interplanetary magnetic field  $\vec{B}$ , the solar wind density  $n$  and the solar wind  
 1524 temperature  $T$ ) along MAVEN's trajectory in the magnetosheath with MAVEN measurements.  
 1525 For each of these solar wind parameters, Ma et al. (2018) calculated the corresponding scaling  
 1526 factor defined as the ratio between the simulated variables and the measured ones, and applied  
 1527 these scaling factors to the upstream solar wind parameters.

1528 This method still cannot provide an estimate of the solar wind parameters when MAVEN was  
 1529 in the Martian induced magnetosphere, that is, during periods when we reconstructed the  
 1530 precipitating ion flux. We therefore interpolated the solar wind parameters from their  
 1531 reconstructed values when MAVEN was inside the magnetosheath before and after MAVEN's  
 1532 periapsis. We assume that the evolution of the solar wind parameters changed linearly between  
 1533 these two times (typically separated by 90 minutes or more):

- 1534 1. Each time, MAVEN was in the magnetosheath, we made an average of the  
 1535 reconstructed ion density  $n$ , the IMF  $\vec{B} = (B_x, B_y, B_z)$ , the solar wind speed  $\vec{V} =$   
 1536  $(V_x, V_y, V_z)$  and the temperature  $T$ , over 10 minutes' interval. In the following,  
 1537  $\overline{Var}_0$  is the average solar parameters at a time  $t_0$  before the periapsis and  $\overline{Var}_1$  is the  
 1538 average solar parameters at a time  $t_1$  after the periapsis.
- 1539 2. We then linearly interpolated the reconstructed solar wind parameters from  $\overline{Var}_0$   
 1540 and  $\overline{Var}_1$  to the time  $t$  when we reconstructed the precipitating ion flux (as in section  
 1541 II. 2) using the following relation:

1542

$$1543 \quad \text{Var} = \overline{Var}_0 + (\overline{Var}_1 - \overline{Var}_0) * \frac{t-t_0}{t_1-t_0} \quad (2)$$



1544

1545 **Figure 2:** Comparison between the reconstructed solar wind parameters used in this paper  
 1546 (orange stars) and the solar wind parameters measured by MEX ASPERA3 (blue stars) during  
 1547 September 2017 period. **(a)** Solar wind density. **(b)** Solar wind speed. **(c):** Reconstructed  
 1548 Magnetic Interplanetary Field (IMF) components. Red stars:  $B_x$  (set to zero by assumption).  
 1549 Green stars:  $B_y$ . Blue Stars:  $B_z$ .

1550

1551 In order to estimate an uncertainty for these reconstructed solar wind parameters, we considered  
 1552 the dispersion of the reconstructed solar wind values at  $t_0$  and  $t_1$ . To verify the validity of our  
 1553 methods, we also compared these results with Mars Express measurements of the density and  
 1554 speed of the solar wind using ASPERA-3 (Barabash et al., 2006, Ramstad et al., 2018). In  
 1555 Figure 2, we displayed our interpolated solar wind parameters (in orange) and the Mars express



1556 measured values (in blue): the solar wind density (panel a) and the solar wind speed (panel b).  
1557 This comparison shows that our interpolation method provides a satisfying good reconstruction  
1558 of these two solar wind parameters.

1559 In the following, we will calculate the norm of the solar wind convective electric field, the  
1560 dynamic solar pressure and the coordinate of MAVEN in the Mars Solar Electric frame (MSE)  
1561 when MAVEN was between 200 and 350km in altitudes from the reconstructed upstream solar  
1562 wind parameters  $n$ ,  $\vec{B}$  and  $\vec{V}$ .

1563

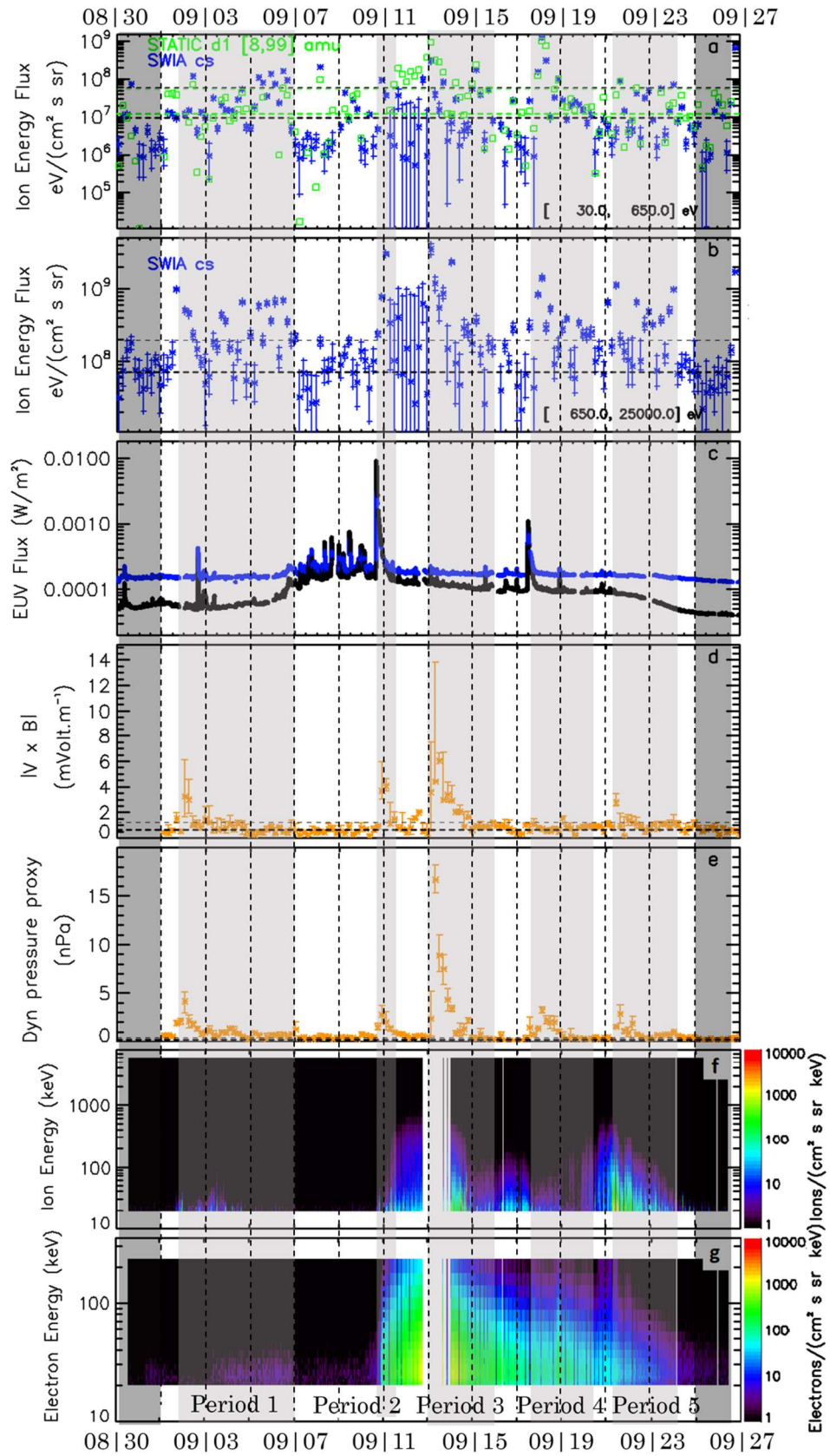
### 1564 **III Results**

1565 In Figure 3, we show in panel a the precipitating ion flux at low energy (30-650 eV) using both  
1566 SWIA and STATIC measurements (for masses larger than 8 amu in the case of STATIC  
1567 measurement) and high energy (650eV-25keV) using only SWIA measurements, in panel b as  
1568 well as the EUV flux measured by the MAVEN/EUV instrument in panel c, the  $|\vec{V} \times \vec{B}|$  from  
1569 the reconstructed solar wind parameters, (panel d), the dynamic pressure of the solar wind from  
1570 the reconstructed solar wind parameters, (panel e), and the SEP flux in panels f (ion flux) and  
1571 g (electron flux) as measured by the MAVEN/SEP instrument. The choice of the energy ranges  
1572 was motivated by MAVEN/STATIC energy range during September 2017 measurements,  
1573 namely, 0.1-650 eV. Moreover, MAVEN/SWIA did not perform measurements below 25 eV.  
1574 We therefore define the low energy interval in order to compare the MAVEN/STATIC  
1575 measurements with those of MAVEN/SWIA. For the high energy range, we were limited by  
1576 MAVEN/SWIA because it did not perform measurements above 25 keV.

1577 According to Leblanc et al. (2017), the precipitating ion flux is highly dependent on the solar  
1578 zenith angle (SZA), on the position of the most intense crustal magnetic field structures as well  
1579 as on the orientation of the convective electric field. Indeed, Hara et al. (2017a) showed that the  
1580 intensity of the precipitating ion flux peaked on the hemisphere towards which the  $E_{sw}$  field  
1581 pointed (the  $-E_{sw}$  hemisphere). In order to restrict the range of SZA covered by our sampling,  
1582 we therefore chose to show only reconstructed precipitating ion flux obtained close to the MSO  
1583 equator, between  $-10^\circ$  and  $15^\circ$  in latitude, that is, corresponding to time intervals when MAVEN  
1584 is located between 200 and 350km in altitude during the inbound part of its orbit. The SZA

1585 range covered by the selected set of measurements is between  $49.0^\circ$  and  $78.5^\circ$ , the MSO  
1586 longitude range between  $48^\circ$  and  $78^\circ$  which corresponds to the local time varying between  
1587 15.2h and 17.2h. We also checked that MAVEN was far from any major crustal field structures  
1588 during these time intervals. We will also discuss the potential role of MAVEN MSE position.

1589



1590

1591 **Figure 3:** Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the  
 1592 precipitating ion flux during September 2017 period. Integrated precipitating ion flux within

1593 **(a)** 30 and 650 eV energy range, **(b)** 650 eV and 25 keV energy range. Green squares: STATIC  
1594 d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey) product. The horizontal black  
1595 (green) thick dashed line corresponds to the average value of SWIA (STATIC d1) precipitating  
1596 ion flux during the two periods encompassing September 2017 event (in dark grey, see text for  
1597 further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the average value plus 3  
1598 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and b correspond to 1  
1599 sigma deviation of the reconstructed background. **(c)** Values of the EUV photon flux as  
1600 measured by MAVEN/EUV instrument, blue line: 17-22 nm range and black line 0.1-7 nm  
1601 range. **(d)** Magnitude of  $|\vec{V} \times \vec{B}|$  calculated from the reconstructed solar wind parameters when  
1602 the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). **(e)** Dynamic pressure calculated from  
1603 the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see  
1604 section II. 3). Errors bars on panels d and e correspond to the dispersion of the corresponding  
1605 interpolated value. **(f)** Ion flux measured by MAVEN/SEP F1 detector between 20 keV and 70  
1606 MeV. **(g)** Electron flux measured by MAVEN/SEP F1 detector between 20 keV and 300 keV.

1607

Period	Date begin	Date end
Nominal period 0	30/08 02h09m09s	31/08 22h34m45s
Period 1	01/09 02h56m44s	06/09 20h30m24s
Period 2	10/09 17h33m33s	11/09 20h13m49s
Period 3	13/09 03h11m56s	15/09 21h45m54s
Period 4	17/09 00h18m49s	20/09 21h34m15s
Period 5	21/09 01h56m07s	24/09 00h59m33s
Nominal period 6	25/09 03h33m00s	26/09 15h07m40s

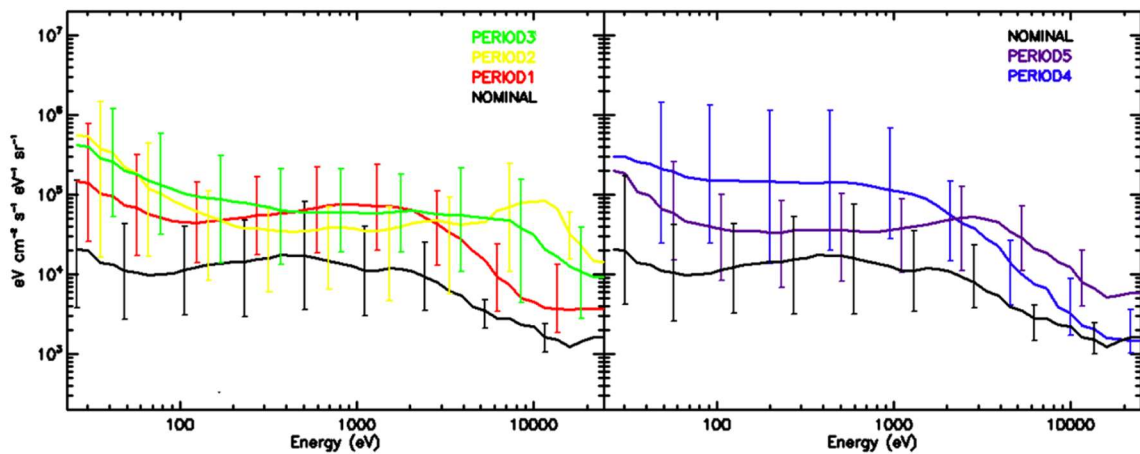
1608 Table 1: Time interval of each September 2017 Period.

1609

1610 In addition, we selected two periods before and after September 2017 solar events during which  
1611 the solar wind and radiation were nominal (Nominal 0 and Nominal 6). During Nominal period  
1612 0 and Nominal Period 6 (see Table 1), the measured solar parameters (EUV and SEP fluxes, as  
1613 well as the reconstructed proxy of the solar wind parameters) suggested that the solar wind

1614 condition was “quiet” (dark grey bands in Figure 3). During these two periods, the average  
 1615 precipitating ion energy flux (based on 20 measurements) was  $9.5 \pm 16.4 \times 10^6 \text{ eV}/$   
 1616  $(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  for the low energy range and  $7.2 \pm 4.2 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  for the high energy  
 1617 range.

1618 Based on this nominal precipitating ion flux and its one sigma dispersion, we focused on periods  
 1619 during which the measured precipitating ion flux exceeded by more than 3-sigma (grey and  
 1620 green dashed line in Figure 3a, b) this nominal precipitating flux on both low and high energy  
 1621 ranges. We identified five periods in September 2017 as displayed in Figure 3 and in Table 1.  
 1622 In Figure 4, we display the average differential energy spectrum of the precipitating ion flux,  
 1623 measured by MAVEN/SWIA, for each selected period (in color) with the ion flux measured  
 1624 during the nominal period in black. The shape of the flux is very similar from one period to  
 1625 another one. The flux is usually maximum at low energy (below few keV) then displays a  
 1626 plateau up to 1 to 3 keV and then decrease down to 10 keV (with the exception of the second  
 1627 and third periods where the plateau extends up to almost 10 keV). The typical dispersion of  
 1628 each period is rather large because MAVEN sampling is stable in MSO during these periods  
 1629 but not in Mars Solar Electric (MSE) frame (its position with respect to the -Esw hemisphere).  
 1630 The nominal period flux is at all energies clearly below the flux measured during these five  
 1631 periods.



1632  
 1633 **Figure 4:** Precipitating ion differential energy spectrum as measured by MAVEN/SWIA for  
 1634 each period displayed in Figure 1. (a) Black, red, yellow and green lines correspond to the  
 1635 nominal period, first, second and third period respectively. (b) Black, blue and purple lines

1636 *correspond to the nominal, fourth and fifth period respectively. Error bars are for 1 sigma*  
1637 *dispersion calculated from the precipitating ion energy fluxes measured during each period.*

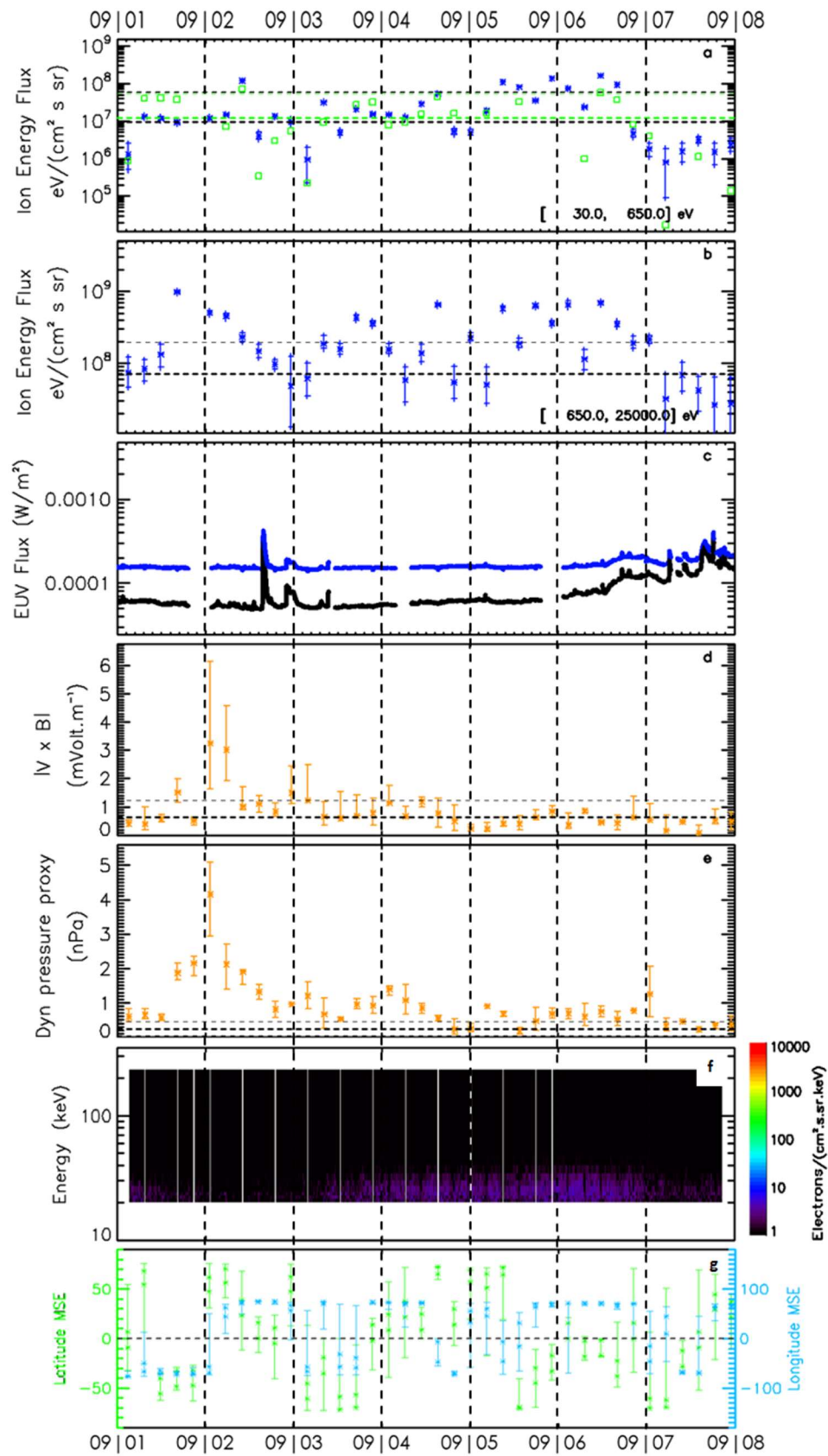
1638

1639 **III.1. Period 1 – Large solar wind dynamic pressure and slow increase of the 0.1-**  
1640 **7 nm EUV flux.**

1641 In Figure 5, we display, from September 1<sup>st</sup> to 7<sup>th</sup>, the precipitating ion flux at low energy (30-  
1642 650 eV) using both SWIA and STATIC measurements (for masses larger than 8 amu), in panel  
1643 a, and high energy (650eV-25keV) using only SWIA measurements, in panel b, energy as well  
1644 as the EUV flux in panel c,  $|\vec{V} \times \vec{B}|$  calculated from the reconstructed solar wind parameters  
1645 (panel d), the dynamic pressure (panel e), and the SEP flux in panels f (electron flux) and the  
1646 MSE longitude and latitude of MAVEN when MAVEN was between 200 and 350km in  
1647 altitudes (panel g). In Figure 5, we can see that this first period corresponds to a significant  
1648 increase of the proxies of the convective electric field and dynamic pressure (panel d and e,  
1649 Figure 5) and to a gradual increase of the EUV flux in the 0.1-7 nm range with a flare occurring  
1650 at the end of September 2<sup>nd</sup> (panel c, Figure 5) with some weak SEP fluxes of electron measured  
1651 during this period (panels f, Figure 5). The fifth orbit of September 1<sup>st</sup> is not displayed because  
1652 it did not fulfill the FOV threshold (see section II. 1). During this period, the average  
1653 precipitating ion energy fluxes (based on 31 measurements) is equal to  $3.7 \pm 4.4 \times$   
1654  $10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  at low energy and  $2.9 \pm 2.4 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  at high energy, which  
1655 are approximately 4 times larger than during the nominal period.

1656

1657



1659 **Figure 5:** Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the  
1660 precipitating ion flux between September 1<sup>st</sup> and September 7<sup>th</sup> (period 1). Integrated  
1661 precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy  
1662 range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey)  
1663 product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of  
1664 SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017  
1665 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the  
1666 average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and  
1667 b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Values of the EUV  
1668 photon flux as measured by MAVEN/EUV instrument, blue line: 17-22 nm range and black line  
1669 0.1-7 nm range. (d) Magnitude of  $|\vec{V} \times \vec{B}|$  calculated from the reconstructed solar wind  
1670 parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) Dynamic  
1671 pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion  
1672 flux was measured. Errors bars on panels d and e correspond to the dispersion of the  
1673 corresponding interpolated value (see section II. 3). (f) Electron flux measured by MAVEN/SEP  
1674 F1 detector between 20 keV and 300 keV. (g) Estimated MSE latitude (green) and longitude  
1675 (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panel g  
1676 correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3).

1677

1678 A gradual increase of the low energy precipitating flux (panel a) occurred from September 5<sup>th</sup>  
1679 up to September 6<sup>th</sup> in an apparent de-correlation with the increase of the 0.1-7 nm flux. The  
1680 high energy flux (panel b) displayed a plateau from September 4<sup>th</sup> noon up to the end of this  
1681 period. It is not clearly correlated with either a plateau of the convective electric field nor of the  
1682 dynamic pressure. Moreover, the end of September 2<sup>nd</sup> and 7<sup>th</sup> correspond to very low  
1683 precipitating ion flux whereas the 0.1-7 nm EUV flux increased significantly. According to  
1684 panel g, these low flux cannot be explained by the MAVEN MSE position. According to Edberg  
1685 et al. (2009), an increase of the EUV flux might lead to push the Induced Magnetospheric  
1686 Boundary (IMB) away from the planet. The simultaneous decrease of the dynamic pressure and  
1687 increase of the EUV flux from September 6<sup>th</sup> could induce an IMB further from the planet. Such  
1688 change of position of the IMB would push away from the atmosphere the region where picked  
1689 up ions are accelerated leading potentially to a decrease of the precipitating ion flux also



1690 consistent with the much lower flux at high energy. What seems to control the precipitating flux  
1691 on September 1<sup>st</sup> and 2<sup>nd</sup> is actually the association of several solar drivers, the peak of  
1692 precipitating occurring when both proxies of the convective electric field and dynamic pressure  
1693 reached significant large intensity. However, the very large high energy fluxes measured  
1694 between September 5<sup>th</sup> and September 7<sup>th</sup> are difficult to associate with any significant variation  
1695 of the solar wind parameters displayed in Figure 5 beside a relatively moderate increase of the  
1696 solar wind dynamic pressure and of the SEP electron flux.

1697

### 1698 **III.2. Period 2 – X-Flare, SEP event and increase of the solar wind convective** 1699 **electric field and dynamic pressure**

1700 The second period of September 2017 that shows a significant increase of the precipitating ion  
1701 flux corresponds to a combination of a X-Flare occurring on September 10<sup>th</sup> at 15h45 (panel c  
1702 of Figure 3), of an ion and electron SEP event starting on September 10<sup>th</sup> at 19h00 (panels f and  
1703 g of Figure 3) and a significant increase of the solar wind convective electric field and dynamic  
1704 pressure as suggested by the reconstructed proxy in panels d and e of Figure 3. As explained in  
1705 the introduction, the association between a peak in EUV flux leading to an increase of ionization  
1706 with a peak of convective electric field and dynamic pressure are expected to be very favorable  
1707 to the production, acceleration and precipitation of planetary ions. The increase of the  
1708 precipitating ion flux at low energies seems to follow closely the X flare occurrence whereas  
1709 the high energy flux increases significantly few hours later when the solar electric field  
1710 increased. In fact, the SEP ion flux increase displayed in panel f of Figure 3 seems correlated  
1711 with the late increase of the precipitating ion flux at high energy (that is, slightly delayed with  
1712 respect to the X flare) suggesting that the ions observed by the SEP instrument are partly  
1713 planetary heavy picked up ion accelerated during this solar event. The average differential  
1714 energy flux during the second period is displayed in yellow in Figure 4. We can clearly see that  
1715 the precipitating ion flux displays a peak around 12-15 keV strongly suggesting that the  
1716 measured precipitating ion flux is mainly composed of heavy ions and most probably of O<sup>+</sup>  
1717 (Rahmati et al., 2015; 2017). The sharp increase of the electron SEP flux at the beginning of  
1718 period 2 might have also contributed to increase the ionization rate and by consequence the  
1719 precipitating flux. However, SEP electron flux appear not to be a key driver despite its  
1720 continuous increase up to September 13<sup>th</sup>, because the high energy precipitating flux seems not

1721 to follow the SEP electron flux variation (contrary to the low energy precipitating flux).  
1722 Actually, the high energy precipitating flux seems rather to follow the variation of the electric  
1723 field and dynamic pressure displayed in panels d and e of Figure 3. According to Lee et al.  
1724 (2018), such brief but significant increase of the electric field (panel d, Figure 3) and dynamic  
1725 pressure (panel e, Figure 3) on September 11<sup>th</sup> is a consequence of a SIR encounter. The  
1726 evolution of the precipitating ion flux is consistent at low energy with the simulations of Wang  
1727 et al. (2015) which simulated the spectra of the precipitating O<sup>+</sup> ion flux for maximum and  
1728 minimum solar conditions as well as for quiet and active conditions. Our nominal period can  
1729 be compared to their dayside modelling of the minimum solar activity. Differences between our  
1730 measured energy distribution and the ones simulated by Wang et al. (2015) at high energy and  
1731 for the case of a ICME are probably partially due to our limited spatial sampling. Fang et al.  
1732 (2013) showed that the precipitating flux could vary by an order of magnitude depending on  
1733 the position in MSO.

1734

### 1735 **III.3. Period 3 – ICME arrival, large SEP fluxes and slow decay of the EUV flux**

1736 Period 3 is characterized by the ICME arrival on the 13<sup>th</sup> of September at 02h50 (according to  
1737 MSL/RAD, Guo and al., 2018), which was responsible for the strong increase in the solar wind  
1738 dynamic pressure, shown in panel e of Figure 3 and panel d of Figure 6. This increase took  
1739 place from the end of September 12<sup>th</sup> up to September 14<sup>th</sup>, leading to a significant compression  
1740 of Mars' magnetosphere and favoring the acceleration and precipitation of planetary picked-up  
1741 ions (Romanelli et al., 2018), a phenomenon also observed during Mars encounter with an  
1742 ICME on March 8<sup>th</sup> 2015 (Curry et al., 2015). The responses of the Martian magnetosphere to  
1743 the ICME on September 13<sup>th</sup> 2017 are described by Romanelli et al. (2018) using MAVEN data  
1744 and the multi-species Latmos Hybrid Simulation model (LatHyS) described in Modolo et al.  
1745 (2016). This study was carried out by analyzing the ICME passage by means of three stationary  
1746 simulations (before the passage, during the impact, after the impact) and comparing the  
1747 predicted responses and evolution of the magnetosphere with MAVEN magnetic field and  
1748 plasma data along its trajectory. In Romanelli et al. (2018), the ICME encounter was  
1749 characterized by an increase in dynamic pressure causing a compression of the magnetosheath  
1750 and of the bow shock, followed few hours later by a change in direction of the IMF, also  
1751 suggested in Ma et al. (2018).

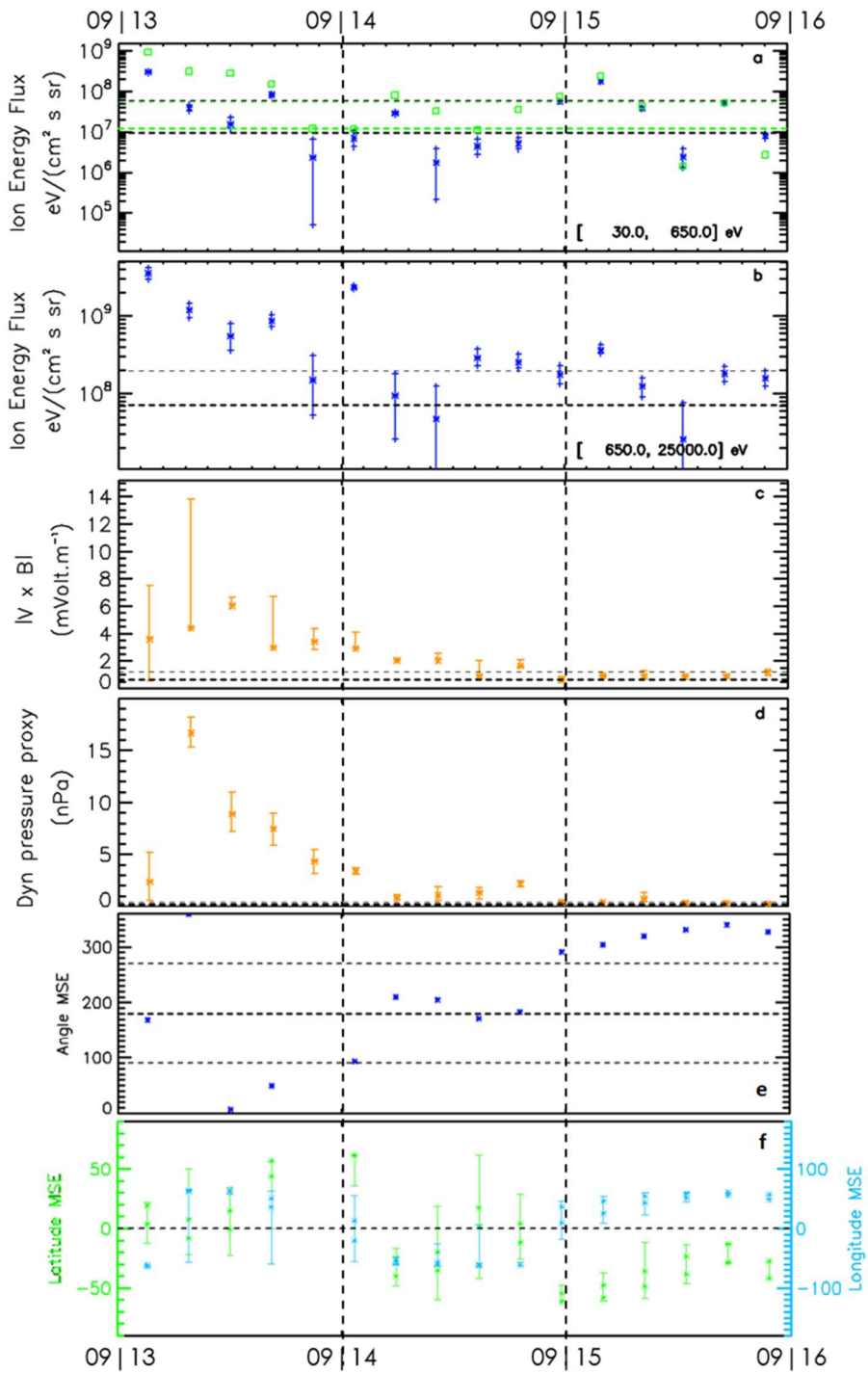
1752 In Figure 6, we provided a zoom into period 3 with the low energy range precipitating flux  
1753 (panel a) and the high energy flux (panel b), with the proxy of the convective electric field when  
1754 the penetrating ion flux was measured (panel c), the proxy of the dynamic pressure when the  
1755 penetrating flux was measured (panel d), the MSE angle (panel e) and the MSE longitude and  
1756 latitude position of MAVEN when the penetrating flux was measured (Panel f). The MSE angle  
1757 corresponds to the anticlockwise angle between the vector formed by the latitude and the  
1758 longitude in MSE of MAVEN during its measurements of the precipitating ion flux and the  
1759 East MSE direction (MSE longitude equal to  $+180^\circ$  and latitude equal to  $0^\circ$ ). According to Hara  
1760 et al. (2017a), the precipitating ion flux should reach a maximum around a MSE angle of  $270^\circ$   
1761 (axe  $-E$ ). Indeed, planetary picked up ions should precipitate towards the southern hemisphere  
1762 ( $-E$ ) because of the acceleration of the electric field of convection towards this hemisphere.  
1763 Extreme solar events can significantly increase precipitation flux in the northern hemisphere. It  
1764 is the case for this period where the solar is disturbed by the ICME impact.

1765 As shown in Figure 6, during the fifth orbit after the arrival of the ICME (on September 13<sup>th</sup> at  
1766 21h), the measured precipitating ion flux at low energy is particularly small with respect to the  
1767 nominal. The very significant difference between STATIC and SWIA fluxes at the beginning  
1768 of the period can be explained by the important SEP flux inducing a significant background on  
1769 SWIA data. The remaining SWIA flux is therefore not known with a signal/noise ratio larger  
1770 than one. We can see a relationship between the increase of the dynamic pressure and the sharp  
1771 increase of the precipitating ion flux at low energy (Figure 6, panel a) and in SWIA  
1772 measurements at high energy (Figure 6, panel b). the average precipitating energy fluxes (based  
1773 on 16 measurements respectively) at low energy is  $5.1 \pm 7.9 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  and at high  
1774 energy  $6.5 \pm 9.7 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ , which are approximately 5 and 9 times more important  
1775 than during the nominal period.

1776 The precipitating ion flux decreases just after the arrival of the ICME but remains significantly  
1777 larger during more than 48 hours after this time. The minimum of the high energetic flux at  
1778 noon on September 13<sup>th</sup> seems to be associated to a significant change of MAVEN in the MSE  
1779 frame as illustrated in panel e of Figure 6. As displayed in Figure 4, the average differential  
1780 energy flux during this period displayed a peak around 10 keV that is probably due to planetary  
1781 picked up ions (Rahmati et al., 2015). As suggested by STATIC d1 measurements at low energy  
1782 (panel a, Figure 6), the passage of the ICME also causes a strong increase of the planetary heavy  
1783 pick-up ions at low energy range. After the middle of September 14<sup>th</sup>, the measured

1784 precipitating ion fluxes at low and high energies do not display significant intensity with the  
 1785 exception of the beginning of September 15<sup>th</sup> which corresponds to a minimum in MSE latitude  
 1786 (panel f of Figure 6).

1787



1788

1789 **Figure 6:** Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the  
1790 precipitating ion flux between September 13<sup>th</sup> and September 15<sup>th</sup> (period 3). Integrated  
1791 precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy  
1792 range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey)  
1793 product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of  
1794 SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017  
1795 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the  
1796 average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and  
1797 b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Magnitude of  $|\vec{V} \times \vec{B}|$   
1798 calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was  
1799 measured (see section II. 3). (d) Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar  
1800 wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) The MSE  
1801 angle of MAVEN when the precipitating ion flux was measured. The horizontal black lines  
1802 correspond to 90°, 180° and 270° values. (f) Estimated MSE latitude (green) and longitude  
1803 (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panels  
1804 c, d and f correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II.  
1805 3).

1806

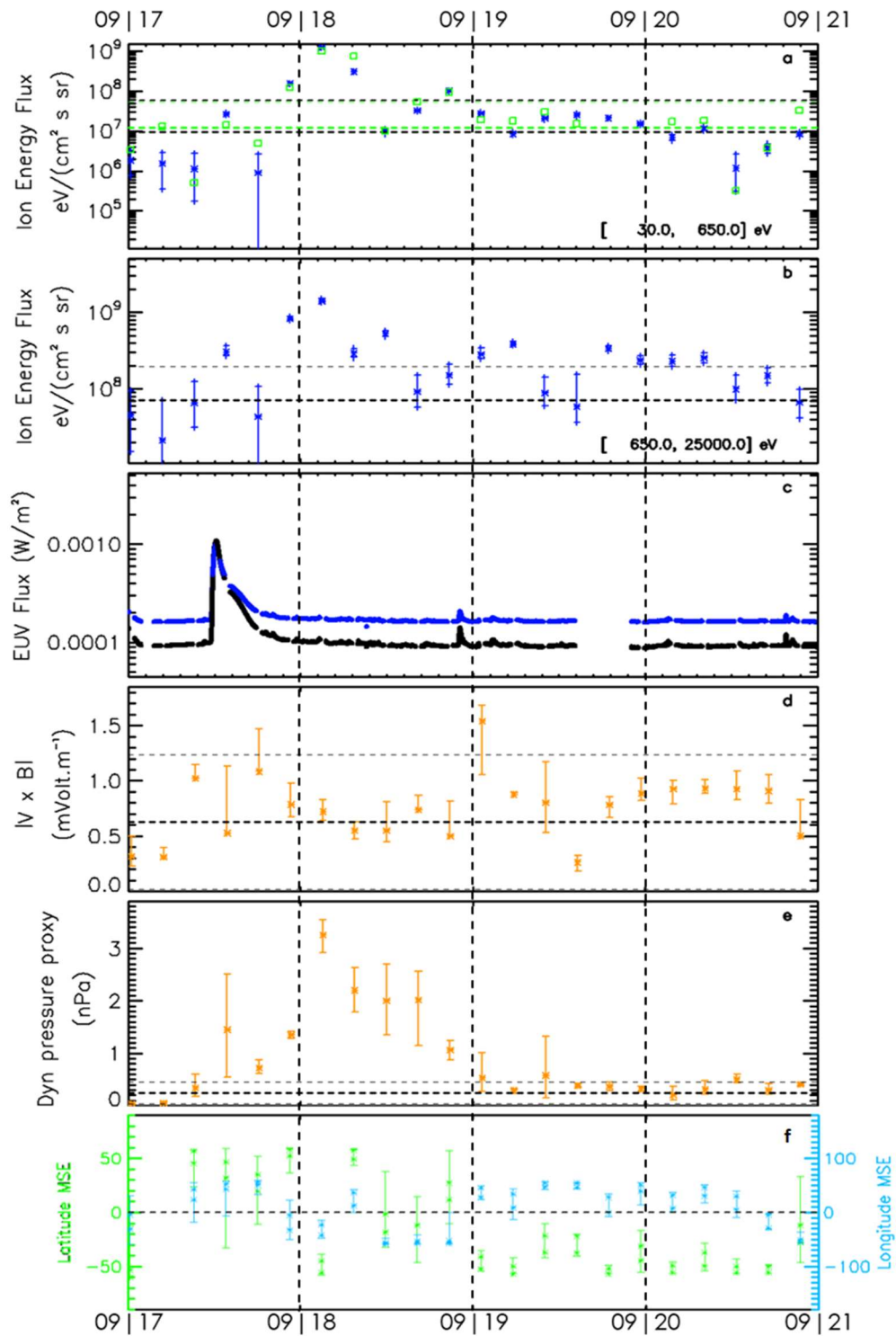
#### 1807 **III.4. Period 4 –Flare event, large SEP flux and large solar wind dynamic** 1808 **pressure**

1809 Figure 7 is a zoom of period 4 displaying the precipitating ion flux at low (panel a) and high  
1810 energy (panel b) with the values of the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUV  
1811 instrument (panel c), the proxy of the convective electric field when the penetrating ion flux  
1812 was measured (panel d), the reconstructed dynamic pressure when the penetrating ion flux was  
1813 measured (panel e) and the MSE longitude and latitude position of MAVEN when the  
1814 penetrating ion flux was measured (panel f). Period 4 is characterized by the occurrence of a  
1815 M-Flare mid-September 17<sup>th</sup> (Figure 7, panel c). During this period, the SEPs flux was  
1816 decreasing with respect to periods 2 and 3 (panels f and g, Figure 3) but remained significantly  
1817 higher than the SEP flux during the nominal period. We also notice a moderate increase of the  
1818 dynamic pressure at the beginning of September 18<sup>th</sup> (panel e, Figure 7) with respect to the third  
1819 period but still significantly higher than the dynamic pressure during the nominal period.

1820 The average precipitating ion energy fluxes (based on 22 measurements) at low energy is  $9.2 \pm$   
1821  $26.3 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  and at high energy  $2.7 \pm 3.2 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$ , which is  
1822 almost 10 and 4 times larger than the fluxes measured during the nominal period. As shown in  
1823 Figure 4, this is the largest average precipitating ion flux of the five September periods, in  
1824 particular at low energy. Actually, this large flux at low energy is dominated by September 18<sup>th</sup>  
1825 flux and is associated with the peak of solar dynamic pressure and the decay of the flare. As  
1826 displayed in Figure 4, the average differential energy flux during this period displayed a peak  
1827 around 1-3 keV that is probably due to planetary picked up ions, as suggested by STATIC d1  
1828 measurements at low energy (panel a, Figure 7).

1829 From the fifth orbit of the period, there is a gradual increase in dynamic pressure until the  
1830 beginning of September 18<sup>th</sup>. The dynamic pressure then decreased until September 19<sup>th</sup>.  
1831 During this decrease, the evolution of the precipitating ion flux seems to follow this trend, but  
1832 is also influenced, at high energy, by the variation of the intensity of the electric field. We found  
1833 a linear correlation coefficient of 0.69 on 21 SWIA measurements and 0.72 on 19 STATIC d1  
1834 measurements at low energy between the precipitating ion flux and the dynamic pressure.

