Etude morphométrique de la cryosphère ancienne de Mars : implications paléo-climatiques

Axel Bouquety

▶ **To cite this version:**

Axel Bouquety. Etude morphométrique de la cryosphère ancienne de Mars : implications paléo-climatiques. Géomorphologie. Université Paris Saclay (COmUE), 2019. Français. NNT : 2019SACLS460 . tel-02428678

HAL Id: tel-02428678
https://theses.hal.science/tel-02428678

Submitted on 6 Jan 2020

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.

université PARIS-SACLAY

NNT : 2019SACLS460

Thèse de doctorat

UNIVERSITÉ PARIS SUD
Comprendre le monde, construire l'avenir

Étude morphométrique de la cryosphère ancienne de Mars : Implications paléo-climatiques

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay
Préparée à l'Université Paris-Sud

École doctorale n°579 : sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMaG)

Spécialité de doctorat: structure et évolution de la terre et des autres planètes

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 28/11/2019, par

Axel Bouquety

Composition du Jury :

Christelle Marlin, Hydrologue HDR, Laboratoire GEOPS (Géoscience Paris Sud, UMR 8148)	Présidente
Daniel Mège, Géomorphologue Maître de conférences, LPG (Laboratoire de planétologie et géodynamique UMR 6112)	Rapporteur
Aymeric Spiga, Modélisateur climatique Maître de conférences CNRS, LMD (Laboratoire de météorologie dynamique, UMR 8539)	Rapporteur
Denis Mercier, Géographe Professeur des universités (Sorbonne, UFR 08)	Examinateur
Ernst Hauber, Géologue planétaire Chercheur, DLR (Centre allemand pour l'aéronautique et l'astronautique)	Examinateur
François Costard, Géologue planétaire Directeur de recherche, GEOPS (UMR 8148)	Directeur de thèse
Antoine Séjourné, Géologue planétaire Maître de conférences, GEOPS (UMR 8148)	Co-Directeur de thèse

« Le travail finit toujours par payer… »

Véronique B.

Remerciements

C'est une page qui se tourne, après 8 années à la fac d'Orsay j'ai fini mes études, qui se sont déroulées de la plus agréable des manières et ce notamment grâce à l'équipe du bâtiment 509 dans laquelle j'ai réalisé plusieurs stages et cette thèse.

Tout d'abord je tiens à remercier chaleureusement Antoine et François, mes deux directeurs de thèse avec lesquels j'entretiens des relations professionnelles depuis le début de mes études. Tout a commencé en L1 pendant le projet professionnel, déjà à l'époque Antoine était mon référent et j'ai eu l'occasion d'interviewer François alors que je n'étais qu'un petit étudiant chevelu qui rêvait de devenir planétologue. Les années ont passés et les cheveux ont disparu, mais l'envie de travailler dans cette branche est toujours là. Merci à Antoine et François de m'avoir accompagné pendant toutes ces années, pour leurs précieux conseils et savoir qui m'ont grandement fait progresser et appris l'autonomie. J'ai eu la chance de réaliser ma thèse dans une très bonne ambiance de travail, chaleureuse avec des bonnes tranches de rigolades parsemées de quelques aventures comme cette excursion au Twin Picks!

Je remerci également toute la team 509 : Hélène avec toujours un mot pour rire, Laure et ses petites anecdotes, Julien pour ses mots rassurants, Frédéric S. pour les discussions et conseils, Frédéric B. pour le fameux « on est bieng ? » et Sylvain pour son aide, sa bonne humeur et les discussions parfois animées ! L'ambiance au sein de ce labo est incroyable, familiale je dirais même… Lorsque Laure sonne la cloche et que l'on passe tous à table, on a vraiment l'impression de se retrouver entre potes prêts à passer un bon moment et honnêtement … ça va me manquer !

Un merci tout particulier à ma Cobubu avec laquelle j'ai partagé un bureau pendant 2 ans. J'ai vraiment eu de la chance de partager ces 2 années avec toi. On s'est plutôt bien marré et on a bien mangé. Merci de m'avoir supporté et de m'avoir fait tous ces thés pendant la phase de rédaction, qui était grâce à toi, un peu plus agréable ! Ça doit faire maintenant 5 ans que l'on se connaît et ces 2 années de cohabitation de bureau n'ont fait que confirmer le fait que tu risques de m'avoir sur le dos pendant de longues années encore ! ;)

Un merci aussi à tous les thésards et amis du 504/509 : Margaux, Maxence, Guillaume, Louise, Lara, Inès, Maher, Caro et tous les autres ! Un merci aussi à tous ceux qui ont été de passage au 509 Anthony, Eric, P.A, Louis, Quentin et tous les footeux du Jeudi !

Un merci à Alexia chez qui j'ai pu aller m'exiler quelque temps pour la rédaction et qui m'a bien aidé à décompresser ! Merci p'tite meuf !

Je remercie aussi tous mes potes et amis : Nico, Damien, (les) Thomas, Hugo (qui ne parle pas français !), Djo, Julien, Flo, Max, Aurélia, Alicia et j'en passe qui me disait : « tu fais de la géologie ? Donc tu fais des cailloux ? » Oui… mais maintenant je fais des cailloux de

l’espace ! Merci à vous de vous être intéressé à ce que je fais et pour vos encouragements et délires !

Merci aussi à tous les collègues planétologues, et particulièrement à Susan, que j’ai eu l’occasion de croiser en conférence qui ont aiguisé mon esprit scientifique.

Merci à mon Capitaine Ô mon Capitaine, qui dès mon plus jeune âge, m’a appris à être curieux et tentait de répondre à mes questions !

Un énorme merci à Didier qui a corrigé les fautes d’orthographe !!

Et enfin, je voudrais remercier chaleureusement ma famille et plus particulièrement mes parents qui ont toujours cru en moi et m’ont permis de réaliser ce rêve !! Un merci particulier à mon frangin qui a dû supporter mes délires et histoires sur Mars ;)

Bref, cette thèse a vraiment été 3 années de bonheur, avec des hauts et des bas bien sûr, mais globalement une expérience unique qui m’a permis de grandir sur plein d’aspects aussi bien personnel que professionnel !

Table des matières

1 Mars une planète au passé débattu **24**

1.1 Notre système solaire : un lieu de choix pour l'exploration planétaire . . . 25

1.2 Mars : clef de voûte de l'exploration spatiale . . . 28

1.2.1 La surface martienne : une fenêtre vers le passé . . . 30

1.2.2 Chronologie martienne . . . 33

1.2.2.1 Le Noachien : 4,6 Ga à 3,5 Ga, selon Hartmann (2005) et de 4,6 à 3,7 Ga selon Hartmann and Neukum (2001) . . . 33

1.2.2.2 L'Hespérien : de 3,7 à 1,7 Ga (Hartmann, 2005) et 3,7 à 3,2 Ga (Hartmann and Neukum, 2001) . . . 33

1.2.2.3 L'Amazonien : de 1,7 à ajourd'hui (Hartmann, 2005) et 3,2 à aujourd'hui (Hartmann and Neukum, 2001) . . . 35

1.3 Mars une planète au climat passé contesté . . . 37

1.3.1 La vision actuelle : le Noachien, un climat présumé chaud et humide, Warm and wet . 37

1.3.2 Modélisation climatique pour le scénario « warm and wet » . . . 40

1.3.3 La transition Noachien/Hespérien : un changement climatique à l'échelle globale ? . . 40

1.3.4 Vers un nouveau modèle : Le climat à la fin du Noachien, plus froid, le icy highland scenario . . . 42

1.3.5 Autres arguments pour le « icy highland scenario » . . . 43

1.4 Le climat primitif martien : un débat animé . . . 44

1.4.1 Mars primitif froid un modèle contesté . . . 45

1.5 Problématique et objectif de la thèse . . . 46

2 Milieux glacés terrestres et martiens **48**

2.1 Introduction . . . 49

2.2 Les environnements glaciaires terrestres . . . 49

2.2.1 Mécanismes et dynamiques d'un glacier . . . 49

2.2.1.1 Régime thermique des glaciers . . . 51

2.2.1.2 Mouvements des glaciers . . . 53

2.2.2 Le cortège glaciaire . . . 54

2.2.2.1 Les glaciers non contrôlés par la topographie . . . 54

2.2.2.2 Les glaciers contrôlés par la topographie. 55
2.2.2.3 Les modelés d'érosion 57
2.2.2.4 Les modelés de dépôts 58
2.2.3 Les régions périglaciaires 60
2.2.4 Les régions paraglaciaires 61
2.2.4.1 Les effondrements gravitaires 61
2.2.4.2 Les paysages fluvioglaciaires 62
2.3 Mécanisme d'englaciation 64
2.4 Une région active, la vallée de Chamonix 67
2.4.1 Etude de terrain dans la vallée de Chamonix 68
2.4.2 Une région déglacée, le Cantal 75
2.5 Les environnements glaciaires martiens 78
2.5.1 Les paramètres orbitaux martiens 78
2.5.1.1 L'excentricité : Des variations sur l'intensité des saisons 78
2.5.1.2 L'obliquité : des variations à l'échelle globale 80
2.5.2 Le glaciaire ancien : Hespérien 81
2.5.2.1 Les vallées de cratères 81
2.5.2.2 Les modelés paraglaciaires 84
2.5.3 Le glaciaire récent : Amazonien 84
2.5.3.1 Modelés dépendant de la pente : les Viscous Flow Features (VFF) 86
2.5.3.2 Modelés du pergélisol 87
2.5.4 Résumé 88
2.6 Détermination de la zone d'étude 88
2.6.1 Caractéristiques de Terra Sabaea 91

3 Méthode d'étude : Analyse morphométrique comparative 94
3.1 Introduction 95
3.2 Les vallées terrestres 95
3.2.1 Les vallées fluviatiles : mécanismes de formation 95
3.2.2 Les vallées et cirques glaciaires terrestres 97
3.2.3 Différence morphométrique entre les vallées fluviatiles et les vallées glaciaires 99
3.3 La géomorphologie au service du paléoclimat : l'Okavango : un delta dans le désert ? 100
3.4 Etude des vallées dans Terra Sabaea 102
3.4.1 Données utilisées 102
3.4.1.1 Imagerie de haute résolution : images Context Camera (CTX) 103
3.4.1.2 Données topographiques de haute résolution : Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) et High Resolution Stereo Camera (HRSC) 104
3.4.2 Approche géomorphologique comparée : Terra Sabaea 106
3.4.3 Notice de l'analyse morphométrique : les vallées 109
3.4.3.1 Travail préliminaire : géoréférencement et création de cartes 109

3.4.3.2 Contour des vallées : tracer le polygone . . . 109
3.4.3.3 Extraction des données via le polygone : aire de drainage, pente et altitude 110
3.4.3.4 Longueur et largeur de la vallée . . . 111
3.4.3.5 Extraction des profils topographiques et aire d'une tranche de vallée . . . 112
3.4.3.6 Profondeur et V-index à partir des profils topographiques . . . 114
3.4.3.7 Base de données . . . 115
3.4.4 Notice de l'analyse morphométrique : les têtes de vallées . . . 115
3.4.4.1 Contour des têtes de vallées : tracer le polygone . . . 115
3.4.4.2 Extraction des données via le polygone : pente et altitude . . . 116
3.4.4.3 Mesure de la longueur, largeur, amplitude et extraction du profil topographique 117
3.4.4.4 Calcul de la taille et du gradient axial d'une tête de vallée . . . 118
3.4.4.5 Base de données . . . 119
3.4.5 Etendue de l'analyse morphométrique . . . 119
3.4.5.1 Descriptif des différentes zones (Fig.3.23) . . . 119
3.5 Analyse morphométrique comparative . . . 121
3.5.1 Méthode appliquée sur des vallées glaciaires terrestres connues . . . 121
3.5.1.1 La vallée de Chamonix . . . 123
3.5.1.2 Le massif du Cantal . . . 124
3.5.2 Test de la méthode appliquée sur des cas martiens connus . . . 125
3.5.2.1 Cratère Bakhuysen . . . 125
3.5.2.2 Cratère "GLF" . . . 126
3.6 Datation . . . 127
3.7 Résumé et conclusion . . . 131

4 Résultat : l'analyse morphométrique des vallées de Terra Sabaea 132

I Premier résultat : sur les traces d'un paysage glaciaire ancien 133
4.1 Introduction . . . 134
4.2 Glacial landforms on Earth and Mars . . . 136
4.2.1 Characteristics of glacial landforms on Earth . . . 136
4.2.2 Past and recent martian glaciations . . . 136
4.3 Study area in Terra Sabaea . . . 137
4.3.1 Description of the area . . . 137
4.3.1.1 Mountain 1 . . . 139
4.3.1.2 Crater 1 . . . 139
4.3.1.3 Dawes crater . . . 139
4.4 Data and methods . . . 140
4.4.1 Imagery . . . 140
4.4.2 Morphometrical analysis of terrestrial glacial landscapes . . . 141

4.4.2.1 Terrestrial glacial and fluvial valleys . . . 141
4.4.2.2 Terrestrial glacial cirques . . . 143
4.4.3 Morphometrical analysis of valleys on Mars . . . 143
4.4.3.1 Morphological identification of the valleys and their drainage area . . . 144
4.4.3.2 Valley length and width . . . 144
4.4.3.3 Valley slope and elevation . . . 145
4.4.3.4 Valley cross-sectional area and V-index . . . 146
4.4.4 Morphometrical analysis of valley heads on Mars . . . 146
4.4.5 Comparative morphometrical analysis with known valleys on Earth and Mars . . . 146
4.4.5.1 Comparison with Mars . . . 146
4.4.5.2 Comparison with the Earth . . . 148
4.4.6 Summary of measured parameters . . . 149
4.4.6.1 Valleys in Terra Sabaea . . . 149
4.4.6.2 Valley heads in Terra Sabaea . . . 149
4.4.6.3 Glacial valleys in Chamonix valley . . . 150
4.4.7 Age estimation of Dawes crater . . . 153
4.5 Results . . . 153
4.5.1 Morphometric comparison : Valleys . . . 153
4.5.1.1 Length to Width ratio . . . 153
4.5.1.2 Cross-sectional area . . . 154
4.5.1.3 Elevation . . . 156
4.5.2 Morphometric comparison : valley heads . . . 156
4.5.3 Morphometric comparison : glacial valleys in Chamonix . . . 157
4.6 An interpreted glacial landscape in Terra Sabaea . . . 158
4.6.1 Characteristics of glacial valleys in Terra Sabaea . . . 158
4.6.2 Characteristics of valley heads in Terra Sabaea . . . 158
4.6.3 Timing of the formation of the glacial landscape . . . 161
4.7 Discussion . . . 162
4.7.1 Allometry and origin of the glacial cirque in Terra Sabaea . . . 162
4.7.2 Type of glaciation . . . 163
4.7.3 Late Noachian/early Hesperian glacial landscape versus Amazonian VFFs . . . 164
4.7.4 Paleoclimatic implications . . . 164
4.8 Conclusion . . . 166

II Deuxième résultat : sur les traces d'une calotte ancienne 167

4.9 Introduction . . . 168
4.10 Paleoglacial landscape on Mars and Earth . . . 170
4.10.1 Characteristics of identified glacial valleys and glacial cirques in Terra Sabaea : A 3,6 Ga glacial landscape . . . 170

4.10.2 Paleoglaciation on Earth : example from the Cantal in French massif central 171
4.11 Study area 173
4.12 Data and methods 175
4.12.1 Imagery 175
4.12.2 Morphometrical analysis of valleys on Mars 176
4.12.3 Comparative morphometrical analysis with known valleys on Earth and Mars 177
4.12.3.1 Comparison with Mars 177
4.12.3.2 Comparison with the Earth 179
4.12.4 Summary of measured parameters 180
4.12.5 Age estimation 183
4.13 Results 184
4.13.1 Morphometric comparison : length to width ratio 184
4.13.2 Morphometric comparison : cross-sectional area to drainage area ratio 186
4.13.3 Morphometric comparison : V-index 186
4.13.4 Elevation 189
4.14 An interpreted glacial landscape 189
4.14.1 Glacial crater valleys from crater 2, crater 3 and crater 4 189
4.14.2 Radiating valleys from the plateau 190
4.14.3 Evidence for a plateau ice cap : comparison with the Earth 190
4.14.4 Timing of the formation of the glacial landscape 195
4.14.4.1 Glacial valleys 195
4.14.4.2 Plateau ice cap 197
4.15 Discussion 198
4.15.1 Quantification of uncertainties 198
4.15.2 Estimation of the elevation line altitude : ELA 199
4.15.3 Comparison with the Tibetan plateau 201
4.15.4 Glacial landscape in Terra Sabaea : A complex system 203
4.16 Conclusion 206

III Résultats étendu sur l'ensemble de Terra Sabaea 207

4.17 Introduction 208
4.18 Résultats de l'analyse morphométrique : Les vallées de cratères (Zones b et d) 210
4.18.1 Zone b 210
4.18.2 Zone d 211
4.19 Résultats de l'analyse morphométrique : Les vallées inter-cratères (Zones g, h et i) 214
4.19.1 Zone g 214
4.19.2 Zone h et h* 216
4.19.3 Zone i 217
4.19.4 Résumé de l'analyse morphométrique 220

4.20 Interprétation : Un paysage glaciaire complexe . . . 221
4.20.1 Zone b . . . 221
4.20.1.1 Longueur et largeur . . . 221
4.20.1.2 V-index . . . 222
4.20.1.3 Têtes de vallées . . . 223
4.20.1.4 Synthèse zone b . . . 224
4.20.2 Zone d . . . 225
4.20.2.1 Longueur et largeur . . . 225
4.20.2.2 Pente . . . 228
4.20.2.3 Têtes de vallées . . . 230
4.20.2.4 Synthèse de la zone d . . . 230
4.20.3 Zone g . . . 232
4.20.3.1 Longueur et largeur . . . 232
4.20.3.2 V-index . . . 235
4.20.3.3 Pentes . . . 236
4.20.3.4 Synthèse de la zone g . . . 238
4.20.4 Zone h . . . 238
4.20.4.1 Longueur et largeur . . . 238
4.20.4.2 V-index zone h* . . . 240
4.20.4.3 Pente . . . 240
4.20.4.4 Synthèse de la zone h . . . 242
4.20.5 Zone i . . . 242
4.20.5.1 Longueur et largeur . . . 243
4.20.5.2 Pente . . . 244
4.20.5.3 Synthèse zone i . . . 245
4.21 Synthèse de l'ensemble des résultats . . . 246
4.21.1 Pente, V-index et altitude . . . 248
4.21.2 Datation . . . 250
4.21.3 Cartographie finale et résumé . . . 251

5 Discussion : coexistence de la glace et de l'eau liquide 258
5.1 Carte thématique de Terra Sabaea . . . 259
5.1.1 Les open-basin lakes (OBL) . . . 260
5.1.2 Extrapolation à l'ensemble de la zone d'étude . . . 262
5.1.2.1 Paysages glaciaires supposées dans les cratères d'impact . . . 263
5.1.2.2 Calottes de glace supposées sur les hauts plateaux . . . 266
5.1.3 Carte thématique finale . . . 268
5.2 Lien entre la glace et l'eau : un paysage continu ? . . . 271
5.2.1 Des hauts plateaux englacés aux vallées fluviatiles . . . 272
5.2.1.1 Zone 1 . . . 272

5.2.1.2 Zone 3 . . . 274
5.2.2 Possibles paléo-bassins . . . 275
5.2.2.1 Zone 2 . . . 275
5.2.2.2 Zone 4 . . . 276
5.2.3 Un paysage glaciaire à l'origine de Naktong Vallis ? . . . 279
5.2.3.1 Zone 5 . . . 279
5.2.3.2 Zone 6 . . . 280
5.2.4 Zone d : Un possible paysage fluvioglaciaire ? . . . 281
5.2.5 Synthèse : Un système spatialement continu, du glaciaire au fluviatile . . . 282
5.3 Comparaison avec la Terre : la Nouvelle-Zélande . . . 286
5.3.1 Des paysages comparables . . . 286
5.3.1.1 Vallées et cirques glaciaires . . . 287
5.3.1.2 Chenaux de fonte et vallées ramifiées . . . 289
5.3.1.3 Bassins intérieurs . . . 290
5.3.2 Différence entre les paysages glaciaires martiens et terrestres . . . 291
5.3.2.1 Dynamique des dépôts glaciaires dans les cratères d'impact . . . 291
5.3.2.2 Absence de modelés de dépôts . . . 294
5.3.3 Synthèse de la comparaison . . . 295
5.4 Paléoclimat il y a 3,6 Ga . . . 295
5.4.1 Chronologie des évènements glaciaires et fluviatiles . . . 295
5.4.1.1 Fluviatile puis glaciaire . . . 296
5.4.1.2 Glaciaire puis fluviatile . . . 297
5.4.1.3 Coexistence eau et glace . . . 297
5.4.2 Lien entre la pente et le régime thermique du glacier . . . 300
5.4.3 Un paléo cycle de l'eau . . . 300
5.4.4 Synthèse de la discussion . . . 302

6 Conclusion et perspectives 305

7 Annexes 308

Table des figures

1.1 Premiers croquis de la planète Mars observés par Huygens et Cassini au XVIIème siècle. On y remarque la présence de certaines structures ainsi que la présence d'une calotte polaire. Source Flammarion, 1884. . . . 25
1.2 Dessin d'artiste des planètes de notre système solaire. Source Nicolas Barboni . . . 26
1.3 Taille relative, à l'échelle de l'ensemble des planètes du système solaire. (a) Ensemble du système solaire par rapport au soleil. (b) Planètes gazeuses, glacées et telluriques. (c) Planètes telluriques (images internet) . . . 27
1.4 Exemple de surface planétaire : (a) Io : lune de Jupiter, (b) Pluton : planète naine, (c) Titan et (d) Encelade : lunes de Saturne. Crédit des images : NASA . . . 28
1.5 Résumé des missions spatiales martiennes ayant eu lieu et qui vont avoir lieu dans les prochaines années. Source NASA . . . 29
1.6 Carte de la topographie martienne établie avec les données de l'orbiteur Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA). . . . 30
1.7 Carte représentant les différents âges des terrains martiens (Thèse Antoine Séjourné, à partir de Tanaka (2014)). . . . 31
1.8 Carte géologique de la surface martienne (Tanaka, 2014). . . . 32
1.9 Olympus Mons depuis l'orbite martienne par la caméra HRSC (High Resolution Stereo Camera) de la mission Mars Express. . . . 34
1.10 Valles Marineris visible depuis l'orbite martienne. Source NASA . . . 35
1.11 Résumé de la chronologie des évènements de l'histoire martienne en comparaison avec les éons terrestres. (Carr and Head, 2010) . . . 36
1.12 Comparaison de vallée ramifiée martienne et terrestre. (a) Warrego Valles sur Mars et (b) Vallée ramifié au Congo sur Terre. Source images Google Earth. . . . 37
1.13 Carte de la répartition des réseaux de vallées ramifiées, en bleu, sur Mars (Hynek et al., 2010). 38
1.14 Schéma de l'hydrosphère Noachienne (Fassett and Head, 2008b). . . . 39
1.15 Carte de la distribution des argiles à la surface de Mars à partir des données de CRISM et OMEGA (Ehlmann et al., 2011). . . . 39
1.16 Exemple de vallée de débâcle dans Ares Vallis . . . 41

1.17 Disposition des réseaux de vallées et dépôts minimums de glace d'eau associée en (a) dans la configuration actuelle et (b) dans la topographie avant la mise en place du dôme de Tharsis (Bouley et al., 2016). 42
1.18 True polar Wandering (Bouley et al., 2016). Il est possible d'observer la répartition des réseaux de vallées avant et après le basculement de la croûte. 43
1.19 Dépôts de glace d'eau (en blanc) dans les conditions Noachiennes en $kg.m^{-2}$. (a) Sans la topographie induite par Tharsis et (b) avec la topographie de Tharsis. Obliquité 45° et 1 bar d'atmosphère. Modifié de Wordsworth et al. (2013). 44

2.1 Illustration de la mise en place d'un glacier en fonction des différents facteurs, avec en amont la zone d'accumulation et en aval la zone d'ablation séparée par la ligne d'équilibre. Modifié de Maisch et al. (1993) 50
2.2 Bloc diagramme montrant (a) un paysage englacé et (b) un paysage déglacé. Tarbuck and Lutgens (1998) 51
2.3 Différents régimes thermiques de glaciers. (a) Glacier à base froide, (b) glacier à base chaude et tempéré et (c) déplacement associé au régime thermique. Modifié de Bennett (2011) 52
2.4 Différents mouvements d'un glacier. (a) Explication de la dynamique cassante avec comme illustration (c) le front du glacier d'Argentière, vallée de Chamonix. Il est possible de voir que le front du glacier est marqué par la présence de fractures qui témoignent des phénomènes de pression engendrée par la glace en amont. (b) Dynamique des forces de frottement et des vitesses de déplacement au sein du glacier. (d) Photo de drone de la Mer de Glace. L'alternance de niveau arqué clair et foncé est du aux forces de frottement ayant lieu entre la glace et les remparts du lit du glacier. Ici, la reptation a eu le temps de s'adapter de par la pente douce. Figure modifiée de Maisch et al. (1993). Photos personnelles prises lors de la campagne de terrain en Juillet 2018. 54
2.5 Inlandsis au Groenland 55
2.6 Nunataks au Groenland. Source Richard Droker 56
2.7 Différents glaciers contrôlés par la topographie. (a) Glacier de piémont : Ellesmere island, Canada, (b) Glacier Alpin : Glacier Briksdal, Norvège. 56
2.8 Exemple de terrain d'un paysage d'érosion glaciaire. Panorama de drone de la Mer de Glace. Photo d'Antoine Séjourné prise lors de la campagne de terrain en Juillet 2018. 58
2.9 Différents modelés d'érosion et de dépôt. (a) Moraine, (b) Bloc erratique, (c) Drumlin, (d) Champs de drumlin, (e) Roche moutonné, et (f) Esker. 59
2.10 Schéma d'un cortège glaciaire typique. Source université de Tours 60
2.11 Schéma explicatif d'un pergélisol. Source : Société Suisse de Géomorphologie 61
2.12 Schéma explicatif d'un environnement paraglaciaire (modifié de la thèse de Julien Coquin). . 62
2.13 Dynamique fluvio-glaciaire (modifié de geoglaciaire.net). 63
2.14 Paysage fluvioglaciaire en Islande, on y voit les chenaux en tresse dans la plaine d'épandage 64
2.15 Paramètres de Milankovic et période associée en kilo année. (a) excentricité, (b) obliquité et (c) précession (Source internet). 65

2.16 Reconstitution de la dernière glaciation. L'extension de la glace est représentée en blanc (Source NASA). 66
2.17 Diagramme de phase de l'eau en fonction de la pression en vapeur saturante et de la température 66
2.18 Dessin d'artiste de la Snowball Earth. (Source SPL) 67
2.19 Sites étudiés lors de la campagne de terrain de Juillet 2018. (a) Modèle numérique de terrain (MNT) avec les différents sites associés : (b) Vue d'ensemble de la vallée de Chamonix, (c) Glacier d'Argentière, (d) Lac blanc avec vue sur la Mer de Glace en arrière-plan, (e) la Mer de Glace et (f) le glacier des Bossons. Photos personnelles prises lors des campagnes de terrain. 69
2.20 Reconstitution de la dernière glaciation dans les Alpes occidentales au Würm. L'encadré représente la vallée de Chamonix. Coutterand and Buoncristiani (2006). 70
2.21 Graphique représentant le recul des glaciers d'Argentière, des Bossons et de la Mer de glace depuis 1800 (Francou, 2007). 71
2.22 Même point de vue de la Mer de Glace lors des deux campagnes de terrains (a) été 2018 et (b) printemps 2019. Photos personnelles. 72
2.23 Vue de morphologies acquises lors des expéditions sur les glaciers. (a) Mer de Glace et (b) Glacier d'Argentière. Photos personnelles prises lors de la campagne de terrain en Juillet 2018. 73
2.24 Vue du (a) glacier d'argentière et (b) de la Mer de Glace du lac blanc. Photos personnelles prises lors de la campagne de terrain en Juillet 2018. 74
2.25 Vue d'environnement déglacé ou en fin de vie. (a) Vue de drone du front du glacier des Bossons avec la vallée en auge déglacée. Photo personnelle prise lors de la campagne de terrain en Juillet 2018. 75
2.26 Vue d'ensemble du Massif du Cantal (a) modèle numérique de terrain de la région, la région encadrée en rouge est le mont du Cantal dont le MNT détaillé est montré en (b). 76
2.27 Reconstitution de l'avancé maximum des glaciers lors de la dernière glaciation dans le Cantal. (a) Carte morphologique modifiée de Etlicher and Hervé (1988). Les traits bleus sont les limites de l'avancé maximum des glaciers. (b) Reconstitution de l'étendue supposée de la glace superposée sur une photographie aérienne de la région. 77
2.28 Vallée glaciaire dans le Cantal. Photo personnelle 77
2.29 Variation de l'obliquité et de l'excentricité de Mars durant les derniers 10 Ma. Kreslavsky et al. (2008) à partir des données de Laskar et al. (2004). 78
2.30 Cycle saisonnier martien. Il est possible d'observer sur les images la migration de la calotte de glace. Source des images : NASA. Ls correspond à la longitude solaire qui est l'angle entre Mars et le Soleil mesuré à partir de l'équinoxe d'été dans l'hémisphère Nord. 79
2.31 Vues polaires de l'évolution de la calotte de glace en fonction des saisons et de l'hémisphère observé. (a) Été Nord, (b) été Sud, (c) hiver Nord et (d) hiver Sud. Image NASA 80
2.32 Forçage orbital entraînant des variations climatiques. En gris foncé les périodes glaciaires et gris clair les périodes interglaciaires. La courbe de plus grande amplitude est la variation de l'obliquité de Mars et celle de plus petite amplitude est pour la Terre. Modifié de Head et al. (2003). 81

2.33 Exemple de cratère étudié par Hobbs et al. (2016) dans Noachis Terra, images CTX. (a) Vue d'ensemble du cratère centré en 32°24'S ; 18°42'E. (b) Zoom sur la région encadrée en (a). Les flèches blanches représentent les vallées sur les remparts du cratère. Crédit Google Earth, relief x3 82
2.34 Mécanismes de formation des vallées de cratères. (a) Formation des FCV avec image associée en (b). (c) Formation des GCV avec image associée en (d). Modifié de Hobbs et al. (2016) . . 83
2.35 Vue en perspective de structures tectoniques liées au sackung (en blanc) et les morphologies glaciaires (en noir) dans Valles Marineris. Modifié de Mège and Bourgeois (2011) 84
2.36 Blocs diagrammes montrant la séquence possible d'une glaciation entrainant les morphologies actuellement observée dans Ares Vallis. Modifié de Costard and Baker (2001) 85
2.37 Images CTX des trois types de VFF. (a) LDA, (b) CFF et (c) LVF. 86
2.38 Carte de répartition des VFFs à l'échelle globale de Levy et al. (2014). Fond de carte : topographie MOLA. 87
2.39 Image Hi-Rise (25 cm/pixel) des morphologies de scallops et polygones dans l'hémisphère Nord martien. 88
2.40 Distribution des modelés glaciaires à la surface de Mars. Cette carte a été construite en reportant l'ensemble des témoins d'évidences glaciaires selon Soderblom et al. (1973); Lucchitta (1982); Kargel and Strom (1992); Mustard et al. (2001); Head et al. (2003); Arfstrom and Hartmann (2005); Milkovich et al. (2006); Hauber et al. (2008); Mège and Bourgeois (2011); Souness and Hubbard (2012); Wordsworth et al. (2013); Gourronc et al. (2014); Gallagher and Balme (2015); Bouley et al. (2016); Hobbs et al. (2016). LDA : lobate debris aperons, GLF : glacier like forms, MLR : moraine like ridge, GVC : glacial crater valley, ... 89
2.41 Détermination de la zone d'étude : (a) Carte des morphologies glaciaires actuelles et anciennes. (b) Répartition des réseaux de vallées ramifiées selon Hynek et al. (2010). (c) Dépôts de glace supposés au Noachien selon les modèles de Forget et al. (2013a); Wordsworth et al. (2013); Bouley et al. (2016). Le rectangle noir sur chacune de ces figures représente la zone d'étude sélectionnée dont un zoom est présenté en (d). (d) MOLA drapé sur images CTX de la région étudiée dans le Sud de Terra Sabaea. 91
2.42 Caractéristiques de la zone d'étude. (a) Toponymie des lieux remarquables dans Terra Sabaea avec en bleu les réseaux de vallées (Hynek et al., 2010). MOLA drapé sur images CTX. (b) Carte géologique de la région (Tanaka, 2014). Early Noachian highland unit eNh. Middle Noachian highland unit, mNh. Late Noachien highland unit, lNh. Amazonian and Hesperian impact unit, AHi. 93

3.1 Vallées sur différentes surfaces planétaires (a) Mars, (b) Terre et (c) Titan, satellite naturel de Jupiter 95
3.2 Ecoulement de surface : initialisation et croissance des réseaux. (a) Croissance sur un substrat vierge (b) Formation à partir de rigoles (Chorley, 1995). 96
3.3 Les différentes formes de cours d'eau (source : Géobase) 97

3.4 Schéma de la dynamique d'un bassin versant représenté en rouge. Source ONEMA, Agence de l'Eau . . . 98
3.5 Différentes phases de formation d'une vallée glaciaire. (a) Accumulation de neige sur les hauteurs et dans les creux topographiques formant des cirques. La topographie la plus basse est incisée par une vallée fluviatile. (b) Début de la glaciation et formation des glaciers dans les cirques et dans la vallée principale. C'est à partir de cette étape que le glacier va s'infiltrer dans la vallée fluviatile préexistante. (c) Avancée maximum du glacier c'est là que les processus d'extraction et abrasion glaciaires vont avoir lieu. (d) Retrait du glacier laissant apparaître la morphologie de vallée en auge caractéristique d'une vallée glaciaire. Lors du retrait du glacier, les modelés de dépôts tels que les moraines vont être laissés par le glacier. Étudier la morphologie et la géométrie de cette vallée nous donnera des indications sur le type d'érosion ayant eu lieu. Modifié de "creative commons". . . . 99
3.6 Image satellite du delta de l'Okavango en Afrique. Ce delta se jette directement dans le désert du Kalahari . . . 102
3.7 Schéma montrant la relation entre le climat et la formation de modelés. . . . 103
3.8 Comparaison de la résolution des images (a) THEMIS (Thermal Emission Imaging System) et (b) CTX (Context camera) . . . 104
3.9 Modèle numérique de terrain MOLA de la planète Mars. . . . 105
3.10 Distribution des données HRSC (rectangle plein noir) dans notre zone d'étude délimitée par le rectangle pointillée. Le fond correspond à la topographie MOLA (même légende que fig.3.9) utilisé en complément lorsque les données HRSC ne sont pas disponibles. . . . 106
3.11 Exemple d'exploration sous Google Mars. . . . 107
3.12 Exemple d'images CTX de morphologies étudiées. (a) Cratère Dawes, il est possible d'observer des morphologies de vallées sur les remparts du cratère. Certaines d'entre elles ont été cartographiées, en rouge, par Hynek et al. (2010) mais des vallées ne l'ont pas été (b) Zoom montrant des vallées (flèche noire) et têtes de vallées (flèche blanche) non cartographiées. (c) Exemple de valley network classique cartographié par Hynek et al. (2010). D'un point de vue morphologique ces vallées sont plus longues, avec de nombreuses ramifications et s'étendent sur de plus grandes surfaces que les vallées non cartographiées. . . . 108
3.13 Délimitation des contours de la vallée . . . 110
3.14 Extraction de (a) l'altitude moyenne de la vallée et (b) de la pente moyenne de la vallée par l'intermédiaire des cartes préalablement construite. . . . 111
3.15 Extraction de (a) la longueur de la vallée et (b) des 5 largeurs. . . . 112
3.16 Extraction des profils topographiques en fonction de la longueur de la vallée d'amont (100%) en aval (0%) . . . 113
3.17 Explication schématique de la méthode des rectangles (a) calcul de l'aire inférieure et (b) calcul de l'aire supérieure. . . . 114
3.18 Calcul du V-index (a) Ax correspond à l'aire de la tranche de vallée calculée et (b) Ai correspond à l'aire de la tranche de la même vallée avec une forme un V idéale (Zimmer and Gabet, 2018). . . . 115

3.19 Délimitation des contours d'une tête de vallée. 116
3.20 Extraction des valeurs (a) d'altitude et (b) de pente pour une tête de vallée 117
3.21 Mesures sur un cirque (a) Longueur et largeur (b) profil topographique associé en suivant la ligne de longueur. 118
3.22 Localisation des zones où l'analyse morphométrique a été effectuée. Des zooms des régions a à i sont dans la Fig.3.23 120
3.23 Zoom des régions a à i de la Fig.3.22. 122
3.24 Analyse morphométrique de la région de la vallée de Chamonix. 124
3.25 Analyse morphométrique du Massif du Cantal 125
3.26 Cratère Bakhuysen (a) Vue générale du cratère avec, en noir, un zoom sur les morphologies de vallée fluviatile en (b) 126
3.27 Cratère GLF (a) Vue générale du cratère avec, en noir, un zoom sur les morphologies de GLF en (b) 127
3.28 Relation entre les isochrones martiennes et lunaires. (a) Diagramme représentant les isochrones martiennes défini par Hartmann (2005). (b) Chronologie des cratères lunaires définie par Neukum and Ivanov (1994). Figure modifiée de la thèse de Fanny Cattani. 128
3.29 Images CTX illustrant le matériel du fond du cratère recouvrant les vallées étudiées dans le cratère Dawes. (a) Rempart ouest et (b) rempart est. Les flèches noires montrent le remplissage. 129
3.30 Exemple de la méthode de datation dans le cratère Dawes. La zone bleu correspond aux remparts internes du cratère avec les cratères >1 km associés. La zone jaune correspond au fond du cratère avec les cratères associés. Les zones grisées à la limite du rempart et du fond correspondent à des processus de ressurfacage récents comme le dépôt de matériel éolien sous forme de dune et ne sont pas pris en compte dans la datation. 130

4.1 Comparison between glacial landscapes of (a) the Svinafell glacier in Iceland on Earth and (b) Dawes crater on Mars. Images credit Google Earth. 170
4.2 Location of the glacial landscape found in Terra Sabaea in Bouquety et al. (2019) represented by the doted black squares with associated zooms in (b), (c), and (d) The study area of this study is represented by the black square. Context camera (CTX) mosaic of the area with Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) digital elevation map. Image credit NASA/JPL/University of Arizona. 171
4.3 The Massif central area. (a) Satellite photography of the area. The black rectangle represents the Massif du Cantal show in (b). (b) Colorized elevation data from 25m/pixel Digital Elevation Model (DEM). Images credit: Google earth and Institut national de l'information géographique (IGN) 172
4.4 Reconstitution of the maximum glacial extend during the last glaciation in Cantal. (a) Morphological map modified from Etlicher and Hervé (1988). The blue lines are the limits of the maximal extend marked by the moraines. (b) Reconstruction of the assumed extent of ice draped on an aerial photography of the area. Image credits: Google Earth. 173

4.5 Area of interest in Terra Sabaea. (a) Study area, Context Camera (CTX) mosaic of the study area with MOLA digital elevation map. The red lines are the valley networks identified by Hynek et al. (2010). (b) Crater 2 CTX images with MOLA background. (c) Crater 3 CTX images with MOLA background. (d) Crater 4 CTX images with MOLA background. (e) Zoom in the north part of the plateau with the valleys flowing downstream, CTX images with MOLA background. The white circles are the valleys represented in the Fig.4.11. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 174
4.6 Plateau area. (a) CTX images with MOLA background. The dashed white lines are the topographic contours (500 m). The dashed black lines are the cross-section show in (b), (c), (d) and (e) from MOLA dataset. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 175
4.7 Bakhuysen crater (a) Background using CTX images and MOLA elevation data. The red lines represent the valley networks (Hynek et al., 2010). (b) CTX detailed view of the fluvial valleys shown in (a). Modified from Bouquety et al. (2019). The white circle is the valley represented in the Fig.4.11 Image credit NASA/JPL/University of Arizona. 178
4.8 Dawes crater (a) Background using CTX images. The dark and light blue represents respectively the glacial valleys and the glacial cirques. (b) CTX detailed view of the glacial valleys surrounding by three glacial cirques shown in (a). Modified from Bouquety et al. (2019) The white circle is the valley represented in the Fig.4.11. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 179
4.9 Study area in Cantal in French Massif Central on Earth. Colorized elevation data from 25m/pixel DEM. The white circle is the valley represented in the Fig.4.11 Images credit IGN. 180
4.10 Box and whisker plot of valley (a) width, (b) length, (c) V-index and (d) depth. The short black lines represents the maximum and minimum for each dataset. The box represent the interquartile range, with Q1 and Q3 the bottom and top of the box. The median is represented by the long black lines in the boxes. 181
4.11 Examples of studied valleys and their associated V-index. The dashed line shows the cross-section at 50% of the downstream valley length extracted from HRSC and MOLA elevation data. Valley examples from (a) Bakhuysen crater (HRSC), (b) Radiating valley (MOLA), (c) Dawes crater (HRSC), (d) Crater 2 (MOLA), (e) Crater 3 (MOLA), (f) Crater 4 (MOLA) and (g) Cantal (IGN). Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 182
4.12 (a) Box and whisker plot of length to width ratio for valleys in each study areas. (b) Length versus width for all the valleys from the different study areas. 183 valleys have been plotted, 36 fluvial valleys from Bakhuysen crater, 42 glacial valleys from Dawes crater, 24 glacial valleys from Cantal and a suite of valleys with unknown origin namely 12 from crater 2, 13 from crater 3, 9 from crater 4 and 47 radiating valleys. 185
4.13 Box and whisker plot of cross-sectional area/ drainage area for the studied valleys. 187

4.14 Cross-sectional evolution from 75% (upstream) to 25% of the valley length (downstream) and associated V-index from one representative valley for each study area. (a) Bakhuysen crater, (b) Dawes crater, (c) Crater 2, (d) Crater 3, (e) Crater 4, (f) Radiating valley and (g) Cantal. The profiles have been extracted from MOLA (c,d,e, and f), HRSC (a,b) elevation data and 25 m/pixel DEM from IGN (g) 188
4.15 Box and whisker plot of elevation of the identified valleys from MOLA elevation data. 189
4.16 Interpreted glacial valleys. (a) Study area with the interpreted glacial valleys (blue polygones) with associated zoom in (b) and (c). CTX images with MOLA background. (b) Zoom on the preferential distribution of the valleys in crater 2, they are located preferentially on the northeast facing inner wall, in contact with the plateau area. (c) Zoom on the northern slope, showing that the valleys do not have any clear valley heads and/or glacial cirques. The valleys come direclty from the plateau. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 192
4.17 Geomorphological map of the proposed glacial landscape. Distribution of the glacial valleys on the inner walls of craters 2, 3 and 4, and the supposed plateau ice cap. To construct this ice cap, we extracted all the point "100%" corresponding to the valley upstream, then we connected these points together. Then to extrapolate we used the topographic data such as the slopes and the isoligne in order to localize the flat area at high elevation associated with a visual interpretation of the landscape morphology. The supposed ice cap thus drawn represents the minimum extend of the ice. CTX images with MOLA background. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 194
4.18 Age estimations of the glacial landscape. The red triangles represent the counts performed on the inner wall and the black squares the counts performed on the crater floor. Crater 2: crater-size frequency distribution for crater >1km with (a) Hartmann and Neukum (2001) chronology function and (b) Michael (2013) chronology function. Crater 3: crater-size frequency distribution for crater >1km with (c) Hartmann and Neukum (2001) and (d) Michael (2013). Crater 4: crater-size frequency distribution for crater >1km with (e) Hartmann and Neukum (2001) and (f) Michael (2013). A detailed map of the count area is in the supplementary (Fig.??). . 196
4.19 Timming of formation of the supposed plateau ice cap. (a) With Hartmann and Neukum (2001) and (b) with Hartmann (2005). These figures show the crater size frequency distributions > 1km, on the plateau area (a detailled map is in the supplementary). We observe in (a) that the crater size frequency distribution follow two differents isochron. The 3.59 Ga isochron is composed of the smallest crater in the plateau (<2km in diameter) and the 3.74 Ga isochron have the crater with a diameter > 2.5 km. The fact that the same crater population follow two differents isochron seems to indicate that resurfacing processes occurred between 3.74 and 3.59 Ga probably caused by the plateau ice cap. 197
4.20 Quantification of uncertainties. (a) CTX image of a valley in Dawes crater. The dotted line is the profil shown in (b). (b) Cross-sectional profiles from MOLA in blue and HRSC DEM in red. (c) Table of values from the selected parameters. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 199

4.21 Estimation of the elevation line altitude (ELA) by a geometric approach following the method discribed in Anderson et al. (2006). (a) Longitudinal profile of the valley (on western slope of the plateau area). The blue and orange lines represent the linear profile, respectively, of the valley bed and the valley rim. Xela is the position of the ELA following the valley length and Xterm is the glacier terminus position.(b) Studied valley for the ELA estimation. The yellow et green squares represent respectively the Xterm and the Xela. The blue line is the valley length used to construct the linear valley bed profile show in (a). The dotted rectangle is the area zoomed in (c) and (d). (c) Slope map of the zoomed area calculated from MOLA. (d) MOLA elevation map of the zoomed area. The doted lines are the topographic profiles showed in (e) and (f). (e) Cross-sectional profil from MOLA with associated V-index. (f) Cross-sectional profil from MOLA with associated V-index. CTX images with MOLA background. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 201

4.22 Satellite images of Shaluli Shan area. (a) Zoom on the Haizishan plateau. The white dots polygons show the plateau around 4200 m in elevation. (b) Zoom on scoured terrain with lakes and (c) zoom on glacial valleys originating from the plateau. The glacial valleys are shown by the white arrows. Images credit Google Earth. 203

4.23 Supposed open-basin lake. (a) Study area (b) Zoom of the area represented by a black rectangle in (a). The white letter c,d and e represent the valley. The dashed color lines are the location of the cross-sectional profiles show in (c), (e) and (f). CTX images with MOLA background. Images credit NASA/JPL/University of Arizona. 205

4.24 Carte des différentes zones étudiées. Les zones a,e,f et c sont présentées dans le chapitre résultat partie 1 et 2. 209

4.25 Cartes représentant la zone b. (a) Carte MOLA drapé sur CTX du cratère. Les différents polygones représentent les vallées (trait plein) et les têtes de vallées (trait pointillée) mesurés. Le rectangle noir représente le zoom en (c). (b) Carte de pente extraite de la carte MOLA. (c) Zoom représentant le rempart Nord. Les flèches noires indiquent les morphologies de vallées. 210

4.26 Cartes représentant la zone d. (a) Carte MOLA drapé sur CTX du cratère. Les différents polygones représentent les vallées (trait plein) et les têtes de vallées (trait pointillée) mesurés. Le rectangle noir représente le zoom en (c). (b) Carte de pente extraite de la carte MOLA. Les rectangles noirs représentent les zooms en (d) et (e). (c) Zoom représentant la partie Ouest du cratère. (d) Zoom sur la partie Nord-Ouest du cratère. (e) Zoom sur la partie Nord-Est du cratère. Les flèches noires indiquent les morphologies de vallées. 212

4.27 Boites à moustaches des vallées étudiées pour la région b et d. Les valeurs des cratères Dawes, Bakhuysen et des "radiating valleys" ainsi que les valeurs des vallées de Chamonix ont été représentées afin de servir de comparaison. (a) Longueur, (b) Largeur, (c) Profondeur et (d) V-index. 213

4.28 Boites à moustaches des têtes de vallées étudiées pour la région b et d. Les valeurs des cratères Dawes et cratère 1 ont été représentées afin de servir de comparaison. (a) Longueur, (b) Largeur, (c) Amplitude, (d) Différence d'altitude, (e) Gradient axial et (f) Taille. 214

4.29 Cartes représentant la région g. (a) Topographie MOLA drapé sur les images CTX de la région. Les polygones représentent les vallées mesurées, la ligne pointillée le profil topographique présenté en (b) et les rectangles noirs des zooms sur des vallées montrées en (d), (e) et (f). (b) Profil longitudinal NE-SW. (c) Carte des pentes de la région. (d) Zoom sur un réseau de vallée en amont d'un cratère d'impact. (e) Zoom sur des morphologies de vallées localisées sur les remparts d'un cratère d'imapct et (f) Zoom sur un réseau de vallées localisé sur les plaines inter-cratères. 215
4.30 Cartes représentant la région h. (a) Topographie MOLA drapé sur les images CTX de la région. Les polygones représentent les vallées mesurées, la ligne pointillée le profil topographique présenté en (c) et le rectangle noir un zoom sur un réseau de vallées montré en (d). (b) Carte des pentes de la région. (c) Profil longitudinal N-S et (d) Zoom sur un réseau de vallées. De part sa morphologie différente, cette zone sera étudiée comme une zone à part entière, la zone h*. 217
4.31 Cartes représentant la région i. (a) Topographie MOLA drapé sur les images CTX de la région. Les polygones représentent les vallées mesurées, la ligne pointillée le profil topographique présenté en (b) et le rectangle noir un zoom sur un réseau de vallées montré en (d) et (e). (b) Profil longitudinal N-S (c) Carte des pentes de la région. (d) et (e) Zoom sur des réseaux de vallées. 219
4.32 Boites à moustaches des vallées étudiées pour les régions g, h, h*, et i. Les valeurs des cratères Dawes, Bakhuysen et des "radiating valleys" ainsi que les valeurs des vallées de Chamonix ont été représentées afin de servir de comparaison. (a) Longueur, (b) Largeur, (c) Profondeur et (d) V-index. 220
4.33 Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone d. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données. 222
4.34 Boîtes à moustaches des valeurs de V-index pour les vallées des cratères Dawes, Bakhuysen et la zone b. 223
4.35 Boîtes à moustaches pour les têtes de vallées pour (a) ratio longueur/largeur et (b) ratio longueur/hauteur 224
4.36 Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallées et têtes de vallées de la région b 225
4.37 Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone d. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données. 226
4.38 Séparation des deux tendances. (a) Graphique longueur largeur des vallées de la région d. (b) Séparation du jeu de données en fonction des deux tendances oberservées. (c) Carte de la région représentant les vallées représentatives des deux tendances d1 et d2. Les rectangles noirs correspondent aux zooms sur les vallées. (d) Zoom sur vallée de d1 et (e) Zoom sur vallée de d2. 227

4.39 Relation longueur et largeur des nouvelles tendances. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones d1 et d2. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données. 228
4.40 Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes avec les différentes vallées des régions d1 et d2 respectivement en trait plein et pointillée. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones d1 et d2. 229
4.41 Boîtes à moustaches pour les têtes de vallées pour (a) ratio longueur/largeur et (b) ratio longueur/hauteur 230
4.42 Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallées et têtes de vallées de la région d 231
4.43 Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone g. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données. 233
4.44 Séparation de la zone g sur les critères morphométrique. 234
4.45 Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones g1 et g2 235
4.46 Boites à moustaches représentant le V-index pour les vallées des cratères Bakhuysen, Dawes de la zone g. 236
4.47 Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes avec les différentes vallées des régions d1 et d2 respectivement en trait plein et pointillée. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones g1 et g2. 237
4.48 Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallée de la région g 238
4.49 Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone h. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données. 239
4.50 Boites à moustaches représentant le V-index pour les vallées des cratères Bakhuysen, Dawes et des zones h et h*. 240
4.51 Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes de la région h. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones h et h*. 241
4.52 Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallée de la région h 242
4.53 Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone i. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données. 244
4.54 Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes de la région i. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone i. 245

4.55 Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallée de la région i 246
4.56 Boîtes à moustaches représentant la répartition statistique (a) des pentes et (b) V-index de toutes les régions étudiées. Les traits noir verticaux représentent les différentes tendances interpretées précédemment. 249
4.57 Boîtes à moustaches représantant la répartition statistique des valeurs d'altitude de l'ensemble des vallées étudiées. 250
4.58 Carte représentant l'âge moyen des différentes régions étudiées et les incertitudes associées. . 251
4.59 Cartographie des paysages glaciaires et fluviatiles mesurés et interpretés dans Terra Sabaea. 253
4.60 Exemple de paysages glaciaires sur les remparts des cratères d'impact. (a) Cratère Dawes et (b) Zone g2. Les flèches noires et blanches représentent respectivement les vallées et cirques glaciaires. 254
4.61 Reconstitution 3D de la zone a. Les données altimétriques du MNT MOLA ont été exagérées 1,5 fois sous Arcscene. Les modelés en bleu foncé représentent les "radiating valleys" et le bleu clair les vallées glaciaires sur les remparts des cratères 255
4.62 Exemple de paysages fluviatiles sur les plaines inter-cratères. (a) Embouchure de Naktong Vallis, (b) Zone h* et (c) Vallée au Sud de la zone g. 256
4.63 Exemple de paysage mixte composé de (a) Vallées fluviatiles ramifiées et (b) Paysage glaciaires. 257

5.1 Carte des morphologies mesurées et interpretées. Les vallées interpretées comme fluviatiles sont représentées par les polygones bleus. 259
5.2 Exemple d'OBL identifié dans notre zone d'étude. (a) OBL en système fermé. (2) OBL en système ouvert. (3) Système de lacs en chaîne. Image CTX avec la carte MOLA en fond. . . . 261
5.3 Carte de Terra Sabaea. Les polygones verts hachurés sont les open-basins lakes. 262
5.4 Carte des différentes zones étudiées. Les zones a, e, f et c sont présentées dans le chapitre IV partie 1 et 2. 264
5.5 Exemples de morphologies de paysages glaciaires supposés sur les remparts internes des cratères d'impact. 265
5.6 Carte de Terra Sabaea. Les lignes bleues horizontales représentent les cratères avec des paysages glaciaires supposés. 266
5.7 Critères morphologiques permettant de reconnaître les régions de calottes de glace supposées. (a) Zone de plateaux dans Terra Sabaea avec les isolignes représentant les plateaux. (b) et (c) Contact entre les vallées glaciaires supposées et la zone de plateaux à haute altitude. (d) et (e) Contact entre les vallées supposées fluviatiles et la zone de plateaux de haute altitude. 267
5.8 Carte d'une supposée calotte de glace dans Terra Sabaea. Cette supposée paléocalotte a été reconstruite en interprétant et extrapolant la distribution : (1) des vallées glaciaires dans les cratères (2) des vallées fluviatiles sur les pentes douces et (3) de l'altitude. 268
5.9 Carte thématique finale de la répartition des paysages glaciaires et fluviatiles dans Terra Sabaea il y a 3,6 Ga. 270
5.10 Terra Sabaea. Donnée MOLA drapée sur la mosaïque THEMIS de jour. Les différents encadrés noirs représentent les différentes régions où les représentations 3D ont été réalisées. 272

5.11 Reconstitution 3D de la région 1.(a), (b) et (c) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 1. Relef x3. Les traits représentent les vallées principales 274
5.12 Reconstitution 3D de la région 3. (a), (b) et (c) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 3. Relef x3. Les traits représentent les vallées principales. 275
5.13 Reconstitution 3D de la région 2.(a), (b) et (c) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 2. Relief x3. Les traits représentent les vallées principales. 276
5.14 Reconstitution 3D de la zone 4. Relief x3. Les traits représentent les vallées principales. . . . 277
5.15 Carte thématique finale de la répartition des paysages glaciaires et fluviatiles dans Terra Sabaea il y a 3,6 Ga complété avec les bassins internes supposés. 278
5.16 Zoom sur l'embouchure de Naktong Vallis dans Terra Sabaea. Donnée MOLA drapée sur images CTX. Les différents encadrés noirs représentent les différentes régions où les représentations 3D ont été réalisées. 279
5.17 Reconstitution 3D de la région 5.(a) et (b) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 5. Relief x3. Les traits représentent les vallées principales. 280
5.18 Reconstitution 3D de la région 6. (a) et (b) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 6. Relief x3. Une vue plus détaillé de cette zone est présentée à la fig.5.20 . . . 281
5.19 Comparaison entre un paysage fluvioglaciaire terrestre et un paysage fluvioglaciaire supposé dans la zone b. (a) Reconstitution 3D de la zone d (MOLA drapé sur THEMIS), l'encadré noir montre le zoom en (b). Crédit : Image CTX). (c) Un paysage fluvioglaciaire en Islande (Google earth) 282
5.20 Lien spatial continu entre les glaciers de hautes altitudes et les réseaux fluviatiles de plus basses altitudes. (a) Les paysages englacés de hautes altitudes sont reliés avec des morphologies de vallées fluviatiles et des chenaux de fontes (b) et (c). Ces vallées que l'on peut suivre le long de la pente ont un exutoire commun qui consitue l'embouchure de Naktong (d). 284
5.21 Reconstitution 3D reconstituant l'environnement de l'embouchure de Naktong Vallis il y a 3,6 Ga. (a) Images CTX et altitude MOLA de la région. (b) Extrapolation en 3D de la topographie drapé avec l'imagerie THEMIS. Les régions blanches sont la distribution supposée de la glace à haute altitude. (c) Profil N-S de la région montrant les différentes morphologies identifiées dans le paysage. 285
5.22 La Nouvelle-Zélande. (a) Carte de l'extension maximale des glaciers. Modifié de Barrell (2011). (b) Carte de la topographie actuelle de la Nouvelle-Zélande à partir des données topographiques Global 30Arc-Second Elevation (GTOPO30) avec une résolution de 1km/pixel. Les différentes punaises montrent les localisations des zones qui serviront de comparaison. 287
5.23 Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées et cirques glaciaires dans Terra Sabaea et (b) Paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande (localisation C). Les flèches noires indiquent les vallées et cirques glaciaires. 288
5.24 Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées et cirques glaciaires dans le cratère Dawes et (b) Paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande (localisation E). Les flèches noires indiquent les cirques glaciaires. 289

5.25 Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées fluviatiles partant des hauts plateaux dans Terra Sabaea et (b) Paysage déglacé en Nouvelle-Zélande et (c) le MNT associé (localisation A). Les flèches noires indiquent les vallées. 290
5.26 Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées fluviatiles partant des hauts plateaux dans Terra Sabaea et (b) Paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande (localisation B). Les flèches noires indiquent les vallées. 290
5.27 Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées fluviatiles partant des hauts plateaux dans Terra Sabaea et se jetant dans un potentiel bassin, (b) Paysage de Nouvelle-Zélande présentant un bassin interne et (c) le MNT associé (localisation D). Les flèches noires indiquent les vallées. 291
5.28 Blocs diagramme illustrant la mise en place des paysages glaciaires observés dans les cratères d'impact. 292
5.29 Bilan annuel de masse de la glace en fonction de la température de base et l'altitude (Fastook et al., 2008). L'encadré noir correspond à la gamme d'altitudes où l'on retrouve les paysages glaciaires dans Terra Sabaea. 293
5.30 Épaisseur de fonte de la glace en mm/an avec une obliquité de 45° et une pression de 1 bar dans une atmosphère de CO_2. L'encadré noir représente notre zone d'étude. Modifié de Palumbo et al. (2018) 294
5.31 Répartition des paysages glaciaires et fluviatiles en fonction de l'altitude avec les morphologies associées. Les flèches bleues et rouges représentent respectivement les vallées glaciaires et fluviatiles. 297
5.32 Evolution des vallées glaciaires en amont de l'OBL vers une vallée fluviatile en aval. 299
5.33 Blocs diagramme illustrant le scénario (3) de la section 5.4.1.3. 301

Liste des tableaux

3.1 Systèmes de coordonnées projetées utilisés pour chaque jeu de données. 109
3.2 Tableau final des valeurs exploitables pour l'analyse morphométrique d'une vallée 115
3.3 Tableau final des valeurs exploitables pour l'analyse morphométrique des têtes de vallées. . . 119

4.1 Parameters measured for the valleys used in this study. Selected from several terrestrial studies . V-index= (Ax/Av)-1 with (Ax) the valley cross-sectional area and (Av) ideal V-shaped cross-section with the same height and width as the subject cross section. (Zimmer and Gabet, 2018) 177
4.2 Average values for each measured parameter for valleys in each studied zone. 183
4.3 Crater size-frequency distribution with associated area and N(1) by study area. 184
4.4 Result of the Mann-Whitney U test. We made the statistical analysis between all the valleys population from the different area. If the result of this test is the populations are statistically separated we put "0" and when the populations are not statistically separated we put "1". The result "1" indicates that the two studied populations follow the same trend so the erosion process between these two populations of valleys is the same. If the result is "0" it is not. . . 186
4.5 Ages estimation of crater walls and floors for each areas and using two different chronology fonction. 195
4.6 Calculated parameters using the method from by Anderson et al. (2006) 201
4.7 Tableau récapitulatif des valeurs moyennes de l'ensemble des paramètres mesurés. 221
4.8 Tableau récapitulatif des valeurs moyennes obtenues suite à l'analyse morphométrique pour l'ensemble des régions étudiées à savoir les zone a à i, les cratères Bakhuysen et GLF, et les références terrestres de Chamonix et du Cantal. La dernière ligne du tableau indique l'interprétation faite pour l'origine des vallées de chaque zone. 247

Chapitre I:

Mars, une planète au passé débattu

Différentes visions de la planète Mars.