1835



1836

1837 **Figure 7:** Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the  
 1838 precipitating ion flux between September 17<sup>th</sup> and September 20<sup>th</sup> (period 4). Integrated  
 1839 precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy  
 1840 range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey)  
 1841 product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of

1842 *SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017*  
1843 *event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the*  
1844 *average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and*  
1845 *b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Values of the EUV*  
1846 *photon flux as measured by MAVEN/EUV instrument, blue line: 17-22 nm range and black line*  
1847 *0.1-7 nm range. (d) Magnitude of  $|\vec{V} \times \vec{B}|$  calculated from the reconstructed solar wind*  
1848 *parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) Dynamic*  
1849 *pressure calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion*  
1850 *flux was measured (see section II. 3). (f) Estimated MSE latitude (green) and longitude (blue)*  
1851 *position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured. Errors bars on panels d, e*  
1852 *and f correspond to the dispersion of the corresponding interpolated value (see section II. 3).*

1853

### 1854 **III.5. Period 5 – Large electric field intensity and solar wind dynamic pressure**

1855 The last significant increase of the precipitating ion flux during September 2017 occurred from  
1856 September 21<sup>st</sup> up to September 24<sup>th</sup> with an average flux (based on 17 measurements) of  $2.4 \pm$   
1857  $2.8 \times 10^7 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  for the low energy range and  $4.0 \pm 3.4 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  for  
1858 the high energy range. This period corresponds very probably to the encounter of Mars with a  
1859 CIR or a SIR. This CIR/SIR induced an increase of the dynamic pressure and an increase of the  
1860 energetic particles (Lee et al., 2018; 2017), which can be seen in panels f and g in Figure 3, a  
1861 phenomenon also observed in several other CIR/SIR encounters (Lee et al., 2017; Hara et al.,  
1862 2011). The measured increase of the SEP ions seems to be associated with the arrival of this  
1863 solar wind perturbation and are therefore most probably energetic picked-up ions accelerated  
1864 by the intense convective electric field (see panel e, Figure 3). Panel c in Figure 3 shows that  
1865 the EUV flux decreased and was smaller than during the other periods.

1866

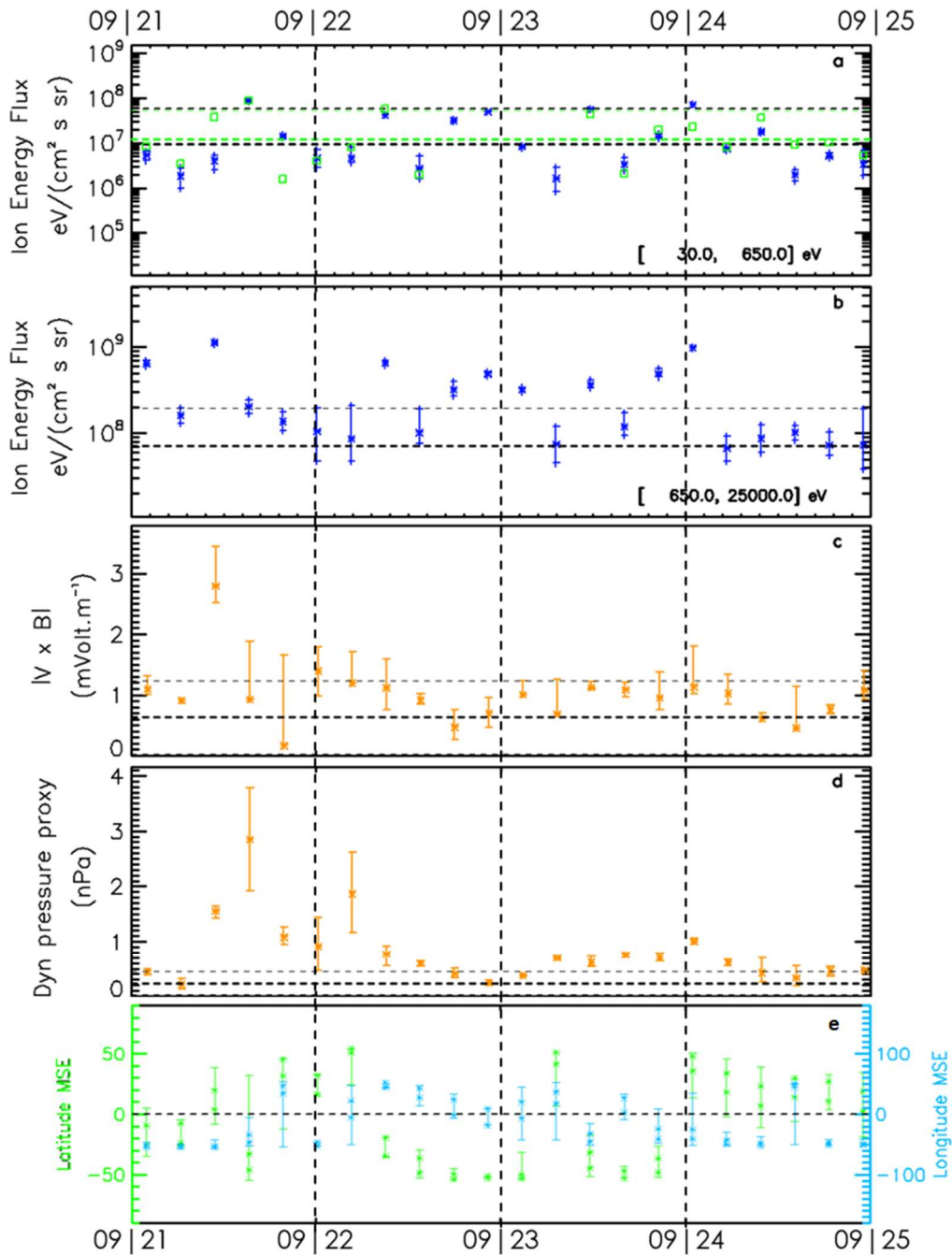
1867 Figure 8 is a zoom of the fifth period displaying the precipitating ion flux at low (panel a) and  
1868 high energy (panel b) with the proxy of the convective electric field at MAVEN periapsis (panel  
1869 c), the reconstructed dynamic pressure at MAVEN periapsis (panel d) and the MSE longitude  
1870 and latitude position of MAVEN when the penetrating ion flux was measured (panel e). With



1871 the panel e of Figure 8, it is noticeable that we observe a dichotomy of the intensity of the  
1872 precipitating ion flux at high energy between the hemisphere +E and the hemisphere -E, with  
1873 an intensity of precipitating ion flux stronger in the hemisphere -E than the hemisphere +E,  
1874 which is a behavior that has been suggested in Hara et al. (2017a). We compared the average  
1875 precipitating ion flux from 21<sup>th</sup> to 24<sup>th</sup> September in the northern (+E) and southern (-E)  
1876 hemisphere with, on the high energy range,  $1.8 \pm 3.0 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  (9 measurements)  
1877 and  $3.6 \pm 1.9 \times 10^8 \text{ eV}/(\text{cm}^2 \text{ s sr})$  (7 measurements) respectively. The precipitating ion flux  
1878 is twice as high in the Southern hemisphere with respect to the flux in the Northern hemisphere  
1879 but due to the relatively limited number of point, this difference remains within the dispersion.  
1880 Over the whole period, we also note that the evolution of the precipitating ion flux at low and  
1881 high energy (panels a and b, Figure 8) is similar, except for the third and fourth orbits.

1882 During the third orbit, there is a significant precipitating ion flux at high energy. This coincides  
1883 with the increase of the dynamic pressure few hours before the measurement of the precipitating  
1884 flux. During the fourth orbit, an important precipitating ion flux at low energy is observed  
1885 (panel a, Figure 8) but not at high energy which can be explained by the low intensity of the  
1886 convective electric field. As we can be seen in panel e of Figure 8, the precipitating ion flux is  
1887 generally greater in the southern hemisphere than in the northern hemisphere. The evolution of  
1888 the precipitating ion flux during September 23<sup>rd</sup> and 24<sup>th</sup> (in particular at high energy) can be  
1889 explained by the solar wind dynamic pressure and the electric field peaking beginning of  
1890 September 24<sup>th</sup>. After the first orbit of September 24<sup>th</sup>, the EUV flux, the SEP ion flux, the solar  
1891 wind dynamic pressure and electric field became nominal in association with the precipitating  
1892 ion flux.

1893



1894

1895 **Figure 8:** Measured SWIA integrated precipitating ion flux and few potential drivers of the  
 1896 precipitating ion flux between September 21<sup>st</sup> and September 24<sup>th</sup> (period 5). Integrated  
 1897 precipitating ion flux within (a) 30 and 650 eV energy range, (b) 650 eV and 25 keV energy  
 1898 range. Green squares: STATIC d1 8-99 amu mass range. Blue stars: SWIA cs (coarse survey)  
 1899 product. The horizontal black (green) thick dashed line corresponds to the average value of  
 1900 SWIA (STATIC d1) precipitating ion flux during the two periods encompassing September 2017  
 1901 event (see text for further explanation). The thin dashed horizontal line corresponds to the

1902 *average value plus 3 times the corresponding standard deviation. Errors bars on panels a and*  
1903 *b correspond to 1 sigma deviation of the reconstructed background. (c) Magnitude of  $|\vec{V} \times \vec{B}|$*   
1904 *calculated from the reconstructed solar wind parameters when the penetrating ion flux was*  
1905 *measured (see section II. 3). (d) Dynamic pressure calculated from the reconstructed solar*  
1906 *wind parameters when the penetrating ion flux was measured (see section II. 3). (e) Estimated*  
1907 *MSE latitude (green) and longitude (blue) position of MAVEN when the penetrating ion flux*  
1908 *was measured. Errors bars on panels c, d and e correspond to the dispersion of the*  
1909 *corresponding interpolated value (see section II. 3).*

1910

#### 1911 **IV Discussion and Conclusion**

1912 On September 13<sup>th</sup> 2017, the most intense solar event observed by MAVEN propagated past  
1913 Mars (Lee et al., 2018). Such an encounter was a unique opportunity to study the influence of  
1914 various potential solar drivers on the heavy ion precipitation. As a matter of fact, the whole  
1915 month of September 2017 displayed interesting and dynamic changes in the solar wind. In this  
1916 study, we therefore focused on 5 periods in September 2017, during which the solar conditions  
1917 significantly changed, as well as, the precipitating ion flux intensity.

1918 In a first step, we developed a reconstruction method of the background induced by the SEPs  
1919 event on MAVEN/SWIA spectrometer (Halekas et al., 2015) and used the solar wind proxies  
1920 constructed by Ma et al. (2018) to estimate the solar wind conditions. Such developments  
1921 allowed us to investigate the precipitating ion flux responses to the solar energetic events of  
1922 September 2017. For each period, during which the precipitating ion flux significantly  
1923 increased, we discussed the different solar drivers that might explain the observed variations of  
1924 the intensity of the precipitating flux.

1925 We found a clear correlation between the arrival of a CIR/SIR or ICME and the increase of the  
1926 precipitating ion flux. An increase of the solar wind dynamic pressure seems to lead to an  
1927 increase of the precipitating ion flux. This result is consistent with studies modelling  
1928 precipitating ion flux as a function of solar wind parameters (Fang et al., 2013; Wang et al.,  
1929 2015). However, we also observed periods of low dynamic pressure associated with strong  
1930 precipitating ion flux (on September 6<sup>th</sup>, as an example). As a matter of fact, there is no

1931 systematic correlation between the intensity of the dynamic pressure and the intensity of the  
1932 measured precipitating ion flux for this month of observations. Actually, each period described  
1933 in this work is influenced by various solar parameters (Chaufray et al., 2007; Lillis et al., 2015;  
1934 *Edberg et al., 2009*) and most of the time by the concomitant variations of few of them. During  
1935 one of these period, we found a significant linear correlation (correlation coefficient of 0.69)  
1936 between the dynamic pressure and the precipitating ion flux based on 21 measurements, from  
1937 September 17<sup>th</sup> to September 20<sup>th</sup>. But, clearly, solar dynamic pressure is not the only driver for  
1938 ion precipitation during most of September 2017. As discussed in this paper, the measured  
1939 precipitating ion flux seems also to be correlated with the orientation of the convective electric  
1940 field (as an example during the period of September 21<sup>st</sup> to September 24<sup>th</sup> and also shown in  
1941 Hara et al., 2017a). *Another potential solar driver is the SEP flux which seems to favor the*  
1942 *increase of the precipitating ion flux. According to Lillis et al. (2015) and Edberg et al. (2009),*  
1943 *the EUV and SEPs flux can heat and ionize the Martian upper atmosphere, potentially*  
1944 *increasing the precipitating ion flux. But it is also necessary to distinguish the high energy ion*  
1945 *planetary and the ion and electron SEPs. For instance, from 21st September to 24th September,*  
1946 *the measured increase of the ion and electron SEP fluxes is a consequence of the SIR arrival*  
1947 *which must have caused a significant acceleration of the planetary picked up ions.*

1948

1949 At last, between September 7<sup>th</sup> and September 10<sup>th</sup>, the EUV flux in the 0.1-7 nm range was  
1950 from two to three times higher than the EUV flux during the nominal period whereas the  
1951 measured precipitating ion flux did not show any significant increase. During this period, the  
1952 solar dynamic pressure and convective electric field were also essentially nominal. Therefore,  
1953 the EUV flux seems not to be a key driver for the precipitating ion flux during this particular  
1954 period. This conclusion is not in agreement with several past studies (Lillis et al., 2015; Edberg  
1955 et al., 2009; Chaufray et al. 2007). As an example, according to Chaufray et al. (2007), ion  
1956 precipitation should be favored by the solar EUV/UV flux. However, this work also highlighted  
1957 that a higher EUV/UV flux might lead to a higher ionization rate in the Martian corona leading  
1958 to a higher mass loading of the solar wind acting as a more efficient shielding of the Martian  
1959 atmosphere. This conclusion regarding the possible role of the EUV flux on the precipitating  
1960 flux should however be considered with cautious, the one-month sample used in this study  
1961 being far from statistically significant.

1962

1963 **Acknowledgements**

1964 This work was supported by the DIM ACAV and the ESA/ESTEC faculty. This work was also  
1965 supported by CNES “Système Solaire” program and by the “Programme National de  
1966 Planétologie” and “Programme National Soleil-Terre”. This work is also part of HELIOSARES  
1967 Project supported by the ANR (ANR-09-BLAN-0223) and ANR MARMITE (ANR-13-BS05-  
1968 0012-02). All data used in this paper are archived and available in the Planetary Data System  
1969 Archive.

1970

1971 **References**

1972 Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars  
1973 Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793,  
1974 doi:10.1126/science.284.5415.790.

1975 Barabash, S., Lundin, R., Andersson, H. et al. *Space Sci Rev* (2006) 126: 113.  
1976 <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9124-8>

1977 Chassefière, E., and F., Leblanc (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction  
1978 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi: 10.1016/j.pss.2004.07.002

1979 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),  
1980 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*  
1981 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi: 10.1029/2007JE002915.

1982 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,  
1983 *Space Sci Rev* (2015) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>

1984 S. M. Curry, J. G. Luhmann, and al. (2015), Response of Mars 0+ pickup ions to the 8 March  
1985 2015 ICME: Inferences from MAVEN data-based models., *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9095-9102,  
1986 doi: 10.1002/2015GL06304.

1987 R. Delory, G. T., J. G. Luhmann, D. Brain, R. J. Lillis, D. L. Mitchell, R. A. Mewaldt, and T.  
1988 V. Falkenberg (2012), Energetic particles detected by the Electron Reflectometer instrument on  
1989 the Mars Global Surveyor 1999–2006, *Space Weather*, 10, S06003,  
1990 doi:10.1029/2012SW000781.

1991 Edberg, N., D. A. Brain, M. Lester, S. W. H. Cowley, R. Modolo, M. Franz, and S. Barabash  
1992 (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and Mars  
1993 Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

1994 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor  
1995 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

1996 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.  
1997 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper  
1998 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927, doi:  
1999 10.1002/grl.50415.

2000 R. A. Frahm, J. R. Sharber, J. D. Winningham, H. A. Elliott, T. A. Howard et al., Solar energetic  
2001 particle arrival at Mars due to the 27 January 2012 solar storm, *AIP Conf. Proc.* 1539, 394  
2002 (2013); doi: 10.1063/1.4811066

2003 Guo, J., Dumbović, M., Wimmer-Schweingruber, R. F., Temmer, M., Lohf, H., Wang, Y., et  
2004 al. (2018). Modeling the evolution and propagation of September 2017 CMEs and SEPs  
2005 arriving at Mars constrained by remote sensing and in situ measurement. *Space Weather*, 16.  
2006 <https://doi.org/10.1029/2018SW001973>

2007 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*  
2008 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

2009 T. Hara, K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.  
2010 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian  
2011 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *JOURNAL OF*  
2012 *GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011

2013 Hara, T., et al. (2017a), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating  
2014 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,  
2015 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

2016 Hara T. et al., (2017b), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the  
2017 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

2018 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution  
2019 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

2020 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.  
2021 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

2022 Larson, D.E., Lillis, R.J., Lee, C.O. et al., The MAVEN Solar Energetic Particle Investigation,  
2023 Space Sci Rev (2015) 195 : 153., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0218-z>

2024 Leblanc, F. and R.E Johnson (2001), Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-  
2025 up ions, *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

2026 Leblanc F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian  
2027 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

2028 Leblanc F., R. Modolo and al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars  
2029 Atmosphere and Volatile Evolution, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141, doi:  
2030 10.1002/2015GL066170.

2031 Leblanc F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.  
2032 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by  
2033 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,  
2034 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

2035 Leblanc, F. and al., (2018). On Mars' Atmospheric Sputtering after MAVEN first Martian year  
2036 of Measurements. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1002/2018GL077199.

2037 Lee, C. O., et al. (2017), MAVEN observations of the solar cycle 24 space weather conditions  
2038 at Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 2768–2794, doi: 10.1002/2016JA023495.

2039 Lee, C. O., Jakosky, B. M., Luhmann, J. G., Brain, D. A., Mays, M. L., Hassler, D. M., et al.  
2040 (2018). Observations and impacts of the 10 September 2017 solar events at Mars: An overview  
2041 and synthesis of the initial results. *Geophysical Research Letters*, 45.  
2042 <https://doi.org/10.1029/2018GL079162>

2043 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars  
2044 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 357.  
2045 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>

2046 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pickup oxygen ion precipitation at Venus  
2047 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),  
2048 5457–5467, doi: 10.1029/90JA01753.

2049 Luhmann, J. G., R. E. Johnson, M. H. G. Zhang, Evolutionary impact of sputtering of the  
2050 Martian atmosphere by O<sup>+</sup> pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.  
2051 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>

2052 Lundin, R., Lammer, H., and Ribas, I. (2007) Planetary magnetic fields and solar forcing:  
2053 implications for atmospheric evolution. *Space Sci. Rev.* 129:245–278.  
2054 <https://doi.org/10.1007/s11214-007-9176-4>

2055 Ma, Y., Fang, X., Halekas, J. S., Xu, S., Russell, C. T., Luhmann, J. G. et al (2018). The Impact  
2056 and Solar Wind Proxy of the 2017 September ICME Event at Mars. *Geophysical Research*  
2057 *Letters*, doi:10.1029/2018GL077707

2058 McFadden, J.P., Kortmann, O., Curtis, D. et al., MAVEN SupraThermal and Thermal Ion  
2059 Composition (STATIC) Instrument, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 199.,  
2060 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0175-6>

2061 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D  
2062 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399, doi:  
2063 10.1002/2015JA022324.

2064 Rahmati, D. E. Larson, T. E. Cravens et al., MAVEN insights into oxygen pickup ions at Mars,  
2065 *Geophysical Research Letters*, 42, 21, (8870-8876), (2015).  
2066 <https://doi.org/10.1002/2015GL065262>

2067 Rahmati, A., et al. (2017), MAVEN measured oxygen and hydrogen pickup ions: Probing the  
2068 Martian exosphere and neutral escape, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 3689–3706,  
2069 doi:10.1002/2016JA023371.

2070 Ramstad, R., Holmström, M., Futaana, Y., Lee, C. O., Rahmati, A., Dunn, P., et al. (2018). The  
2071 September 2017 SEP event in context with the current solar cycle: Mars Express ASPERA-  
2072 3/IMA and MAVEN/SEP observations. *Geophysical Research Letters*, 45, 7306–7311.  
2073 <https://doi.org/10.1029/2018GL077842>

2074 Romanelli, N. and al. (2018). Responses of the Martian magnetosphere to an interplanetary  
2075 coronal mass ejection: MAVEN observations and LatHyS results: RESPONSE OF MARS TO  
2076 A CME. *Geophysical Research Letters*. Doi:10.1029/2018GL077714.

2077 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),  
2078 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O<sup>+</sup>: Preparation for  
2079 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi: 10.1002/2014JE004660.

2080 Xu S. et al., (2018), Investigation of Martian magnetic topology response to 2017 September  
2081 ICME, *Geophys. Res. Lett.*, 45, doi: 10.1029/2018GL077708.

2082



2083

## D. Synthèse

2084

2085

2086

2087

2088

2089

2090

2091

2092

2093

2094

Dans ce chapitre, après avoir mis en évidence l'intérêt des événements solaires dans l'étude de l'échappement atmosphérique martien, j'ai présenté mon étude de l'impact des événements solaires de septembre 2017 sur la variabilité des précipitations ioniques martiennes menée à l'aide des instruments de la sonde MAVEN. De nouvelle méthode de reconstruction puis soustraction du bruit de fond ont dû être mis en place afin de nettoyer les mesures perturbées par l'intensité de l'évènement SEP. Contraindre les paramètres planétaires comme la présence des champs crustaux et l'angle solaire zénithal a permis de réduire le nombre de paramètres impliqués dans l'évolution des précipitations ioniques et d'affiner la recherche de dépendance. Plusieurs événements ont ainsi été étudiés en lien avec la variabilité des précipitations ioniques : les CIRs, les ICMEs et les flares. Les principaux résultats obtenus sont :

2095

2096

2097

2098

2099

2100

2101

2102

2103

2104

2105

2106

2107

2108

2109

2110

1. **Une corrélation entre le passage des événements plasma (CIRs, ICME) et l'augmentation du flux précipitant ionique.** Durant ces événements, la pression dynamique du vent solaire est le paramètre le plus représentatif et important.
2. **L'augmentation de la pression dynamique du vent solaire semble mener à une augmentation du flux précipitant ionique, allant jusqu'à plus d'un ordre de grandeur, mais pas de corrélation systématique entre l'intensité de la pression dynamique et celle des précipitations n'a été trouvé.**
3. Les précipitations ioniques semblent influencées par la direction du champ électrique de convection, avec des précipitations plus importantes dans l'hémisphère -E (zones où le champ électrique de convection est dirigé en direction de Mars), comme suggéré dans [Hara et al., 2017b](#).
4. Le flux EUV ne serait pas un paramètre influençant les précipitations durant septembre 2017. Aucune corrélation claire entre l'intensité du flux EUV et celle des précipitations n'a été trouvé, ce qui va à l'encontre des attentes ([Chaufray et al., 2007](#) ; [Lillis et al., 2015](#)). Cependant avec un faible nombre de spectre, l'échantillonnage reste trop faible pour être statistiquement significatif.

2111

2112

2113

A l'avenir, il serait intéressant de reproduire la méthodologie de notre étude sur d'autres événements solaires similaires. Une fois un nombre suffisant d'évènement étudié, il sera possible de traiter l'influence de la position géographique des observations sur les précipitations

2114 ioniques mesurées lors de ces évènements. Dans le cadre de cette thèse, l'absence inattendue  
2115 de relation entre intensité du flux précipitant ionique et flux EUV nous a fait nous interroger  
2116 sur cette relation, mais qu'une telle réflexion nécessite un nombre de données plus importantes  
2117 sur une plus longue période d'observation.

## 2118 **Chapitre III : Impact du rayonnement extrême ultraviolet** 2119 **solaire sur les précipitations ioniques martiennes**

2120 Dans le chapitre précédent, nous avons pu observer les précipitations ioniques  
2121 martiennes durant des événements solaires en septembre 2017. Cependant, cette étude n'a pas  
2122 permis de déterminer de liens clairs entre l'intensité du flux EUV et celle du flux précipitant  
2123 ionique, un résultat quelque peu inattendu étant donné son importance dans la production d'ion  
2124 planétaire. Mais cette absence de relation apparente pouvait en partie être dû aux variations des  
2125 autres conditions solaires durant la période du mois de septembre 2017. De plus, avec seulement  
2126 deux ou trois points de mesures du flux précipitant ionique par éruption solaire,  
2127 l'échantillonnage restait trop faible pour pouvoir être statistiquement significatif. C'est  
2128 pourquoi, afin de déterminer une dépendance entre le flux EUV et les précipitations ioniques,  
2129 l'étude présentée dans ce chapitre utilise des observations sur une période bien plus grande, de  
2130 décembre 2014 à juillet 2018. Cette couverture temporelle nous a permis de définir trois  
2131 périodes de flux EUV d'intensité significativement différente avec des conditions de vent  
2132 solaire analogues et pour lesquelles un nombre statistiquement significatif de mesures de flux  
2133 ionique précipitant a pu être extrait.

2134 Dans un premier temps, dans la section A., je présente l'influence du flux EUV sur  
2135 l'environnement martien. Les principaux facteurs influençant l'irradiance solaire au niveau de  
2136 l'orbite martienne y seront synthétisés. Je poursuivrai dans la section B. avec les observations  
2137 du flux EUV observé par MAVEN pour conclure avec les résultats de l'étude en section C. Ce  
2138 résultat original permet pour la première fois de caractériser les précipitations ioniques dans  
2139 l'atmosphère et sa dépendance avec l'irradiance EUV/UV solaire.

### 2140 **A. Effets du rayonnement extrême ultraviolet sur l'atmosphère** 2141 **martienne**

2142 Le rayonnement extrême ultraviolet joue un rôle clef dans les mécanismes  
2143 atmosphériques martiens ([Lillis et al., 2015](#)). Comme énoncé dans [la sous-partie 2 de la section](#)  
2144 [A du chapitre I.](#), d'une part, il va chauffer la haute atmosphère martienne et être un paramètre  
2145 clef pour comprendre la température des neutres de la thermosphère et de l'exosphère et par  
2146 conséquent pour définir la position de l'exobase. D'autre part, la photo-ionisation des neutres

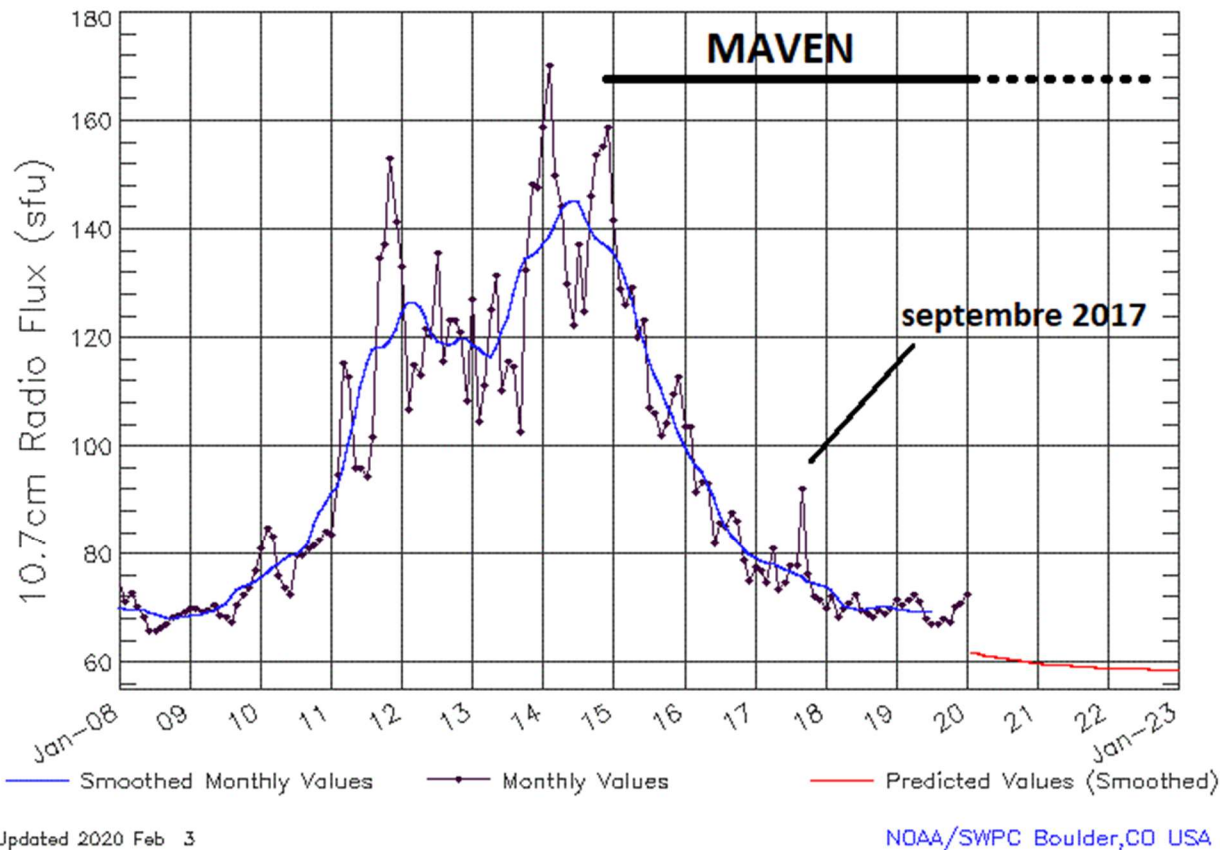
2147 planétaires, étant la première source d'ions dans l'environnement martien devant l'échange de  
2148 charge et l'impact électronique ([sous-partie 2 de la section A du chapitre I](#)), le flux EUV solaire  
2149 va contrôler la production des ions planétaires. Plusieurs travaux théoriques ont d'ailleurs prédit  
2150 qu'une augmentation du flux EUV devait provoquer une augmentation des précipitations  
2151 ioniques en raison de l'augmentation de la fréquence d'ionisation mais également de  
2152 l'augmentation de la densité des neutres dans l'exosphère ([Johnson and Luhmann, 1998](#)).

### 2153 **1. Facteurs influençant le rayonnement EUV reçu sur Mars**

2154 Le rayonnement extrême ultraviolet solaire varie au cours du cycle solaire de 11 ans et  
2155 en fonction de la rotation solaire de 27 jours quand une région solaire active rentre et sort de  
2156 l'angle de vue de Mars. Il peut également varier sur des échelles de quelques minutes à plusieurs  
2157 heures lors d'une éruption solaire. La Figure M.13 montre l'évolution de l'indice d'émission  
2158 F10.7 cm en fonction du temps entre 2008 et début 2020, soit le 24<sup>ième</sup> cycle solaire. Il s'agit  
2159 d'un indice de mesure de l'intensité des émissions radio dans une bande de 100 Mhz centrée  
2160 sur 2800 MHz (10.7 cm de longueur d'onde) moyennée sur une heure ([Tapping, 2013](#)). Cet  
2161 indice caractérise les émissions de la chromosphère du soleil et dans la basse couronne et est  
2162 donc particulièrement sensible à l'intensité du flux solaire dans l'UV/EUV. Le rayonnement  
2163 solaire EUV/UV est plus intense autour de sa phase de haute activité (de fin 2011 à fin 2014)  
2164 que dans sa phase de basse activité (depuis fin 2016) en raison de l'occurrence des taches à la  
2165 surface du soleil lors des périodes de fortes activités. Ces tâches correspondent aux zones où  
2166 les lignes du champ magnétique rentrent et sortent du Soleil, le champ magnétique y est plus  
2167 intense qu'ailleurs. Ce champ magnétique va entraîner la matière (électron, proton) de la surface  
2168 du soleil le long des lignes de champ magnétique. Or des particules qui accélèrent ainsi dans  
2169 un champ magnétique émettent du rayonnement électromagnétique qu'on appelle le  
2170 rayonnement synchrotron. L'intensité du champ magnétique va faire que les électrons vont  
2171 émettre intensément dans la gamme spectrale X/EUV durant leur accélération ([Kruse et al.,  
2172 1956](#)).

2173 Le pic de l'indice radiatif F10.7 de septembre 2017 visible sur la Figure M.13 a été  
2174 provoqué par un regain ponctuel de l'activité solaire, manifesté par un nombre important  
2175 d'éruptions solaires de haute intensité et de longue durée, comme expliqué [dans la section C du  
2176 chapitre II](#).

ISES Solar Cycle F10.7cm Radio Flux Progression  
Observed data through Jan 2020



2177

Updated 2020 Feb 3

NOAA/SWPC Boulder,CO USA

2178 **Figure M.13 :** Evolution de 2008 à 2020 (abscisse) de l'indice du flux radio solaire F10.7 cm  
 2179 qui mesure l'intensité du flux radio à 10.7 cm à 1 U.A (ordonnée). Il s'agit d'un indice de  
 2180 l'activité solaire en unité de flux solaire (sfu) où  $1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ W m}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$  (figure adapté  
 2181 des données de l'organisation scientifique « National Oceanic and Atmospheric  
 2182 Administration »). Le pic de l'indice F10.7 cm de 2017 correspond aux évènements solaires  
 2183 de septembre 2017. Le trait noir horizontal correspond à la période pendant laquelle la sonde  
 2184 MAVEN a réalisé des mesures de l'environnement martien.

2185

2186 Depuis les années 1970, les éruptions solaires sont classifiées selon leur pic d'intensité  
 2187 d'émission intégrée entre 1 et 8 Å mesuré par les satellites orbitant autour de la Terre tel que  
 2188 les « Geostationary Operational Environmental Satellite ». Leur intensité est classée de A à X  
 2189 selon une échelle logarithmique, ainsi la classe X est dix fois plus intense que la classe M, lui-  
 2190 même dix fois plus intense que la classe C et ainsi de suite.

2191 Selon l'étude statistique réalisée par [Aschwanden and Freeland \(2012\)](#) sur les éruptions  
 2192 solaires durant plus de trois cycles solaires (1975-2012), le nombre d'éruptions solaires produite

2193 et leur intensité sont dépendants de l'intensité du cycle solaire et de sa phase d'activité. En effet,  
2194 il a été montré que le nombre total d'éruption solaire pouvait différer de plus d'un ordre de  
2195 grandeur entre le maximum et le minimum d'activité du cycle solaire. A titre d'illustration,  
2196 [Aschwanden and Freeland \(2012\)](#) ont comparé le temps d'attente moyen entre deux éruptions  
2197 solaires consécutifs (toute intensité confondue) entre une année de minimum d'activité (2008 ;  
2198  $N_{FLARE} = 186$ ) et maximum d'activité solaire (1979 ;  $N_{FLARE} = 18797$ ). Il passe ainsi de 28  
2199 minutes d'attente en 1979 à presque 2 jours en 2008. Il faut cependant noter que la majorité de  
2200 ces éruptions solaires sont de classe inférieure à C, dont l'apport en énergie par rapport aux  
2201 conditions solaires nominales est de l'ordre de quelques dizaines de pourcent supplémentaire.  
2202 Concernant leur intensité, selon [Aschwanden and Freeland \(2012\)](#) et [Veronig et al. \(2002\)](#), le  
2203 nombre d'éruption solaire diminue d'un ordre de grandeur pour chaque augmentation de classe.  
2204 Et les éruptions les plus intenses (les classes M et X) sont principalement produites lors de la  
2205 phase de haute activité solaire (2.5 ans autour du pic d'activité) et sont presque absentes durant  
2206 le minimum d'activité (2.5 ans autour du minimum d'activité). De plus, selon l'étude statistique  
2207 de [Veronig et al. \(2002\)](#), la durée d'une éruption solaire augmente avec son intensité. Ainsi, la  
2208 durée médiane d'une éruption solaire de classe C est de 12 minutes contre 24 et 30 pour les  
2209 classes M et X respectivement.

2210 Le cycle solaire a donc un double effet sur l'évolution du rayonnement EUV solaire.  
2211 D'une part, l'augmentation de l'activité solaire va avoir pour conséquence d'augmenter le flux  
2212 EUV moyen reçu par la planète (hors éruptions solaires). D'autre part, l'augmentation de  
2213 l'activité solaire va augmenter le nombre d'évènement radiatif intense ainsi que leur intensité

2214

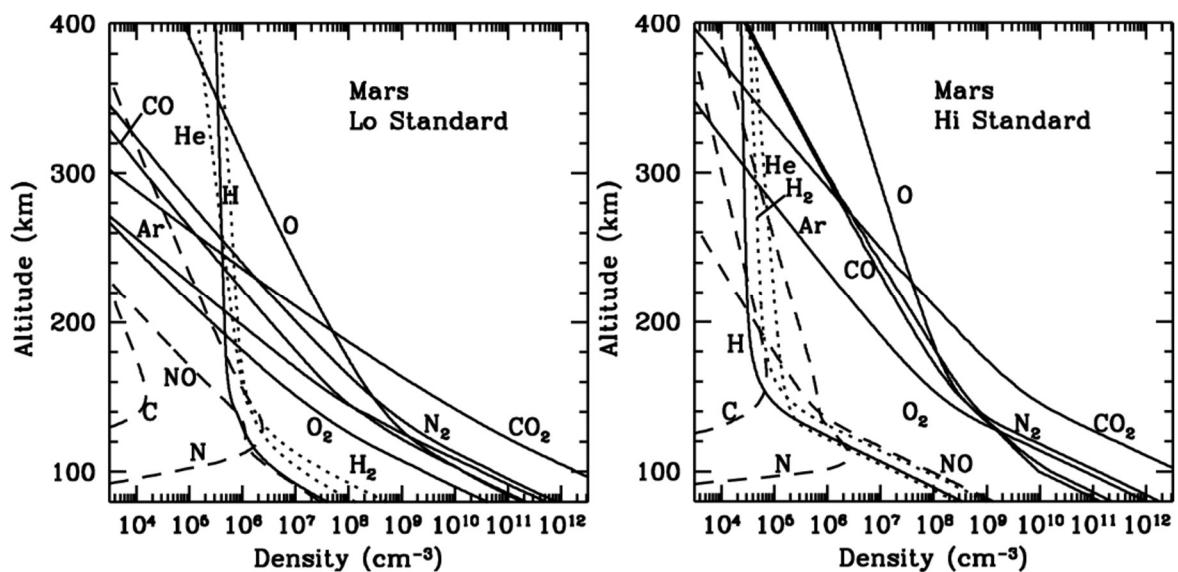
2215 De plus, le rayonnement solaire à Mars varie tout au long de l'année martienne (1.88  
2216 année terrestre) en raison de l'importante excentricité de l'orbite martienne. La distance  
2217 héliocentrique de Mars évolue davantage que la Terre ou Vénus, passant de 1.38 U.A à 1.67  
2218 U.A. L'intensité du rayonnement reçu étant inversement proportionnelle au carré de la  
2219 distance, le rayonnement solaire reçu par Mars à la distance  $d_{Sun}$  du Soleil va varier d'un facteur  
2220  $(\frac{d_{Sun}}{1.67})^{-2}$  par rapport à l'aphélie, pouvant aller jusqu'à un facteur  $\sim 1.45$  quand l'orbite de Mars  
2221 se situe à son périhélie, pour un rayonnement émis similaire. On peut aussi noter que plusieurs  
2222 études observationnelles ([Chaffin et al., 2014](#) ; [Bhattacharyya et al., 2015](#) ; [Halekas, 2017](#))  
2223 mentionnent un impact des saisons martiennes sur la densité des neutres planétaires, notamment

2224 l'hydrogène. La densité de l'hydrogène exosphérique serait ainsi plus importante lors de l'hiver  
 2225 boréal que durant l'hiver austral. Une augmentation de la densité des neutres à de plus hautes  
 2226 altitudes peut favoriser la production d'ion pouvant être accéléré par le vent solaire et peut avoir  
 2227 aussi un impact sur l'interaction du vent solaire avec Mars.

## 2228 2. Effet du rayonnement extrême ultraviolet sur l'environnement martien

2229 Comme j'ai pu le présenter dans [le chapitre I](#), le rayonnement EUV a pour principal  
 2230 effet de chauffer et ioniser la très haute atmosphère martienne, provoquant des variations dans  
 2231 la température des neutres et dans la densité des ions planétaires en fonction de son intensité  
 2232 ([Fox, 2004](#)). Par exemple, il a été observé lors de l'éruption solaire du 10 septembre 2017 ([Lee  
 2233 et al., 2018](#)) une augmentation du flux EUV (0.1-7nm) au niveau de Mars de 0.1 à 1.0 mW.m<sup>-2</sup>  
 2234 associée avec une augmentation de la température à l'exobase de 200 à 260K. Je vais détailler  
 2235 ici comment le flux EUV, par ces deux effets, influence l'environnement martien.

2236



2237

2238 **Figure M.14 :** Profil de densité des composés neutres de l'atmosphère martienne modélisé en  
 2239 fonction de l'altitude dans le cas du minimum d'activité solaire (gauche) et maximum  
 2240 d'activité solaire (droite) (Crédit : [Fox, 2004](#)).

2241 L'augmentation de la température des neutres au sein de la thermosphère-ionosphère va  
 2242 avoir des effets importants sur l'évolution du profil de densité des composés neutres de la haute

2243 atmosphère martienne. On peut caractériser la décroissance de la densité d'un gaz en fonction  
2244 de l'altitude par l'échelle de hauteur H notée :

$$2245 \quad H = \frac{R * T}{M * g}$$

2246 Où R est la constante des gaz parfait, T est la température du gaz, M est la masse molaire du  
2247 gaz et g est l'intensité locale de la pesanteur. Par définition, l'échelle de hauteur est la distance  
2248 qu'il faut gravir en altitude dans une atmosphère pour que sa densité décroisse d'un facteur 1/e.  
2249 Une échelle de hauteur plus importante signifie que la densité du gaz va diminuer plus  
2250 lentement avec l'altitude. L'augmentation de la température des neutres par le flux EUV va  
2251 avoir pour effet de dilater l'atmosphère, et d'augmenter la densité des neutres planétaires pour  
2252 une altitude donnée comme on peut le voir sur la Figure M.14, tiré de [Fox \(2004\)](#), où la  
2253 température de l'exobase en période de basse activité solaire (gauche) est de 200 K contre 300  
2254 K en période de forte activité solaire (droite). La densité des atomes d'oxygène à 400 km  
2255 d'altitude augmente d'un facteur 10 par rapport à la période de basse activité solaire tandis que  
2256 celle du dioxyde de carbone à 300 km d'altitude augmente presque de deux ordres de grandeur.

2257         En fonction de l'activité solaire, la composition de la haute atmosphère va changer et le  
2258 changement de l'espèce dominante s'effectue à différentes altitudes. En effet, d'après [Chaufray  
2259 et al., \(2007\)](#), en période de forte activité solaire, l'oxygène est l'espèce dominante jusqu'à 800  
2260 km d'altitude, remplacé ensuite par l'hydrogène, alors qu'en basse période d'activité  
2261 l'hydrogène remplace l'oxygène comme espèce dominante dès 350 km d'altitude. Ce  
2262 changement de composition de l'exosphère va se répercuter sur le type d'ion créé (oxygène,  
2263 hydrogène) à haute altitude susceptible d'être accéléré par le champ électrique de convection  
2264 du vent solaire.

2265         En parallèle, la fréquence d'ionisation des atomes et molécules de la haute atmosphère  
2266 martienne va varier en fonction de l'activité solaire. Le Tableau T.3, tiré de [Schunk and Nagy  
2267 \(2000\)](#), résume les fréquences d'ionisation de certaines espèces chimiques en fonction du flux  
2268 EUV lors des minimum (F10.7 = 70) et maximum (F10.7 = 220) d'activité solaire à 1 U.A.  
2269 Ainsi, l'on voit qu'une augmentation de l'irradiance EUV d'un facteur trois augmente la  
2270 fréquence d'ionisation d'un facteur compris entre 2 et 3.

2271



2272 **Tableau T.3 : Fréquence d'ionisation (en  $s^{-1}$ ) à 1 U.A, adapté de [Schunk and Nagy \(2000\)](#).**  
 2273 \* correspond à l'irradiance solaire F74133. \*\* correspond à l'irradiance solaire F79050N.

Espèce	Minimum d'activité solaire*	Maximum d'activité solaire**
$CH_4$	$5.753 \times 10^{-7}$	$1.708 \times 10^{-6}$
$CO$	$4.245 \times 10^{-7}$	$1.127 \times 10^{-6}$
$CO_2$	$6.696 \times 10^{-7}$	$1.695 \times 10^{-6}$
$H_2$	$7.46 \times 10^{-8}$	$1.407 \times 10^{-7}$
$H_2O$	$4.286 \times 10^{-7}$	$1.184 \times 10^{-6}$
$N_2$	$3.35 \times 10^{-7}$	$9.476 \times 10^{-6}$
$O$	$2.44 \times 10^{-7}$	$6.346 \times 10^{-7}$
$O_2$	$4.90 \times 10^{-7}$	$1.594 \times 10^{-6}$

2274

2275 Cette modification de la densité et température des neutres et de la fréquence  
 2276 d'ionisation, va aussi se répercuter sur le taux de production d'ion par photo-ionisation au sein  
 2277 de l'ionosphère et de l'exosphère. En effet, comme développé dans [la sous-section 2 du section](#)  
 2278 [A du chapitre I](#), dans le cas d'un milieu peu dense et donc optiquement mince (ce qui est le cas  
 2279 au-dessus de l'exobase), le taux de production d'ion peut s'écrire de la façon suivante :

2280 
$$q_M(\vec{r}) = v_{photo,M} \cdot n_M(\vec{r})$$

2281 Avec  $\vec{r}$ , un point quelconque de l'atmosphère,  $v_{photo,M}$  la fréquence d'ionisation ( $s^{-1}$ ) de  
 2282 l'espèce neutre M,  $n_M$  la densité ( $cm^{-3}$ ) de l'espèce neutre M et  $q_M$  le taux de production d'ion  
 2283 ( $cm^{-3} \cdot s^{-1}$ ) de l'espèce M. L'augmentation de la fréquence d'ionisation et l'évolution de la  
 2284 température (qui va modifier le profil de densité des neutres planétaires) par le flux EUV vont  
 2285 avoir un effet cumulatif sur le taux de production d'ion planétaire et la densité ionique. [Dubinin](#)  
 2286 [et al. \(2017\)](#) ont observé que la densité des ions  $O^+$  et  $O_2^+$  dans la haute ionosphère (200-300  
 2287 km d'altitude) augmentait d'un facteur 1.5 à 2 lorsque l'irradiance solaire EUV (intégrée entre

2288 0.1-50 nm) augmente d'un facteur 2. De plus, [Fox \(2004\)](#) montre par la modélisation que  
2289 l'altitude du pic de production d'ions par photo-ionisation dans l'ionosphère va évoluer  
2290 légèrement avec l'activité solaire. En basse activité solaire, elle se situe entre 110-140 km  
2291 d'altitude, elle augmentera de quelques kilomètres en période de haute activité.

2292 En se basant sur les valeurs du Tableau T.3, on peut obtenir les gammes de fréquence  
2293 d'ionisation de l'espèce oxygène en fonction de la distance héliocentrique (qui évolue pour  
2294 Mars entre l'aphélie-périhélie : 1.381-1.666 U.A). En période de basse activité solaire, la  
2295 fréquence d'ionisation de l'oxygène varie entre  $8.79 \times 10^{-8} s^{-1}$  et  $12.8 \times 10^{-8} s^{-1}$ . En  
2296 période de haute activité solaire, la fréquence d'ionisation de l'oxygène varie entre  $22.9 \times$   
2297  $10^{-8} s^{-1}$  et  $33.3 \times 10^{-8} s^{-1}$ . L'écart maximum de la fréquence d'ionisation entre le maximum  
2298 et le minimum d'activité solaire, en prenant en compte la saison martienne (la distance  
2299 héliocentrique), est donc proche de 4.

2300

2301 Selon les études observationnelles de [Hall et al., \(2016\)](#) et [Ramstad et al., \(2017\)](#), les  
2302 variations du flux EUV peuvent provoquer un déplacement de la position des frontières plasma.  
2303 En effet, selon [Ramstad et al., \(2017\)](#) qui utilisa les observation plasma de la sonde Mars  
2304 Express, la position du choc planétaire au terminateur passe de 2.3 rayon martien pour un flux  
2305 EUV (intégré entre 10-120 nm) de  $3 mW.m^{-2}$  à 2.8 rayon martien pour un flux EUV de  $6 mW.m^{-2}$ .  
2306 Ceci est expliqué par le fait que l'augmentation de l'ionisation va augmenter la densité des  
2307 ions planétaires et donc leur interaction avec le vent solaire qui va leur transférer une part plus  
2308 importante de sa quantité de mouvement. Ce transfert va dévier et ralentir le vent solaire dans  
2309 la magnétosphère induite qui se dilatera. Le choc planétaire aura ainsi tendance à s'éloigner de  
2310 la planète en présence d'un flux EUV plus important et à l'inverse de se rapprocher en cas de  
2311 diminution de l'irradiance solaire. L'influence du flux EUV sur la position de la frontière de la  
2312 magnétosphère induite reste encore débattu à ce jour ([Edberg et al., 2009](#) ; [Ramstad et al., 2017](#))  
2313 mais les observations de [Chu et al., \(2019\)](#) à partir du radar basse-fréquence MARSIS de Mars  
2314 Express montrent que l'altitude de l'ionopause, qu'il définit comme la zone où la pression  
2315 thermique ionosphérique est contrebalancée par la pression magnétique de la magnétosphère  
2316 induite, est une fonction du flux EUV, passant de 330 à 380 km d'altitude en moyenne pour un  
2317 flux EUV (intégré entre 0.5-91.2 nm) de  $0.8$  à  $1.6 mW.m^{-2}$ . L'augmentation du flux EUV a  
2318 donc un impact sur la densité et la pression thermique de l'ionosphère, donc sur l'expansion de

2319 l'exosphère ce qui crée un obstacle effectif plus important, modifiant ainsi la position des  
2320 frontières de la magnétosphère induite.

2321 Il convient de rappeler, qu'en première approximation, des frontières plasmas plus  
2322 proche de Mars favoriseraient des précipitations ioniques. En effet, les ions planétaires créés  
2323 près de ces frontières pourraient alors être accélérés par un champ électrique de convection plus  
2324 intense et précipiteraient potentiellement dans l'atmosphère planétaire avec des énergies plus  
2325 importantes. Autrement dit, bien qu'un flux EUV plus important devrait induire une formation  
2326 plus grande d'ion planétaire, il est aussi susceptible d'éloigner les frontières de la  
2327 magnétosphère induite de Mars, éloignant la zone d'interaction avec le vent solaire et donc  
2328 d'accélération de ces ions. L'existence d'une telle boucle de rétroaction pouvant affecter les  
2329 précipitations a été proposée dans les années 90 par [Johnson and Luhmann, \(1998\)](#), mais avec  
2330 l'idée que les ions précipitant pouvaient éjecter des particules atmosphériques dans l'exosphère  
2331 par criblage, particules elles-mêmes pouvant être ionisées et pouvant alors précipitées dans  
2332 l'atmosphère, induisant un effet rétroactif positif sur le criblage atmosphérique. Cet effet a plus  
2333 tard été modélisé plus finement par [Chaufray et al. \(2007\)](#) qui a montré que l'effet rétroactif  
2334 n'était pas si intense que théoriquement prédit par [Johnson and Luhmann \(1998\)](#).

2335

2336 En parallèle, les études observationnelles réalisées par [Lundin et al. \(2008\)](#) et [Dong et](#)  
2337 [al. \(2017\)](#) sur plusieurs saisons martiennes ont aussi permis de mettre en évidence que  
2338 l'échappement atmosphérique des ions lourds évoluait de façon linéaire avec l'augmentation  
2339 du flux EUV, expliquée d'une part par l'augmentation de la densité ionique dans l'exosphère  
2340 et d'autre part par l'augmentation de la section effective de la magnétosphère induite martienne.  
2341 [Lundin et al. \(2008\)](#) ont ainsi trouvé qu'une décroissance du flux EUV d'un facteur 2.5  
2342 entraînait une décroissance du flux d'ion d'énergie inférieure à 800 eV d'un facteur 2.5.  
2343 Cependant l'étude de [Lundin et al. \(2013\)](#) durant la phase croissante du cycle solaire (2007-  
2344 2013), à partir des observations de Mars Express, suggère une relation entre flux ionique  
2345 s'échappant et l'indice F10.7 en puissance de ce dernier avec un exposant proche de 1. Le flux  
2346 d'échappement d'ions  $O^+$  serait de  $2 \times 10^{23} \text{ ions} \cdot \text{s}^{-1}$  pour  $F10.7 = \sim 70 \text{ sfu}$  et de  $3 \times$   
2347  $10^{25} \text{ ions} \cdot \text{s}^{-1}$  pour  $F10.7 = \sim 220 \text{ sfu}$ . Ces valeurs sont à contraster avec les données [Dubinin](#)  
2348 [et al. \(2017\)](#), qui étudie l'échappement atmosphère martien via les effets de l'irradiance EUV  
2349 solaire sur l'ionosphère, trouvant quant à lui une évolution du flux d'échappement de  $O^+$  et  $O_2^+$

2350 allant de  $1.8 \times 10^{24} \text{ ions. s}^{-1}$  (pour un flux EUV intégré sur 0.1-50nm de  $0.04 \text{ W.m}^{-2}$ ) à  $1.8 \times$   
2351  $10^{25} \text{ ions. s}^{-1}$  (pour un flux EUV de  $0.1 \text{ W.m}^{-2}$ ). Ces différentes estimations du flux ionique  
2352 s'échappant de l'atmosphère martienne montrent la difficulté d'estimer un tel flux à partir d'un  
2353 seul satellite, limité intrinsèquement en termes de couvertures spatiales et temporelles.

## 2354 **B. Observation du flux EUV par MAVEN**

2355 Le rayonnement solaire de longueur d'onde inférieure à 91nm (soit une énergie de 13.6  
2356 eV) dispose d'une énergie suffisante pour ioniser les atomes d'hydrogène, de carbone, d'azote  
2357 et d'oxygène qui composent en majorité la haute atmosphère martienne. La bande Lyman alpha  
2358 (121-122 nm soit une énergie autour de 10 eV) est trop faible en énergie pour ioniser  
2359 l'atmosphère et va donc principalement influencer la température des neutres de la haute  
2360 atmosphère martienne (exosphère et thermosphère) dont les effets ont été décrits en section A.2  
2361 de ce chapitre.

2362 La sonde MAVEN possède un photomètre (MAVEN/EUVM ; [Eparvier et al., 2015](#))  
2363 capable de mesurer l'irradiance ultraviolette solaire. Pour cela, il dispose de trois bandes  
2364 spectrales allant des rayons X à l'ultraviolet de haute énergie (0.1-7 nm, 17-22 nm et 121-122  
2365 nm) avec une résolution temporelle de 1s. Afin de caractériser le flux EUV pour ses propriétés  
2366 ionisantes, j'ai choisi d'utiliser la bande spectrale de 17-22 nm de MAVEN/EUVM. Ce choix  
2367 s'explique par l'efficacité d'ionisation (caractérisée par les sections efficaces des réactions  
2368 d'ionisation) des composés neutres de l'atmosphère qui dépend de l'énergie des photons  
2369 incidents. En effet, bien que les photons de longueur d'onde comprise entre 0.1 et 7 nm soit  
2370 plus énergétique que ceux compris entre 17 et 22 nm, il s'avère que les sections efficaces de  
2371 photo-ionisation des réactions donnant l'ion  $O^+$ , selon [Schunk and Nagy \(2000\)](#), sont plus  
2372 grandes pour les longueurs d'onde supérieures à 10 nm par rapport aux longueurs d'onde  
2373 inférieures à 10 nm. La bande 17-22 nm est donc la plus adaptée pour caractériser le flux  
2374 ionisant les composés neutres de l'atmosphère martienne.

2375 Comme illustré par la Figure M.13 dans la section A. de ce chapitre, l'étude du flux  
2376 EUV par les observations MAVEN est restreinte à une portion du cycle solaire en cours. Il  
2377 s'agit du 24<sup>ième</sup> cycle solaire, ayant débuté en janvier 2008, avec un pic d'activité début 2014 et  
2378 qui depuis tend vers son minimum d'activité, attendu vers avril 2020. Ce dernier est considéré  
2379 comme un cycle solaire de faible intensité en raison de la baisse d'activité significative par

2380 rapport aux précédents cycles. En orbite depuis Octobre 2014, c'est-à-dire dans la phase  
2381 déclinante du cycle, MAVEN a observé une gamme de valeurs du flux EUV relativement  
2382 limitée (voir Figure M.13). Pour élargir cette gamme, il sera nécessaire d'attendre le maximum  
2383 du prochain cycle solaire qui devrait arriver vers 2025. Dans l'étude qui suit, je n'utilise que les  
2384 données MAVEN de décembre 2014 à Juillet 2018, ce qui correspond, pour la bande 17-22 nm  
2385 de MAVEN/EUVM, à une variation du flux de  $0.42 \text{ mW.m}^{-2}$  début 2015 à  $0.13 \text{ mW.m}^{-2}$  début  
2386 2018.

### 2387 **C. Etude des variations du flux EUV sur les précipitations ioniques** 2388 **martiennes**

2389 Contrairement à l'étude sur les événements solaires de septembre 2017, décrite dans [la](#)  
2390 [section C. du chapitre II](#), qui visait à identifier les paramètres solaires impactant possiblement  
2391 les précipitations ioniques, l'étude décrite ci-dessous implique de contraindre tous les  
2392 paramètres autre que le flux EUV qui sont susceptibles d'influencer ces précipitations.

2393 De nombreuses études ont été réalisées afin de mieux comprendre les effets des  
2394 conditions solaire sur l'environnement martien ([Edberg et al., 2009](#) ; [2010](#) ; [Halekas, 2017](#) ;  
2395 [Lillis et al., 2015](#)). On peut citer en exemple la pression dynamique, détaillée [dans la section A.](#)  
2396 [du chapitre II](#), et le nombre de mach ([Edberg et al., 2010](#)) qui vont jouer un rôle similaire à celui  
2397 du flux EUV sur la position des frontières plasma, notamment du choc planétaire comme  
2398 montré dans [Hall et al., \(2016\)](#) et [Ramstad et al., \(2017\)](#). Par conséquent, contraindre les  
2399 conditions solaires pendant les périodes d'étude du flux EUV est primordiale si nous voulons  
2400 mettre en évidence la dépendance des précipitations en fonction du flux EUV uniquement. Dans  
2401 la même logique, il a été nécessaire de contraindre les paramètres planétaires pouvant influencer  
2402 ces précipitations comme la position du champ crustal et la couverture en angle zénithal solaire  
2403 de chaque période étudiée.

2404 Dans cette section, les résultats que nous avons obtenus avec les instruments de la sonde  
2405 MAVEN sur la relation flux précipitation-flux EUV sont présentés sous la forme d'un article  
2406 qui a été publié dans la revue scientifique « *Geophysical Research Letters* » le 1er juillet 2019.

2407

2408 **Influence of Extreme Ultraviolet irradiance variations on the**  
2409 **precipitating ion flux from MAVEN observations.**

2410

2411 A. Martinez<sup>1</sup>, F. Leblanc<sup>1</sup>, J. Y. Chaufray<sup>1,2</sup>, R. Modolo<sup>2</sup>, O. Witasse<sup>3</sup>, Y. Dong<sup>4</sup>, T. Hara<sup>5</sup>, J.  
2412 Halekas<sup>6</sup>, R. Lillis<sup>5</sup>, J. McFadden<sup>5</sup>, F. Eparvier<sup>6</sup>, L. Leclercq<sup>7</sup>, J. Luhmann<sup>5</sup>, S. Curry<sup>5</sup>, D.  
2413 Titov<sup>3</sup> and B. Jakosky<sup>6</sup>.

2414 <sup>1</sup> LATMOS/IPSL Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France

2415 <sup>2</sup> LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt,  
2416 France

2417 <sup>3</sup>ESTEC, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands

2418 <sup>4</sup>Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA

2419 <sup>5</sup>Space Science Laboratory, University of California, Berkeley, CA, USA

2420 <sup>6</sup>Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, IA, USA

2421 <sup>7</sup>University of Virginia, Charlottesville, VA 22904, USA.

2422 How to cite:

2423 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Witasse, O., Dong, Y., et al. (2019).  
2424 Influence of extreme ultraviolet irradiance variations on the precipitating ion flux from  
2425 MAVEN observations. Geophysical Research Letters, 46.  
2426 <https://doi.org/10.1029/2019GL083595>

2427

2428

2429 **Abstract:**

2430 We study the influence of the solar EUV flux intensity on the precipitating ion fluxes as seen  
2431 by MAVEN/SWIA, an energy and angular ion spectrometer. We defined three periods with  
2432 significantly different EUV flux intensity (1.6 and 3.2 times the lowest EUV intensity) and  
2433 compare the precipitating ion flux measured by MAVEN/SWIA during each period. At low  
2434 energy [30-650] eV, we find that the median (average) precipitating ion flux during the medium  
2435 and low EUV periods are respectively 1.7 (2.1) and 3 (3.5) times more intense than the flux  
2436 during the high EUV period. At high energy [650-25000] eV, a similar trend in the intensity of  
2437 the precipitating ion flux is observed but with an increase by 50% (46%) and 70% (79%)  
2438 respectively. A larger EUV flux does therefore not seem to favour heavy ion precipitation into  
2439 Mars' atmosphere, contrary to modelling prediction and overall expectations.

2440

2441

2442 **I Introduction**

2443 Mars' upper atmosphere is constantly bombarded by energetic ions from either the solar wind  
2444 or from Mars' exosphere (planetary pickup ions) (Lillis et al. 2015). Planetary ions created by  
2445 the ionization of exospheric neutral particles can be accelerated by the motional solar wind  
2446 electric field. Some of these ions escape (Brain et al. 2016), but a significant portion can impact  
2447 Mars' atmosphere, leading to collisional cascade in Mars' thermosphere and to the ejection of  
2448 atmospheric particles into the exosphere (Luhmann and Kozyra, 1991). This process, named  
2449 "atmospheric sputtering" (Johnson, 1994), could have induced a significant atmospheric loss  
2450 along Mars' history (Luhmann et al., 1992; Leblanc, and Johnson, 2001 and 2002).

2451 Atmospheric escape induced by sputtering at present epoch is expected to be small compared  
2452 to other mechanisms (Leblanc et al. 2017) and so difficult to measure. However, since the main  
2453 driver of sputtering is ion precipitation (Johnson et al, 2000; Wang et al, 2014;2015), it is crucial  
2454 to constrain the dependence of the precipitating ion flux on present solar wind conditions. While  
2455 many studies have been carried out on the influence of the Extreme-Ultraviolet/Ultraviolet  
2456 (EUV/UV) flux on the Martian environment as well as on ion escape (Modolo et al., 2005; Ma  
2457 and Nagy, 2007; Terada et al. 2009; Edberg et al., 2009; Lundin et al, 2008,2013; Ramstad et

2458 al., 2015; Dong et al., 2017), the relation between ion precipitation and EUV flux has only been  
2459 studied in theoretical works (Chaufray et al., 2007; Leblanc and Johnson, 2002; Wang et al.,  
2460 2014,2015) and briefly discussed in Nilsson et al., 2012. We therefore describe here the first  
2461 empirical study on the influence of the EUV flux on ion precipitation by analyzing MAVEN  
2462 measurements (Jakosky et al. 2015). In section II, we describe the set of data used in this work.  
2463 In section III, we carefully analyzed the various potential solar wind drivers to extract three sets  
2464 of measurements obtained during different EUV flux intensity but for similar solar wind  
2465 conditions and geographical coverage. In section IV, we summarize and discuss the main results  
2466 of this study and conclude in section V.

2467

## 2468 **II Data set used for this analysis**

2469 We use measurements performed by the Solar Wind Ion Analyzer (SWIA) (Halekas et al.,  
2470 2015), the Magnetometer (MAG) (Connerney et al., 2015a; 2015b) and the Solar Extreme  
2471 Ultraviolet Monitor (EUVM) (Eparvier et al., 2015). The MAVEN/SWIA is an energy and  
2472 angular ion spectrometer covering an energy range between 25eV/q and 25keV/q with 48  
2473 energy steps logarithmically spaced, a field of view (FOV) of 360°x90° on 64 angular bins and  
2474 4s time resolution. We based our study on MAVEN/SWIA despite the lack of mass resolution  
2475 because MAVEN/STATIC (which has mass resolution) has much more restricted coverage of  
2476 the precipitating flux. The MAVEN/EUVM measures the solar irradiance in three bands from  
2477 the soft X-ray to the EUV range (in three spectral bands 0.1-7 nm, 17-22 nm and 121-122 nm)  
2478 with a temporal resolution of 1s. The solar wind density, speed, and IMF vector are measured  
2479 by MAVEN/SWIA and MAVEN/MAG and averaged on an orbit-by-orbit basis in order to  
2480 characterize the solar wind conditions (Halekas et al., 2017). We then reconstruct the Mars  
2481 Solar Electric (MSE) coordinate system in which the X-axis is toward the Sun, the Z-axis points  
2482 along the solar wind motional electric field and the Y-axis completing the right hand system  
2483 (Fedorov et al., 2006).

2484

2485 In order to reconstruct the precipitating ion flux, we follow the method described in Leblanc et  
2486 al. (2015) and Martinez et al (2019). We select all MAVEN measurements performed between  
2487 200 and 350 km. Within such altitude range, any ion which velocity direction is at less than 75°



2488 with respect to the local nadir direction has a very large probability to impact Mars' atmosphere.  
2489 Therefore, to reconstruct the precipitating flux, we sum all measurements of SWIA anodes  
2490 which FOV is at less than  $75^\circ$  from the local zenith direction. Moreover, in order to exclude  
2491 reconstructed precipitating flux with poor coverage, we only consider measurements during  
2492 which the total FOV of SWIA anodes is more than 65% of the  $75^\circ$  solid angle cone centered on  
2493 the zenith direction.

2494 In this study, to characterize the EUV flux during the declining solar cycle from medium to  
2495 minimum activity, we use the MAVEN/EUVM channel A which measures solar irradiance  
2496 between 17 and 22 nm. We sort the MAVEN data from December 2014 to July 2018 into three  
2497 periods: high EUV (From 2 December 2014 to 10 March 2015) with an average EUV flux of  
2498  $0.42 \text{ mW.m}^{-2}$ , medium EUV (From 4 June 2015 to 22 October 2015, from 23 December 2015  
2499 to 1 June 2016, and from 4 December 2016 to 20 July 2017) with an average EUV flux of  $0.21$   
2500  $\text{mW.m}^{-2}$  and low EUV (from 28 November 2017 to 31 July 2018) with an average EUV flux of  
2501  $0.13 \text{ mW.m}^{-2}$ . These three intervals represent several different Mars seasons. Table 1  
2502 summarizes the main characteristics of each period.

2503

	<b>High</b>	<b>Medium</b>	<b>Low</b>
<b>[Date begin- Date End] (dd/mm/yyyy)</b>	[02/12/2014- 10/03/2015]	[04/06/2015-22/10/2015] [23/12/2015-01/06/2016] [04/12/2016-30/07/2017]	[28/11/2017 31/07/2018]
<b>Heliocentric distance (AU)</b>	[1.38-1.43]	[1.54-1.66] [1.49-1.66] [1.39-1.63]	[1.40-1.65]
<b>Solar Longitude (LS) °</b>	[244.3°-305.2°] (northern hemisphere winter)	[352.5°-57.9°] [85.1°-161.5°] [273.5°-35.7°] (one Martian year)	[93.4°-221.1°] (northern hemisphere summer and autumn)
<b>Mean EUV flux (<math>mW.m^{-2}</math>) from channel A of MAVEN/EUVM</b>	0.42	0.21	0.13
<b>Average Precipitating ion flux (<math>eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}</math>) [30,650] eV</b>	$1.18 (\pm 0.11) \times 10^7$	$2.49 (\pm 0.12) \times 10^7$	$4.05 (\pm 0.33) \times 10^7$
<b>Median Precipitating ion flux (<math>eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}</math>) [30,650] eV</b>	$0.62 \times 10^7$	$1.07 \times 10^7$	$1.83 \times 10^7$
<b>Average Precipitating ion flux (<math>eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}</math>) [650,25000] eV</b>	$15.9 (\pm 0.7) \times 10^7$	$23.9 (\pm 0.7) \times 10^7$	$26.9 (\pm 1.1) \times 10^7$
<b>Median Precipitating ion flux (<math>eV.cm^{-2}.sr^{-1}.s^{-1}</math>) [650,25000] eV</b>	$11.0 \times 10^7$	$16.1 \times 10^7$	$19.7 \times 10^7$
<b>Number of measurements</b>	425	1205	374

2504 *Table 1: Summary of each period of our study. In brackets, the 1-sigma standard deviation*  
2505 *(uncertainty) of the precipitating ion flux values.*

2506

### 2507 III Upstream solar wind conditions and planetary coverage

2508 To investigate the Solar EUV dependence of the precipitating ion flux, we first need to  
2509 reconstruct the solar wind parameters. Lillis et al. (2015), Edberg et al. (2009) and Ramstad et  
2510 al., (2017) suggested that the dynamic pressure compresses Mars' magnetosphere and favors

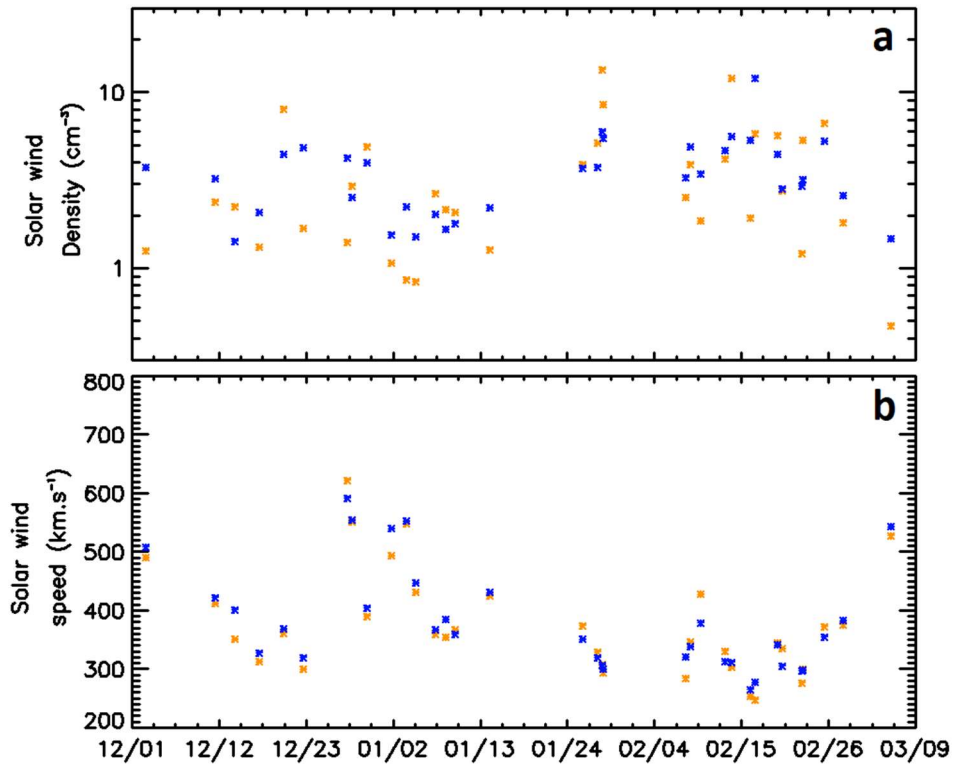
2511 the acceleration and precipitation of the planetary pickup ions. Martinez et al. (2019) and Hara  
2512 et al. (2017a) showed that the precipitating ion flux can be organized with respect to the  
2513 orientation of the solar wind convective electric field. Also, the presence of crustal magnetic  
2514 fields (Acuña et al., 1999; Connerney et al., 2005) can also influence locally the precipitating  
2515 ion flux, as shown by Hara et al. (2017b). For each orbit, during which the precipitating flux  
2516 was measured, we therefore used the part of MAVEN orbit in the solar wind to infer the solar  
2517 wind. We use such solar wind measurements prior to our precipitating flux measurement if the  
2518 time difference between the two measurements is less than 4 hours and 30 minutes (the  
2519 MAVEN orbital period). We assume that the solar wind conditions do not change significantly  
2520 between MAVEN measurements of the solar wind and MAVEN measurements of the  
2521 precipitating flux (in average 2 hours and 20 minutes).

2522

2523 In order to verify the validity of this assumption, we compare the solar wind density and speed  
2524 measurements from Mars Express(MEX)/ASPERA-3 (Barabash et al., 2006) with those  
2525 measured by MAVEN. Starting from  $n_{MAVEN/SW}$  and  $V_{MAVEN/SW}$  the solar wind density and  
2526 speed as measured by MAVEN/SWIA before a measurement of the precipitating flux below  
2527 350 km, we determine  $n_{MEX/SW}$  and  $V_{MEX/SW}$ , as measured by MEX/ASPERA-3 (Barabash et  
2528 al., 2006) when MAVEN's altitude was within the time interval during which SWIA measured  
2529 the precipitating flux. We only consider ASPERA-3 measurements if the measured density was  
2530 larger than  $0.01 \text{ cm}^{-3}$  and the quality flag larger than 0.6.

2531

2532



2533

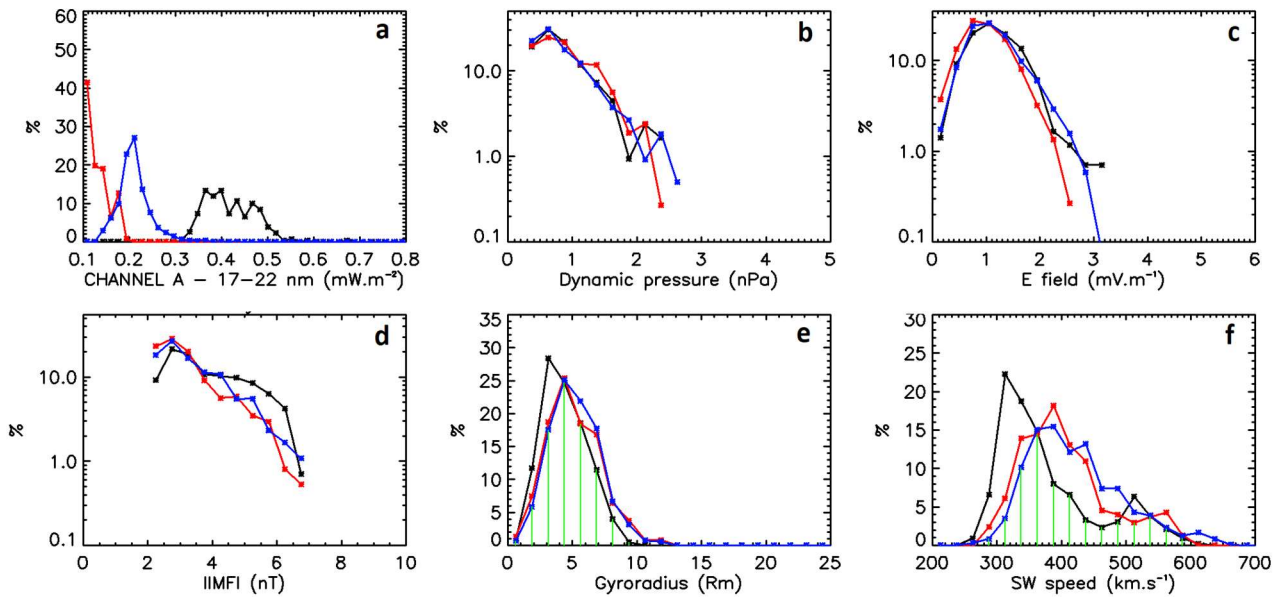
2534 *Figure 1: Comparison between the measured solar wind parameters by MAVEN/SWIA (blue)*  
 2535 *and MEX/ASPERA-3 (orange) for the high EUV period (from December 2014 to March*  
 2536 *2015): (a) the solar wind density, (b) Solar wind speed.*

2537

2538 The approach to select the set of measurements used for our study follows the method  
 2539 developed in Dong et al. (2017). As in Dong et al. (2017), we restrict the set of precipitating  
 2540 measurements to those obtained during solar wind conditions with dynamic pressure  $P_{dyn} =$   
 2541  $m_p n_{SW} V_{SW}^2$ , (where  $m_p$  is the mass of the proton,  $n_{SW}$  and  $V_{SW}$  the solar wind density and  
 2542 velocity) between 0.3 and 2.6 nPa (moderate solar wind dynamic pressure) and with IMF  
 2543 strength between 2.2 and 6.7 nT. We also restrict our sample of precipitation measurements to  
 2544 those obtained in an SZA interval between 70° and 130°. Furthermore, in order to avoid the  
 2545 potential influence of the crustal fields (Leblanc et al. 2017; Hara et al. 2017b), we also only  
 2546 consider measurements performed when the average magnetic field between 200 and 350km is  
 2547 less than 60nT. For each set of solar wind parameters, we calculate the solar wind dynamic  
 2548 pressure, the norm of the solar wind motional electric field defined as  $E = |\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}|$  where  
 2549  $B_{IMF}$  is the interplanetary magnetic field (IMF), the Alfvén Mach number  $M_A = V_{SW}/V_A$  where

2550  $V_A$  is the Alfvén speed, the solar wind flux defined as  $F_{SW} = n_{SW}V_{SW}$  and the pickup  $O^+$   
 2551 gyroradius in the solar wind  $R_g = \frac{m_O V_{SW} \sin \theta_{cone}}{q B_{IMF}}$  where  $m_O$  is the mass of an  $O^+$  ion,  $\theta_{cone}$  is  
 2552 the angle between the IMF direction and the MSO X-axis and  $q$  is the electron charge value.  
 2553 We also define the MSE angle as the anticlockwise angle between the vector formed by the  
 2554 latitude and the longitude in MSE of the position where the ion precipitation is being measured  
 2555 and the East MSE direction (MSE longitude equal to  $+180^\circ$  and latitude equal to  $0^\circ$ ) (Martinez  
 2556 et al., 2019).

2557 In order to demonstrate that the selected sets of measurement for the three EUV periods are  
 2558 similar in terms of solar wind conditions and planetary geographic coverage (MSO and MSE  
 2559 frames, see also the supplementary materials, Figures S.1 and S.2), we calculate for each  
 2560 parameter, the area (green part in Figure 2.e and 2.f) common to the three distributions. The  
 2561 ratio between this common area and each of the three areas provides a measure of the overlap  
 2562 between the three sets of measurement for a given solar wind parameter. In Table 2, for 10 solar  
 2563 parameters, we provide the minimum percentage of the distribution areas in common to the  
 2564 three periods as well as the first and third quartile, the mean and 1-sigma standard deviation of  
 2565 each parameter.



2567 *Figure 2: Distribution of the set of measured solar wind parameters for the high EUV period*  
 2568 *(black), the medium EUV period (dark blue) and the low EUV period (red): (a) Values of*  
 2569 *the EUV photon flux as measured by MAVEN/EUVM instrument, (b) Solar wind dynamic*

2570 *pressure, (c) Solar wind convective electric field, (d) Interplanetary Magnetic Field as*  
2571 *measured by MAVEN/MAG, (e) pickup  $O^+$  ion gyroradius calculated in the solar wind and*  
2572 *(f) solar wind speed determined by MAVEN/SWIA. The green zone in 2.e and 2.f correspond*  
2573 *to the portion of the distribution common to the three periods.*

2574

2575 Figure 2 displays the distribution of the values of each of these parameters for the three EUV  
2576 periods and illustrates our method to determine the similarity between these sets of  
2577 measurement. As an example, in the case of the gyroradius (Figure 2.e), at least 83% of each  
2578 sets of measurement were performed for similar values of this parameter. This percentage  
2579 decreases to 62% for the solar wind speed (Figure 2.f). On the other hand, the three EUV periods  
2580 are clearly distinct (Figure 2.a) and correspond to a null common area (Table 2).

2581 If we now only consider the medium and low periods, for all parameters listed in Table 2, the  
2582 distribution area in common to these two sets of measurement represents more than 75% of  
2583 each distribution. According to these percentages, we conclude that the three sets of  
2584 precipitating ion measurements were obtained under similar solar wind conditions.

2585

		High	Medium	Low	Common coverage (%)
EUV Flux $mW.m^{-2}$	$\mu \pm \sigma$	$0.42 \pm 0.08$	$0.21 \pm 0.04$	$0.13 \pm 0.02$	0.0
	Q25	0.37	0.19	0.11	
	Q75	0.46	0.22	0.14	
Dynamic pressure $nPa$	$\mu \pm \sigma$	$0.87 \pm 0.44$	$0.85 \pm 0.46$	$0.90 \pm 0.43$	86.0
	Q25	0.56	0.52	0.56	
	Q75	1.08	1.05	1.14	
Electric field $mV.m^{-1}$	$\mu \pm \sigma$	$1.18 \pm 0.50$	$1.15 \pm 0.51$	$1.00 \pm 0.43$	85.4
	Q25	0.83	0.80	0.74	
	Q75	1.48	1.42	1.27	
IMF $nT$	$\mu \pm \sigma$	$3.84 \pm 1.16$	$3.43 \pm 1.04$	$3.25 \pm 0.98$	74.5
	Q25	2.89	2.59	2.52	
	Q75	4.74	4.06	3.67	
Gyroradius $R_g$ $R_{Mars}$	$\mu \pm \sigma$	$4.36 \pm 1.72$	$5.22 \pm 1.94$	$5.08 \pm 2.02$	83.2
	Q25	2.87	3.80	3.61	
	Q75	5.51	6.54	6.41	
Alfvén Mach number	$\mu \pm \sigma$	$8.89 \pm 2.71$	$9.68 \pm 2.71$	$10.6 \pm 3.0$	74.2
	Q25	6.87	7.88	8.40	
	Q75	10.1	11.3	12.3	
Speed $km.s^{-1}$	$\mu \pm \sigma$	$378 \pm 78$	$422 \pm 74$	$406 \pm 70$	61.6
	Q25	317	369	353	
	Q75	413	464	443	
Density $cm^{-3}$	$\mu \pm \sigma$	$4.00 \pm 2.60$	$3.02 \pm 1.86$	$3.63 \pm 2.25$	76.5
	Q25	2.21	1.67	1.89	
	Q75	4.89	3.70	4.99	
Angle MSE (°)	$\mu \pm \sigma$	$185 \pm 112$	$202 \pm 111$	$172 \pm 115$	67.1
	Q25	143	149	38.8	
	Q75	306	326	208	
Solar wind flux $10^8 s^{-1}cm^{-2}$	$\mu \pm \sigma$	$1.42 \pm 0.77$	$1.21 \pm 0.67$	$1.38 \pm 0.73$	79.0
	Q25	0.88	0.72	0.81	
	Q75	1.70	1.50	1.80	

2587 *Table 2: Mean  $\mu$ , standard deviation  $\sigma$ , first quartile Q25 and third quartile Q75 of each solar*  
2588 *parameter distribution for the three sets of precipitating flux measurement. The last column*  
2589 *provides the percentage of the area in common between the 3 distributions.*

2591 To further demonstrate this conclusion, considering the solar wind speed parameter with the  
2592 less similar distributions between the three periods, we reduce each sample so that the solar  
2593 wind speed measured during each period was restricted to values between 370 and 500 km/s.  
2594 In that case, the percentage increases to 81%. We then calculate the values of the precipitating  
2595 ion flux with these reduced samples (see also the supplementary material, Table S.2) and found  
2596 that all measured precipitating flux values are equivalent for the two different samples except  
2597 during the medium period when the flux values differ slightly more than one sigma. In another  
2598 words, the reduction of the sampling improves the similarity between the three sets of  
2599 measurement and does not change significantly the measured precipitating ion flux

2600

#### 2601 **IV Results and Analysis**

2602 Our results show that the average ion precipitation decreases when the EUV flux increases (see  
2603 Table 1 and Figure 3). The energy dependence of the differential flux is similar from one period  
2604 to the other, but we can note that the increase in precipitating ion flux is more significant for  
2605 energies below 1 to 3 keV than above. This conclusion is not consistent with studies modelling  
2606 the precipitating ion flux for different solar EUV fluxes (Chaufray et al., 2007) which showed  
2607 that the flux of  $O^+$  which re-impacts the atmosphere should be smaller at solar minimum than  
2608 at solar maximum. However, they also concluded that the differences between the two periods  
2609 were smaller than predicted by Luhmann et al. (1992) using simple gas dynamic description of  
2610 Mars' interaction with the solar wind. These authors explained this difference by the  
2611 deceleration of the solar wind due to the mass-loading (Dubinin and Lundin, 1995) which  
2612 happens further away from Mars at high solar activity and reduces therefore the probability of  
2613 accelerated pickup ions to re-impact Mars' atmosphere.