En haut à droite: Vue d'artiste du "icy highland scenario"

En haut à gauche: Vue d'artiste du "warm and wet"

Au premier plan: Image NASA de Mars actuel

1.1 Notre système solaire : un lieu de choix pour l'exploration planétaire

Notre système solaire intrigue l'Homme depuis la nuit des temps, utilisée comme moyen de repère par les explorateurs ou comme moyen de divination dans certaines religions, la voûte céleste au-dessus de notre tête est pleine de secrets et de mystères qui ne demandent qu'à être révélés. C'est en 1609, avec l'invention de la lunette astronomique par Galilée, que l'observation de notre ciel prend tout son sens. Cette invention est une véritable révolution dans le domaine des sciences de l'Espace puisqu'elle a rendu possible, pour la première fois, d'observer les planètes de notre système solaire. L'utilisation de la lunette astronomique a notamment permis aux astronomes Huygens et Cassini en 1659 et 1666 d'esquisser pour la première fois des croquis de la planète Mars (Fig.1.1).

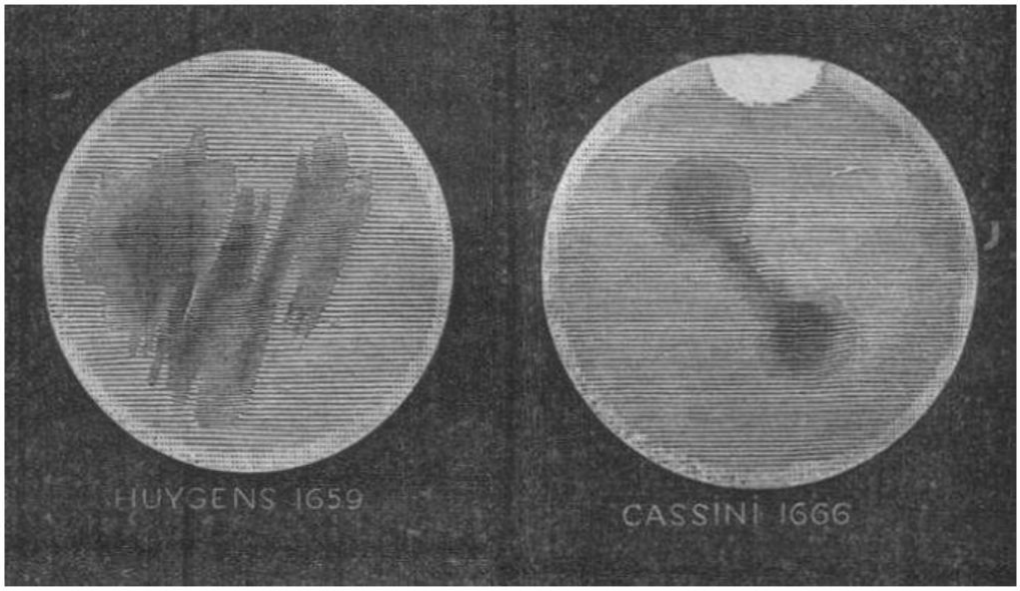


FIGURE 1.1 – Premiers croquis de la planète Mars observés par Huygens et Cassini au XVIIème siècle. On y remarque la présence de certaines structures ainsi que la présence d'une calotte polaire. Source Flammarion, 1884.

Depuis le XXème siècle, avec l'essor des technologies, nous en savons bien plus sur notre système solaire. Nous savons notamment qu'il est composé de huit planètes, orbitant autour de notre étoile, le Soleil (Fig.1.2).

FIGURE 1.2 – Dessin d'artiste des planètes de notre système solaire. Source Nicolas Barboni

Cette nouvelle connaissance de notre système solaire nous a également permis de nous rendre compte de notre place relative ainsi que les dimensions astronomiques y prenant part. Le Soleil, qui est au centre de notre système, avec un diamètre de 1391 millions de kilomètres, c'est-à-dire 110 000 fois plus que le diamètre terrestre, est le corps le plus grand et le plus massif de notre système planétaire. En effet, la masse du Soleil correspond à 98% de l'ensemble des corps composant le système. Les 2% restant sont répartis entre les planètes, planètes naines, lunes et astéroïdes. De ce fait, il a été possible de représenter la taille relative des planètes par rapport au Soleil (Fig.1.3a) et de les classifier en 3 trois grands groupes :

(1) Les planètes géantes gazeuses (Fig.1.3b). Comme leur nom l'indique, ce type de planètes sont les plus grandes de notre système solaire avec un diamètre de l'ordre de la centaine de milliers de kilomètres. Jupiter et Saturne avec ses anneaux, en sont les deux représentantes. En plus du fait qu'elles ne possèdent pas de surface solide et qu'elles soient principalement constituées d'hydrogène et d'hélium, les planètes gazeuses intriguent de par leurs diversités de satellites naturels. Certains d'entre eux possèdent même des océans souterrains d'eau salée comme Encelade. D'autres présentent à la surface des morphologies de vallées suggérant des écoulements de liquide comme Titan où les conditions permettent au méthane d'être liquide à la surface. Ou encore Io, qui est un satellite dont la surface subit un volcanisme intense.

(2) Les planètes géantes glacées, avec un diamètre de l'ordre de la cinquantaine de milliers de kilomètres (Fig.1.3b). Ce sont des planètes gazeuses qui sont composées d'atomes de masse intermédiaires, tels que le carbone ou l'oxygène, plus lourds que les gaz hydrogène et l'hélium mais moins lourds que la roche. Ces matériaux de masses intermédiaires sont appelés en astrophysique "glace" d'où la terminologie utilisée pour ses planètes. Les planètes géantes glacées sont représentées par Uranus et Neptune.

(3) Les planètes telluriques (Fig.1.3c). Ces planètes sont les plus petites planètes du système solaire avec un diamètre de l'ordre de quelques milliers de kilomètres. Cette catégorie est représentée par Mercure, Venus, la Terre et Mars qui ont comme caractéristiques communes d'avoir une surface solide. Cette surface tellurique est composée principalement de roches silicatées et de fer métallique. Pluton possède également une surface tellurique, mais son faible diamètre et le fait qu'elle n'ait pas encore « nettoyée » son orbite la qualifie de planète naine. Les planètes telluriques sont sujet à des processus de surface et des procesus internes

qui sculptent leurs croûtes. Lorsque les propriétés atmosphériques le permettent (opacité, composition...), l'imagerie spatiale permet d'observer directement les empreintes laissées à la surface par des processus tectoniques, climatiques ou encore volcaniques (Fig.1.4). C'est notamment le cas de la planète Mars, qui de par sa proximité et la quasi-absence d'atmosphère, offre une opportunité d'observer sa surface grâce aux différentes missions spatiales étudiant la planète rouge au cours des dernières décennies.

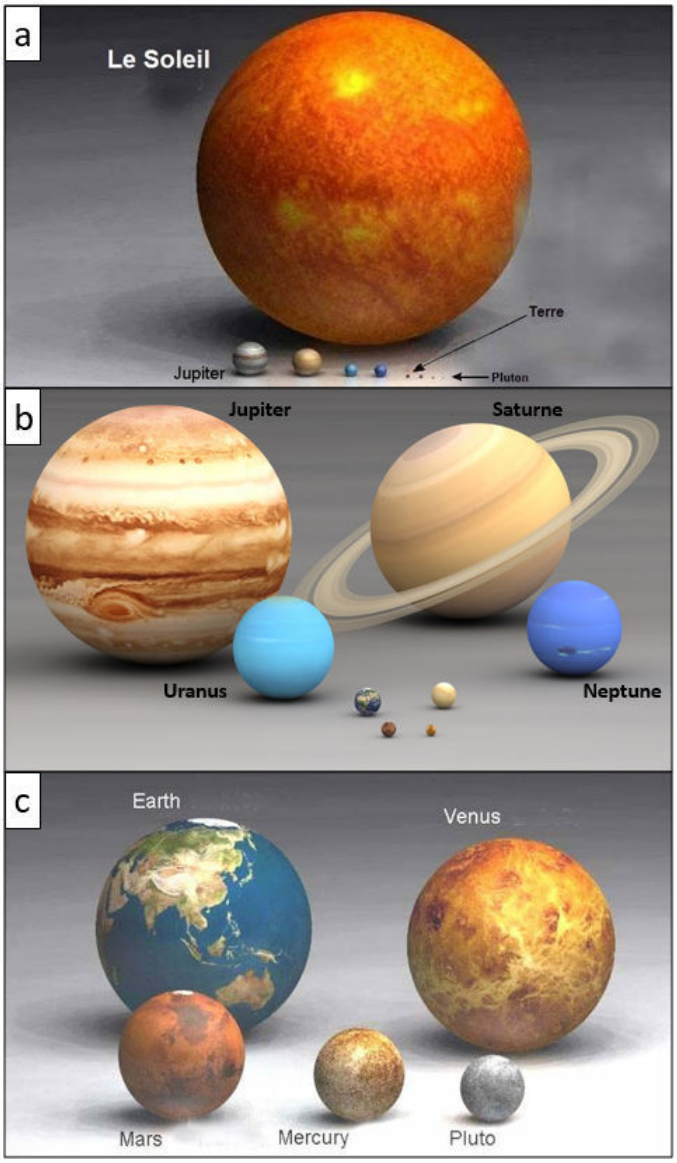


FIGURE 1.3 – Taille relative, à l'échelle de l'ensemble des planètes du système solaire. (a) Ensemble du système solaire par rapport au soleil. (b) Planètes gazeuses, glacées et telluriques. (c) Planètes telluriques (images internet)

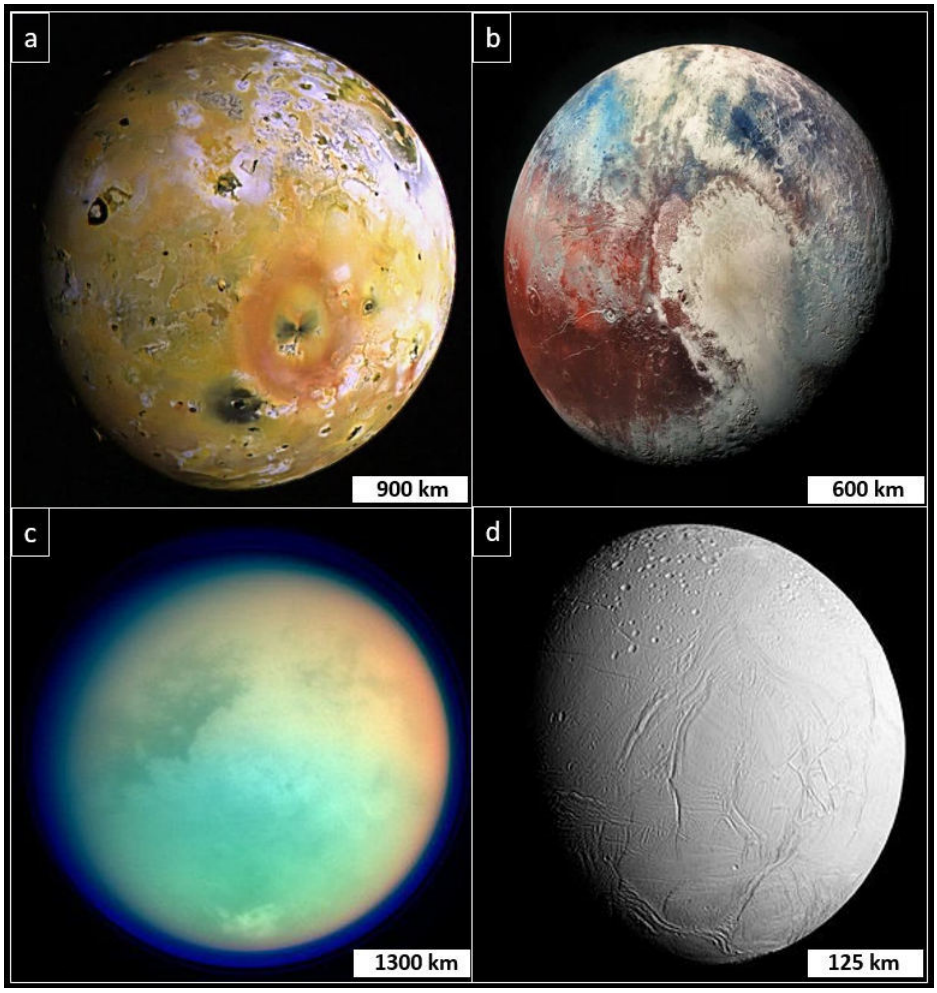


FIGURE 1.4 – Exemple de surface planétaire : (a) Io : lune de Jupiter, (b) Pluton : planète naine, (c) Titan et (d) Encelade : lunes de Saturne. Crédit des images : NASA

1.2 Mars : clef de voûte de l'exploration spatiale

Mars, la quatrième planète de notre système solaire, tire son nom du Dieu romain de la guerre Mars en référence à la couleur rouge caractéristique du corps rappelant le sang versé au cours d'une bataille. Après la Terre, Mars est le corps planétaire le plus étudié et dont on possède le plus d'information. Sa proximité et ressemblance avec la Terre et le fait qu'elle possède une atmosphère ténue ($<$ 6 mbar, Carr and Head, 2010), fait de Mars un corps de choix pour l'étude planétaire. Mars intrigue d'autant plus qu'elle se situe dans la zone habitable, c'est à dire la région de notre système solaire où l'eau peut, ou a pu, être liquide à la surface. Depuis 1964 avec la mission Mariner 4, première mission menée à bien à destination de la planète

rouge, Mars est sujette à de nombreuses études, portées par des missions spatiales ayant pour but de percer les mystères de cette planète. Tantôt porté par la NASA (National Aeronautics and Space Administration), l'ESA (Agence spatiale Européenne), la JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency), ou l'agence spatiale russe Roscosmos, ce corps intrigue les agences spatiales du monde entier apportant toutes leurs pierres à l'édifice dans la compréhension de l'histoire martienne (Fig.1.5). Que ce soit par des survols, des orbiteurs, des landers (laboratoire fixe à la surface de Mars) ou par des rovers (laboratoire mobile à la surface de Mars), les 34 missions spatiales ayant réussi leurs objectifs ont permis de commencer à comprendre et d'acquérir de nombreuses données in situ sur les environnements martiens et ses satellites naturels, Phobos et Déimos. L'éventail d'échelles couverte par ses missions est considérable puisque les orbiteurs permettent d'acquérir des données à l'échelle globale, les landers et rovers permettent d'avoir des données allant jusqu'à l'analyse spectroscopique, c'est à dire à l'échelle du minéral. C'est en couplant l'ensemble de ces données qu'il nous est aujourd'hui possible de comprendre, dans les grandes lignes, l'histoire de la surface de la planète Mars malgré le fait qu'elle soit située en moyenne à 76 millions de kilomètres.

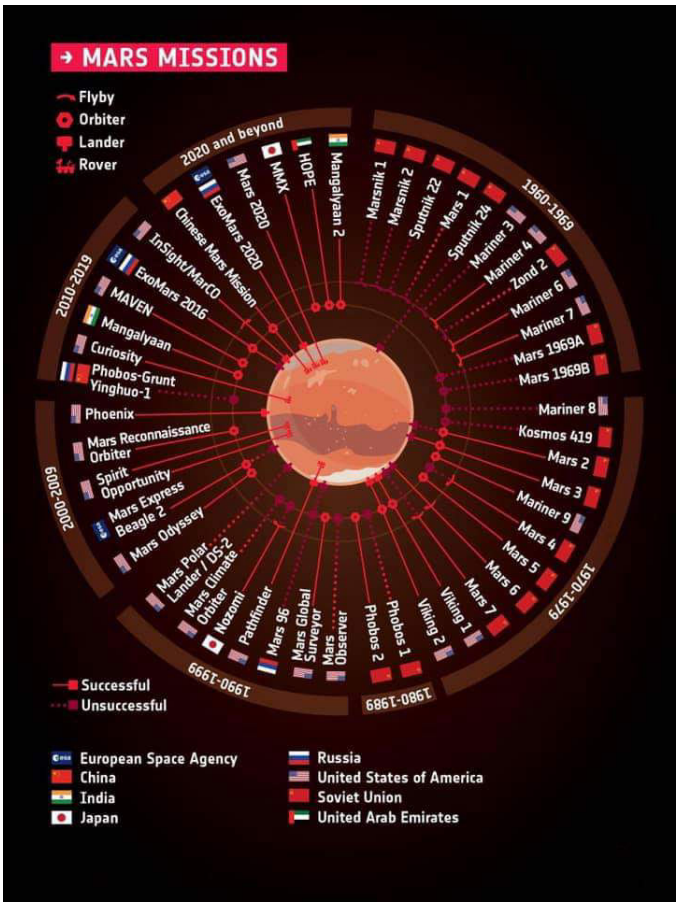


FIGURE 1.5 – Résumé des missions spatiales martiennes ayant eu lieu et qui vont avoir lieu dans les prochaines années. Source NASA

1.2.1 La surface martienne : une fenêtre vers le passé

Souvent considéré, à tort, comme une planète "sans activité géologique ", Mars présente en sa surface de nombreux marqueurs attestant d'une histoire géologique complexe. Ces "cicatrices" de surface témoignent que la planète était autrefois active et que de nombreux processus, volcaniques, fluviatiles, glaciaires, sédimentaires, éoliens et tectoniques ont eu lieu. De ce fait, la surface martienne présente des caractéristiques très distinctes en fonction de la région observée. La géologie martienne est caractérisée par un contraste de topographie entre l'hémisphère Nord et Sud appelé la dichotomie martienne (Fig.1.6). L'hémisphère Nord est la région la plus basse topographiquement, avec une altitude comprise entre -2 et -6 km par rapport au niveau 0 de référence, le géoïde martien, et présente de vastes plaines relativement lisses. L'hémisphère Sud présente quant à lui une topographie différente. En effet, la topographie de cet hémisphère est nettement plus haute avec une altitude comprise entre 1 et 25 km. Olympus Mons domine, du haut de ses 25 km, les plateaux très cratérisés de l'hémisphère Sud (Fig.1.6).

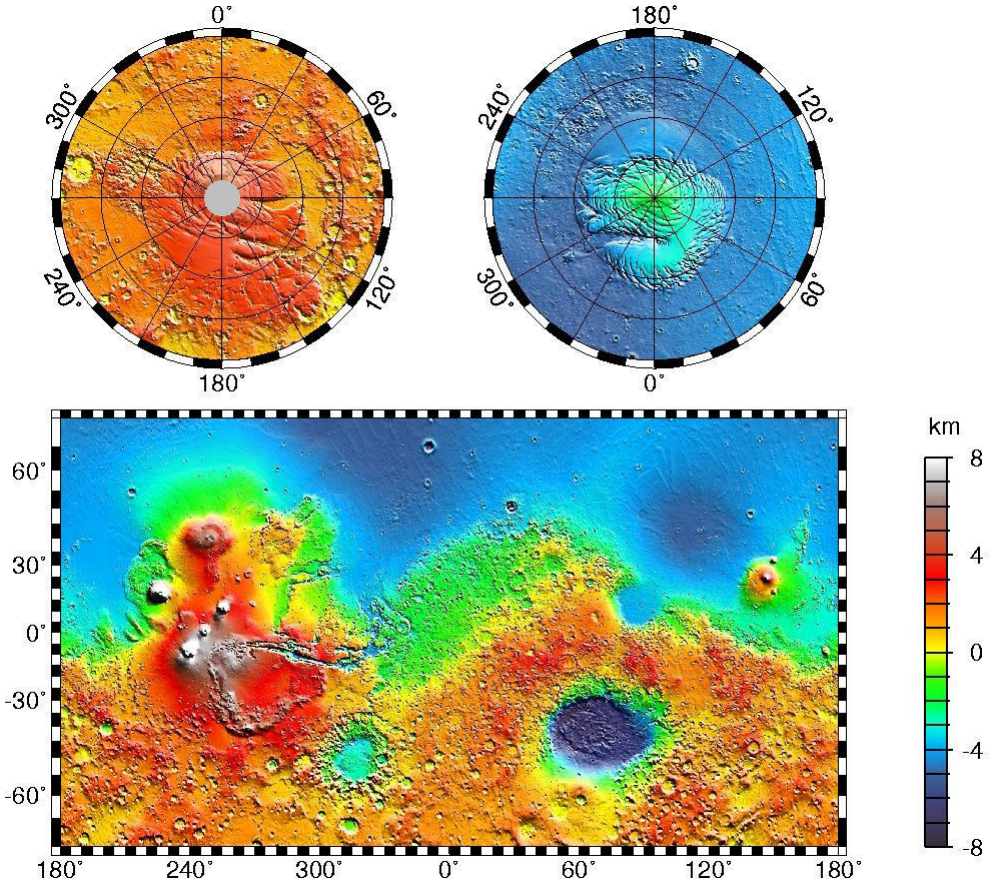


FIGURE 1.6 – Carte de la topographie martienne établie avec les données de l'orbiteur Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA).

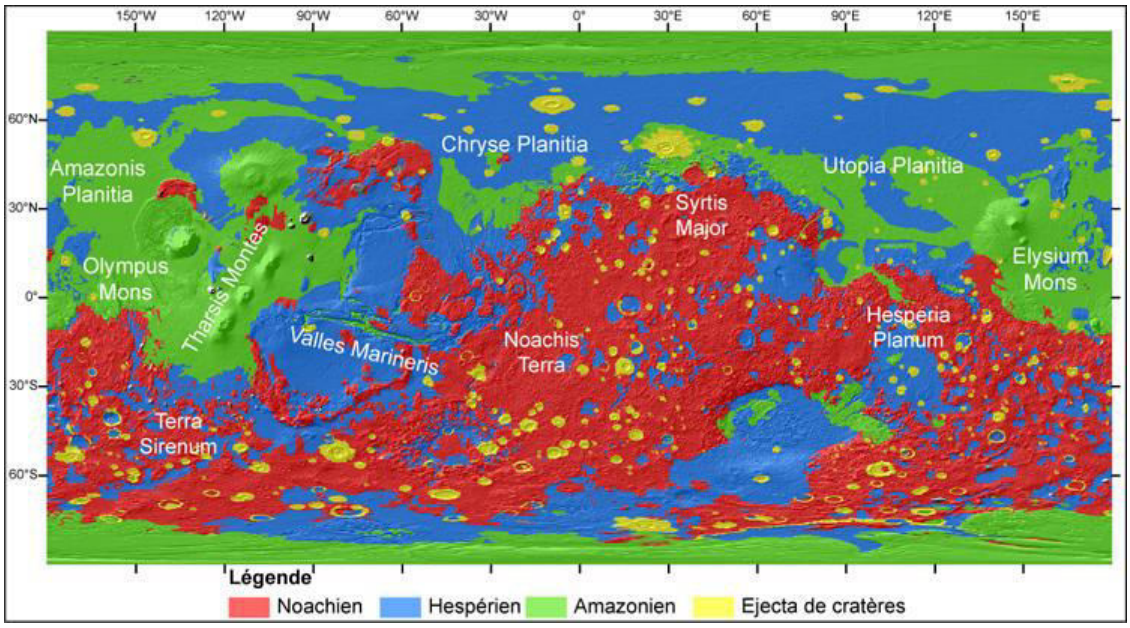


FIGURE 1.7 – Carte représentant les différents âges des terrains martiens (Thèse Antoine Séjourné, à partir de Tanaka (2014)).

Cette différence de cratérisation entre le Nord et le Sud a permis d'établir, de manière relative, une courbe de cratérisation (détaillé dans le chapitre III, section 3,6). En se basant sur le postulat que plus une surface est cratérisée avec une forte densité de gros cratères d'impact, plus elle est âgée, il a été possible d'interpréter que les terrains de l'hémisphère Nord sont relativement plus jeunes alors que ceux de l'hémisphère Sud sont les plus vieux (Carr and Head, 2010). Ainsi, il a été possible d'établir une échelle des temps géologiques martiens, divisée en trois périodes, le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien, grâce à une chronologie établie par Hartmann and Neukum (2001). Cette chronologie se base sur les datations des échantillons lunaires, revenus sur Terre, grâce aux missions Apollo (Fig.1.7). Ces périodes ont été définies à partir de la datation des terrains caractéristiques de leurs époques (détaillé dans la section 1.2.2). En extrapolant ainsi les datations et la géomorphologie de surface Tanaka (1986) a établi la première carte géologique de la surface martienne qui a été mise à jour en 2014 (Tanaka (2014) ; Fig.1.8). Contrairement à la Terre, il n'est pas possible d'observer à la surface de Mars des structures attestant de la présence de rides océaniques ou des zones de subduction, il a été possible de déduire que Mars n'a pas de tectonique des plaques. Ainsi, il n'y a pas de renouvellement de la croûte martienne par ressurfaçage. La surface de Mars a donc préservé la majorité des marqueurs témoignant de son histoire géologique. La croûte martienne est donc un livre ouvert, permettant d'étudier les processus actuels et passés qui ont eu lieu à la surface de la planète rouge.

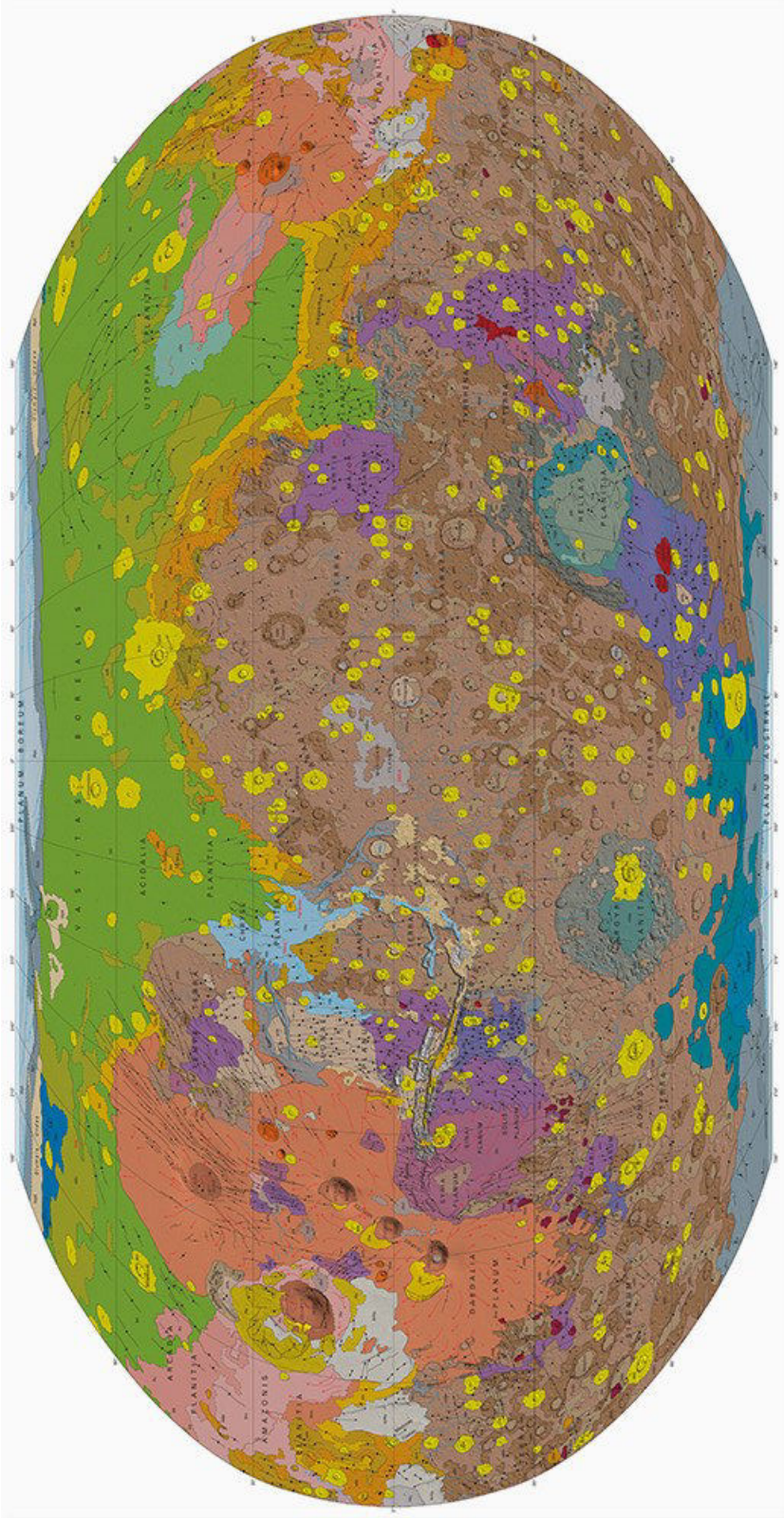


FIGURE 1.8 – Carte géologique de la surface martienne (Tanaka, 2014).

1.2.2 Chronologie martienne

Comme sur Terre, il est possible de diviser la chronologie martienne en période appelée éons. Il existe trois éons sur Mars qui ont pu être définis grâce aux datations par cratères d'impact et par la géomorphologie (section précédente). Le Noachien, qui est la période la plus ancienne, tient son nom de Noachis Terra, littéralement la "terre de Noé". Les caractéristiques géomorphologiques ainsi que les datations de cette région ont servi de référence pour la caractérisation des terrains anciens de l'hémisphère Sud. La seconde période est l'Hespérien, d'Hesperia Planum, qui marque une phase de transition d'un point de vue minéralogique et climatique à l'échelle globale. Et enfin l'Amazonien, l'éon le plus long, mais également le plus récent. Il tire son nom de la région de l'hémisphère Nord Amazonis Planitia qui est une des plaines les plus lisses de Mars. Ces caractéristiques propres ont servi de référence pour la définition des terrains Amazonien. Ainsi ces trois ères ont été définies de par leur géomorphologie témoignant des processus géologiques et climatiques marquant, souvent, les transitions entre ces périodes.

1.2.2.1 Le Noachien : 4,6 Ga à 3,5 Ga, selon Hartmann (2005) et de 4,6 à 3,7 Ga selon Hartmann and Neukum (2001)

Le Noachien est la période géologique la plus ancienne de la planète Mars. Cet éon est caractérisé par un fort bombardement météoritique. Il est marqué par une forte densité de cratères d'impact principalement dans les terrains de l'hémisphère Sud. Ce bombardement intense a permis la mise en place d'un régolithe d'éjecta recouvrant une majeure partie des terrains Noachien (Carr and Head, 2010). Le bombardement intense et les précipitations qu'a subi la planète au cours de cette période a pour conséquence une forte érosion des terrains anciens. En effet les terrains Noachien apparaissent bien plus érodés que les terrains plus jeunes et présentent des structures de vallées ramifiées à sa surface ainsi que des minéraux hydratée (Bibring et al., 2006). Les cratères d'impact supérieurs à cent kilomètres présentent des remparts érodés et sont remplis par du matériel d'érosion (Carr and Head, 2010). Enfin, ce bombardement a pu entraîner de l'activité hydrothermale de surface à proximité des zones impactées dues à l'apport de chaleur lors de l'impact (Carr and Head, 2010). Le Noachien est marqué par la mise en place du dôme volcanique de Tharsis, un vaste édifice volcanique, le plus grand du système solaire, visible depuis l'orbite martienne. Ce volcanisme est caractérisé par l'extrusion de plusieurs millions de mètres cubes de matériel volcanique et la formation du plus grand volcan du système solaire, le volcan-bouclier Olympus Mons (Fig.1.9). Il est estimé que Tharsis représente un empilement de produits volcaniques de 5000 km de large pour 25 km de haut (Phillips, 2001). La géologie Noachienne est donc marquée par une activité volcanique intense formant le dôme de Tharsis et par un fort taux de cratérisation qui entraîne une érosion intense. Il est admis que le taux de cratérisation au cours du Noachien est 2 à 5 fois plus important qu'à l'Hespérien (Golombek and Bridges, 2000).

1.2.2.2 L'Hespérien : de 3,7 à 1,7 Ga (Hartmann, 2005) et 3,7 à 3,2 Ga (Hartmann and Neukum, 2001)

L'Hespérien diffère nettement du Noachien au niveau géologique, les marqueurs caractéristiques du Noa-

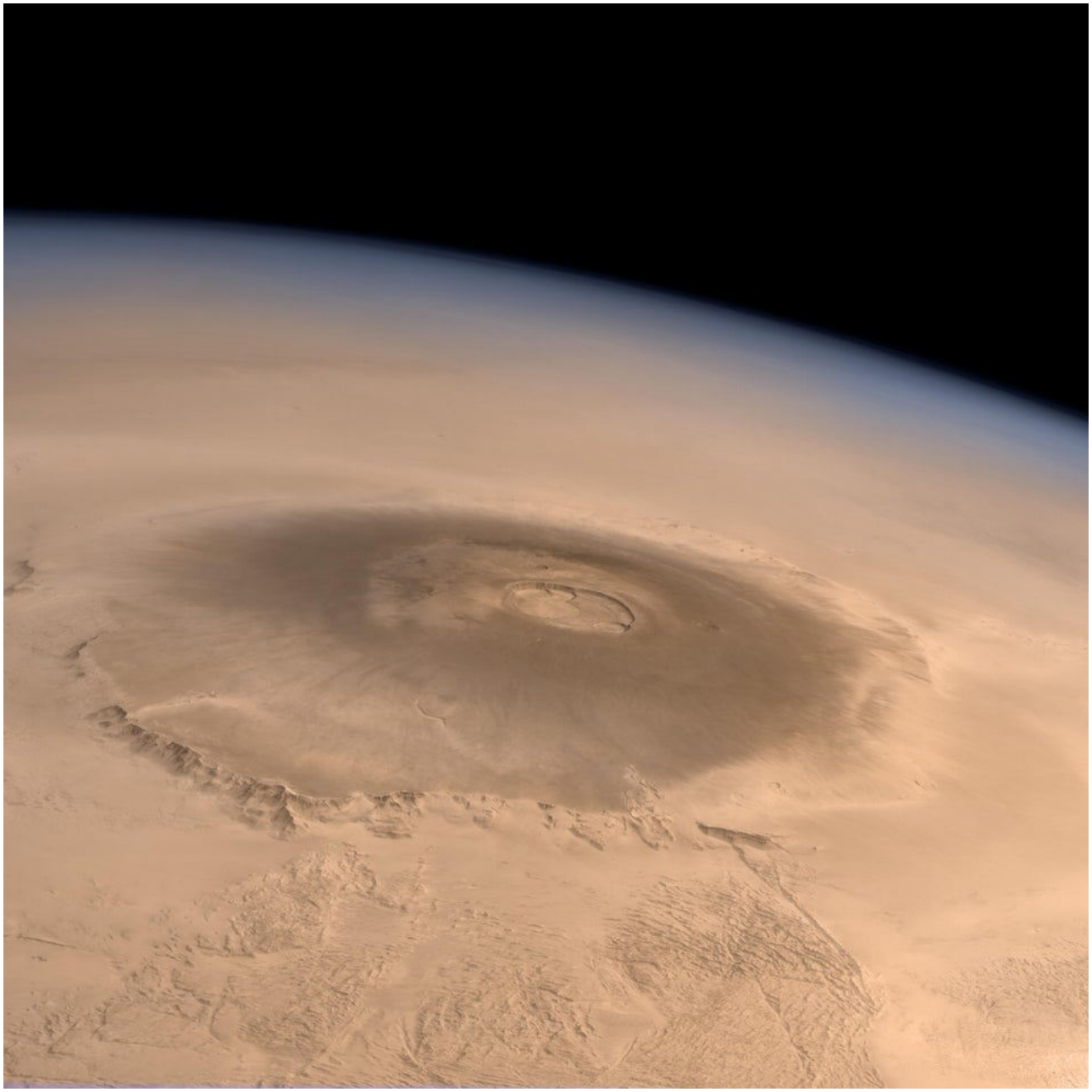


FIGURE 1.9 – Olympus Mons depuis l'orbite martienne par la caméra HRSC (High Resolution Stereo Camera) de la mission Mars Express.

chien, tels que les vallées ramifiées et la minéralogie hydratée, semblent disparaitre, ce qui indique un changement radical entre ces deux périodes. En effet, l'Hespérien est caractérisé par une diminution drastique de l'activité érosive due à la diminution du bombardement initial (Carr and Head, 2010). Les phénomènes érosifs au cours de cette période sont principalement très locaux. Il se forme les vallées de débâcles qui résultent d'écoulement catastrophique dû à de brusques libérations d'eau provenant d'aquifères souterrains, de lacs ou encore par la fonte brutale de glace du sous-sol (Baker et al., 1991; Carr, 1995; Carr and Malin, 2000; Andrews-Hanna and Phillips, 2007). La formation de ces vallées constitue la principale source d'érosion. De plus, la formation du dôme de Tharsis a continuée lors de l'Hespérien, mais l'intensité des phénomènes volcaniques était amoindrie. C'est également au cours de cette période que Valles Marineris semble s'être formé. Ce canyon aux dimensions géantes, d'une profondeur de 5000 m, d'une longueur de 3700 km et d'une largeur pouvant attendre les 600 km est visible depuis la Terre (Fig.1.10). Les mouvements extensifs dus aux contraites engendrées par le dôme de Tharis ont formé ce système de canyons. Il est estimé que son ouverture s'est initiée au Noachien, mais que les processus de subsidence, de faille et d'érosion aboutissant à la formation de Valles Marineris continuent tout au long de l'Hespérien (Carr and Head, 2010). L'ensemble des processus ayant lieu à l'Hespérien semble avoir entraîné un ressurfaçage de 30% de la surface de Mars (Head et al., 2003). Ainsi l'Hespérien est marqué par la mise en place de plaines de laves fluides qui ont été recouvertes par du matériel Amazonien.

FIGURE 1.10 – Valles Marineris visible depuis l'orbite martienne. Source NASA

1.2.2.3 L'Amazonien : de 1,7 à ajourd'hui (Hartmann, 2005) et 3,2 à aujourd'hui (Hartmann and Neukum, 2001)

La troisième période correspond à l'Amazonien. Cette période est la plus longue de l'histoire de Mars.

Au cours de cette période, la surface la planète n'a été que très peu modifiée par des phénomènes tels que la cratérisation ou encore le volcanisme. C'est pourquoi Scott and Carr (1978) classifient cette phase en une seule et même période. Cette période est caractérisée par la formation de quelques vallées de débâcle de faible dimension et surtout par la formation des calottes polaires Nord et Sud. Ces calottes se seraient formées par accumulation de glace et de poussières aux pôles (Laskar and Robutel, 1993). Ainsi, l'Amazonien est caractérisé par un taux d'érosion très faible, la formation de quelques morphologies de surface et par un dépôt de glace aux pôles, aux moyennes et hautes latitudes dont nous présenterons les différentes caractéristiques dans le chapitre suivant. Le climat de cette époque est donc très proche du climat actuel de Mars c'est-à-dire froid et sec, témoignant d'une cryosphère globale sur toute la surface (Carr and Head, 2010).

La surface martienne a donc été au cours de ces trois périodes marquées par différents processus géologiques (Fig.1.11). Le fait que pendant l'Amazonien l'activité érosive et de ressurfaçage a été faible entraîne que Mars a pu conserver ses morphologies anciennes. L'étude de ces terrains permet donc de regarder directement dans le passé afin d'étudier et de comprendre l'histoire de cette planète.

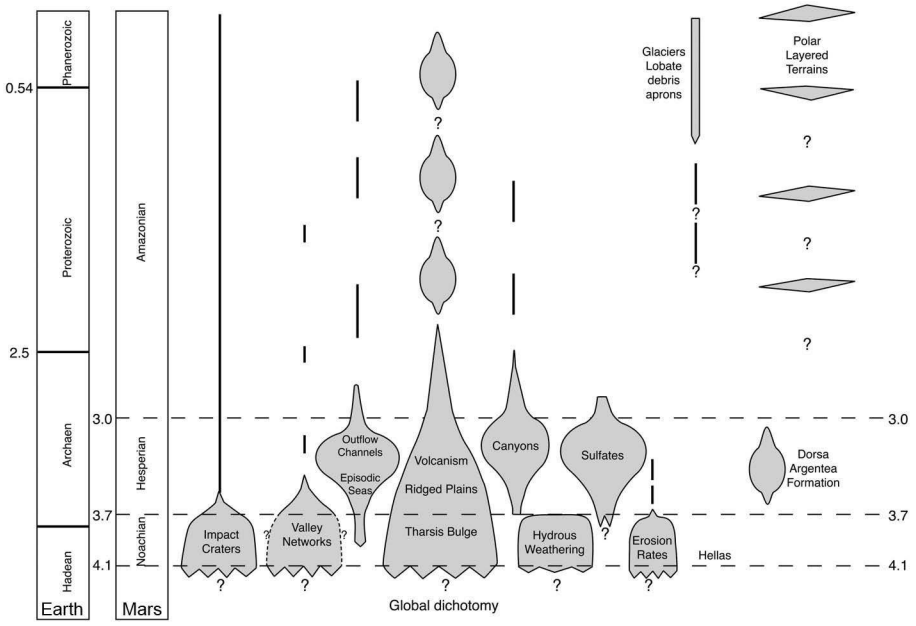


FIGURE 1.11 – Résumé de la chronologie des évènements de l'histoire martienne en comparaison avec les éons terrestres. (Carr and Head, 2010)

1.3 Mars une planète au climat passé contesté

1.3.1 La vision actuelle : le Noachien, un climat présumé chaud et humide, Warm and wet

Depuis les images de l'orbiteur Mariner 9 (1971), de nombreuses preuves indiquent que l'eau liquide a été stable à la surface de Mars. Les terrains datés du Noachien présentent des indicateurs morphologiques et minéralogiques qui indiquent que le climat primitif martien aurait été relativement chaud et humide comparé au climat martien actuel. Les images apportées par les missions spatiales permettent d'identifier de nombreux réseaux de vallées ramifiées à la surface semblables aux rivières terrestres (Fig.1.12).

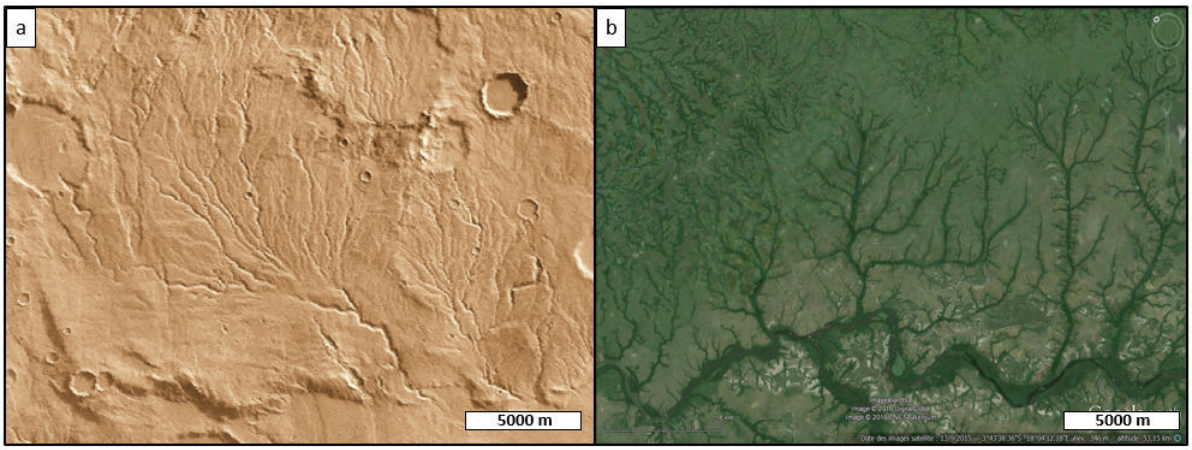


FIGURE 1.12 – Comparaison de vallée ramifiée martienne et terrestre. (a) Warrego Valles sur Mars et (b) Vallée ramifié au Congo sur Terre. Source images Google Earth.

La grande majorité de ces structures, environ 95%, sont observées sur les hauts plateaux Noachien de l'hémisphère Sud (Baker, 2001, Hynek et al., 2010 Fig.1.13). Ces vallées ont des longueurs, largeurs et superficies de réseau de drainage similaires aux réseaux ramifiés présents sur Terre (Mangold, 2004). Leurs densités de drainages importantes et leurs similitudes morphométriques (vallée ramifiée, profil en V) avec les vallées terrestres indiquent que leurs origines est un écoulement d'eau en surface dû à des précipitations liquides importantes, pendant de longues périodes de temps ($>$ 10 000 ans) ; (Baker et al., 1991; Baker, 2001; Carr and Head, 2010; Hynek et al., 2010; Kite, 2019).

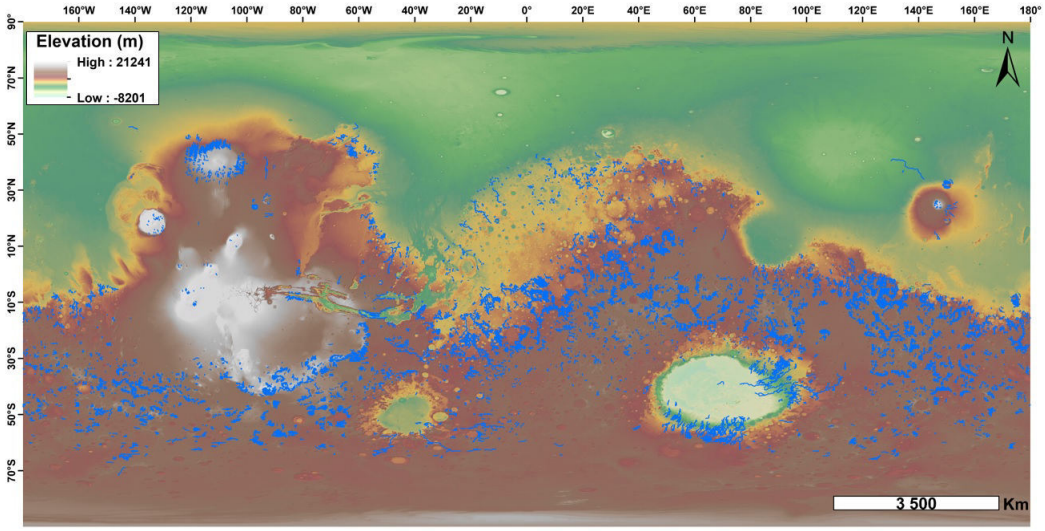


FIGURE 1.13 – Carte de la répartition des réseaux de vallées ramifiées, en bleu, sur Mars (Hynek et al., 2010).

Ainsi, la formation de telles structures demande un climat ayant une hydrosphère active permettant des précipitations, d'eau ou de neige, et du ruissellement de surface. Ces vallées peuvent déboucher dans des cratères d'impact en formant ainsi des lacs (open basin lakes), où il est possible d'observer d'anciens deltas (Fassett and Head, 2008c). Ces structures témoignent d'une activité fluviatile à la surface de Mars, en effet ces lacs ont pour caractéristiques d'être reliés par une entrée et une sortie d'eau avec la vallée indiquant une dynamique d'écoulement sur les terrains Noachien (Fassett and Head, 2008c ; Fig.1.14).

Aujourd'hui l'origine des vallées est encore débattue et quatre hypothèses de formation des réseaux de vallées sont proposées. (1) La première est proposé par Craddock and Howard (2002), l'origine des réseaux de vallées serait liée à des précipitations de pluie qui auraient coulé et érodé le régolithe martien formant les morphologies de vallées. (2) La seconde hypothèse propose que la source des réseaux de vallées serait alimentée par la fonte de glace de subsurface par des apports de chaleur externes Segura (2002). (3) Les intrusions magmatiques auraient fait fondre la glace présente en surface ou en subsurface de la planète Mars. L'eau en résultant aurait ensuite ruisselé à la surface pour former les morphologies de vallées (Gulick, 2001). Et enfin (4) la formation des réseaux de vallées pourrait être liée à la résurgence d'eau souterraine d'aquifères de subsurface, c'est-à-dire une érosion lente par la base du substrat.