2614

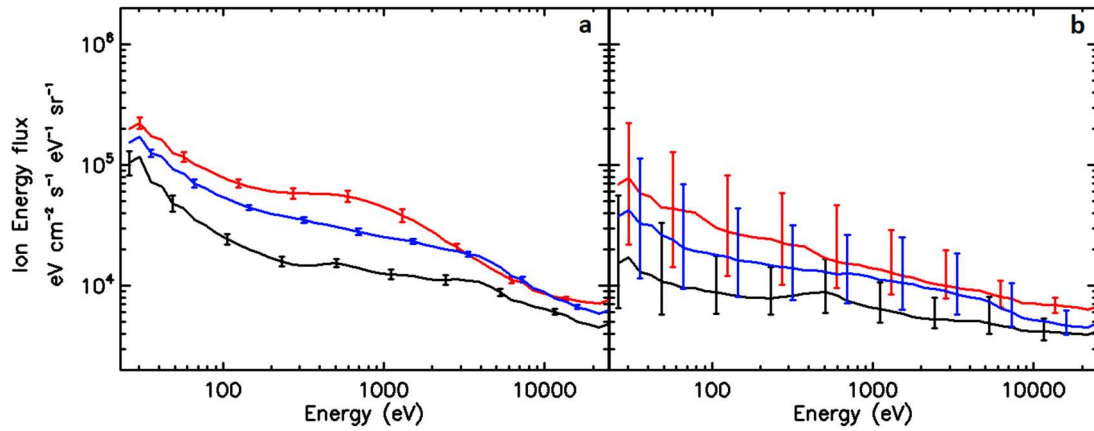
2615 Mass-loading depends to first order on the ionization rate of the Martian exosphere. The  
2616 exospheric density at a given altitude also depends on the EUV/UV flux which heats the  
2617 Martian thermosphere whereas the ionization rate directly depends on the solar radiation flux  
2618 in the wavelength range below 91nm. Forbes et al. (2008) found a very good correlation (0.96)  
2619 between the long-term EUV flux (proxy F10.7) and the Martian exospheric density at 390km  
2620 in altitude. Seasonal variations of the exosphere might also significantly impact the density at



2621 a given altitude as studied in Bhattacharyya et al, (2015) and Chaufray et al, (2015), as well as  
2622 the position of the bow shock (Halekas et al, 2017). A peak of exospheric hydrogen density  
2623 during the Martian dust season was reported by Chaffin et al. (2014), Bhattacharyya et al,  
2624 (2015) and Halekas (2017) between  $L_s=200^\circ$  and  $300^\circ$ . Therefore, an increase in mass-loading  
2625 of the solar wind might be related to this seasonal variability but would only explain the  
2626 decrease of the precipitating flux during the high EUV period. During the low and medium  
2627 periods, there are no significant change in season so that the difference in precipitating flux  
2628 cannot be associated to seasonal variability.

2629 As originally suggested by Johnson & Luhmann (1998), an increase of the EUV/UV flux should  
2630 increase the number of pickup exospheric ions but might also load more efficiently the solar  
2631 wind and reduce the percentage of these ions able to re-impact the atmosphere. What our study  
2632 seems to suggest is that this effect might be much more efficient than shown in Chaufray et al.  
2633 (2007), perhaps due to the limited spatial resolution of their simulation at this time ( $\sim 300$  km).

2634 Another potential effect is the MSO latitude of the crustal magnetic fields which is solar  
2635 dependent. Brain et al. (2005) showed that the Magnetic Pile-Up Boundary altitude changes  
2636 significantly with season because of the latitude variation of the main crustal field structure  
2637 (centered at  $180^\circ$  GEO East longitude and  $-50^\circ$  GEO latitude) along one Martian year. Such  
2638 effect might be actually due to an increase exospheric hydrogen density rather due to the crustal  
2639 fields latitudes according to Chaufray et al. (2015). Actually, Hall et al. (2016) shows that an  
2640 increase in the EUV flux is associated with a position of the bow shock further from Mars,  
2641 suggesting also an influence of the exosphere on the induced magnetosphere. In any case, we  
2642 cannot exclude that part of the variation in precipitating flux described here might be due to the  
2643 crustal field, as actually shown by Hara et al. (2017b). We calculate the average position of the  
2644 main crustal field structure for the three sets of measurements and found  $-47 \pm 17^\circ$ ,  $-45 \pm$   
2645  $16^\circ$ , and  $-46 \pm 17^\circ$  latitude MSO and  $27 \pm 106^\circ$ ,  $-20 \pm 107^\circ$  and  $-3 \pm 84^\circ$  longitude MSO  
2646 for the low, medium and high EUV periods. Therefore, the relative variation of the precipitating  
2647 ion flux between the three periods selected in our paper might be also related to the variation  
2648 of the crustal field latitudinal positions. In order to test this possibility, we further reduce our  
2649 set of measurements in order to only use measurements of the precipitating ion flux performed  
2650 when the main crustal field structure was at a SZA larger than  $120^\circ$ . The reconstructed  
2651 differential precipitating ion fluxes display very similar relative variation showing, here again,  
2652 that the main driver for this variation should be the EUV flux.



2654

2655 **Figure 3:** Precipitating ion differential energy spectra as measured by MAVEN/SWIA during  
 2656 high EUV (black), medium EUV (dark blue) and low EUV periods (red): **(a)** Average value  
 2657 (with 1-sigma standard deviation) and **(b)** Median value (with first and third quarter).

2658

2659 Dong et al. (2017) found that the total escape rate of oxygen ions with  $E_i \geq 6$  eV increases by  
 2660 1.5 when the EUV flux increases by a similar factor. Our analysis suggested that an increased  
 2661 EUV flux induces a decrease of the ion precipitation. In the case of the high EUV period (similar  
 2662 to that in Dong et al (2017)), for the ions with  $E_i \geq 25$  eV, we have an integrated precipitating  
 2663 flux equal to  $1.3 \times 10^{22}$  particles.  $s^{-1}$  which should be compared to the estimate by Dong et  
 2664 al. (2017) of an escape rate of  $1.8 \times 10^{24}$  particles.  $s^{-1}$  at  $0.2 R_{\text{Mars}}$  in altitude. Therefore, the  
 2665 precipitating flux represents only 1% of the escaping flux in the energy range considered in this  
 2666 paper.

## 2667 **V Summary and Conclusion**

2668 We study the precipitating ion flux from MAVEN instruments over more than three years of  
 2669 data divided into three intervals of solar EUV/UV intensity: between 2 December 2014 and 10  
 2670 March 2015 (Ls from  $244.3^\circ$  to  $305.2^\circ$ ), between 4 June 2015 and 1 June 2017 (two Ls periods:  
 2671 from  $273.5^\circ$  to  $57.9^\circ$  and from  $85.1^\circ$  to  $161.5^\circ$ ) and between 28 November 2017 and 31 July  
 2672 2018 (Ls from  $93.4^\circ$  to  $221.1^\circ$ ). By constraining the solar wind conditions, we show that these

2673 three samples were obtained under similar solar wind conditions and cover similar regions in a  
2674 MSE frame.

2675 We reconstruct the measured precipitating ion flux by MAVEN/SWIA. The increase of the  
2676 EUV flux intensity from 0.13 to 0.42 mW.m<sup>-2</sup> is clearly associated with a decrease of the  
2677 precipitating ion flux from 18.3 to  $6.2 \times 10^6$  eV.cm<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> (by almost a factor 3) for the  
2678 energy range between 30 and 650 eV and a decrease by 18% to 44% at higher energies ([650-  
2679 25000] eV).

2680 This somewhat surprising result, in contradiction with previous theoretical studies (Chaufray et  
2681 al., 2007), might illustrate the complex relation between the variations of the exosphere as  
2682 induced by the solar EUV/UV flux and the solar wind interaction with Mars. Dong et al. (2017)  
2683 reported an almost linear dependence of the ion escape on the EUV/UV flux, whereas we have  
2684 found an almost linear anti-correlation between the EUV flux and the precipitating ion flux. In  
2685 others words, even if the EUV flux increase the ionization rate in the exosphere, the probability  
2686 of a pickup ion to escape or to precipitate into the atmosphere should also be changed,  
2687 illustrating a much more complex dependence of the fate of Mars' planetary ions on the solar  
2688 conditions than anticipated.

2689

## 2690 **Acknowledgements**

2691 This work was supported by the DIM ACAV and the ESA/ESTEC faculty. This work was also  
2692 supported by CNES “Système Solaire” program and by the “Programme National de  
2693 Planétologie” and “Programme National Soleil-Terre”. This work is also part of HELIOSARES  
2694 Project supported by the ANR (ANR-09-BLAN-0223), ANR MARMITE (ANR-13-BS05-  
2695 0012-02) and ANR TEMPETE (ANR-17-CE31-0016). Data analysis was performed with the  
2696 AMDA science analysis system provided by the Centre de Données de la Physique des Plasmas  
2697 (CDPP) supported by CNRS, CNES, Observatoire de Paris and Université Paul Sabatier,  
2698 Toulouse. All data used in this paper are archived and available in the Planetary Data System  
2699 Archive.

2700

2701 **References**

- 2702 Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars  
2703 Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793,  
2704 doi:10.1126/science.284.5415.790.
- 2705 Barabash, S., Lundin, R., Andersson, H. et al. *Space Sci Rev* (2006) 126: 113.  
2706 <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9124-8>
- 2707 Bhattacharyya, D., Clarke, J. T., Bertaux, J.-L., Chaufray, J.-Y., and Mayyasi, M. (2015), A  
2708 strong seasonal dependence in the Martian hydrogen exosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8678–  
2709 8685, doi:[10.1002/2015GL065804](https://doi.org/10.1002/2015GL065804).
- 2710 Brain D. A., J. S. Halekas, R. Lillis, D. L. Mitchell, and R. P. Lin, Variability of the altitude of  
2711 the Martian sheath, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18203, doi:10.1029/2005GL023126, 2005
- 2712 Brain, D. A., F. Bagenal, Y.-J. Ma, H. Nilsson, and G. Stenberg Wieser (2016), Atmospheric  
2713 escape from unmagnetized bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 2364–2385,  
2714 doi:[10.1002/2016JE005162](https://doi.org/10.1002/2016JE005162)
- 2715 Chaffin, M. S., Chaufray, J.-Y., Stewart, I., Montmessin, F., Schneider, N. M., and Bertaux, J.-  
2716 L. (2014), Unexpected variability of Martian hydrogen escape, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 314–  
2717 320, doi:[10.1002/2013GL058578](https://doi.org/10.1002/2013GL058578).
- 2718 Chassefière, E., and F., Leblanc (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction  
2719 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi: 10.1016/j.pss.2004.07.002
- 2720 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),  
2721 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*  
2722 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915.
- 2723 J.-Y. Chaufray, F. Gonzalez-Galindo, F. Forget, M.A. Lopez-Valverde, F. Leblanc, R. Modolo,  
2724 S. Hess (2015), Variability of the hydrogen in the martian upper atmosphere as simulated by a  
2725 3D atmosphere–exosphere coupling, *Icarus*, Volume 245, 2015, Pages 282-294, ISSN 0019-  
2726 1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.038>.
- 2727 Connerney, J.E.P., Acuña, M.H., Ness, N.F., Kletetschka, G., Mitchell, D., Lin, R.P., & Reme,  
2728 H. (2005). Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Vol. 102,  
2729 (42), 14970-14975, doi:10.1073/pnas.0507469102.
- 2730 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,  
2731 *Space Sci Rev* (2015a) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>

2732 Connerney, J.E.P., Espley, J.R., DiBraccio, G.A., et. al. (2015b). First results of the MAVEN  
2733 magnetic field investigation. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8819–8827, doi:10.1002/2015GL065366.

2734 Dong, Y., X. Fang, D. A. Brain, J. P. McFadden, J. S. Halekas, J. E. P. Connerney, F. Eparvier,  
2735 L. Andersson, D. Mitchell, and B. M. Jakosky (2017), Seasonal variability of Martian ion  
2736 escape through the plume and tail from MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*,  
2737 122, 4009–4022, doi:10.1002/2016JA023517

2738 Dubinin E., Lundin R., Mass-loading near Mars, *Advances in Space Research*, Volume 16,  
2739 Issue 4, 1995, Pages 75-79, ISSN 0273-1177, [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(95\)00211-V](https://doi.org/10.1016/0273-1177(95)00211-V).

2740 Edberg, N., D. A. Brain, M. Lester, S. W. H. Cowley, R. Modolo, M. Franz, and S. Barabash  
2741 (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and Mars  
2742 Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

2743 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor  
2744 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

2745 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.  
2746 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper  
2747 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927, doi:  
2748 10.1002/grl.50415.

2749 A. Fedorov, E. Budnik, J.-A. Sauvaud, C. Mazelle, S. Barabash, R. Lundin, M. Acuña, M.  
2750 Holmström, A. Grigoriev, M. Yamauchi, H. Andersson, J.-J. Thocaven, D. Winningham, R.  
2751 Frahm, J.R. Sharber, J. Scherrer, A.J. Coates, D.R. Linder, D.O. Kataria, E. Kallio, H.  
2752 Koskinen, T. Säles, P. Riihelä, W. Schmidt, J. Kozyra, J. Luhmann, E. Roelof, D. Williams, S.  
2753 Livi, C.C. Curtis, K.C. Hsieh, B.R. Sandel, M. Grande, M. Carter, S. McKenna-Lawler, S.  
2754 Orsini, R. Cerulli-Irelli, M. Maggi, P. Wurz, P. Bochsler, N. Krupp, J. Woch, M. Fränz, K.  
2755 Asamura, C. Dierker, Structure of the Martian wake, *Icarus*, Volume 182, Issue 2, 2006, Pages  
2756 329-336, ISSN 0019-1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.09.021>.

2757 Forbes, J. M., F. G. Lemoine, S. L. Bruinsma, M. D. Smith, and X. Zhang (2008), Solar flux  
2758 variability of Mars' exosphere densities and temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L01201,  
2759 doi:[10.1029/2007GL031904](https://doi.org/10.1029/2007GL031904).

2760 Halekas, J. S. (2017), Seasonal variability of the hydrogen exosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*  
2761 *Planets*, 122, 901– 911, doi:[10.1002/2017JE005306](https://doi.org/10.1002/2017JE005306).

2762 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*  
2763 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

2764 Halekas, J. S., et al. (2017), Structure, dynamics, and seasonal variability of the Mars-solar  
2765 wind interaction: MAVEN Solar Wind Ion Analyzer in-flight performance and science results,  
2766 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 547–578, doi: 10.1002/2016JA023167.

2767 Hall, B. E. S., et al. (2016), Annual variations in the Martian bow shock location as observed  
2768 by the Mars Express mission, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 11,474–  
2769 11,494, doi:10.1002/2016JA023316.

2770 T. Hara, K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.  
2771 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian  
2772 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *JOURNAL OF*  
2773 *GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011

2774 Hara, T., et al. (2017a), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating  
2775 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,  
2776 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

2777 Hara T. et al., (2017b), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the  
2778 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

2779 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution  
2780 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

2781 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.  
2782 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

2783 Johnson, R. E., and J. G. Luhmann (1998), Sputter contribution to the atmospheric corona on  
2784 Mars, *J. Geophys. Res.*, 103(E2), 3649–3653, doi: 10.1029/97JE03266.

2785 Johnson, R. E., D. Schnellenberger, and M. C. Wong (2000), The sputtering of an oxygen  
2786 thermosphere by energetic O<sup>+</sup>, *J. Geophys. Res.*, 105(E1), 1659–1670, doi:  
2787 10.1029/1999JE001058

2788 Leblanc, F. and R.E Johnson (2001), Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-  
2789 up ions, *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

2790 Leblanc F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian  
2791 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

2792 Leblanc F., R. Modolo and al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars  
2793 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141, doi:  
2794 10.1002/2015GL066170.

2795 Leblanc F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.  
2796 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by  
2797 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,  
2798 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

2799 Leblanc, F. and al., (2018). On Mars' Atmospheric Sputtering after MAVEN first Martian year  
2800 of Measurements. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1002/2018GL077199.

2801 Lee, C. O., et al. (2017), MAVEN observations of the solar cycle 24 space weather conditions  
2802 at Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 2768–2794, doi: 10.1002/2016JA023495.

2803 Lee, C. O., Jakosky, B. M., Luhmann, J. G., Brain, D. A., Mays, M. L., Hassler, D. M., et al.  
2804 (2018). Observations and impacts of the 10 September 2017 solar events at Mars: An overview  
2805 and synthesis of the initial results. *Geophysical Research Letters*, 45.  
2806 <https://doi.org/10.1029/2018GL079162>

2807 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars  
2808 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195: 357.  
2809 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>

2810 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pickup oxygen ion precipitation at Venus  
2811 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),  
2812 5457–5467, doi: 10.1029/90JA01753.

2813 Luhmann, J. G., R. E. Johnson, M. H. G. Zhang, Evolutionary impact of sputtering of the  
2814 Martian atmosphere by O<sup>+</sup> pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.  
2815 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>

2816 Lundin, R., Barabash, S., Fedorov, A., Holmström, M., Nilsson, H., Sauvaud, J.-A., &  
2817 Yamauchi, M. (2008), Solar forcing and planetary ion escape from Mars, *Geophysical Research*  
2818 *Letters*, 35, L09203, doi: 10.1029/2007GL032884.

2819 Lundin, R., S. Barabash, M. Holmström, H. Nilsson, Y. Futaana, R. Ramstad, M. Yamauchi,  
2820 E. Dubinin, and M. Fraenz (2013), Solar cycle effects on the ion escape from Mars, *Geophys.*  
2821 *Res. Lett.*, 40, 6028–6032, doi: 10.1002/2013GL058154.

2822 Ma, Y.-J., and A. F. Nagy (2007), Ion escape fluxes from Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 34,  
2823 L08201, doi: 10.1029/2006GL029208.

2824 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Romanelli, N., Curry, S., et al (2019).  
2825 Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars. *Journal of*  
2826 *Geophysical Research: Space Physics*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JA026123>

2827 McFadden, J.P., Kortmann, O., Curtis, D. et al., MAVEN SupraThermal and Thermal Ion  
2828 Composition (STATIC) Instrument, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 199.,  
2829 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0175-6>

2830 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D  
2831 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399, doi:  
2832 10.1002/2015JA022324.Ramstad,

2833 Nilsson, H., G. Stenberg, S. Futaana, M. Holmstrom, S. Barabash, R. Lundin, N. Edberg, and  
2834 A. Fedorov (2012), Ion distributions in the vicinity of Mars: Signatures of heating and  
2835 acceleration processes, *Earth Planets Space*, 64(2), 135–148, doi:[10.5047/eps.2011.04.011](https://doi.org/10.5047/eps.2011.04.011).

2836 R., S. Barabash, Y. Futaana, H. Nilsson, X.-D. Wang, and M. Holmström (2015), The Martian  
2837 atmospheric ion escape rate dependence on solar wind and solar EUV conditions: 1. Seven  
2838 years of Mars Express observations, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 1298–1309, doi:  
2839 10.1002/2015JE004816.

2840 Ramstad, R., S. Barabash, F. Yoshifumi, and M. Holmström (2017), Solar wind- and EUV-  
2841 dependent models for the shapes of the Martian plasma boundaries based on Mars Express  
2842 measurements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7279–7290, doi:10.1002/2017JA024098.

2843 Ronan Modolo, Gérard M. Chanteur, E. Dubinin, A. P. Matthews. Influence of the solar EUV  
2844 flux on the Martian plasma environment. *Annales Geophysicae*, European Geosciences Union,  
2845 2005, 23 (2), pp.433-444. <hal-00329361>

2846 Terada, N., Y. N. Kulikov, H. Lammer, H. I. M. Lichtenegger, T. Tanaka, H. Shinagawa, and  
2847 T. Zhang (2009), Atmosphere and water loss from early Mars under extreme solar wind and  
2848 extreme ultraviolet conditions, *Astrobiology*, 9(1), 55–70, doi:[10.1089/ast.2008.0250](https://doi.org/10.1089/ast.2008.0250).

2849 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, F. Leblanc, X. Fang, R. E. Johnson, Y. Ma, W.-H. Ip, and L. Li  
2850 (2014), Modeling of the O<sup>+</sup> pickup ion sputtering efficiency dependence on solar wind  
2851 conditions for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 93–108, doi:  
2852 10.1002/2013JE004413.

2853 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),  
2854 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O<sup>+</sup>: Preparation for  
2855 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi: 10.1002/2014JE004660.

2856 Xu S. et al., (2018), Investigation of Martian magnetic topology response to 2017 September  
2857 ICME, *Geophys. Res. Lett.*, 45, doi: 10.1029/2018GL077708.

2858





## D. Synthèse

Dans ce chapitre, j'ai présenté mon étude de la relation entre l'intensité du flux EUV et l'intensité des précipitations ioniques martiennes à partir des observations et mesures de la sonde MAVEN. Il a été nécessaire de créer une méthodologie pour contraindre les conditions solaires de façon à obtenir trois périodes d'intensité du flux EUV significativement différentes mais avec toutes les autres conditions solaires similaires, tout comme avec la même couverture spatiale.

Les principaux résultats obtenus sont

- 1. Une anti-corrélation entre l'intensité du flux EUV et l'intensité des précipitations. Nous trouvons qu'une croissance du flux EUV provoque une diminution du flux précipitant ionique martien.**
- 2. Cette anti-corrélation s'expliquerait par un taux d'ionisation moins important pour un flux EUV plus faible, induisant une pénétration plus efficace du vent solaire et par conséquent une région d'accélération plus proche de la planète. La proportion d'ions planétaires ré-impactant l'atmosphère serait alors plus importante que lors du maximum d'activité. Ce que montre ce travail est que cet effet est plus efficace que la simple augmentation du taux d'ionisation induit par l'augmentation du flux EUV.**

L'étude ici présente reste cependant limitée à la phase du cycle solaire couverte par MAVEN pour l'instant. A cela s'ajoute que le cycle solaire actuel est d'une faible amplitude. Compte tenu du caractère inattendu des résultats de cette étude et de la complexité d'extraire une dépendance uniquement en fonction du flux EUV, il est essentiel d'étendre ce travail à la phase croissante du prochain cycle solaire jusqu'en 2025.

2884  
2885

## Chapitre IV : Modélisation des précipitations ioniques martiennes et comparaison aux observations MAVEN

2886  
2887  
2888  
2889  
2890  
2891  
2892  
2893  
2894  
2895  
2896  
2897  
2898  
2899  
2900  
2901  
2902  
2903

Dans les chapitres précédents, j'ai présenté mes travaux sur les précipitations ioniques martiennes réalisés à partir des observations de l'environnement martien par les instruments de la sonde MAVEN. Ces études statistiques et observationnelles ont permis de mettre en évidence des dépendances entre les conditions solaires et les précipitations ioniques. Cependant les observations par satellite présentent des limites temporelles et spatiales. Leur période de rotation autour de Mars, de l'ordre de quelques heures (~2 heures pour MGS, ~4.5 heures pour MAVEN et ~6.7 heures pour MEX) est importante et rend difficile le suivi temporel d'évènements ou phénomènes physiques impactant l'environnement martien, comme dans le cas d'éruptions solaires (voir [le chapitre III](#)). De plus, en l'absence d'une constellation de satellites orbitant en permanence autour d'une planète, les observations réalisées par un satellite sont locales et ne permettent d'accéder simultanément aux conditions externes et internes à la magnétosphère. L'orbite de MAVEN va ainsi progressivement se rapprocher de la planète, l'empêchant d'observer directement les paramètres plasma du vent solaire. Il deviendra donc de plus en plus complexe d'étudier les influences des conditions plasma du vent solaire sur l'environnement martien. Troisièmement, dans le cas où plusieurs processus physiques influencent le même paramètre observationnel ou interagissent ensemble, il peut être difficile de différencier leur contribution respective sans s'appuyer sur de longues séries temporelles d'observation souvent limitées par la durée des missions spatiales.

2904  
2905  
2906  
2907  
2908

La modélisation numérique offre la possibilité de remédier en partie aux limites intrinsèques de l'observation satellitaire. Les modèles peuvent être utilisés afin de reproduire des observations et approfondir les analyses qui peuvent en être faites. Ils donnent notamment un contexte tridimensionnel aux observations mais également, et cela de plus en plus grâce aux développements de modèle non stationnaire, un contexte temporel.

2909  
2910  
2911  
2912  
2913

Dans ce chapitre, nous présentons le résultat d'une étude d'observations par le satellite MAVEN s'appuyant sur une comparaison avec le modèle magnétosphérique hydride LatHyS pour « *Latmos Hybrid Simulation* » (Modolo et al., [2005](#) ; [2016](#)). Nous avons tout particulièrement étudié l'influence de la pression dynamique du vent solaire sur les mécanismes d'accélération, d'ionisation et de précipitation. Dans un premier temps, dans la section A., je

2914 présenterai brièvement les différents types de modèles décrivant les interactions plasma/objet  
 2915 avant de donner les principales caractéristiques du modèle utilisé : LatHyS. Je poursuivrai dans  
 2916 la section B avec les observations du flux EUV observé par MAVEN pour conclure avec les  
 2917 résultats de l'étude en section C.

## 2918 **A. Les modèles décrivant les interactions plasma/objet**

2919 Dans un plasma, les particules d'une espèce « i », de masse  $m_i$  et de charge  $q_i$ , sont  
 2920 caractérisées par une fonction de distribution  $f_i(\vec{x}, \vec{v}, t)$  où  $\vec{x}$  et  $\vec{v}$  représentent les vecteurs  
 2921 positions et vitesse et où t désigne le temps. L'évolution temporelle de la fonction  $f_i$  est régie  
 2922 par l'équation de Vlasov sans collisions ci-dessous :

$$2923 \quad \frac{\partial f_i}{\partial t} + \vec{v} \cdot \frac{\partial f_i}{\partial \vec{x}} + \frac{q_i}{m_i} (\vec{E} + \vec{v} \times \vec{B}) \cdot \frac{\partial f_i}{\partial \vec{v}} = 0$$

2924  $\vec{E}$  et  $\vec{B}$  désignent les champs électrique et magnétique, qui sont déterminés à partir des équations  
 2925 de Maxwell :

$$2926 \quad \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = -\vec{\nabla} \times \vec{E} \quad \text{Equation de Maxwell-Faraday}$$

$$2927 \quad \vec{\nabla} \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad \text{Equation de Maxwell-Ampère}$$

$$2928 \quad \vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{\rho_c}{\epsilon_0} \quad \text{Equation de Maxwell-Gauss}$$

$$2929 \quad \vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad \text{Equation de conservation du flux magnétique}$$

2930  $\vec{J}$  et  $\rho_c$  désignant la densité de courant et la densité de charge,  $\mu_0$  et  $\epsilon_0$  sont la perméabilité et la  
 2931 permittivité du vide.

2932 **1. Les différentes approches pour résoudre les équations régissant les interactions**  
2933 **plasma/objet**

2934 Plusieurs approches permettent de décrire la dynamique des plasmas en interaction avec  
2935 un objet planétaire. La première d'entre elles consiste à décrire la trajectoire des ions et des  
2936 électrons en résolvant le système d'équation Vlasov-Maxwell. Leur mouvement est régi par le  
2937 champ électromagnétique, lui-même influencé par le déplacement des particules chargées,  
2938 induisant des courants électriques, que l'on peut résoudre par les équations de Maxwell. Il s'agit  
2939 de l'approche cinétique. Le courant est calculé selon l'équation :

2940 
$$\vec{J} = \sum_i (q_i n_i \vec{V}_i) - e n_e \vec{V}_e$$

2941 Où « i » désigne l'espèce ionique de charge  $q_i$ , de densité  $n_i$  et de vitesse  $\vec{V}_i$ , avec « e »  
2942 désignant ceux des électrons ([Kallio et al., 2011](#)).  $n_i$  et  $\vec{V}_i$  sont reconstruits à partir de la  
2943 connaissance des vitesses et positions d'un très grand nombre de particules tests décrivant  
2944 chacune des espèces présentes dans le domaine de simulation. Le principal avantage de  
2945 l'approche cinétique est la description des échelles électroniques, mais elle est en contrepartie  
2946 très contraignante et très coûteuse d'un point de vue numérique puisqu'elle nécessite de  
2947 résoudre les équations du mouvement pour chaque ion, et chaque électron en raison des très  
2948 petites échelles spatiale et temporelle imposées par la description cinétique des électrons.

2949

2950 La seconde approche possible est celle de la description fluide ou  
2951 magnétohydrodynamique (MHD) qui décrit l'évolution spatiale et temporelle de quantités  
2952 macroscopiques telles que la densité, la pression ou la vitesse fluide. Les équations employées  
2953 sont obtenues à partir des principes de conservation (masse, quantité de mouvement, énergie)  
2954 et sont complétées par les équations de Maxwell. Cette approche est privilégiée lorsqu'on  
2955 s'intéresse à des phénomènes physiques où la description du mouvement cinétique des  
2956 particules peut être approximée par la description des quantités macroscopiques, c'est-à-dire,  
2957 lorsque les échelles spatiales et temporelles considérées sont plus grandes que les échelles  
2958 physiques caractéristiques (comme la longueur de Debye) et le temps caractéristique du plasma  
2959 (fréquence cyclotron). Contrairement à l'approche cinétique, l'approche fluide est peu coûteuse

2960 numériquement, mais ne permet pas de décrire les très petites échelles spatiales notamment  
2961 celles des ions. Une description détaillée des approches MHD est donnée dans [Ledvina et al.](#)  
2962 [\(2008\)](#) et [Kallio et al. \(2011\)](#).

2963

2964 La dernière approche est celle du formalisme hybride, consistant à décrire les ions de  
2965 manière cinétique, c'est-à-dire de décrire chaque espèce ionique comme un ensemble de  
2966 particules numériques (surnommé macro-particules ou test-particules) de poids ajustable, et de  
2967 traiter les électrons comme un fluide sans inertie pour assurer la quasi-neutralité de charge du  
2968 plasma. Elle repose sur plusieurs hypothèses. Premièrement, elle doit se baser sur des échelles  
2969 spatiales et temporelles grandes devant les grandeurs caractéristiques du plasma (rayon de  
2970 giration, fréquence cyclotron...). Deuxièmement, le fluide électronique décrit doit se trouver  
2971 proche de l'équilibre thermodynamique, et est donc représenté par une fonction de distribution  
2972 Maxwellienne. Enfin, seuls les modes basse fréquence sont modélisés ( $\omega \ll \omega_p$  où  $\omega_p$  est la  
2973 fréquence du plasma), ce qui permet de négliger le courant de déplacement dans l'équation de  
2974 Maxwell-Ampère. L'algorithme du modèle hybride repose sur la méthode « *Current Advance*  
2975 *Method and Cyclic leapfrog* » de [Matthews \(1994\)](#). Son extension en 3D a été réalisée dans le  
2976 cadre de la thèse de [Modolo \(2004\)](#). Le formalisme hybride et ses limitations sont décrites en  
2977 détails dans [Ledvina et al. \(2008\)](#) et [Kallio et al. \(2011\)](#).

## 2978 2. Le modèle utilisé : « *Latmos Hybrid Simulation* » (LatHyS)

2979 Dans le cadre de cette étude, j'utilise le modèle hybride LatHyS. (Modolo et al., [2005](#) ;  
2980 [2016](#)) qui fut conçu initialement pour décrire l'environnement planétaire de Mars. Il fut par la  
2981 suite adapté pour décrire les environnements de Titan ([Modolo et al., 2007](#) ; [Modolo and](#)  
2982 [Chanteur, 2008](#)), Mercure ([Richer et al., 2012](#)) et Ganymède ([Leclercq et al., 2016](#)). L'évolution  
2983 temporelle des champs électromagnétiques et du mouvement des particules chargées y est  
2984 implémentée. Ce modèle de simulation décrit la dynamique et la structure de l'environnement  
2985 ionisé au voisinage de ces corps et caractérise l'échappement atmosphérique en distinguant les  
2986 processus qui en sont responsables.

2987 Le modèle hybride LatHyS dispose des avantages suivants :

- 2988 • C'est un modèle multi-objet parallélisé.

- 2989 • Il dispose d'une description multi-espèce du plasma, permettant de décrire la dynamique  
2990 de plusieurs espèces ioniques à la fois pour le plasma incident (vent solaire) et le plasma  
2991 planétaire. Chaque espèce dispose de leur propre identité chimique mais aussi de leur  
2992 propre caractéristique (densité, température, vitesse...).
- 2993 • Il prend en charge de nombreux processus physiques comme la conductivité  
2994 ionosphérique, les collisions ion-atome, les productions d'espèce ionique locale...
- 2995 • Il prend en compte l'interaction d'échange de charge entre atomes et ions.

2996

2997 Le modèle utilise comme entrées une description de la densité en 3-D des espèces H, O  
2998 et CO<sub>2</sub> représentant la thermosphère et l'exosphère. La description des espèces neutres est  
2999 modélisée à partir du modèle « LMD – *Global Circulation Model* » ([Forget et al., 1999](#) ;  
3000 [Chaufray et al., 2014](#)) et du modèle « *Exospheric Global Model* » ([Yagi et al., 2012](#) ; [Leblanc](#)  
3001 [et al., 2017](#)).

## 3002 **B. Influence de la pression dynamique du vent solaire sur les** 3003 **précipitations ioniques martiennes : résultats de simulation LatHyS et** 3004 **observations MAVEN**

3005 Afin d'étudier et d'isoler les mécanismes d'accélération des ions et les processus de  
3006 production dans des conditions de pression dynamique différentes, nous avons choisi d'utiliser  
3007 un modèle de simulation d'environnement planétaire en lien avec les observations des  
3008 instruments à bord du satellite MAVEN. Les effets et tendances de la pression dynamique sur  
3009 l'environnement martien ont déjà fait l'objet dans ma thèse de plusieurs descriptions dans [la](#)  
3010 [section A du chapitre II](#) et dans [la sous-partie 3 de la section B du chapitre I](#).

3011 L'objectif de cette étude est d'étudier l'évolution de la dépendance des précipitations  
3012 ionique en fonction de la pression dynamique. Dans cette section, nous présentons les résultats  
3013 que nous avons obtenus en comparant les observations par les instruments du satellite MAVEN  
3014 avec la modélisation par LatHyS. Ci-dessous est reproduit l'article soumis à la revue « *Journal*  
3015 *of Geophysical Research* ».

3016

3017 **Influence of the solar wind dynamic pressure on the ion**  
3018 **precipitation: MAVEN observations and simulation**  
3019 **results.**

3020 A. Martinez<sup>1</sup>, R. Modolo<sup>2</sup>, F. Leblanc<sup>1</sup>, J. Y. Chaufray<sup>1,2</sup>, N. Romanelli<sup>3</sup>, O. Witasse<sup>4</sup>, Y.  
3021 Dong<sup>5</sup>, T. Hara<sup>6</sup>, J. Halekas<sup>7</sup>, R. Lillis<sup>6</sup>, J. McFadden<sup>6</sup>, F. Eparvier<sup>7</sup>, L. Leclercq<sup>8</sup>, J.  
3022 Luhmann<sup>6</sup>, S. Curry<sup>6</sup> and B. Jakosky<sup>7</sup>.

3023

3024 <sup>1</sup> LATMOS/IPSL Sorbonne Université, UVSQ, CNRS, Paris, France

3025 <sup>2</sup> LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt,  
3026 France

3027 <sup>3</sup> Solar System Exploration Division, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD,  
3028 USA. CRESST II, University of Maryland, Baltimore County, Baltimore, MD, USA.

3029 <sup>4</sup> ESTEC, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands

3030 <sup>5</sup> Laboratory for Atmospheric and Space Physics, University of Colorado, Boulder, CO, USA

3031 <sup>6</sup> Space Science Laboratory, University of California, Berkeley, CA, USA

3032 <sup>7</sup> Department of Physics and Astronomy, University of Iowa, IA, USA

3033 <sup>8</sup> University of Virginia, Charlottesville, VA 22904, USA.

3034

3035



3036 **Abstract:**

3037 Using the data from the SWIA and STATIC instruments on board Mars Atmosphere and  
3038 Volatile EvolutionN (MAVEN) and LatHyS (Latmos Hybrid Simulation) simulations, we  
3039 investigate the heavy ion precipitation into the Martian atmosphere. We discuss the influence  
3040 of the solar wind dynamic pressure on the ion precipitation using observations performed by  
3041 MAVEN from 04 June 2014 to 20 July 2017. The increase of the dynamic pressure from 0.63  
3042 to 1.44 nPa is clearly associated with an increase of the same order of magnitude of the  
3043 precipitating oxygen ion energy flux measured by MAVEN/STATIC from 9.9 to  
3044  $20.6 \times 10^6 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  at low energy (from 30 to 650 eV). In the same way, from 650  
3045 eV to 25000 eV, MAVEN/SWIA (all species) observed an increase from  $22.4$  to  $42.8 \times$   
3046  $10^7 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  of the precipitating ion energy flux.

3047 Performing two simulations using the average solar wind conditions for both solar dynamic  
3048 pressure regimes observed by MAVEN as input in the LatHyS model, we reproduce some of  
3049 the key characteristics of the observed oxygen ion precipitation. We characterize the oxygen  
3050 ions simulated by LatHyS by their energy and time of impact, their time of injection in the  
3051 simulation and initial position and the mechanism by which these ions were created. The model  
3052 suggests that the main cause of the increase of the heavy ion precipitation during an increase of  
3053 the solar dynamic pressure is the increase of the ion production by charge exchange,  
3054 proportional to the increase of the solar wind flux, which becomes the main contribution to the  
3055 ion precipitation at high energy.

3056

3057

3058 I **Introduction**

3059 In the absence of a global magnetic field, Mars' upper atmosphere interacts directly with the  
3060 solar wind. Planetary neutral species (mainly carbon dioxide molecules, hydrogen and oxygen  
3061 atoms) are ionized by photoionization, electronic impact or charge exchange and are accelerated  
3062 by the motional electric field of the solar wind. These charged particles can precipitate into  
3063 Mars' atmosphere with energy up to several keV and induce a cascade of collisions, transferring  
3064 enough energy to atmospheric particles to exceed the Martian escape velocity (Luhmann and  
3065 Kozyra, 1991; Johnson, 1994). While this process, named atmospheric sputtering, may have  
3066 led to significant atmospheric escape in its early history, as suggested by Luhmann et al. (1992),  
3067 its contribution is nowadays minor compared to other neutral escape processes like Jeans escape  
3068 (Anderson and Hord, 1971; Krasnopolsky and Feldman, 2001) and photochemical escape  
3069 (Lillis et al., 2015; 2017), or ion escape process like pick-up ions (Luhmann, 1990; Fang et al.,  
3070 2010; Dong et al., 2017) and ion outflow (Lundin et al., 1990 ; Andersson et al., 2010).

3071 Atmospheric escape induced by sputtering at the present epoch is expected to be small  
3072 compared to other mechanisms (Leblanc et al. 2017) and therefore difficult to quantify from  
3073 direct measurements. However, since heavy planetary ion precipitation (which we define as  
3074 having mass larger or equal to the mass of carbon atom) is the primary driver of atmospheric  
3075 sputtering (Johnson et al, 2000; Wang et al, 2014; 2015), it is essential to constrain the  
3076 dependence of the precipitating ion flux on present solar wind conditions in order to, potentially,  
3077 extrapolate the effect of this mechanism, over the Martian history. In situ measurements of  
3078 precipitating ions began with Mars Express (MEX) spacecraft, in orbit around Mars since  
3079 December 2003, (e.g., Chicarro et al., 2004; Barabash et al., 2006). Hara et al. (2011) reported  
3080 that MEX observed enhancements of precipitating heavy ions (e.g.  $O^+$  and  $O_2^+$ ) during the  
3081 passage of Corotating Interaction Region (CIR) solar wind structures. This observation suggests  
3082 that heavy ion precipitation is highly variable and depends on the upstream solar wind  
3083 conditions at Mars. Thanks to Mars Atmosphere and Volatile EvolutioN (MAVEN)  
3084 measurements, observations of heavy ion precipitation during quiet solar wind conditions have  
3085 been reported by Leblanc et al. (2015), suggesting that atmospheric sputtering occurs almost  
3086 continuously at Mars.

3087 Several investigations, either from observational or modeling studies, have highlighted the  
3088 influence of the plasma properties on the Martian environment. Edberg et al. (2009), Hall et al.

3089 (2016), Halekas et al. (2017) and Ramstad et al. (2017) have shown that the solar EUV  
3090 irradiance and the solar wind dynamic pressure have an influence on the position of plasma  
3091 boundaries such as the Magnetic Pile-up Boundary (MPB) and the Bow Shock (BS). Indeed,  
3092 the newly created exospheric ions can act to slow the solar wind flux, which can move the bow  
3093 shock position away from the planet (Hall et al, 2016). Moreover, Lundin et al. (2008) also  
3094 showed that the size of the Martian obstacle (estimated as proportional to the BS position)  
3095 influences the ion atmospheric escape rate.

3096 The statistical study by Hara et al. (2017a) has showed that precipitating ion fluxes observed  
3097 by MAVEN (Jakosky et al., 2015) vary at least by an order of magnitude (typically between  
3098  $10^4 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$  and  $10^6 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$  for ions with energies higher than 25 eV)  
3099 depending on the upstream solar wind conditions such as the dynamic pressure, the magnitude  
3100 of the interplanetary magnetic field, and the motional electric field direction  $\vec{E} = -\vec{V}_{\text{SW}} \times \vec{B}_{\text{SW}}$   
3101 with  $\vec{V}_{\text{SW}}$  the solar wind velocity and  $\vec{B}_{\text{SW}}$  the interplanetary magnetic field vector. Indeed, it  
3102 has been shown by several theoretical studies (Luhmann and Kozyra 1991; Chaufray et al.  
3103 2007; Curry et al. 2015) that the orientation of the motional electric field may influence the  
3104 energy and intensity of ion precipitation on Mars. These studies suggested that the integrated  
3105 total precipitating ion fluxes are globally larger in the  $-\vec{E}$  hemisphere than in the  $+\vec{E}$  hemisphere.  
3106 Pickup oxygen ions formed in the  $-\vec{E}$  hemisphere are accelerated towards Mars and can  
3107 precipitate while oxygen ions formed in the  $+\vec{E}$  hemisphere are accelerated away from Mars  
3108 and can escape. Such results have been observed by Martinez et al. (2019a) and Hara et al.  
3109 (2017a) thanks to MAVEN.

3110 Curry et al. (2015) have studied the response of Mars  $\text{O}^+$  pickup ions to an ICME (March 8<sup>th</sup>,  
3111 2015) with a test-particle approach and found that the oxygen ion precipitation depends on the  
3112 phase of the ICME with a maximum of precipitation during the shock. After the passage of the  
3113 ICME shock, the precipitating flux of the ejecta phase decreases but still remains greater than  
3114 the precipitating flux during the pre-ICME phase. Based on a similar approach, Fang et al.  
3115 (2013) have shown that oxygen ion precipitation can vary by at least one order of magnitude  
3116 due to the variation in dynamic pressure during ICME or CIR solar wind events. Similar  
3117 conclusions have been reported by Hara et al. (2011) with Mars Express observation or by  
3118 Martinez et al. (2019a) with MAVEN observations during the September 2017 solar events  
3119 (Lee et al. 2018).

3120 Complementary to observations, models can provide an extended set of information to better  
3121 characterize the physical processes under investigations. By being able to take into account a  
3122 wide variety of physical processes in time and space, models can be used to reproduce  
3123 observations and investigate the resulting mechanisms. They provide a three-dimensional  
3124 context for the observations. At the beginning of Martian exploration, with Mariner 4 or Phobos  
3125 2, computer simulations have been found very useful for investigating the physic mechanisms  
3126 of the atmospheric escape (Luhmann and Kozyra, 1991; Luhmann, Jonhson & Zhang, 1992;  
3127 Johnson, 1994; Leblanc & Johnson, 2001; 2002; Dubinin & Lundin, 1995; Fang et al., 2010).  
3128 Some studies also make it possible to model the present and past contributions of these  
3129 mechanisms to atmospheric escape (Chassefière & Leblanc, 2004). Combining MEX  
3130 observations and sophisticated global model simulations, Diéval et al. (2012) have shown that  
3131 the precipitating protons originate from both the solar wind and the planetary exosphere. Here,  
3132 we use model to simulate the potential effects of the solar dynamic pressure on the ion  
3133 precipitation.

3134 In this paper, we further analyze the role of the solar dynamic pressure on the ion precipitation  
3135 by performing a detailed analysis of MAVEN measurements combined with the simulation of  
3136 its potential effects. The LATMOS Hybrid Simulation (LatHyS) model (Modolo et al, 2016) is  
3137 used to constrain the processes that may control the ion precipitation. The instruments and data  
3138 used to perform this analysis, as well as the methodology developed are described in section II.  
3139 The model is described in section III whereas section IV present the main results and lessons  
3140 derived from the simulation/measurement comparisons and section V the conclusions.

3141

## 3142 II MAVEN measurements of the solar wind conditions and precipitating ion flux

### 3143 II.1. Instruments and Data

3144 The large set of MAVEN instruments (Jakosky et al. 2015) allows us to characterize the  
3145 precipitating ion flux as well as the upstream solar wind conditions and also to constrain the  
3146 atmospheric and plasma properties of the Martian environment. In this study, we use  
3147 measurements performed by the Solar Wind Ion Analyzer (SWIA; Halekas et al., 2015), the  
3148 SupraThermal and Thermal Ion Composition (STATIC; McFadden et al., 2015), the  
3149 Magnetometer (MAG; Connerney et al., 2015a; 2015b) and the Solar Extreme Ultraviolet

3150 Monitor (EUVM; Eparvier et al., 2015). The MAVEN/SWIA instrument is an energy and  
 3151 angular ion spectrometer. In this work, we use the SWIA coarse survey data product, covering  
 3152 an energy range between 25eV/q and 25keV/q with 48 energy steps logarithmically spaced, a  
 3153 field of view (FOV) of 360°x90° with 64 angular bins and 4s time resolution. The  
 3154 MAVEN/STATIC instrument is an energy, mass and angular ion spectrometer. We used the  
 3155 STATIC “D1” data product, covering an energy range between 0.1eV/q and 35keV/q with 32  
 3156 energy steps logarithmically spaced, a field of view (FOV) of 360°x90° on 64 angular bins and  
 3157 8 mass bins covering a mass range from 1 amu to 80 amu with a 4s time resolution.

3158 We mainly based our study on MAVEN/SWIA despite the lack of mass resolution because  
 3159 MAVEN/STATIC operates mostly in conic mode (McFadden et al. 2015) below 350 km in  
 3160 altitude leading to a limited coverage for ions with energy larger than 650 eV. In the following,  
 3161 we use MAVEN/STATIC to refine our analysis for energies below 650 eV. Moreover, in order  
 3162 to avoid any potential bias in the measurement due to spacecraft charging, we only consider  
 3163 precipitating ions with energies larger than 30 eV. Although MAVEN/SWIA does not have  
 3164 mass resolution, it can be used to estimate the evolution of heavy ion precipitation for the high  
 3165 energy range. Pickup ions can be accelerated by the motional electric field up to a maximum  
 3166 energy limit (Jarvinen and Kallio, 2014; Rahmati et al., 2015) which is:

$$3167 \quad E_{max}(M^+) = 4 * m_M * U_{SW}^2 * \sin^2(\theta_{UB}) = 4 * E_{SW} * \left(\frac{m_M}{m_p}\right) * \sin^2(\theta_{UB}) \quad (1)$$

3168 Where  $M^+$  is the species with a mass  $m_M$  and  $\theta_{UB}$  is the angle between the solar wind velocity  
 3169 and the interplanetary magnetic field,  $m_p$  is the proton mass and  $E_{SW}$  is the energy of the solar  
 3170 wind proton. The maximum energy is 4 times that of the solar wind, that is, typically around  
 3171 four times 800 eV to 1 keV for nominal conditions for planetary protons and four times 2.4 keV  
 3172 to 4 keV for planetary helium ions. Therefore, any ions precipitating with energy larger than  
 3173 few keV are most probably planetary ions with masses larger than the proton and helium  
 3174 masses.

3175 The MAVEN/EUVM measures the solar irradiance in three bands from the soft X-ray to the  
 3176 EUV range (in three spectral bands 0.1-7nm, 17-22nm and 121-122nm) with a temporal  
 3177 resolution of 1s. To characterize the solar EUV irradiance, we use MAVEN/EUVM channel A  
 3178 which measures solar irradiance between 17 and 22nm.

3179 The solar wind density, solar wind velocity, and Interplanetary Magnetic Field (IMF) vectors  
3180 are measured by MAVEN/SWIA and MAVEN/MAG and averaged on an orbit-by-orbit basis  
3181 while MAVEN is in the pristine solar wind (Halekas et al., 2017). In this work, we use the Mars  
3182 Solar Electric (MSE) coordinate system in which the X-axis points toward the Sun, the Z-axis  
3183 is aligned with the solar wind motional electric field and the Y-axis completes the right hand  
3184 system (Fedorov et al., 2006).

3185

## 3186 **II.2. Upstream and planetary conditions**

3187 To investigate the dependence of the precipitating ion flux with respect to the solar wind  
3188 dynamic pressure, we used the method developed by Dong et al. (2017) and Martinez et al.  
3189 (2019b). In absence of permanent solar wind monitoring, we assume that the averaged solar  
3190 wind parameters, measured by MAVEN when inside the solar wind, are constant during the  
3191 whole orbit as explained in Martinez et al. (2019b). Solar wind parameters on an orbit-by-orbit  
3192 basis, when MAVEN was in the solar wind, are then used to determine the average solar wind  
3193 parameters for a given set of measurements.

3194 We organize MAVEN data into two sets of measurements corresponding to two different solar  
3195 wind dynamic pressure conditions: a low dynamic pressure case with values between 0.3 and  
3196 1.0 nPa and a high dynamic pressure case with values between 1.0 and 2.6 nPa. The IMF  
3197 strength ( $B_{IMF}$ ) is also imposed between 2.2 and 6.7 nT. The solar wind dynamic pressure is  
3198 defined as  $P_{dyn} = m_p n_{SW} V_{SW}^2$ , where  $m_p$  is the mass of the proton,  $n_{SW}$  and  $V_{SW}$  the solar wind  
3199 density and velocity. For both sets of measurements, we determine the mean solar wind  
3200 conditions and calculate the norm of the solar wind motional electric field defined as  $E =$   
3201  $|\vec{V}_{SW} \times \vec{B}_{IMF}|$ , the solar wind particle flux defined as  $F_{SW} = n_{SW} V_{SW}$ , the Alfvén Mach number  
3202 defined as  $M_A = \frac{V_{SW}}{V_A}$  (with the  $V_A$  the Alfvén speed), the magneto-sonic Mach number  $M_{MS}$  as  
3203 defined in Edberg et al., (2010) and the MSE angle as defined in Martinez et al., (2019a). The  
3204 MSE angle corresponds to the anticlockwise angle between the MAVEN's location in MSE  
3205 coordinates during its measurements of the precipitating ion flux and the East MSE direction  
3206 (MSE longitude equal to  $+180^\circ$  and latitude equal to  $0^\circ$ ).

3207

		High Pdyn [1.0,2.6] nPa	Low Pdyn [0.3,1.0] nPa	Common coverage (%)
EUV Flux ( $mW \cdot m^{-2}$ )	$\mu \pm \sigma$	$0.22 \pm 0.04$	$0.22 \pm 0.03$	85.5
	Q25	0.19	0.20	
	Q75	0.24	0.23	
Dynamic pressure ( $nPa$ )	$\mu \pm \sigma$	$1.44 \pm 0.41$	$0.63 \pm 0.19$	0.0
	Q25	1.13	0.46	
	Q75	1.63	0.79	
Solar Zenith Angle ( $^{\circ}$ )	$\mu \pm \sigma$	$96 \pm 28$	$96 \pm 28$	89.7
	Q25	80	77	
	Q75	115	118	
Electric field ( $mV \cdot m^{-1}$ )	$\mu \pm \sigma$	$1.44 \pm 0.55$	$1.04 \pm 0.45$	68.6
	Q25	1.00	0.74	
	Q75	1.77	1.20	
IMF ( $nT$ )	$\mu \pm \sigma$	$3.90 \pm 1.12$	$3.23 \pm 0.95$	69.1
	Q25	2.92	2.50	
	Q75	4.52	3.60	
Speed ( $km \cdot s^{-1}$ )	$\mu \pm \sigma$	$448 \pm 80$	$423 \pm 78$	80.1
	Q25	376	370	
	Q75	495	467	
Density ( $cm^{-3}$ )	$\mu \pm \sigma$	$4.67 \pm 1.93$	$2.25 \pm 0.97$	40.9
	Q25	3.28	1.49	
	Q75	5.69	2.78	
MSE angle( $^{\circ}$ )	$\mu \pm \sigma$	$178 \pm 110$	$203 \pm 110$	86.2
	Q25	94.7	153	
	Q75	263	322	
Alfven Mach number	$\mu \pm \sigma$	$11.5 \pm 3.0$	$9.1 \pm 2.5$	68.9
	Q25	9.3	7.3	
	Q75	13.1	10.8	
Magnetosonic Mach number	$\mu \pm \sigma$	$7.76 \pm 1.36$	$7.10 \pm 1.38$	86.4
	Q25	6.83	6.10	
	Q75	8.58	8.07	
Solar wind flux ( $10^8 cm^{-2} s^{-1}$ )	$\mu \pm \sigma$	$1.98 \pm 0.62$	$0.91 \pm 0.29$	23.5
	Q25	1.57	0.68	
	Q75	2.36	1.09	

3208 **Table 1:** Mean  $\mu$ , standard deviation  $\sigma$ , first quartile  $Q_{25}$  and third quartile  $Q_{75}$  of the solar  
3209 zenith angle and each solar planetary parameter distribution for the two sets of precipitating  
3210 flux measurement. The last column provides the percentage of the area in common between the  
3211 two distributions.

3212

3213 These parameters are displayed in Table 1. The last column of Table 1 presents the coverage  
3214 distribution, as defined in Martinez et al, (2019b), showing the percentage of common  
3215 distribution for a given parameter between the two dynamic pressure groups. Except for the  
3216 solar wind density and flux, and obviously for the dynamic pressure, all solar wind properties  
3217 show similar variations with about 70%, or more, of the distribution of each of these parameters  
3218 in common. In other words, the EUV irradiance, IMF intensity, Alfvén and magnetosonic Mach  
3219 numbers, solar wind speed and MSE angle are similar during these two set of measurements.  
3220 The spatial coverage of the ion precipitation measurements, characterized by the MSE angle  
3221 and the solar zenith angle, is also similar during these two set of measurements.

3222

3223 The presence of crustal magnetic fields (Acuña et al., 1999; Connerney et al., 2005) can  
3224 influence locally the precipitating ion flux, as shown by Hara et al. (2017b). In order to limit  
3225 the potential influence of the crustal fields (Leblanc et al. 2017; Hara et al. 2017b), we also only  
3226 consider measurements performed when the average magnetic field between 200 and 350 km  
3227 was less than 60 nT. Moreover, to further limit the potential role of the crustal fields on the  
3228 precipitation, we also consider only MAVEN measurements performed when the main crustal  
3229 field region (centered at 180° GEO East longitude and -50° GEO latitude) was in the nightside,  
3230 meaning when the subsolar point has a GEO longitude from -60° to 60°.

3231

### 3232 **II.3. MAVEN's ion precipitation measurements**

3233 In order to reconstruct the precipitating ion energy flux, we use the method developed by  
3234 Leblanc et al. (2015) and Martinez et al (2019a). We use MAVEN observations of the two sets  
3235 of measurements performed between 200 and 350km. Within such altitude range, any ions



3236 moving toward the planet in a cone of less than  $75^\circ$  with respect to the local nadir direction has  
3237 a very large probability to impact Mars' atmosphere. Therefore, to reconstruct the precipitating  
3238 flux, we sum all measurements of SWIA (and STATIC) anodes with a FOV corresponding to  
3239 a cone of less than  $75^\circ$  from the local zenith direction. Moreover, in order to exclude the  
3240 reconstructed precipitating flux with poor coverage, we only consider measurements during  
3241 which the total FOV of SWIA (and STATIC) anodes covers more than 65% of the  $75^\circ$  solid  
3242 angle cone centered on the zenith direction. In the case of MAVEN/SWIA measurements,  
3243 which has a low signal-to-noise ratio at high energy, we adapted the method from Martinez et  
3244 al. (2019a) to remove an average background induced by Solar Energetic Particles (SEP).

3245 Compared to MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC is less sensitive to SEPs because its  
3246 measurements technique is based on double coincidence (McFadden et al., 2015). In case of  
3247 intense SEP events or background level, STATIC measurements with poor quality were flagged  
3248 and systematically excluded from our analysis. So, the background level of MAVEN/STATIC  
3249 is assumed to be negligible.

3250

3251 In this study, MAVEN observations obtained from June 4<sup>th</sup>, 2015 to July 20<sup>th</sup>, 2017 have been  
3252 categorized into two groups with similar spatial coverage: high dynamic pressure with 1.44 nPa  
3253 averaged on 226 ion precipitation spectra by MAVEN/SWIA, and low dynamic pressure with  
3254 0.63 nPa averaged on 454 ion precipitation spectra by MAVEN/SWIA.

3255

### 3256 **III LatHyS Model**

3257 In order to simulate the Martian environment and the precipitating heavy ion flux, we choose  
3258 to use the hybrid approach which describes ions with a kinetic approach while the electrons are  
3259 treated as a fluid (Modolo et al. 2016). The hybrid model called LatHyS is a 3-D multispecies  
3260 parallelized model that simulates the interaction of the solar wind plasma with the neutral  
3261 environment of the planet, characterizing all plasma regions in the vicinity of the planet. A  
3262 detailed description of the LatHyS model can be found in Modolo et al. (2005 and 2016). The  
3263 model uses as inputs a 3-D density description of H, O and CO<sub>2</sub> representing the thermosphere  
3264 and exosphere. The neutral species description is modeled from the LMD - Global Circulation

3265 Model (Forget et al, 1999; Chaufray et al. 2014) and the Exospheric Global Model (Yagi et al,  
3266 2012; Leblanc et al, 2017). The state of the neutral environment corresponds to solar longitude  
3267  $L_s=270^\circ$ . The spatial resolution of the LatHyS results presented in this paper is  $\Delta x = 57$  km,  
3268 and a mean solar activity is assumed for all the models (LatHyS, EGM, LMD-GCM) and for  
3269 the two solar wind dynamic pressure cases.

3270

3271 Simulations are set up with typical solar wind parameters based on the orbit-by-orbit average  
3272 solar wind parameters for the two groups of solar wind dynamic pressure, from Table 1. To  
3273 facilitate the interpretation of the simulated precipitation fluxes, the interplanetary magnetic  
3274 field is taken with only a  $B_y$  component. For the period of high dynamic pressure we have:  
3275  $n_{SW} = 4.7 \text{ cm}^{-3}$ ,  $V_{SW} = 450 \text{ km.s}^{-1}$  and  $B_y = 4.0 \text{ nT}$ . For the period of low dynamic  
3276 pressure we have:  $n_{SW} = 2.2 \text{ cm}^{-3}$ ,  $V_{SW} = 424 \text{ km.s}^{-1}$  and  $B_y = 3.2 \text{ nT}$ . Simulations are  
3277 performed with a sub-solar longitude at  $0^\circ$  and a subsolar latitude at  $-23^\circ$ , meaning that the main  
3278 crustal field region is located in the nightside. To further analyze simulation results, for each  
3279 particle we record the information of the injection position, the ionization mechanism of the  
3280 particle, the injection time, the precipitation time and its precipitating energy. Three main  
3281 sources of ions are implemented in the simulation model. A simplified set of ionospheric  
3282 chemistry equations is included (below 350 km) and particles created in this region are labeled  
3283 as ionospheric particles. Particles can also be produced by photo-ionization above 350 km,  
3284 where the optical depth is negligible, or undergo charge exchange reactions. Information  
3285 concerning the ionization processes are detailed in Modolo et al. (2016).

3286

3287 In this study, we consider only oxygen ions. Heavier ions (such as  $Ar^+$ ,  $O_2^+$  and  $CO_2^+$ ) are not  
3288 considered because of their much lower density at high altitude according to Fox (2004) so that  
3289 their contribution to atmospheric sputtering should be very limited in intensity. Once a steady  
3290 state of the simulation is achieved,  $O^+$  ion precipitating ( $V_r < 0$ ) below 250 km in altitude are  
3291 recorded in order to construct an energy flux map on a  $4.5^\circ \times 4.5^\circ$  longitude-by-latitude grid. To  
3292 have meaningful statistics on the precipitating  $O^+$  ions, the accumulation is performed over 100  
3293 solar wind proton gyro-periods (about 6-7 transit times of the simulation box). Each energy  
3294 spectra corresponding to the impacting  $O^+$  flux is computed with an energy resolution of  $\frac{dE}{E} =$

3295 ~17% for energy larger than 2 eV. With more than one million precipitating numerical particles  
3296 for each simulation, the modelled sample is large enough to be statistically significant. The  
3297 stationarity of the solution has been checked by comparing energy spectra at each grid point of  
3298 the map for various accumulation intervals. We found a temporal standard deviation of 15-20%  
3299 indicating that the simulation converged to a stable solution.

3300

3301 In order to compare simulation and observation, a similar methodology to reconstruct the  
3302 simulated precipitation as for MAVEN measurements have been used:

- 3303 - For each sequence of observation, the portion of MAVEN trajectory during  
3304 which the precipitating flux was measured (between 200km and 350km in  
3305 altitude) is reconstructed in the simulated MSE reference frame.
- 3306 - The simulated energy spectra of the precipitating flux along each of these  
3307 portions of MAVEN trajectory are then reconstructed and averaged. If, for a  
3308 given energy bin, the simulated flux is lower than the threshold corresponding  
3309 to MAVEN/SWIA background, the simulated precipitated ion energy flux, for  
3310 this energy bin, is not considered to calculate the average.

3311

#### 3312 **IV LatHyS simulated precipitation and MAVEN precipitating measurements**

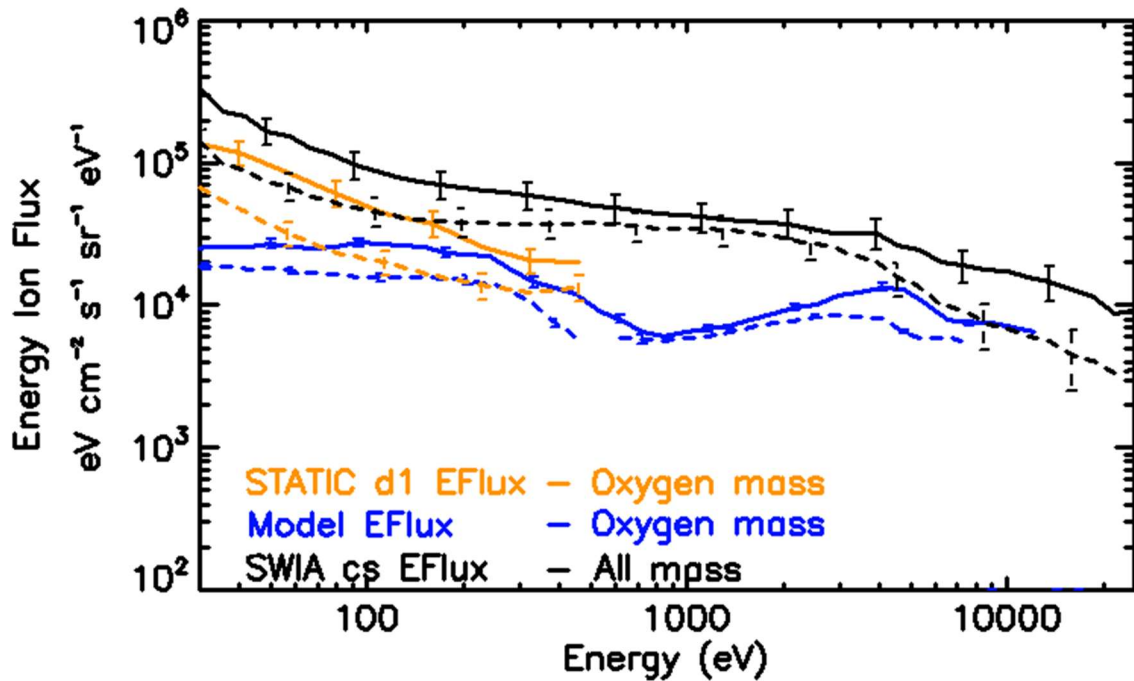
##### 3313 **IV.1. Comparison between MAVEN observation of the precipitating flux and** 3314 **LatHyS simulated flux**

3315 Figure 1 shows the comparison of the spectrum of the average precipitating ion energy flux for  
3316 MAVEN/SWIA, MAVEN/STATIC and as simulated for the two dynamic pressure cases. The  
3317 energy dependence of the differential flux is similar from one solar wind dynamic pressure case  
3318 to the other for both instruments. For both dynamic pressure cases, the low-energy component  
3319 of the precipitating oxygen ion energy flux measured by MAVEN/STATIC and simulated  
3320 follow similar dependency with higher fluxes for larger dynamic pressure. Below 50 eV, we  
3321 notice an increasing discrepancy between observation and simulation. This difference can be,  
3322 in part, explained by the limited resolution of the simulations (57 km). At low energy, the main  
3323 component of the oxygen ion precipitation comes from the ionospheric region (below 350 km

3324 in altitude) where the spatial resolution of the simulation remains several times higher than the  
3325 thermospheric height scale (11-20 km). Because of this, ion production in the ionosphere  
3326 (below 350 km in altitude) is probably poorly described, making it less sensitive to any external  
3327 variations.

3328 For energy larger than a few keVs, as explained in section II.A, MAVEN/SWIA observed ion  
3329 precipitation should be in large proportion composed of  $O^+$  ions. Above 3 to 4 keV, there is a  
3330 clear increase of the measured and simulated precipitating fluxes from the low dynamic  
3331 pressure case to the high dynamic pressure case. The gap between the MAVEN/SWIA curves  
3332 (all species) and those of the model (only oxygen ions) between 300 eV and 3-4keV can be  
3333 explained by the contribution of other species in the observed ion precipitation (mainly protons,  
3334 in particular around the solar wind energy, probably produced in the hydrogen corona).

3335 Table 2 shows the integrated precipitating ion energy flux for each dynamic pressure case and  
3336 two energy ranges: low energy [30-650] eV) and high energy [650-25000] eV. The ion  
3337 precipitation increases when the dynamic pressure of the solar wind increases, as previously  
3338 observed by Hara et al. (2017a) with MAVEN/SWIA and MAVEN/STATIC measurements. It  
3339 increases by a factor between 1.7 and 2.0 at low energy and by factor 1.9 to 2.1 at high energy.  
3340 Both simulation and observation agree relatively well when comparing the two dynamic  
3341 pressure cases, even if the simulation predicts a systematic factor  $\sim 4$  lower integrated flux with  
3342 respect to SWIA observed precipitation for both solar dynamic pressure cases and energy  
3343 ranges. At high energy, this factor can be partially explained by the fact that the modelled  
3344 precipitating ion energy flux becomes lower than the MAVEN/SWIA background and so, the  
3345 energy ion flux is not considerate, which slightly underestimate the modelled ion precipitation.  
3346 In other words, even if the simulation did not perfectly reproduce the absolute intensity of the  
3347 observed precipitation, the simulated variation of the precipitating flux with increasing pressure  
3348 might be driven by a similar mechanism to the one controlling the dependency of this flux in  
3349 MAVEN observations.



3350  
3351  
3352  
3353  
3354  
3355

Figure 1: Average precipitating ion differential energy spectra as measured by MAVEN/SWIA (black – all species), MAVEN/STATIC (orange – oxygen mass) and simulated (blue – oxygen mass) during high pressure period (line) and low pressure period (dashed line). The verticals lines correspond to the standard error of the average flux.

		Integrated precipitating ion energy flux	
		Low energy [30-650] eV	High energy [650-25000] eV
High pressure period	SWIA (all species)	$4.27 (\pm 0.93) \times 10^7$	$42.8 (\pm 11.1) \times 10^7$
	STATIC	$2.06 (\pm 0.41) \times 10^7$	<del>XXXXXXXXXX</del>
	Model	$1.03 (\pm 0.08) \times 10^7$	$10.8 (\pm 0.6) \times 10^7$
Low pressure period	SWIA (all species)	$2.57 (\pm 0.58) \times 10^7$	$22.4 (\pm 7.2) \times 10^7$

	STATIC	$9.89 (\pm 1.98) \times 10^6$	<del>XXXXXXXXXX</del>
	Model	$6.07 (\pm 0.04) \times 10^6$	$5.10 (\pm 0.15) \times 10^7$
<b>Ratio HPDYN/LPDYN</b>	SWIA (all species)	1.66	1.91
	STATIC	2.08	<del>XXXXXXXXXX</del>
	Model	1.70	2.12

3356 *Table 2: Integrated precipitating ion energy flux as measured by MAVEN/STATIC (only*  
3357 *oxygen ion) and MAVEN/SWIA (all species) and modelled by LatHyS (only oxygen ion) for*  
3358 *each period. The last three line correspond to the ratio between the high pressure period*  
3359 *values and the low pressure period values for each instrument. In brackets, the 1-sigma*  
3360 *standard deviation (uncertainty) of the precipitating ion energy flux values. The integrated*  
3361 *ion precipitation unit is in  $eV \cdot cm^{-2} \cdot sr^{-1} s^{-1}$ .*

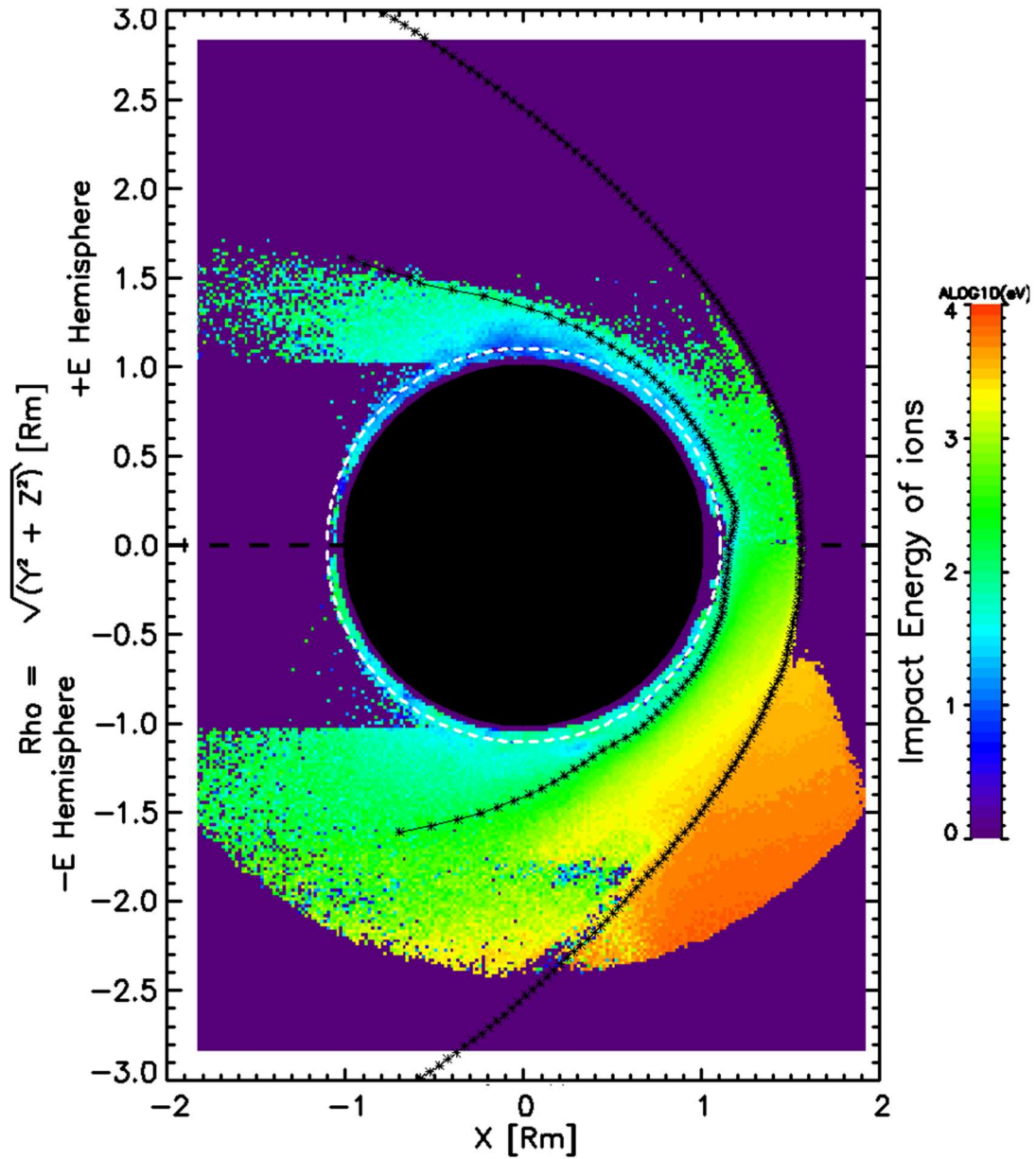
3362

#### 3363 **IV.2. Origins and parameters controlling the simulated precipitating fluxes**

3364 Figure 2 displays the impact energy of the precipitating oxygen ions (of ionospheric origin,  
3365 created by photo-ionization or by charge exchange) as a function of their injection (creation)  
3366 position in the  $(X, \rho)$  coordinate system with  $\rho = \sqrt{Y^2 + Z^2}$ , for the low pressure case. The  
3367 negative values of  $\rho$  correspond to the Southern Hemisphere MSE ( $Z < 0$ ) while positive values  
3368 indicate the Northern Hemisphere ( $Z > 0$ ). The lack of injected particles behind Mars is  
3369 explained by the shadow of the planet, preventing photo-ionizations. The precipitating ions with  
3370 energy higher than the solar wind (800 eV - 1 keV) are formed in the southern hemisphere MSE  
3371 and their final energy depends on their altitude of creation (by ionization). This energy-altitude  
3372 injection relation is consistent with Jarvinen et al. (2018) and can be explained by the time spent  
3373 by an ion in the high electric field regions (essentially the solar wind and the magnetosheath).  
3374 In the northern hemisphere, it can also be seen that precipitating ions are mainly formed within  
3375 or downstream of the pile-up magnetic region. The high-energy ions precipitate mainly in the  
3376 Southern hemisphere and on the Martian dayside (not shown) as simulated in Luhmann and  
3377 Kozyra (1991). This distribution of the origin position of precipitating ions and their impact

3378 energy can be explained by the intensity of the electric field and its direction (Chaufray et al.,  
3379 2007; Curry et al., 2015). In the upstream solar wind and the magnetosheath, the newly born  
3380 ions will be accelerated in the direction of the convective electric field. Ions formed in the  
3381 northern hemisphere MSE will be moved away Mars, while ions formed in the southern  
3382 hemisphere MSE will be accelerated toward Mars, as observed in Hara et al. (2017a). This is  
3383 why for high  $X > 0$  and  $\rho > -0.5$  in Figure 2, there are almost no precipitating ions formed  
3384 upstream the bow shock. The ions formed inside the magnetosheath will see a disturbed electric  
3385 field direction which may lead them to precipitate. To summarize, this result indicates that  
3386 oxygen ions created above the ionosphere in the  $-E$  hemisphere can more easily precipitate  
3387 toward the planet rather than those created in the  $+E$  hemisphere, in good agreement with  
3388 previous numerical simulations (Chaufray et al., 2007; Fang et al., 2010; Curry et al., 2015).

3389



3390

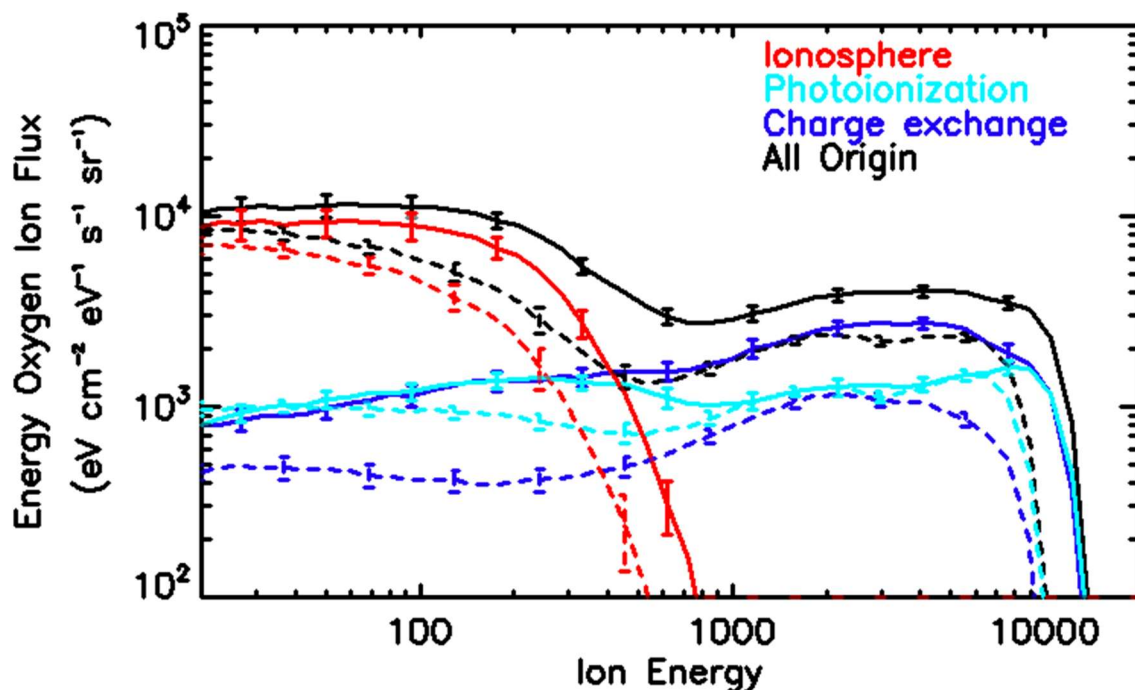
3391 Figure 2: Map of the origin position of the precipitating ions produced either in the ionosphere  
 3392 (below 350 km in altitude), by photo-ionization or by charge exchange for the low pressure  
 3393 period. The impact energy of the modelled ions is shown in color. The black lines correspond  
 3394 to the ion magnetopause boundary (closest to Mars) and bow shock (farthest from Mars)  
 3395 location. The dashed white circle corresponds to the upper limit of the ionosphere (350 km in  
 3396 altitude).

3397



3398 Figure 3 displays the energy distribution of the simulated precipitating oxygen ion energy flux  
 3399 averaged over the whole oxygen ion precipitation map (without removing the background value  
 3400 of MAVEN/SWIA). In the high dynamic pressure case, the maximum energy of the ions  
 3401 impacting the atmosphere reaches 14 keV whereas in the low dynamic pressure case only 10  
 3402 keV. This illustrates the fact that ions created at the same position see a stronger electric field  
 3403 intensity in the case of high pressure ( $E = 1.44 \text{ mV} \cdot \text{m}^{-1}$  upstream of the bow shock) than in  
 3404 the case of the low pressure ( $E = 1.04 \text{ mV} \cdot \text{m}^{-1}$  upstream of the bow shock)

3405 As a matter of fact, the main difference between the two modelled dynamic pressure cases can  
 3406 be described as a global shift in energy, associated with a change in the local electric field  
 3407 intensity, and an increase of the intensity of the precipitating ions. As an example, in the case  
 3408 of the ionospheric ions (red lines in Figure 3), there is a significant increase of the precipitating  
 3409 flux with increasing dynamic pressure above 50 eV, as observed by the MAVEN/STATIC. In  
 3410 the same way, in the case of the ions produced by photoionization Figure 3, there is globally an  
 3411 increase in energy of the precipitating ions due to the increase of the electric field close to Mars  
 3412 when increasing the dynamic pressure.



3413

3414 Figure 3: Simulated precipitating oxygen ion differential energy spectra. Solid line: high  
 3415 dynamic pressure case. Dashed line: low dynamic pressure case. Red lines: oxygen ionospheric

3416 ions. Dark blue lines: oxygen ions produced by charge exchange. Light blue lines: oxygen ions  
3417 produced by photo-ionization. Black lines: total precipitating oxygen ions flux. Vertical lines:  
3418 standard deviation of the flux estimated by performing several snapshots during the simulation.

3419

3420 However, in the case of the ion produced by charge exchange, a higher dynamic pressure  
3421 induces not only a gain of energy of the precipitating particle but also an increase in the charge  
3422 exchange ionization rate between solar wind protons and O atmospheric neutral particles which  
3423 should be proportional to the solar wind particle flux  $\sim n_{SW}V_{SW}$ . The ionization rate by charge  
3424 exchange should increase by a factor  $\sim 2.3$  which is the ratio between the solar wind flux in the  
3425 high dynamic pressure case to the solar wind flux in the low dynamic pressure case. This ratio  
3426 is very close to the ratio of the precipitating fluxes of the ions produced by charge exchange  
3427 between the high and low dynamic pressure cases (equal to  $\sim 2.7$ ). On the other hand, the  
3428 production rates of ion in the ionosphere or by photo-ionization are not or only in a limited way  
3429 influenced by the change of the solar wind dynamic pressure. As shown in Figure 3 in the case  
3430 of the high dynamic pressure (dark blue line), the precipitating flux is dominated by ions  
3431 produced by charge exchange above 1 keV. In the low dynamic pressure case, charge exchange  
3432 and photo-ionization produces roughly the same amount of ions according to the simulation.

3433 The main lessons from the simulation are:

- 3434 - An increase of the dynamic pressure should lead to a global increase of the  
3435 energy of the ion precipitating in the atmosphere, roughly proportionally with  
3436 the change of the motional electric field in the undisturbed solar wind.
- 3437 - An increase of the dynamic pressure should lead to an increase of the charge  
3438 exchange rate in a proportion roughly equivalent to the increase in solar wind  
3439 flux. This effect should be observable at high energy, above typically 1 keV,  
3440 where the contribution of the charge exchange mechanism on the production of  
3441 the precipitating ion starts to dominate.
- 3442 - Below 1 keV, the precipitating ion energy flux should be dominated by the  
3443 ionospheric ions which are poorly described by LatHyS due to a limitation in  
3444 spatial resolution.

3445 We also evaluated the impact of the dynamic pressure on the plasma boundaries (essentially on  
3446 the bow shock position) by comparing the precipitating flux of oxygen ions produced by photo-  
3447 ionization upstream of the bow shock for both cases. With a small difference between the two  
3448 cases, we concluded that the precipitating ion flux is only weakly influenced by the compression  
3449 of the bow shock with increasing solar dynamic pressure (see supplementary document).

3450

## 3451 **V Summary and Conclusion**

3452 Solar wind observations around Mars from the MAVEN spacecraft from 04 June 2015 to 20  
3453 July 2017 are organized into two sets of measurements corresponding to two periods of  
3454 significantly different solar dynamic pressure. Beside different solar wind conditions, all other  
3455 parameters that could potentially influence the state of Mars' atmosphere and magnetosphere  
3456 are carefully estimated in order to be equivalent in both samples (by selecting only observations  
3457 with the same solar conditions and geographic coverage). From these two periods, we then use  
3458 MAVEN portions of orbit between 350 and 200 km in altitude to reconstruct the precipitating  
3459 ion energy fluxes from SWIA (Halekas et al. 2015) and STATIC (McFadden et al. 2015)  
3460 measurements following the method developed in Leblanc et al. (2015) and Martinez et al.  
3461 (2019a).