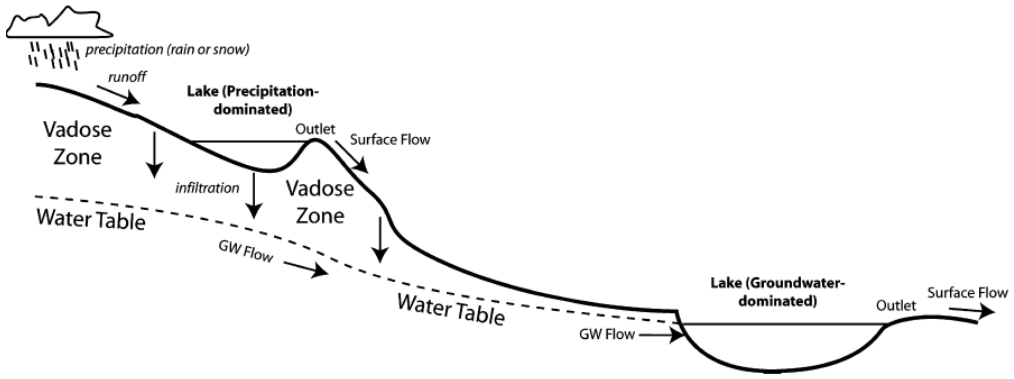


FIGURE 1.14 – Schéma de l'hydrosphère Noachienne (Fassett and Head, 2008b).

De plus, les données des spectro-imageurs OMEGA et CRISM, de la mission Mars Express et Mars Reconnaissance Orbiteur, ont permis de mettre en évidence, grâce à l'analyse des spectres de la surface martienne, la présence de minéraux hydratés, des phyllosilicates qui ont pour origine une altération aqueuse et des sulfates qui ont une origine due à l'évaporation (Bibring et al., 2006; Milliken et al., 2007; Fig.1.15). Le climat martien au Noachien devait donc avoir des conditions nécessaires pour préserver l'eau liquide à la surface de Mars. Ainsi, l'ensemble de ces informations semblent indiquer qu'au Noachien, le climat était favorable à la stabilité de l'eau liquide à la surface permettant ainsi la mise en place des structures de vallées fluviatiles. L'ensemble de ces preuves morphologiques et minéralogiques montrent qu'une hydrosphère devait être active, indiquant donc un climat relativement chaud mais surtout humide pendant cette période primitive de la planète.

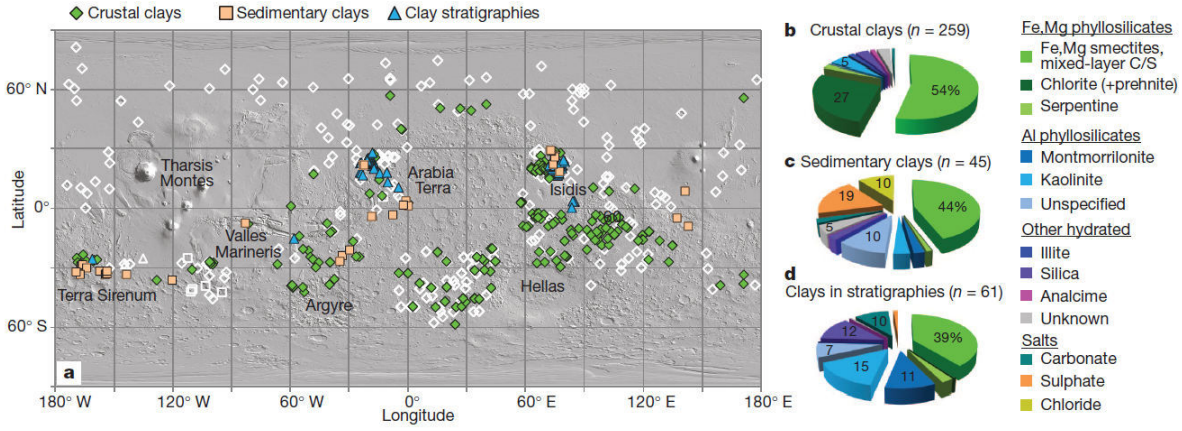


FIGURE 1.15 – Carte de la distribution des argiles à la surface de Mars à partir des données de CRISM et OMEGA (Ehlmann et al., 2011).

1.3.2 Modélisation climatique pour le scénario « warm and wet »

Aujourd'hui, il est difficile de modéliser un climat primitif martien chaud (c'est-à-dire où l'eau peut être liquide à la surface) avec une atmosphère composée principalement de CO_2 et de H_2O. Lorsque les modélisations simulent le climat avec cette composition atmosphérique, la condition du Mars chaud n'est atteinte que lorsque des nuages de CO_2 couvrent 100% de la surface martienne ce qui n'est pas un cas réaliste (Forget, 1997). Pour contrebalancer cette condition nuageuse irréaliste, les modélisateurs ont implémenté dans leurs modèles d'autres gaz à effet de serre provoquant un réchauffement de la planète. Un des candidats serait le méthane, CH_4 (Ramirez et al., 2013). Le CH_4 est un gaz augmentant considérablement la capacité d'une atmosphère à faire de l'effet de serre. Il est principalement émis lors d'éruption volcanique de grande ampleur comme il y a dû avoir lieu sur Mars lors de la mise en place du dôme de Tharsis. Néanmoins, les modélisations indiquent que les concentrations de CH_4 nécessaire à la formation d'un effet de serre suffisant seraient difficiles à maintenir, même en prenant en compte le CH_4 libéré par les éruptions volcaniques (Wordsworth et al., 2017). Le dioxyde de souffre, SO_2 , pourrait de la même manière entraîner un réchauffement de la planète. Mais les endroits où les concentrations suffisantes en SO_2 seraient atteintes ne se situent pas dans la région où l'on observe les vallées actuellement (Kerber et al., 2015). Le SO_2 et le CH_4 ne semblent donc pas être des gaz appropriés pour provoquer un réchauffement suffisant permettant à l'eau liquide d'être stable en surface.

Les modélisateurs ont donc testé un autre gaz à effet de serre, le dihydrogène H_2 qui est lui aussi libéré lors d'éruption volcanique (Ramirez et al., 2013; Wordsworth et al., 2017; Ramirez, 2017). Normalement, ce gaz à un faible effet de serre lorsqu'il est seul. Néanmoins, lorsqu'il est en interaction avec le CO_2 et le CH_4, son effet de serre augmente drastiquement (Ramirez, 2017). Ainsi, les simulations suggèrent qu'un réchauffement provoqué par une atmosphère composée de CO_2 et H_2 serait suffisant pour maintenir de l'eau liquide à la surface. Néanmoins, la concentration de H_2 nécessaire à ce réchauffement, $> 5\%$ est difficile à maintenir (Batalha et al., 2015). La solution proposée actuellement, est que l'effet de serre conduisant à un réchauffement suffisant serait provoqué par une atmosphère composé de CO_2 et CH_4 avec des régions plus riches en H_2 favorisant ainsi les interactions entre les molécules et donc une augmentation de l'effet de serre.

Enfin, les modélisations prédisent que les précipitations et le ruissellement, dont on suppose être à l'origine des réseaux de vallées, sont favorisées et renforcées par la pression atmosphérique basse de $CO_2 < 2$ bars (Hu et al., 2015; Ramirez, 2017; Wordsworth et al., 2017). Les réseaux de vallées semblent avoir besoin de phase de réchauffement, voire une période chaude en continu pour pouvoir se former (Kite, 2019). La vision d'un climat primitif chaud et humide est donc portée par la présence d'une atmosphère composée de CO_2, de CH_4 et de H_2 dans des conditions de pression < 2 bars entraînant un climat aride à semi-aride lors du Noachien (Ramirez and Craddock, 2018).

1.3.3 La transition Noachien/Hespérien : un changement climatique à l'échelle globale ?

Le Noachien serait donc caractérisé par un climat chaud et humide, tandis que l'Hespérien aurait eu un climat relativement différent. En effet une des principales preuves de ce changement climatique est la diminution significative de formation de vallées ramifiées sur les hauts plateaux à l'Hespérien (Fassett and

Head, 2008a; Bouley and Craddock, 2014). Néanmoins on observe des vallées hespériennes sur les pentes de cratères ou de certains volcans (Fassett and Head, 2008b). Ainsi l'hydrosphère active au Noachien a perdu de son intensité conduisant à une diminution de formation de vallées. L'Hespérien est également caractérisé par la mise en place de vallées dont la morphologie diffère totalement des vallées ramifiées. Ces vallées appelées « vallées de débâcles», mesurent plusieurs milliers de kilomètres de long pour plusieurs dizaines de large (Costard (1989); Carr and Malin (2000); Baker (2001), Fig.1.16).

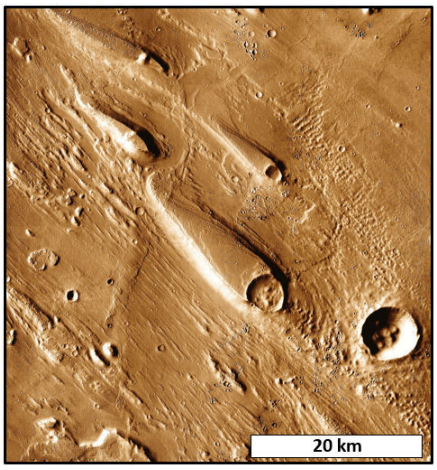


FIGURE 1.16 – Exemple de vallée de débâcle dans Ares Vallis

Leurs origines ne seraient pas une érosion par précipitation, mais par des écoulements catastrophiques de très grands volumes d'eau provenant de la brusque libération d'eau liquide souterraine, de lacs ou encore fonte de la glace du sous-sol (Carr and Malin, 2000; Meresse et al., 2008; Carr and Head, 2010). De plus, cette période de l'histoire climatique martienne est marquée par la présence de modelés glaciaires d'érosion et de dépôts à proximité de la calotte polaire Sud (Carr and Head, 2010). De la glace se serait donc accumulée pour la première fois à l'Hespérien afin de former une calotte polaire. La mise en place de cette calotte montre bien que l'hydrosphère commence à laisser place à une cryosphère globale, confirmée par la transition des produits d'altérations. Les phyllosilicates laissent place aux sulfates dont la formation nécessite moins d'altérations aqueuses (Bibring et al., 2006). Ainsi le climat martien semble avoir subi une transition vers un climat froid lors de la transition Noachien/Hespérien. Néanmoins, malgré la mise en place d'une cryosphère active, il est possible de retrouver des marqueurs d'écoulement d'eau liquide et périodique à la surface. Cette stabilité de l'eau liquide, malgré un climat relativement froid, est due à une augmentation de la pression atmosphérique par des libérations massives de SO_2 et de H_2S par des éruptions volcaniques comme la fin de la formation du dôme de Tharsis (Carr and Head, 2010).

1.3.4 Vers un nouveau modèle : Le climat à la fin du Noachien, plus froid, le icy highland scenario

De nouvelles modélisations semblent tendre, vers un nouveau modèle globalement plus froid au Noachien appelé le "icy highland scenario". Ce nouveau scénario est porté principalement par deux études de modélisation : (1) un modèle de géodynamique planétaire et (2) un modèle climatique reprenant les conditions atmosphériques noachienne.

(1) Actuellement, les réseaux de vallées ramifiées suivent la topographie induite par le dôme de Tharsis (Fig.1.17a), cet édifice volcanique étant daté du Noachien, ces vallées se seraient mises en place après la formation de ce dôme, c'est-à-dire au Noachien (Phillips, 2001). Néanmoins des modélisations de géodynamique/climatique récentes montrent que, sans le dôme de Tharsis, les réseaux de vallées suivent la même orientation, c'est-à-dire selon une bande latitudinale Sud allant de 40°S à 0° parallèle à l'équateur et où la glace pourrait se déposer et s'accumuler (Bouley et al. (2016) ; Fig.1.17b). Tharsis étant l'un des édifices volcaniques les plus massifs du système solaire, sa formation a entraîné une variation géodynamique globale à l'échelle martienne. En effet, les volumes de laves mises en place lors de la formation de ce dôme ont entraîné un basculement de la croûte de Mars tout en conservant son axe de rotation. C'est le True Polar Wandering (Bouley et al., 2016), c'est ce phénomène qui serait à l'origine de la répartition actuelle des réseaux de vallées (Fig.1.18). Ce résultat indique qu'avec ou sans le dôme de Tharsis les réseaux de vallées ramifiées suivent une même direction vers le Nord (Bouley et al., 2016) ce qui remet en question le modèle proposé par Phillips (2001) quant à l'époque de formation de ces vallées.

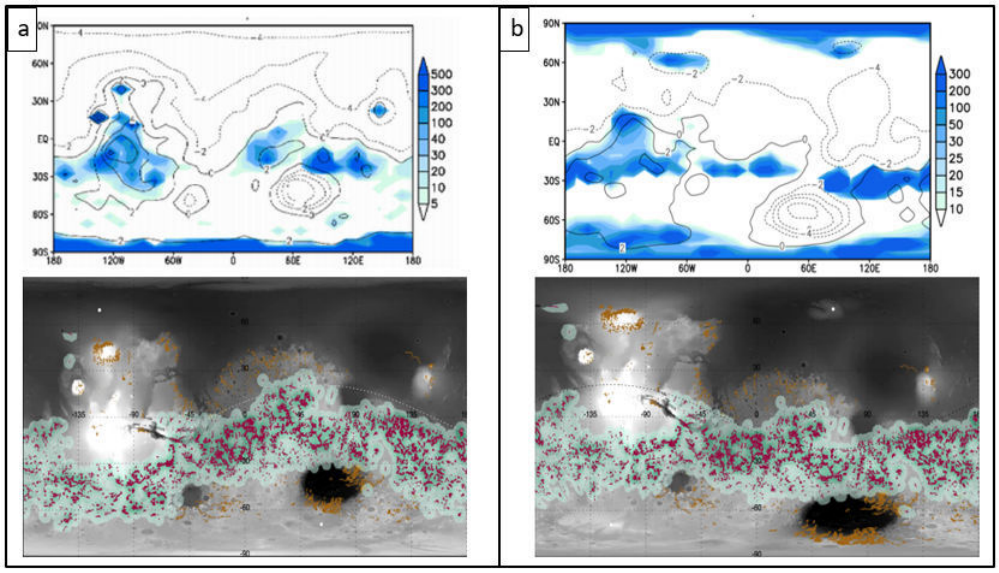


FIGURE 1.17 – Disposition des réseaux de vallées et dépôts minimums de glace d'eau associée en (a) dans la configuration actuelle et (b) dans la topographie avant la mise en place du dôme de Tharsis (Bouley et al., 2016).

Avant cette rotation, et donc avant la mise en place de Tharsis, les réseaux de vallées étaient localisés dans une bande tropicale Sud. En fixant une pression à 0,2 bar et une obliquité de 45°, de la glace d'eau serait susceptible de s'accumuler dans cette bande selon les modèles (Fig.1.17, Bouley et al. (2016)). Ainsi, les réseaux de vallées auraient pu se former dans un climat froid, où de la glace aurait été stable à la surface sur les plus hautes altitudes.

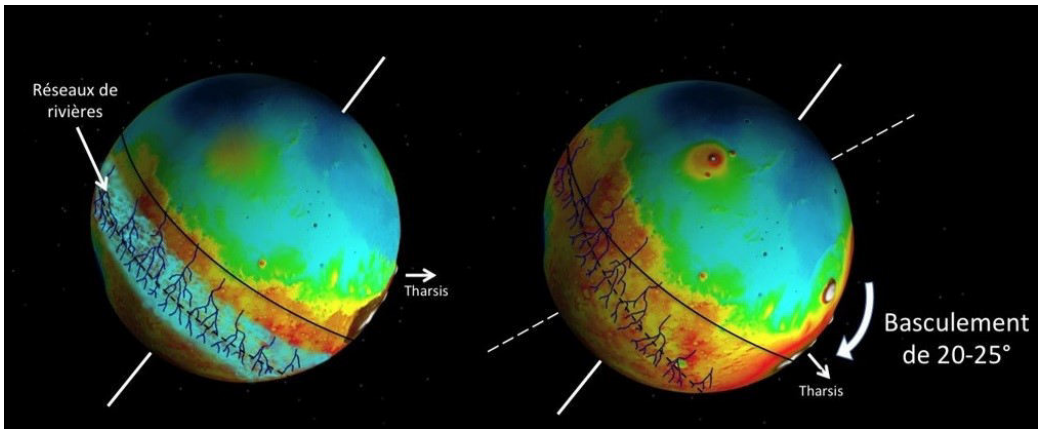


FIGURE 1.18 – True polar Wandering (Bouley et al., 2016). Il est possible d'observer la répartition des réseaux de vallées avant et après le basculement de la croûte.

(2) D'autres modèles climatiques ont cherché à montrer sous quel climat ces réseaux de vallées se seraient mis en place au Noachien. En fixant une pression atmosphérique martienne < 1 bar pour une obliquité de 45° et avec la topographie actuelle (Forget et al., 2013a; Wordsworth et al., 2013), on ne dépose pas de glace à des latitudes inférieures à 60°S alors qu'il est possible de retrouver des traces d'activités glaciaires actuellement à ses latitudes notamment dans Dorsa Argentea Formation (Kress and Head (2015) ; Fig.1.19). Lorsque ces mêmes paramètres sont appliqués, mais sans le dôme de Tharsis il est possible de voir que de la glace est stable et se dépose à des latitudes inférieures à 60°S et dans la région des vallées (Wordsworth et al. (2013) ; Fig.1.19a). De plus, ces modélisations indiquent que la température dans les régions de vallées ramifiées est inférieure à la moyenne globale de la planète, ce qui permet à la glace d'être stable à la surface (Forget et al., 2013a; Wordsworth et al., 2013) . Ainsi le climat à la fin du Noachien est caractérisé par ce modèle par un dépôt de glace d'eau sur les plateaux supérieurs à 1000 m d'altitude de l'hémisphère Sud, le « icy highland scenario ». Ce scénario permet d'expliquer la mise en place des réseaux de vallées dans un climat globalement froid n'impliquant pas de réchauffement climatique à long terme. Des augmentations épisodiques de température, permettant la fonte de la glace, peuvent être provoquées par des épisodes volcaniques ou encore des impacts météoritiques (Wordsworth et al., 2013; Head and Marchant, 2014).

1.3.5 Autres arguments pour le « icy highland scenario »

Ce modèle de icy highland indique que la glace déposée à haute altitude serait la source et/ou un facteur

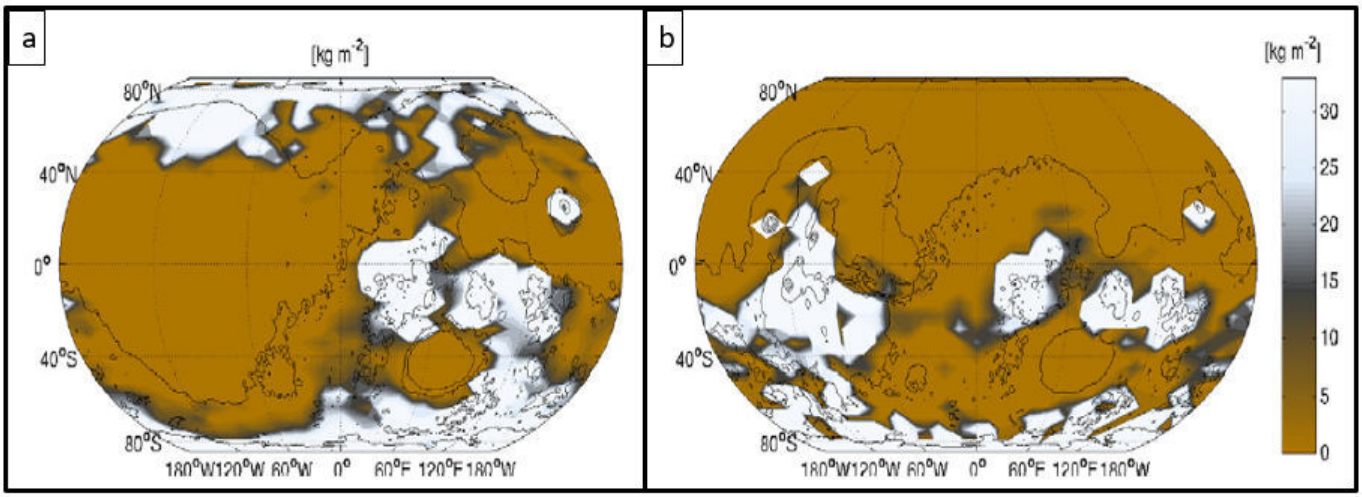


FIGURE 1.19 – Dépôts de glace d'eau (en blanc) dans les conditions Noachiennes en kg.m^{-2}. (a) Sans la topographie induite par Tharsis et (b) avec la topographie de Tharsis. Obliquité 45° et 1 bar d'atmosphère. Modifié de Wordsworth et al. (2013).

permettant la formation des vallées ramifiés. Ces dernières seraient alimentées par la fonte de la glace, mais produire un réchauffement suffisant pour provoquer cette fonte et une stabilité d'eau liquide à la surface pour former les vallées nécessiterait des conditions atmosphériques bien loin de la réalité (Segura, 2002; Chassefière et al., 2013; Wordsworth et al., 2013; Schmidt et al., 2016; Wordsworth et al., 2017). Néanmoins, certains évènements auraient pu provoquer un apport de chaleur suffisant pour faire fondre la glace et produire des écoulements d'eau liquide à la surface. La chaleur apportée par le bombardement météoritique pourrait être une de ces solutions (Craddock and Howard, 2002; Golombek et al., 2006). En effet, l'impact d'une météorite sur une surface gelée entraîne dans un premier temps la sublimation de la glace, mais la chaleur résiduelle de l'impact peut faire fondre cette glace pour former de l'eau liquide. Cette eau liquide va interagir avec la roche encaissante produisant ainsi une altération hydrothermale impliquant des phénomènes d'oxydation et d'hydratation. Il s'agit de la serpentinisation. Les réactions de serpentinisation entraînent la libération de CH_4 et de H_2 qui sont, comme vu précédemment, des gaz à effet de serre (Chassefière et al., 2013; Chassefière et al., 2016; Ramirez, 2017). Cette libération de gaz aurait pu alimenter l'atmosphère et provoquer un réchauffement à l'échelle globale permettant une fonte de la glace et la stabilité de l'eau liquide. De plus, les variations de l'obliquité de Mars primitif auraient pu entraîner la déstabilisation du CH_4 piégé dans la subsurface alimentant, de la même manière, l'atmosphère et provoquant un effet de serre (Kite et al., 2017).

1.4 Le climat primitif martien : un débat animé

D'une part, plusieurs études prônent un climat chaud et humide pour la formation des réseaux de vallées (Carr, 1995; Craddock and Howard, 2002; Bibring et al., 2006; Carr and Head, 2010; Ramirez and Craddock, 2018; Ramirez et al., 2019) et d'autre part, les nouvelles modélisations tendent à montrer que les réseaux de

vallées auraient pu se former dans un climat froid (Forget et al., 2013a; Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016). L'origine même des vallées est encore débattue aujourd'hui, il est pour l'instant difficile de conclure sur le climat qui régnait au Noachien.

Néanmoins, la vision du climat froid est souvent contestée, car plusieurs paramètres ne semblent pas, selon les modèles, être cohérents avec un Mars primitif froid. Le débat est tellement animé que la revue Nature a publié un éditorial en avril 2018 appelé "Mars at war" (Nat. Geosci. 11, 2018). De toute évidence, les morphologies de réseaux de vallées ont eu besoin d'eau liquide ruisselant à la surface pendant une période de temps suffisamment longue ($>$ 10 000 ans selon Kite, 2019) afin de se former et de marquer les paysages tels que nous les observons actuellement. Que le climat soit chaud et humide ou froid, la véritable question est : quelles sont les conditions pouvant entraîner une stabilité de l'eau à l'état liquide à la surface pour former les vallées ?

Le premier postulat à prendre en compte est celui du Soleil jeune, en effet, lors de Mars primitif il y a environ 4 Ga, le Soleil était 25% plus faible qu'actuellement. Ce paramètre, couplé avec la distance de Mars par rapport au Soleil, signifie que la planète ne recevait que 1/3 de l'énergie solaire que la Terre reçoit aujourd'hui (Ramirez and Craddock, 2018).

1.4.1 Mars primitif froid un modèle contesté

Les arguments en faveur d'un Mars primitif glacé sont souvent contestés et remis en question. En effet, les processus capables d'alimenter l'atmosphère en gaz à effet de serre ne semblent pas suffisants en termes de quantité ou en termes de durée pour expliquer une libération d'eau suffisante pour former les réseaux de vallées dans un climat froid. De plus, un autre problème persiste celui de l'albédo de la glace. Dans le cas d'une planète gelée, la quantité de gaz à effet de serre nécessaire pour produire un réchauffement est supérieure à une planète qui n'est pas gelée. En effet, le pouvoir réfléchissant de la glace réduit l'énergie apportée par le Soleil. Par conséquent l'énergie disponible pour faire fondre la glace, former de l'eau liquide et la maintenir stable à la surface est réduite. Une couverture de glace de 20% entraînerait une diminution de la température globale de 11°K et de 25°K si cette couverture est de 40% (Ramirez, 2017; Ramirez and Craddock, 2018). Sans glace, la température est estimée à 234°K, cette température est suffisante pour produire de l'eau liquide stable à la surface. Pour expliquer un réchauffement suffisant avec une couverture de glace, la présence de nuage de CO_2 est nécessaire, dans une atmosphère uniquement composée de CO_2 (Ramirez, 2017). En effet, la présence de tels nuages peut inhiber l'albédo de la glace (Ramirez, 2017). Néanmoins, ces nuages de CO_2 ne peuvent pas se former si l'atmosphère contient du CH_4 et/ou du H_2, comme le prédise les modèles. Ainsi s'il n'y a pas de formation de nuage de CO_2 l'effet de l'albédo de la glace n'est pas inhibé (Forget et al., 2013b; Ramirez and Craddock, 2018).

L'ensemble de ces incohérences est en accord avec le manque de marqueurs géomorphologiques d'un climat froid. Cette lacune de marqueurs géomorphologiques tels des glaciers, des modelés de dépôts tels que des moraines ou des modelés d'érosion glaciaire tels que des vallées ou cirques glaciaires (détaillé dans le chapitre II), est d'ailleurs l'un des principaux arguments qui soutient l'idée que la vision d'un climat primitif froid n'est pas possible. La forme des vallées est mise en avant, en effet le profil en V de vallées ramifiées est argument indiquant que les vallées se sont formées par ruissellement d'eau et non par une érosion glaciaire qui donneraient des vallées avec un profil un U (détaillé dans le chapitre III). De plus, une couverture de

glace ou de neige entraînerait, selon Ramirez and Craddock (2018); Ramirez et al. (2019), des vallées qui traversent les différents environnements topographiques, c'est à dire des vallées qui ne respecteraient pas les lignes de plus grande pente. Il est important de noter que sur Terre et dans les environnements planétaires, les morphologies de vallées ne remontent pas les pentes et suivent toujours les lignes de plus grandes pentes, quelles que soient leurs origines (fluviatile ou glaciaire). Nous pensons ici que cette interprétation est une erreur dans la conception de bassin versant qui contrôle la répartition des vallées en fonction de la topographie (détaillé dans le chapitre III).

1.5 Problématique et objectif de la thèse

Bien que le modèle froid soit un modèle contesté, il n'en demeure pas moins que les deux visions du climat primitif martien restent discutables. Des études plus détaillées sont nécessaires pour répondre à la question ardente du climat primitif de la planète rouge. Comme l'indique très justement Wordsworth et al. (2018), dans la réponse à l'éditeur suite à "Mars at war" (Nat. Geosci. 11, 2018) les modèles nécessitent une meilleure résolution pour parvenir à expliquer l'ensemble des données incohérentes propre à chacun des modèles. Dans un premier temps, le paradoxe du Soleil jeune est une condition difficile à prendre en compte et à quantifier dans des modèles climatiques réalistes et rend, de ce fait, les conditions propres au climat chaud difficile à concevoir. De plus, de meilleurs connaissances dans : la dynamique et la physique convective des nuages, dans les interactions surface/atmosphère, dans les transferts radiatifs des effets de serre, de la perte de l'atmosphère et en spectrométrie quantitative sont nécessaires afin d'améliorer la résolution des modèles pour mieux contraindre le climat primitif. Le retour d'échantillons martiens pourrait être une des solutions puisqu'une étude plus approfondie de ces échantillons permettrait de mieux comprendre les processus de formation de minéraux, des carbonates, des serpentines et des sulfates qui semblent être au cœur de la compréhension des processus impliqués dans la formation des réseaux de vallées martiennes. D'ici là, la meilleure solution pour faire ce qui se rapproche le plus de l'analyse de terrain est l'analyse des images de haute résolution disponible grâce aux différentes missions martiennes récentes. Les réseaux de vallées ont été, pour la plupart, identifiés grâce à l'imagerie THEMIS (Thermal Emission Imaging System), d'une résolution de 18m/pixel. Depuis, plusieurs missions, que nous détaillerons par la suite, fournissent des images de bien meilleure résolution, permettant une étude bien plus détaillée des morphologies des réseaux de vallées. Cette étape permettrait d'identifier, ou non, des morphologies liées à un climat froid qui est un des arguments principaux allant à l'encontre du modèle "icy highland". C'est donc par une approche géomorphologique que la question du climat martien a été traitée pendant cette thèse. Afin d'apporter des arguments supplémentaires dans le débat du climat primitif martien, nous tâcherons de répondre à trois questions principales qui sont les problématiques de cette thèse :

1. Existe-t-il des marqueurs géomorphologiques d'un climat ancien froid à la surface de Mars ? Après avoir fait un rappel sur les environnements glaciaires terrestres et martiens dans le chapitre II, nous détaillerons la méthode d'analyse dans le chapitre III et présenterons les résultats dans le chapitre IV.
2. Si ces marqueurs existent, quels sont leurs interactions avec les réseaux de vallées de basses altitudes ?

3. Quel était le climat primitif de la planète Mars à la fin du Noachien/début de l'Hespérien ? Nous tâcherons de répondre à ces deux dernières questions dans le chapitre V.

Afin de répondre à ces questions, nous avons mis en place une nouvelle méthode de morphométrie comparative Terre/Mars mais également Mars/Mars des morphologies de vallées. Connaître avec une meilleure précision l'origine de ces vallées semblent être la clef de voûte permettant de mettre fin au débat concernant le type de climat régnant sur Mars il y a 3,6 Ga.

Chapitre II:

Les environnements glacés terrestres et martiens

Environnement glacé terrestre et martien.

A gauche : Un glacier en Alaska

A droite : Cratère Korolev

2.1 Introduction

Pour répondre à la première question de cette thèse, à savoir s'il existe des morphologies glaciaires dans l'hémisphère Sud martien, il est primordial de connaître les environnements glaciaires terrestres et martiens. Dans ce chapitre, le cortège glaciaire terrestre sera étudié et illustré au travers de deux régions glaciaires, une active la vallée de Chamonix et une déglacée le massif du Cantal. En effet, étudier ces deux zones permet d'analyser l'évolution des paysages glaciaires. Puis il sera question de répertorier les environnements glaciaires martiens et leurs caractéristiques propres. Cette étape nous permettra de conclure sur la zone d'étude de cette thèse.

2.2 Les environnements glaciaires terrestres

2.2.1 Mécanismes et dynamiques d'un glacier

Un glacier est une masse de glace qui se forme par accumulation successive de couches neigeuses dans un climat froid. Le poids engendré par la superposition des couches neigeuse va permettre d'expulser l'air entraînant une compaction de la neige qui va se transformer en glace (Vliet-Lanoe, 2013). Un glacier est régi par des facteurs climatiques tels que les précipitations, les températures, le vent, l'humidité de l'air et le rayonnement solaire (Maisch et al., 1993). Ces différents facteurs climatiques ont des influences sur le bilan de masse d'un glacier. Ce bilan de masse est la différence entre l'accumulation et les pertes par fonte du volume de glace, exprimée en volume équivalent en eau, sur une année hydrologique. Lorsque la formation de glace est supérieure à la fonte alors le bilan de masse est positif et le glacier croît. À l'inverse, si ce bilan est négatif, le glacier se retire, c'est le retrait glaciaire (Fig.2.1). La croissance d'un glacier est donc régie par les interactions entre l'accumulation de glace en altitude dans la zone d'accumulation et la perte par fonte qui a lieu dans la zone d'ablation. La limite entre ces deux zones est appelée ligne d'équilibre (ELA, Equilibrium Altitude Line). Cette ligne correspond à l'isotherme 0°C, c'est-à-dire là où la glace est stable, il n'y a ni accumulation, ni perte de glace (Fig.2.1).

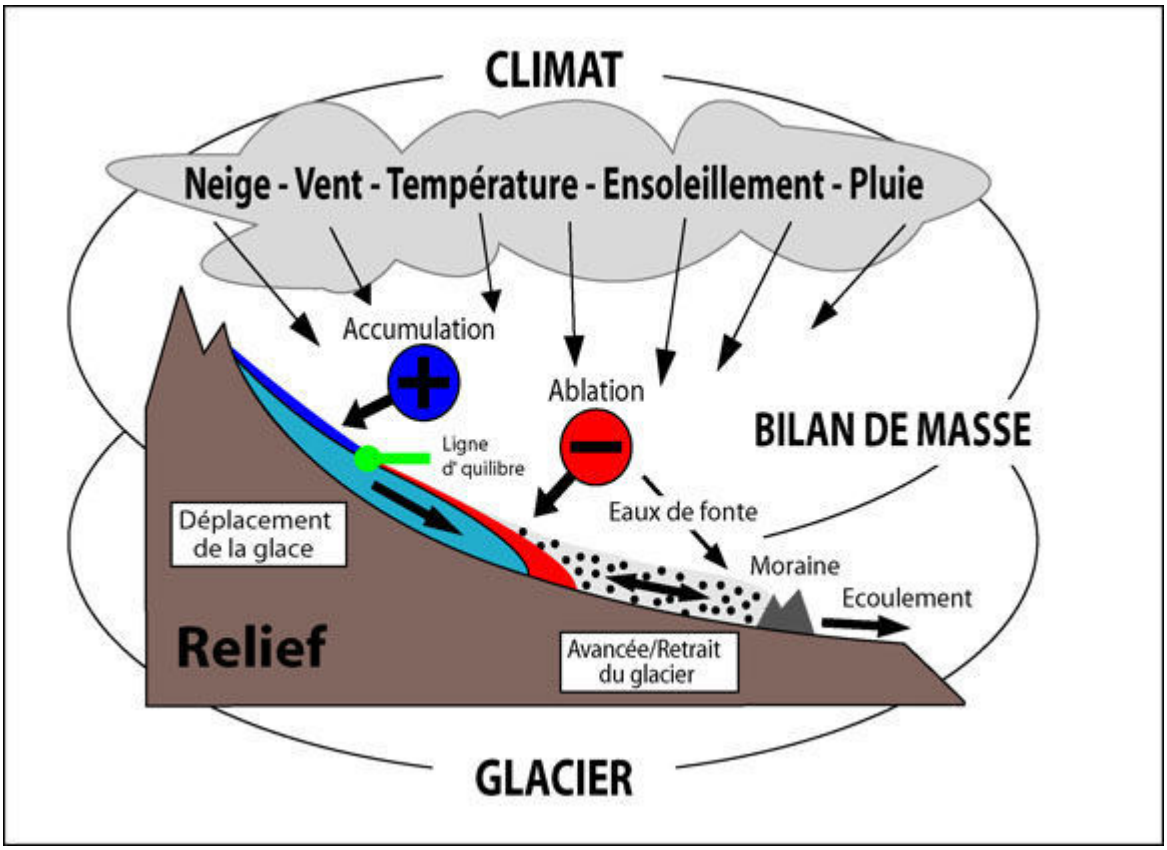


FIGURE 2.1 – Illustration de la mise en place d'un glacier en fonction des différents facteurs, avec en amont la zone d'accumulation et en aval la zone d'ablation séparée par la ligne d'équilibre. Modifié de Maisch et al. (1993)

Cette ligne d'équilibre, également appelé la ligne des névés, varie en fonction du climat et des saisons. Elle est plus basse aux hautes latitudes (600 m au Groenland) et devient de plus en plus haute à mesure que l'on se rapproche de l'équateur (2750 m dans les Alpes Suisses) dû aux différences climatiques. Elle permet également de définir deux zones : (1) la zone supraglaciaire, au-dessus de la trimline, marquée par une topographie en dents de scie. Cette zone n'ayant jamais été recouverte par le glacier, les processus d'érosion ayant eu lieu ont pour origine l'alternance de cycle gel/dégel. Il s'agit d'une érosion par cryoclastie provoquée par les variations d'état de l'eau présente dans les fractures des roches. Lorsque la température descend en dessous de 0°C, l'eau va geler dans la roche, la glace créée va ainsi provoquer une augmentation de pression dans les pores ou dans les fractures préexistantes. Cette augmentation de pression entraîne une fracturation de la roche. Fragilisée, la roche va se débiter comme en témoigne la topographie en dents de scie. (2) La zone infraglaciaire, sous la trimline, correspond au lit du glacier. Elle est caractéristique de l'érosion par le passage du glacier formant cette morphologie en auge caractéristique (Fig.2.2).

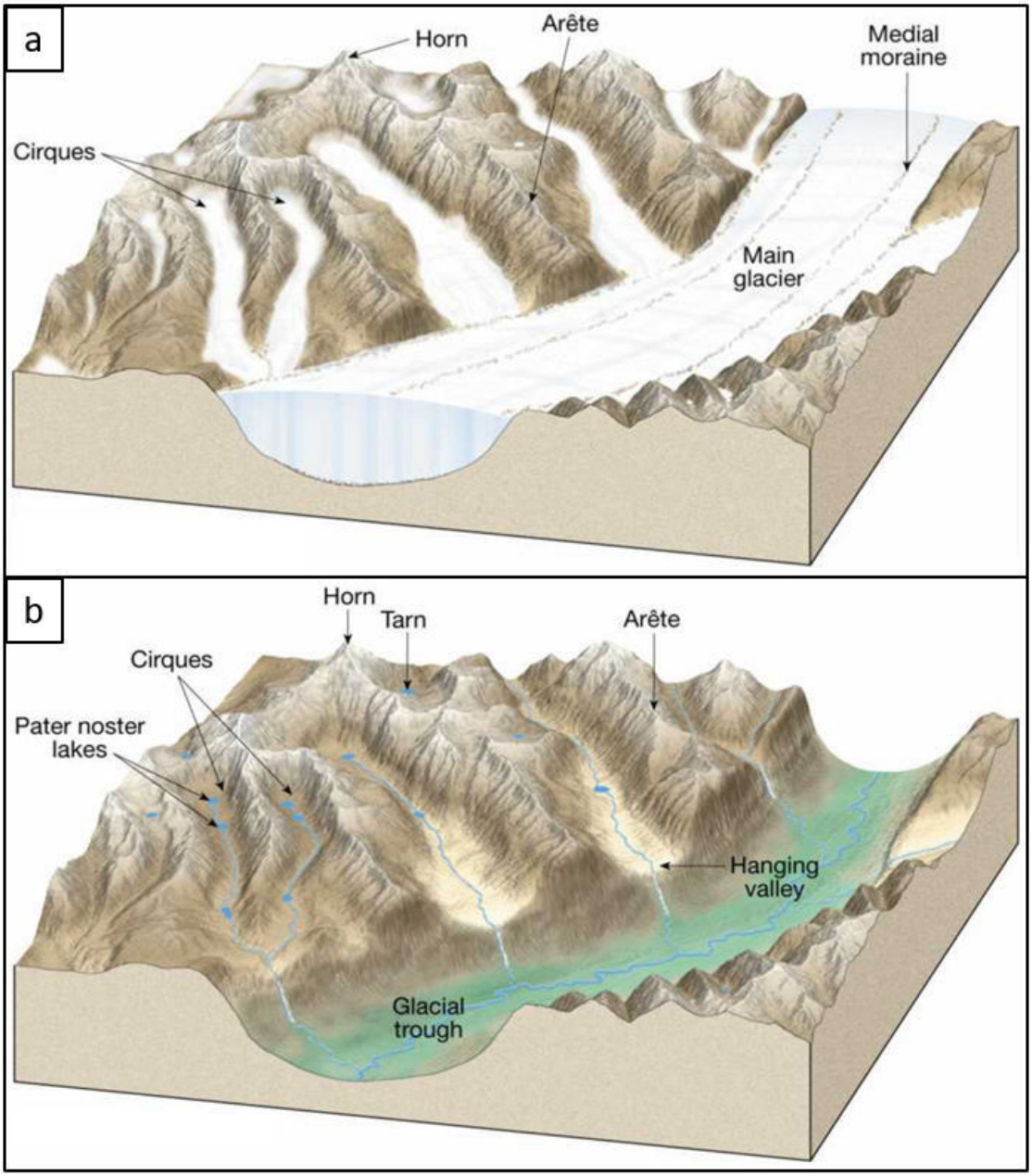


FIGURE 2.2 – Bloc diagramme montrant (a) un paysage englacé et (b) un paysage déglacé. Tarbuck and Lutgens (1998)

2.2.1.1 Régime thermique des glaciers

Les zones d'accumulation et d'ablation sont communes à l'ensemble des glaciers. Néanmoins, il est possible de différencier les glaciers de par leurs dynamiques glaciaires (Bennett, 2011). La dynamique d'un glacier

dépend du régime thermique du glacier qui est régi par trois facteurs : les échanges thermiques avec l'atmosphère (contrôle climatique), le flux géothermique des roches qui dépend de la géologie (contrôle géologique) et enfin la pression et la friction engendrée par le glacier en lui-même (contrôle glaciologique). L'interaction entre ces processus joue notamment sur la base des glaciers. Il est possible de définir 3 types de régimes thermiques pour les glaciers : (1) les glaciers à base froide (Fig.2.3a). La température de surface est très nettement inférieure à 0°C ce qui induit que la base est froide et gelée. Ainsi, il n'y a pas de fusion et donc pas d'eau liquide à la limite entre la surface du glacier et le substrat. De par cette propriété, un glacier à base froide, de type polaire, ne produit que très peu d'érosion. Ce type de glacier est caractéristique des glaciers de calottes et des inlandsis. (2) Les glaciers à base chaude ou tempérés (Fig.2.3b). Ces glaciers ont une température proche du point de fusion, sauf à la surface où la température dépend des saisons. À la base, la glace est sous pression de par le poids de la colonne de glace au-dessus. Ainsi, la proximité du point de fusion, associée à la pression engendrée par le glacier, entraîne la fusion de la glace à sa base permettant la formation d'une couche d'eau à la limite entre le glacier et le substrat. Cette couche d'eau joue le rôle d'une couche savon sur laquelle le glacier peut glisser et entraîner une forte érosion du substrat. Ce type de glacier est caractéristique des vallées alpines aboutissant à la formation de vallées glaciaires. (3) Les glaciers polythermiques (Fig.2.3c). Ces glaciers ont comme caractéristique de posséder les deux régimes thermiques cités précédemment. Ces glaciers de plateau possèdent un régime froid sur l'ensemble du plateau à l'exception de la périphérie où les pentes plus raides entraînent une augmentation de la friction et de la pression. Ces augmentations entraînent la fusion de la base du glacier aboutissant à une langue glaciaire à base chaude.

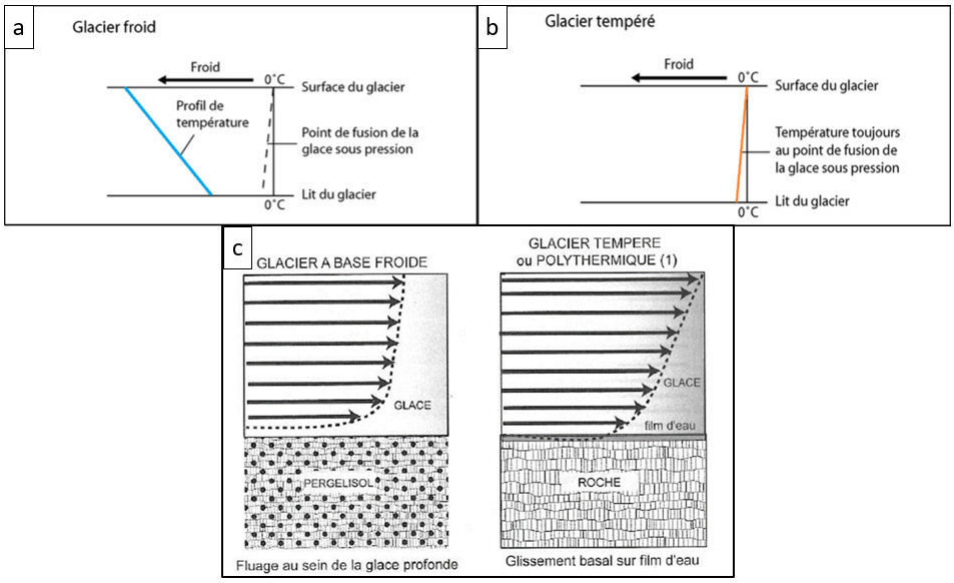


FIGURE 2.3 – Différents régimes thermiques de glaciers. (a) Glacier à base froide, (b) glacier à base chaude et tempéré et (c) déplacement associé au régime thermique. Modifié de Bennett (2011)

2.2.1.2 Mouvements des glaciers

Ces différents régimes thermiques sont à l'origine des différents mouvements des glaciers. Ces mouvements résultent des déformations exercées sur la glace et sur le lit glaciaire en réponse aux contraites imposées par la gravité. Ils entraînent (1) la déformation de la glace, (2) la déformation du lit et (3) le glissement du glacier (Maisch et al., 1993; Bennett, 2011; Vliet-Lanoe, 2013). La glace se déforme sous son propre poids (fluage) et voit sa structure interne et de surface modifiée (reptation) (Fig.2.4). Les cristaux de glaces sont déformés et ils se déplacent les uns par rapport aux autres. Lorsque la reptation n'est pas suffisamment rapide pour répondre aux contraites imposées par le glacier, la glace se fracture (Fig.2.4a, c). Cette fracturation a pour origine une rupture cassante du glacier entraînant la formation de crevasses. La formation de crevasses est également favorisée par une forte pente qui augmente l'action de la gravité et laisse moins de temps à la reptation de s'accommoder. Lorsque le glacier croit et glisse dans la vallée, des phénomènes de frottement se mettent en place entre le glacier et son lit. Ainsi, un glacier va avoir tendance à se déplacer plus rapidement en son centre qu'à la base ou sur les côtés où les forces de frottements sont maximales. Il est possible d'observer cette mécanique à la surface des glaciers sous la forme de rides de compression arquée (Fig.2.4b, d).

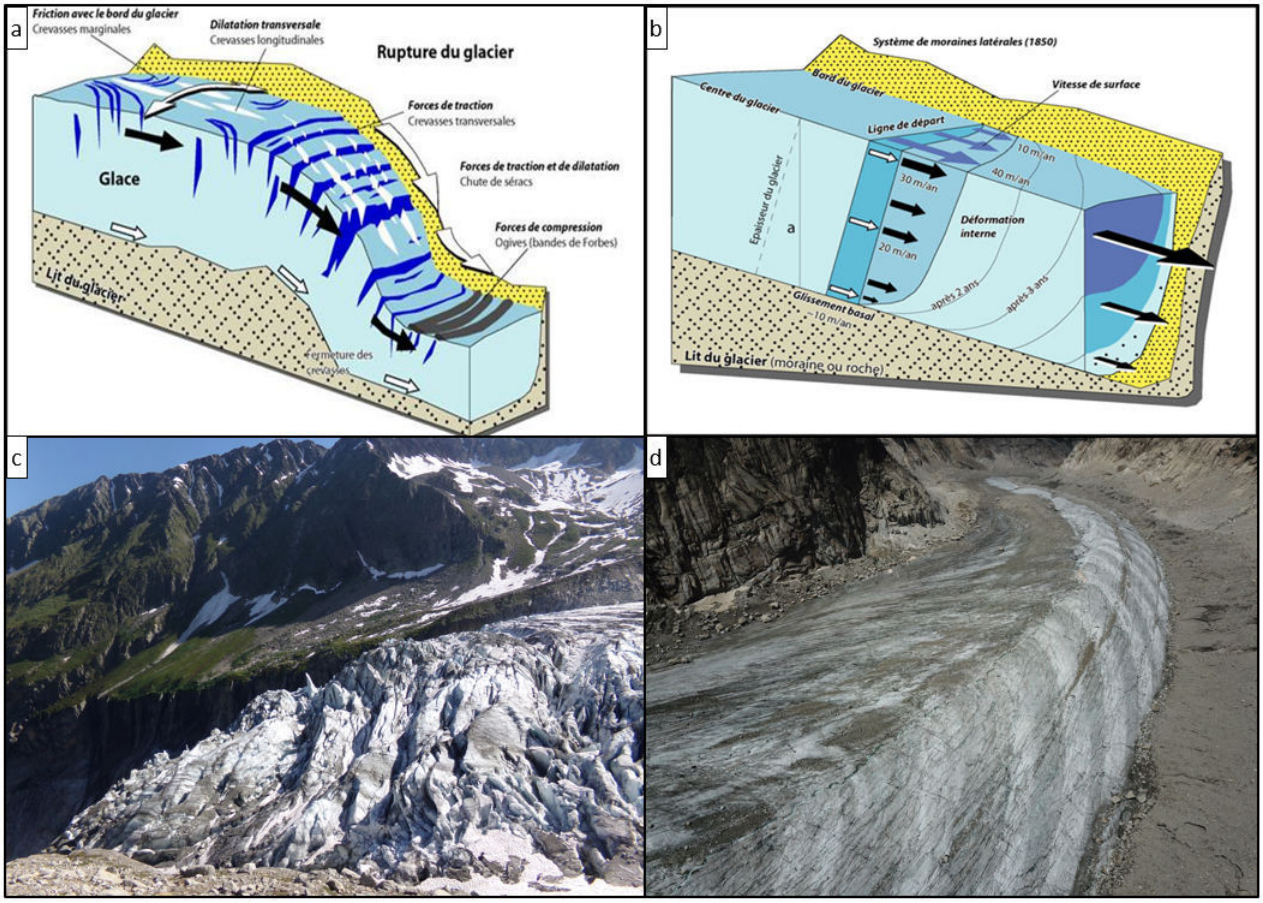


FIGURE 2.4 – Différents mouvements d'un glacier. (a) Explication de la dynamique cassante avec comme illustration (c) le front du glacier d'Argentière, vallée de Chamonix. Il est possible de voir que le front du glacier est marqué par la présence de fractures qui témoignent des phénomènes de pression engendrée par la glace en amont. (b) Dynamique des forces de frottement et des vitesses de déplacement au sein du glacier. (d) Photo de drone de la Mer de Glace. L'alternance de niveau arqué clair et foncé est du aux forces de frottement ayant lieu entre la glace et les remparts du lit du glacier. Ici, la reptation a eu le temps de s'adapter de par la pente douce. Figure modifiée de Maisch et al. (1993). Photos personnelles prises lors de la campagne de terrain en Juillet 2018.

2.2.2 Le cortège glaciaire

Un glacier, par son action, marque le paysage et laisse un cortège glaciaire composé des modelés d'érosions et de dépôts (Maisch et al., 1993; Bennett, 2011). Un tableau décrivant l'échelle de forme de l'ensemble des modelés du cortège glaciaire décrit dans cette partie est situé en annexe.

2.2.2.1 Les glaciers non contrôlés par la topographie

Une des conséquences de ce dépôt de glace est la formation d'inlandsis (Fig.2.5), c'est à dire des calottes de glace régionale pouvant atteindre les 3 km d'épaisseur.

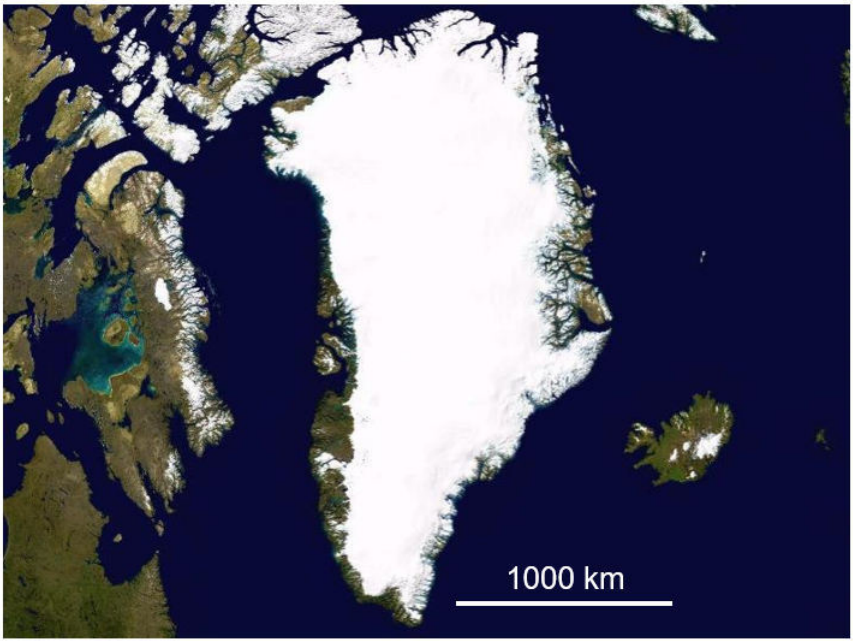


FIGURE 2.5 – Inlandsis au Groenland

La formation de cet inlandsis entraîne la baisse du niveau marin (d'une centaine de mètres), des modifications de la circulation océanique globale et des mouvements d'isostasie dus au poids de la glace sur les continents. La mise en place de cet inlandsis entraîne également des modifications morphologiques. En effet, ces glaciations de grandes ampleurs provoquent une érosion d'une partie des reliefs conduisant à la formation de plateaux englacés. Les glaciations de type inlandsis et calottes ne sont pas contraites par la topographie et la glace se dépose partout où les conditions sont favorables à sa stabilité. Les inlandsis créent un arasement par cryoclastie du relief préexistant aboutissant à la formation d'un plateau où la neige va pouvoir se déposer, s'accumuler et former des glaciers qui vont croître dans toutes les directions de l'espace. Ce paysage est caractérisé par la présence de nunataks qui sont des pitons rocheux qui surplombent une région vastement englacée (Fig.2.6). Leur morphologie escarpée et anguleuse est formée par les processus de cryoclastie. À la périphérie de ces plateaux englacés, il est souvent possible d'observer des morphologies de vallées glaciaires le long de la pente. Ces morphologies de vallées sont contrôlées par la topographie et constituent le deuxième type de paysage glaciaire terrestre.

2.2.2.2 Les glaciers contrôlés par la topographie.

La pente à la périphérie des plateaux ou sur les chaînes de montagnes est plus élevée que sur l'ensemble du plateau qui est plat par définition. Cette configuration constitue des environnements où la topographie est propice à la formation de glaciers qui fluent le long de la pente. On les retrouve souvent sur les reliefs montagneux à haute altitude. Ce type de glaciers est différent des inlandsis puisqu'ils sont confinés dans une vallée sur les fortes pentes et se terminent par une langue glaciaire s'étalant dans une plaine ou dans un plan

FIGURE 2.6 – Nunataks au Groenland. Source Richard Droker

d'eau (glacier de piémont). Certains glaciers sont confinés dans une vallée, mais ne s'étalent pas dans une plaine, la langue glaciaire reste confinée entre les remparts de la vallée (Fig.2.7).

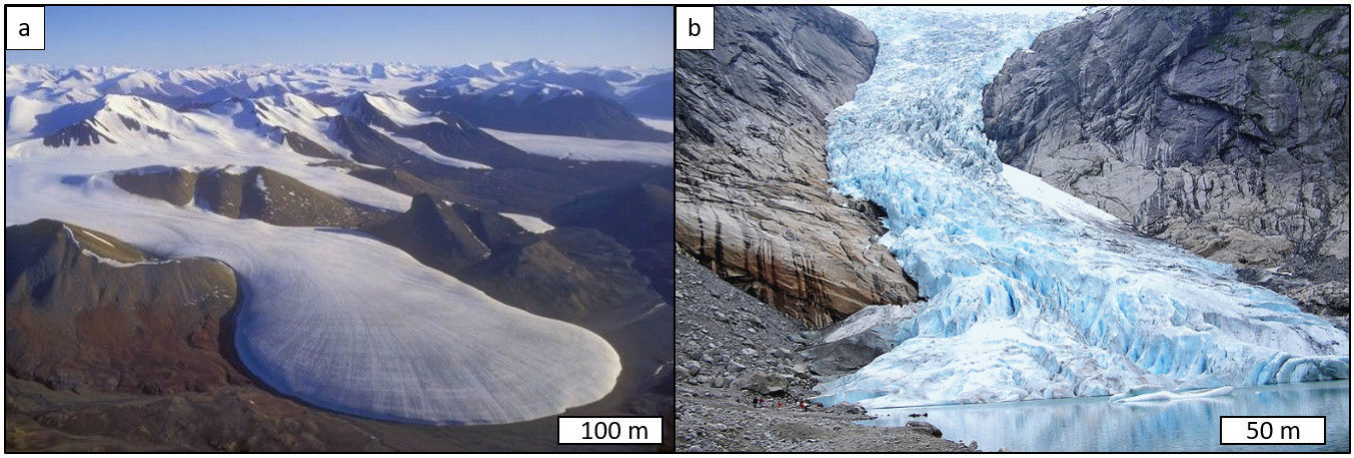


FIGURE 2.7 – Différents glaciers contrôlés par la topographie. (a) Glacier de piémont : Ellesmere island, Canada, (b) Glacier Alpin : Glacier Briksdal, Norvège.

2.2.2.3 Les modelés d'érosion

L'ensemble des régimes, expliqué précédemment, est à l'origine du pouvoir érosif du glacier. Tandis que les glaciers à base froide ont tendance à peu éroder à cause de leurs vitesses de déplacement faible ($<$ 2 m/an) et le fait que le fluage est dominant par rapport au glissement, les glaciers à base chaude possèdent une dynamique érosive bien plus importante. En effet, les glaciers tempérés, d'une vitesse moyenne de 100 m/an, et les glaciers à base chaude, pouvant atteindre plusieurs kilomètres par an, possèdent une vitesse de déplacement qui permet l'érosion de son substrat rocheux, et ce à toutes les échelles. Les deux principaux processus d'érosion d'un glacier sont l'abrasion et l'arrachement glaciaire. L'arrachement glaciaire est le processus par lequel les contraites engendrées par le glacier, sur la base et les remparts de la vallée, vont venir arracher des fragments du substrat. L'abrasion est le phénomène par lequel le déplacement du glacier, chargé en particule provenant de l'arrachement, va entraîner le polissage du substrat. Ces deux processus d'érosion sont à l'origine de modelés d'érosion et vont conduire à la formation de vallées et cirques glaciaires (Fig.2.8). Un compte rendu plus détaillé de la formation d'une vallée glaciaire sera fait dans le chapitre suivant (Chapitre III, 3.2.2). Les cirques et vallées glaciaires sont les plus grands modelés d'érosion et les plus marqués dans le paysage. L'érosion provoquée par la glace et le glacier entraîne la formation de vallées en forme de U, appelée vallée en auge. Ces vallées sont souvent surmontées par des creux topographiques en forme d'amphithéâtre, appelés cirques glaciaires servant de source au glacier. Ce sont les glaciers alpins. C'est dans la vallée, dans la zone infraglaciaire, qu'il est possible de retrouver des modelés d'érosion de plus petite échelle comme les stries glaciaires et les roches moutonnées (Fig.2.9e). Ces deux modelés d'érosion sont principalement causés par des phénomènes de polissage et arrachement. Ces phénomènes sont produits par le passage du glacier et provoquent soit le creusement de sillons parallèles à la direction d'écoulement de la glace (stries glaciaires) ; ou bien la création de surface polie lorsque l'abrasion du glacier est relativement uniforme. Les roches moutonnées sont façonnées par ces deux procédés. L'amont de ces roches est poli, là où le glacier est compressé sur la roche, et anguleux en aval, là où des processus d'arrachement ont eu lieu.

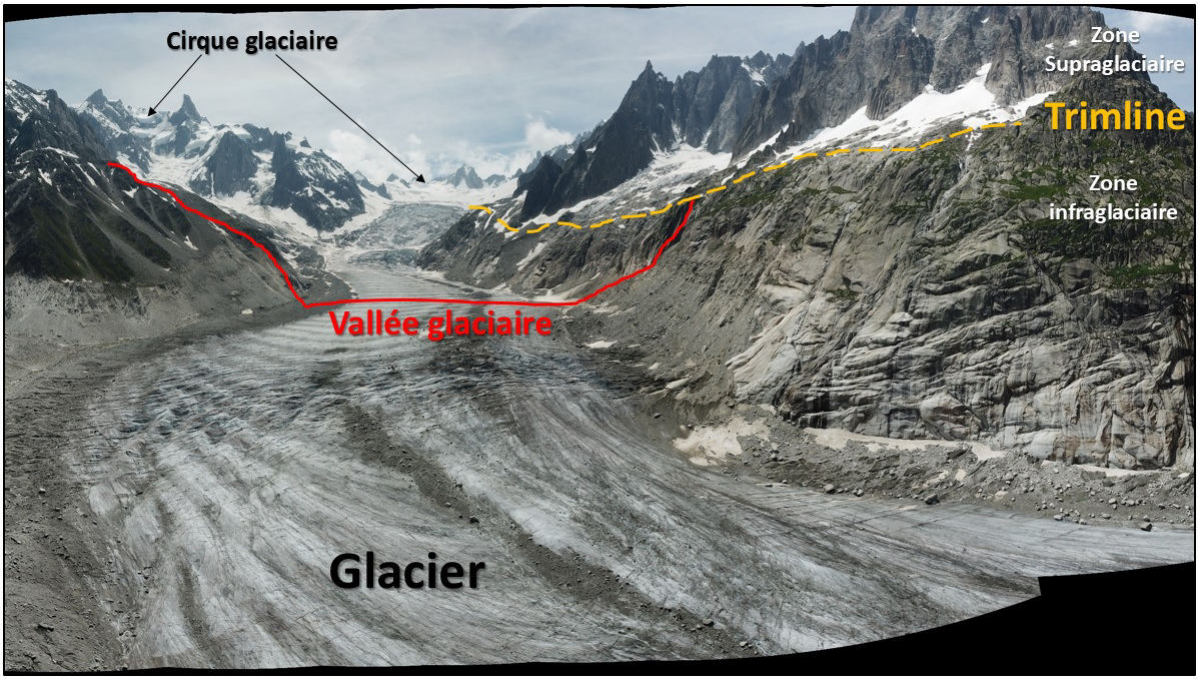


FIGURE 2.8 – Exemple de terrain d'un paysage d'érosion glaciaire. Panorama de drone de la Mer de Glace. Photo d'Antoine Séjourné prise lors de la campagne de terrain en Juillet 2018.

2.2.2.4 Les modelés de dépôts

Lors de sa croissance, un glacier va accumuler du matériel sous forme de débris rocheux provenant des processus d'érosion. Ce matériel va être transporté par le glacier qui en s'accumulant et en se déposant va former les modelés de dépôts. Ces modelés nous donnent des caractéristiques importantes sur les propriétés du glacier. Les modelés de dépôts les plus courants sont les moraines (Fig.2.9a). Les moraines sont des amas de débris rocheux provoquées par le déplacement d'un glacier. Lors des processus d'arrachement, le matériel arraché (allant du sable aux blocs plurimétrique) va venir s'accumuler au front, sur les côtés et sur le glacier, puis, lorsque le glacier se retire, il laisse sur place ce matériel formant les moraines. La moraine frontale témoigne de l'avancée maximale du glacier, sur les côtés on trouve les moraines latérales. Les moraines sont donc composées de roches plus ou moins broyées par le glacier, formant des morphologies avec une vaste gamme de granulométrie, relativement peu cohésif et donc facilement érodable. Il est possible de retrouver des blocs qui ont été transportés sur de longues distances par le glacier. Lorsque ces blocs se retrouvent dans une région où la géologie locale n'a rien à voir avec la nature des blocs, ils sont appelés blocs erratiques et témoignent de la présence d'un ancien glacier (Fig.2.9b). La présence de collines de forme allongée sur le fond d'une vallée glaciaire, appelé drumlins, atteste de la présence d'un ancien glacier (Fig.2.9c,d). Ils sont générés par une activité glaciaire et ont besoin d'eau liquide pour se former. Ils semblent provenir d'anciennes moraines de fond (Hargitai and Kereszturi, 2015a). Le régime thermique chaud et les processus de fonte du glacier provoquent également un régime de dynamique fluviale sous-glaciaire et sur le glacier. Cette eau va

venir déposer le matériel qu'elle transportait sous la forme de colline irrégulières déposées par la rivière sous-glaciaire chargée en sédiments, lorsque ce dépôt est longiligne il est appelé esker (Fig.2.9f).

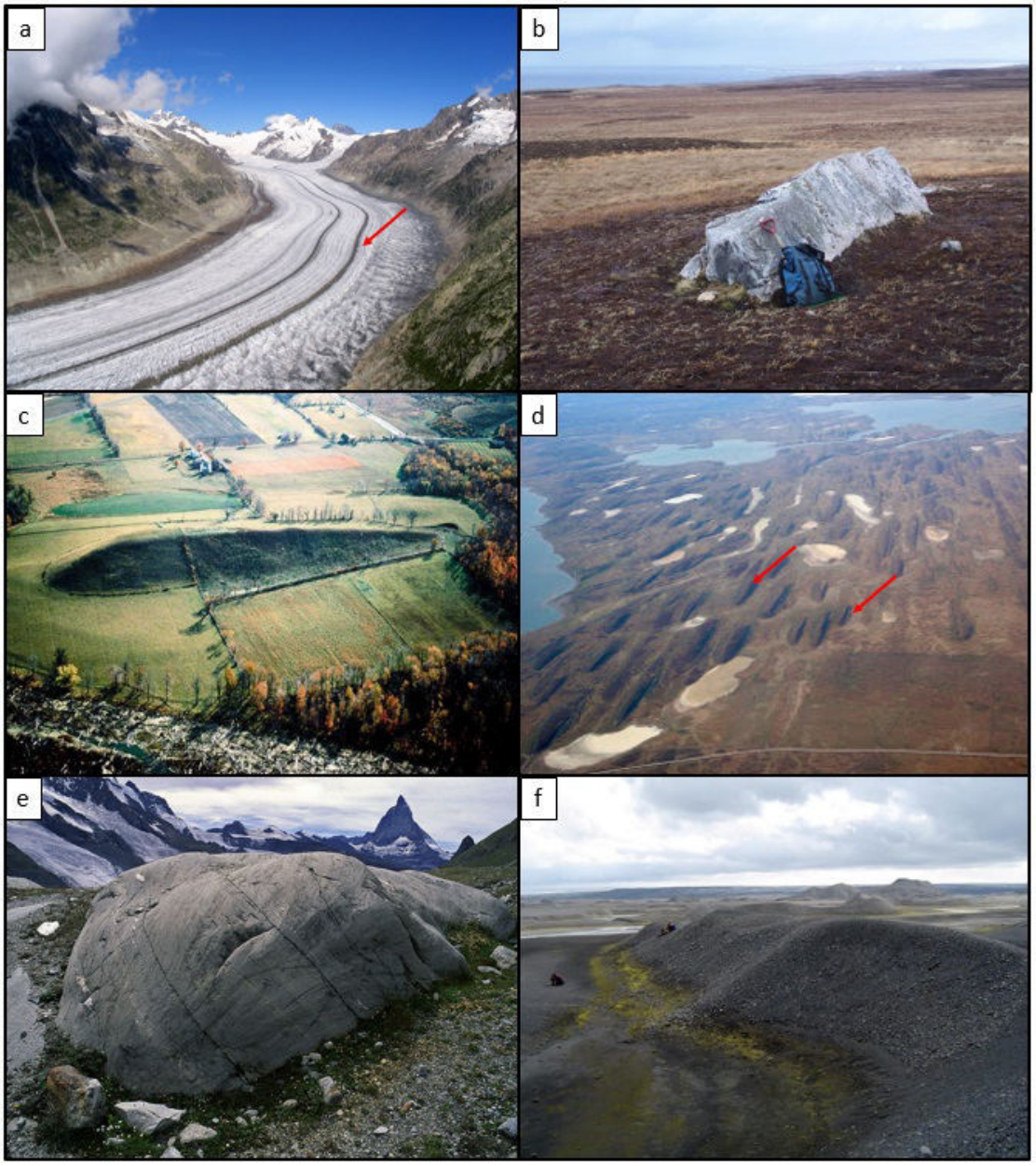


FIGURE 2.9 – Différents modelés d'érosion et de dépôt. (a) Moraine, (b) Bloc erratique, (c) Drumlin, (d) Champs de drumlin, (e) Roche moutonné, et (f) Esker.

L'ensemble de modelés de dépôts et d'érosion forme le cortège glaciaire qui est caractéristique d'une activité glaciaire (Fig.2.10). Ainsi ces morphologies témoignent d'une activité glaciaire active ou passée dans une région donnée et nous donnent des indications sur les conditions climatiques formant ces morphologies.

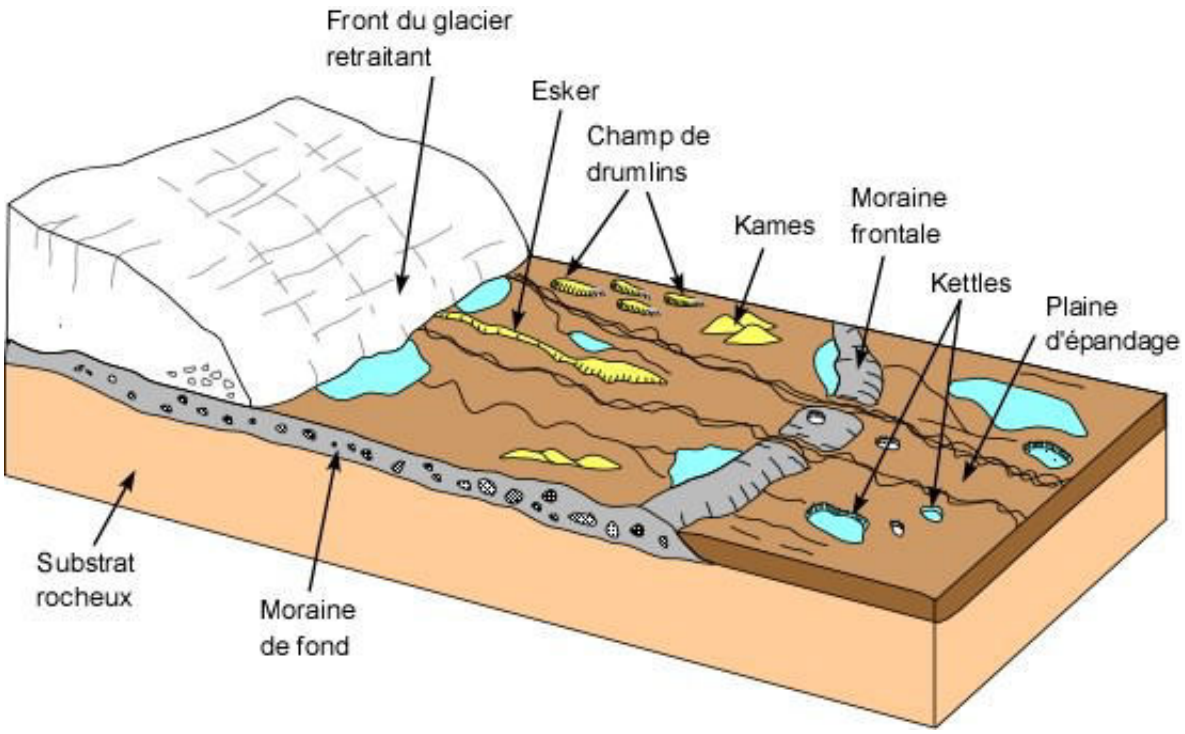


FIGURE 2.10 – Schéma d'un cortège glaciaire typique. Source université de Tours

2.2.3 Les régions périglaciaires

Les températures négatives et le climat froid instauré par les phases glaciaires permet la mise en place et le maintien de paysages associés aux conditions froides, mais non glaciaires c'est-à-dire non recouverts par la glace. Il s'agit des environnements périglaciaires qui sont caractérisés par deux critères : (1) les processus de gel et dégel du sol et (2) la présence d'un pergélisol c'est-à-dire d'un sous-sol gelé (French, 2007). Ce pergélisol est défini comme étant un « sol » qui reste en dessous de 0°C durant au moins deux années consécutives (Washubrn (1973), Fig.2.11).

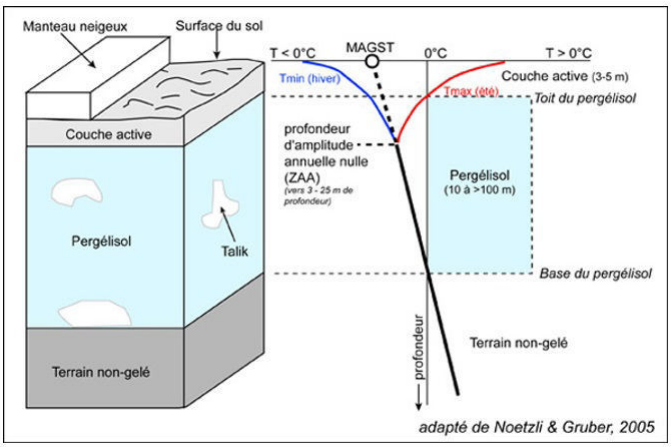


FIGURE 2.11 – Schéma explicatif d'un pergélisol. Source : Société Suisse de Géomorphologie

2.2.4 Les régions paraglaciaires

2.2.4.1 Les effondrements gravitaires

Lors des phases de retrait glaciaire, la pression exercée par le glacier sur les parois des vallées diminue. Il s'en suit des réajustements des pentes des flancs des vallées et la mise en place de structures qui témoignent d'une déglaciation. Ces modelés sont (1) des rides avec doubles crêtes (2) des grabens crustaux symétrique ou asymétrique (3) des failles parallèles aux lignes de niveau au sommet des crêtes (4) des renflements de la partie inférieure des pentes et (5) une topographie des rides supérieure à 300 m (Varnes et al., 1989). Ces modelés sont caractéristiques de sackung, c'est-à-dire de processus lents et à grande échelle de mécanisme de perte de masse sur les crêtes topographiques du au réajustement des pentes (Mège and Bourgeois, 2011). En d'autres termes, le sackung correspond à des failles normales subverticales présentant une dissymétrie entre les plans de failles. Ces failles sont actionnées par les réajustements des pentes des vallées suite au retrait des glaciers. La glace n'exerçant plus de pression sur les parois, la roche se décomprime et flue horizontalement entraînant un enfoncement des crêtes sommitales formant ainsi les grabens et doubles rides sur les crêtes. Ce type de paysage est retrouvé dans les environnements déglacés ayant connu une glaciation (Mercier, 2008; Coquin et al., 2015) et sont appelés paraglaciaires (Fig.2.12).

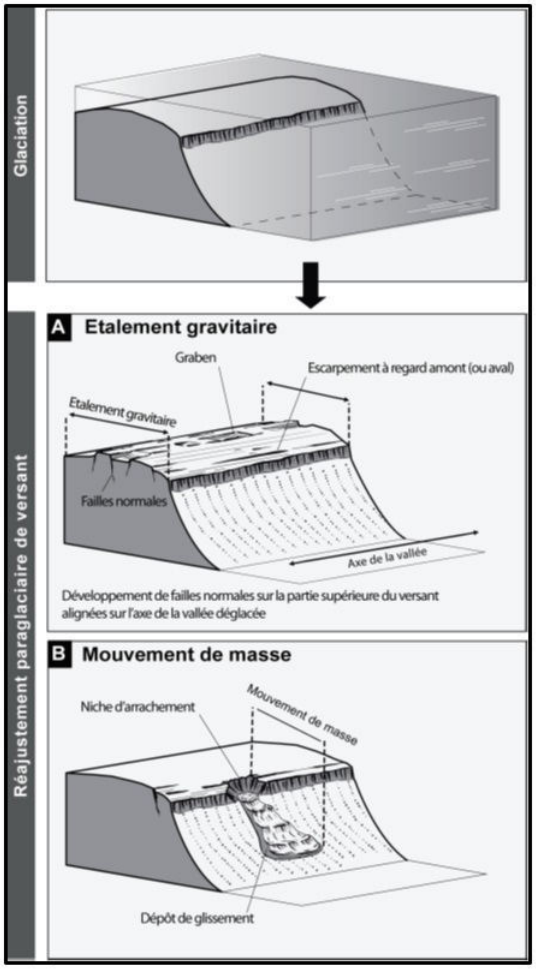


FIGURE 2.12 – Schéma explicatif d'un environnement paraglaciaire (modifié de la thèse de Julien Coquin).

2.2.4.2 Les paysages fluvioglaciaires

Lorsqu'un glacier fond, de l'eau liquide s'écoule du front du glacier. Cette eau liquide va façonner les paysages en cours de déglaciation et former un paysage caractéristique d'une dynamique fluvioglaciaire (Gidon et al., 1968; Bennett, 2011). Ce paysage est caractérisé par trois morphologies (Fig.2.13) : (1) le talus d'érosion qui forme la bordure externe du paysage. Il est alimenté par le matériel provenant de l'érosion provoqué par les chenaux de fonte. (2) Des moraines parallèles au talus d'érosion. Elles sont entrecoupées perpendiculairement par les chenaux de fonte. (3) Les chenaux de fonte qui érodent les moraines en amont et constituent un vaste réseau en tresse en aval dans les plaines d'épandage (Fig. 2.14). Ce paysage est donc caractérisé par cette morphologie en tresses et la présence de terrasses perchées appelées terasses de kame, constituées du matériel

d'érosion des chenaux de fonte.

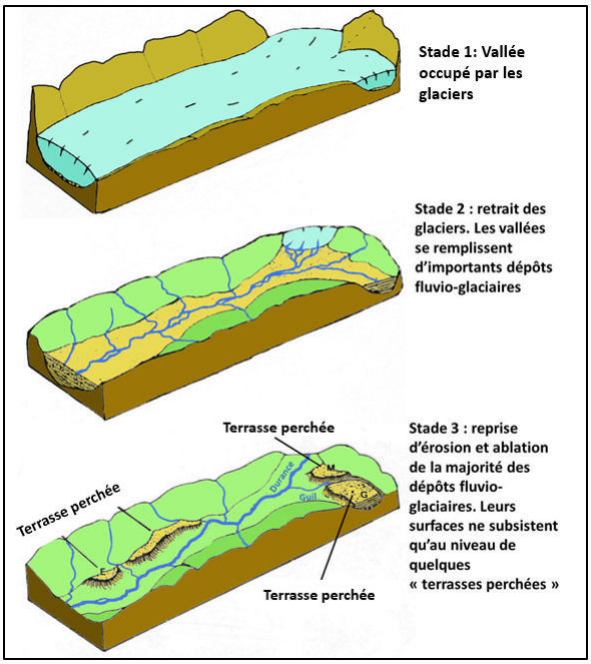


FIGURE 2.13 – Dynamique fluvio-glaciaire (modifié de geoglaciaire.net).

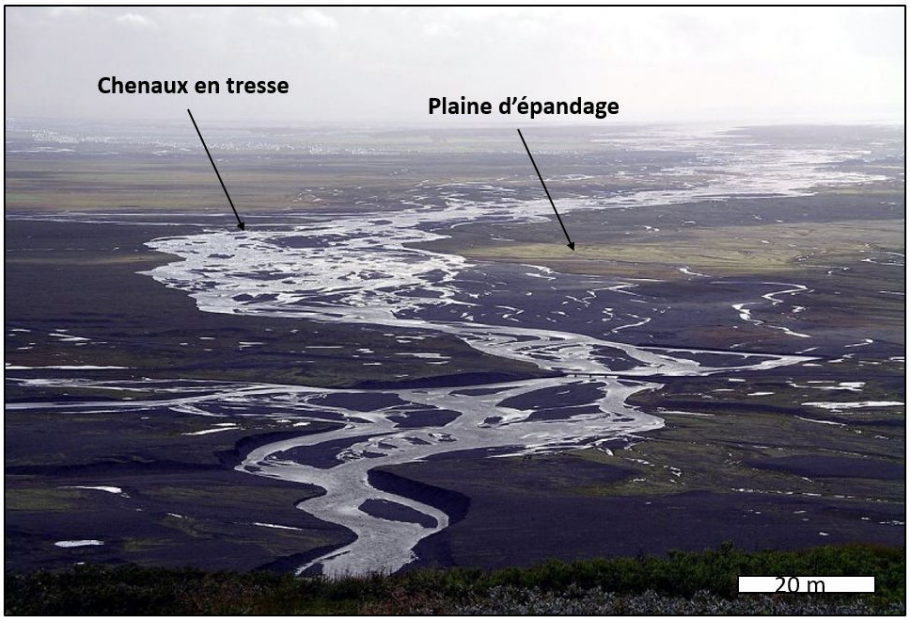


FIGURE 2.14 – Paysage fluvioglaciaire en Islande, on y voit les chenaux en tresse dans la plaine d'épandage

2.3 Mécanisme d'englaciation

Au cours de son Histoire, la Terre a subit différentes phases de glaciation. Ces glaciations proviennent de cycles glaciaires/interglaciaires qui sont régis par les paramètres orbitaux de la planète. En effet, les paramètres de Milankovic sont les paramètres astronomiques qui font varier la distance de la Terre par rapport au Soleil (excentricité), son axe de rotation (obliquité) et sa rotation sur elle-même (précession). Les variations de ces trois paramètres constituent un cycle : le cycle de Milankovic. L'excentricité fluctue sur une période de 413 000 ans, l'obliquité tous les 41 000 ans et la précession en 25 800 ans (Fig.2.15 ; Milankovitch, 1941).

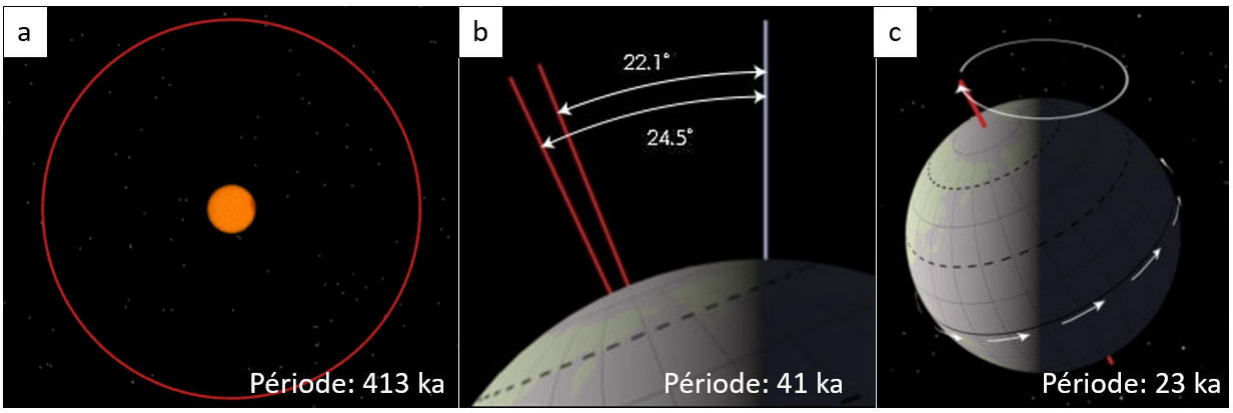


FIGURE 2.15 – Paramètres de Milankovic et période associée en kilo année. (a) excentricité, (b) obliquité et (c) précession (Source internet).

Les variations de ces 3 paramètres entraînent des changements à l'échelle planétaire et notamment au niveau climatique. En effet la précession va avoir des effets sur les changements de dates des saisons puisqu'elle va jouer sur les solstices et les équinoxes. L'obliquité aura des conséquences sur l'intensité des saisons. Si l'axe de la Terre est fortement incliné par rapport au Soleil, les saisons vont être plus marquées et inversement. Et enfin, l'excentricité est le phénomène provoquant le plus de changements à l'échelle globale. Les variations de ce paramètre peuvent entraîner des variations de l'énergie solaire reçue de 26% en fonction de la distance de la Terre par rapport au Soleil (périhélie et aphélie). Les variations de ces trois facteurs entraînent donc des variations de l'énergie solaire au cours de l'année, des variations sur les périodes des saisons et des différences de température entre les hémisphères. À l'échelle d'un cycle, ces variations de paramètres entraînent la formation d'un climat relativement plus chaud lors des phases interglaciaires et un climat plus froid lors des phases glaciaires. La dernière glaciation débute au Pléistocène il y a environ 120 000 où le maximum de l'extension glaciaire a été atteint il y a 22 000 ans (Vliet-Lanoe (2013) ; Fig.2.16).

Actuellement la position de la Terre par rapport au Soleil fait que les conditions de température et de pression sont thermiquement proches du point triple de l'eau (Fig.2.17). Ainsi, la présence de vapeur d'eau et de gaz carbonique dans l'atmosphère de la Terre permet la dominance d'un effet de serre sans lequel notre planète serait totalement englacé. Néanmoins, la présence de sédiments d'origines glaciaires au niveau des latitudes tropicales indique que la Terre a dû au cours de son histoire être entièrement englacée. C'est la théorie de la snowball Earth. Il s'agit de la plus grande glaciation terrestre, au Varanger il y a 750 millions d'années, qui semble avoir entraîné une glaciation à l'échelle globale jusqu'à l'équateur (Fig.2.18, Allen and Etienne (2008)).

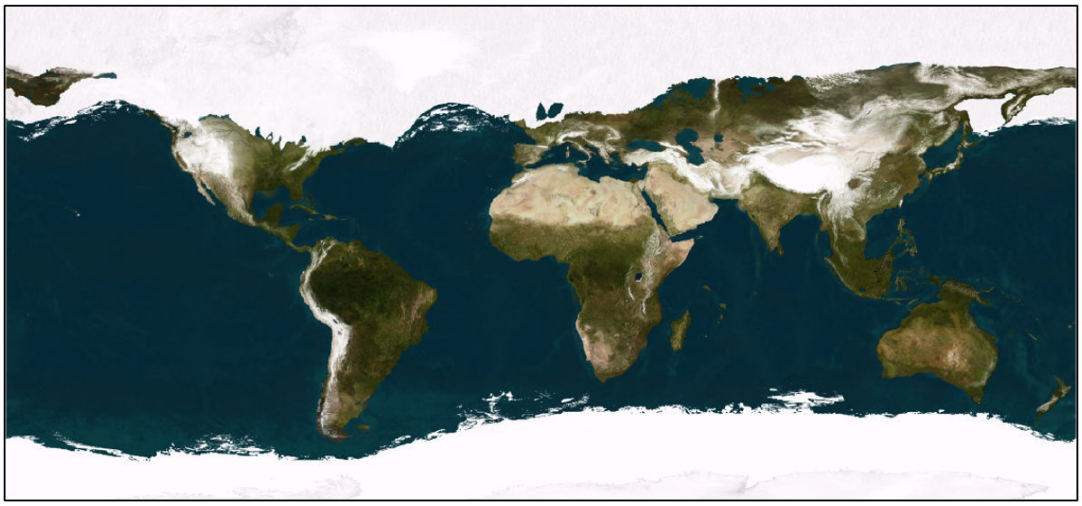


FIGURE 2.16 – Reconstitution de la dernière glaciation. L'extension de la glace est représentée en blanc (Source NASA).

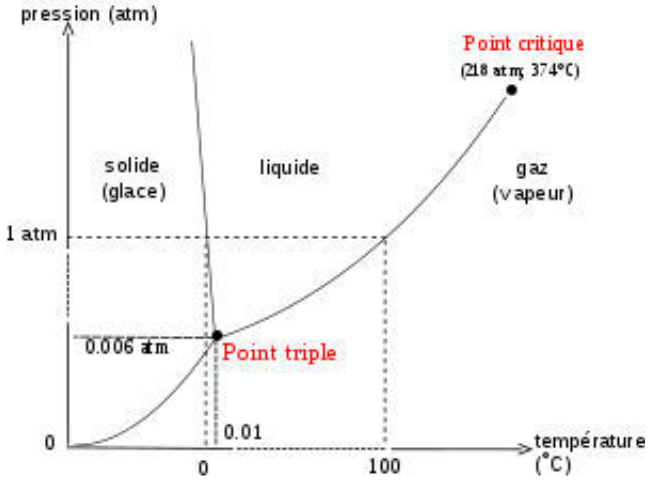


FIGURE 2.17 – Diagramme de phase de l'eau en fonction de la pression en vapeur saturante et de la température

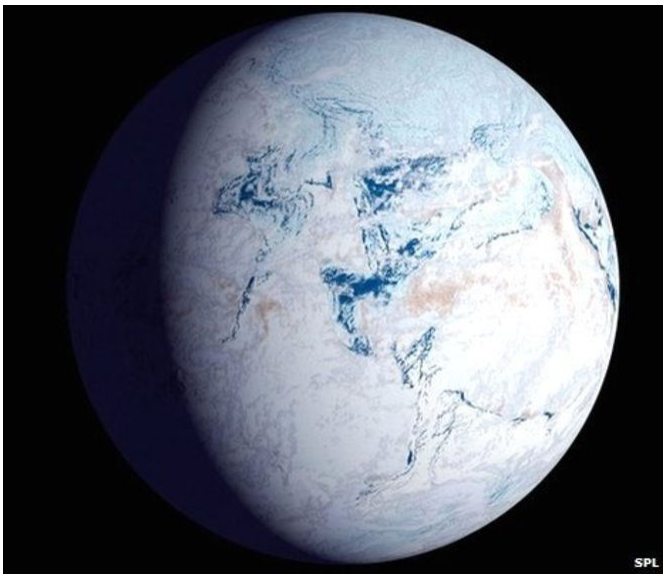


FIGURE 2.18 – Dessin d'artiste de la Snowball Earth. (Source SPL)

Le climat de la Terre est contrôlé par différents facteurs internes et externes. Les facteurs tels que l'ensoleillement et les paramètres de Milankovic sont les facteurs externes. À l'inverse, les facteurs internes sont directement liés à la géodynamique terrestre. La tectonique des plaques va entraîner la formation de relief qui va modifier la circulation atmosphérique et la répartition des masses continentales. Ce sont ces paramètres qui vont contrôler l'apparition et le maintien d'une cryosphère (Vliet-Lanoe, 2013). Le soulèvement des reliefs entraîne leurs refroidissements, en effet il est estimé que la température de l'atmosphère diminue de 6,5°C/km dans les 15 premiers kilomètres depuis la surface (la troposphère, Vliet-Lanoe (2013)). Ainsi, cette baisse de température entraîne la préservation des précipitations neigeuses sur les plus hauts sommets d'une année à l'autre. Cette neige va donc s'accumuler, se compacter et former des glaciers.

2.4 Une région active, la vallée de Chamonix

Afin de passer de la théorie à la pratique, deux campagnes de terrains ont été réalisées dans la vallée de Chamonix dans les Alpes Française. La première était en Juillet 2018 avec Antoine Séjourné et la deuxième était dans le cadre d'un stage de terrain optionnel où j'ai encadré une vingtaine d'étudiants pour leur faire découvrir les environnements glacés fin Avril 2019.

2.4.1 Etude de terrain dans la vallée de Chamonix

Ces études de terrain ont été faites après les mesures réalisées sur les données topographiques et d'imageries de la vallée de Chamonix (cette étape sera décrite dans le chapitre III). Aller sur le terrain après l'analyse des données est un bon moyen de se rendre compte des dimensions et interactions des structures glaciaires. Elle permet également de faire plus facilement des analogies avec les morphologies martiennes, car bien que les planètes étudiées ne soient pas les mêmes, les dimensions et organisations des structures sont similaires. Ainsi, étudier les formations glaciaires terrestres de façon conjointe, derrière l'ordinateur et sur le terrain, permet d'affiner ces compétences en reconnaissance de modelés glaciaires ce qui est fondamental lors de l'étude des images martiennes. Quatre sites ont été étudiés, le glacier d'Argentière, la Mer de Glace, le glacier des Bossons et le lac blanc (Fig.2.19).

La vallée de Chamonix située dans le massif du Mont Blanc, est une région qui est marquée et forgée par différentes phases de glaciations. Aujourd'hui le massif reste légèrement englacé de par les traces de la dernière grande glaciation du Würm (120 000 ans, Fig.2.20) et du "Petit âge glaciaire" (entre le XVII^{ème} et le XIX^{ème} siècle). Lors de la glaciation du Würm, la vallée de Chamonix (Fig.2.19b) était entièrement recouverte par le glacier du Rhône qui est, aujourd'hui, la source du fleuve du même nom (Veyret, 1969). Le glacier du Rhône, qui pouvait atteindre jusqu'à 2000 m d'épaisseur était alimenté par différentes langues glaciaires provenant des massifs montagneux avoisinants. Parmi elles se trouvaient la Mer de Glace, le glacier des Bossons et le glacier d'Argentière.

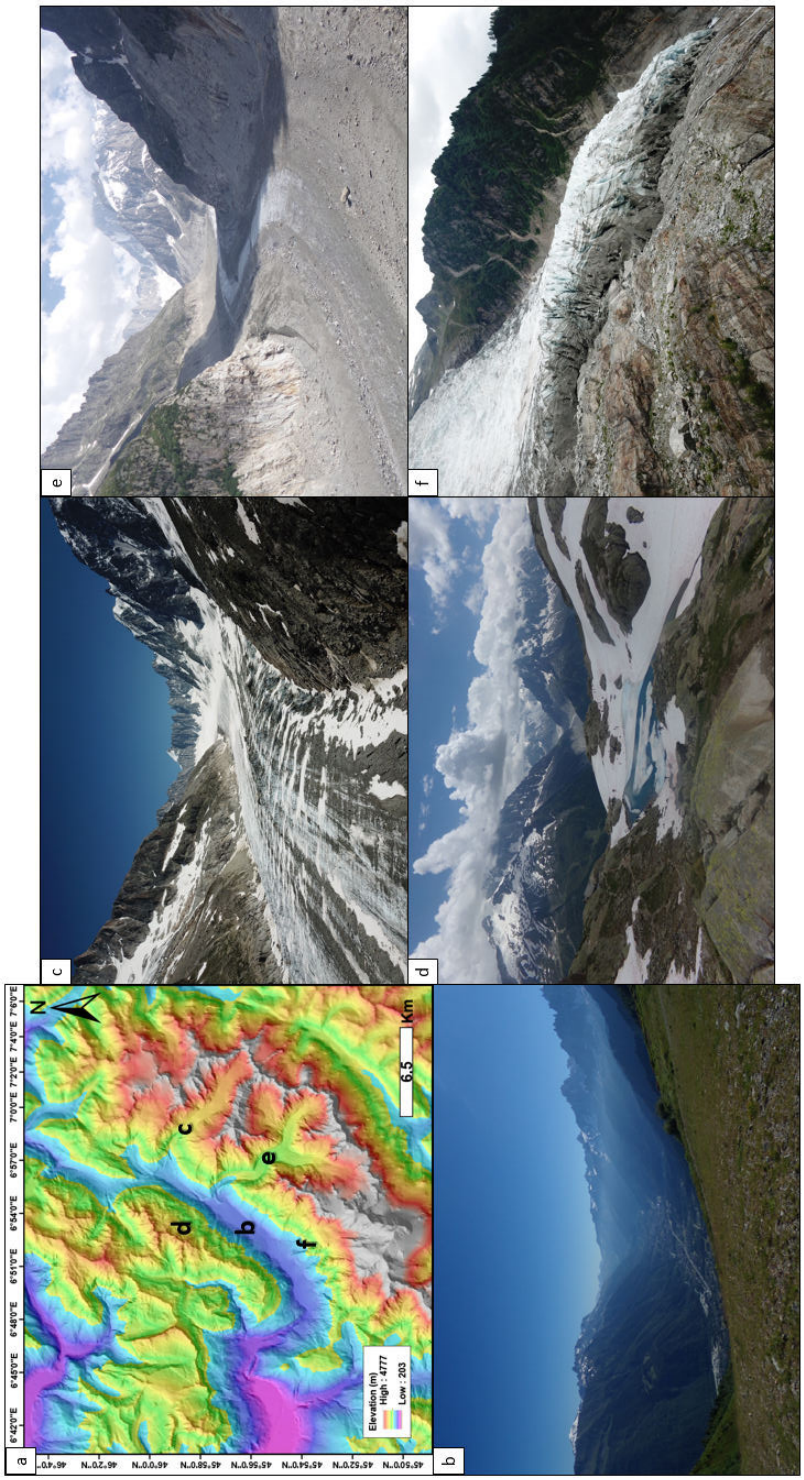


FIGURE 2.19 – Sites étudiés lors de la campagne de terrain de Juillet 2018. (a) Modèle numérique de terrain (MNT) avec les différents sites associés : (b) Vue d'ensemble de la vallée de Chamonix, (c) Glacier d'Argentière, (d) Lac blanc avec vue sur la Mer de Glace en arrière-plan, (e) la Mer de Glace et (f) le glacier des Bossons. Photos personnelles prises lors des campagnes de terrain.

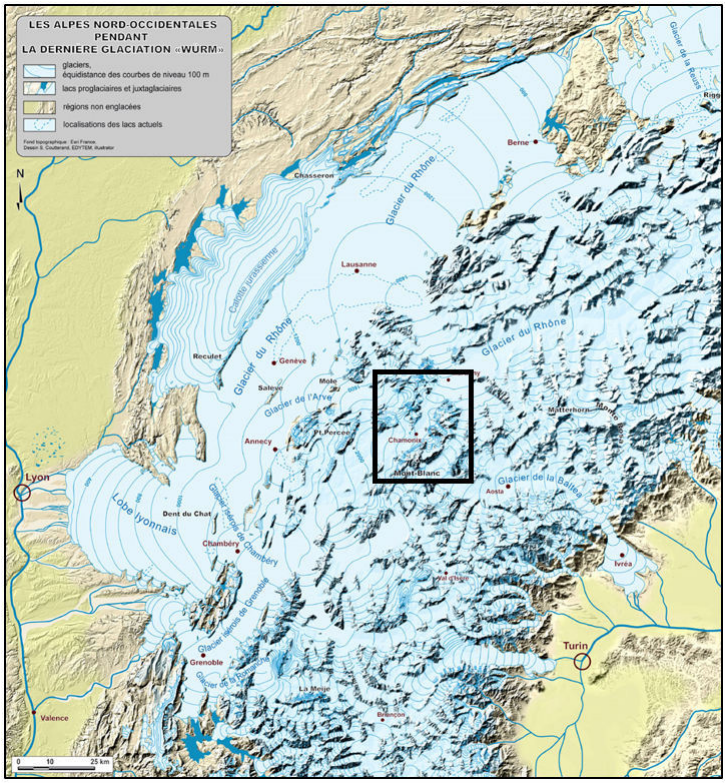


FIGURE 2.20 – Reconstitution de la dernière glaciation dans les Alpes occidentales au Würm. L'encadré représente la vallée de Chamonix. Coutterand and Buoncristiani (2006).

Aujourd'hui le glacier du Rhône s'est totalement retiré de la vallée de Chamonix, néanmoins il est toujours possible d'observer les langues glaciaires de plus petites ampleurs qui l'alimentaient. Ces glaciers ont intrigué les différents chercheurs locaux et c'est à partir des années 1900 que des études plus détaillées des structures glaciaires ont été réalisées. Penck (1905) a été l'un des premiers à étudier la structure des vallées glaciaires dans les paysages Alpins. Son étude des différences entre les vallées fluviatiles et glaciaires (détaillée dans le chapitre III), a été une véritable révolution dans le domaine de la géomorphologie. À un tel point que la plupart des structures du cortège glaciaire tirent leurs noms de la région alpines et sont des termes français. En effet, vallée alpine, cirque ou encore roche moutonnée sont les terminologies établies que l'on peut retrouver dans des articles étrangers.

Depuis la fin du petit âge glaciaire, le climat global a tendance à se réchauffer. Ainsi le bilan de masse des glaciers de la région est négatif, c'est-à-dire que l'accumulation de neige et glace en hiver n'est pas suffisante pour permettre la croissance du glacier par rapport aux pertes engendrées par la fonte en été. En moyenne, la Mer de Glace recule de 43 m/an, sur place, les Chamoniards nous ont dit qu'ils avaient vu à l'échelle de leur vie le recul des glaciers, notamment celui des Bossons. En effet, c'est ce glacier qui, depuis les années 1800, a le plus reculé (Fig.2.21). Avec le réchauffement climatique de plus en plus significatif depuis des années, Nussbaumer et al. (2007) estiment qu'entre 1939 et 2001 la mer de Glace aurait perdu 0.79 km^3, ce qui

correspond au volume contenu dans 316 000 piscines olympiques.

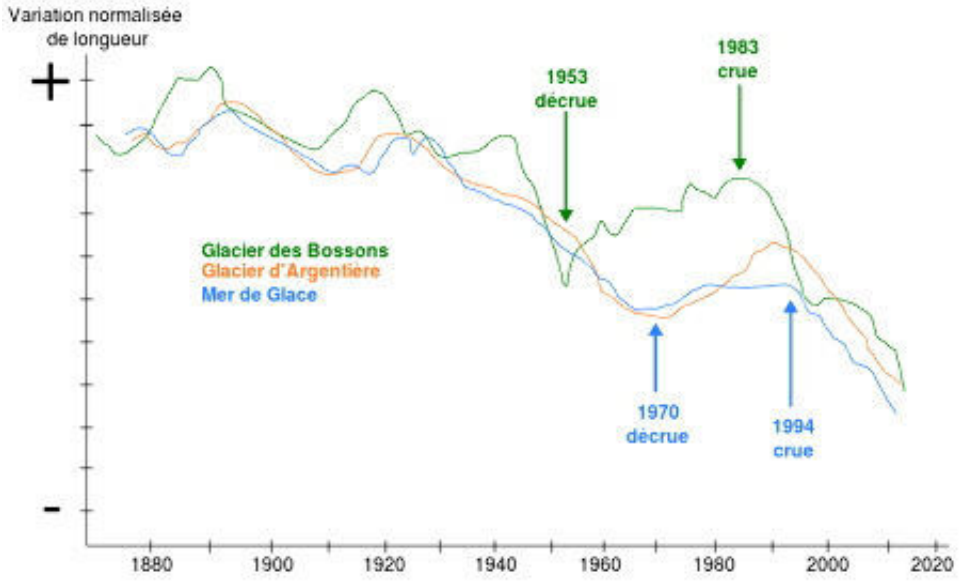


FIGURE 2.21 – Graphique représentant le recul des glaciers d'Argentière, des Bossons et de la Mer de glace depuis 1800 (Francou, 2007).

Le retrait des glaciers laisse apparaître dans le paysage l'ensemble des modelés du cortège glaciaire. C'est ces modelés-là qui ont été étudiés lors de ces campagnes de terrain. La première campagne était au début de l'été 2018 et la deuxième fois était au printemps 2019. Au cours de cette deuxième campagne, les conditions météorologiques étaient plus proches de celle d'un hiver doux. En effet plusieurs dizaines de centimètres de neige recouvraient les terrains rendant compliquée l'observation des morphologies de petite échelle. Il a néanmoins été possible d'observer des morphologies de grandes échelles telles que les vallées en auges ou les moraines. (Fig.2.22).

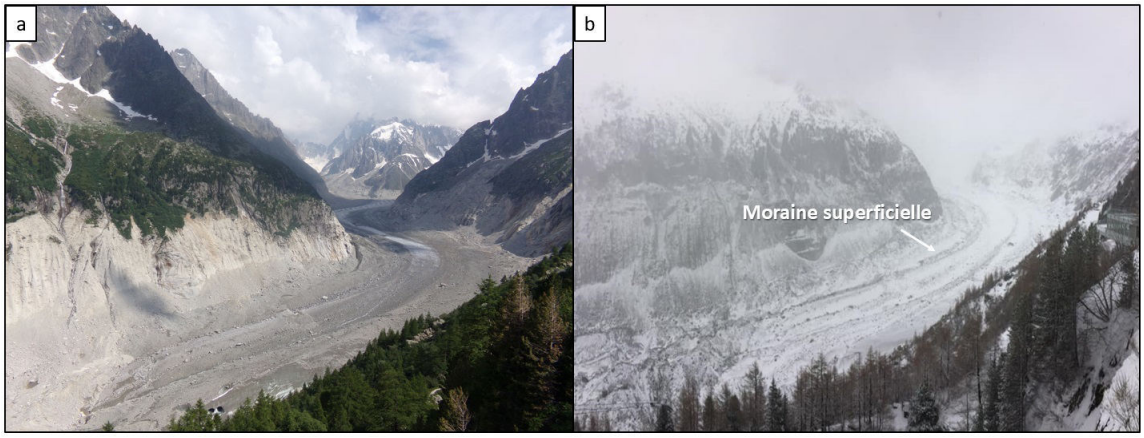


FIGURE 2.22 – Même point de vue de la Mer de Glace lors des deux campagnes de terrains (a) été 2018 et (b) printemps 2019. Photos personnelles.

De plus, nous avons eu l'occasion de faire de la randonnée sur les glaciers afin d'aller observer les morphologies du cortège glaciaire in situ. Des randonnées sur la Mer de Glace et le glacier d'Argentière ont été organisées permettant ainsi d'étudier la morphologie des cirques glaciaires et des vallées en auges. À plus petite échelle, nous avons pu observer les dépôts morainiques ainsi que les crevasses créées par la fracturation du glacier. De plus, nous avons pu voir la présence de glacier suspendu présent dans un cirque glaciaire de la Mer de Glace. Ce type de glacier est souvent associé à la morphologie de cirque et est dépourvu de langue terminale. Ils finissent par s'effondrer sous l'action de la gravité lorsque le poids de la glace devient trop important, cette chute peut être accélérée par la formation de fracture au sein du glacier (Fig.2.23). Le cirque de la Mer de Glace alimente la langue principale, on peut même supposer que les glaciers suspendus étaient autrefois liés avec cette même langue (Fig.2.23a). Au contraire, un cirque présent au niveau du glacier d'Argentière n'est plus relié avec la langue glaciaire (Fig.2.23b).

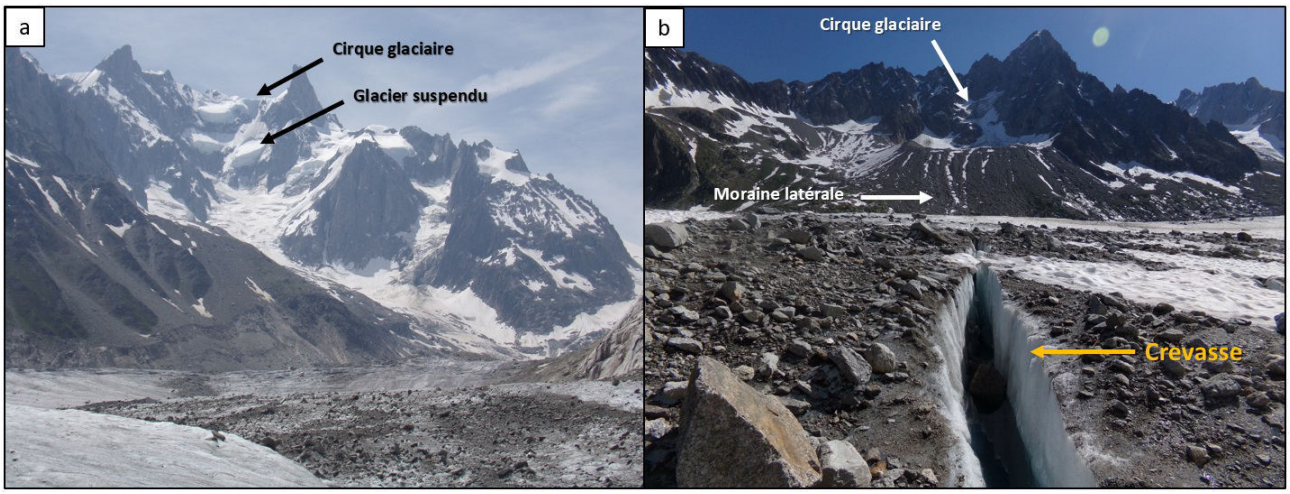


FIGURE 2.23 – Vue de morphologies acquises lors des expéditions sur les glaciers. (a) Mer de Glace et (b) Glacier d'Argentière. Photos personnelles prises lors de la campagne de terrain en Juillet 2018.

Ces randonnées sur les glaciers nous ont également permis de voir des morphologies où le glacier était présent, mais ne l'est plus aujourd'hui. En effet, la trimline est extrêmement bien visible et bien conservée sur la Mer de Glace (Fig.2.8). Il est possible de distinguer la zone supraglaciaire, et son relief caractéristique en dents de scie forgé par la cryoclastie, de la zone infraglaciaire où les pentes ont été lissées et polies par le passage du glacier. Il est possible de retrouver sur ces parois des structures polies avec des stries glaciaires témoignant du passage du glacier. C'est dans cette zone infraglaciaire qu'il est possible de distinguer la vallée glaciaire, et sa forme caractéristique en U alimentée par des glaciers de cirques plus en amont (Fig.2.8).

En prenant du recul, il est possible de voir que les morphologies glaciaires d'érosion de grandes échelles ont un impact important dans le paysage. En effet, sur le versant en face des glaciers au niveau du lac blanc (Fig.2.19d), il est possible de voir que ces glaciers rejoignaient la vallée de Chamonix de par la présence de leurs vallées glaciaires associées (Fig.2.24a). Il est également possible de voir la trimline qui nous permet d'imaginer la hauteur des glaciers lors de la dernière glaciation (Fig.2.24b).