3462 The average solar conditions of each period are then used to simulate Mars' environment using  
3463 LatHyS hybrid model (Modolo et al. 2016). These two simulations are realized for the same  
3464 solar extreme ultra-violet conditions, the same season of the Martian atmosphere ( $LS = 270^\circ$ ),  
3465 with the same orientation of the Interplanetary Magnetic Field and the main crustal field placed  
3466 in the nightside. A method is also developed in order to reconstruct the oxygen ion precipitation  
3467 from both simulations using the same approach as when analyzing MAVEN measurements.

3468 The precipitating ion energy flux measured by MAVEN/STATIC and MAVEN/SWIA  
3469 increases with the increase of the solar wind dynamic pressure, which is consistent with  
3470 previous studies (Hara et al., 2017a). The increase of the dynamic pressure from 0.63 to 1.44  
3471 nPa is clearly associated with an increase at the same order of the precipitating oxygen ion  
3472 energy flux measured by MAVEN/STATIC from 9.9 to  $20.6 \times 10^6 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  (a ratio  
3473 of  $\sim 2.1$ ) for the low energy range (from 30 to 650 eV). From 650 eV to 25000 eV, observations

3474 by MAVEN/SWIA show an increase from  $22.4$  to  $42.8 \times 10^7 \text{ eV} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  (a ratio of  
3475  $\sim 1.9$ ) with a similar order as the increase in solar wind dynamic pressure.

3476 Such increase can be explained, according to the simulation results by several mechanisms. The  
3477 increase of the dynamic pressure leads to a global increase of the energy and intensity of the  
3478 ion precipitating into the atmosphere. In terms of energy differential precipitating flux, this is  
3479 equivalent to a shift in energy of the flux proportional to the increase of the solar wind  
3480 convective electric field intensity upstream to Mars, and an increase of the intensity of the  
3481 energy differential precipitating flux, proportional to the increase of the solar wind flux because  
3482 an increase of the solar wind flux also implies a change of the charge exchange rate between  
3483 the incident solar wind ions and the planetary exosphere. Such effect is particularly observable  
3484 above 1 keV in the simulated precipitating ion energy flux where the flux is in a large proportion  
3485 composed of planetary oxygen ions formed by charge exchange.

3486

### 3487 **Acknowledgements**

3488 This work was supported by the DIM ACAV and the ESA/ESTEC faculty. This work was also  
3489 supported by CNES “Système Solaire” program and by the “Programme National de  
3490 Planétologie” and “Programme National Soleil-Terre”. This work is also part of HELIOSARES  
3491 Project supported by the ANR (ANR-09-BLAN-0223), ANR MARMITE (ANR-13-BS05-  
3492 0012-02) and ANR TEMPETE (ANR-17-CE31-0016). All data used in this paper are archived  
3493 and available in the Planetary Data System Archive.

3494

### 3495 **References**

3496 Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars  
3497 Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793,  
3498 doi:10.1126/science.284.5415.790.

3499 Anderson D.E and C.W. Hord, Multidimensional radiative transfer: Applications to planetary  
3500 coroneae, *Planetary and Space Science*, Volume 25, Issue 6, 1977, Pages 563-571, ISSN 0032-  
3501 0633, [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(77\)90063-0](https://doi.org/10.1016/0032-0633(77)90063-0).

3502 Andersson, L., R. E. Ergun, and A. I. F. Stewart (2010), The Combined Atmospheric  
3503 Photochemistry and Ion Tracing code: reproducing the Viking Lander results and initial outflow  
3504 results, *Icarus*, 206(1), 120–129, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.07.009>.

3505 Barabash, S., Lundin, R., Andersson, H. et al. (2006), The analyzer of space plasmas and  
3506 energetic atoms (ASPERA-3) for the Mars Express mission, *Space. Sci. Rev.*, 126, 113-164,  
3507 <https://doi.org/10.1007/s11214-006-9124-8>

3508 Brain, D. A., F. Bagenal, Y.-J. Ma, H. Nilsson, and G. Stenberg Wieser (2016), Atmospheric  
3509 escape from unmagnetized bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 2364–2385,  
3510 doi:[10.1002/2016JE005162](https://doi.org/10.1002/2016JE005162).

3511 Chassefière, E., and F., Leblanc (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction  
3512 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi: 10.1016/j.pss.2004.07.002

3513 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),  
3514 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*  
3515 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915.

3516 Chaufray, J.-Y., Gonzalez-Galindo, F., Forget, F., Lopez-Valverde, M., Leblanc, F., Modolo,  
3517 R., Hess, S., Yagi, M., Blelly, P.-L., and Witasse, O. (2014), Three-dimensional Martian  
3518 ionosphere model: II. Effect of transport processes due to pressure gradients, *J. Geophys. Res.*  
3519 *Planets*, 119, 1614–1636, doi:[10.1002/2013JE004551](https://doi.org/10.1002/2013JE004551).

3520 Chicarro, A., P. Martin, and R. Trautner (2004), The Mars Express mission: An overview, in  
3521 *Mars Express: A European Mission to the Red Planet*, *Eur. Space Agency Spec. Publ., ESA SP-*  
3522 *1240*, edited by A. Wilson and A. Chicarro, pp. 3–16, ESA Publ. Div., ESTEC, Noordwijk,  
3523 Netherlands.

3524 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,  
3525 *Space Sci Rev* (2015a) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>

3526 Connerney, J.E.P., Espley, J.R., DiBraccio, G.A., et. al. (2015b). First results of the MAVEN  
3527 magnetic field investigation. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8819–8827, doi:10.1002/2015GL065366.

3528 Curry S. M., Luhmann J. G., and al. (2015), Response of Mars 0+ pickup ions to the 8 March  
3529 2015 ICME: Inferences from MAVEN data-based models., *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9095-9102,  
3530 doi:10.1002/2015GL06304.

3531 Diéval, C., et al. (2012), A case study of proton precipitation at Mars: Mars Express  
3532 observations and hybrid simulations, *J. Geophys. Res.*, 117, A06222,  
3533 doi:[10.1029/2012JA017537](https://doi.org/10.1029/2012JA017537).

3534 Dong, Y., Fang, X., Brain, D. A., McFadden, J. P., Halekas, J. S., Connerney, J. E. P., Eparvier,  
3535 F., Andersson, L., Mitchell, D., and Jakosky, B. M. (2017), Seasonal variability of Martian ion  
3536 escape through the plume and tail from MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*,  
3537 122, 4009–4022, doi:10.1002/2016JA023517.

3538 Edberg, N., Brain, D. A., Lester, M., Cowley, S. W. H., Modolo, R., Franz, M., and Barabash  
3539 S. (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and  
3540 Mars Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

3541 Edberg, N. J. T., Lester, M., Cowley, S. W. H., Brain, D. A., Fränz, M., and Barabash, S. (2010),  
3542 Magnetosonic Mach number effect of the position of the bow shock at Mars in comparison to  
3543 Venus, *J. Geophys. Res.*, 115, A07203, doi:[10.1029/2009JA014998](https://doi.org/10.1029/2009JA014998).

3544 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor  
3545 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

3546 Fang, X., Liemohn, M. W., Nagy, A. F., Luhmann, J. G., and Ma, Y. (2010), Escape probability  
3547 of Martian atmospheric ions: Controlling effects of the electromagnetic fields, *J. Geophys. Res.*,  
3548 115, A04308, doi:[10.1029/2009JA014929](https://doi.org/10.1029/2009JA014929).

3549 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.  
3550 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper  
3551 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927,  
3552 doi:10.1002/grl.50415.

3553 Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., ... Huot, J.-P.  
3554 (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to  
3555 above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, 104(E10), 24,155–24,175.  
3556 <https://doi.org/10.1029/1999JE001025>

3557 Fedorov A., Budnik E., Sauvaud J.-A., Mazelle C., Barabash S., Lundin R., Acuña M.,  
3558 Holmström M., Grigoriev A., Yamauchi A., Andersson H., Thocaven J.-J., Winningham D.,  
3559 Frahm R., Sharber J.R., Scherrer J., Coates A.J., Linder D.R., Kataria D.O., Kallio E., Koskinen  
3560 H., Säles T., Riihelä P., Schmidt W., Kozyra J., Luhmann J., Roelof E., Williams D., Livi S.,  
3561 Curtis C.C., Hsieh K.C., Sandel B.R., Grande M., Carter M., McKenna-Lawler S., Orsini S.,  
3562 Cerulli-Irelli S., Maggi M., Wurz P., Bochsler P., Krupp N., Woch J., Fränz M., Asamura K.,  
3563 Dierker C., Structure of the Martian wake, *Icarus*, Volume 182, Issue 2, 2006, Pages 329-336,  
3564 ISSN 0019-1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2005.09.021>.

3565 Fox, J.. (2004). Response of the Martian thermosphere/ionosphere to enhanced fluxes of solar  
3566 soft X rays. *Journal of Geophysical Research*. 109. Doi:10.1029/2004JA010380.

3567 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*  
3568 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

3569 Halekas, J. S., et al. (2017), Structure, dynamics, and seasonal variability of the Mars-solar  
3570 wind interaction: MAVEN Solar Wind Ion Analyzer in-flight performance and science results,  
3571 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 547–578, doi: 10.1002/2016JA023167.

3572 Hall, B. E. S., et al. (2016), Annual variations in the Martian bow shock location as observed  
3573 by the Mars Express mission, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 11,474–  
3574 11,494, doi:[10.1002/2016JA023316](https://doi.org/10.1002/2016JA023316).

3575 Hara, T., K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.  
3576 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian  
3577 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *Journal of*  
3578 *Geophysical Research*, vol. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011.

3579 Hara, T., et al. (2017a), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating  
3580 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,  
3581 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

3582 Hara T. et al., (2017b), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the  
3583 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

3584 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution  
3585 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

3586 Jarvinen, R., and Kallio, E. (2014), Energization of planetary pickup ions in the solar system,  
3587 *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 219– 236, doi:[10.1002/2013JE004534](https://doi.org/10.1002/2013JE004534).

3588 Jarvinen, R., Brain, D. A., Modolo, R., Fedorov, A., & Holmström, M. (2018). Oxygen ion  
3589 energization at Mars: Comparison of MAVEN and Mars express observations to global hybrid  
3590 simulation. *Journal of geophysical research: Space physics*, 123(2), 1678-1689.  
3591 <https://doi.org/10.1002/2017JA024884>

3592 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.  
3593 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

3594 Johnson, R. E., D. Schnellenberger, and M. C. Wong (2000), The sputtering of an oxygen  
3595 thermosphere by energetic  $O^+$ , *J. Geophys. Res.*, 105(E1), 1659–1670,  
3596 doi:10.1029/1999JE001058.

3597 Krasnopolsky, V. A., and P. D. Feldman (2001). Detection of molecular hydrogen in the  
3598 atmosphere of Mars. *Science*, 294,1914– 1917.

3599 Leblanc, F. and R.E Johnson, Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-up ions,  
3600 *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

3601 Leblanc F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian  
3602 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

3603 Leblanc F., R. Modolo and al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars  
3604 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141, doi:  
3605 10.1002/2015GL066170.

3606 Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.  
3607 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by  
3608 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,  
3609 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

3610 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars  
3611 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195: 357.  
3612 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>

3613 Lillis, R. J., et al. (2017), Photochemical escape of oxygen from Mars: First results from  
3614 MAVEN in situ data, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 3815– 3836,  
3615 doi:[10.1002/2016JA023525](https://doi.org/10.1002/2016JA023525).

3616 Luhmann, J. G. (1990), A model of the ion wake of Mars, *Geophysical Research Letters*, 17,  
3617 869– 872, <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00869>

3618 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pick-up oxygen ion precipitation at Venus  
3619 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),  
3620 5457–5467, doi: 10.1029/90JA01753.

3621 Luhmann, J. G., R. E. Johnson, M. H. G. Zhang, Evolutionary impact of sputtering of the  
3622 Martian atmosphere by  $O^+$  pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.  
3623 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>



3624 Lundin, R., A. Zakharov, R. Pellinen, et al. (1990), ASPERA/ Phobos measurements of the ion  
3625 outflow from the Martian ionosphere, *Geophysical Research Letters*, 17, 873–876,  
3626 <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00873>

3627 Lundin, R., Barabash, S., Fedorov, A., Holmström, M., Nilsson, H., Sauvaud, J.-A., &  
3628 Yamauchi, M. (2008), Solar forcing and planetary ion escape from Mars, *Geophysical Research*  
3629 *Letters*, 35, L09203, doi: 10.1029/2007GL032884.

3630 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Romanelli, N., Curry, S., et al (2019a).  
3631 Variability of precipitating ion fluxes during the September 2017 event at Mars. *Journal of*  
3632 *Geophysical Research: Space Physics*, 124. <https://doi.org/10.1029/2018JA026123>

3633 Martinez, A., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Witasse, O., Dong, Y., et al. (2019b).  
3634 Influence of extreme ultraviolet irradiance variations on the precipitating ion flux from  
3635 MAVEN observations. *Geophysical Research Letters*, 46.  
3636 <https://doi.org/10.1029/2019GL083595>

3637 Masunaga, K., et al. (2017), Statistical analysis of the reflection of incident O<sup>+</sup> pickup ions at  
3638 Mars: MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 4089–4101,  
3639 doi:10.1002/2016JA023516.

3640 Modolo R., G. M. Chanteur, E. Dubinin and A. P. Matthews (2005), Influence of the solar EUV  
3641 flux on the Martian plasma environment, *Ann. Geophys.*, 23, 433–444, doi:[10.5194/angeo-23-](https://doi.org/10.5194/angeo-23-433-2005)  
3642 [433-2005](https://doi.org/10.5194/angeo-23-433-2005).

3643 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D  
3644 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399, doi:  
3645 10.1002/2015JA022324.

3646 Ramstad, R., S. Barabash, F. Yoshifumi, and M. Holmström (2017), Solar wind- and EUV-  
3647 dependent models for the shapes of the Martian plasma boundaries based on Mars Express  
3648 measurements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7279–7290, doi:[10.1002/2017JA024098](https://doi.org/10.1002/2017JA024098).

3649 Rahmati, D. E. Larson, T. E. Cravens et al., MAVEN insights into oxygen pickup ions at Mars,  
3650 *Geophysical Research Letters*, 42, 21, (8870-8876), (2015).  
3651 <https://doi.org/10.1002/2015GL065262>

3652 Romanelli, N., Modolo, R., Leblanc, F., Chaufray, J.-Y., Martinez, A., Ma, Y., et al. (2018).  
3653 Responses of the Martian magnetosphere to an interplanetary coronal mass ejection: MAVEN  
3654 observations and LatHyS results. *Geophysical Research Letters*, 45, 7891– 7900.  
3655 <https://doi.org/10.1029/2018GL077714>

3656 Trotignon, J. G., Mazelle C., Bertucci C., and Acuna M. H. (2006), Martian shock and magnetic  
3657 pile-up boundary positions and shapes determined from the Phobos 2 and Mars Global Surveyor  
3658 data sets, *Planet. Space Sci.*, 54, 357-369, doi:10.1016/j.pss.2006.01.003.

3659 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, F. Leblanc, X. Fang, R. E. Johnson, Y. Ma, W.-H. Ip, and L. Li  
3660 (2014), Modeling of the O<sup>+</sup> pickup ion sputtering efficiency dependence on solar wind  
3661 conditions for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 93–108, doi:  
3662 10.1002/2013JE004413.

3663 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),  
3664 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O<sup>+</sup>: Preparation for  
3665 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi: 10.1002/2014JE004660

3666 Yagi, M., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Gonzalez-Galindo, F., Hess, S., & Modolo, R. (2012).  
3667 Mars exospheric thermal and non-thermal components: Seasonal and local variations. *Icarus*,  
3668 221(2), 682–693. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.022>

3669

3670  
3671  
3672  
3673  
3674  
3675  
3676  
3677  
3678  
3679  
3680  
3681  
3682  
3683  
3684  
3685  
3686  
3687  
3688  
3689  
3690  
3691  
3692  
3693  
3694

## C. Synthèse

Dans ce chapitre, j'ai étudié l'influence de la pression dynamique sur les précipitations ioniques martiennes en utilisant les données d'observation des instruments MAVEN/SWIA et MAVEN/STATIC et les résultats de simulation issues du modèle LatHyS.

Les principaux résultats de l'étude sont :

- Les **observations par MAVEN/SWIA et MAVEN/STATIC montrent que l'augmentation de la pression dynamique conduit à une augmentation des précipitations ioniques martiennes**, ce qui est en accord avec les observations de [Hara et al. \(2017b\)](#).
- L'analyse des populations d'ions précipitant par les simulations issues de LatHyS montre que **l'augmentation de la pression dynamique conduit à une augmentation du taux d'échange de charge**, équivalent à l'augmentation du flux de particule du vent solaire. Cet effet est particulièrement observable au-dessus de 1 keV, énergie au-delà de laquelle le mécanisme d'échange de charge domine la production des ions précipitants.
- **L'augmentation de la pression dynamique conduit à une augmentation de l'énergie des ions précipitant dans l'atmosphère.** Cette augmentation est proportionnelle à celle du champ électrique de convection du vent solaire.
- En dessous de 1 keV, les ions ionosphériques sont la principale source de précipitation ionique. Pour cette population d'ion, le modèle LatHyS n'est sans doute pas assez précis à cause de la résolution spatiale peu adaptée à la description de l'ionosphère par ce modèle.
- La compression de l'onde de choc planétaire induite par l'augmentation de la pression dynamique du vent solaire semble très faiblement influencer le flux d'ion précipitant.

3695

## Conclusion et perspectives

3696            Cette thèse, effectuée au LATMOS, a eu pour objectif principal de déterminer les  
3697 dépendances des précipitations ioniques martiennes en fonction des conditions solaires et  
3698 planétaires à partir des données des instruments de la mission MAVEN. Les précipitations  
3699 ioniques sont à l'origine du criblage atmosphérique qui est potentiellement l'un des mécanismes  
3700 d'échappement de l'atmosphère martienne. Le taux d'échappement par criblage étant difficile  
3701 à mesurer directement, son estimation repose principalement sur l'utilisation de modèles  
3702 analytiques ou numériques. Mais tous ces modèles dépendent en premier lieu d'une estimation  
3703 précise du flux de particules impactant l'atmosphère et surtout de sa dépendance en fonction  
3704 des conditions solaires.

3705            Contraindre la dépendance des précipitations ioniques dans l'atmosphère martienne en  
3706 fonction des conditions solaires peut donc permettre de quantifier les pertes atmosphériques  
3707 actuelles induites par le criblage mais surtout permet d'extrapoler l'effet de ce mécanisme aux  
3708 conditions solaires passées. En s'intéressant à l'un des mécanismes potentiellement à l'origine  
3709 de la perte atmosphérique de Mars, cette thèse répond donc à l'un des objectifs de la mission  
3710 MAVEN, mission dédiée à l'étude et la caractérisation de l'échappement martien actuel et  
3711 passé. Le travail effectué dans cette thèse s'est articulé autour de l'analyse des données des  
3712 instruments de la sonde spatiale MAVEN, en orbite autour de Mars depuis septembre 2014 afin  
3713 d'étudier le rôle des conditions solaires et planétaires sur les précipitations ioniques martiennes.

3714            Ma première étude s'est focalisée sur les facteurs influençant les précipitations ioniques  
3715 martiennes durant les événements solaires intenses de septembre 2017. Une corrélation a ainsi  
3716 été mise en évidence entre le passage d'un événement énergétique solaire produit par une  
3717 éjection de masse coronale et l'augmentation du flux précipitant ionique. Ces augmentations  
3718 ont été principalement associées à l'accroissement de la pression dynamique du vent solaire,  
3719 mais sans qu'une corrélation systématique entre les deux intensités n'ait pu être déterminée.  
3720 L'étude a aussi montré l'influence de la direction du champ électrique de convection induit par  
3721 le vent solaire sur l'intensité du flux précipitant, celle-ci étant plus importante dans  
3722 l'hémisphère vers lequel le champ électrique pointe. Cependant, aucune dépendance entre  
3723 intensité du flux EUV et du flux précipitant ionique n'a pu être mise en évidence durant cette  
3724 période.

3725

3726            Cette absence de dépendance m'a conduit à réaliser une étude dédiée (chapitre III). La  
3727 photo-ionisation étant l'une des principales sources d'ions, il était attendu que l'augmentation  
3728 de l'intensité du flux EUV impliquerait une augmentation des précipitations ioniques. Au  
3729 contraire, l'analyse détaillée des observations des instruments de la sonde MAVEN a mis en  
3730 évidence que l'intensité des précipitations ioniques décroît de façon linéaire lorsque l'intensité  
3731 du flux EUV croît. Cette anti-corrélation pourrait être partiellement expliquée par le mécanisme  
3732 d'échange de quantité de mouvement entre le plasma incident (le vent solaire) et le plasma  
3733 planétaire (« *mass-loading* »). En effet, ce mécanisme est d'autant plus efficace que la densité  
3734 ionique de l'exosphère est importante et modifie les conditions d'accélération des ions  
3735 planétaires ainsi que leur probabilité d'impacter l'atmosphère martienne.

3736

3737            La dernière étude, présenté en chapitre IV, traite du rôle de la pression dynamique dans  
3738 les mécanismes de précipitation. Les observations du vent solaire par MAVEN ont été utilisées  
3739 pour organiser les mesures en deux périodes ayant une intensité de pression dynamique  
3740 significativement différente. Ces observations ont ensuite été moyennées afin de pouvoir  
3741 initialiser deux simulations du modèle LatHyS. La comparaison entre mesures de la sonde  
3742 MAVEN et les résultats de ces simulations nous a permis de mettre en évidence que  
3743 l'augmentation de la pression dynamique induit une augmentation du flux d'ion  $O^+$  précipitant,  
3744 proportionnelle à l'augmentation du flux de particule du vent solaire. Cette proportionnalité est  
3745 due au processus d'ionisation d'échange de charge entre les protons solaires et l'oxygène  
3746 planétaire dont la fréquence d'ionisation est proportionnelle au flux de particule du vent solaire.  
3747 Cet effet est particulièrement observable au-dessus de 1 keV, énergie au-delà de laquelle le  
3748 mécanisme d'échange de charge domine la production des ions précipitants.

3749

3750            L'utilisation du modèle LatHyS pour l'étude des précipitations ioniques a fait ses  
3751 preuves dans le chapitre IV en reproduisant le flux précipitant d'ion oxygène. Une analyse  
3752 complémentaire serait nécessaire afin de poursuivre l'étude en rajoutant d'autres espèces  
3753 ioniques majoritaires de l'environnement martien comme par exemple les ions hydrogènes ou  
3754 des masses plus lourdes comme l'ion dioxygène. Cela permettrait de les comparer aux mesures

3755 de MAVEN/STATIC et d'observer le comportement des ions à basse énergie. De manière  
3756 générale, l'utilisation de modèle semble selon moi s'avérer nécessaire pour comprendre et  
3757 contraindre les mécanismes à l'origine des dépendances entre paramètres solaires et  
3758 précipitations ioniques. Des études récentes obtenues par modélisation ([Leblanc et al., 2018](#) ;  
3759 [Leblanc et al., 2019](#)) ont suggéré que le seul endroit où l'augmentation de la densité  
3760 exosphérique causée par criblage atmosphérique pouvait être observée se trouve dans  
3761 l'exosphère côté nuit pour les espèces les plus lourdes de l'atmosphère martienne (notamment  
3762 l'Ar espèce la plus facilement mesurable par NGIMS/MAVEN). Il faut pour cela identifier les  
3763 signatures du criblage pour différentes intensités du flux précipitant martien.

3764

3765 Un certain nombre de questions, restées sans réponse alors que se termine mon doctorat,  
3766 devraient trouver une réponse en poursuivant l'analyse des données qui continuent d'être  
3767 mesurées par MAVEN sur les précipitations ioniques et les conditions plasma de  
3768 l'environnement martien. En ayant contraint l'évolution des précipitations ioniques sur trois  
3769 paramètres solaires majeurs comme le flux EUV, la pression dynamique et de manière moins  
3770 systématique la direction du champ électrique, il est désormais possible de déduire une  
3771 expression empirique des flux précipitant martien et de l'utiliser pour l'intégrer le long de  
3772 l'histoire martienne, ce qui était jusqu'à présent impossible car aucune étude ne donnait de  
3773 dépendance entre le flux EUV et le flux précipitant. Cependant, de nouveaux travaux seront  
3774 nécessaires pour étendre les études réalisées durant ma thèse. Je pense plus particulièrement au  
3775 flux EUV dont l'analyse, au chapitre III, contrainte à la période de faible activité solaire,  
3776 gagnerait à être étendue aux périodes de fortes activités solaires en raison de son effet inattendu  
3777 sur les précipitations ioniques. Son prolongement à la période de haute activité du cycle solaire,  
3778 courant 2023-2025, permettrait de mieux comprendre l'influence des variations de l'irradiance  
3779 solaire lors du cycle solaire sur les précipitations ioniques. L'utilisation des données de la sonde  
3780 Mars Express simultanément avec celle de MAVEN est à explorer. J'ai notamment analysé les  
3781 situations pendant lesquelles ces deux missions sont complémentaires (voir [en annexe](#)) et  
3782 peuvent permettre d'affiner les études de dépendance de l'environnement martien en fonction  
3783 des conditions solaires. Enfin, il reste à étudier l'influence de paramètres solaires que je n'ai  
3784 pas eu le temps de regarder au cours de cette thèse. Je pense notamment au flux de particule de  
3785 vent solaire qui influence la production d'ion à haute altitude.

3786

3787 L'étude des précipitations ioniques sur d'autres corps du système solaire comme pour Vénus et  
3788 Titan (satellite de Saturne) qui disposent d'une atmosphère importante en l'absence de champ  
3789 magnétique pourrait permettre d'étendre le criblage atmosphérique à d'autres conditions de  
3790 masses et de plasma interplanétaires. Les données obtenues lors de la mission Venus Express,  
3791 contemporaine à Mars Express et disposant d'instruments plasmas similaires ainsi qu'un  
3792 magnétomètre, devraient être utilisées. Dans le cas de Titan, en l'absence de sonde spatiale,  
3793 l'utilisation du modèle LatHyS sous différentes conditions solaires serait obligatoire.

3794

## Acronyme

- 3795
- 3796 ASPERA – Analyser of Space Plasmas and Energetic Ions
- 3797 BS – onde de choc planétaire (« *Bow Shock* » en anglais)
- 3798 CIR – Région d’interaction co-rotative
- 3799 EUV – Photon ultra-violet de très haute énergie
- 3800 EUVM – Extrem Ultraviolet Monitor (MAVEN)
- 3801 GEL – couche équivalente globale (« *Global Equivalent Layer* » en anglais)
- 3802 (I)CME – Ejection de masse coronale (interplanétaire)
- 3803 IMF – Champ magnétique interplanétaire
- 3804 LatHyS – Latmos Hybrid Simulation
- 3805 LATMOS – Laboratoire, Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
- 3806 MARSIS – Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding (MEX)
- 3807 MAVEN – Mars Atmosphere and Volatile Evolution
- 3808 MEX – Mars Express
- 3809 MGS – Mars Global Surveyor
- 3810 MPB – barrière d’empilement magnétique (« *Magnetic Pile-Up Boundary* » en anglais)
- 3811 MSO – système de coordonnées martienne centrée (« *Mars-Centered Solar Orbital* » en anglais)
- 3812 NASA – National Aeronautics and Space Administration
- 3813 NGIMS – Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer (MAVEN)
- 3814 OMEGA – Observatoire pour la Minéralogie, l’Eau, les Glaces et l’Activité (MEX)
- 3815 PEB – frontière photo-électronique (« *Photo-electron Boundary* » en anglais)
- 3816 SEP – particules solaires de très haute énergie (selon le contexte, il peut s’agir de l’instrument
- 3817 à bord de MAVEN ou des particules solaires)
- 3818 SPICAM – Studying the Global Structure and Composition of the Martian Atmosphere (MEX)
- 3819 STATIC – SupraThermal and Thermal Ion Composition (MAVEN)
- 3820 SWEA – Solar Wind Electron Analyzer (MAVEN)
- 3821 SWIA – Solar Wind Ion Analyzer (MAVEN)
- 3822 SZA – Angle solaire zénithal (« *Solar Zenithal Angle* » en anglais)



3823 U.A – Unité astronomique

3824 UV – Ultraviolet

## Table des illustrations

3826	<b>Figure M.1:</b> Evolution de la minéralogie de surface en parallèle avec les principaux événements de l'histoire martienne (après la différenciation de Mars). L'axe horizontal est pour le temps (à partir de 4.5 milliards d'années). La fin de la dynamo martienne a dû se produire il y a ~4.1 milliards d'années (Lillis et al. 2008). Le cadre du haut de cette figure rappelle les différents processus non-thermiques ayant potentiellement donné lieu à une perte massive d'atmosphère (adapté de Bibring et al., 2006 et de Chassefière and Leblanc, 2004). .....	17
3832	<b>Figure M.2 :</b> Profil vertical moyenné sur 9 orbites de la densité d'espèces neutres de l'atmosphère martienne entre 150 et 300 km d'altitude pour un angle zénithal solaire de 45°, extrait de Mahaffy et al., 2015a. La saison martienne de ces données est comprise entre 288 et 326 longitude solaire. ....	21
3835	<b>Figure M.3 :</b> Profil vertical du taux de productions de 7 ions par photo-ionisation modélisée dans les conditions du minimum d'activité solaire, côté jour, adapté de Fox, 2004. ....	23
3837	<b>Figure M.4 :</b> Profil vertical des densités moyennes des ions ionosphériques mesurés par l'instrument NGIMS à bord de la sonde spatiale MAVEN. Les mesures ont été réalisées pour un angle solaire zénithal de 60° et à des altitudes comprises entre 150 et 500 km. Le profil vertical de la densité totale des ions est aussi affiché en noir (Benna et al., 2015). .....	26
3841	<b>Figure M.5 :</b> Schématisation des principales structures de l'interaction de l'atmosphère martienne avec le vent solaire, issue de Brain et al., (2016). .....	27
3843	<b>Figure M.6 :</b> Mesure du champ magnétique par Mars Global Surveyor le long d'une orbite. Les signatures magnétiques des frontières plasma sont indiquées par des pointillées. La figure est tirée de Mazelle et al., (2002). BS : bow shock, MPB : Magnetic Pile-Up Boundary, PEB : Photon-electron Boundary. ....	29
3847	<b>Figure M.7 :</b> Illustration du drapé des lignes de champ magnétique autour de Mars, tirée de Mazelle et al., (2002). .....	30
3849	<b>Figure M.8 :</b> Carte du champ magnétique de Mars observé par le satellite MGS à une altitude nominale de 400 km. Chaque pixel est coloré selon la valeur médiane de la composante radiale filtrée du champ magnétique observée dans la plage de 1°×1° de latitude-longitude représentée par le pixel. Les couleurs sont attribuées en 12 étapes couvrant deux ordres de variation de magnitude. La carte est issue de Connerney et al., (2005). .....	32
3854	<b>Figure M.9:</b> Couverture temporelle des orbiteurs de Mars équipé d'instrument plasma ou/et magnétomètre avec l'évolution mensuelle (en noir) du nombre de tâche solaire de janvier 1991 à janvier 2020 (les cycles solaires # 22-#24). En bleu foncé, les valeurs moyennées sur ±6 mois. Mars express a été opérationnelle autour de Mars plus d'un cycle solaire. A partir de fin 2014, MAVEN débute l'étude de l'environnement plasma. ....	43
3859	<b>Figure M.10 :</b> Illustration présentant les positions des différents instruments à bord de la sonde spatiale MAVEN. Crédits : NASA's Goddard Space Flight Center. ....	45
3861	<b>Figure M.11 :</b> Evolution moyen de plusieurs paramètres solaires lors du passage d'ICMEs. En orange, le passage de l'onde de choc et en violet le passage du nuage magnétique. (Crédit : Masías-Meza, J. J. et al., (2016)). .....	50
3864	<b>Figure M.12 :</b> Illustration du cône de mesure des précipitations de 75° centré sur l'axe zénithal (ou radial). Les particules (vertes) dont la vitesse est orientée dans l'angle solide défini sont comptabilisées. ....	54
3867	<b>Figure M.13 :</b> Evolution de 2008 à 2020 (abscisse) de l'indice du flux radio solaire F10.7 cm qui mesure l'intensité du flux radio à 10.7 cm à 1 U.A (ordonnée). Il s'agit d'un indice de l'activité solaire en unité de flux solaire (sfu) où 1 sfu = 10 <sup>-22</sup> W.m <sup>-2</sup> .Hz <sup>-1</sup> (figure adapté des données de l'organisation scientifique « National Oceanic and Atmospheric Administration »). Le pic de l'indice F10.7 cm de 2017 correspond aux événements solaires de septembre 2017. Le trait noir horizontal	

3872 *correspond à la période pendant laquelle la sonde MAVEN a réalisé des mesures de l'environnement*  
3873 *martien. .... 92*  
3874 **Figure M.14** : *Profil de densité des composés neutres de l'atmosphère martienne modélisé en fonction*  
3875 *de l'altitude dans le cas du minimum d'activité solaire (gauche) et maximum d'activité solaire (droite)*  
3876 *(Crédit : Fox, 2004)..... 94*  
3877

## Table des tableaux

3879	<b>Tableau T.1</b> : <i>Composition moyenne de l'atmosphère martienne d'après Owen et al., (1977).</i> ..... 12
3880	<b>Tableau T.2</b> : <i>Liste des différents événements solaires et des conditions solaires nominales.</i> ..... 51
3881	<b>Tableau T.3</b> : <i>Fréquence d'ionisation (en <math>s^{-1}</math>) à 1 U.A, adapté de Schunk and Nagy (2000). *</i>
3882	<i>correspond à l'irradiance solaire F74133. ** correspond à l'irradiance solaire F79050N.</i> ..... 96
3883	

## Bibliographie

3884

3885 Acuña, M. H., et al. (1999), Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars  
3886 Global Surveyor MAG/ER Experiment, *Science*, 284, 790-793,  
3887 doi:10.1126/science.284.5415.790.

3888 Anderson D.M. (1985) Subsurface Ice and Permafrost on Mars. In: Klinger J., Benest D.,  
3889 Dollfus A., Smoluchowski R. (eds) *Ices in the Solar System*. NATO ASI Series (Series C:  
3890 Mathematical and Physical Sciences), vol 156. Springer, Dordrecht.  
3891 [https://doi.org/10.1007/978-94-009-5418-2\\_38](https://doi.org/10.1007/978-94-009-5418-2_38)

3892 Andersson, L., R. E. Ergun, and A. I. F. Stewart (2010), The Combined Atmospheric  
3893 Photochemistry and Ion Tracing code: reproducing the Viking Lander results and initial outflow  
3894 results, *Icarus*, 206(1), 120– 129, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.07.009>.

3895 Andersson, L., Ergun, R.E. Neutral wind effects on ion outflow at Mars. *Earth Planet Sp* **64**, 6  
3896 (2012). <https://doi.org/10.5047/eps.2011.06.047>

3897 Andersson, L., Ergun, R.E., Delory, G.T. et al., (2015). The Langmuir Probe and Waves (LPW)  
3898 Instrument for MAVEN. *Space Sci Rev* **195**, 173–198 (2015). <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0194-3>

3900 Aschwanden M. J. and Freeland S. L. (2012), Automated solar flare statistics in soft x-rays over  
3901 37 years of *goes* observations: the invariance of self-organized criticality during three solar  
3902 cycle, *ApJ* 754 112, <https://doi.org/10.1088/0004-637X/754/2/112>

3903 Barth C.A. (1974), The atmosphere of Mars, *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, 2, 333

3904 Benna, M., Mahaffy, P. R., Grebowsky, J. M., Fox, J. L., Yelle, R. V., and Jakosky, B. M.  
3905 (2015), First measurements of composition and dynamics of the Martian ionosphere by  
3906 MAVEN's Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8958– 8965,  
3907 doi:[10.1002/2015GL066146](https://doi.org/10.1002/2015GL066146).

3908 Bertaux J.L. (2007) Solar Variability and Climate Impact on Terrestrial Planets. In: Calisesi Y.,  
3909 Bonnet R.M., Gray L., Langen J., Lockwood M. (eds) *Solar Variability and Planetary Climates*.  
3910 Space Sciences Series of ISSI, vol 23. Springer, New York, NY.

3911 Bhattacharyya, D., Clarke, J. T., Bertaux, J.-L., Chaufray, J.-Y., and Mayyasi, M. (2015), A  
3912 strong seasonal dependence in the Martian hydrogen exosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8678–  
3913 8685, doi:[10.1002/2015GL065804](https://doi.org/10.1002/2015GL065804).

3914 Bibring, J.-P. and OMEGA team (2004), OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau,  
3915 les Glaces et l'Activité, In: Mars Express: the scientific payload. Ed. By Andrew Wilson,  
3916 scientific coordination: Augustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA  
3917 Publications divisions, p. 37 – 49.

3918 Bibring, J.-P., Y. Langevin, J.F. Mustard, F. Poulet, R. Arvidson, A. Gendrin, B. Gondet, N.  
3919 Mangold, P. Pinet, F. Forget and OMEGA team (2006), Global Mineralogy and Aqueous Mars  
3920 History derived from OMEGA/Mars Express data, *Science*, 312, 400.

3921 Bougher, S W., Brain, D. A., Fox, J. L., Gonzalez-Galindo, F., Simon-Wedlund, C., and  
3922 Withers, P. G. (2014), Upper Neutral Atmosphere and Ionosphere, in Mars Book II (Cambridge  
3923 University Press, Cambridge, 2014), Chap. 14.

3924 Bougher, S. W., et al. (2017), The structure and variability of Mars dayside thermosphere from  
3925 MAVEN NGIMS and IUVS measurements: Seasonal and solar activity trends in scale heights  
3926 and temperatures, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1296–  
3927 1313, doi:[10.1002/2016JA023454](https://doi.org/10.1002/2016JA023454).

3928 Boynton, W.V., W.C. Feldman, S.W Squyres, T.H. Prettyman, J. Brückner, L.G. Evans, R.C.  
3929 Reedy, R. Starr, J.R. Arnold, D.M. Drake and 15 coauthors (2002), Distribution of hydrogen in  
3930 the near surface of Mars: evidence for subsurface ice deposits, *Science*, 297, 81.

3931 Brain, D. A., and Jakosky, B. M. (1998), Atmospheric loss since the onset of the Martian  
3932 geologic record: Combined role of impact erosion and sputtering, *J. Geophys. Res.*, 103 (E10),  
3933 22689– 22694, doi:[10.1029/98JE02074](https://doi.org/10.1029/98JE02074).

3934 Brain, D. A., F. Bagenal, Y.-J. Ma, H. Nilsson, and G. Stenberg Wieser (2016), Atmospheric  
3935 escape from unmagnetized bodies, *J. Geophys. Res. Planets*, 121, 2364–2385,  
3936 doi:[10.1002/2016JE005162](https://doi.org/10.1002/2016JE005162).

3937 Buhler, P.B., Ingersoll, A.P., Piqueux, S. *et al.* Coevolution of Mars's atmosphere and massive  
3938 south polar CO<sub>2</sub> ice deposit. *Nat Astron* (2019). <https://doi.org/10.1038/s41550-019-0976-8>

3939 Carr, M. H. and J. W. Head (2003), Oceans on Mars: An assessment of the observational  
3940 evidence and possible fate, *J. Geophys. Res.*, 108, doi:10.1029/2002JE001963

3941 Chaffin, M. S., Chaufray, J.-Y., Stewart, I., Montmessin, F., Schneider, N. M., and Bertaux, J.-  
3942 L. (2014), Unexpected variability of Martian hydrogen escape, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 314–  
3943 320, doi:[10.1002/2013GL058578](https://doi.org/10.1002/2013GL058578).

3944 Chaffin, M. S., Chaufray, J. Y., Deighan, J., Schneider, N. M., McClintock, W. E., Stewart, A.  
3945 I. F., Thiemann, E., Clarke, J. T., Holsclaw, G. M., Jain, S. K., et al. (2015), Three-dimensional

3946 structure in the Mars H corona revealed by IUVS on MAVEN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9001–  
3947 9008, doi:[10.1002/2015GL065287](https://doi.org/10.1002/2015GL065287).

3948 Chamberlain, J.W. (1963), Planetary coronae and atmospheric evaporation, *Planet. Space Sci.*,  
3949 **11**, 901.

3950 Chassefière, E., and Leblanc, F., (2004), Mars atmospheric escape and evolution; interaction  
3951 with the solar wind, *Planet. Space Sci.*, 52, 1039-1058, doi:10.1016/j.pss.2004.07.002

3952 Chaufray, J. Y., R. Modolo, F. Leblanc, G. Chanteur, R. E. Johnson, and J. G. Luhmann (2007),  
3953 Mars solar wind interaction: Formation of the Martian corona and atmospheric loss to space, *J.*  
3954 *Geophys. Res.*, 112, E09009, doi:10.1029/2007JE002915.

3955 Chaufray, J.-Y., Gonzalez-Galindo, F., Forget, F., Lopez-Valverde, M., Leblanc, F., Modolo,  
3956 R., Hess, S., Yagi, M., Blelly, P.-L., and Witasse, O. (2014), Three-dimensional Martian  
3957 ionosphere model: II. Effect of transport processes due to pressure gradients, *J. Geophys. Res.*  
3958 *Planets*, 119, 1614– 1636, doi:[10.1002/2013JE004551](https://doi.org/10.1002/2013JE004551).

3959 Chi, Y., Shen, C., Wang, Y. et al. (2016), Statistical Study of the Interplanetary Coronal Mass  
3960 Ejections from 1995 to 2015, *Solar Physics*, 291: 2419. [https://doi.org/10.1007/s11207-016-](https://doi.org/10.1007/s11207-016-0971-5)  
3961 [0971-5](https://doi.org/10.1007/s11207-016-0971-5)

3962 Chicarro, A. & Martin, Patrick & Trautner, Roland. (2004). The Mars Express mission: An  
3963 overview. In: Mars Express: the scientific payload. Ed. by Andrew Wilson, scientific  
3964 coordination: Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications  
3965 Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 3 – 13.