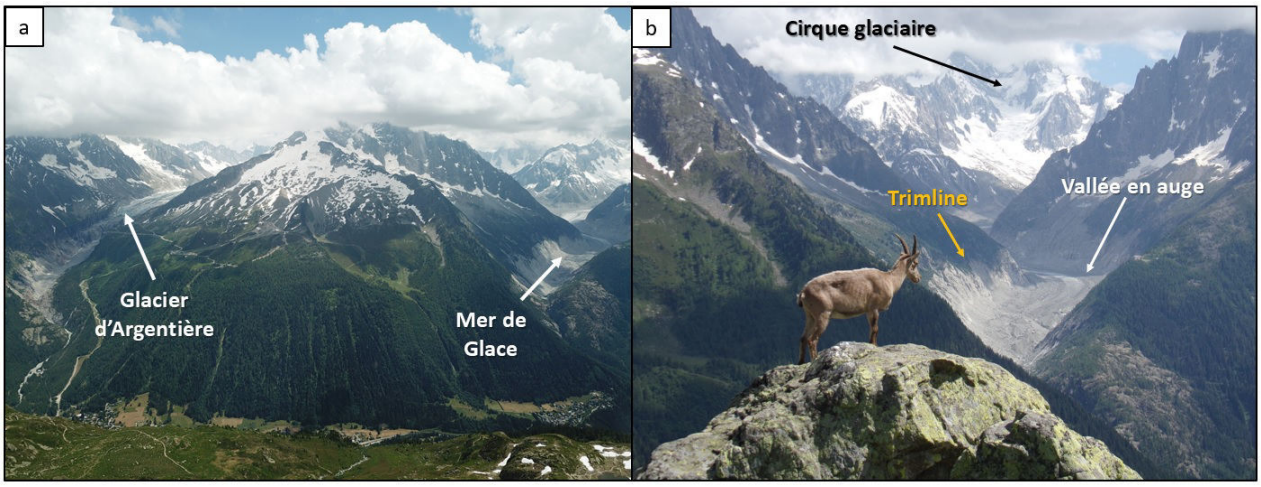


FIGURE 2.24 – Vue du (a) glacier d'argentière et (b) de la Mer de Glace du lac blanc. Photos personnelles prises lors de la campagne de terrain en Juillet 2018.

Enfin ces campagnes nous ont permis d'observer des morphologies déglacées à proximité de glacier, ce qui nous donne des indications des processus impliqués lors de la déglaciation. La Fig.2.25 (a) nous montre le front du glacier des Bossons actuellement. Il est possible de voir qu'en aval du glacier, une vallée en auge est creusée jusqu'à la vallée de Chamonix plus bas. Cette vallée en auge caractéristique du passage d'un glacier est aujourd'hui alimentée par les chenaux de fonte de la glace.

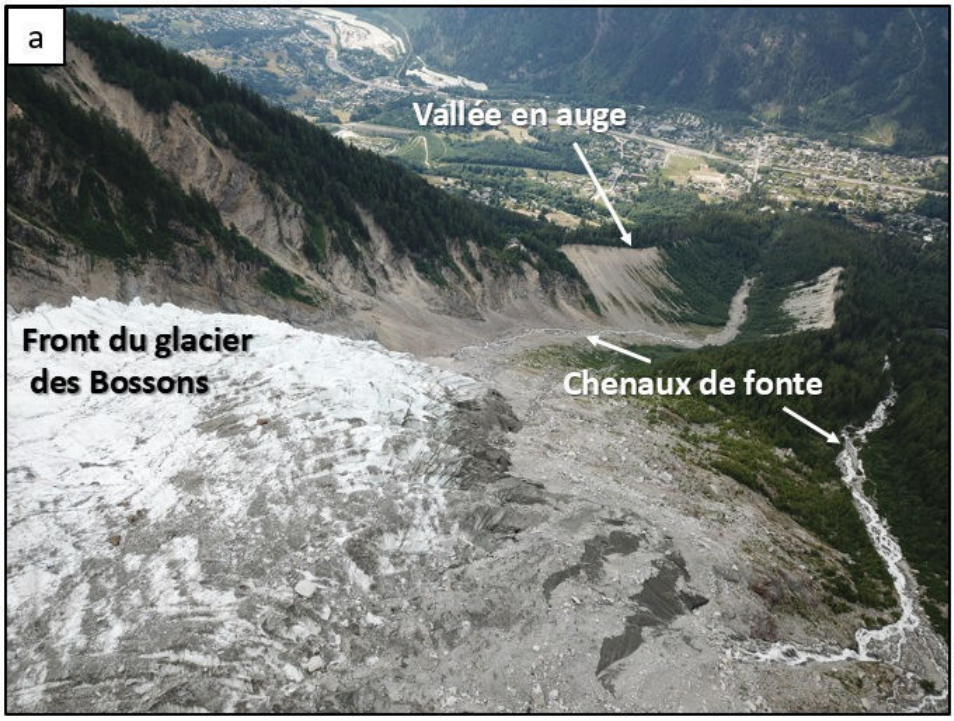


FIGURE 2.25 – Vue d'environnement déglacé ou en fin de vie. (a) Vue de drone du front du glacier des Bossons avec la vallée en auge déglacée. Photo personnelle prise lors de la campagne de terrain en Juillet 2018.

2.4.2 Une région déglacée, le Cantal

Au cours de cette thèse, dans le cadre du monitorat, j'ai eu l'occasion d'aller dans la région du Cantal afin de faire parti de l'encadrement d'un stage de terrain sur le thème de la géomorphologie. Le massif du Cantal est un massif montagneux français situé en Auvergne dans le Massif Central (Fig.2.26). Ce massif volcanique, apparu il y 13 Ma, est constitué du seul stratovolcan, inactif, de France métropolitaine et le plus grand d'Europe, les monts du Cantal. Cet édifice volcanique s'est construit par accumulation de coulées de laves successives dont les dernières éruptions seraient datées à 2 Ma (Valadas and Veyret, 1981).

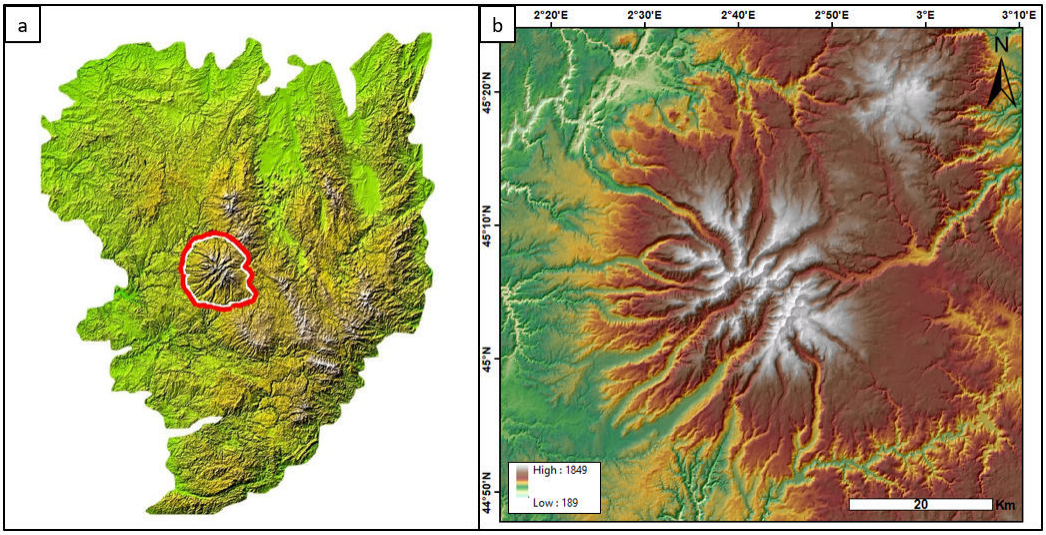


FIGURE 2.26 – Vue d'ensemble du Massif du Cantal (a) modèle numérique de terrain de la région, la région encadrée en rouge est le mont du Cantal dont le MNT détaillé est montré en (b).

La morphologie du Cantal est donc marquée par des processus volcaniques formant des planèzes, qui sont des vastes plateaux formés par des anciennes coulées basaltiques (Boule, 1896). Ces planèzes sont constituées de basaltes qui sont très difficilement érodables ainsi ces plateaux sont encore aujourd'hui bien conservés dans le paysage. Néanmoins, ces planèzes sont entaillées par des morphologies de vallées dont l'origine est souvent un amphithéâtre (Fig.2.26b). Ces vallées s'étendent radialement des plus hauts sommets jusqu'à dans les plaines les plus basses où elles rejoignent un réseau hydrologique dense (Fig.2.26b). Ces vallées et amphithéâtres ont été interprétés par Boule (1896) comme un paysage glaciaire composé de cirques, vallées glaciaires et calottes locales sur les planèzes. Il est possible de retrouver dans le Cantal des modelés de dépôts glaciaires tels que des moraines, des eskers, des drumlins et des blocs erratiques. L'étude de l'ensemble de ces modelés d'érosion et de dépôts a permis de mettre en évidence que la région du Cantal a été englacée lors du dernier maximum glaciaire (Fig.2.27), c'est à dire lors de la glaciation du Würm, la même glaciation à l'origine de l'englacement de Chamonix (Veyret, 1973; Valadas and Veyret, 1981; Etlicher and Hervé, 1988). Aujourd'hui, la région du Cantal n'est plus englacée, mais les morphologies d'érosion (Fig.2.28) et de dépôts glaciaires témoignent d'une ancienne glaciation. Ainsi la région du Cantal est marquée dans sa morphologie par un héritage climatique attestant d'un climat froid et de la présence d'une ancienne calotte de glace.

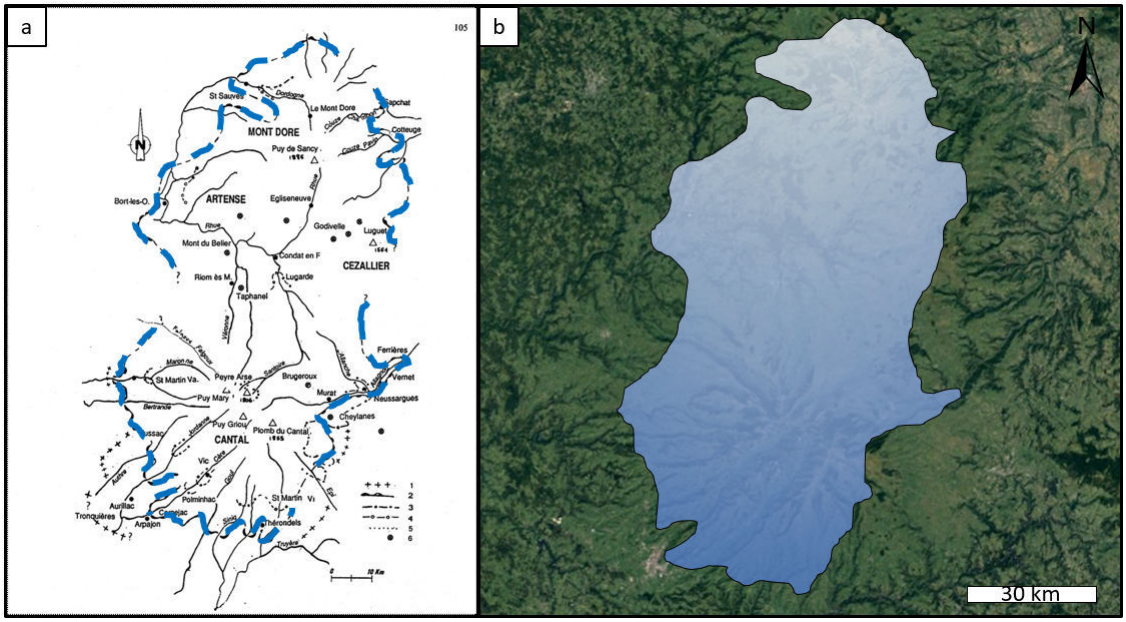


FIGURE 2.27 – Reconstitution de l'avancé maximum des glaciers lors de la dernière glaciation dans le Cantal. (a) Carte morphologique modifiée de Etlicher and Hervé (1988). Les traits bleus sont les limites de l'avancé maximum des glaciers. (b) Reconstitution de l'étendue supposée de la glace superposée sur une photographie aérienne de la région.

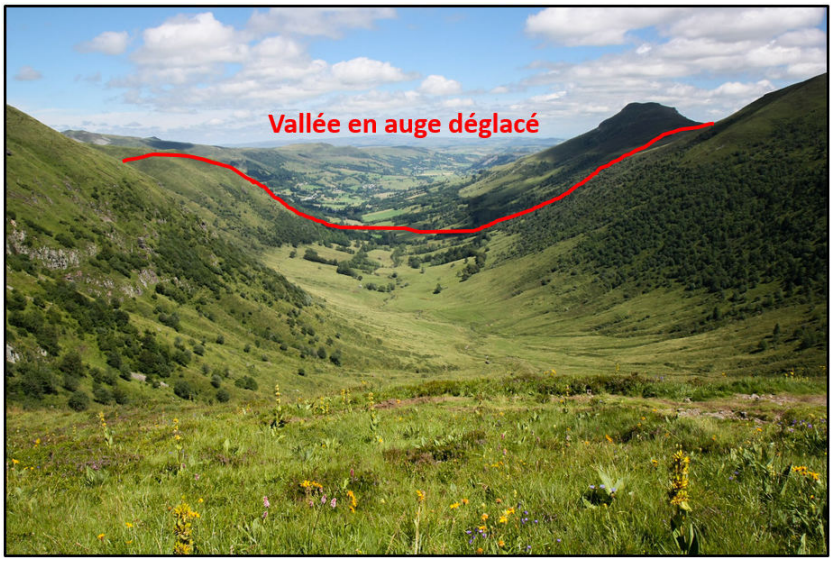


FIGURE 2.28 – Vallée glaciaire dans le Cantal. Photo personnelle

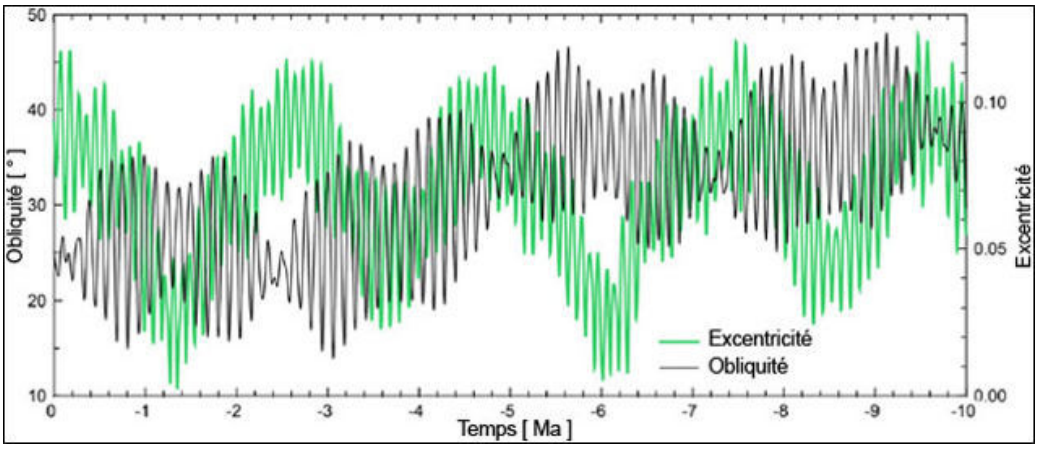


FIGURE 2.29 – Variation de l'obliquité et de l'excentricité de Mars durant les derniers 10 Ma. Kreslavsky et al. (2008) à partir des données de Laskar et al. (2004).

2.5 Les environnements glaciaires martiens

Tout comme sur Terre, une cryosphère globale s'est installée à la surface de Mars à partir de l'Hespérien (Chapitre I, section 1.3.3). Cette cryosphère a entraîné un climat froid et sec avec des températures annuelles moyennes de -63°C à la surface. Un tel climat a permis, la mise en place de morphologies glaciaires à la surface de Mars avec des modelés de dépôts et d'érosions et d'environnement périglaciaire avec un pergélisol. Il sera question dans cette partie de faire l'inventaire des traces des glaciations anciennes et récentes à la surface de Mars.

2.5.1 Les paramètres orbitaux martiens

Tout comme la Terre, la planète Mars a connu des variations importantes de ses paramètres orbitaux (Fig.2.29). De manière périodique, les modifications de l'excentricité, l'obliquité et la précession de la planète Mars ont entraîné des modifications de la distribution et de l'intensité saisonnière de l'insolation à la surface. Cette insolation contrôle les températures de surface et la distribution des volatils tels que le CO_2 et l'H_2O qui sont les principaux facteurs de dépôt de glace à la surface martienne (Laskar and Robutel, 1993; Forget, 2006; Madeleine et al., 2009). Ces modifications entraînent des variations climatiques à l'échelle globale, on appelle ce phénomène le forçage orbital.

2.5.1.1 L'excentricité : Des variations sur l'intensité des saisons

L'excentricité de la planète Mars varie selon deux cycles superposés, le premier a une période de 96 000 ans imbriqués dans un second cycle plus long de 2 200 000 ans (Fig.2.29). Ces cycles ont pour conséquence de faire varier la distance de la planète Mars par rapport au Soleil et ainsi modifier le taux d'insolation reçu à sa surface. Cette excentricité entraîne, tout comme sur Terre, des cycles saisonniers dont l'intensité dépend de la distance entre la planète et l'étoile (Fig.2.30).

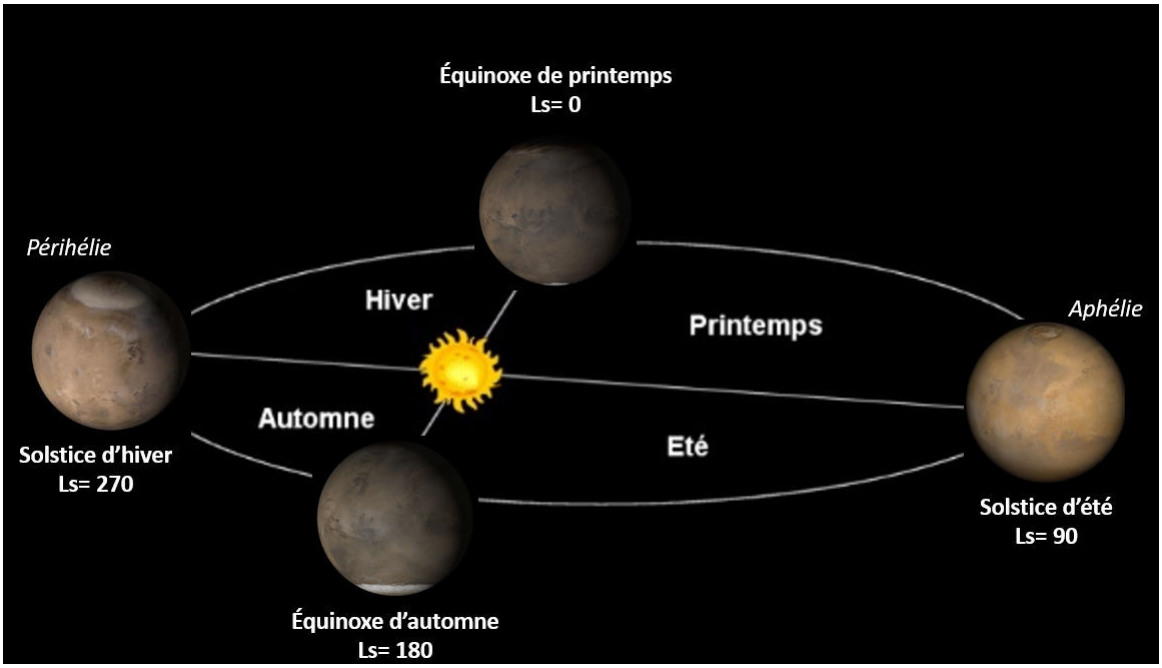


FIGURE 2.30 – Cycle saisonnier martien. Il est possible d'observer sur les images la migration de la calotte de glace. Source des images : NASA. Ls correspond à la longitude solaire qui est l'angle entre Mars et le Soleil mesuré à partir de l'équinoxe d'été dans l'hémisphère Nord.

Lorsque la planète est le plus proche du Soleil, au périhélie, un dépôt saisonnier de CO_2 se met en place autour de la calotte de glace d'eau et de CO_2 au pôle Nord, là où l'énergie solaire reçue est la plus faible. Puis à l'équinoxe de printemps, c'est-à-dire lorsque le Soleil traverse le plan équatorial de Mars, l'énergie solaire reçue au pôle Nord augmente et entraîne la sublimation du dépôt saisonnier de CO_2. À l'inverse, dans l'hémisphère Sud l'énergie solaire reçue diminue, cette diminution permet un début de condensation de glace de CO_2 et H_2O provenant de la sublimation du dépôt saisonnier au niveau de pôle Nord. Lorsque vient le solstice d'été, à l'aphélie, ce dépôt saisonnier au Nord est entièrement sublimé, les gaz ainsi produits sont injectés dans l'atmosphère martienne et viennent se déposer au pôle Sud (Laskar and Robutel, 1993; Forget, 2006; Madeleine et al., 2009). À la fin de l'été, la calotte Nord a quasiment entièrement disparue et s'est déposée au pôle Sud. Il reste seulement la calotte résiduelle (Fig.2.31). Enfin, entre l'équinoxe d'automne et le solstice d'hiver la calotte Sud reçoit plus d'ensoleillement ce qui entraîne la sublimation du dépôt de CO_2 qui vient se condenser au pôle Nord par transport atmosphérique. La calotte Nord s'est donc de nouveau entièrement formée au début de l'hiver au périhélie. Ces phénomènes de condensation/sublimation ont lieu tous les ans entraînant ainsi une dynamique de migration des dépots saisonniers entraînant des variations dans la taille des calottes polaires, ce cycle est appelé le cycle du CO_2 (Laskar and Robutel, 1993; Forget, 2006; Madeleine et al., 2009).

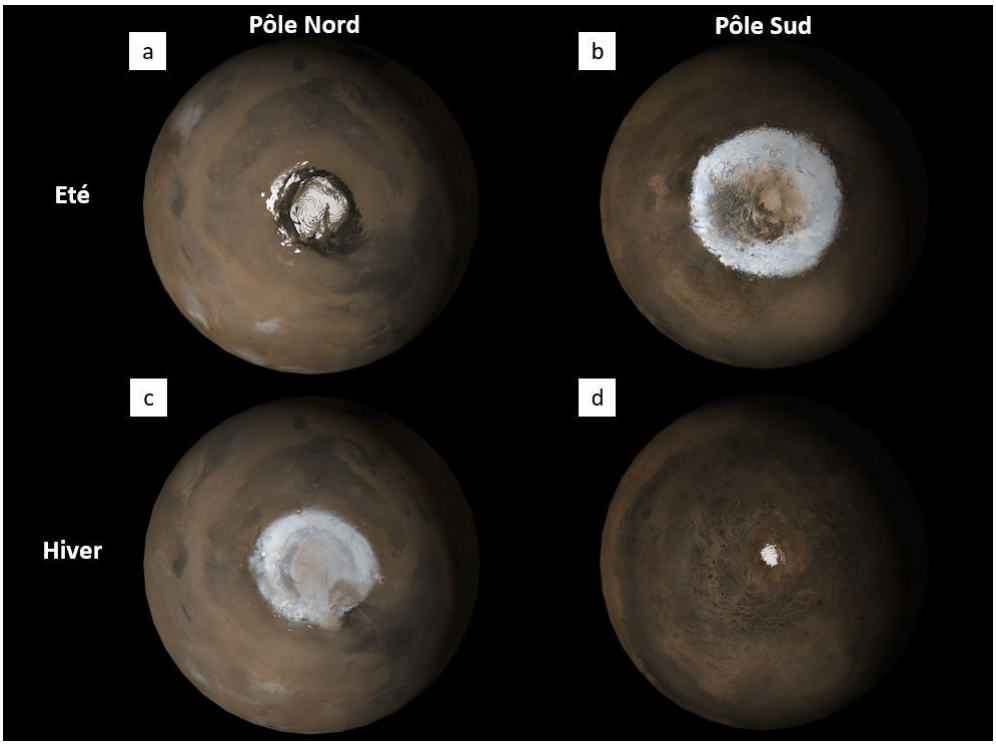


FIGURE 2.31 – Vues polaires de l'évolution de la calotte de glace en fonction des saisons et de l'hémisphère observé. (a) Été Nord, (b) été Sud, (c) hiver Nord et (d) hiver Sud. Image NASA

2.5.1.2 L'obliquité : des variations à l'échelle globale

L'intensité des saisons est également régie par l'obliquité de la planète. C'est l'obliquité actuelle de la planète Mars, d'environ 25,2°, qui permet ce cycle du CO_2 particulier. En effet, cette orientation de la planète permet une insolation préférentielle aux pôles en été et entraîne la sublimation des calottes polaires (Richardson, 2002; Haberle et al., 2003; Mischna, 2003). Lorsque l'obliquité change, le gaz se sublime et est ensuite transporté dans l'atmosphère entraînant une forte circulation atmosphérique. Les conséquences sont une augmentation de la concentration en poussières dans l'atmosphère et un dépôt de glace aux plus faibles latitudes entre 30° et 80° où la glace est stable à cette obliquité (Mellon and Jakosky, 1995; Chamberlain and Boynton, 2007). Lorsque l'obliquité est plus faible $<15°$, la zone de stabilité de la glace se déplace vers les latitudes supérieures à 60° et entraîne la sublimation des premiers mètres de dépôts riches en glace aux moyennes latitudes (entre 30° et 60° ; Mellon and Jakosky, 1995). Ainsi, il est possible d'observer deux bandes latitudinales : la première aux hautes latitudes $> 60°$ où la glace est stable et une deuxième entre 30°et 60° où le dépôt de glace est partiellement dégradé par la sublimation. Enfin si l'on considère que Mars ait pu avoir une obliquité $> 45°$, un dépôt de glace stable au niveau de l'équateur sur les plus hauts plateaux aurait pu se former (Chapitre I, Wordsworth et al. (2013); Forget et al. (2013a); Bouley et al. (2016)). Laskar and Robutel (1993); Laskar et al. (2004); Head et al. (2003) ont pu déduire que Mars a connu des alternances de

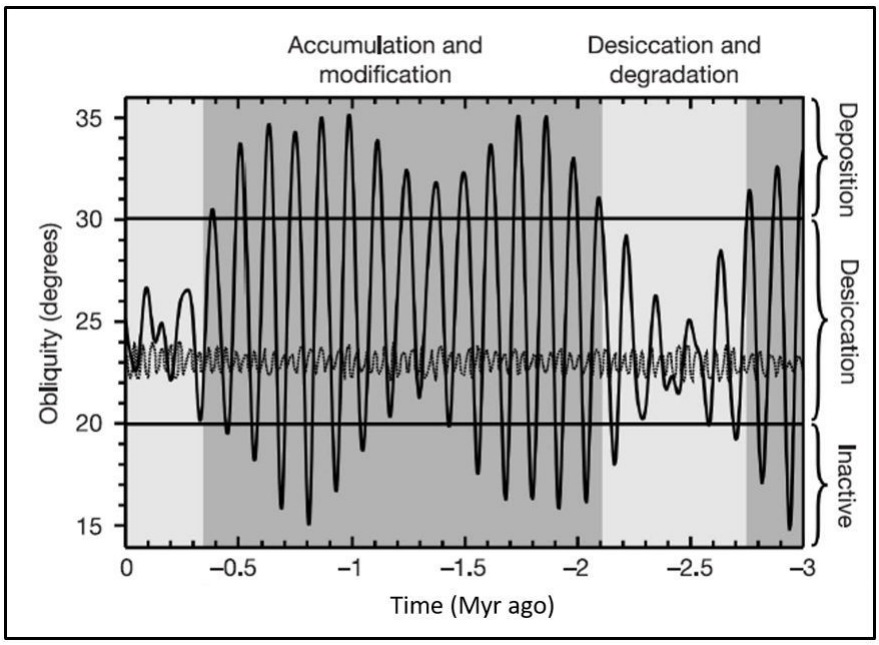


FIGURE 2.32 – Forçage orbital entraînant des variations climatiques. En gris foncé les périodes glaciaires et gris clair les périodes interglaciaires. La courbe de plus grande amplitude est la variation de l'obliquité de Mars et celle de plus petite amplitude est pour la Terre. Modifié de Head et al. (2003).

phases glaciaires et interglaciaires, similaire à la Terre, contrôlées par les paramètres orbitaux (Fig.2.32).

2.5.2 Le glaciaire ancien : Hespérien

2.5.2.1 Les vallées de cratères

L'ensemble des variations des paramètres orbitaux ont conduit à différents dépôts de glace à la surface de Mars. Certaines de ces glaciations sont encore observables aujourd'hui par l'intermédiaire de modelés de surface riches en glace. Ces modelés seront décrits dans la section suivante (section 2.5.3). Par ailleurs, il existe des régions sur Mars où la glace n'est plus présente, mais où la géomorphologie témoigne d'une activité glaciaire ancienne. C'est le cas de la région de Noachis Terra qui présente des cratères d'impact avec la présence de vallées sur leurs remparts (Fig.2.33).

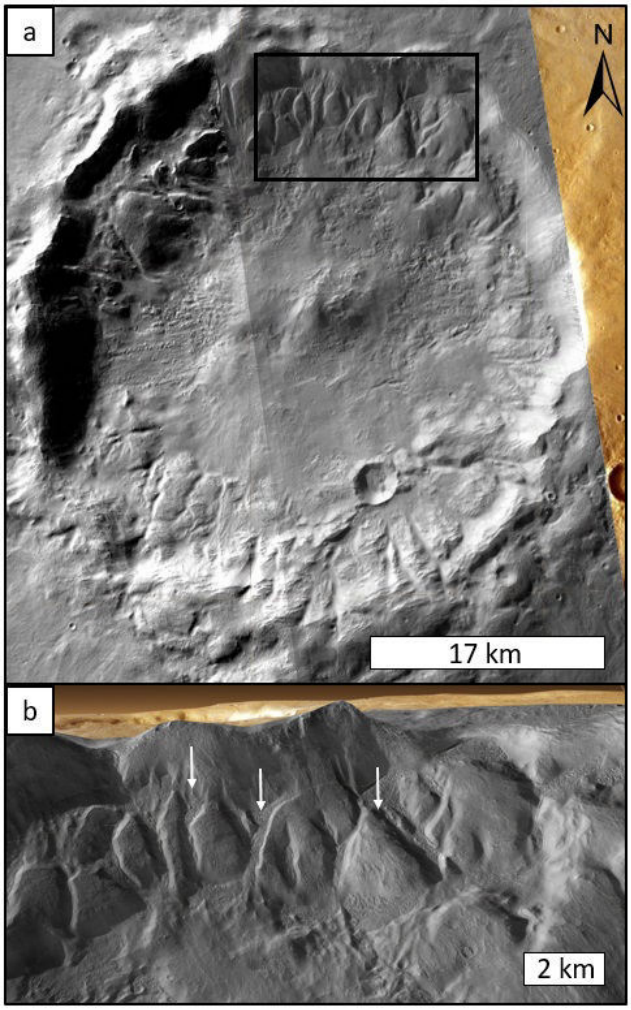


FIGURE 2.33 – Exemple de cratère étudié par Hobbs et al. (2016) dans Noachis Terra, images CTX. (a) Vue d'ensemble du cratère centré en 32°24'S ; 18°42'E. (b) Zoom sur la région encadrée en (a). Les flèches blanches représentent les vallées sur les remparts du cratère. Crédit Google Earth, relief x3

Hobbs et al. (2016) se sont intéressés à la morphologie et à la géométrie de ces vallées. En mesurant les paramètres de longueurs, largeurs et pentes, ils ont pu identifier des vallées d'origines fluviatiles qui ont un rapport d'aspect longueur/largeur $>> 1$, c'est-à-dire des vallées bien plus longues que larges et des vallées qui semblent être creusées par d'anciens glaciers. Le rapport longueur/largeur de ces vallées est > 1 (Hobbs et al., 2016). Ils ont ainsi pu définir deux mécanismes d'érosion des pentes de cratères d'impact dans Noachis Terra. Un mécanisme d'origine fluviatile formant les vallées fluviatiles de cratère (FCV ; Fig.2.34a, b) et un mécanisme d'érosion glaciaire formant les vallées glaciaires de cratère (GCV ; Fig.2.34c, d). Les FCV se forment lorsque de l'eau liquide ruisselle assez longtemps sur les pentes des cratères afin de former des ravines. Ces ravines possèdent plusieurs tributaires en amont qui se rejoignent en une seule et même vallée en aval. Le

profil longitudinal de ces vallées peut être en forme de U ou de V. Les GCV quant à elles se forment lorsque de la glace s'accumule dans un creux topographique puis flue pour former une vallée large avec un profil en U. Hobbs et al. (2016) suggèrent que, même s'ils ne sont pas visibles aujourd'hui, il serait possible de retrouver des morphologies de dépôt en aval des FCV et des modelés de dépôts comme des moraines ou des eskers en aval des GCV. Ces modelés auraient été érodés par des processus postdatant la formation de ces vallées. Sur les quatre cratères étudiés, datés du début de l'Hespérien, un présente uniquement des FCV, un présente des GCV et les deux derniers présentent les deux morphologies sur leurs remparts internes. Ainsi Hobbs et al. (2016) concluent que dans cette région le climat aurait été favorable à la stabilité de l'eau liquide et de la glace à la même période.

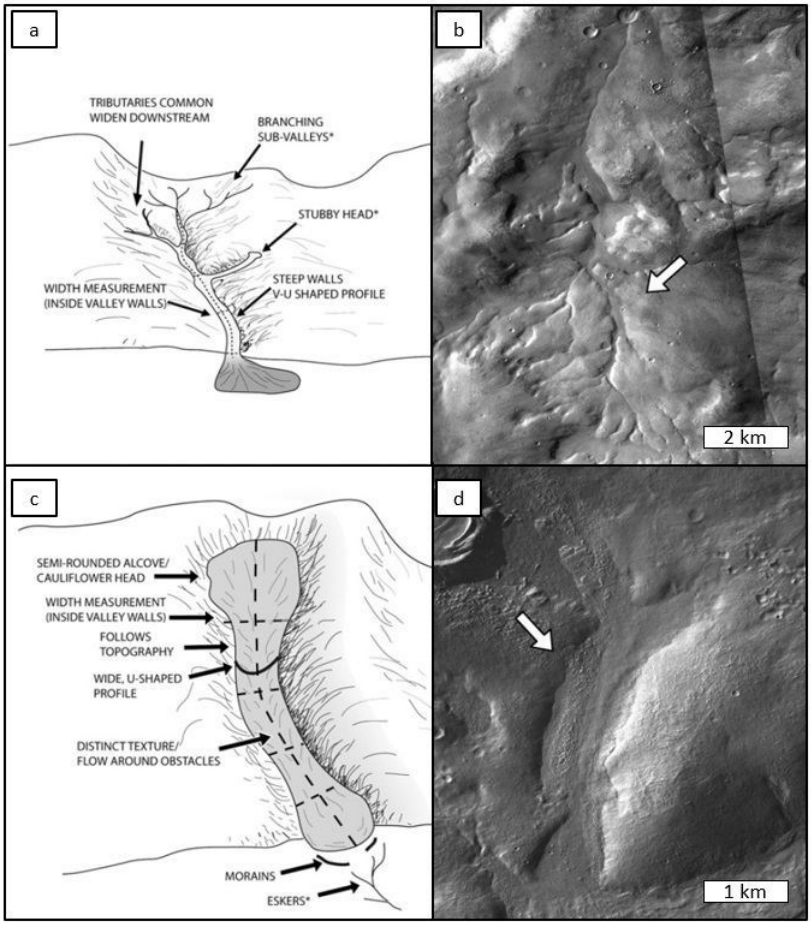


FIGURE 2.34 – Mécanismes de formation des vallées de cratères. (a) Formation des FCV avec image associée en (b). (c) Formation des GCV avec image associée en (d). Modifié de Hobbs et al. (2016)

2.5.2.2 Les modelés paraglaciaires

Valles Marineris présente une multitude de structures tectoniques telles que des failles et des doubles rides. Ius Chasma et Geryon Montes, deux régions de Valles Marineris présentent des structures de graben crustaux et de failles subparallèles (Fig.2.35). De plus, la présence de "hummocky terrains" qui ont la spécificité d'être composés d'un grand nombre de collines et petits monticules de formes irrégulières, de moraines et d'une trimline semble indiquer la présence d'un ancien paysage glacé. Ainsi, la dualité entre les figures de sackung et des modelés glaciaires ont permis à Mège and Bourgeois (2011) et Gourronc et al. (2014) d'interpréter ces régions comme étant un paysage paraglaciaire témoignant d'une activité glaciaire ancienne datée de 3,5 Ga.

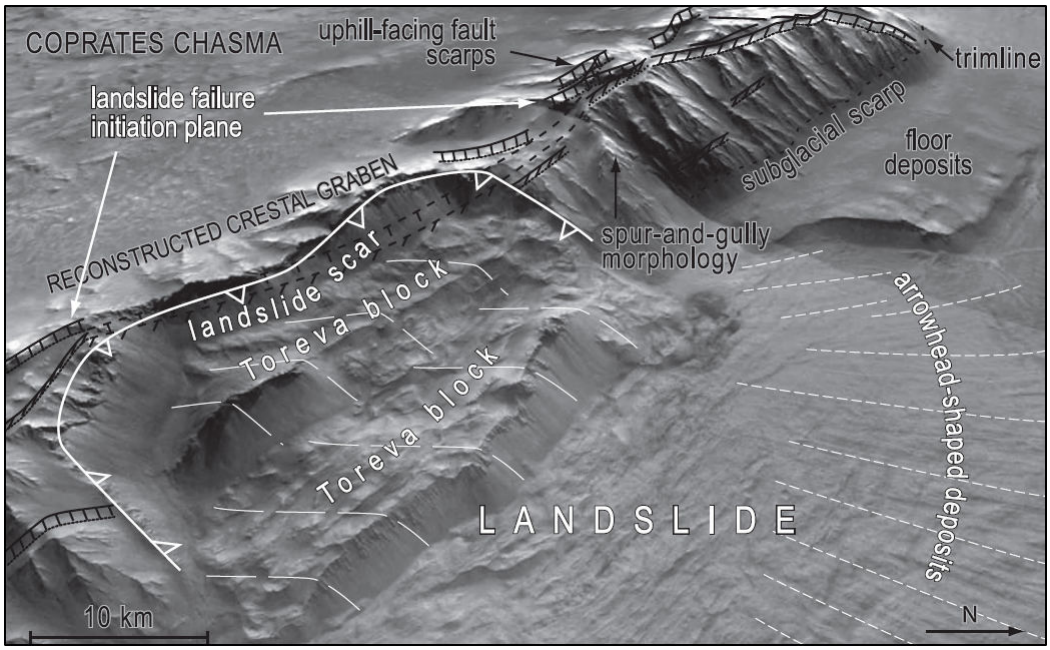


FIGURE 2.35 – Vue en perspective de structures tectoniques liées au sackung (en blanc) et les morphologies glaciaires (en noir) dans Valles Marineris. Modifié de Mège and Bourgeois (2011)

La région d'Ares Vallis, située 10,29° N, 334,39° E, est une région qui présente des morphologies de kettles, eskers et des terrasses de kame (Costard and Baker, 2001). Sur Terre, ces morphologies témoignent d'une ancienne activité glaciaire (section 2.2.2.4). De plus, la région d'Ares Vallis est une région présentant des morphologies attestant d'écoulement catastrophique, marqués dans le paysage sous la forme de vallées de débacles (Costard (1989); Carr and Malin (2000); Baker (2001) ; chapitre I, section 1.3.3). Ainsi, cette dualité entre la présence de morphologies glaciaires et vallées de débacles, ont fait que Costard and Baker (2001) ont interpretés Ares Vallis comme une région étant formé par des processus fluvio-glaciaires (Fig.2.36)

2.5.3 Le glaciaire récent : Amazonien

L'Amazonien est caractérisé par un climat froid et sec qui permet la mise en place et le maintien de

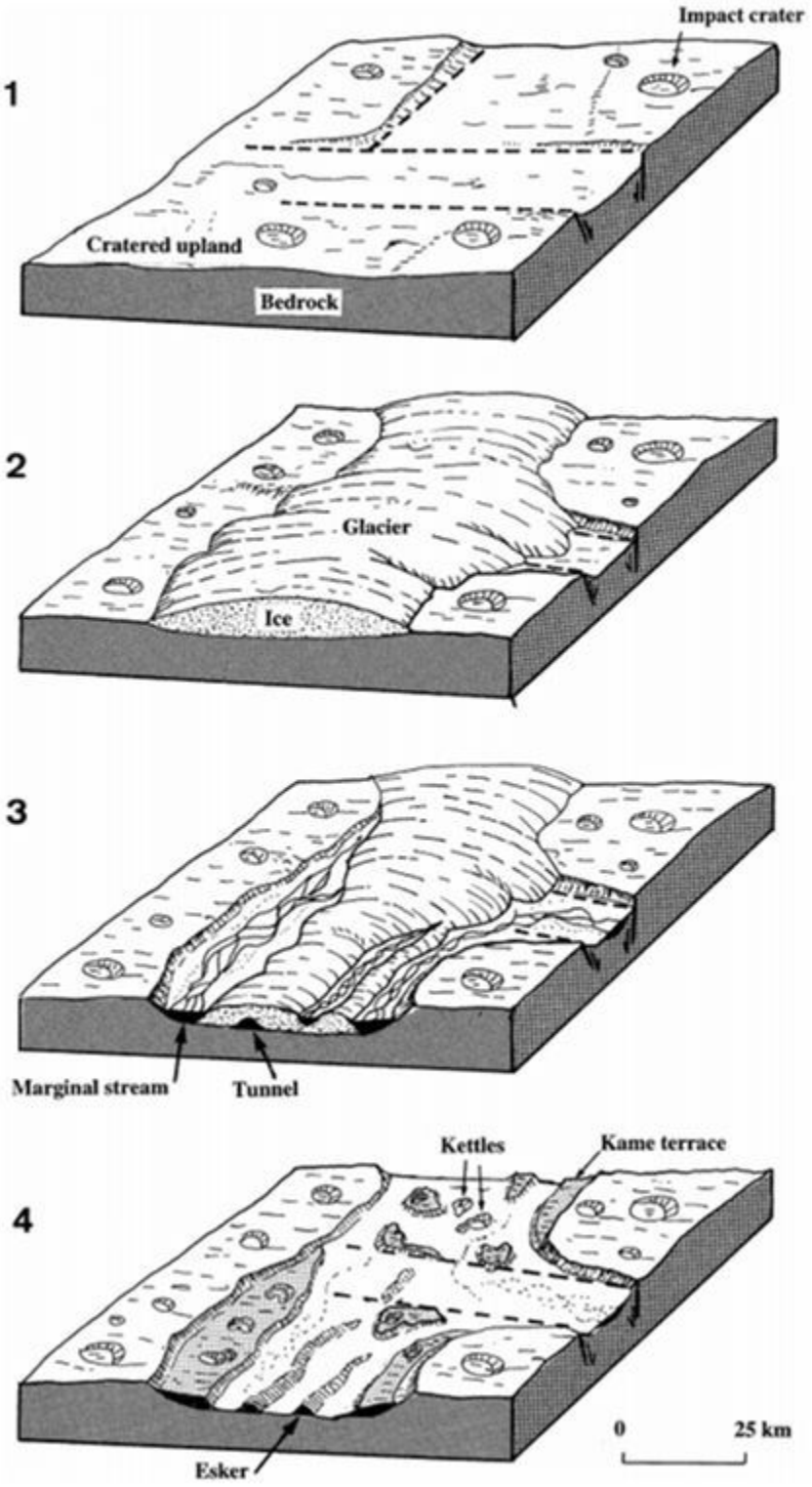


FIGURE 2.36 – Blocs diagrammes montrant la séquence possible d'une glaciation entrainant les morphologies actuellement observée dans Ares Vallis. Modifié de Costard and Baker (2001)

structures périglaciaires (Costard, 1989; Haschenburger and Souch, 2004; Séjourné et al., 2011). Les cycles de gel et dégel de ce pergélisol ainsi que l'influence des pentes entraînent la formation de structures périglaciaires que nous allons maintenant détailler.

2.5.3.1 Modelés dépendant de la pente : les Viscous Flow Features (VFF)

Les Viscous Flow Features (VFF) sont des modelés de surface qui témoignent d'un écoulement visqueux riche en glace sur les pentes (Squyres, 1979; Souness and Hubbard, 2012). Ils ont été interprétés comme étant des restes de glaciers recouverts de débris (Holt et al., 2008; Plaut et al., 2009). Il est possible de diviser les VFFs en 3 catégories dépendant de leurs formes et structures : (1) « les lobates debris aprons » (LDA, Fig.2.37a), ces dépôts sont caractérisés par des structures lobées contournant la topographie et sont souvent observés à la base des remparts de cratères (Squyres, 1979; Hauber et al., 2008). (2) Ces LDA sont appelés « Concentric Crater Fill » (CFF, Fig.2.37), lorsqu'ils tapissent le fond des cratères d'impact. (3) Les « Lineated Valleys Fills » (LVF) ou « Glacier Like Forms » (GLF),(Fig.2.37c), sont également des dépôts riches en glace, mais ils remplissent les vallées en fluant le long de la plus grande pente. C'est cette structure qui ressemble le plus, morphologiquement parlant, à une langue glaciaire terrestre. Les LVF se forment lorsque deux ou plusieurs LDA convergent.

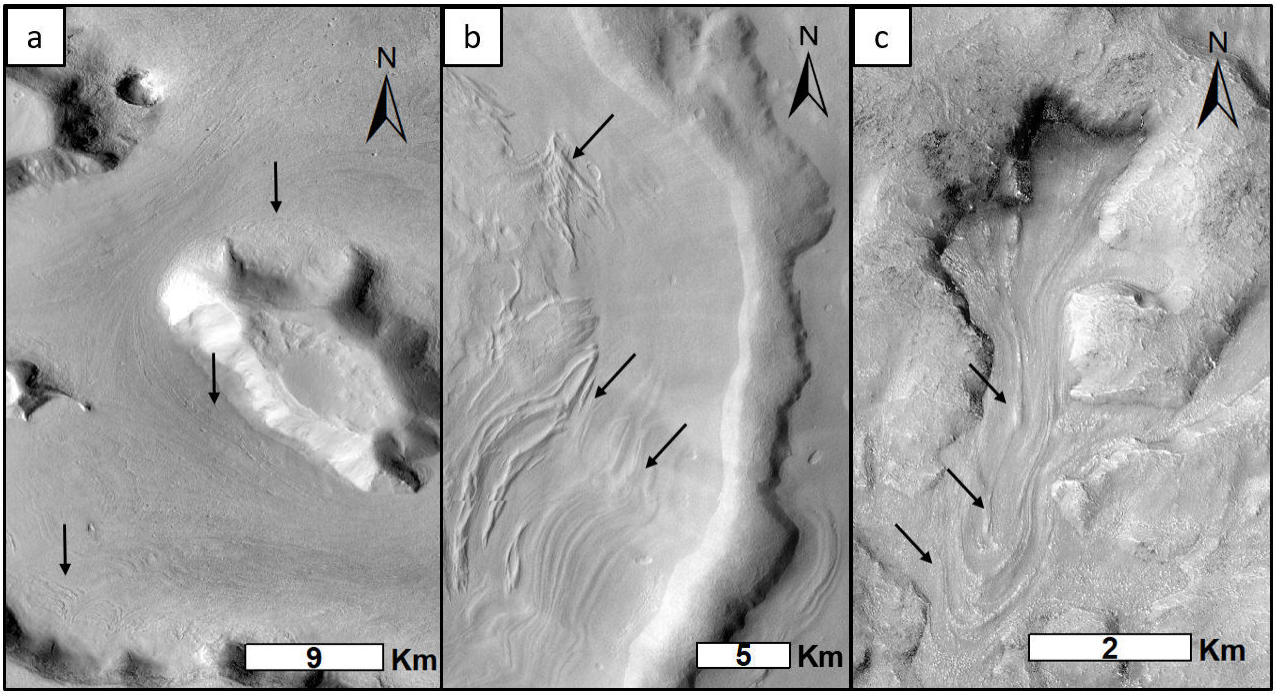


FIGURE 2.37 – Images CTX des trois types de VFF. (a) LDA, (b) CFF et (c) LVF.

Les nombreuses études sur ce type de modelés ont permis de mettre en évidence la distribution préférentielle de ces témoins d'un sol riche en glace (Squyres, 1979; Head et al., 2006; Hauber et al., 2008; Morgan

et al., 2009; Souness and Hubbard, 2012; Levy et al., 2014; Conway et al., 2018; Séjourné et al., 2019). En effet la grande majorité des VFFs se retrouve dans les moyennes latitudes entre 30° et 60° (Fig.2.38).

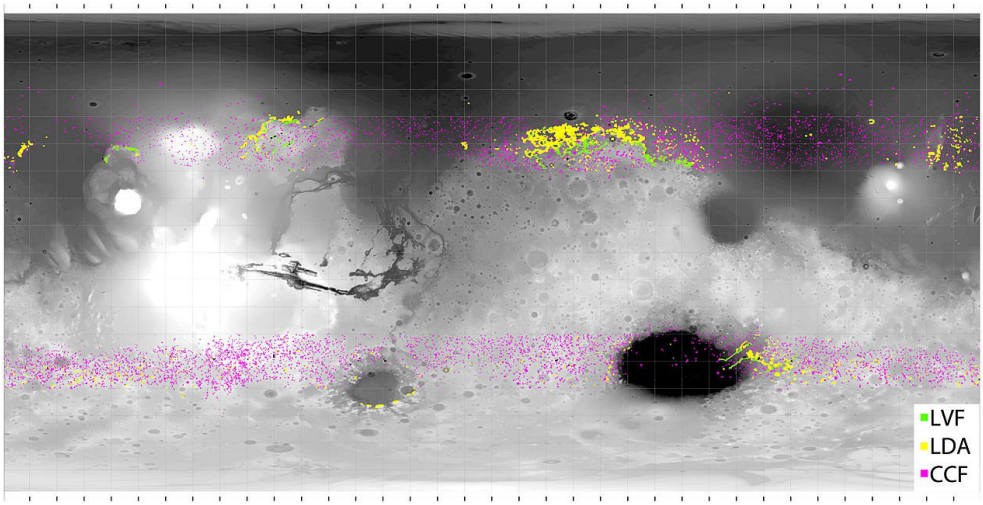


FIGURE 2.38 – Carte de répartition des VFFs à l'échelle globale de Levy et al. (2014). Fond de carte : topographie MOLA.

2.5.3.2 Modelés du pergélisol

Les variations de température du pergélisol martien entraînent une réorganisation de sa structure aboutissant à des modelés de surface. (1) Les « scalloped terrains », qui sont des dépressions plurimétriques de formes elliptique à circulaire dans le sol. Ils présentent une asymétrie dans l'axe Nord-Sud. Cette dissymétrie se traduit par des pentes fortes (5°-20°) qui font face aux pôles et des pentes plus douces (2°-5°) faisant face à l'équateur (Costard and Kargel, 1995; Morgenstern et al., 2007; Séjourné et al., 2011; Ulrich et al., 2011). Deux mécanismes de formations ont été proposé pour expliquer leurs formations. Le premier serait la fonte de la glace du sol (Costard and Kargel, 1995) et le second serait la sublimation de la glace (Morgenstern et al., 2007; Séjourné et al., 2011; Ulrich et al., 2011). Dans les deux cas, la formation de ces dépressions se forme lorsqu'il y a une perte de glace entraînant une déstabilisation du sol. Ces dépressions sont majoritairement trouvées dans les latitudes moyennes Nord, entre 38°N et 61°N (Séjourné et al., 2019). (2) Les polygones de contractions thermiques sont des structures polygonales qui se forment lorsque le pergélisol subit des variations de température. Ces polygones peuvent être métriques à kilométriques pouvant prendre la forme de rectangle jusqu'à l'hexagone. Il existe certaines régions où différents modelés sont liés les uns avec les autres (Fig.2.39). Ceci indique que différents processus tels que la contraction thermique et la sublimation peuvent avoir lieu au même endroit.

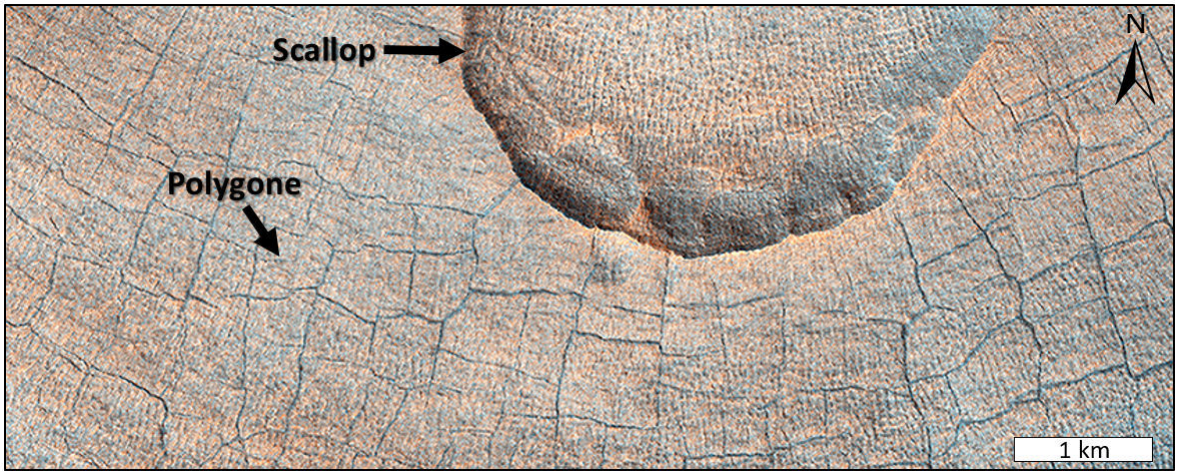


FIGURE 2.39 – Image Hi-Rise (25 cm/pixel) des morphologies de scallops et polygones dans l'hémisphère Nord martien.

2.5.4 Résumé

La planète Mars présente donc aujourd'hui une multitude de modelés liés à la glace. Les hautes et moyennes latitudes sont les plus soumises à des processus permettant la formation de modelés glaciaires et périglaciaires. À l'exception des modelés paraglaciaires trouvés dans Valles Marineris (Mège and Bourgeois, 2011; Gourronc et al., 2014) et des vallées glaciaires de cratères (Hobbs et al., 2016) qui indiquent de possibles glaciations hespériennes, la majorité des modelés glaciaires trouvés à la surface de Mars sont amazoniens. Il est possible d'observer que ces modelés Amazoniens sont préférentiellement localisés aux moyennes et hautes latitudes entre 30° et 90°. À l'inverse, à l'exception de la région d'Olympus Mons, il est possible de remarquer qu'aucun modelé glaciaire n'a été identifié dans les basses latitudes et à proximité de l'équateur ni dans la région des réseaux de vallées (Fig.2.40).

2.6 Détermination de la zone d'étude

Afin de répondre aux questions posées pour cette thèse (Chapitre I, section 1.5), il nous fallait choisir une zone d'étude où les morphologies anciennes étaient le plus susceptibles d'être préservées. En effet, l'objectif étant de vérifier, dans un premier temps, s'il existe des morphologies de modelés glaciaires datés du Noachien, il fallait cibler une zone dont la géomorphologie actuelle est la plus représentative de son époque de formation. Trois critères d'identification ont été utilisés afin de déterminer la zone d'étude. (1) Les hauts plateaux de l'hémisphère Sud sont les terrains les plus représentatifs du Noachien (cf chapitre I, 1.2.2.1), ainsi afin d'identifier le climat de cette époque, les morphologies Noachiennes doivent être étudiées. L'hémisphère Sud martien est donc l'endroit le plus propice à l'étude des morphologies anciennes. De plus, la zone étudiée ne

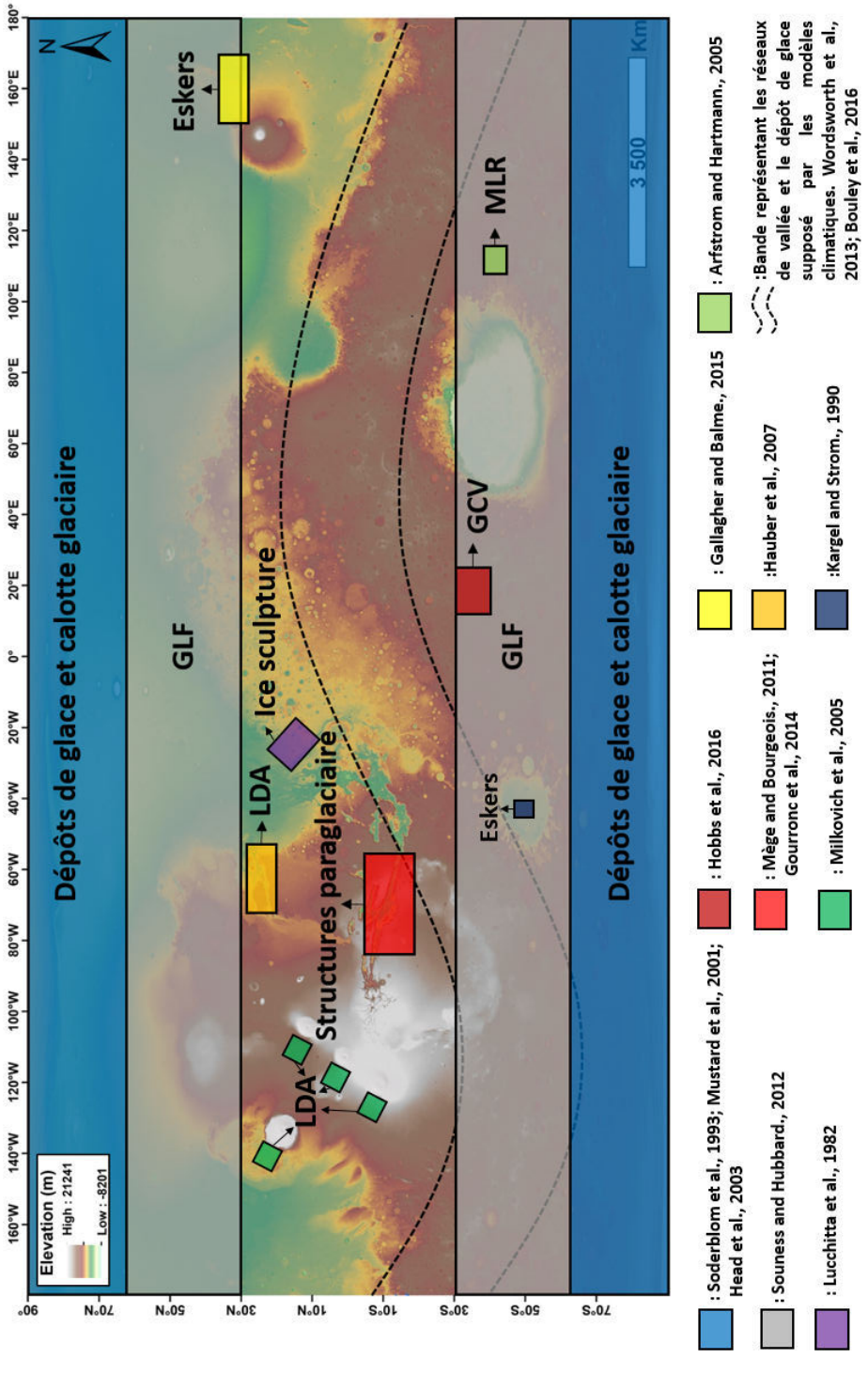


FIGURE 2.40 – Distribution des modelés glaciaires à la surface de Mars. Cette carte a été construite en reportant l'ensemble des témoins d'évidences glaciaires selon Soderblom et al. (1973); Lucchitta (1982); Kargel and Strom (1992); Mustard et al. (2001); Head et al. (2003); Arfstrom and Hartmann (2005); Milkovich et al. (2006); Hauber et al. (2008); Mège and Bourgeois (2011); Souness and Hubbard (2012); Wordsworth et al. (2013); Gourronc et al. (2014); Gallagher and Balme (2015); Bouley et al. (2016); Hobbs et al. (2016). LDA : lobate debris aperons, GLF : glacier like forms, MLR : moraine like ridge, GVC : glacial crater valley,

doit pas avoir été recouverte par des processus récents afin de ne pas avoir recouvert les éventuelles traces de glaciations anciennes. En comparant la répartition actuelle des morphologies glaciaires à la surface de Mars (Fig.2.41a), les zones à des latitudes supérieures à 30°S ont été exclues. En effet, l'omniprésence de GLF Amazonien, a recouvert les terrains du Noachien à ces latitudes. Ainsi les morphologies noachiennes ont été ressurfacées par ces processus glaciaires et ne sont plus représentatives de leurs époques de formation. Il en est de même aux alentours du dôme de Tharsis où l'intense activité volcanique a entraîné un vaste ressurfaçage recouvrant ainsi les témoins géomorphologiques du Noachien. (2) Ensuite, il faut que la zone d'étude soit localisée dans une région où la densité de réseaux de vallées est relativement élevée (Fig.2.41b). En effet, s'il existe des morphologies glaciaires, une des questions de cette thèse est d'étudier le lien morphologique entre les supposées morphologies glaciaires et les réseaux de vallées. Tout en prenant en considération les règles établies en (1), les plus hauts plateaux de l'hémisphère Sud semblent être adaptés. Les régions de Terra Sabaea et de Tyrrhena Terra semblent être de bons candidats pour l'étude des vallées. (3) Ces deux régions sont situées dans des zones où de la glace semble pouvoir se déposer et s'accumuler au Noachien selon les modèles climatiques du Mars primitif froid (Forget et al. (2013a); Wordsworth et al. (2013); Bouley et al. (2016) ; Fig.2.41c). Ces modèles indiquent une stabilité de la glace sur les plateaux supérieurs à 1000 m d'altitude. Ainsi les deux régions identifiées en (2) répondent à ces deux critères. La différence majeure entre ces deux zones est la présence de Naktong Valles dans Terra Sabaea. Naktong Valles est l'un des plus grands réseaux ramifiés martiens, ainsi il est judicieux de choisir cette zone puisque l'on peut observer l'origine de cette structure et étudier les liens génétiques éventuels entre les morphologies présentes dans cette région. La zone étudiée au cours de cette thèse est donc la région Sud de Terra Sabaea (Fig.2.41d).

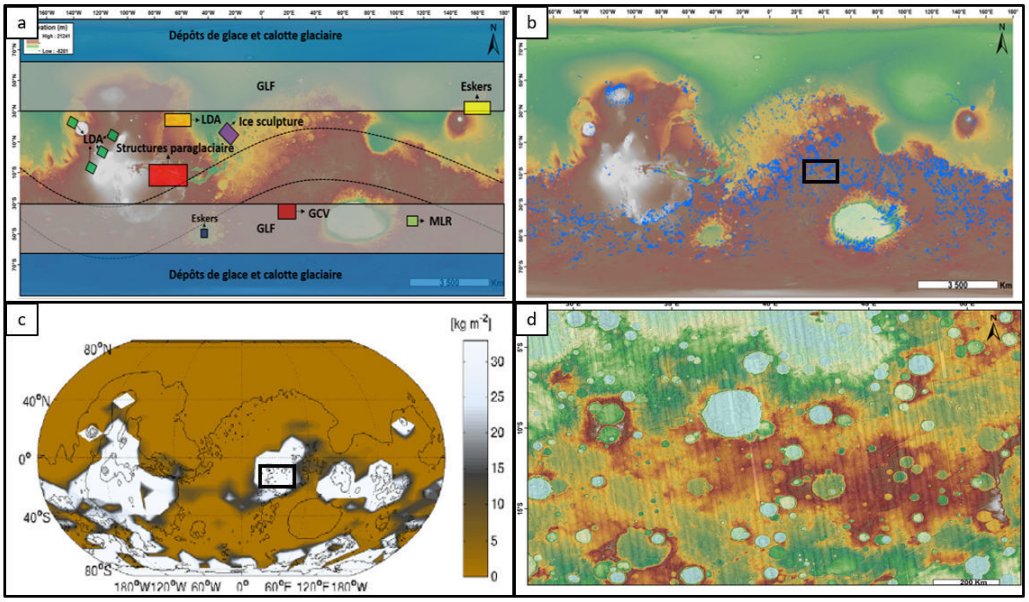


FIGURE 2.41 – Détermination de la zone d'étude : (a) Carte des morphologies glaciaires actuelles et anciennes. (b) Répartition des réseaux de vallées ramifiées selon Hynek et al. (2010). (c) Dépôts de glace supposés au Noachien selon les modèles de Forget et al. (2013a); Wordsworth et al. (2013); Bouley et al. (2016). Le rectangle noir sur chacune de ces figures représente la zone d'étude sélectionnée dont un zoom est présenté en (d). (d) MOLA drapé sur images CTX de la région étudiée dans le Sud de Terra Sabaea.

2.6.1 Caractéristiques de Terra Sabaea

La zone étudiée constitue un rectangle de 1022 km de large sur 1463 km de long pour une surface de 1.5*10 6 km², ce qui correspond à 1.05% de la surface de la planète Mars (Fig.2.42). Localisée entre 2°35'S et 19°58'S en latitude et 27°39'E et 52°52'E en longitude, la région étudiée est située au Sud de la région de Terra Sabaea. Cette zone est principalement composée de terrains Noachien. Les régions les plus hautes en altitude, $>$ 3000 m, sont représentées par l'unité géologique "early Noachian highland unit" (eNh, Tanaka (2014)). L'unité eNh est caractérisée par des terrains très rugueux, avec une forte densité de cratères d'impacts sur des hauts plateaux qui s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres. On retrouve également l'unité "middle Noachian highland unit" (mNh, Tanaka (2014)). Cette unité a pour caractéristique d'avoir une topographie inégale, composée de hauts reliefs et de plaines plus basses. Comme tous les terrains Noachien la surface mNh est fortement cratérisée. Enfin, les plaines et le fond du cratère Dawes sont représentés par l'unité "late Noachien highland unit" (lNh, Tanaka (2014)), caractérisée par une topographie plus basse, très cratérisée formant des terrains rugueux. Il est également possible de retrouver 5 cratères d'impacts de l'Amazonien et de l'Hespérien, unité "Amazonian and Hesperian impact unit" (AHi, Tanaka (2014)). La région contient trois lieux remarquables : (1) Le cratère Dawes, un cratère d'impact de 200 km de diamètre dont les remparts sont composés de l'unité eNh et le fond de l'unité lNh. (2) Le rempart ouest du cratère Huygens dont le rempart extérieur est composé de l'unité eNh et le rempart interne de l'unité mNh. (3) Naktong Valles. C'est ici que

démarre le plus grand réseau de vallées ramifiés de la planète Mars, il traverse les trois unités Noachiennes. Ce réseau est daté entre le Noachien supérieur et le début de l'Hespérien, aux alentours de 3,5 Ga (Bouley and Craddock, 2014). La densité de réseaux de vallées est importante dans cette région, la majorité d'entre eux sont localisés sur les plaines inter-cratères, mais il est possible d'en retrouver sur les remparts internes des cratères, notamment sur les remparts du cratère Dawes. Ce sont ces morphologies de vallées qui vont être étudiées, par une méthode décrite dans le chapitre suivant, afin de reconstituer le paléoclimat au Noachien.

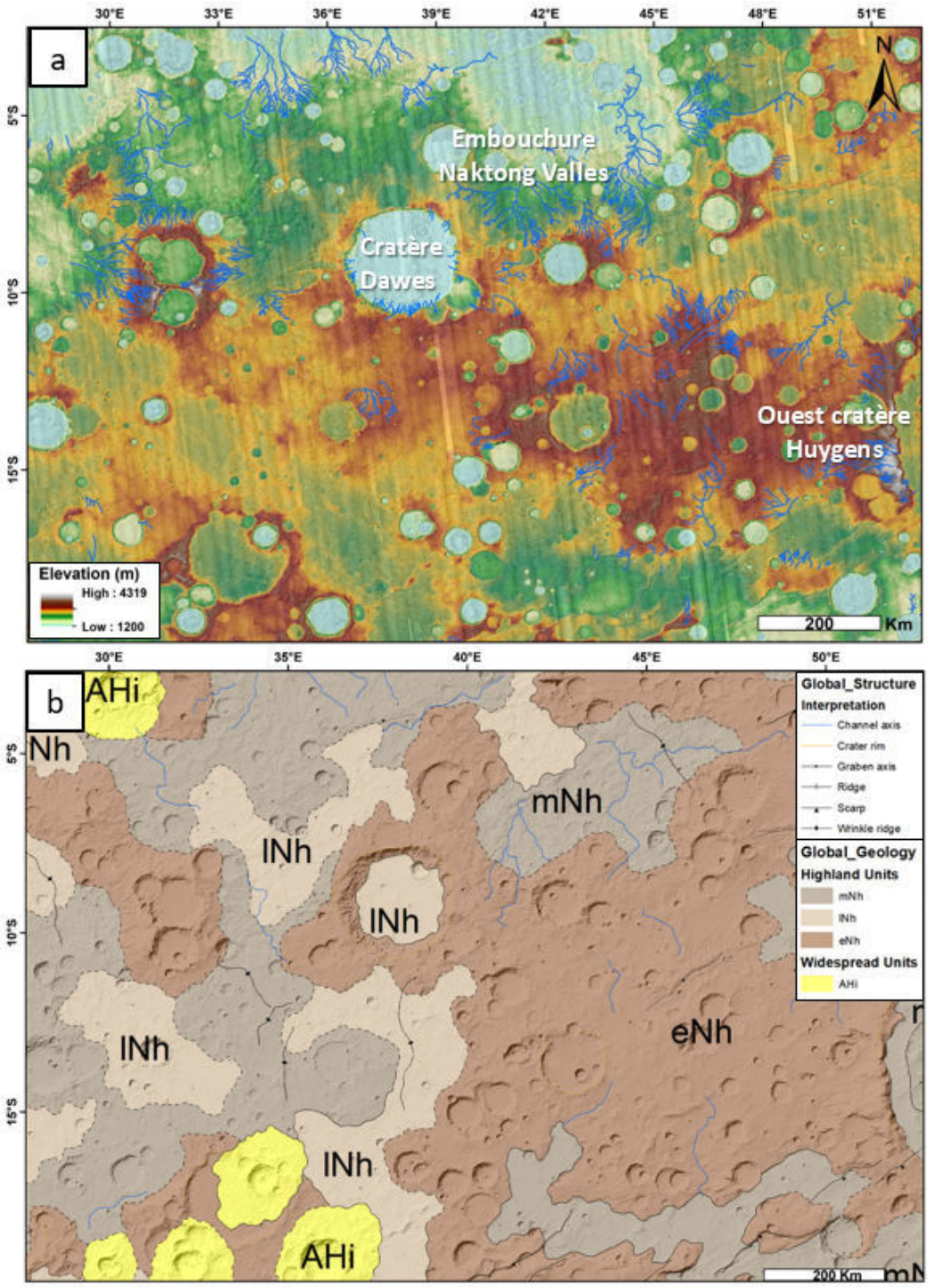


FIGURE 2.42 – Caractéristiques de la zone d'étude. (a) Toponymie des lieux remarquables dans Terra Sabaea avec en bleu les réseaux de vallées (Hynek et al., 2010). MOLA drapé sur images CTX. (b) Carte géologique de la région (Tanaka, 2014). Early Noachian highland unit eNh. Middle Noachian highland unit, mNh. Late Noachien highland unit, lNh. Amazonian and Hesperian impact unit, AHi.

Chapitre III:

Méthode d'étude :

Analyse morphométrique comparative

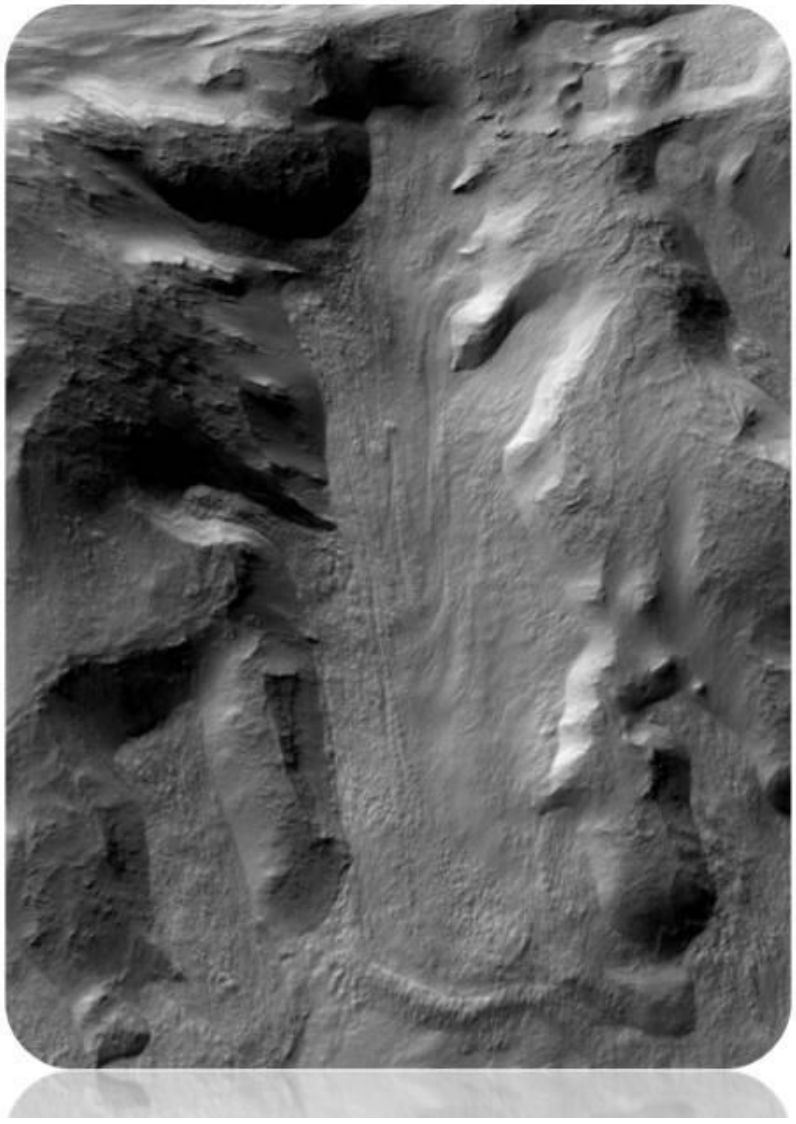


Image CTX d'une vallée martienne sur un rempart de cratère

3.1 Introduction

Les vallées sont des dépressions linéaires façonnant les paysages terrestres mais également ceux des autres planètes (Fig.3.1). Il existe différents processus permettant la formation de vallées. Elles peuvent être d'origine tectonique pour les grabens de rift ou d'origine érosionelle pour les vallées liés à des écoulements superficiels ou souterrains. Ce chapitre sera dédié uniquement aux vallées ayant une origine érosionelle. La formation des vallées laisse des empreintes dans le paysage donnant des indices sur les conditions climatiques, actuelles ou passées, qui étaient présentes à la surface lors de leurs formations. Sur Terre, les deux mécanismes de formation des vallées les plus courants sont l'érosion par l'eau liquide formant des vallées fluviatiles et l'érosion par la glace formant des vallées glaciaires. Dans ce chapitre, il sera question de regarder les différences et les similarités entre les vallées fluviatiles et les vallées glaciaires terrestres afin d'établir une liste de paramètres qui nous permettra d'étudier de manière morphométrique les vallées à la surface de Mars.

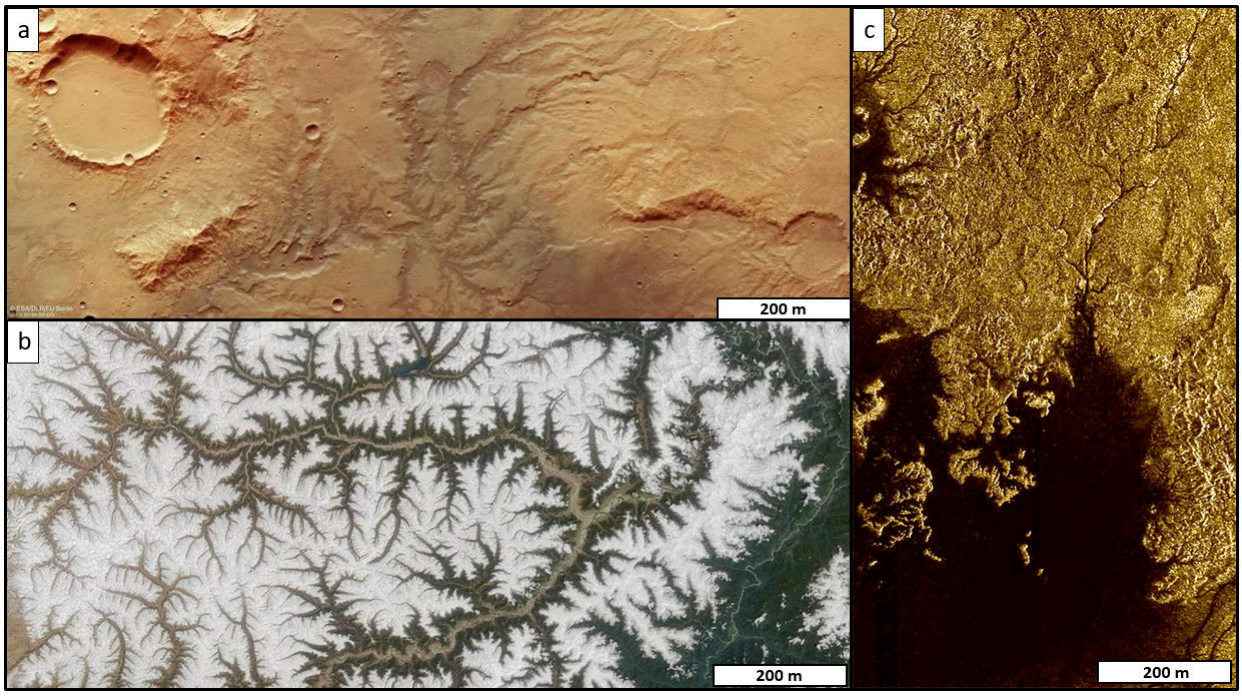


FIGURE 3.1 – Vallées sur différentes surfaces planétaires (a) Mars, (b) Terre et (c) Titan, satellite naturel de Jupiter

3.2 Les vallées terrestres

3.2.1 Les vallées fluviatiles : mécanismes de formation

Les vallées fluviatiles ont pour origine un écoulement d'eau liquide en surface dont la pente doit être

suffisamment élevée afin d'initier l'érosion du substrat. L'écoulement de l'eau est initié lorsque son énergie potentielle se transforme énergie cinétique, entraînant le déplacement du volume d'eau sous son propre poids. La gravité ainsi que la densité du fluide qui dépend elle-même de sa charge sédimentaire sont les deux facteurs principaux contrôlant la formation des vallées (Chorley, 1995). Cet écoulement doit avoir lieu pendant suffisamment de temps pour que le liquide se charge en particules sédimentaires. Ce mélange d'eau et de sédiments permet d'augmenter la capacité érosive mécanique et chimique du liquide initiant ainsi la formation des chenaux formant, à long terme, les vallées fluviatiles. Ces écoulements de liquide chargé en particules sédimentaires entraînent des contraites cisaillantes au contact entre la base de la tranche d'eau et le substrat. Lorsque ces contraites dépassent le seuil de contraite cisaillante critique, l'écoulement arrache des particules au substratum (O'Loughlin, 1986; Léonard and Richard, 2004). Ce seuil dépend du flux de l'écoulement, de la composition du substrat, de la profondeur de la tranche d'eau et de la pente régionale (O'Loughlin, 1986; Léonard and Richard, 2004). La création d'un chenal dépend donc de l'interaction entre différents processus tels que l'abrasion, le détachement mécanique du substratum et, dans certains cas, une altération physicochimique (Figure 3.2). Une fois le chenal initié par les processus cités précédemment, l'écoulement d'eau de surface en continu augmente l'incision verticale et horizontale de la vallée formant une dépression linéaire. Cette dépression s'agrandit par le recul de la tête de vallée et son élargissement créant ainsi une vallée fluviatile.

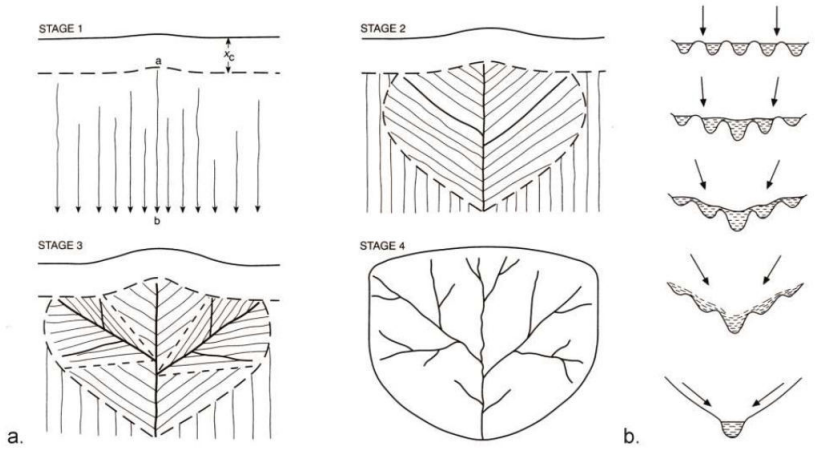


FIGURE 3.2 – Ecoulement de surface : initialisation et croissance des réseaux. (a) Croissance sur un substrat vierge (b) Formation à partir de rigoles (Chorley, 1995).

L'action de l'ensemble de ces processus sur de grandes échelles de temps, des milliers voir des millions d'années, laisse dans les paysages des empreintes attestant de l'érosion par l'eau liquide. Ces empreintes se repèrent dans le paysage par la présence de longues vallées relativement étroites présentant un profil topographique en V. Ce profil en V est caractéristique d'un écoulement sur le substrat. La morphologie de

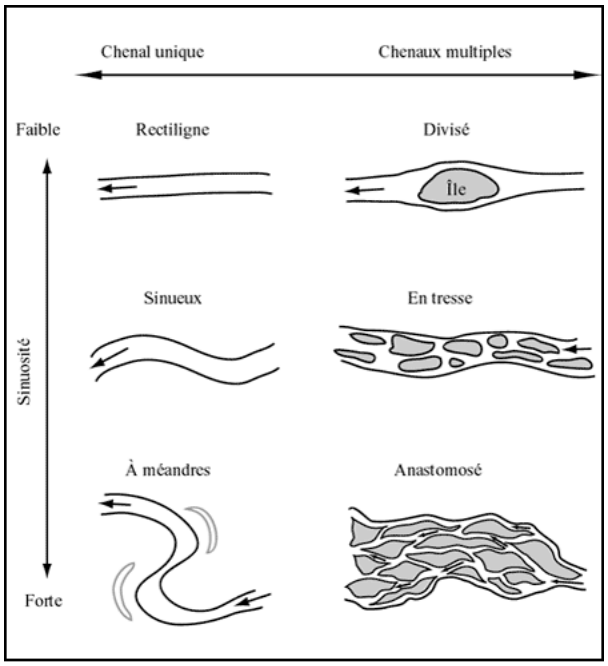


FIGURE 3.3 – Les différentes formes de cours d'eau (source : Géobase)

ces vallées peut prendre différentes formes en fonction de l'apport sédimentaire et du débit d'eau, de la pente régionale et du substratum (Fig.3.3).

Ces paramètres sont intimement liés à la notion de bassin versant. Un bassin versant est une unité de surface où chaque goutte d'eau tombant dans cette surface est collectée et chenalisée dans une seule rivière contrôlant ainsi les apports d'eau d'un réseau de vallée. Ces réseaux de vallées se groupent en aval du basin pour ne former qu'une seule rivière avec un seul et unique exutoire. Un bassin versant est caractérisé par sa pente régionale, des capacités d'infiltration du substratum ainsi que l'intensité de précipitation. Pour résumer, toute goutte d'eau tombant dans un bassin versant se verra attribuer un trajet de ruissellement qui dépend de la topographie où elle est tombée. Ces trajets de ruissellement constituent les chemins de transfert de matière. Un bassin versant possède plusieurs chenaux de ruissellement qui se relient entre eux, rejoignent la vallée principale et débouchent sur un exutoire commun unique. Ce système complexe de chenaux et de vallée principale est appelé réseau de vallées qui comprennent la vallée principale et tous ses tributaires également appelé affluents (Fig.3.4). La présence de ces vallées sur une surface atteste donc que les conditions climatiques étaient favorables à la présence et au maintien d'eau liquide à la surface, pendant suffisamment de temps pour que le paysage soit forgé par l'érosion de l'eau.

3.2.2 Les vallées et cirques glaciaires terrestres

Comme indiqué dans le chapitre précédent, les vallées glaciaires sont des modelés d'érosion témoignant

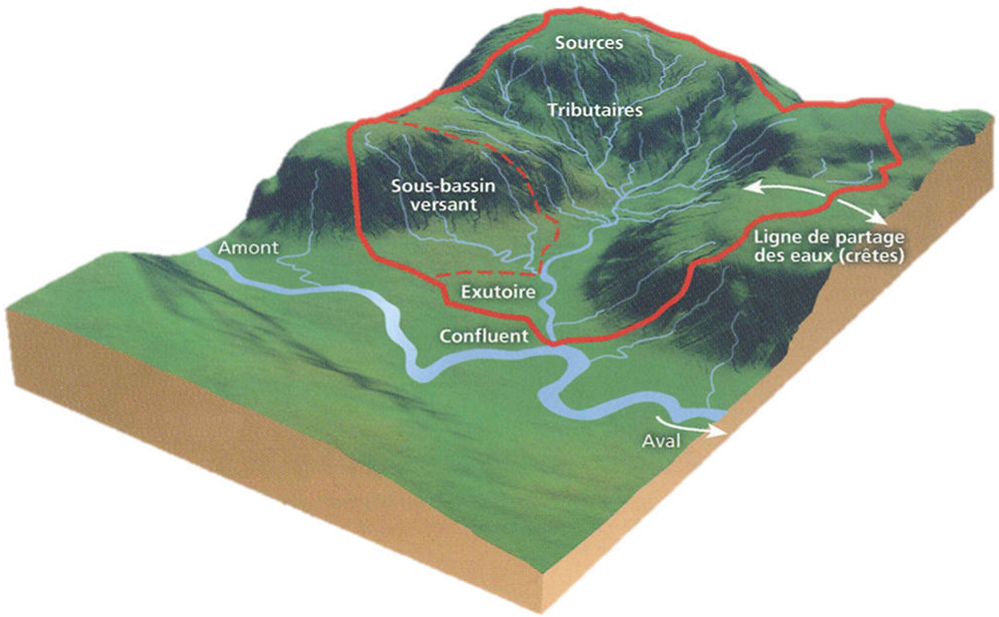


FIGURE 3.4 – Schéma de la dynamique d'un bassin versant représenté en rouge. Source ONEMA, Agence de l'Eau

du passage d'un glacier dans le paysage. Lorsque l'accumulation des précipitations neigeuses est suffisante en haute altitude, la neige se compacte et se transforme en glace dans des creux topographiques circulaires appelés cirques formant ainsi un glacier. Puis, la gravité jouant son rôle, le glacier va fluer et glisser le long de la pente, empruntant des creux topographiques, à savoir des ravines, des vallées fluviatiles ou encore des structures tectoniques telles que des failles ou fractures. Le passage du glacier dans ces structures va considérablement modifier leurs morphologies. La vallée dans laquelle le glacier croît va voir sa largeur et profondeur augmentée par l'action érosive du glacier. En effet, les capacités érosives du glacier, qui dépendent principalement de son type (base froide ou chaude), va entraîner une érosion lors de son déplacement modifiant ainsi drastiquement l'encaissant dans lequel le glacier s'est développé. Puis, lorsque le climat se réchauffe, le glacier commence à se retirer et laisse apparaître dans le paysage la vallée glaciaire ayant un profil transversal caractéristique en auge avec une forme de U (Fig.3.5). La présence du glacier dans la vallée maintient cette forme caractéristique en U de par la pression du glacier exercée sur les parois de la vallée. Suite au retrait, et dépendant de la lithologie de l'encaissant, les parois de la vallée peuvent s'effondrer par éboulement ou glissement de terrain modifiant ainsi la structure en auge. Il n'est pas rare de retrouver sur Terre des vallées glaciaires avec un profil transversal qui tend vers le V. Néanmoins, même si le profil peut prêter à confusion, d'autres facteurs tels que la largeur, la profondeur ou encore l'altitude permettent de discriminer les deux types de vallées, ces paramètres seront présentés dans la section suivante. Les vallées glaciaires témoignent donc d'un climat où de la glace a pu être stable pendant une période de temps assez longue afin de former un glacier et forger la vallée glaciaire qui lui est associée.

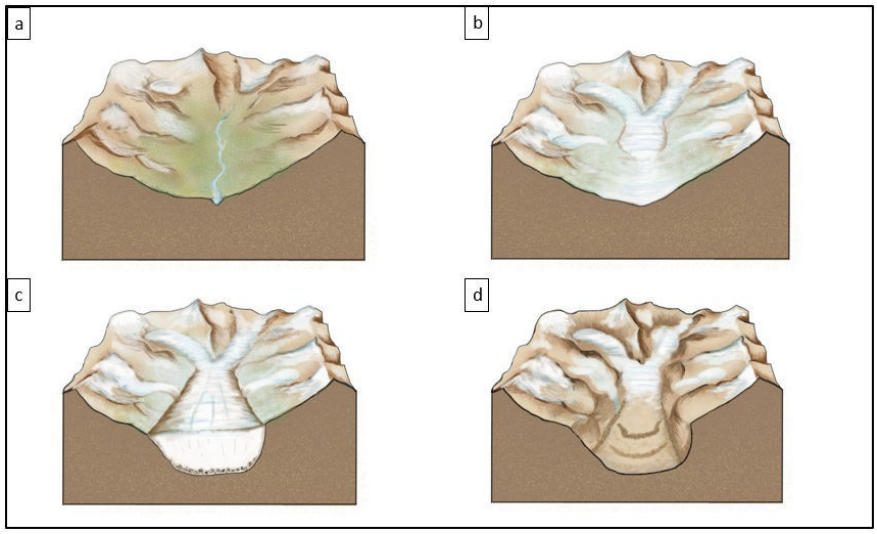


FIGURE 3.5 – Différentes phases de formation d'une vallée glaciaire. (a) Accumulation de neige sur les hauteurs et dans les creux topographiques formant des cirques. La topographie la plus basse est incisée par une vallée fluviatile. (b) Début de la glaciation et formation des glaciers dans les cirques et dans la vallée principale. C'est à partir de cette étape que le glacier va s'infiltrer dans la vallée fluviatile préexistante. (c) Avancée maximum du glacier c'est là que les processus d'extraction et abrasion glaciaires vont avoir lieu. (d) Retrait du glacier laissant apparaître la morphologie de vallée en auge caractéristique d'une vallée glaciaire. Lors du retrait du glacier, les modelés de dépôts tels que les moraines vont être laissés par le glacier. Étudier la morphologie et la géométrie de cette vallée nous donnera des indications sur le type d'érosion ayant eu lieu. Modifié de "creative commons".

3.2.3 Différence morphométrique entre les vallées fluviatiles et les vallées glaciaires

De manière générale, une idée préconçue est de distinguer les vallées fluviatiles des vallées glaciaires uniquement par la forme de leurs coupes à savoir un profil un U pour les vallées glaciaires et un profil en V pour les vallées fluviatiles. Mais comme nous l'avons montré précédemment, une vallée glaciaire peut avoir la forme d'une vallée fluviatile et inversement. Il en est de même sur Mars, en effet une vallée fluviatile avec une forme de base en V peut se voir remplir par du matériel de dépôt entraînant un aplanissement de son fond et former une vallée en U, faussant ainsi l'interprétation quant à l'origine de la vallée. Ainsi, la première phase de cette thèse a été de faire une recherche détaillée bibliographique afin de faire un listing des paramètres géométriques et morphologiques utilisés sur Terre pour comparer les vallées glaciaires des vallées fluviatiles. Cette étape était nécessaire, puisque se baser uniquement sur la forme de la vallée est loin d'être un paramètre suffisant pour différencier les vallées glaciaires des fluviatiles. Les premiers auteurs à s'être intéressé à ces différences sont Penck (1905) et de Martonne (1911). Ces auteurs se sont intéressés à la forme de la section des vallées fluviatiles et des vallées glaciaires, mais surtout à leurs évolutions tout au

long de la vallée. Penck (1905) a remarqué que, d'amont en aval, l'aire de la section de la vallée augmentait jusqu'à atteindre son aire maximum, environ à la moitié de la vallée, avant de diminuer jusqu'en aval. C'est la loi des "cross-section", encore utilisée aujourd'hui dans les études sur les vallées glaciaires. C'est notamment à partir de cette loi que les zones d'accumulations et d'érosions propres aux glaciers ont pu être définies. Depuis 1905, de nombreuses études concernant les différences entre les vallées glaciaires et fluviatiles ont vu le jour (Amerson et al., 2008; Anderson et al., 2006; Roberts and Rood, 1984; Livers and Wohl, 2015; Penck, 1905; Montgomery, 2002; Barr and Spagnolo, 2015; Augustinus, 1992). L'étude de ces divers papiers a permis de mettre en évidence une liste de 7 paramètres mesurables ainsi que les rapports caractéristiques entre ces paramètres pour différentier les vallées fluviatiles des vallées glaciaires. Un listing et un résumé des critères morphologiques et géométriques sont présents dans le chapitre suivant à la section 4.2 "Morphometrical analysis of terrestrial glacial landscapes" et dans les tableaux 1 et 2 de ce même chapitre.

3.3 La géomorphologie au service du paléoclimat : l'Okavango : un delta dans le désert ?

Les mécanismes de formations cités précédemment indiquent que les vallées sont des marqueurs géomorphologiques témoignant de conditions climatiques variées. Tandis que les vallées fluviatiles se forment dans un climat relativement chaud, c'est-à-dire à des températures où l'eau peut demeurer à l'état liquide au cours de l'année, et généralement à faible altitude ; les vallées glaciaires se forment plutôt dans un contexte froid et à haute altitude où l'eau, sous forme de glace, peut laisser des empreintes caractéristiques d'une activité glaciaire. Néanmoins, il existe sur Terre et dans les environnements planétaires, des marqueurs géomorphologiques qui ne témoignent pas du climat actuel dans lesquels ils se trouvent. Ces morphologies indiquent donc que dans le passé, les conditions étaient propices à la formation de ces structures. Afin d'illustrer ces propos, il est question dans cette partie d'étudier un exemple terrestre dont les morphologies ne sont pas cohérentes avec le climat actuel, mais témoignent d'un climat passé bien différent. On parle alors d'héritage morphoclimatique.

Les vallées fluviatiles laissent dans le paysage des empreintes indiquant l'érosion par l'eau liquide. La taille de ces structures, pouvant atteindre une échelle régionale, témoigne d'un ruissellement d'eau de manière continue pendant plusieurs milliers d'années. La majorité des systèmes fluviatiles sont aujourd'hui encore actifs à la surface du globe. Néanmoins il existe des régions où le système n'est plus actif, mais où l'empreinte laissée par les différents processus permet de comprendre, qu'autrefois, de l'eau a coulé pendant suffisamment de temps pour former des structures complexes caractéristiques d'un système hydrologique actif. C'est le cas de la région l'Okavango situé en Afrique. Ce cours d'eau est le troisième plus grand d'Afrique Australe de par sa longueur atteignant les 1 800 km. Contrairement à la majorité des cours d'eau terrestres, qui par définition se jettent dans des étendues d'eau plus vastes telles que des lacs, mers ou océans par l'intermédiaire d'un delta, les eaux de l'Okavango ne rejoignent jamais l'océan. En effet, le fleuve de l'Okavango se termine par le delta de l'Okavango qui se jette non pas dans un océan, mais dans le désert du Kalahari où l'eau s'infiltre directement (Fig.3.6). Cette caractéristique fait du fleuve Okavango un fleuve endoréique contrairement aux fleuves exoréiques dont le réseau hydrographique se raccorde à l'océan par un delta. Ainsi il est légitime de se demander pourquoi une structure tel qu'un delta, normalement associé avec une vaste étendue d'eau, se

retrouve aujourd'hui au milieu d'un désert ? La réponse réside dans l'activité géologique passée de la région.

Aujourd'hui, la topographie de l'Afrique est principalement dominée par "l'Africain Superswell", comprendre ici le "super gonflement de l'Afrique" (Nyblade and Robinson, 1994). Il commence de la mer Rouge et s'étend au Sud incorporant les branches est et ouest du rift est Africain. Ce gonflement est surtout observable au Sud-ouest de l'Afrique où les terrains sont en moyenne 500 mètres plus haut que l'ensemble du continent africain. C'est là où se situe le delta de l'Okavango. L'origine de ce gonflement est liée à la présence souterraine d'une région de manteau, plus chaude et de plus faible densité, à la frontière noyau-manteau (Gumbricht, 2001). Cette différence de densité entraîne une remontée du manteau provoquant ce "gonflement". Il existe deux hypothèses quant à la période de formation de ce gonflement, la première suggère que le Superswell a commencé à se développer il y a 30 millions d'années lorsque la plaque africaine n'avait plus de mouvement relatif par rapport à la zone plus chaude du noyau (Burke, 1996). La seconde est suggéré par Patridge (1998), le démantèlement du super continent Gondwana aurait entraîné deux phases de soulèvement tectonique successif le long des zones de rift et aurait créé une zone de plus haute altitude autour du subcontinent. Ces épisodes d'activités tectoniques auraient conduit à un soulèvement global de la zone de 1200 m entraînant par la même occasion le soulèvement du delta de l'Okavango. Ainsi l'activité tectonique de la région a perturbé la dynamique fluviatile de l'époque. Au Pliocène (5.33 Ma), c'est à dire avant le soulèvement, l'Okavango était un fleuve exoréique. Son delta faisait la jonction avec le lac Makgadikgadi, qui n'est plus observable aujourd'hui (Thomas and Shaw, 1988). Il y avait donc une grande étendue d'eau il y a 5.33 Ma dans cette région, comme en atteste la présence du delta de l'Okavango. Ainsi, l'empreinte laissée dans le paysage par les eaux de l'Okavango indique qu'autrefois, la région désertique connue de nos jours était propice à la formation de milieu humide tel qu'un lac.

La géomorphologie nous donne donc des indications sur les conditions passées, qu'elles soient d'origine climatique ou dynamique. C'est en utilisant ce type d'approche que les terrains de l'hémisphère Sud martien ont été étudiés afin de remonter et d'identifier le climat passé de la planète rouge.

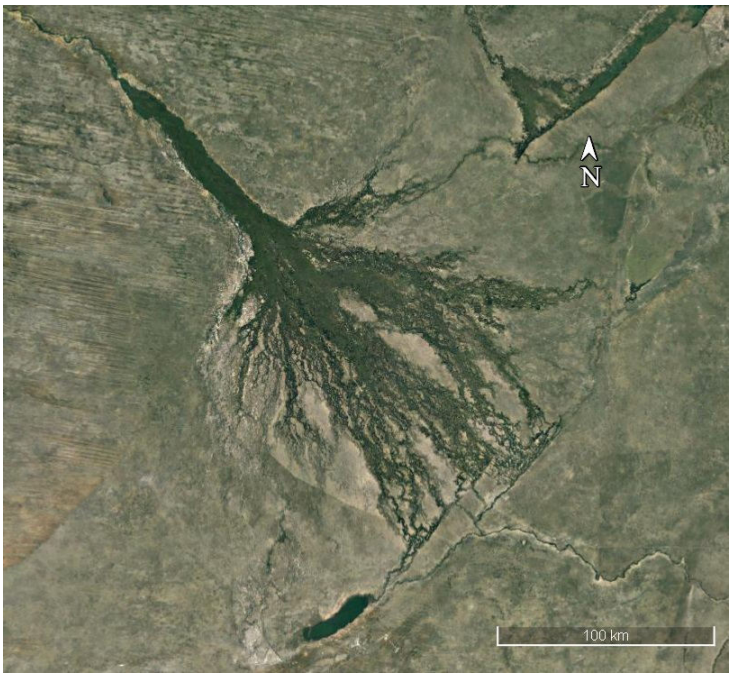


FIGURE 3.6 – Image satellite du delta de l'Okavango en Afrique. Ce delta se jette directement dans le désert du Kalahari

3.4 Etude des vallées dans Terra Sabaea

Mars présente à sa surface des morphologies de vallées. Tout comme le delta de l'Okavango, les caractéristiques morphologiques et géométriques de ces vallées peuvent nous donner des informations sur leurs mécanismes de formation. Ces mécanismes de formation dépendent de l'agent érosif qui a formé les vallées. En déterminant l'agent érosif et les interactions des morphologies entre elles, il est possible de remonter au climat, ou du moins d'avoir une idée de conditions climatiques régionales de l'époque où elles se sont formées (Fig.3.7). Si les paramètres morphométriques indiquent que les vallées sont fluviatiles, alors le climat aurait une tendance régionale chaude c'est-à-dire là où l'eau liquide peut être stable à la surface. A l'inverse, si elles sont glaciaires, le climat serait plutôt froid avec de la glace à l'état solide. Dans cette partie, il sera question de détailler chaque étape de l'analyse morphométrique des vallées martiennes établie grâce aux paramètres listés de la bibliographie terrestre. Cette analyse morphométrique permet de créer une base de données qui nous servira de base de comparaison avec des vallées terrestres, mais également avec des vallées martiennes récentes dont les processus de formation sont connus.

3.4.1 Données utilisées

L'ensemble des missions autour et sur la surface de Mars, nous permet d'avoir accès à un vaste jeu de donnée nous permettant d'en apprendre plus sur la planète rouge. De l'échelle globale à l'échelle du minéral,

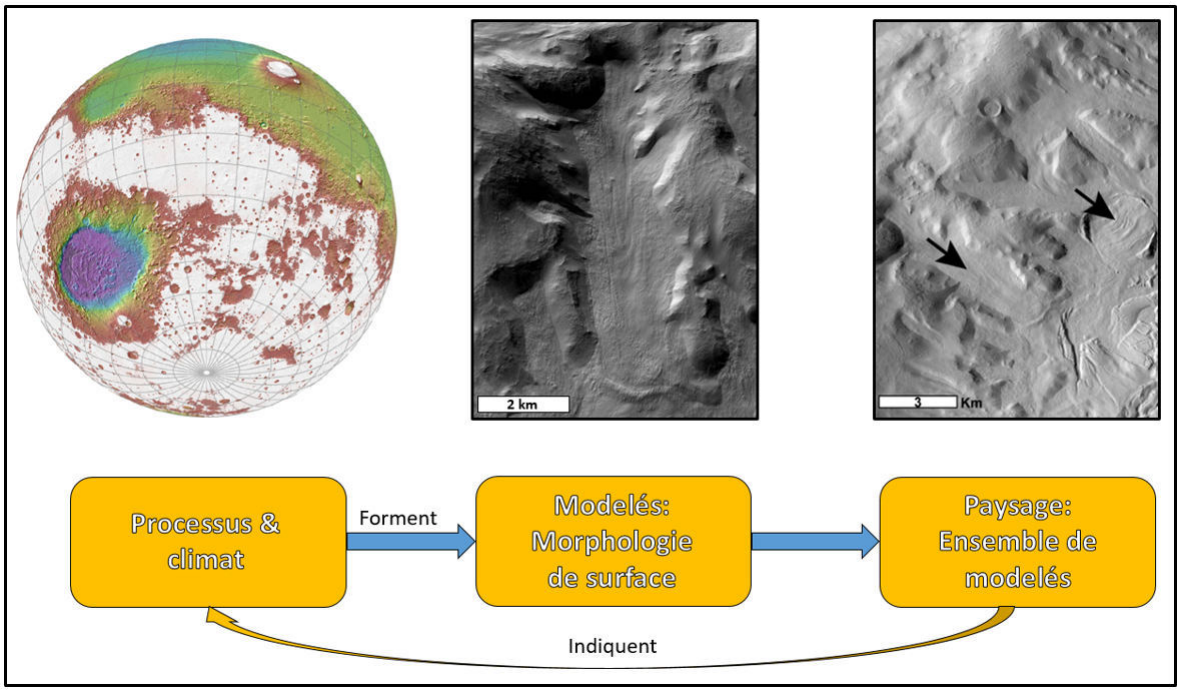


FIGURE 3.7 – Schéma montrant la relation entre le climat et la formation de modelés.

ces différents jeux de données permettent des études de précision et ceux à toutes les échelles. Au cours de cette thèse, les données d'imagerie et de topographie ont été majoritairement utilisées afin d'étudier avec le plus de précision possible les morphologies de vallées.

3.4.1.1 Imagerie de haute résolution : images Context Camera (CTX)

Depuis la mission Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), en orbite depuis 2006, il est possible d'obtenir des images de très haute résolution de la surface martienne dans une grande partie du visible (500 à 700 nm). La sonde MRO est en orbite quasi circulaire et quasi polaire autour de Mars offrant une résolution constante d'environ 6 m/pixel (Malin and Edgett, 2001). Chaque image de la caméra est d'une trentaine de kilomètres de large avec un champ visuel compris entre 5° et 7°. Les images CTX possèdent une couverture quasiment globale de la surface martienne permettant d'étudier des structures décamétriques à kilométriques avec une précision jamais égalée auparavant. En effet, avant la mission MRO, la mission Mars Odyssey a permis d'avoir la première couverture globale de la surface martienne en imagerie thermique grâce à la camera THEMIS (Thermal Emission Imaging System, Christensen et al. (2004)) embarquée sur l'orbiteur. Cette caméra a acquis plus de 15000 images d'une résolution de 18 m/pixel permettant de construire une mosaïque globale. Néanmoins, la résolution des images THEMIS ne convient pas pour une étude détaillée à l'échelle de la vallée (Fig.3.8). La caméra CTX n'est pas la seule caméra embarquée à bord de la sonde MRO, la caméra HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) permet d'acquérir des images, en couleur, de la surface de Mars avec une résolution encore inégalée allant jusqu'à 25 cm/pixel (Malin et al.,

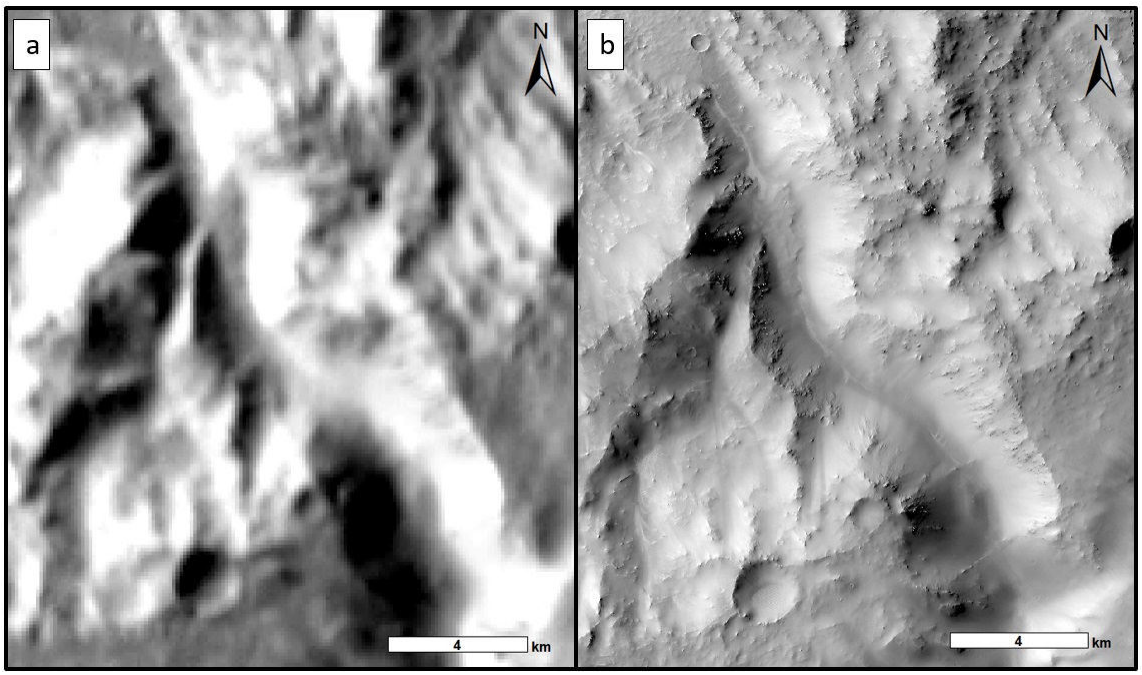


FIGURE 3.8 – Comparaison de la résolution des images (a) THEMIS (Thermal Emission Imaging System) et (b) CTX (Context camera)

2007). Cependant, les images offertes par cette caméra sont inadaptées pour notre étude. En effet, avec une largeur moyenne d'image de 3 kilomètres les images HiRISE ne recouvrent pas la totalité d'une vallée. De plus la distribution à l'échelle globale est très faible. Seulement 1% de la surface martienne est couverte par ce type d'image. Ainsi, de par leur répartition, homogénéité et résolution, les images CTX sont les données d'imageries idéales pour une étude de haute précision des vallées sur une grande zone, tel qu'il a été réalisé durant cette thèse.