3966 Chu, F., Girazian, Z., Gurnett, D. A., Morgan, D. D., Halekas, J., Kopf, A. J., et al. (2019). The  
3967 effects of crustal magnetic fields and solar EUV flux on ionopause formation at Mars.  
3968 *Geophysical Research Letters*, 46, 10257– 10266. <https://doi.org/10.1029/2019GL083499>

3969 Cipriani, F., Leblanc, F., and Berthelier, J. J. (2007), Martian corona: Nonthermal sources of  
3970 hot heavy species, *J. Geophys. Res.*, 112, E07001, doi:[10.1029/2006JE002818](https://doi.org/10.1029/2006JE002818).

3971 Clifford, S.M., (1993) A model for the hydrologic and climatic behaviour of water on Mars, *J.*  
3972 *Geophys. Res.*, 95, 21, 282.

3973 Connerney, J., Acuña, M., Ness, N. et al. Mars Crustal Magnetism. *Space Science Reviews* **111**,  
3974 1–32 (2004). <https://doi.org/10.1023/B:SPAC.0000032719.40094.1d>

3975 Connerney, J.E.P., Açuna, M.H., Ness, N.F., Kletetschka, G., Mitchell, D., Lin, R.P., & Reme,  
3976 H. (2005). Tectonic implications of Mars crustal magnetism. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, Vol. 102,  
3977 (42), 14970-14975, doi: 10.1073/pnas.0507469102.

3978 Connerney, J.E.P., Espley, J., Lawton, P. et al., The MAVEN Magnetic Field Investigation,  
3979 *Space Sci Rev* (2015) 195 : 257., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0169-4>

3980 Costard F., Le pergélisol martien: Martian permafrost, *International Journal of Refrigeration*,  
3981 Volume 16, Issue 2, 1993, Pages 91-100, ISSN 0140-7007, [https://doi.org/10.1016/0140-](https://doi.org/10.1016/0140-7007(93)90065-G)  
3982 [7007\(93\)90065-G](https://doi.org/10.1016/0140-7007(93)90065-G).

3983 Deighan, J., Chaffin, M. S., Chaufray, J.-Y., Stewart, A. I. F., Schneider, N. M., Jain, S. K.,  
3984 Stiepen, A., Crismani, M., McClintock, W. E., Clarke, J. T., et al. (2015), MAVEN IUVS  
3985 observation of the hot oxygen corona at Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9009– 9014,  
3986 doi:[10.1002/2015GL065487](https://doi.org/10.1002/2015GL065487).

3987 Dong, Y., Fang, X., Brain, D. A., McFadden, J. P., Halekas, J. S., Connerney, J. E. P., Eparvier,  
3988 F., Andersson, L., Mitchell, D., and Jakosky, B. M. (2017), Seasonal variability of Martian ion  
3989 escape through the plume and tail from MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*,  
3990 122, 4009–4022, doi:10.1002/2016JA023517

3991 Dubinin E. and Lundin R., Mass-loading near Mars, *Advances in Space Research*, Volume 16,  
3992 Issue 4, 1995, Pages 75-79, ISSN 0273-1177, [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(95\)00211-V](https://doi.org/10.1016/0273-1177(95)00211-V).

3993 Dubinin, E., Fraenz, M., Fedorov, A. et al., (2011). Ion Energization and Escape on Mars and  
3994 Venus. *Space Sci Rev* **162**, 173–211 (2011). <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9831-7>

3995 Dubinin, E., et al. (2017), Effects of solar irradiance on the upper ionosphere and oxygen ion  
3996 escape at Mars: MAVEN observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7142– 7152,  
3997 doi:[10.1002/2017JA024126](https://doi.org/10.1002/2017JA024126).

3998 Edberg, N., Brain, D. A., Lester, M., Cowley, S. W. H., Modolo, R., Franz, M., and Barabash  
3999 S. (2009), « Plasmas boundary variability at Mars as observed by Mars Global Surveyor and  
4000 Mars Express », *Ann. Geophys.*, 27, 3537-3550, doi:10.5194/angeo-27-3537-2009.

4001 Edberg, N. J. T., Lester, M., Cowley, S. W. H., Brain, D. A., Fränz, M., and Barabash, S. (2010),  
4002 Magnetosonic Mach number effect of the position of the bow shock at Mars in comparison to  
4003 Venus, *J. Geophys. Res.*, 115, A07203, doi:[10.1029/2009JA014998](https://doi.org/10.1029/2009JA014998).

4004 Ehlmann, Bethany L., et al. “Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars.”  
4005 *Science*, vol. 322, no. 5909, 2008, pp. 1828–1832. *JSTOR*, [www.jstor.org/stable/20177071](http://www.jstor.org/stable/20177071).  
4006 [Accessed 25 Feb. 2020](https://www.jstor.org/stable/20177071).



4007 Engwall, E. & Eriksson, A. & Cully, C. & André, M. & Torbert, R. & Vaith, H.. (2009). Earth's  
4008 ionospheric outflow dominated by hidden cold plasma. *Nature Geoscience*. 2. 24-27.  
4009 doi:10.1038/ngeo387.

4010 Eparvier, F.G., Chamberlin, P.C., Woods, T.N. et al., The Solar Extreme Ultraviolet Monitor  
4011 for MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 293., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0195-2>

4012 Fang, X., S. W. Bougher, R. E. Johnson, J. G. Luhmann, Y. Ma, Y.-C. Wang, and M. W.  
4013 Liemohn (2013), The importance of pickup oxygen ion precipitation to the Mars upper  
4014 atmosphere under extreme solar wind conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1922–1927,  
4015 doi:10.1002/grl.50415.

4016 Fedorova, A., Montmessin, F., Korablev, O., Luginin, M., Trokhimovskiy, A., Belyaev, D.,  
4017 Ignatiev, N., Lefèvre, F., Alday, J., Irwin, P., Olsen, K., Bertaux, J., Millour, E., Määttänen, A.,  
4018 Shakun, A., Grigoriev, A., Patrakeevev, A., Korsas, S., Kokonkov, N., Wilson, C. (2020). Stormy  
4019 water on Mars: The distribution and saturation of atmospheric water during the dusty season.  
4020 *Science*. 367. <https://doi.org/10.1126/science.aay9522>

4021 Forget, F., Hourdin, F., Fournier, R., Hourdin, C., Talagrand, O., Collins, M., ... Huot, J.-P.  
4022 (1999). Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to  
4023 above 80 km. *Journal of Geophysical Research*, 104(E10), 24,155–24,175.  
4024 <https://doi.org/10.1029/1999JE001025>

4025 Formisano, V., Atreya, S., Encrenaz, T., Ignatiev, N., et Giuranna M., (2004) « *Detection of*  
4026 *Methane in the Atmosphere of Mars* », *Science*, vol. 306, n° 5702, 3 December 2004, p. 1758–  
4027 1761, doi:[10.1126/science.1101732](https://doi.org/10.1126/science.1101732)

4028 Fox, J. (2004). Response of the Martian thermosphere/ionosphere to enhanced fluxes of solar  
4029 soft X rays. *Journal of Geophysical Research*, 109. doi:10.1029/2004JA010380.

4030 Fu, M. H., Cui, J., Wu, X. S., Wu, Z. P., and Li, J. (2020). The variations of the Martian exobase  
4031 altitude. *Earth Planet. Phys.*, 4(1), 4–10. doi:10.26464/epp2020010

4032 Gosling, J. T., Hundhausen, A. J., Pizzo, V., & Asbridge, J. R. (1972). Compressions and  
4033 rarefactions in the solar wind: Vela 3. *Journal of Geophysical Research*, 77, 5442– 5454.  
4034 <https://doi.org/10.1029/JA077i028p05442>

4035 Gringauz, K.I., Bezrikikh V.V., Volkov, G.I, Breus, T.K., Musatov, I.S., Havkin, L.P and  
4036 Sloutchonkov, G.P (1973). Preliminary results on plasma electrons from Mars-2 and Mars-3,  
4037 *Icarus*, 18, 54. [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(73\)90171-1](https://doi.org/10.1016/0019-1035(73)90171-1)

4038 Guo, J., Dumbović, M., Wimmer-Schweingruber, R. F., Temmer, M., Lohf, H., Wang, Y., et  
4039 al. (2018). Modeling the evolution and propagation of September 2017 CMEs and SEPs  
4040 arriving at Mars constrained by remote sensing and in situ measurement. *Space Weather*, 16.  
4041 <https://doi.org/10.1029/2018SW001973>

4042 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al., The Solar Wind Ion Analyzer for MAVEN, *Space*  
4043 *Sci Rev* (2015) 195 : 125., <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>

4044 Halekas, J. S., Brain, D. A., Ruhunusiri, S., McFadden, J. P., Mitchell, D. L., Mazelle, C.,  
4045 Connerney, J. E. P., Harada, Y., Hara, T., Espley, J. R., et al. (2016), Plasma clouds and  
4046 snowplows: Bulk plasma escape from Mars observed by MAVEN, *Geophys. Res. Lett.*, 43,  
4047 1426– 1434, doi:[10.1002/2016GL067752](https://doi.org/10.1002/2016GL067752).

4048 Halekas, J. S. (2017), Seasonal variability of the hydrogen exosphere of Mars, *J. Geophys. Res.*  
4049 *Planets*, 122, 901– 911, doi:[10.1002/2017JE005306](https://doi.org/10.1002/2017JE005306).

4050 Hall, B. E. S., et al. (2016), Annual variations in the Martian bow shock location as observed  
4051 by the Mars Express mission, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 11,474–  
4052 11,494, doi:[10.1002/2016JA023316](https://doi.org/10.1002/2016JA023316).

4053 Hall, B. E. S., Sánchez-Cano, B., Wild, J. A., Lester, M., & Holmstrom, M. (2019). The Martian  
4054 bow shock over solar cycle 23–24 as observed by the Mars Express mission. *Journal of*  
4055 *Geophysical Research: Space Physics*, 124, 4761– 4772.  
4056 <https://doi.org/10.1029/2018JA026404>

4057 Hara T., K. Seki, Y. Futaana, M. Yamauchi, M. Yagi, Y. Matsumoto, M. Tokumaru, A.  
4058 Fedorov, and S. Barabash (2011), Heavy-ion flux enhancement in the vicinity of the Martian  
4059 Ionosphere during CIR passage: Mars Express ASPERA-3 observations, *JOURNAL OF*  
4060 *GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 116, A02309, doi:10.1029/2010JA015778, 2011

4061 Hara T. et al., (2017a), Evidence for crustal magnetic field control of ions precipitating into the  
4062 upper atmosphere of Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, doi: 10.1029/2017JA024798.

4063 Hara, T., et al. (2017b), MAVEN observations on a hemispheric asymmetry of precipitating  
4064 ions toward the Martian upper atmosphere according to the upstream solar wind electric field,  
4065 *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 1083–1101, doi: 10.1002/2016JA023348

4066 Hartmann, W.K., Neukum, G. Cratering Chronology and the Evolution of Mars. *Space Science*  
4067 *Reviews* 96, 165–194 (2001). <https://doi.org/10.1023/A:1011945222010>

4068 Hess, S. L., Henry, R. M., and Tillman, J. E. (1979), The seasonal variation of atmospheric  
4069 pressure on Mars as affected by the south polar cap, *J. Geophys. Res.*, 84(B6), 2923– 2927,  
4070 doi:[10.1029/JB084iB06p02923](https://doi.org/10.1029/JB084iB06p02923).

4071 Hunten, D.M. (1973), The escape of light gases from planetary atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **30**,  
4072 1481.

4073 Irwin, R. P., Howard, A. D., Craddock, R. A., and Moore, J. M. (2005), An intense terminal  
4074 epoch of widespread fluvial activity on early Mars: 2. Increased runoff and paleolake  
4075 development, *J. Geophys. Res.*, 110, E12S15, doi:[10.1029/2005JE002460](https://doi.org/10.1029/2005JE002460).

4076 Jakosky, B.M., Pepin, R.O., Johnson, R.E. and Fox, J.L. (1994) Mars Atmospheric Loss and  
4077 Isotopic Fractionation by Solar-Wind-Induced Sputtering and Photochemical Escape. *Icarus*,  
4078 Volume 111, Issue 2, 1994, Pages 271-288, ISSN 0019-1035,  
4079 <https://doi.org/10.1006/icar.1994.1145>.

4080 Jakosky, B.M., Lin, R.P., Grebowsky, J.M. et al., The Mars Atmosphere and Volatile Evolution  
4081 (MAVEN) Mission, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 3. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0139-x>

4082 Jakosky, B.M. and Edwards, C.S. Inventory of CO<sub>2</sub> available for terraforming Mars. *Nat Astron*  
4083 **2**, 634–639 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41550-018-0529-6>

4084 B.M. Jakosky, D. Brain, M. Chaffin, S. Curry, J. Deighan, J. Grebowsky, J. Halekas, F. Leblanc,  
4085 R. Lillis, J.G. Luhmann, L. Andersson, N. Andre, D. Andrews, D. Baird, D. Baker, J. Bell, M.  
4086 Benna, D. Bhattacharyya, S. Bougher, C. Bowers, P. Chamberlin, J.-Y. Chaufray, J. Clarke, G.  
4087 Collinson, M. Combi, J. Connerney, K. Connour, J. Correira, K. Crabb, F. Crary, T. Cravens,  
4088 M. Crismani, G. Delory, R. Dewey, G. DiBraccio, C. Dong, Y. Dong, P. Dunn, H. Egan, M.  
4089 Elrod, S. England, F. Eparvier, R. Ergun, A. Eriksson, T. Esman, J. Espley, S. Evans, K.  
4090 Fallows, X. Fang, M. Fillingim, C. Flynn, A. Fogle, C. Fowler, J. Fox, M. Fujimoto, P. Garnier,  
4091 Z. Girazian, H. Groeller, J. Gruesbeck, O. Hamil, K.G. Hanley, T. Hara, Y. Harada, J. Hermann,  
4092 M. Holmberg, G. Holsclaw, S. Houston, S. Inui, S. Jain, R. Jolitz, A. Kotova, T. Kuroda, D.  
4093 Larson, Y. Lee, C. Lee, F. Lefevre, C. Lentz, D. Lo, R. Lugo, Y.-J. Ma, P. Mahaffy, M.L.  
4094 Marquette, Y. Matsumoto, M. Mayyasi, C. Mazelle, W. McClintock, J. McFadden, A.  
4095 Medvedev, M. Mendillo, K. Meziane, Z. Milby, D. Mitchell, R. Modolo, F. Montmessin, A.  
4096 Nagy, H. Nakagawa, C. Narvaez, K. Olsen, D. Pawlowski, W. Peterson, A. Rahmati, K. Roeten,  
4097 N. Romanelli, S. Ruhunusiri, C. Russell, S. Sakai, N. Schneider, K. Seki, R. Sharrar, S. Shaver,  
4098 D.E. Siskind, M. Slipski, Y. Soobiah, M. Steckiewicz, M.H. Stevens, I. Stewart, A. Stiepen, S.  
4099 Stone, V. Tenishev, N. Terada, K. Terada, E. Thiemann, R. Tolson, G. Toth, J. Trovato, M.

4100 Vogt, T. Weber, P. Withers, S. Xu, R. Yelle, E. Yiğit, R. Zurek, Loss of the Martian atmosphere  
4101 to space: Present-day loss rates determined from MAVEN observations and integrated loss  
4102 through time, *Icarus*, Volume 315, 2018, Pages 146-157, ISSN 0019-1035,  
4103 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2018.05.030>.

4104 Jänchen, J., Morris, R. V., Bish, D. L., Janssen, M. & Hellwig, U., 2009. The H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub>  
4105 adsorption properties of phyllosilicate-poor palagonitic dust and smectites under martian  
4106 environmental conditions. *Icarus* **200**, 463–467 (2009).  
4107 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.006>

4108 Johnson, R.E. (1990), Energetic charged particle with atmospheres and surfaces, New York,  
4109 Springer, <https://doi.org/10.1007/978-3-642-48375-2>

4110 Johnson, R.E., Plasma-induced sputtering of an atmosphere, *Space Sci Rev* (1994) 69: 215.  
4111 <https://doi.org/10.1007/BF02101697>

4112 Johnson, R. E., and Luhmann, J. G. (1998), Sputter contribution to the atmospheric corona on  
4113 Mars, *J. Geophys. Res.*, 103(E2), 3649–3653, doi:10.1029/97JE03266.

4114 Johnson, R. E., D. Schnellenberger, and M. C. Wong (2000), The sputtering of an oxygen  
4115 thermosphere by energetic O<sup>+</sup>, *J. Geophys. Res.*, 105(E1), 1659–1670,  
4116 doi:10.1029/1999JE001058.

4117 Jolitz, R. D., Dong, C. F., Lee, C. O., Lillis, R. J., Brain, D. A., Curry, S. M., Bougher, S.,  
4118 Parkinson, C. D., and Jakosky, B. M. (2017), A Monte Carlo model of crustal field influences  
4119 on solar energetic particle precipitation into the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Space*  
4120 *Physics*, 122, 5653– 5669, doi:[10.1002/2016JA023781](https://doi.org/10.1002/2016JA023781).

4121 Kahn, R. The evolution of CO<sub>2</sub> on Mars. *Icarus* 62, 175–190 (1985).  
4122 [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(85\)90116-2](https://doi.org/10.1016/0019-1035(85)90116-2)

4123 Kallio, E., and Barabash, S. (2001), Atmospheric effects of precipitating energetic hydrogen  
4124 atoms on the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 106 (A1), 165–177,  
4125 doi:[10.1029/2000JA002003](https://doi.org/10.1029/2000JA002003).

4126 Kallio, E., Chaufray, J., Modolo, R. et al. Modeling of Venus, Mars, and Titan. *Space Sci Rev*  
4127 **162**, 267–307 (2011). <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9814-8>

4128 Kieffer, H. H., Martin T. Z., Chase S. C. Jr, Miner E. D., and Palluconi F. D. (1976), Martian  
4129 north pole summer temperatures – Dirty water ice, *Science*, **194**, 1341.

4130 Kliore, A., D.L. Cain, G.S. Levy, Von R. Eshleman, G. Fjeldbo and F.D. Drake (1965),  
4131 Occultation experiment: Results of the first direct measurements of Mars's atmosphere and  
4132 ionosphere, *Science*, **149**, 1243.

4133 Korablev, O., Vandaee, A.C., Montmessin, F. *et al.* No detection of methane on Mars from  
4134 early ExoMars Trace Gas Orbiter observations. *Nature* 568, 517–520 (2019).  
4135 <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1096-4>

4136 Krasnopolsky V. A., Maillard J. P. and Owen T. C. (2004). Detection of methane in the martian  
4137 atmosphere: evidence for life, *Icarus* 172, 537–547, doi:[10.1016/j.icarus.2004.07.004](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.07.004)

4138 Krauss, S., Fichtinger, B., Lammer, H., Hausleitner, W., Kulikov, Yu. N., Ribas, I.,  
4139 Shematovich, V. I., Bisikalo, D., Lichtenegger, H. I. M., Zaqarashvili, T. V., Khodachenko, M.  
4140 L., and Hanslmeier, A.: Solar flares as proxy for the young Sun: satellite observed thermosphere  
4141 response to an X17.2 flare of Earth's upper atmosphere, *Ann. Geophys.*, 30, 1129–1141,  
4142 <https://doi.org/10.5194/angeo-30-1129-2012>, 2012.

4143 Kruse, U. E., Marshall, L., Platt, J. R (1956), Synchrotron Radiation in the Sun's Radio  
4144 Spectrum. *The Astrophysical Journal* 124, 601.

4145 Larson, D.E., Lillis, R.J., Lee, C.O. et al., The MAVEN Solar Energetic Particle Investigation,  
4146 *Space Sci Rev* (2015) 195 : 153., <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0218-z>

4147 Leblanc, F. and R.E Johnson (2001), Sputtering of the Martian atmosphere by solar wind pick-  
4148 up ions, *Planet. Space Sci.*, 49, 645-656, 2001, doi:10.1016/S0032-0633(01)00003-4.

4149 Leblanc, F. and R.E. Johnson (2002), Role of molecules in pick-up ion sputtering of the Martian  
4150 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, <https://doi.org/10.1029/2000JE001473>

4151 Leblanc F., Modolo R. et al. (2015), Mars heavy ion precipitating flux as measured by Mars  
4152 Atmosphere and Volatile EvolutionN, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 9135-9141,  
4153 doi:10.1002/2015GL066170.

4154 Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Leclercq, L., Curry, S., Luhmann, J., ... Jakosky, B.  
4155 (2017). On the origins of Mars' exospheric nonthermal oxygen component as observed by  
4156 MAVEN and modeled by HELIOSARES. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 122,  
4157 2401–2428. <https://doi.org/10.1002/2017JE005336>

4158 Leblanc, F., Martinez, A., Chaufray, J. Y., Modolo, R., Hara, T., Luhmann, J., et al (2018). On  
4159 Mars's atmospheric sputtering after MAVEN's first Martian year of measurements. *Geophysical*  
4160 *Research Letters*, 45, 4685–4691. <https://doi.org/10.1002/2018GL077199>

4161 Leblanc, F., Benna, M., Chaufray, J. Y., Martinez, A., Lillis, R., Curry, S., et al. (2019). First  
4162 in situ evidence of Mars nonthermal exosphere. *Geophysical Research Letters*, 46, 4144–4150.  
4163 <https://doi.org/10.1029/2019GL082192>

4164 Leclercq L., Modolo R., Leblanc F., Hess S., and Mancini M., (2016). 3D magnetospheric  
4165 parallel hybrid multi-grid method applied to planet–plasma interactions, *Journal of*  
4166 *Computational Physics*, Volume 309, 2016, Pages 295-313, ISSN 0021-9991,  
4167 <https://doi.org/10.1016/j.jcp.2016.01.005>.

4168 Ledvina, S.A., Ma, Y. & Kallio, E. Modeling and Simulating Flowing Plasmas and Related  
4169 Phenomena. *Space Sci Rev* **139**, 143–189 (2008). <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9384-6>

4170 Lee, C. O., et al. (2017), MAVEN observations of the solar cycle 24 space weather conditions  
4171 at Mars, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 2768–2794, doi: 10.1002/2016JA023495.

4172 Lee, C. O., Jakosky, B. M., Luhmann, J. G., Brain, D. A., Mays, M. L., Hassler, D. M., et al.  
4173 (2018). Observations and impacts of the 10 September 2017 solar events at Mars: An overview  
4174 and synthesis of the initial results. *Geophysical Research Letters*, 45.  
4175 <https://doi.org/10.1029/2018GL079162>

4176 Lillis, R. J., Frey, H. V., and Manga, M. (2008), Rapid decrease in Martian crustal  
4177 magnetization in the Noachian era: Implications for the dynamo and climate of early Mars,  
4178 *Geophys. Res. Lett.*, 35, L14203, doi:[10.1029/2008GL034338](https://doi.org/10.1029/2008GL034338).

4179 Lillis, R. J., Brain, D. A., Delory, G. T., Mitchell, D. L., Luhmann, J. G., and Lin, R. P. (2012),  
4180 Evidence for superthermal secondary electrons produced by SEP ionization in the Martian  
4181 atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 117, E03004, doi:[10.1029/2011JE003932](https://doi.org/10.1029/2011JE003932).

4182 Lillis, R.J., Brain, D.A., Bougher, S.W. et al., Characterizing Atmospheric Escape from Mars  
4183 Today and Through Time, with MAVEN, *Space Sci Rev* (2015) 195: 357.  
4184 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0165-8>

4185 Lillis, R. J., et al. (2017), Photochemical escape of oxygen from Mars: First results from  
4186 MAVEN in situ data, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 3815–3836,  
4187 doi:[10.1002/2016JA023525](https://doi.org/10.1002/2016JA023525).

4188 Luhmann, J. G., and J. U. Kozyra (1991), Dayside pick-up oxygen ion precipitation at Venus  
4189 and Mars: Spatial distributions, energy deposition and consequences, *J. Geophys. Res.*, 96(A4),  
4190 5457–5467, doi:10.1029/90JA01753.

4191 Luhmann, J. G., Johnson, R. E., Zhang, M. H. G., Evolutionary impact of sputtering of the  
4192 Martian atmosphere by O<sup>+</sup> pickup ions, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2151–2154, 1992.  
4193 <https://doi.org/10.1029/92GL02485>

4194 Lundin, R., A. Zakharov, R. Pellinen, et al. (1990), ASPERA/ Phobos measurements of the ion  
4195 outflow from the Martian ionosphere, *Geophysical Research Letters*, 17, 873–876,  
4196 <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00873>

4197 Lundin, R., Lammer, H., and Ribas, I. (2007) Planetary magnetic fields and solar forcing:  
4198 implications for atmospheric evolution. *Space Sci. Rev.* 129:245–278.  
4199 <https://doi.org/10.1007/s11214-007-9176-4>

4200 Lundin, R., Barabash, S., Fedorov, A., Holmström, M., Nilsson, H., Sauvaud, J.-A., &  
4201 Yamauchi, M. (2008), Solar forcing and planetary ion escape from Mars, *Geophysical Research*  
4202 *Letters*, 35, L09203, doi:10.1029/2007GL032884.

4203 Lundin, R., S. Barabash, M. Holmström, H. Nilsson, Y. Futaana, R. Ramstad, M. Yamauchi,  
4204 E. Dubinin, and M. Fraenz (2013), Solar cycle effects on the ion escape from Mars, *Geophys.*  
4205 *Res. Lett.*, 40, 6028–6032, doi:10.1002/2013GL058154.

4206 Ma, Y., Fang, X., Halekas, J. S., Xu, S., Russell, C. T., Luhmann, J. G. et al (2018). The Impact  
4207 and Solar Wind Proxy of the 2017 September ICME Event at Mars. *Geophysical Research*  
4208 *Letters*, doi:10.1029/2018GL077707

4209 Mahaffy, P. R., Benna, M., Elrod, M., Yelle, R. V., Bougher, S. W., Stone, S. W., and Jakosky,  
4210 B. M. (2015a), Structure and composition of the neutral upper atmosphere of Mars from the  
4211 MAVEN NGIMS investigation, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8951– 8957,  
4212 doi:[10.1002/2015GL065329](https://doi.org/10.1002/2015GL065329).

4213 Mahaffy, P.R., Benna, M., King, T. et al. (2015b). The Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer  
4214 on the Mars Atmosphere and Volatile Evolution Mission. *Space Sci Rev* **195**, 49–73 (2015).  
4215 <https://doi.org/10.1007/s11214-014-0091-1>

4216 Malin, M.C., et al., (2006). Present-Day Impact Cratering Rate and Contemporary Gully  
4217 Activity on Mars. *Science*, 314, 1573 (2006), <https://doi.org/10.1126/science.1135156>

4218 Masías-Meza, J. J. et al., (2016), Superposed epoch study of ICME sub-structures near Earth  
4219 and their effects on Galactic cosmic rays, *A&A* 592, 2016, [https://doi.org/10.1051/0004-](https://doi.org/10.1051/0004-6361/201628571)  
4220 [6361/201628571](https://doi.org/10.1051/0004-6361/201628571)

4221 Matthews, A.P., (1994). Current Advance Method and Cyclic Leapfrog for 2d Multispecies:  
4222 Hybrid Plasma Simulations. *Journal of Computational Physics*, 112(1) :102-116. ISSN  
4223 00219991. doi:10.1006/jcph.1994.1084.

4224 Mazelle, C. et al., 2002. Nonlinear coherent waves at the proton cyclotron frequency at Mars  
4225 from MGS observations. 34th COSPAR Scientific Assembly, The Second World Space  
4226 Congress, held 10-19 October, 2002 in Houston, TX, USA., meeting abstract, id.2727

4227 McClintock, W.E., Schneider, N.M., Holsclaw, G.M. et al., (2015). The Imaging Ultraviolet  
4228 Spectrograph (IUVS) for the MAVEN Mission. *Space Sci Rev* **195**, 75–124 (2015).  
4229 <https://doi.org/10.1007/s11214-014-0098-7>

4230 McFadden, J.P., Kortmann, O., Curtis, D. et al., MAVEN SupraThermal and Thermal Ion  
4231 Composition (STATIC) Instrument, *Space Sci Rev* (2015) 195 : 199.,  
4232 <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0175-6>

4233 Mellon, M. T., et al. (2009), Ground ice at the Phoenix Landing Site: Stability state and origin,  
4234 *J. Geophys. Res.*, 114, E00E07, doi:[10.1029/2009JE003417](https://doi.org/10.1029/2009JE003417).

4235 Mendillo, M., Lollo, A., Withers, P., Matta, M., Pätzold, M., and Tellmann, S. (2011), Modeling  
4236 Mars' ionosphere with constraints from same-day observations by Mars Global Surveyor and  
4237 Mars Express, *J. Geophys. Res.*, 116, A11303, doi:[10.1029/2011JA016865](https://doi.org/10.1029/2011JA016865).

4238 Mitchell, D. L., Lin, R. P., Mazelle, C., Rème, H., Cloutier, P. A., Connerney, J. E. P., Acuña,  
4239 M. H., and Ness, N. F. (2001), Probing Mars' crustal magnetic field and ionosphere with the  
4240 MGS Electron Reflectometer, *J. Geophys. Res.*, 106 (E10), 23419– 23427,  
4241 doi:[10.1029/2000JE001435](https://doi.org/10.1029/2000JE001435).

4242 Mitchell, D.L., Mazelle, C., Sauvaud, J. et al., (2016). The MAVEN Solar Wind Electron  
4243 Analyzer. *Space Sci Rev* **200**, 495–528 (2016). <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0232-1>

4244 Modolo R. Modélisation de l'interaction du vent solaire ou du plasma Kronien, avec les  
4245 environnements neutres de Mars et de Titan. PhD thesis, Université de Versailles Saint-Quentin  
4246 en Yvelines (UVSQ), 2004.

4247 Modolo, R., Chanteur, G. M., Dubinin, E., & Matthews, A. P., (2005). Influence of the solar  
4248 EUV flux on the Martian plasma environment. *Annales Geophysicae*, 23(2), 433–444. <hal-  
4249 00329361>.

4250 Modolo, R., Chanteur, G. M., Wahlund, J.-E., Canu, P., Kurth, W. S., Gurnett, D., Matthews,  
4251 A. P., and Bertucci, C. (2007), Plasma environment in the wake of Titan from hybrid  
4252 simulation: A case study, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L24S07, doi:[10.1029/2007GL030489](https://doi.org/10.1029/2007GL030489).



4253 Modolo, R., and Chanteur, G. M. (2008), A global hybrid model for Titan's interaction with the  
4254 Kronian plasma: Application to the Cassini Ta flyby, *J. Geophys. Res.*, 113, A01317,  
4255 doi:[10.1029/2007JA012453](https://doi.org/10.1029/2007JA012453).

4256 Modolo, R., et al. (2016), Mars-solar wind interaction: LatHyS, an improved parallel 3-D  
4257 multispecies hybrid model, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 121, 6378–6399,  
4258 doi:10.1002/2015JA022324.

4259 Newkirk, G., Jr. (1980) Solar variability on time scales of  $10^5$  years to  $10^{9.6}$  years. In *The*  
4260 *Ancient Sun: Fossil Record in the Earth, Moon and Meteorites, Geochimica et Cosmochimica*  
4261 *Acta Supplement*, Vol. 13, edited by R.O. Pepin, J.A. Eddy, and R.B. Merrill, Elsevier,  
4262 Amsterdam, pp 293–320.

4263 Nier, A. O., and McElroy, M. B. (1977), Composition and structure of Mars' Upper atmosphere:  
4264 Results from the neutral mass spectrometers on Viking 1 and 2, *J. Geophys. Res.*, 82 (28), 4341–  
4265 4349, doi:[10.1029/JS082i028p04341](https://doi.org/10.1029/JS082i028p04341).

4266 Orosei R., Lauro S. E., Pettinelli E., Cicchetti A., Coradini M., Cosciotti B., Di Paolo F.,  
4267 Flamini E., Mattei E., Pajola M., Soldovieri F., Cartacci M., Cassenti F., Frigeri A., Giuppi S.,  
4268 Martufi R., Masdea A., Mitri G., Nenna C., Noschese R., Restano M. et Seu R. (2018), Radar  
4269 evidence of subglacial liquid water on Mars, *Science*, 361 (6401), 490-493,  
4270 doi:10.1126/science.aar7268

4271 Owen T. (1966), The composition and surface pressure of the Martian atmosphere: Results  
4272 from the 1965 opposition, *Astrophys. J.*, 146, 257.

4273 Owen, T., Biemann, K., Rushneck, D. R., Biller, J. E., Howarth, D. W., and Lafleur, A. L.  
4274 (1977). The composition of the atmosphere at the surface of Mars, *J. Geophys. Res.*, 82 (28),  
4275 4635– 4639, doi:[10.1029/JS082i028p04635](https://doi.org/10.1029/JS082i028p04635).

4276 Parker, E. N. (1958), Dynamics of the interplanetary gas and magnetic fields, *Astrophys. J.*,  
4277 128, 664–676, doi:10.1086/146579.

4278 Pätzold, M. & Tellmann, S. & Häusler, B. & Hinson, D. & Schaa, R. & Tyler, G. (2005). A  
4279 Sporadic Third Layer in the Ionosphere of Mars. *Science* (New York, N.Y.). 310. 837-9.  
4280 <https://doi.org/10.1126/science.1117755>

4281 Pham, L.B.S. and Karatekin, Ö. (2016). Scenarios of atmospheric mass evolution on Mars  
4282 influenced by asteroid and comet impacts since the late Noachian. *Planetary and Space Science*.  
4283 125. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2015.09.022>

4284 Phillips, R. J. et al. Massive CO<sub>2</sub> ice deposits sequestered in the south polar layered deposits of  
4285 Mars. *Science*, **332**, 838–841 (2011).

4286 Plaut, J., Picardi, G., Safaeinili, A., Ivanov, A., Milkovich, S., Cicchetti, A., Kofman, W.,  
4287 Mouginot, J., Farrell, W., Phillips, R., Clifford, S., Frigeri, A., Orosei, R., Federico, C.,  
4288 Williams, I., Gurnett, D., Nielsen, E., Hagfors, T., Heggy, E., Edenhofer, P. (2007). Subsurface  
4289 Radar Sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science* (New York, N.Y.). 316.  
4290 92-5. Doi:10.1126/science.1139672.

4291 Ramstad, R., Barabash, S., Yoshifumi, F., and Holmström, M. (2017), Solar wind- and EUV-  
4292 dependent models for the shapes of the Martian plasma boundaries based on Mars Express  
4293 measurements, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 7279–7290, doi:[10.1002/2017JA024098](https://doi.org/10.1002/2017JA024098).

4294 Ribas, I., Guinan, E.F., Gudel, M. and Audard, M., Evolution of the solar activity over time and  
4295 effects on planetary atmospheres. I. High-energy irradiances (1-1700 Å), *Astrophys. J.*, 622  
4296 (2005), pp. 680-694, <https://doi.org/10.1086/427977>

4297 Richer, E., Modolo, R., Chanteur, G. M., Hess, S., and Leblanc, F. (2012), A global hybrid  
4298 model for Mercury's interaction with the solar wind: Case study of the dipole representation, *J.*  
4299 *Geophys. Res.*, 117, A10228, doi:[10.1029/2012JA017898](https://doi.org/10.1029/2012JA017898).

4300 Romanelli, N. and al. (2018). Responses of the Martian magnetosphere to an interplanetary  
4301 coronal mass ejection: MAVEN observations and LatHyS results: RESPONSE OF MARS TO  
4302 A CME. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2018GL077714.

4303 Schunk, R., & Nagy, A. (2000). Ionization and Energy Exchange Processes. In *Ionospheres:*  
4304 *Physics, Plasma Physics, and Chemistry* (Cambridge Atmospheric and Space Science Series,  
4305 pp. 237-268). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511551772.009

4306 Solomon, S.C., O. aharonson, J.M Aurnou, W.B. Banerdt, M.H. Carr, A.J. Dombard, H.V Frey,  
4307 M.P. Golombek, S.A. Hauck, J.W Head, and 7 coauthors (2005), new perspective on ancient  
4308 Mars, *Science*, **307**, 1214

4309 Sprague A.L. et al. (2004), Mars South Polar Ar Enhancement: A Tracer for South Polar  
4310 Seasonal Meridional Mixing, *Science*, <https://doi.org/10.1126/science.1098496>

4311 Steckiewicz, M., et al. (2017), Comparative study of the Martian suprathermal electron  
4312 depletions based on Mars Global Surveyor, Mars Express, and Mars Atmosphere and Volatile  
4313 Evolution mission observations, *J. Geophys. Res. Space Physics*, 122, 857– 873,  
4314 doi:[10.1002/2016JA023205](https://doi.org/10.1002/2016JA023205).

4315 Stewart, A.I.F (1987). Revised time dependent model of the Martian atmosphere for use in orbit  
4316 lifetime and sustenance studies, LASP-JPL Internal Report, NQ-802429, Jet Propulsion Lab,  
4317 Pasadena, California.

4318 Tapping, K. F. (2013), The 10.7 cm solar radio flux ( $F_{10.7}$ ), *Space Weather*, 11, 394– 406,  
4319 doi:[10.1002/swe.20064](https://doi.org/10.1002/swe.20064).

4320 Tian, F., Kasting, J. F., and Solomon, S. C. (2009), Thermal escape of carbon from the early  
4321 Martian atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L02205, doi:[10.1029/2008GL036513](https://doi.org/10.1029/2008GL036513).

4322 Trotignon, J. G., Grard, R., and Savin, S. (1991), Plasma wave system measurements of the  
4323 Martian bow shock from the Phobos 2 spacecraft, *J. Geophys. Res.*, 96 (A7), 11253– 11264,  
4324 doi:[10.1029/91JA00502](https://doi.org/10.1029/91JA00502).

4325 Trotignon, J. G., et al., (1993). Position and shape of the martian bow shock: The Phobos 2  
4326 plasma wave system observations, *Planet. Space Sci.*, 41, 189–198, 1993.  
4327 [https://doi.org/10.1016/0032-0633\(93\)90058-A](https://doi.org/10.1016/0032-0633(93)90058-A)

4328 Trotignon, J. G., Mazelle C., Bertucci C., and Acuna M. H. (2006), Martian shock and magnetic  
4329 pile-up boundary positions and shapes determined from the Phobos 2 and Mars Global Surveyor  
4330 data sets, *Planet. Space Sci.*, 54, 357-369, doi:10.1016/j.pss.2006.01.003.

4331 Veronig A., Temmer M., Hanslmeier A., Otruba W., Messerotti M., Temporal aspects and  
4332 frequency distributions of solar soft X-ray flares, *A&A* 382 (3) 1070-1080 (2002).  
4333 doi:10.1051/0004-6361:20011694

4334 Vignes, D., et al., (2000). The Solar Wind interaction with Mars: Locations and shapes of the  
4335 Bow Shock and the Magnetic Pile-up Boundary from the observations of the MAG/ER  
4336 experiment onboard Mars Global Surveyor, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 49–52, 2000.  
4337 <https://doi.org/10.1029/1999GL010703>

4338 Vignes, D., Acuña, M. H., Connerney, J. E. P., Crider, D. H., Reme, H., and Mazelle, C., (2002).  
4339 Factors controlling the location of the Bow Shock at Mars, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (9),  
4340 doi:[10.1029/2001GL014513](https://doi.org/10.1029/2001GL014513), 2002.

4341 Volkov A.N. et al., (2011). Thermally Driven Atmospheric Escape: Transition From  
4342 Hydrodynamic To Jeans Escape. *ApJL*, 729, L24. [https://doi.org/10.1088/2041-](https://doi.org/10.1088/2041-8205/729/2/L24)  
4343 [8205/729/2/L24](https://doi.org/10.1088/2041-8205/729/2/L24)

4344 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, F. Leblanc, X. Fang, R. E. Johnson, Y. Ma, W.-H. Ip, and L. Li  
4345 (2014), Modeling of the  $O^+$  pickup ion sputtering efficiency dependence on solar wind

4346 conditions for the Martian atmosphere, *J. Geophys. Res. Planets*, 119, 93–108, doi:  
4347 10.1002/2013JE004413.

4348 Wang, Y.-C., J. G. Luhmann, X. Fang, F. Leblanc, R. E. Johnson, Y. Ma, and W.-H. Ip (2015),  
4349 Statistical studies on Mars atmospheric sputtering by precipitating pickup O<sup>+</sup>: Preparation for  
4350 the MAVEN mission, *J. Geophys. Res. Planets*, 120, 34–50, doi:10.1002/2014JE004660.

4351 Watson, C. C., Haff, P. K., & Tombrello, T. A., 1980. Solar wind sputtering effects in the  
4352 atmospheres of Mars and Venus, In: Lunar and Planetary Science Conference, 11th, Houston,  
4353 TX, March 17-21, 1980, Proceedings. Volume 3. (A82-22351 09-91) New York, Pergamon  
4354 Press, 1980, p. 2479-2502.

4355 Webster, C. R. et al. Mars methane detection and variability at Gale crater. *Science* 347, 415–  
4356 417 (2015), doi:10.1126/science.1261713

4357 Webster, Christopher & Mahaffy, P. & Sudhir, Atreya & Moores, John E. & Flesch, Gregory  
4358 & Malespin, Charles & McKay, Christopher & Martinez, German M. & Smith, Christina &  
4359 Martín-Torres, F. J. & Gómez, Felipe & Zorzano, María-Paz & Wong, Michael & Trainer,  
4360 Melissa & Steele, Andrew & Archer, Doug & Sutter, Brad & Coll, Patrice & Freissinet,  
4361 Caroline & Vasavada, Ashwin. (2018). Background levels of methane in Mars' atmosphere  
4362 show strong seasonal variations. *Science*, **360**, 1093-1096. Doi:10.1126/science.aaq0131.

4363 Wood, B.-E., Müller, H.-R., Zank, G.-P., Linsky, J.-L. (2002). Measured Mass-Loss Rates of  
4364 Solar-like Stars as a Function of Age and Activity. *The Astrophysical Journal*, **574**, 412.