3.4.1.2 Données topographiques de haute résolution : Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) et High Resolution Stereo Camera (HRSC)

En complément des données d'imagerie de haute résolution, des données topographiques sont nécessaires afin de compléter l'analyse morphométrique détaillée. Ces données sont accessibles grâce à deux instruments présents dans deux missions martiennes. (1) L'instrument MOLA de la mission Mars Global Surveyor a permis, entre 1997 et 2006, de mesurer, pour plus de 671 millions de points, le temps de propagation d'un laser infrarouge émis par la sonde puis réfléchi à la surface (Smith, 1999). Calculer ces temps de propagation des points laser a permis de reconstituer la topographie de la planète à l'échelle globale. En chaque point, la topographie à une erreur verticale de 3 mètres et 100 mètres horizontalement. L'extrapolation des millions de points de mesures a permis de construire un modèle numérique de terrain (MNT, Smith et al. (2001)) à l'échelle globale permettant de savoir l'altitude d'un point n'importe où sur la planète (Fig.3.9). La résolution

horizontale de ce MNT varie en fonction de la latitude du fait de l'orbite quasi polaire de la sonde, elle est d'environ 500 mètres proches de l'équateur et 2 kilomètres proches des pôles. Les points laser en eux-mêmes constituent les meilleures données altimétriques à la surface de Mars, malheureusement, l'orbite polaire de la sonde n'est pas adaptée aux mesures en section (perpendiculaire) que nous avons réalisée.

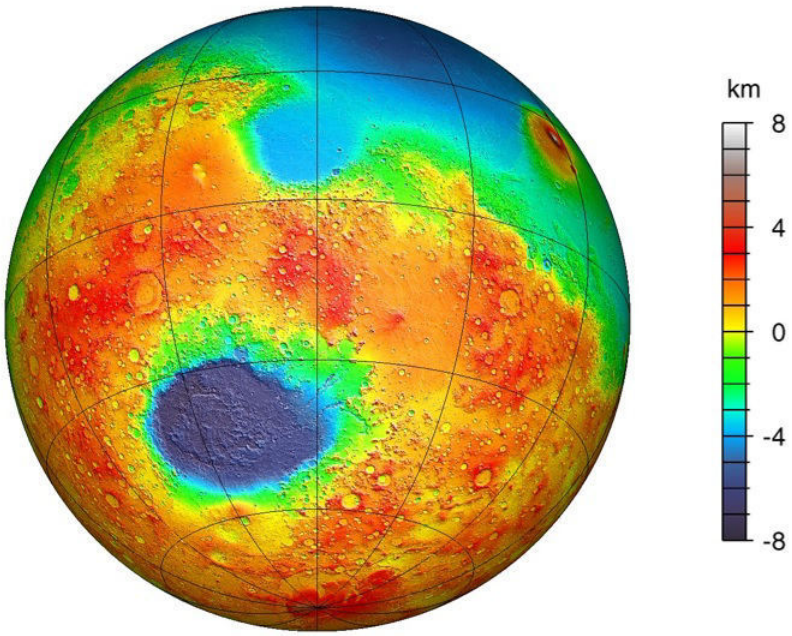


FIGURE 3.9 – Modèle numérique de terrain MOLA de la planète Mars.

(2) L'instrument HRSC de la mission Mars express de l'agence spatiale européenne (ESA) permet, depuis 2003, d'obtenir des images visibles de la surface de Mars. Cette caméra est constituée de 9 détecteurs qui permettent d'obtenir 9 images d'une même région sous 9 angles et longueurs d'onde différents. Ces images ont une résolution moyenne de 10 m/pixel (Gwinner et al., 2016). Par stéréoscopie, il a été possible de construire des MNT, à partir des 9 images prises par région. Ce sont ces MNT que nous avons utilisés afin d'obtenir les données géométriques des vallées. Malheureusement, même si 70% de la surface martienne est couverte par les données HRSC, la moitié de notre région d'étude n'est pas couverte. Ainsi les données MOLA et HRSC seront utilisées de manière complémentaire afin de contraindre au mieux la géométrie des vallées (Fig.3.10).

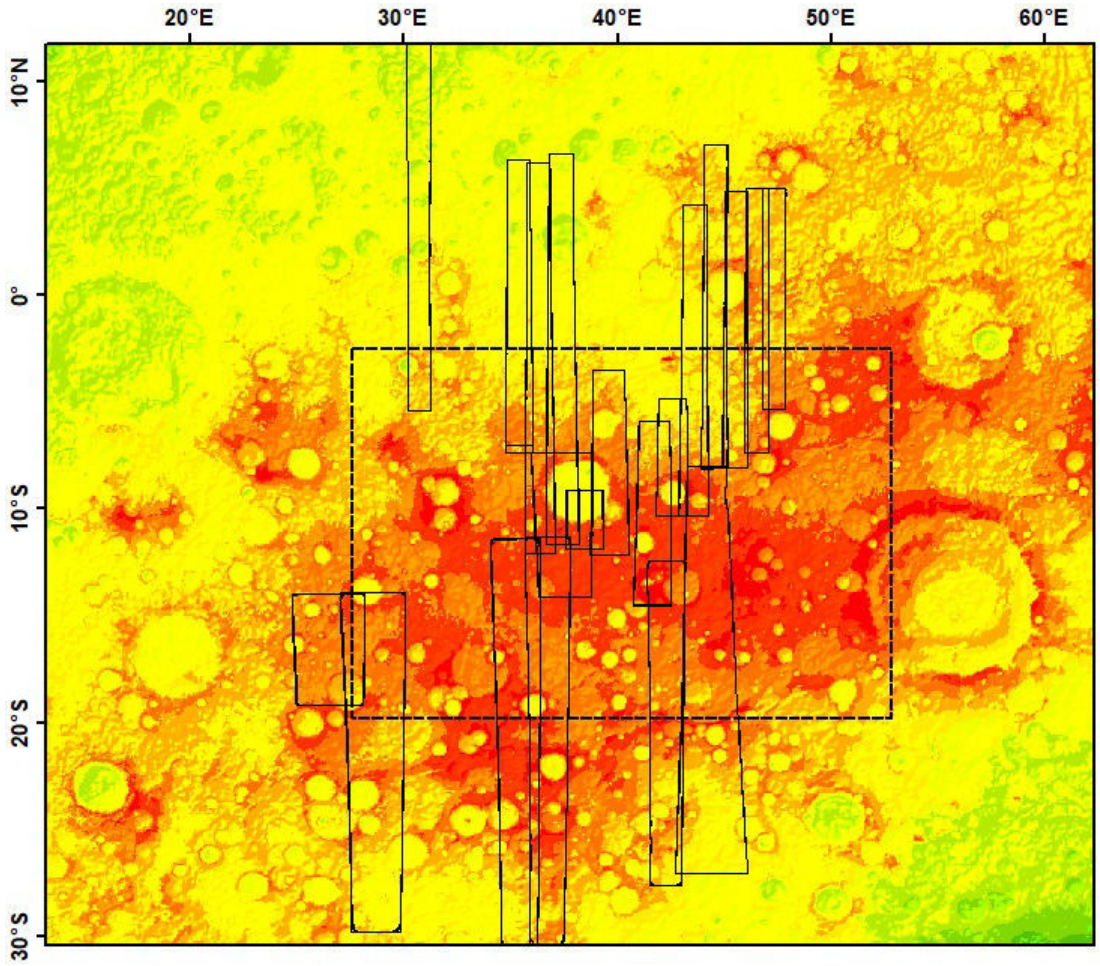


FIGURE 3.10 – Distribution des données HRSC (rectangle plein noir) dans notre zone d'étude délimitée par le rectangle pointillée. Le fond correspond à la topographie MOLA (même légende que fig.3.9) utilisé en complément lorsque les données HRSC ne sont pas disponibles.

3.4.2 Approche géomorphologique comparée : Terra Sabaea

Une fois la zone d'étude sélectionnée (Chapitre II, section 2.5), la première étape est de regarder attentivement les terrains de Terra Sabaea à la recherche de modelés, de morphologies ou de structures qui semblent se démarquer des morphologies connues à ce jour. Le logiciel Google Mars est le candidat idéal pour cette étape puisqu'il permet un aperçu rapide de la surface martienne tout en nous donnant la possibilité de jongler avec différents jeux de données tels que certaines CTX ou encore la MOLA. Cette étape préliminaire est primordiale afin de faire une analyse détaillée, et ce pour plusieurs raisons. (1) Observer les terrains de Terra Sabaea permet de se faire l'œil avec l'éventail très varié de morphologies présentes dans cette région. Même si cette donnée n'est pas quantifiable, l'œil du géomorphologue est un aspect très important dans les procédés d'exploration de surface planétaire. (2) Cette étape permet également de se familiariser avec les morphologies

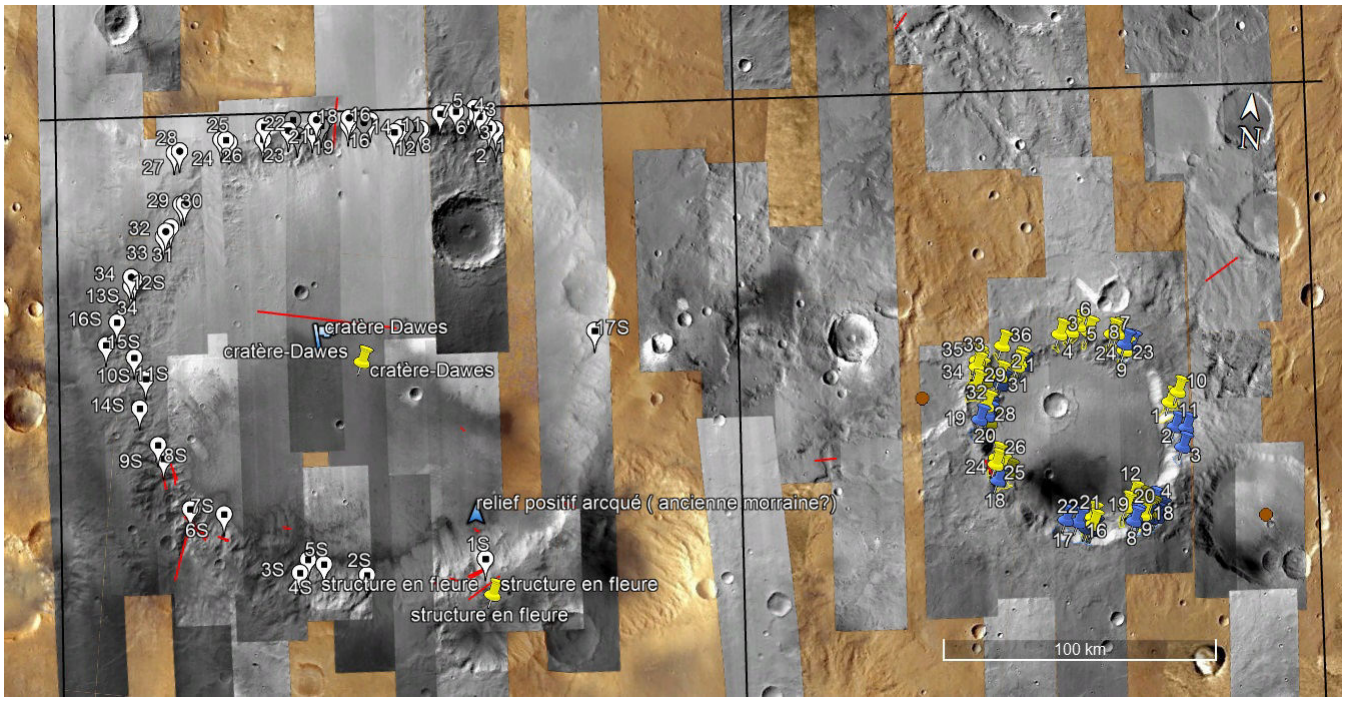


FIGURE 3.11 – Exemple d'exploration sous Google Mars.

déjà identifiées dans la zone telles que les réseaux de vallées (Hynek et al., 2010), les "open-basin lakes" (Fassett and Head, 2008c) ou encore les structures tectoniques (Ruj et al., 2017). (3) Même si les processus ne sont pas connus, cette étape permet de voir les liens et interactions à grande échelle des morphologies entre elles. (4) Elle permet de faire un premier repérage rapide des morphologies qui seront étudiées par la suite du point de vue morphologique et géométrique grâce aux jeux de données disponibles (Fig.3.11).

Après plusieurs mois d'exploration de la région, des morphologies sont vite apparues pour être des candidats pour une étude plus détaillée et plus approfondie. Cette région contient une forte densité de vallées cartographiées par Hynek et al. (2010) comme des "valley networks", mais sur les remparts de la majorité des gros cratères de Terra Sabaea ($>$ 30 km) des morphologies de vallées ont une morphologie bien distincte des valley networks (Fig.3.12). Certaines d'entre elles ont été cartographiées, mais une grande partie ne l'ont pas été, certainement due à la résolution des images THEMIS utilisée par Hynek et al. (2010). Ces vallées semblent beaucoup plus courtes, plus rectilignes et moins ramifiées que les valley networks. Ces vallées commencent en amont, pour la plupart, par un ou plusieurs creux topographiques que nous appellerons tête de vallées (Fig.3.12b). Ces différences morphologiques, leur forte densité dans les cratères d'impact et le fait qu'elles n'ont, pour la plupart, pas été cartographiées nous a incités à réaliser une analyse morphométrique plus détaillée.

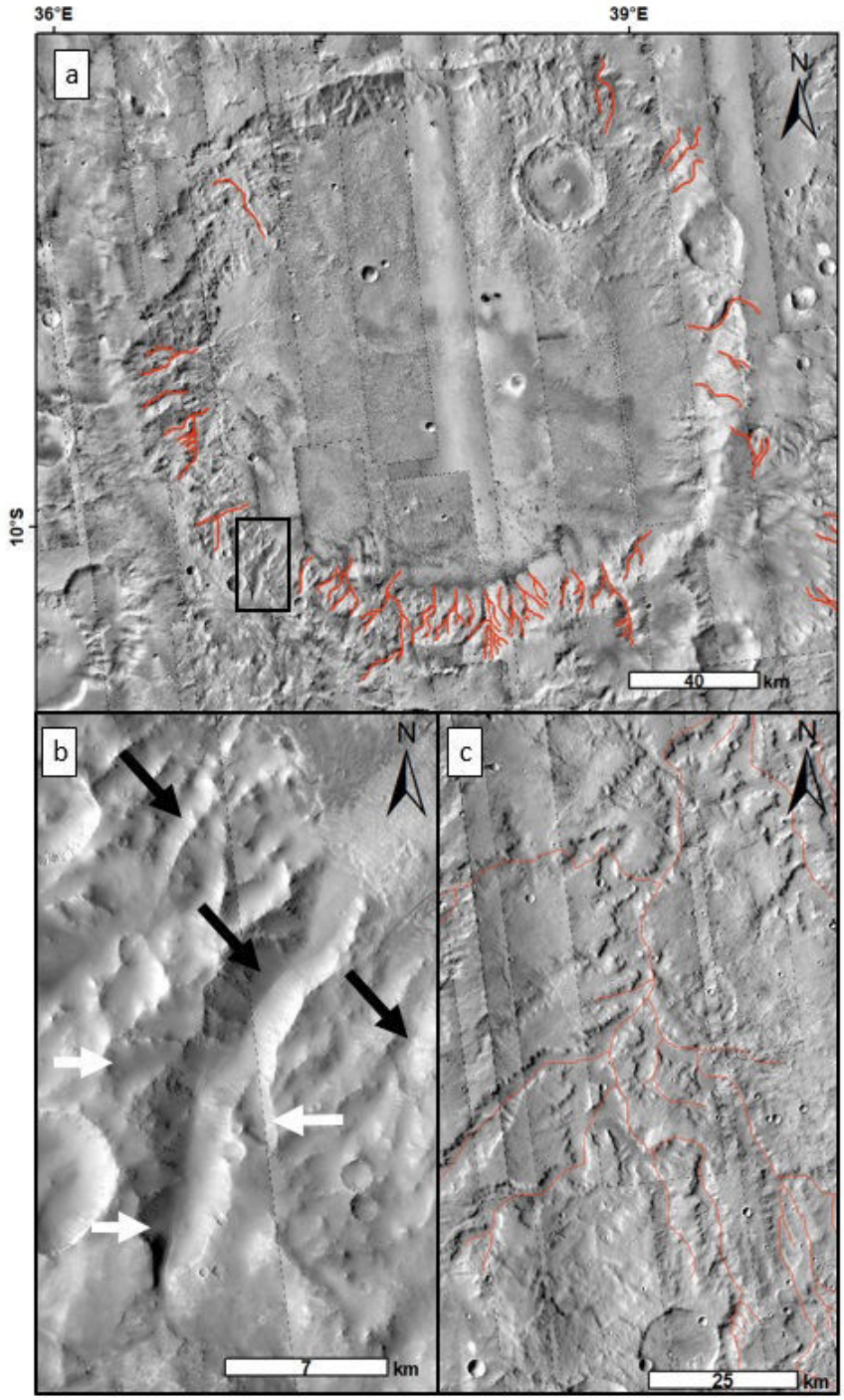


FIGURE 3.12 – Exemple d'images CTX de morphologies étudiées. (a) Cratère Dawes, il est possible d'observer des morphologies de vallées sur les remparts du cratère. Certaines d'entre elles ont été cartographiées, en rouge, par Hynek et al. (2010) mais des vallées ne l'ont pas été (b) Zoom montrant des vallées (flèche noire) et têtes de vallées (flèche blanche) non cartographiées. (c) Exemple de valley network classique cartographié par Hynek et al. (2010). D'un point de vue morphologique ces vallées sont plus longues, avec de nombreuses ramifications et s'étendent sur de plus grandes surfaces que les vallées non cartographiées.

3.4.3 Notice de l'analyse morphométrique : les vallées

L'analyse morphométrique permet de constituer une importante base de données géométriques et morphologiques qui servira par la suite pour la comparaison avec des bases de données de vallées connues. De ce fait, afin que la base de données soit la plus cohérente possible et que les paramètres soient comparables entre eux, des critères rigoureux et applicables à l'ensemble des vallées doivent être établis. Nous allons au cours de cette section détailler de A à Z l'ensemble des mesures, calculs, extractions et paramètres pour réaliser l'analyse morphométrique systématique d'une vallée. L'ensemble des étapes suivantes sont réalisées en utilisant conjointement le logiciel de système d'information géographique (SIG) ArcGIS et le logiciel de tableur Excel pour les calculs.

3.4.3.1 Travail préliminaire : géoréférencement et création de cartes

Bien que Google Mars nous permette de faire un repérage des vallées, il ne nous permet pas de réaliser l'ensemble des mesures nécessaire de l'analyse morphométrique. Pour y parvenir, il faut passer par le logiciel ArcGIS qui permet un traitement efficace et rapide des données morphologiques et géométriques. La première étape est de télécharger les données que nous allons utiliser, à savoir les images CTX, les données topographiques HRSC et la carte MOLA. Les données sont disponibles gratuitement sur le site : https ://ode.rsl.wustl.edu/mars/. Un total de 883 images CTX et 23 MNT HRSC ont été nécessaires à la réalisation de cette thèse (la liste des données est disponible en annexe). Afin de pouvoir extraire les valeurs des paramètres mesurés, il est important de s'assurer que les données soient bien géoréférencées. C'est-à-dire, vérifier si les données contenues dans les différentes couches de données, appelé raster, soient bien dans le référentiel martien. Les différents systèmes de coordonnées projetées choisi, résumé dans le tableau 3.1 permettent d'éviter les distorsions dues aux projections et donc de limiter les incertitudes. Il est primordial de vérifier pour toute nouvelle donnée téléchargée qu'elle soit bien géoréférencée.

Jeu de donnée	Géoréférencement
CTX	SimpleCylindrical_Mars
HRSC	SINUSOIDAL_MARS
MOLA	Mars2000_ECylindrical_Clon0

TABLE 3.1 – Systèmes de coordonnées projetées utilisés pour chaque jeu de données.

L'étape suivante de ce travail préliminaire consiste à la création de cartes à partir des données de topographie. Ceci est possible grâce à la "Toolbox" (boîte à outils) Spatial analyst du logiciel ArcGIS. En implémentant les données topographiques du raster MOLA ou HRSC, en fonction des besoins, ArcGIS est capable de réaliser des cartes de pentes (outil slope), des ombrages (outil hillshade) et les isolignes (outil contour) qui nous seront utiles pour l'extraction des données.

3.4.3.2 Contour des vallées : tracer le polygone

Après avoir repéré les vallées où l'analyse morphométrique va être réalisée, l'étape suivante est de délimiter les contours des vallées. Pour ce faire, il faut tracer un polygone qui suit le plus précisément possible les crêtes de la vallée (Fig.3.13). Tout comme sur Terre, nous avons décidé de tracer le contour de la vallée en suivant

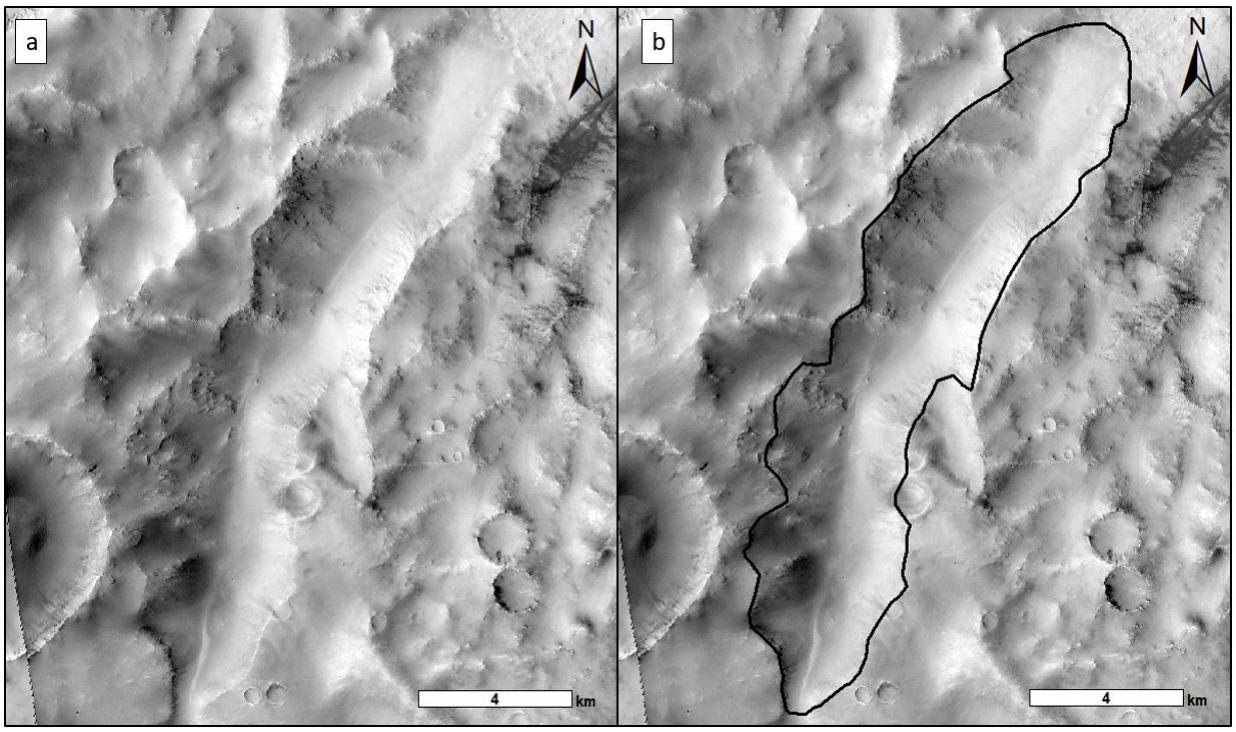


FIGURE 3.13 – Délimitation des contours de la vallée

les crêtes. Ces crêtes doivent être continues et relativement bien préservées sur plusieurs centaines de mètres. Nous avons arrêté le tracé du polygone lorsque l'on ne peut plus suivre ces crêtes. Lorsque la vallée a plusieurs ramifications, chaque ramification est traitée comme une seule et unique vallée. Il peut arriver que les crêtes de la vallée ne soient pas continues ou qu'elles soient érodées, dans ce cas, il s'agira d'extrapoler la crête tout en suivant la morphologie globale de la vallée. Néanmoins une extrapolation est applicable uniquement lorsque la crête est absente sur quelques dizaines de mètres maximum afin de limiter au mieux les extrapolations abusives qui fausseraient les résultats. Le polygone ainsi tracé correspond à une couche appelée shapefile qui contient le fichier de forme du polygone et qui va nous permettre d'extraire différentes informations.

3.4.3.3 Extraction des données via le polygone : aire de drainage, pente et altitude

Le logiciel ArcGIS permet, par l'intermédiaire de différents outils, d'extraire des valeurs numériques à partir du shapefile polygone préalablement tracé. En effet, la Toolboox Spatial analyst contient un outil appelé Extraction. Cet outil permet d'extraire la valeur de l'ensemble des pixels au sein d'un polygone afin d'obtenir les valeurs maximum, minimum et moyenne du jeu de données désiré (Fig.3.14). Il est donc ainsi possible d'extraire la pente moyenne (°), l'altitude moyenne (m) et la surface comprise dans le polygone de la vallée qui correspond à la surface de drainage (m^2). Si besoin est, il est possible d'extraire une valeur ponctuelle de pixel pour la pente et l'altitude.

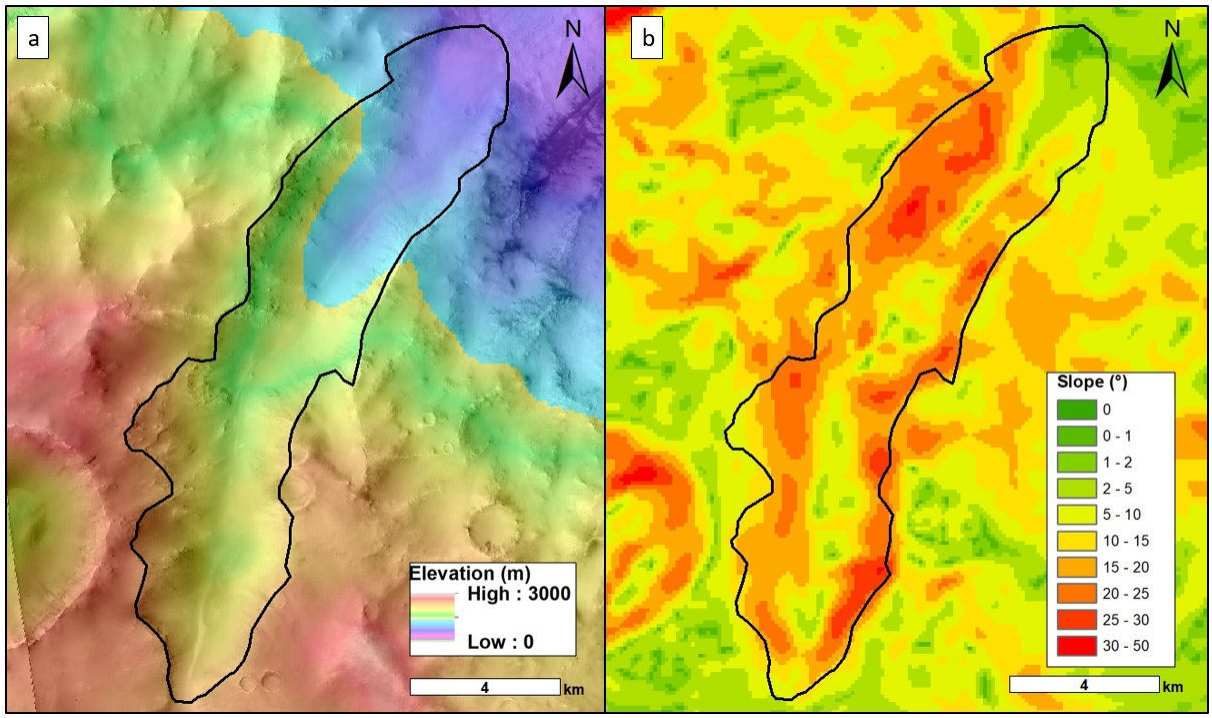


FIGURE 3.14 – Extraction de (a) l'altitude moyenne de la vallée et (b) de la pente moyenne de la vallée par l'intermédiaire des cartes préalablement construite.

3.4.3.4 Longueur et largeur de la vallée

La longueur et la largeur de la vallée sont des paramètres géométriques essentiels puisqu'ils nous fournissent un premier aperçu de la tendance géométrique de la vallée. Afin d'aboutir à l'extraction de ces données, il faut créer 11 nouveaux shapefile. Parmi eux, un est dédié à la longueur, et les dix autres sont consacrés aux largeurs. La première étape est donc de mesurer la longueur de la vallée en traçant une ligne allant d'amont en aval. Cette ligne doit suivre la ligne de plus basse altitude de la vallée et doit être sub-parrallèle aux lignes de crêtes (Fig.3.15a). Puis il faut la diviser en 4 segments de même longueur. La jonction de ces segments est délimitée par les 5 points de couleurs correspondant respectivement à 100% (amont, en bleu), 75% (en rose), 50% (en rouge), 25% (en vert) et 0% (aval, en jaune) de la longueur de la vallée. Et c'est au niveau de ces points que 5 mesures de largeur de vallée seront mesurées. Les mesures de paramètres doivent être réalisées par section, c'est-à-dire que les différentes lignes de largeurs doivent être perpendiculaires à la ligne de longueur (Fig.3.15b). Puis, lorsque l'ensemble des traits ont été tracés, il suffit d'extraire les valeurs de largeurs d'ArcGIS. Nous avons choisi de mesurer 5 largeurs tout au long de la vallée. Cette valeur semble être un bon compromis, car elle permet d'avoir une estimation de l'évolution de la largeur de la vallée en fonction de la longueur tout en restant le moins chronophage possible. L'analyse morphométrique étant réalisée sur

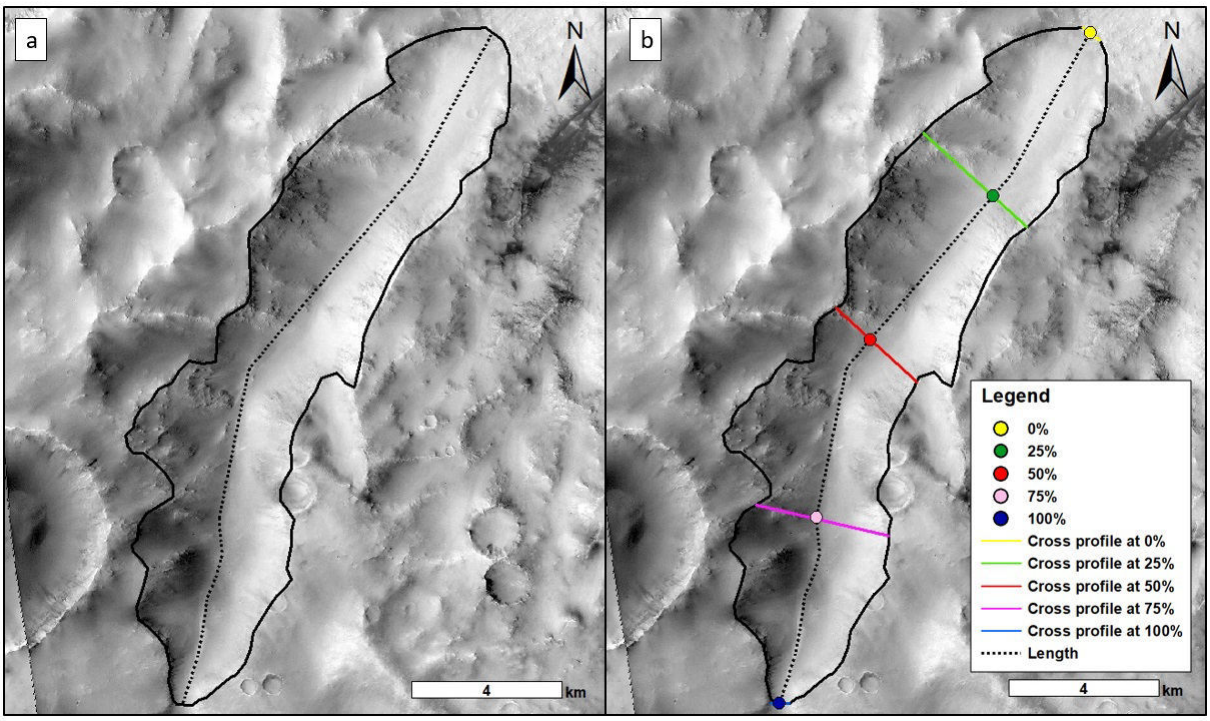


FIGURE 3.15 – Extraction de (a) la longueur de la vallée et (b) des 5 largeurs.

une vaste zone, en effet la zone d'étude dans Terra Sabaea correspond à 1.05% de la surface martienne, le critère du temps de mesure a dû être pris en compte lors de la création de cette méthode.

3.4.3.5 Extraction des profils topographiques et aire d'une tranche de vallée

Les 5 mesures de largeurs nous permettent d'extraire 5 profils topographiques transversaux correspondant respectivement aux 5 sections de vallées. Les profils topographiques sont extraits en suivant la ligne utilisée pour mesurer les largeurs. Ces profils doivent être perpendiculaires à la ligne de longueur et doivent traverser les deux crêtes de la vallée. En traçant ces profils, le logiciel ArcGIS est capable de donner la valeur altitudinale de chaque pixel traversé par cette ligne. Le résultat est donné sous forme de tableau qu'il faut ensuite extraire dans le logiciel Excel afin de pouvoir tracer et retravailler le profil topographique. Ainsi en réalisant cette manipulation sur les 5 profils de largeurs, il est possible d'obtenir 5 profils topographiques transversaux qui nous permettent de voir l'évolution de la forme de la section de la vallée en fonction de la longueur (Fig.3.16).

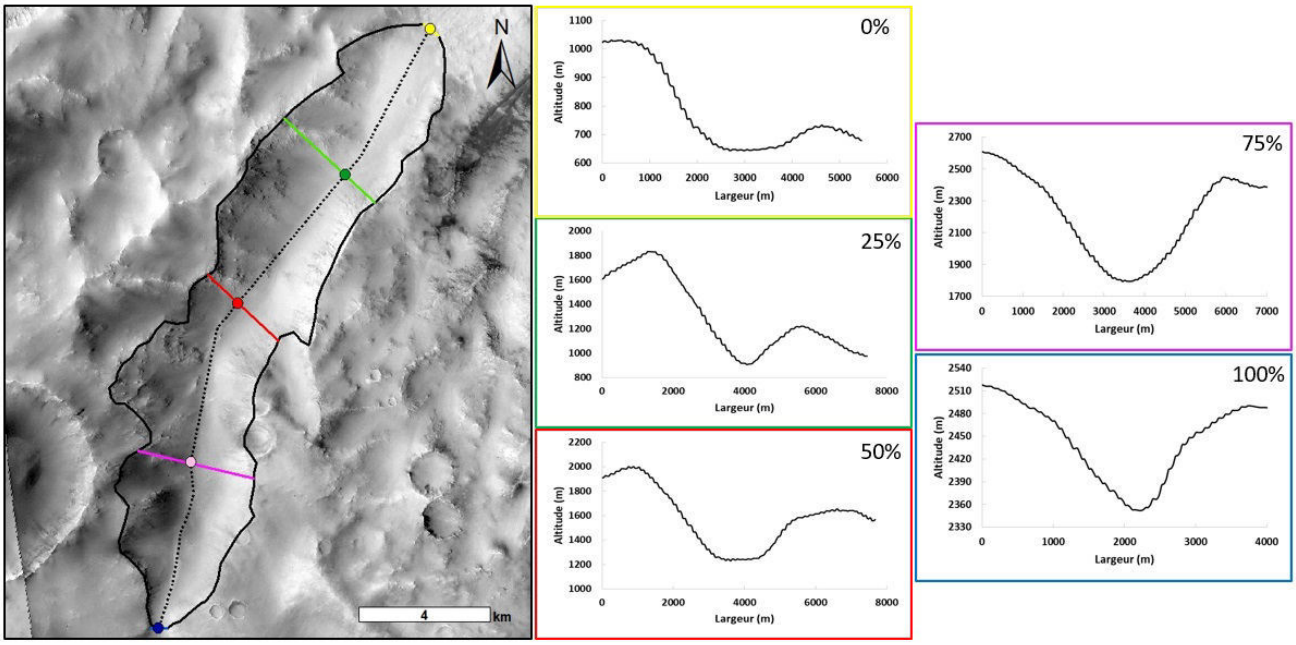


FIGURE 3.16 – Extraction des profils topographiques en fonction de la longueur de la vallée d'amont (100%) en aval (0%)

L'extraction de ces profils nous permet également de calculer l'aire de la section de la vallée qui est un paramètre important. En effet, les variations de cette aire nous donnent des indications sur l'origine érosive de la vallée. Aucun profil de vallée ne se ressemble, certain profils sont symétriques et d'autres non, ainsi afin d'être cohérent dans nos calculs, nous avons choisi de calculer l'aire minimum de chaque section de vallée, c'est-à-dire calculer cette aire à partir de la crête la plus basse. L'aire de la section des vallées est calculée en utilisant la méthode des rectangles qui consiste à approximer une aire en calculant l'aire de chaque rectangle compris dans la section de vallée (Fig.3.17). L'aire de chaque rectangle est donnée par la résolution du raster HRSC ou MOLA, c'est à dire par la différence de valeur altitudinale de chaque pixel et la distance horizontale entre deux pixels qui est en moyenne de 30 mètres pour les données HRSC et de 450 mètres pour les données MOLA. Ainsi pour calculer l'aire de la section de la vallée il faut calculer l'aire inférieure (A_{inf}) de chaque rectangle (3.1) et l'aire supérieure (A_{sup}) en utilisant (3.2). Pour obtenir l'aire totale de la section de vallée il suffit de sommer puis de moyenner les aires inférieures et les aires supérieures de l'ensemble des rectangles. Cette étape est la plus longue de l'analyse morphométrique puisqu'il faut pour chaque profil extrait déterminer manuellement le point qui nous servira de référence pour calculer l'aire minimum de la vallée. Néanmoins, elle nous permet d'obtenir 5 mesures d'aires de section de vallée ce qui permet de quantifier son évolution par rapport à sa longueur

$$A_{inf} = (H_{imax} - H_i) * (w_{i+1} - w_i) \tag{3.1}$$

$$A_{sup} = (H_{imax} - H_{i+1}) * (w_{i+1} - w_i) \tag{3.2}$$

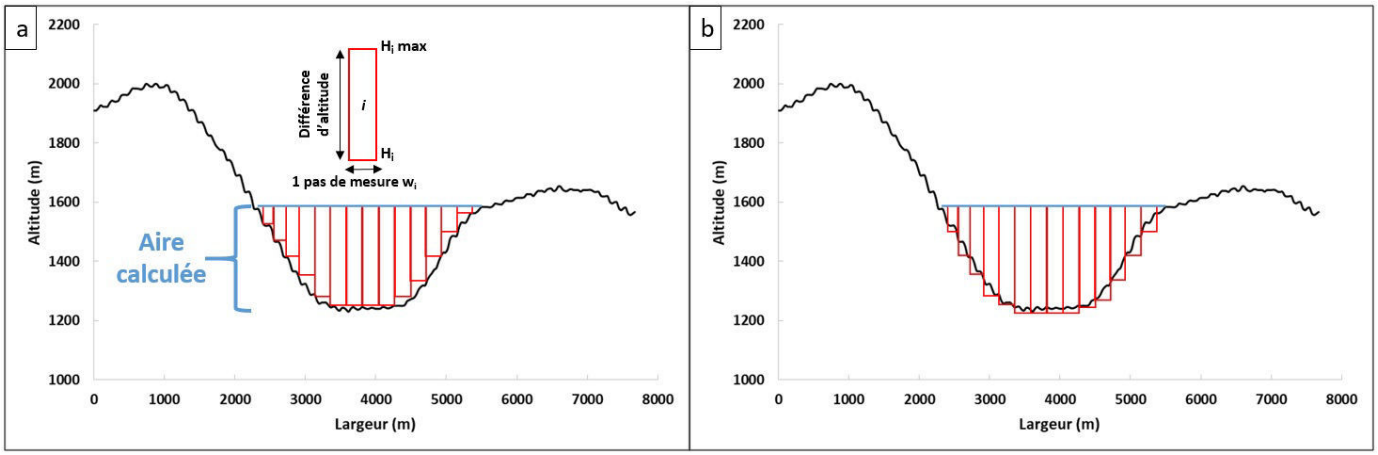


FIGURE 3.17 – Explication schématique de la méthode des rectangles (a) calcul de l'aire inférieure et (b) calcul de l'aire supérieure.

3.4.3.6 Profondeur et V-index à partir des profils topographiques

Comme indiqué précédemment, la forme de la vallée, à savoir en U ou en V, est sur Terre un paramètre important pour identifier l'agent érosif à l'origine de la vallée. Néanmoins sur Mars, ce critère peut être faussé pour plusieurs raisons : (1) la résolution des données topographiques et plus particulièrement celle des données MOLA, peut être limitante et causer de biais sur l'interprétation du profil obtenu. (2) Les terrains de Terra Sabaea sont des terrains très anciens datés du Noachien, ainsi du matériel de dépôt a pu se déposer dans le fond de la vallée et donc changer la forme de son profil transverse. En effet une vallée en V, d'origine fluviatile peut-être remplie par du matériel et avoir un aspect en U, ce qui fausse donc l'interprétation quant à l'agent érosif à l'origine de cette vallée. Ainsi, pour éviter ce biais, nous avons calculé le V-index. Le V-index est un moyen de quantifier la forme d'une vallée (Zimmer and Gabet, 2018). Cet index est calculé en mesurant le rapport entre l'aire de la section de la vallée A_x (calculé précédemment) et l'aire de la section de la même vallée possédant une forme en V idéale A_i, c'est à dire avec la même largeur et même profondeur en utilisant (3.3) (Fig.3.18). Lorsque l'index est inférieur à 0 la vallée à un profil en V et lorsqu'il est supérieur à 0 la vallée à un profil en U.

$$V - index = (A_x/A_i) - 1 \tag{3.3}$$

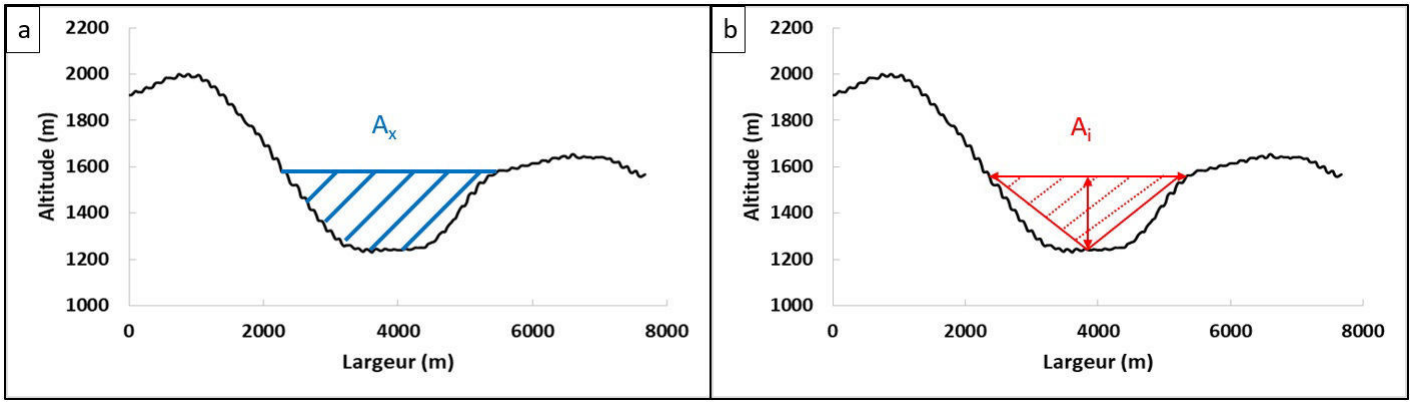


FIGURE 3.18 – Calcul du V-index (a) Ax correspond à l'aire de la tranche de vallée calculée et (b) Ai correspond à l'aire de la tranche de la même vallée avec une forme un V idéale (Zimmer and Gabet, 2018).

Ce V-index est calculé pour les 5 sections de vallée allant de 100% à 0% ce qui nous permet d'avoir l'évolution de la forme de la vallée en fonction de la longueur. De plus, le calcul du V-index nous permet d'extraire la profondeur de la vallée en ces 5 points, si besoin est, il est possible d'extraire la valeur moyenne de profondeur de la vallée grâce à l'outil "extract by mask" par le polygone de la vallée.

3.4.3.7 Base de données

Une quinzaine de minutes est nécessaire afin de réaliser toutes ces étapes. Ainsi il est possible d'obtenir par vallée 28 paramètres morphométriques qui sont importants pour caractériser l'évolution morphométrique d'une vallée et pour comparer les tendances et géométries d'une vallée par rapport à d'autres vallées dont l'origine est connue (Tableau 3.2).

Longueur (m)	Surface (m²)	Largeur (m)						Profondeur (m)					
		0%	*25%*	*50%*	*75%*	*100%*	*Moyenne*	*0%*	*25%*	*50%*	*75%*	*100%*	*Moyenne*
50984.18	158148838	984	2067	4503	2593	737	2176.8	108.0556	88.1167	139.7226	98.0071	107.61	108.3024
Altitude (m)	**Pente (°)**	**Aire de la tranche vallée (m²)**						**V-index**					
		0%	*25%*	*50%*	*75%*	*100%*	*Moyenne*	*0%*	*25%*	*50%*	*75%*	*100%*	*Moyenne*
2910.0	3.1	298397.1	155719.3	564288.0	124628.6	268758.0	282358.2	0.03	0.13	0.03	-0.05	0.12	0.05

TABLE 3.2 – Tableau final des valeurs exploitables pour l'analyse morphométrique d'une vallée

3.4.4 Notice de l'analyse morphométrique : les têtes de vallées

L'analyse morphométrique sur les têtes de vallées se réalise également sous ArcGIS en utilisant les mêmes données d'imageries (CTX) et topographiques (HRSC/MOLA). De la même manière que pour les vallées, des paramètres et critères précis et rigoureux sont utilisés afin que la base de données pour les têtes de vallées soit cohérente et comparable avec d'autres bases de données.

3.4.4.1 Contour des têtes de vallées : tracer le polygone

La première étape dans l'acquisition des mesures des têtes de vallées est de délimiter le contour de cette

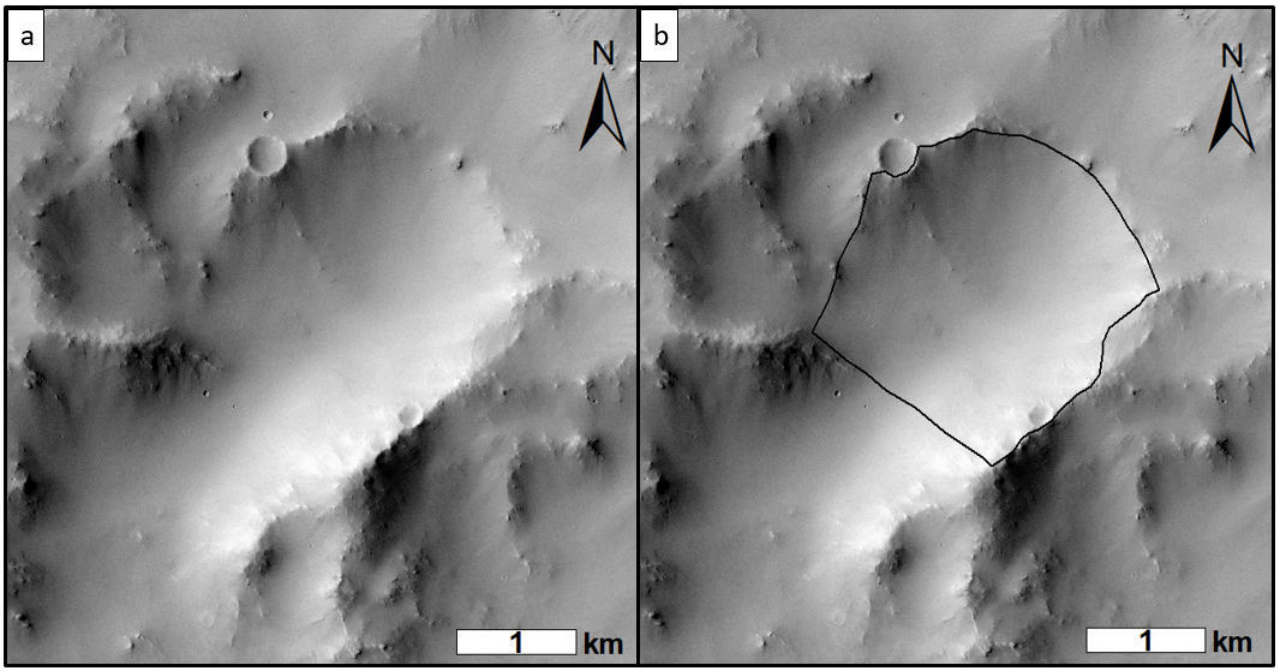


FIGURE 3.19 – Délimitation des contours d'une tête de vallée.

dernière. Il a été choisi de délimiter une tête de vallée tant qu'il est possible de suivre ses crêtes, de manière continue sur plusieurs centaines de mètres et s'ils forment une dépression en amont ou à proximité d'une vallée. Lorsque la crête est érodée, il s'agira d'extrapoler ces contours tant que cela n'excède pas quelques dizaines de mètres (Fig.3.19). Le shapefile ainsi créé permet d'extraire différentes informations par rapport aux cartes préalablement créées.

3.4.4.2 Extraction des données via le polygone : pente et altitude

L'extraction des données de pentes et d'altitudes pour les têtes de vallées se fait de la même manière que pour les vallées, c'est-à-dire grâce à l'outil "extract by mask". Il est ainsi possible d'extraire la différence d'altitude (H en mètre) entre le point le plus haut et le point le bas du cirque grâce aux données topographiques et la pente moyenne.

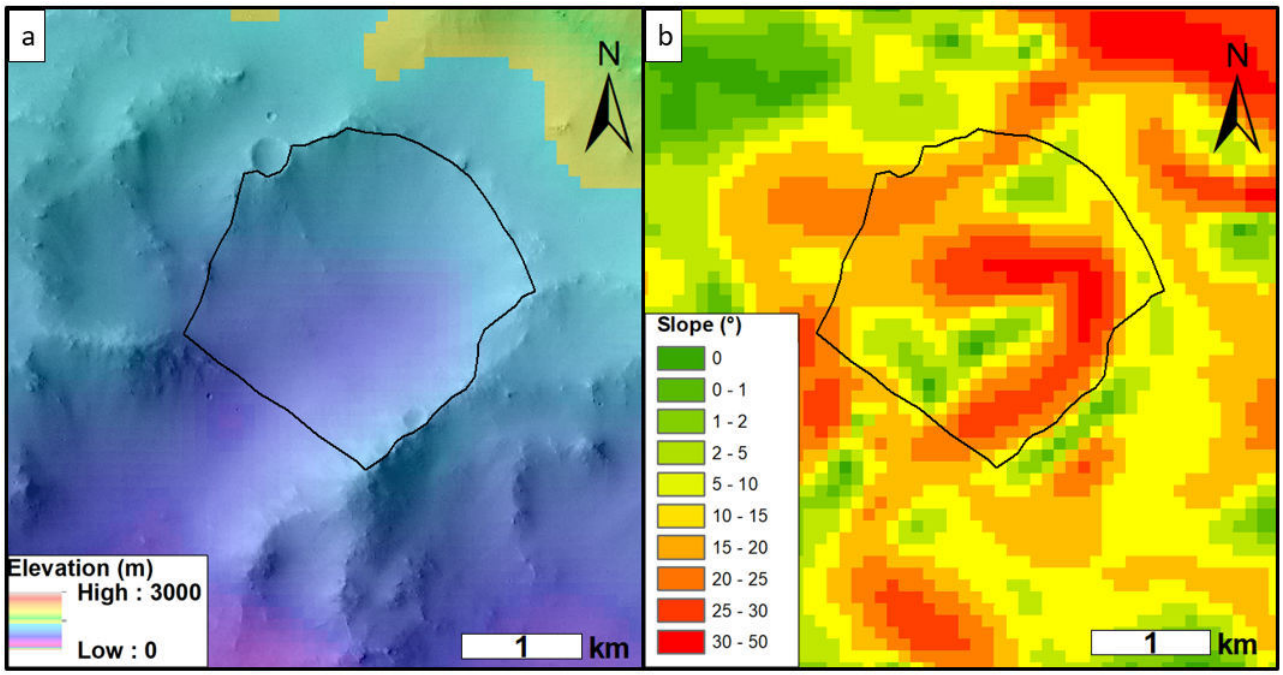


FIGURE 3.20 – Extraction des valeurs (a) d'altitude et (b) de pente pour une tête de vallée

3.4.4.3 Mesure de la longueur, largeur, amplitude et extraction du profil topographique

Les valeurs de longueur (L en mètres) et de largeur (W en mètres) sont extraites par section. La longueur et la largeur, qui suivent respectivement la ligne de plus grande distance, doivent être perpendiculaires entre elles (Fig.3.21). Puis le profil topographique est extrait en traçant un profil le long de la ligne de longueur. De la même manière que pour les vallées, le logiciel ArcGIS extrait l'ensemble des valeurs altitudinales de chaque pixel traversé par le profil. Les résultats sont donnés sous forme de tableau qu'il faut ensuite extraire sous Excel pour tracer et retravailler le profil topographique. De ce profil, il est possible d'extraire l'amplitude (A en mètres) de la tête de vallée, c'est à dire la différence d'altitude entre le plus haut et le point le plus bas en suivant la ligne de longueur (à ne pas confondre avec la différence d'altitude H qui elle prend en compte toute la tête de vallée).