4365 Xu S. et al., (2018), Investigation of Martian magnetic topology response to 2017 September  
4366 ICME, *Geophysical Research Letters*, 45, doi:10.1029/2018GL077708.

4367 Yagi, M., Leblanc, F., Chaufray, J. Y., Gonzalez-Galindo, F., Hess, S., & Modolo, R. (2012).  
4368 Mars exospheric thermal and non-thermal components: Seasonal and local variations. *Icarus*,  
4369 221(2), 682–693. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.07.022>

4370 Yeroshenko, Y., Riedler, W., Schwingenschuh, K., Luhmann, J. G., Ong, M., & Russell, C. T.  
4371 (1990). The magnetotail of Mars: Phobos observation. *Geophysical Research Letters*, 17, 885–  
4372 888. <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00885>

4373 Yung, Y. L. et al. (2018). Methane on Mars and habitability: challenges and responses,  
4374 *Astrobiology* 18, <https://doi.org/10.1089/ast.2018.1917>.

4375 Zahnle, K. J., and J. C. G. Walker (1982), The evolution of solar ultraviolet luminosity, *Rev.*  
4376 *Geophys.*, 20(2), 280–292, doi:10.1029/RG020i002p00280.

4377 Zent, A. P., Fanale, F. P. & Postawko, S. E., 1987. Carbon dioxide: Adsorption on palagonite  
4378 and partitioning in the Martian regolith. *Icarus* 71,241–249 (1987).  
4379 [https://doi.org/10.1016/0019-1035\(87\)90149-7](https://doi.org/10.1016/0019-1035(87)90149-7)

4380 **Annexe**

4381

4382

4383

4384

4385

4386

4387

4388

**"Combined study of the Martian upper  
atmosphere using MEX and MAVEN data"**

4389

4390

**ESA RFP/3-15339/18/NL/IB/gg**

4391

<p>PROJECT: Combined Study of the Martian upper atmosphere using MEX and MAVEN data PHASE: 1</p>	<p>WP: 1</p>
<p>WP Title: Production of timetables of orbits</p> <p>Company: LATMOS/CNRS, Sorbonne Université WP Manager: R. Modolo</p> <p>Start Event: Planned Date: 09/18/2018 End Event: Planned Date: 10/20/2018</p>	
<p>Inputs: Trajectories of the MEX and MAVEN spacecraft</p> <p>Tasks: Production of a timetable of orbits (and time intervals) when MEX is monitoring the solar wind and MAVEN is exploring (a) the plasma sheet, (b) the polar ‘plume’ region and (c) the upper ionosphere. Reciprocally, production of a second timetable when MAVEN acts as solar wind monitor and MEX explores regions (a) to (c). Visualisation of spacecraft trajectories with the 3Dview software, for the period of interest: 12/2014 to 12/2016. This WP will be taken in charge by R. Modolo (50%) and A. Martinez (50%).</p> <p>Outputs: Report, timetables in ASCII files, and animations of spacecraft trajectories for a selection of cases.</p>	

4392

4393 To achieve this WP and associated deliverable, a first mandatory step is to determine the time  
4394 intervals when one spacecraft is monitoring the solar wind, independently of the position of the  
4395 second spacecraft.

4396 The Time Tables providing the periods when MAVEN was in the Solar Wind without MEX  
4397 being in the pristine solar wind (and vice versa) were constructed for the period between the  
4398 2014/12/01 and the 2016/12/01. The data mining functionality from the AMDA software  
4399 (<http://amda.irap.omp.eu/>) has been used to retrieve the corresponding time tables. All time  
4400 tables are produced in VOTABLE format which is easily handled by AMDA software.

4401 The determination of the solar wind region is based on a geometrical aspect. The conic function  
4402 characterizing the Bow Shock position has been used. The following conditions have been used  
4403 to identify the time when MAVEN or MEX were in the solar wind:

4404 
$$d_{BS} > 0.5 R_M \text{ and } \epsilon \times \frac{x_{S/C,MSO}}{r} > -0.95 \quad (\text{Eq 1})$$

4405 where  $d_{BS}$  is the distance between the spacecraft and the Bow Shock,  $\epsilon$  is the eccentricity of  
 4406 the conic,  $x_{S/C,MSO}$  is the X coordinate of the considered spacecraft in Mars Sun Orbital (MSO)  
 4407 coordinate system,  $R_M$  is the Martian radius and  $r$  is the distance between the spacecraft and the  
 4408 origin of the coordinate system. The MSO coordinate system is defined as follow:

- 4409 - The X axis points from the planet toward the Sun
- 4410 - The Y axis is opposite to the orbital velocity of the planet
- 4411 - Z axis completes the right handed system

4412 Distance between the spacecraft and Mars' center is defined as:

4413 
$$r = \sqrt{x_{MSO}^2 + y_{MSO}^2 + z_{MSO}^2} \quad (\text{Eq. 2})$$

4414 The distance between the spacecraft and the Bow shock (BS) is:

4415

4416 
$$d_{BS} = r - \left( x_0 + \frac{L}{1 + \epsilon * \frac{x_{MSO}}{r}} \right) \quad (\text{Eq. 3})$$

4417 We chose to use Edberg et al [2008] to define the bow shock position and expressed them in  
 4418 MSO coordinates and assuming a cylindrical symmetry around the X axis

4419 
$$x_0 = 0.55R_M, \quad L = 2.10 R_M, \quad \epsilon = 1.05$$

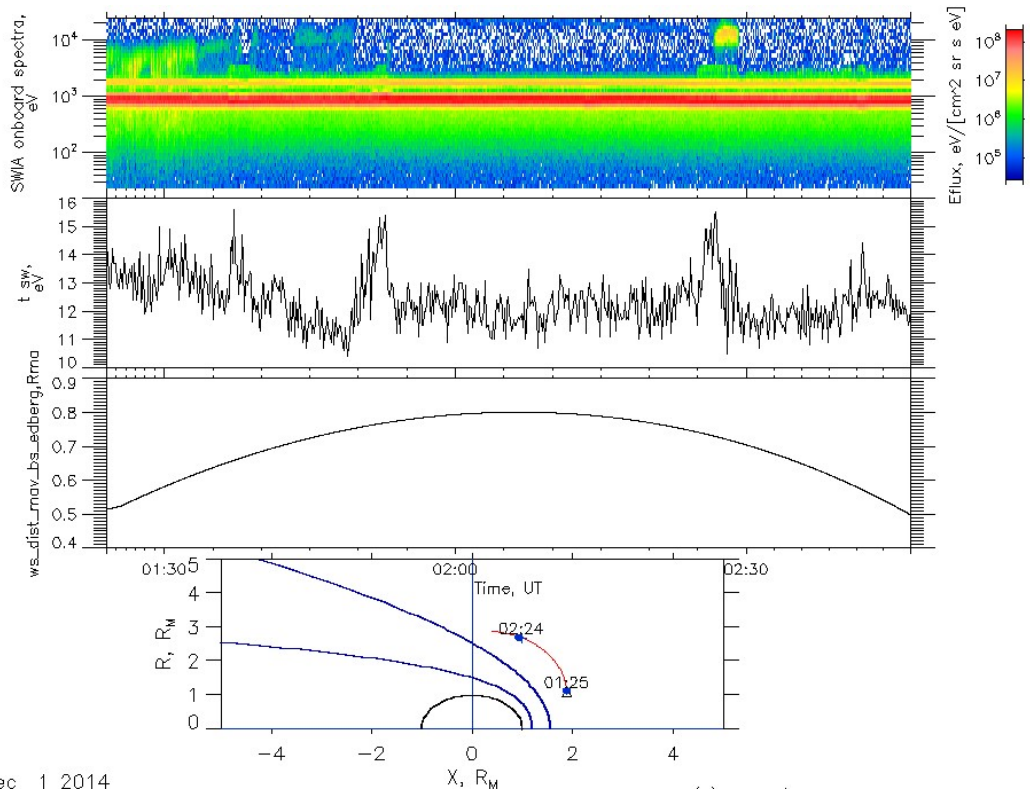
4420 The first criteria of Eq 1, specifies that the spacecraft is upstream of the Bow Shock. The second  
 4421 criteria avoid a null or negative dominator. It avoids having the spacecraft position in the optical  
 4422 shadow, and therefore not in the solar wind region.

4423 This method has been checked with the selection of random time intervals, verifying that the  
 4424 measurement was consistent with a spacecraft in the solar wind.



4425 For instance, for MAVEN, we looked at the energy flux and the temperature (observed  
 4426 by SWIA) as well as at the position of the spacecraft and its distance with respect to the Bow  
 4427 Shock (Fig1).

4428



4429 Dec 1 2014

4430 *Figure 1: energy-time spectrogram from SWIA, temperature from SWIA moments, distance*  
 4431 *between the BS and the MAVEN during one of the time table.*

4432

4433 Comments:

- 4434 • 2 energy “bands” can be observed on the energy spectrum (one for the proton at about  
 4435 800 eV and one for the Helium at about 1.6-2keV)
- 4436 • the temperature is of the order of 10 eV (which corresponds to expected values in the  
 4437 Solar Wind)
- 4438 • the distance between Mavem and the average Bow shock fulfill the criteria
- 4439 • on the last plot we can see that the spacecraft is in the Solar Wind

4440 • Similar work has been performed on Mars Express.

4441 We can search for time interval when each spacecraft in the pristine solar wind (independently  
4442 of the location of the second spacecraft).

4443 The time tables are:

4444 • MAVEN in the pristine solar wind (TT\_mav\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml without any  
4445 restriction on the SWIA quality moments, and  
4446 TT\_mav\_sw\_qual\_select\_12\_2014\_12\_2016.xml with an additional criterion on the  
4447 quality factor above 0.7 of SWIA moments).

4448 Quality flag (0 = bad, 1 = good) indicates whether the distribution is well-measured and  
4449 decommutation parameters are definite. All SWIA Key Parameters are derived from  
4450 onboard-computed moments [Halekas et al, 2015].

4451 • MEX in the pristine solar wind (TT\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml without any  
4452 restriction on the ASPERA3/IMA quality moments, and  
4453 TT\_mex\_sw\_qual\_select\_12\_2014\_12\_2016.xml with an additional criterion on the  
4454 quality factor above 0.7 of ASPERA3/IMA moments).

4455 IMA ion moments are calculated in IRAP using Andrei Fedorov procedure (IRAP). Density  
4456 quality flag values:

- 4457 • 0.0: Undefined (2 elevation angles mode)
- 4458 • 0.0 - 0.6: Poor
- 4459 • 0.6 - 0.8: Acceptable
- 4460 • 0.8 - 0.9: Good
- 4461 • 0.9 - 1.0: Excellent

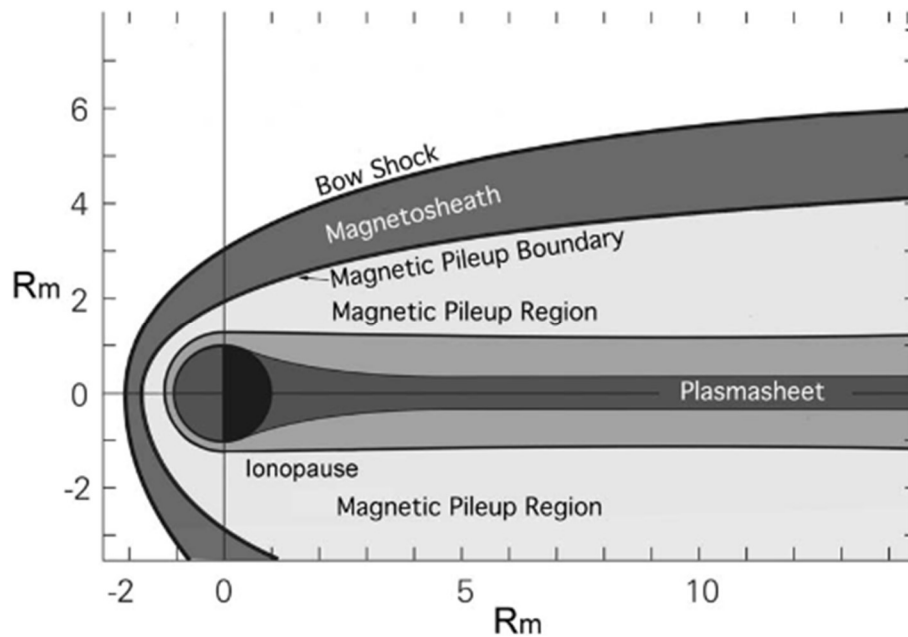
4462 MEX IMA protons and heavy ions number density could be considered reliable only in the case  
4463 when corresponding quality flag (*moments\_quality\_factor*) is greater than 0.6 and density  
4464 values themselves are greater than 0.01 cm<sup>-3</sup> (reference AMDA IMA Ion moments). The Time  
4465 Tables are delivered in a XML file, it contains a self-describing file with a header and the start  
4466 and stop time associated for each interval in ISO 9601 standard.

4467

## 4468 I. MAVEN is the SW monitor

### 4469 I.1 MEX in the plasma sheet

4470 The plasma sheet is the region in the central part of the Martian wake, as illustrated on figure  
4471 2.



4472

4473 Figure 2: A sketch of the structure of the Martian plasma environment, depicting the major  
4474 boundaries and regions in the equatorial plane. The scales  $R_M$  are Mars radii [Nagy et al,  
4475 SSR, 2004]

4476

4477 To determine the time intervals when MEX is in the plasma sheet, while MAVEN acts as a SW  
4478 monitor, a purely geometrical condition is used. In addition, due to the absence on a  
4479 magnetometer onboard MEX, it is difficult to look for current sheet locations.

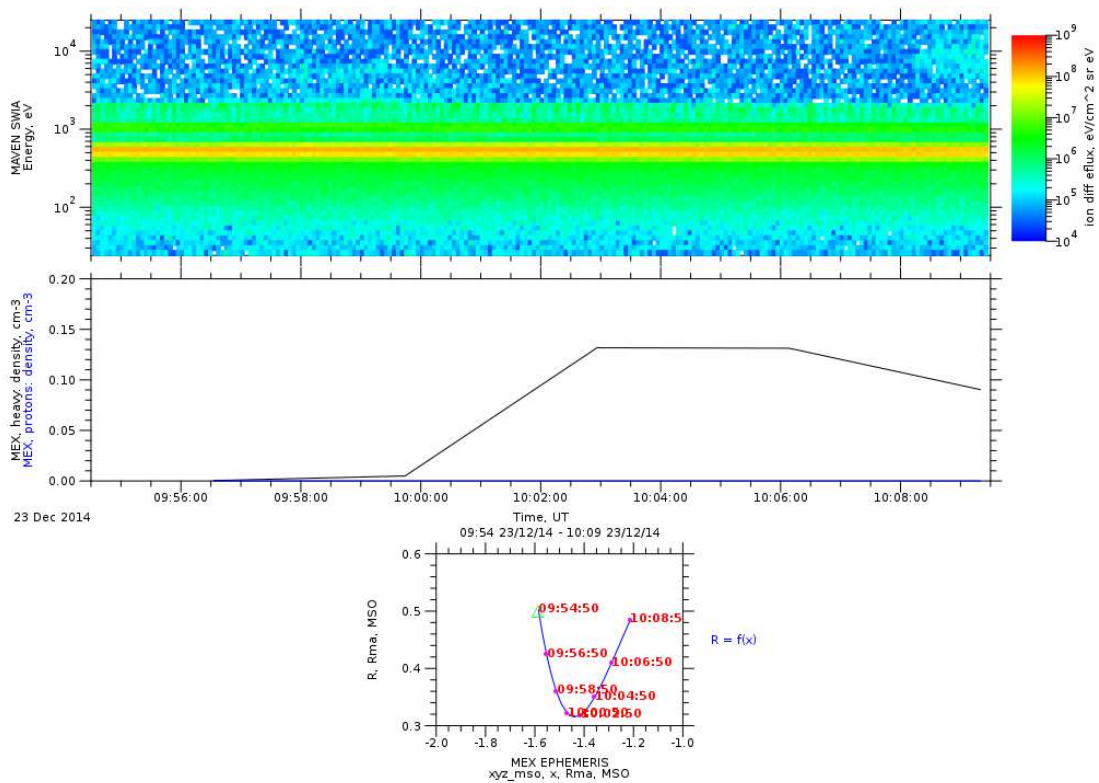
4480 The conditions for the data mining are:

4481 
$$x_{MSO} < -1 \text{ and } \sqrt{y_{MSO}^2 + z_{MSO}^2} < 0.5R_M \quad (\text{Eq 4})$$

4482 The data mining is applied on the time interval when MAVEN is located in the solar wind  
 4483 region (TT\_mav\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml). The resulting time table is  
 4484 TT\_mex\_ps\_maven\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml.

4485 Figure 3 gives an example of MAVEN and MEX observations for such case. The SWIA  
 4486 measurements (top panel), indicates that MAVEN is in the SW while MEX (middle panel)  
 4487 show the presence of heavy ions (black curve) in the plasma sheet. The bottom panel is the  
 4488 trajectory of MEX for a time interval of the time table.

4489



4490

Created by AMDA(c) v3.6.0 22/10/2018 13:24:19

4491 Figure 3: MAVEN in the solar wind and MEX in the plasma sheet. Top panel indicates the  
 4492 SWIA data, the middle panel shows the heavy and protons fluxes, the bottom panel presents  
 4493 the MEX trajectory.

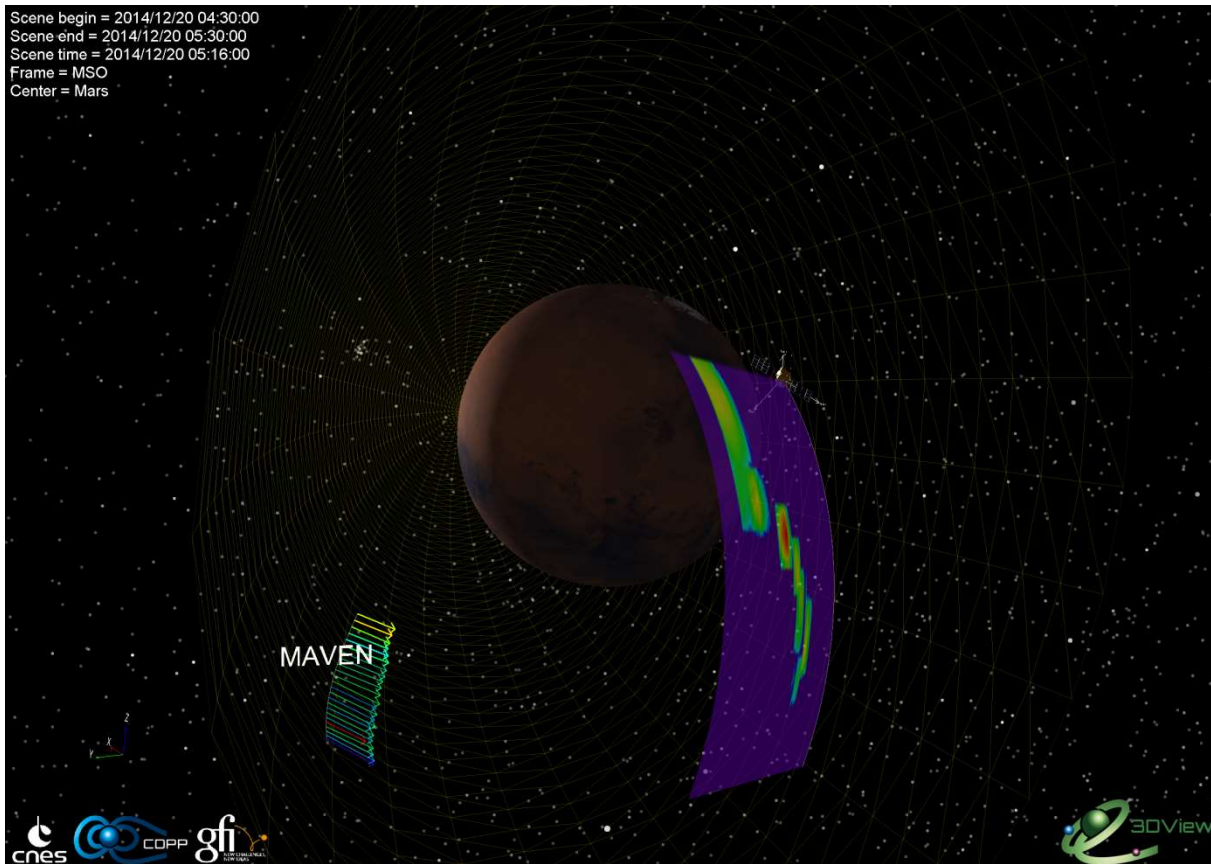
4494

4495 **I.2 MEX in the “plume”**

4496 To determine the time intervals when MEX is in the potential plume region while MAVEN is  
4497 in the SW region, we first determined the locations of MEX on a purely geometrical condition.  
4498 We define the plume region as a cone of 45° aperture with respect to the Z\_MSE axis. The MSE  
4499 coordinate system is the Mars Solar Electric coordinate system. In absence of specific  
4500 information on the Z\_MSE direction (meaning motional electric field direction), we assumed a  
4501 cylindrical symmetry around the X axis. The mathematical criterion is therefore

$$4502 \quad \left| \frac{x_{MSO}}{r} \right| > \cos(\pi/4) \ \& \ r > 1.35 R_m \quad \text{Eq(5)}$$

4503 The time interval generated is TT\_mex\_plume\_mav\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml. In addition,  
4504 we look for ion pickup signatures on the IMA data. Therefore, we completed the Eq5 criteria  
4505 with a velocity of heavy ions larger than 40 km/s. The resulting time table is  
4506 TT\_mex\_plume\_mav\_sw\_with\_pickup\_signature\_12\_2014\_12\_2016.xml. Figure 4 presents  
4507 an example of high energy of heavy ions. The MAVEN spacecraft trajectory can be seen on the  
4508 bottom left part of the figure with arrows indicating the solar wind speed and direction starting  
4509 from the trajectory. The MEX trajectory is displayed on the right part of the figure (fine white  
4510 line). From this line a ribbon has been drawn showing the time (converted in S/C location)-  
4511 energy spectrogram of the IMA/ASPERA-3 sensor. The color code indicates the ion flux.  
4512 Higher energy are closer to the trajectory (more on the right) while lower energy are away from  
4513 the trajectory (more on the left part of the spectrogram).



4515 Figure 4: heavy ion spectrogram observed by IMA ASPERA-3 onboard MEX and solar wind  
 4516 velocity measured by MAVEN.

4517

### 4518 I.3 MEX in the upper ionosphere

4519 We determine that MEX is in the upper ionosphere when the spacecraft is located below 400  
 4520 km.

4521 
$$r < 1.11 R_M \text{ (Eq 6)}$$

4522 With  $r$  defined by equation (2). Like for task a and b, the data mining has been restricted to the  
 4523 time interval when MAVEN is in the SW. The resulting time intervals for MEX in the  
 4524 ionosphere are summarized in the time table  
 4525 TT\_mex\_iono\_maven\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml.

4526

## 4527 **II. MEX is the SW monitor**

### 4528 **II.1 MAVEN in the plasma sheet**

4529 Similarly to 1a, we used a purely geometrical condition to determine the location of MAVEN  
4530 in the plasma sheet. The same conditions, (Eq 4), have been used and the data mining has been  
4531 performed on the time interval when MEX is in the SW (TT\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml).

4532

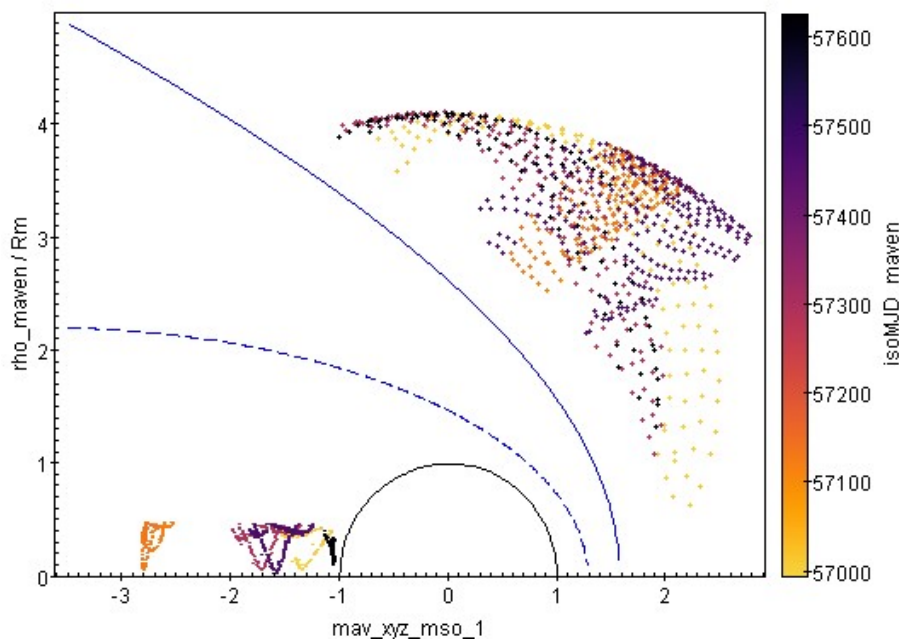


Figure 3 presents the location of MAVEN (circle) when MEX is in the SW region (cross). The color code indicates the time from 2014/12/01 to 2016/12/31.

Figure 5 : MAVEN location in the plasma sheet while MEX is monitoring the SW. The Y axis corresponds to the distance to the X\_MSO axis. The full blue line corresponds to the average location of the Bow Shock while the dashed blue indicates the average position of the MPB (from Edberg et al 2008).

4533 Figure 6a and 6b presents one of these intervals with MEX IMA data in the SW and MAVEN  
4534 data (STATIC and MAG) in the plasma sheet. The reversal of the Bx component in the wake  
4535 indicates that MAVEN has crossed the current sheet. The STATIC data show acceleration  
4536 (higher energy) of the charged particles as expected while the spacecraft is crossing the current  
4537 sheet.

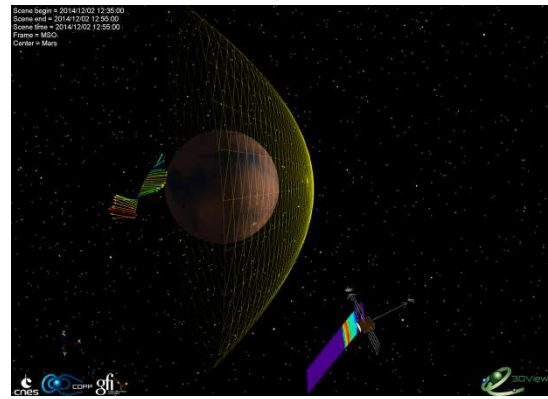
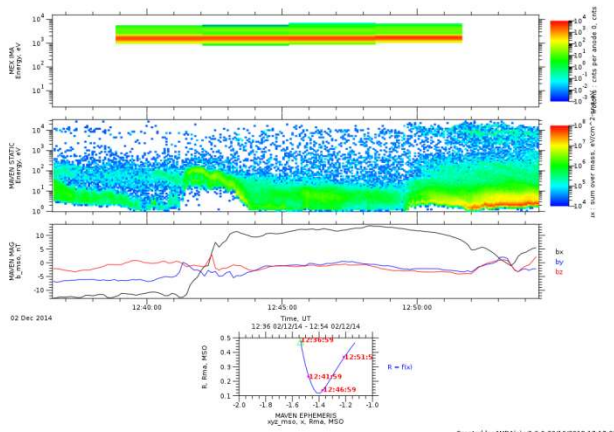


Figure 6 a : Top panel : MEX IMA observation in the solar wind. Second panel shows the MEX STATIC observations in the Martian plasma sheet. The third panel presents the magnetic field measured by MAVEN in the plasma sheet and the bottom panel illustrates the trajectory of MAVEN.

Figure 6b : 3Dview illustration of MAVEN in the plasma sheet (with the reversal of the Bx component) and MEX in the SW. The yellow meshing indicates the average location of the BS from Edberg et al [2008]

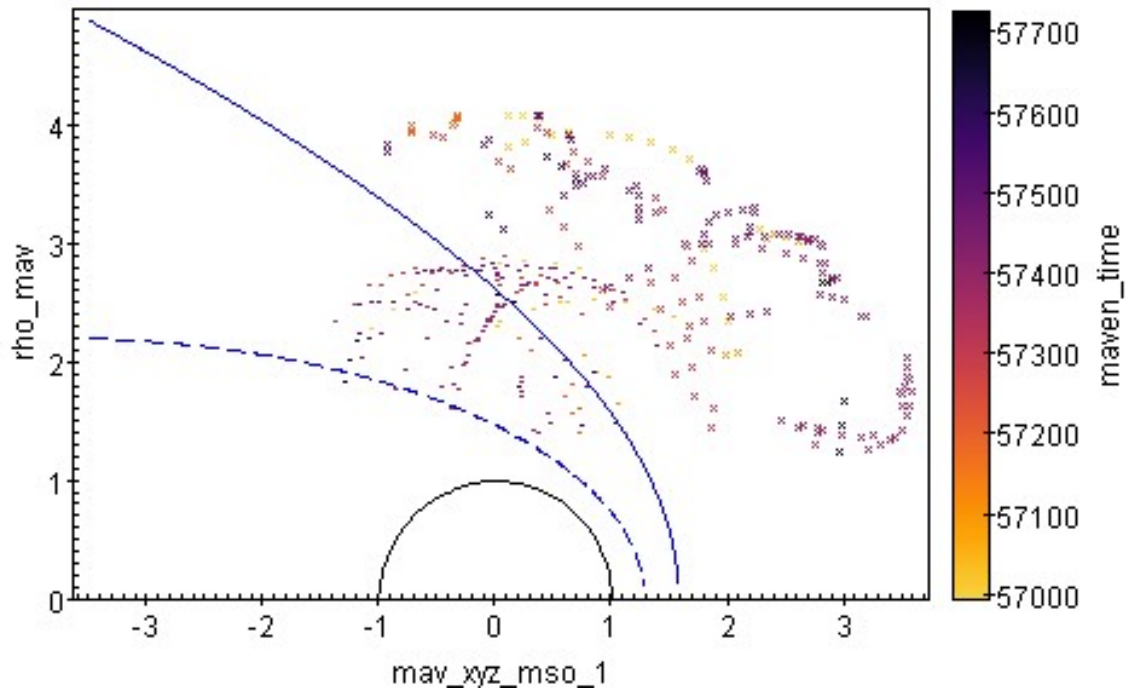
4538

## 4539 II.2 MAVEN in the “plume”

4540 Similarly to 1.c, the identification of MAVEN in the plume region used the same criteria (Eq  
 4541 5). In addition, we look for ion pickup signatures on the MAVEN STATIC data. When the sum  
 4542 of the energy flux is in the range of 10keV to 30keV is above  $1e6 \text{ eV/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{sr} \cdot \text{eV}$  (for all  
 4543 masses). The corresponding time table is  
 4544 TT\_mav\_plume\_mex\_sw\_with\_pickup\_signature\_12\_2014\_12\_2016.xml. Figure 7 represents  
 4545 the locations when MAVEN was sampling the plume with pickup ion signatures while MEX is  
 4546 in the solar wind region.

4547





4548

4549

4550

4551

4552

4553

### II.3 MAVEN in the upper ionosphere

4554

4555

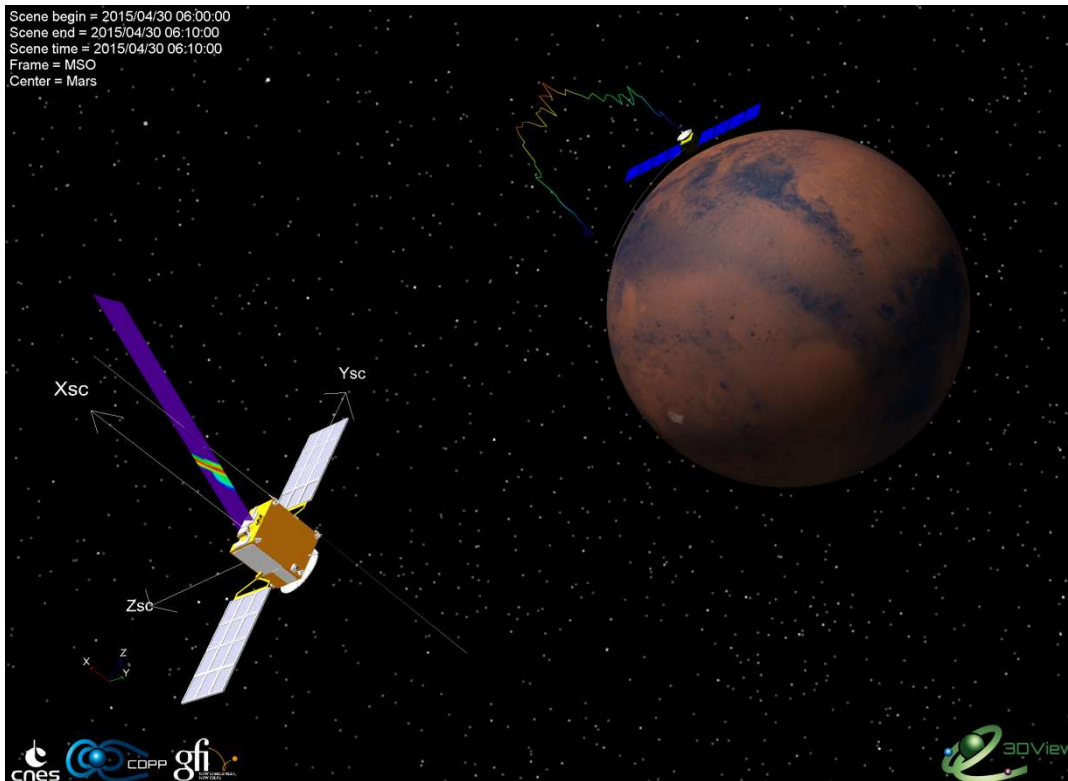
4556

Similarly to 1.c, a data mining has been performed according to criteria (Eq 6) when MEX is in the SW. The resulting time intervals are summarized in the time tables TT\_maven\_iono\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml.

4557

4558

Figure 8 illustrates the configuration of MAVEN in the ionosphere and MEX in the Solar wind region.



4559

4560 Figure 8: MEX is located in the SW region while MAVEN is sampling the ionosphere. The  
 4561 electron density profile derived from LPW observations is overplotted along the MAVEN  
 4562 trajectory.

4563

4564 Delivered Time Tables

4565 Solar Wind monitor:

- 4566 • TT\_maven\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml – MAVEN located in the Solar Wind region
- 4567 • TT\_maven\_sw\_qual\_select\_12\_2014\_12\_2016.xml – MAVEN located in the Solar  
 4568 Wind region with a good quality of SWIA moments (above 0.7).
- 4569 • TT\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016.xml – MEX located in the Solar Wind region
- 4570 • TT\_mex\_sw\_qual\_select\_12\_2014\_12\_2016.xml – MEX located in the Solar Wind  
 4571 region with a good quality of IMA moments (above 0.7).

4572 MAVEN in the SW:

- 4573 • TT\_mex\_ps\_maven\_sw\_12\_2014\_12\_2016 – MEX located in the Plasma Sheet region
- 4574 and MAVEN in the Solar Wind
- 4575 • TT\_mex\_plume\_maven\_sw\_12\_2014\_12\_2016 – MEX located in the plume region
- 4576 and MAVEN in the solar wind
- 4577 • TT\_mex\_plume\_maven\_sw\_with\_pickup\_signature\_12\_2014\_12\_2016 – subset of the
- 4578 previous TT when MEX IMA shows heavy pickup ion signature.
- 4579 • TT\_mex\_iono\_maven\_sw\_12\_2014\_12\_2016 – MEX located in the ionosphere region
- 4580 and MAVEN in the Solar Wind

4581 MEX in the SW:

- 4582 • TT\_maven\_ps\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016 – MAVEN located in the Plasma Sheet
- 4583 region and MEX in the Solar Wind
- 4584 • TT\_maven\_plume\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016 – MAVEN located in the plume region
- 4585 and MEX in the solar wind
- 4586 • TT\_maven\_plume\_mex\_with\_pickup\_signature\_12\_2014\_12\_2016 – subset of the
- 4587 previous TT when MAVEN STATIC shows heavy pickup ion signature.
- 4588 • TT\_maven\_iono\_mex\_sw\_12\_2014\_12\_2016 – MAVEN located in the ionosphere
- 4589 region and MEX in the Solar Wind

4590 Delivered 3Dview scenes:

- 4591 • MAVEN\_iono\_MEX\_SW\_2014\_12\_01.3dv
- 4592 • MAVEN\_iono\_MEX\_SW\_2015\_01\_04.3dv
- 4593 • MAVEN\_iono\_MEX\_SW\_2015\_04\_30.3dv
- 4594 • MAVEN\_plume\_MEX\_SW\_2014\_12\_04.3dv
- 4595 • MAVEN\_plume\_MEX\_SW\_2015\_09\_23.3dv
- 4596 • MAVEN\_plume\_MEX\_SW\_2016\_03\_21.3dv
- 4597 • MAVEN\_PS\_MEX\_SW\_2014\_12\_02.3dv
- 4598 • MAVEN\_PS\_MEX\_SW\_2015\_04\_15.3dv
- 4599 • MAVEN\_PS\_MEX\_SW\_2016\_03\_22.3dv
- 4600 • MEX\_iono\_MAVEN\_SW\_2015\_07\_13.3dv
- 4601 • MEX\_iono\_MAVEN\_SW\_2015\_08\_10.3dv

- 4602 • MEX\_iono\_MAVEN\_SW\_2016\_02\_03.3dv
- 4603 • MEX\_plume\_MAVEN\_SW\_2014\_12\_20.3dv
- 4604 • MEX\_plume\_MAVEN\_SW\_2016\_08\_13.3dv
- 4605 • MEX\_plume\_MAVEN\_SW\_2016\_09\_08.3dv
- 4606 • MEX\_PS\_MAVEN\_SW\_2014\_12\_17.3dv
- 4607 • MEX\_PS\_MAVEN\_SW\_2015\_01\_16.3dv
- 4608 • MEX\_PS\_MAVEN\_SW\_2016\_09\_03.3dv

4609

4610 **References:**

- 4611 Edberg, N. J. T., Lester, M., Cowley, S. W. H., and Eriksson, A. I.: Statistical analysis of the  
4612 location of the Martian magnetic pileup boundary and bow shock and the influence of crustal  
4613 magnetic fields, *J. Geophys. Res.*, 113, A08206, doi:10.1029/2008JA013096, 2008
- 4614 Halekas, J.S., Taylor, E.R., Dalton, G. et al. *Space Sci Rev* (2015) 195: 125.  
4615 <https://doi.org/10.1007/s11214-013-0029-z>
- 4616 Nagy, A., et al., The plasma environment of Mars, *Space Sci. Rev.*, 111 ,33 – 114, 2004
- 4617
- 4618

## Résumé

4621 **Titre : L'échappement atmosphérique martien : Analyse des données MAVEN**

4622

4623 Différentes observations de l'atmosphère martienne font état de son échappement vers l'espace. Parmi  
4624 les mécanismes d'échappement identifiés comme potentiellement à l'origine de cet échappement, le  
4625 criblage atmosphérique est considéré comme un processus minoritaire de nos jours. Le taux  
4626 d'échappement par criblage étant difficilement directement mesurable, les estimations actuelles reposent  
4627 essentiellement sur l'utilisation de modèles analytiques ou numériques mais varient fortement d'un  
4628 modèle à l'autre en raison de l'absence d'une mesure précise du flux de particules impactant  
4629 l'atmosphère et à l'origine du criblage atmosphérique.

4630 Le but principal de ma thèse a été d'étudier les données obtenues par les instruments du satellite « *Mars*  
4631 *Atmosphere and Volatile EvolutioN* » (MAVEN) pour mieux comprendre les mécanismes à l'origine  
4632 des précipitations ioniques dans l'atmosphère martienne ainsi que leur dépendance en fonction des  
4633 paramètres solaires (vent solaire et flux radiatif). Ainsi, j'ai pu étudier l'influence des événements  
4634 solaires sur les précipitations ioniques et en isoler les paramètres clefs : la pression dynamique et le  
4635 champ électrique. J'ai ensuite réalisé la première étude établissant une dépendance anti-corrélée entre  
4636 les précipitations d'ions et le flux EUV. J'ai ensuite étudié l'influence de la pression dynamique sur les  
4637 précipitations d'ions en comparant les résultats d'observations de MAVEN aux résultats de simulations  
4638 LatHyS.

4639

4640 Mots-clefs : Mars, atmosphère, échappement, MAVEN, interaction vent solaire-Mars

4641

4642

## Abstract

4643 **Title: Martian atmospheric escape: MAVEN data Analysis**

4644

4645 Various observations suggest that Mars permanently loses its atmosphere into space. Several  
4646 mechanisms have been identified among which atmospheric sputtering is considered a minor process  
4647 nowadays. A direct measurement of sputtering signature being not accessible with the actual  
4648 instruments, most of the estimates of its present efficiency are based on analytical or numerical models.  
4649 They all depend on an accurate knowledge of the ion flux and energy distribution precipitating into  
4650 Mars' atmosphere and at the origin of Mars' atmospheric sputtering. flux. Constraining this precipitating  
4651 ion flux is therefore a key information to better understand if Mars' atmospheric sputtering could have  
4652 been a significant mechanism of atmospheric escape into space.

4653 The main goal of my PhD has been to study the measurements obtained by the instruments of the Mars  
4654 Atmosphere and Volatile EvolutioN (MAVEN) spacecraft to better understand the mechanisms at the  
4655 origin of the ion precipitation into the Martian atmosphere as well as their dependence on the solar wind  
4656 and radiation conditions. Thus, I was able to study the influence of solar events on ion precipitation and  
4657 to isolate its key parameters: the dynamic pressure and the electric field. I then carried out the first study  
4658 establishing an anti-correlated dependency between ion precipitation and EUV flux. I then studied the  
4659 influence of dynamic pressure on ion precipitation by comparing the results of MAVEN observations  
4660 with the results of LatHyS simulations.

4661

4662 Keywords: Mars, atmosphere, escape, MAVEN, Mars' solar wind interaction