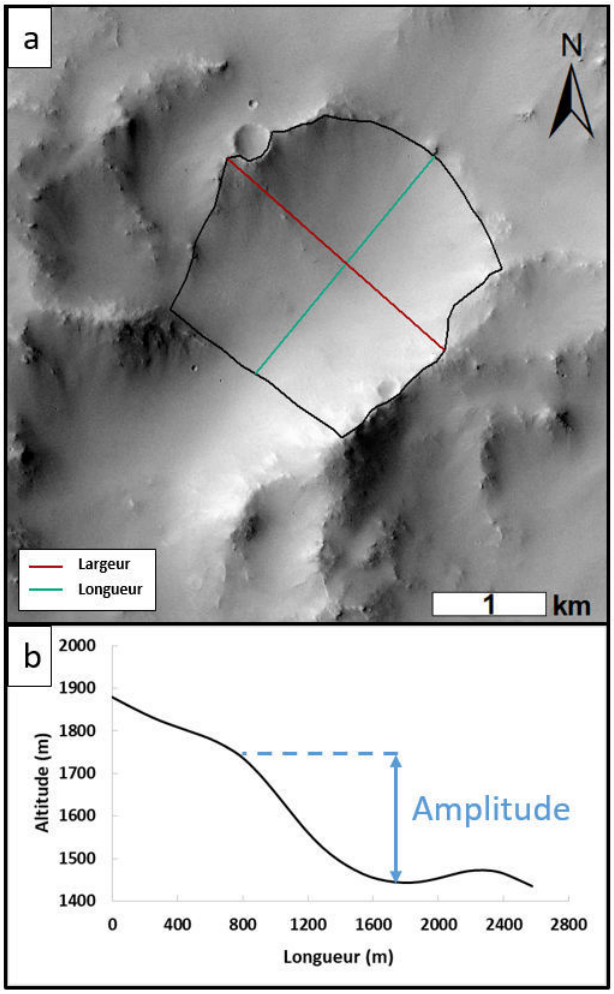


FIGURE 3.21 – Mesures sur un cirque (a) Longueur et largeur (b) profil topographique associé en suivant la ligne de longueur.

3.4.4.4 Calcul de la taille et du gradient axial d'une tête de vallée

L'ensemble des paramètres préalablement extrait nous permet de calculer des facteurs tels que la taille de la tête de vallée (S en mètre) ou encore le gradient axial (Axgrad en degré) qui approxime la pente de surface de la tête de vallée. Ils se calculent en utilisant respectivement les équations (3.4) et (3.5).

$$S = \sqrt[3]{LWH} \tag{3.4}$$

$$Axgrad = arctan(\frac{A}{L}) \tag{3.5}$$

3.4.4.5 Base de données

L'ensemble des mesures réalisé dans les étapes précédentes nous permet de construire une base de données avec 6 paramètres géométriques et un profil topographique pour chaque tête de vallée. Il faut compter environ cinq minutes pour mener à bien l'analyse morphométrique pour une tête de vallée (Tableau 3.3). Les incertitudes relatives aux mesures seront discutées dans le Chapitre IV, partie 2, section 4.15.1.

Longueur (m)	Largeur (m)	Amplitude (m)	Différence d'altitude (m)	Gradiant axial (°)	Taille (m)
1033	1359	363	394	19.36	821

TABLE 3.3 – Tableau final des valeurs exploitables pour l'analyse morphométrique des têtes de vallées.

3.4.5 Etendue de l'analyse morphométrique

L'analyse morphométrique précédemment décrite a été réalisée dans neuf zones de Terra Sabaea (Fig.3.22). Ces zones ont été repérées suite à l'étape décrite dans la section 4.2, elles se démarquent par leurs densités élevées de morphologie de vallée. Il est possible de retrouver des morphologies de vallées et têtes de vallées dans différents types de relief. (1) Les cratères d'impact (zones a, b, d, e, f ; Fig.3.22 ; Fig.3.23). Les vallées sont uniquement présentes sur les remparts et s'arrêtent lorsqu'elles atteignent le fond du cratère. La plupart des vallées dans les cratères sont surmontées par une ou plusieurs têtes de vallées. (2) Les plaines inter-cratères (Zones g, h et i ; Fig.3.22 ; Fig.3.23). Ces régions présentent un éventail de morphologies différentes de vallées qui sont soient courtes, longues, ramifiées, simples, avec ou sans têtes de vallées. Elles démarrent néanmoins toutes des plus hautes altitudes. (3) Relief positif (Zone c ; Fig.3.22 ; Fig.3.23) : relief positif présentant des morphologies de vallées partant du sommet de la structure vers les altitudes les plus basses.

3.4.5.1 Descriptif des différentes zones (Fig.3.23)

— (a) Zone de plateau : composée de 3 cratères d'impact présentant des vallées sur leurs remparts internes. Ces cratères sont localisés sur un plateau de haute altitude autour duquel des morphologies de vallées qui s'étendent vers les altitudes les plus basses, 83 vallées ont été mesurées.
— (b) Cratère b : cratère d'impact d'environ 50 km de diamètre, 48 vallées et 20 têtes de vallées ont été mesurées.
— (c) Montagne : relief positif isolé de 2 km de haut au Nord de la région. 6 morphologies de vallées ont été mesurées.
— (d) Cratère d : cratère d'impact d'environ 60 km de diamètre présentant une dissymétrie dans les pentes. En effet la partie Est du cratère présente des remparts raides et la partie ouest présente des remparts avec une pente plus douce. 65 vallées et 29 têtes de vallées ont été mesurées.
— (e) Cratère Dawes : cratère d'impact d'environ 200 km de diamètre. Il tire son nom de l'astronome

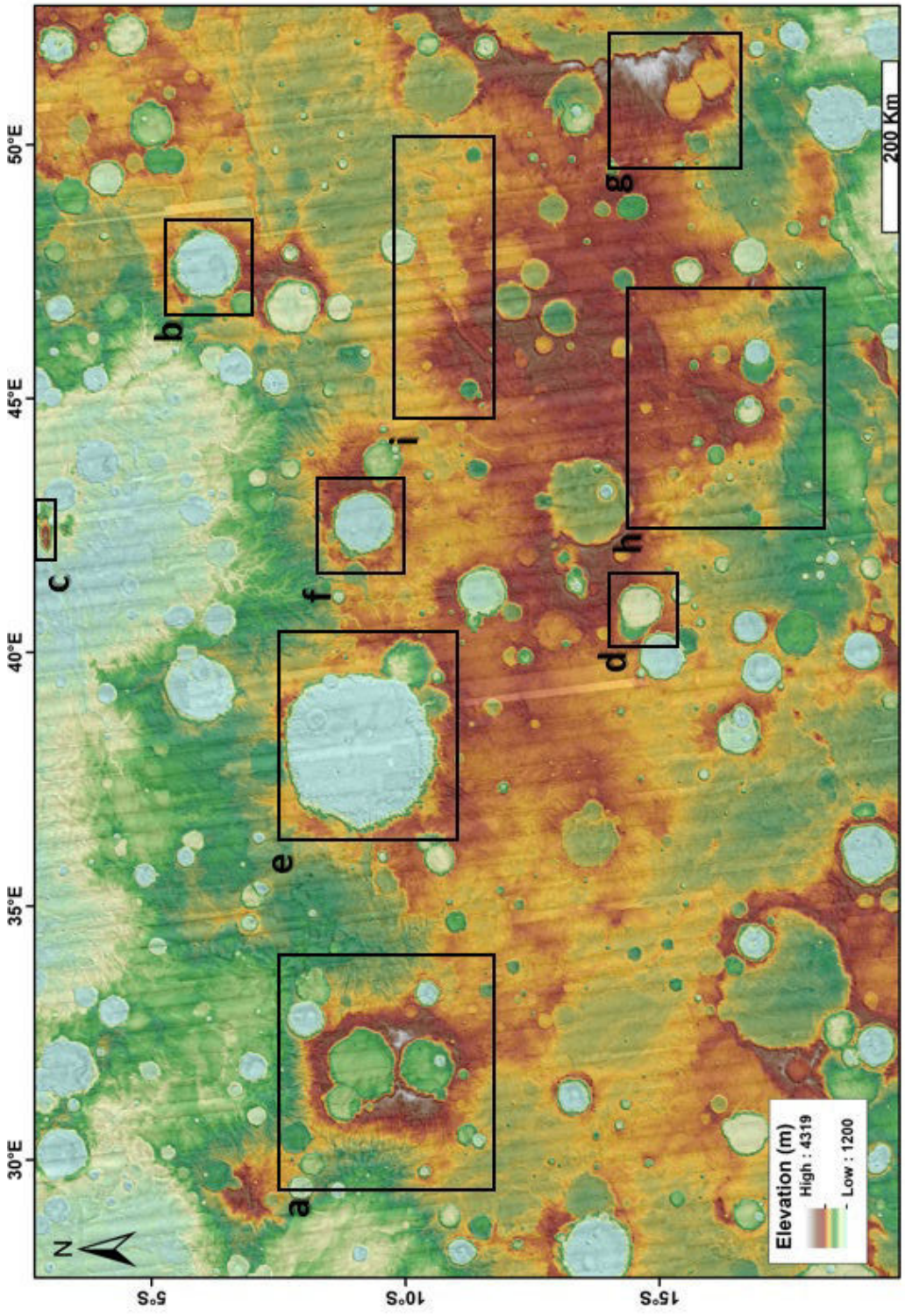


FIGURE 3.22 – Localisation des zones où l'analyse morphométrique a été effectuée. Des zooms des régions a à i sont dans la Fig.3.23

britannique William Dawes. Ce cratère présente de nombreuses morphologies de vallées et de têtes de vallées sur ces remparts internes. Nous avons effectué l'analyse sur 84 vallées et 77 têtes de vallées.

— (f) Cratère f : Ce cratère, référencé comme "Crater 1" dans le chapitre suivant, est un cratère d'impact d'environ 50 km de diamètre, 36 vallées et 25 têtes de vallées ont été mesurées.

— (g) Zone g : cette zone est une des plus hautes en altitude de Terra Sabaea (> 3000m). Elle présente de nombreuses morphologies de vallées que ce soit sur les plaines inter-cratères ou sur les remparts des cratères présents dans la zone. À noter que la zone comprend une partie du rempart Ouest du cratère Huygens. 54 morphologies de vallées ont été mesurées.

— (h) Zone h : cette zone est la région présentant les structures de vallées les plus complexes. 49 vallées ont été mesurées.

— (i) Zone i : région localisée dans les hauts plateaux au Nord de la région, 22 morphologies de vallées ont été mesurées.

L'analyse morphométrique a donc été réalisée sur 447 morphologies de vallées et 141 têtes de vallées, ce qui a permis de construire une base de données d'environ 12500 mesures pour les vallées et 846 mesures pour les têtes de vallées. Ces paramètres vont tous être utilisés pour la comparaison avec des morphologies terrestres et martiennes connues afin d'identifier l'origine érosive de morphologies étudiées. L'ensemble des vallées de Terra Sabaea n'a pu être mesuré pour des problèmes de résolution de données. En effet, certaines morphologies de vallées sont de l'ordre de la centaine de mètres, ainsi la résolution de la carte MOLA ne permet pas une étude détaillée de la topographie de chaque vallée. Cela aurait été possible grâce aux données HRSC, mais comme indiqué précédemment, la région de Terra Sabaea n'est pas couverte en intégralité par l'instrument. Nous avons donc choisi en priorité d'étudier les structures de vallées couvertes par les MNT HRSC et les vallées de grandes dimensions qui sont dans la gamme de précision des données MOLA.

3.5 Analyse morphométrique comparative

Le principe de l'analyse morphométrique comparative est de comparer les mesures obtenues avec différentes bases de données de vallées et de têtes de vallées dont l'origine érosive est connue. Les résultats de cette comparaison nous permettent de déterminer quel est l'agent érosif à l'origine des vallées martiennes de Terra Sabaea. Tout comme l'étude de cas (Chapitre III, section 3.3), l'étude précise des morphologies de surface peut nous donner des indications sur les conditions climatiques passées. Dans un premier temps il a été question de "tester" notre méthode sur des vallées terrestres et martiennes dont l'origine érosive est connue. Cette étape a permis dans un premier temps de vérifier si notre méthode est utilisable sur d'autres environnements que Terra Sabaea. De plus elle nous a permis de construire des bases de données de références qui serviront de comparaisons pour les vallées étudiées.

3.5.1 Méthode appliquée sur des vallées glaciaires terrestres connues

Deux références terrestres ont été choisies afin de servir de base pour la comparaison. Cette comparaison

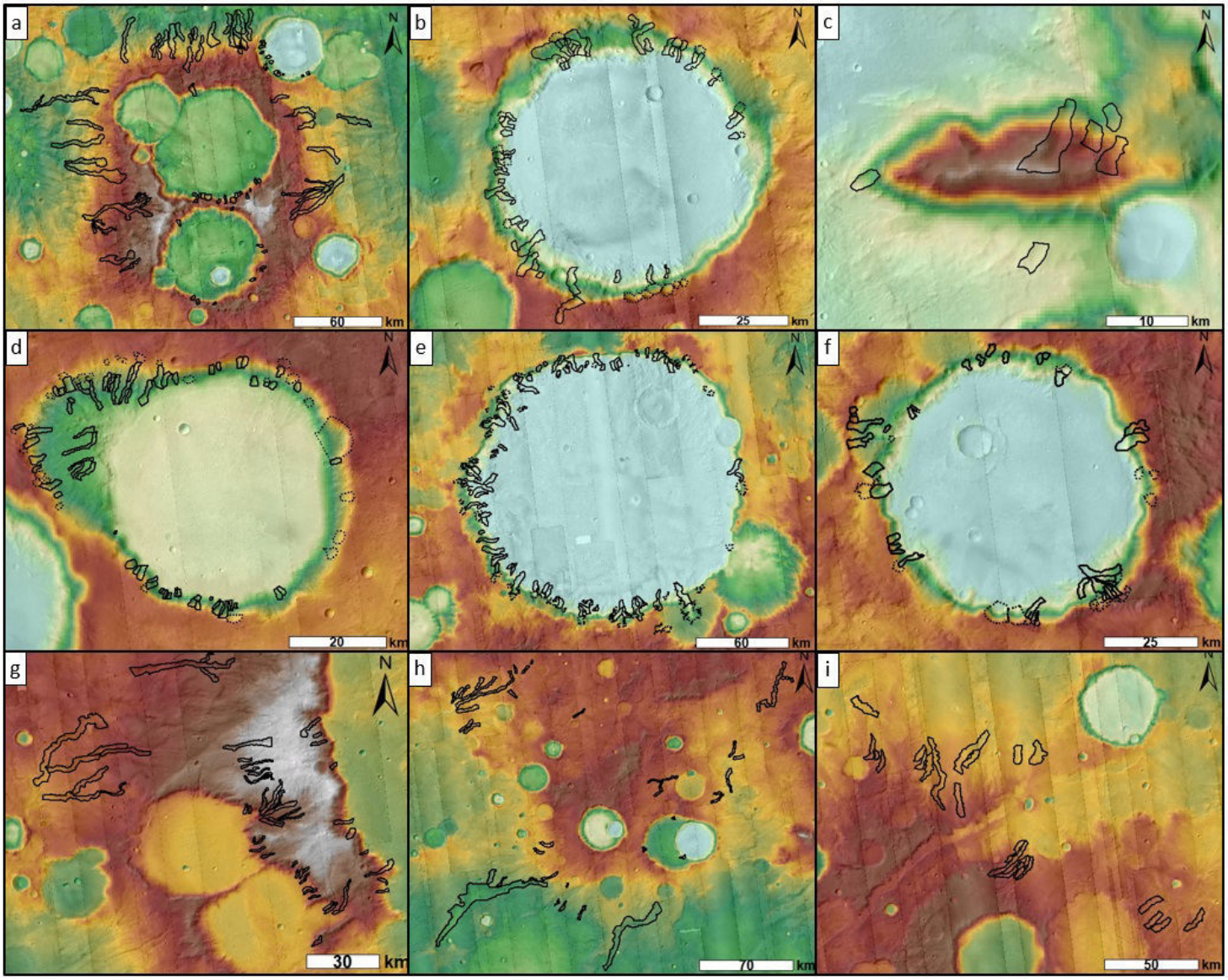


FIGURE 3.23 – Zoom des régions a à i de la Fig.3.22.

Terre/Mars est effectuée après avoir appliqué la méthode d'analyse morphométrique sur la région de la vallée de Chamonix et la région du massif du Cantal, toutes les deux situées en France. Ces deux régions ont été choisies car des campagnes de terrain ont été réalisées dans chacune d'entre elles. Ces régions possèdent des caractéristiques glaciaires passées (Cantal) et actuelles (Chamonix) permettant ainsi de couvrir au mieux l'ensemble des morphologies de vallées, c'est à dire des morphologies actives où l'activité érosive est encore présente et des morphologies "figées" là où l'agent érosif n'est plus actif et seul demeure l'empreinte du glacier laissée dans le paysage. Les mesures ont également été réalisées sous ArcGIS mais cette fois ci en utilisant les données topographiques terrestres de l'Institut Géographique National (IGN) d'une résolution de 25 m/pixel.

3.5.1.1 La vallée de Chamonix

Nous avons appliqué l'ensemble de l'analyse morphométrique aux vallées et têtes de vallées présentes dans la région de Chamonix. Afin d'être cohérents avec les mesures établies dans Terra Sabaea, nous avons respecté exactement l'ensemble des paramètres, critères et facteurs décrits dans la section précédente. L'analyse morphométrique a été réalisée sur 13 vallées glaciaires et 9 cirques glaciaires permettant d'établir une première base de données terrestre glaciaire comprenant 336 mesures exploitables pour les vallées et 54 paramètres pour les cirques glaciaires (Fig.3.24). Contrairement à la région de Terra Sabaea, la région de Chamonix est encore partiellement englacée, c'est-à-dire que les processus de dépôt et d'érosion liés à la glace sont encore actifs. Ce paramètre est donc à prendre en compte dans l'interprétation des résultats. En effet les paramètres de profondeur et l'aire de la section de vallée ne sont pas représentatifs puisque le glacier, encore présent, affecte les valeurs du MNT. Une fois le retrait du glacier complet, les valeurs de profondeur et d'aire de la section augmenteront. Néanmoins les autres paramètres sont exploitables puisque la présence actuelle du glacier n'influence pas les mesures de longueur et de largeur, car l'extension maximale du glacier a été atteinte lors du dernier maximum glaciaire (Chapitre II, section 2.4).

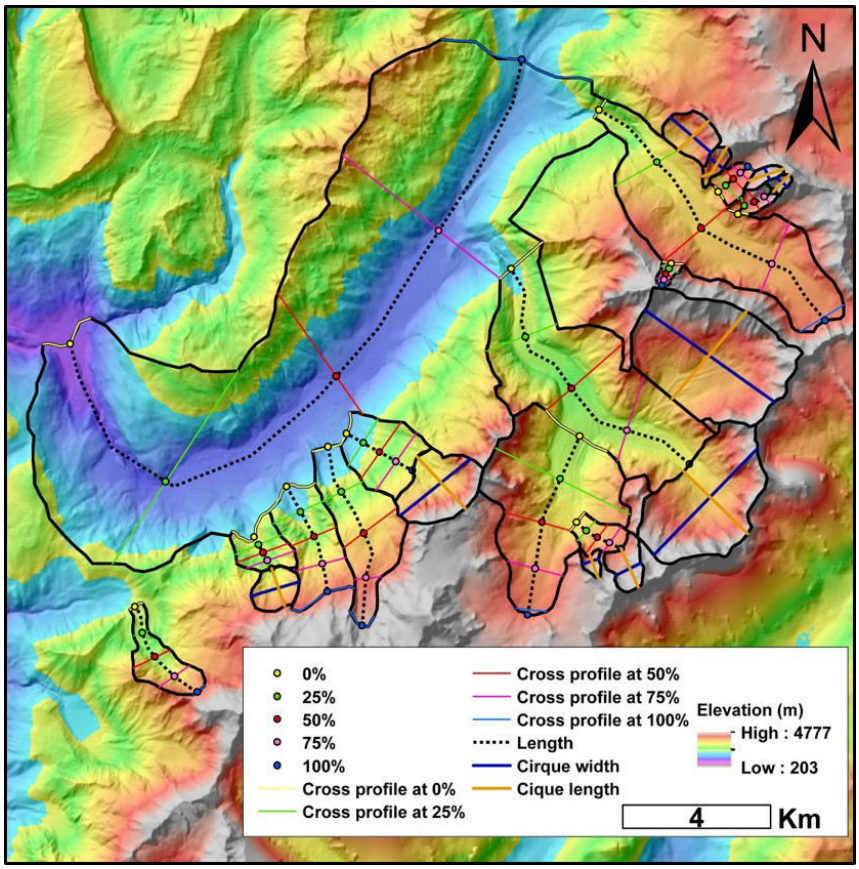


FIGURE 3.24 – Analyse morphométrique de la région de la vallée de Chamonix.

3.5.1.2 Le massif du Cantal

En plus de la région de Chamonix, nous avons réalisé l'analyse morphométrique dans la région du massif du Cantal, cette région est connue pour avoir subi différentes phases de glaciation et déglaciation (Chapitre II, section 2.4.2). Le paysage de cette région est encore de nos jours marqué par la présence de vallées et de cirques glaciaires totalement dépourvues de glace. Le Cantal est donc un potentiel analogue avec les régions glaciaires martiennes de par ces caractéristiques. Ainsi 24 morphologies de vallées glaciaires et 28 cirques glaciaires ont été mesurées pour un total de 672 mesures exploitables pour les vallées et 168 pour les cirques glaciaires (Fig.3.25).

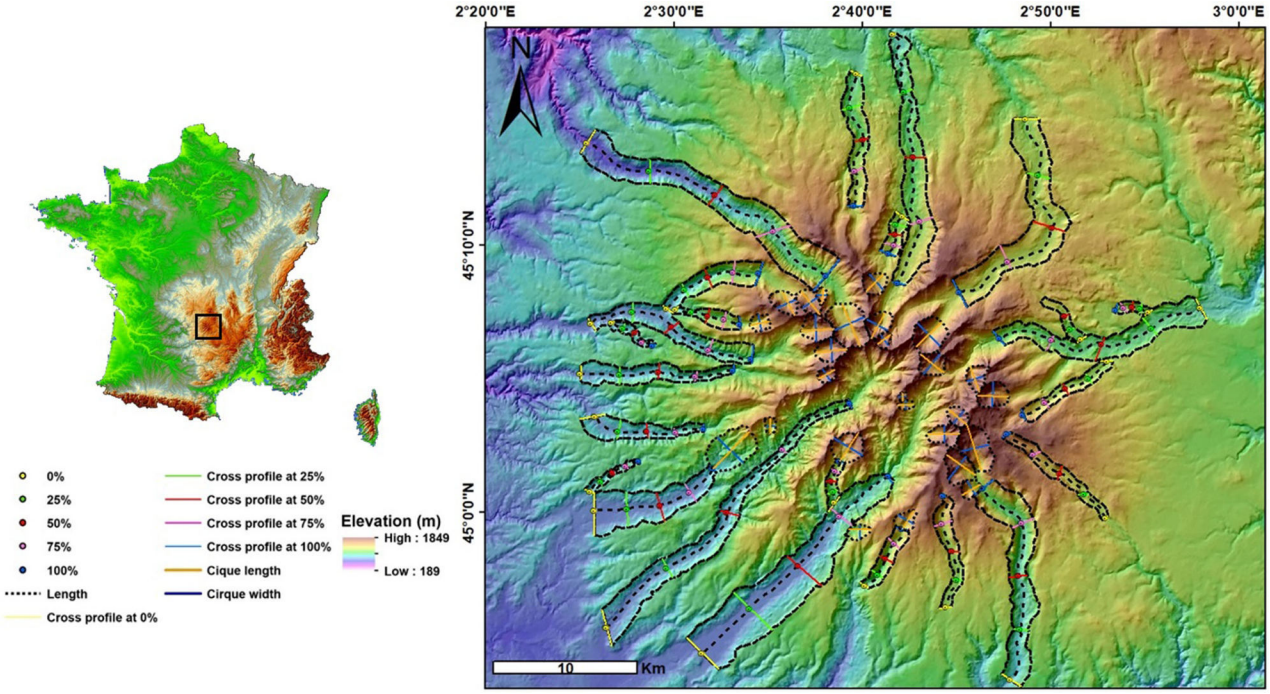


FIGURE 3.25 – Analyse morphométrique du Massif du Cantal

3.5.2 Test de la méthode appliquée sur des cas martiens connus

En plus de la base de données terrestre réalisée dans la partie précédente, une base de données martienne est nécessaire afin de pouvoir comparer sur le même corps planétaire les différents types de vallées. Pour couvrir au mieux les deux principaux types de vallées, à savoir glaciaire et fluviatile, nous avons réalisé l'analyse morphométrique sur deux cratères martiens présentant des morphologies de vallées sur leurs remparts internes. À savoir le cratère Bakhuysen présentant des vallées identifiées comme fluviatiles par Moore (2005) et un cratère sans nom, que nous appellerons cratère GLF pour le reste de l'étude, présentant des morphologies de GLF identifiées par Souness and Hubbard (2012). Cette étape nous permet de créer une base de données de vallée martienne d'origine connue afin de réaliser une comparaison Mars/Mars.

3.5.2.1 Cratère Bakhuysen

Le cratère Bakhuysen, tirant son nom de l'astronome néerlandais Hendricus Gerardus van de Sande Bakhuysen, est un cratère d'impact d'environ 160 kilomètres de diamètre centré en 15,39°E/23,9°S. Il possède sur ces remparts internes, des morphologies de vallées, longues de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres et fortement ramifiées (Fig.3.26). 35 d'entre elles ont cartographiées par Hynek et al. (2010) comme réseaux de vallée grâce à l'imagerie THEMIS. La présence de larges structures alluviales a permis à Moore (2005) d'identifier ces vallées comme étant d'origine fluviatile. L'analyse des images CTX du cratère Bakhuysen a permis d'identifier 3 vallées supplémentaires. Nous avons donc réalisé l'analyse morphométrique sur 38 vallées, afin d'établir une base de données de référence pour les vallées fluviatiles martiennes, avec 1064

mesures exploitables pour la comparaison avec les vallées de Terra Sabaea.

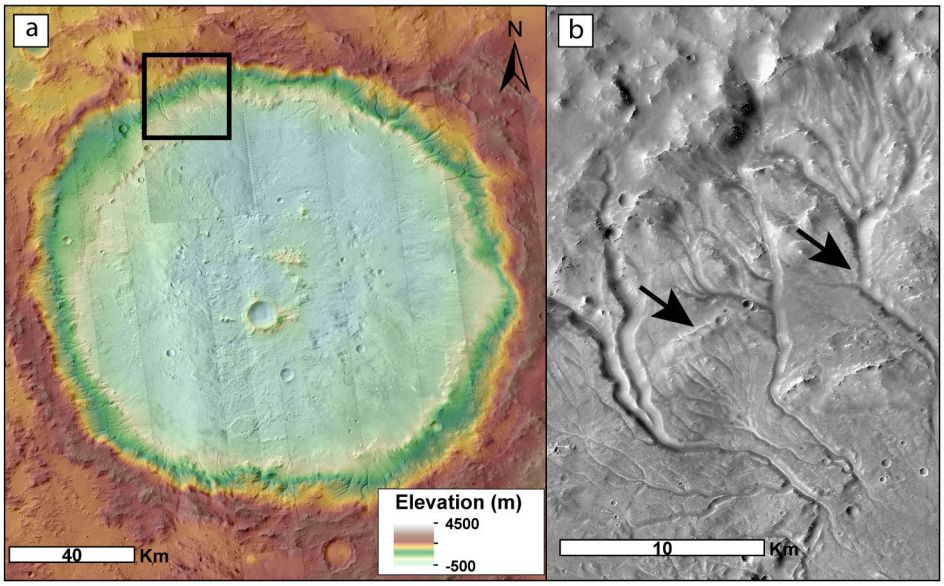


FIGURE 3.26 – Cratère Bakhuysen (a) Vue générale du cratère avec, en noir, un zoom sur les morphologies de vallée fluviatile en (b)

3.5.2.2 Cratère "GLF"

Ce cratère sans nom de 60 kilomètres de diamètre et centré en 28°,16′ E/31°,58′S (Fig.3.27), présente sur ses remparts internes des morphologies de vallées. Ces vallées présentent des traces de fluages de matériel le long des pentes. Ces traces de fluage, qui semblent être encore actives aujourd'hui, ont été identifiées par Souness and Hubbard (2012) comme étant des GLF d'âge Amazonien, c'est-à-dire des morphologies de vallées associées à un fluage de matériel glacé similaire aux glaciers rocheux terrestres. Ainsi il a été possible d'identifier et réaliser l'analyse morphométrique sur 23 vallées dont on suppose l'origine associée à un type de GLF, et créer une base de données comprenant 644 mesures exploitables pour la comparaison avec les vallées de Terra Sabaea.

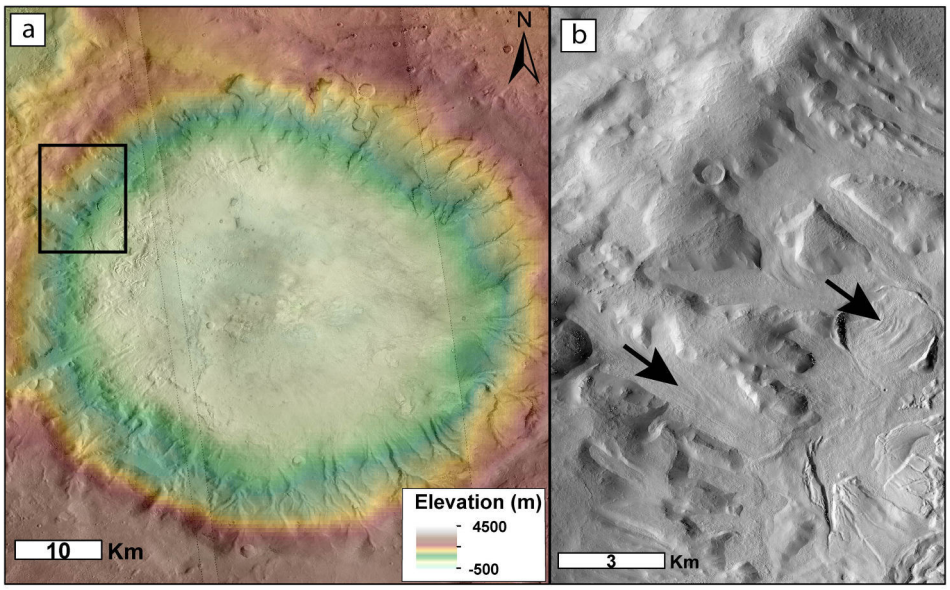


FIGURE 3.27 – Cratère GLF (a) Vue générale du cratère avec, en noir, un zoom sur les morphologies de GLF en (b)

Ainsi, l'analyse morphométrique a permis de mesurer 37 vallées glaciaires et 37 cirques glaciaires d'origine terrestre, 23 vallées glaciaires et 38 vallées fluviatiles d'origine martienne. En comparant les résultats de l'analyse morphométrique des vallées et les données bibliographiques des différents sites étudiés, nous avons pu confirmer que l'analyse morphométrique fonctionne et que les résultats obtenus sont cohérents avec les interprétations faites par les différents auteurs (Détaillé dans Bouquety et al. (2019), Chapitre IV, partie I). Cette base de données de référence va nous servir, à comparer les valeurs, relations et tendances obtenues entre les différents paramètres afin de définir l'origine des 447 morphologies de vallées et 141 têtes de vallées mesurées dans Terra Sabaea.

3.6 Datation

Afin de relier l'origine de vallées étudiées au climat dans lequel elles se sont formées, il est nécessaire de situer temporellement leurs périodes de formation. Différentes méthodes existent pour dater une surface planétaire, mais elles se basent toutes sur le comptage de cratère. Le postulat de départ de cette méthode est basé sur le fait que plus une surface est cratérisée plus elle est ancienne. Ainsi cette méthode consiste à quantifier la fréquence de distribution du nombre de cratères d'impact associée à leurs tailles sur une surface donnée. N'ayant eu, pour l'instant, aucun retour d'échantillon de la surface martienne, cette méthode de datation est basée sur les retours des échantillons lunaires. En effet, grâce aux missions Apollo, plusieurs centaines de kilogrammes de fragment de la Lune ont pu être rapportées sur Terre, ces échantillons ont été datés de manière absolue avec des méthodes de datation de décroissance radioactive qui ont déjà fait leurs preuves. En associant, le lieu d'origine de la roche, la datation absolue réalisée sur Terre et la fréquence

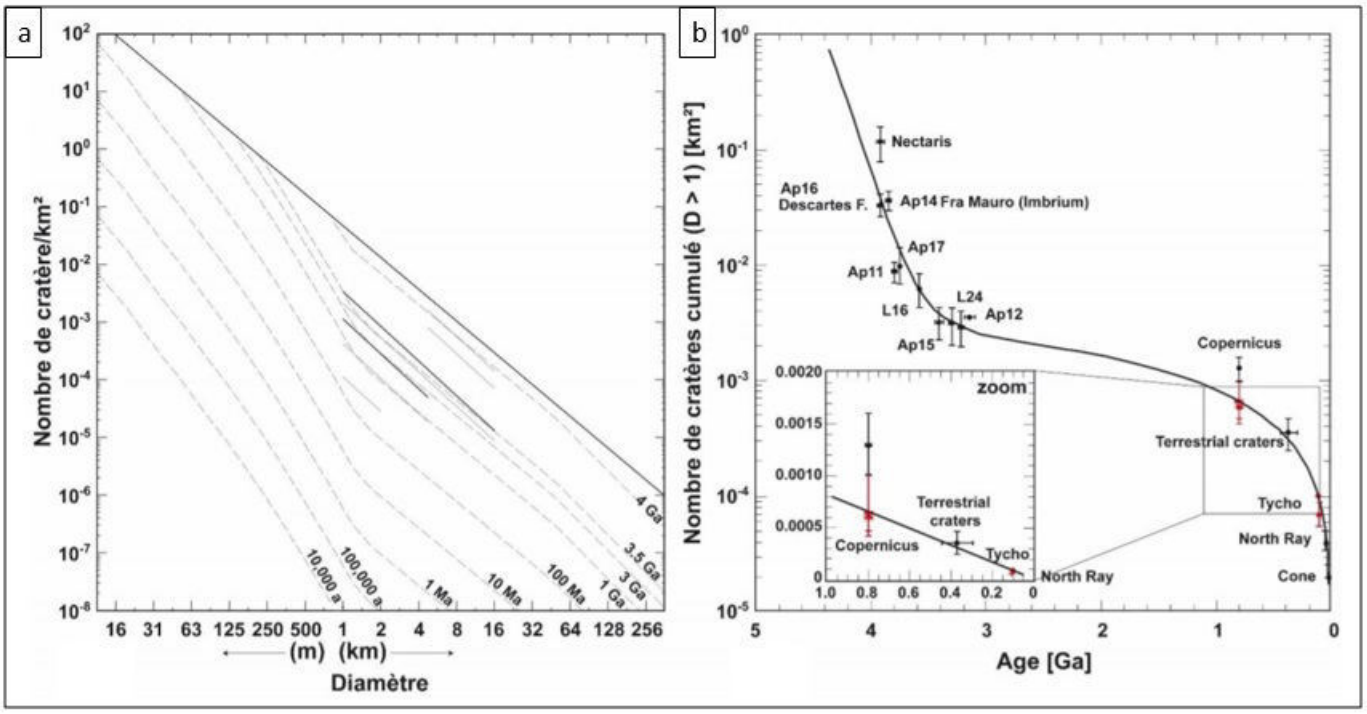


FIGURE 3.28 – Relation entre les isochrones martiennes et lunaires. (a) Diagramme représentant les isochrones martiennes défini par Hartmann (2005). (b) Chronologie des cratères lunaires définie par Neukum and Ivanov (1994). Figure modifiée de la thèse de Fanny Cattani.

de distribution des cratères d'impact, il a été possible de contraindre l'âge de la surface lunaire en fonction de cette densité de cratère et du flux d'impact. Il a donc été possible d'adapter cette méthode de datation lunaire à la planète Mars en modifiant certains paramètres, tels que le flux d'impact, la gravité ou encore la taille du corps. Ainsi, des isochrones martiennes ont pu être établies permettant de définir l'âge d'une surface martienne (Fig.3.28).

Cette élaboration de méthode de datation martienne a permis la création de différentes méthodes de datation pour les surfaces et des structures telles que les vallées, ou les structures tectoniques. En effet la méthode dite du "buffer" est une méthode de datation permettant de dater des morphologies par l'intermédiaire d'une zone tampon (Fassett and Head, 2008a). Cette méthode consiste à identifier les cratères d'impact présents sur la structure à dater. À partir des diamètres des cratères et de la largeur de la structure, il est question de créer une zone buffer, c'est-à-dire une zone tampon autour de la structure. Dater cette zone revient à dater l'âge maximum de la structure, c'est-à-dire l'arrêt de son activité. Cette méthode existe donc pour les réseaux de vallées, néanmoins, elle n'est pas applicable dans notre cas, car dans la majorité des sites étudiés, aucun cratère d'impact n'est présent dans la vallée ou même sur ses remparts. Il a donc fallu trouver une autre approche pour dater les vallées étudiées.

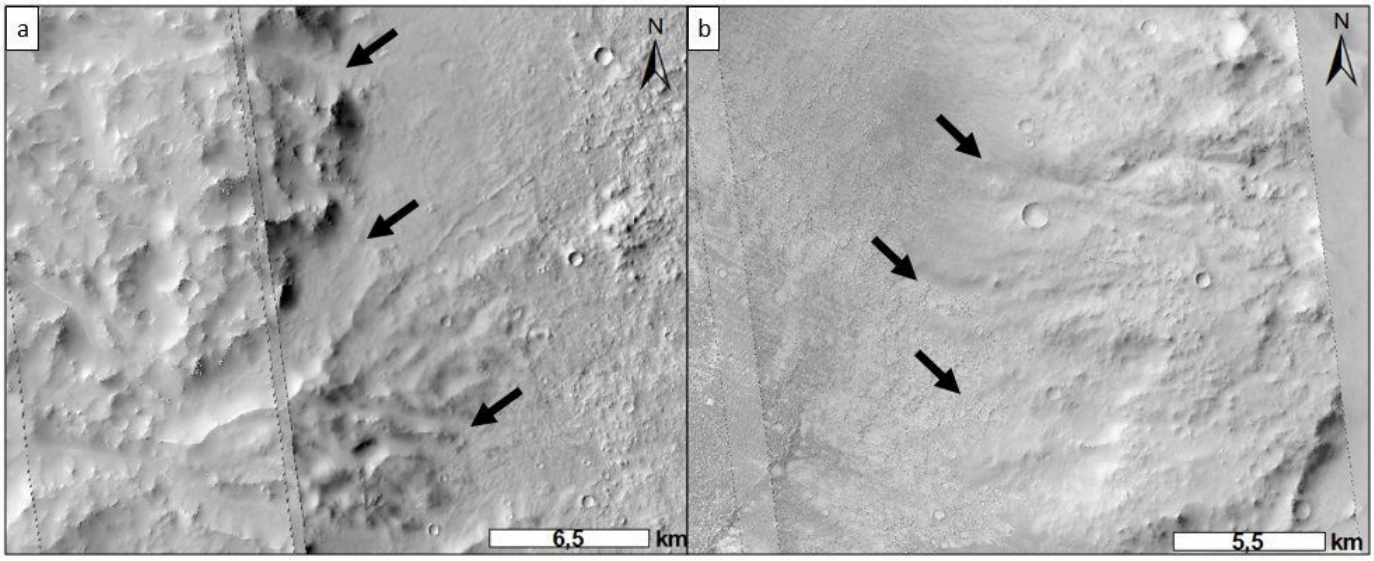


FIGURE 3.29 – Images CTX illustrant le matériel du fond du cratère recouvrant les vallées étudiées dans le cratère Dawes. (a) Rempart ouest et (b) rempart est. Les flèches noires montrent le remplissage.

Au cours des explorations des terrains martiens, et spécialement dans les cratères d'impact, nous avons pu remarquer que le matériel qui remplissait le fond des cratères recouvrait partiellement la base des remparts internes du cratère et donc la base des vallées (Fig.3.29).

La stratigraphie relative indique qu'un dépôt qui recouvre une surface est plus jeune que la surface qu'il recouvre. Le remplissage du cratère postdate les vallées et est donc plus jeune que ces dernières. De plus, le principe de recoupement indique qu'une structure qui recoupe une surface est plus jeune que la surface qu'elle recoupe. Ainsi, les vallées se situant sur les remparts internes du cratère sont plus jeunes que le rempart du cratère. Les vallées postdatent donc la formation des remparts du cratère, mais prédatent le remplissage du cratère. Donc, en déterminant l'âge des remparts du cratère et l'âge du matériel tapissant le fond du cratère il est possible de contraindre l'âge minimum et maximum des vallées. Pour y parvenir, il a été question de réaliser la méthode classique de datation par comptage de cratères d'impact et étudier leurs distributions sur deux zones bien distinctes, à savoir les remparts et le fond du cratère (Fig.3.30).

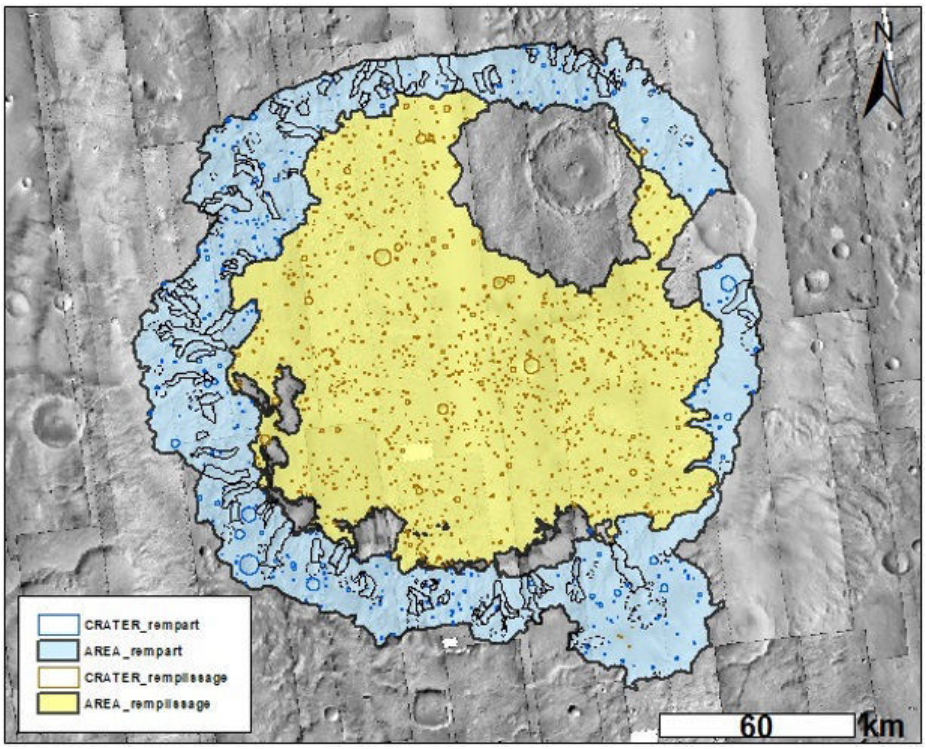


FIGURE 3.30 – Exemple de la méthode de datation dans le cratère Dawes. La zone bleu correspond aux remparts internes du cratère avec les cratères >1 km associés. La zone jaune correspond au fond du cratère avec les cratères associés. Les zones grisées à la limite du rempart et du fond correspondent à des processus de ressurfacage récents comme le dépôt de matériel éolien sous forme de dune et ne sont pas pris en compte dans la datation.

Les cratères utilisés pour la datation sont les cratères supérieurs à 1 kilomètre de diamètre. En utilisant l'outil "CraterTools" d'ArcGIS (Kneissl et al., 2011), sans prendre en compte les cratères secondaires (produit par la rechute de matériel mis en suspension suite à un impact de plus grande dimension), les cratères fantômes (totalement remplis) et les cratères à éjecta lobé. Ces derniers postdatent le rempart et le fond du cratère, car la nappe d'éjecta qu'ils ont provoqué a conduit à un ressurfaçage de la zone faussant ainsi la datation. La densité de cratère obtenue est ensuite implémentée dans le logiciel "CraterStats 2.1" en utilisant les fonctions de chronologie de Hartmann and Neukum (2001) et Hartmann (2005). Ce mélange de datation relative par stratigraphie et comptage de cratères permet de contraindre l'âge de formation des vallées. Néanmoins cette méthode à ses limites, en effet il est possible que dans certains cratères, la densité de cratères ne soit pas significative pour permettre de donner un âge aux vallées. Lorsque c'est le cas, nous utiliserons la méthode de datation dite du N(1). Cette méthode consiste à compter le nombre de cratères supérieurs à 1 kilomètre et à normaliser cette valeur à une surface de 10^6 km^2. Cette densité de cratère normalisé est comparée aux limites de densité de cratère établie par Bouley and Craddock (2014). De la même manière que pour la méthode précédente, le N(1) a été réalisé séparément sur les remparts et sur le fond des cratères concernés

afin de contraindre, non pas l'âge absolu, mais la période de formation des vallées. Enfin la méthode du N(1) a également été réalisée dans les cratères où la datation absolue est possible pour vérifier si l'âge et la période estimée par ces deux techniques sont cohérents.

3.7 Résumé et conclusion

Cette méthode novatrice d'étude des vallées anciennes martiennes a été réalisée dans l'ensemble des vallées cartographiées dans Terra Sabaea (Fig.3.22) et dans des régions terrestres et martiennes dont on connaît l'origine (Chapitre III, Section 1.5.1). Les résultats de cette étude ont été publiés dans le journal Géomorphology en Mars 2019 (Chapitre IV, partie 1) sous le titre de "Morphometric evidence of 3,6 Ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands : South of Terra Sabaea" (Bouquety et al., 2019). Cet article présente dans un premier temps le résumé du contexte et de la méthode décrite dans les chapitres précédents. Les résultats ainsi que les interprétations sont à partir de la partie 5 "Results" de l'article. Il met en avant les différents graphiques utilisés pour la comparaison et permet de conclure sur l'origine des vallées et des têtes de vallées du cratère Dawes, du cratère f (référencé comme crater 1 dans l'article) et de la montagne.

Chapitre IV:

Résultats de l'analyse :

Un paysage glaciaire ancien…

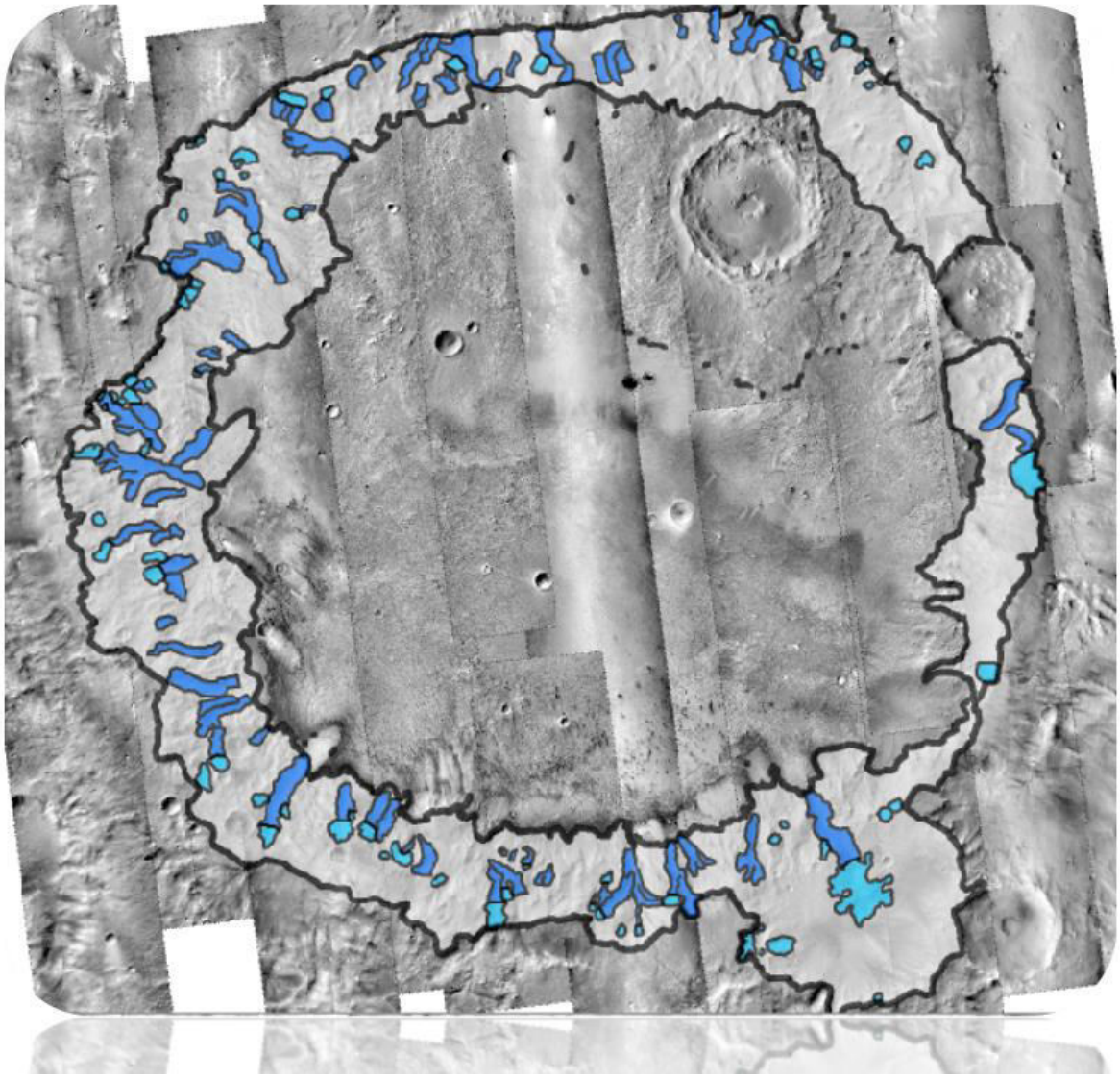


Image CTX du cratère Dawes

Première partie

Premier résultat : sur les traces d'un paysage glaciaire ancien

Morphometric evidence of 3,6 Ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands : south of Terra Sabaea

Axel Bouquety[a*], Antoine Sejourné[a], François Costard[a], Denis Mercier[b] & Sylvain Bouley[a],[a] GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504-509, 91405 Orsay, France[b] Sorbonne Université , 191 rue Saint Jacques 75005, Paris, France*

Corresponding author. E-mail address : a.bouquety@gmail.com (A.Bouquety).

The climate of early Mars remains unclear and the debate is topical. Recently, climatic models have suggested a cold climate during the Noachian/ Early Hesperian on Mars, which goes against the wet and warm climate often put forward. The purpose of this study is to seek geomorphologic evidence of this early cold climate. To achieve this, a step-by-step study of the geometry and morphology of several martian valleys has been done in the southern highlands. The analysis highlights the morphometric properties which enable the identification of martian glacial landscapes. We identified 100 cirques and 83 glacial valleys in two craters and on one mountain in the southern part of Terra Sabaea. The studied morphologies have the same morphometric characteristics and trends as terrestrial and martian glacial valleys and glacial cirques. In contrary, these trends are very different from those observed in fluvial valleys on Earth and on Mars. (1) The martian glacial valleys are U-shaped with a large flat floor and a V-index > 0.20. While martian and terrestrial fluvial valleys are V-shaped with a V-index < 0.1. (2) The length to width ratio is >1 while for fluvial valleys this ratio is $>>1$. (3) Finally, the cross-sectional area and the elevation are higher for the glacial valleys compared to the fluvial ones. These glacial valleys often originate with a topographic hollow which have the same properties than terrestrial glacial cirque. The glacial landscapes identified in southern Terra Sabaea are restricted to elevations > 1000 m and are dated by crater counting to be 3,6 Ga. This study strongly supports glacial processes as the origin of these valleys and cirques, and is the first morphometric evidence of glacial valleys associated with glacial cirques in the southern highlands in agreement with the climatic models. We propose that the martian climate during the late Noachian/early Hesperian was characterized by glaciated highlands at elevations greater than 1500 m and at lower elevations where fluvial valley network has been identified (<1500 m) the climate was more temperate allowing liquid water to be stable and creating fluvial valley networks.

Keywords : Glacial landscape, Late Noachian/Early Hesperian, Morphometry, Early Mars.

4.1 Introduction

The presence of valley network is one of the best lines of evidence for prolonged surface water on Mars, and they are located preferentially in the southern highlands. These valleys have V-shaped or U-shaped cross-profile shapes and commonly include inlet and outlet valleys of Noachian-aged basins (Fassett and Head, 2008c). The valleys width ranges is from 50 m to 10 km, their median depth is 80 m and their length is usually less than few hundred kilometers. The origin of the valley networks remains uncertain and four hypotheses are proposed : (1) precipitation-fed surface runoff (Craddock and Howard, 2002) ; (2) runoff fed by surface ice melting (Segura, 2002) ; (3) runoff fed by surface or near surface melting by magmatic intrusions

(Gulick, 2001) ; (4) sapping from subsurface aquifers (Carr, 1995). Whatever their formation process(es), the presence of valley networks similar to those on Earth (Baker, 2001; Hynek et al., 2010), clay minerals (Bibring et al., 2006), lakes, alluvial fans, and deltas (Ramirez and Craddock, 2018) show that during the Noachian (4.5-3.7 Ga), a hydrosphere was active on the surface of Mars with relatively warm and wet conditions. Some of these valley networks, are dated to the early Hesperian around 3,6 Ga (Fassett and Head, 2008a; Bouley and Craddock, 2014). During the Hesperian, there was the formation of outflow channels (Carr and Malin, 2000). The abrupt emergence of outflow channels into the landscape indicates a formation by the rapid release of large volumes of water stored as subsurface groundwater or as an aquifer under pressure (Carr and Head, 2010). In addition, the observed surface alteration products changed, the Noachian clays gave way to sulfates from the late Noachian to the Hesperian, which indicates a global change in the aqueous chemistry of Mars (Bibring et al., 2006). These mineralogical and geomorphological lines of evidence show that the active Noachian hydrosphere lost its intensity and changed to a cryosphere during the Hesperian (Carr and Head, 2010).

Currently, the distribution of valley networks appears to be controlled by the topography induced by the Tharsis dome. Based on this correlation, Phillips (2001) suggested that the valley networks were formed after the formation of Tharsis, during the Noachian. However, recent geodynamic modeling showed that without Tharsis, the valley networks would have the same distribution as observed today, in a south tropical band from 40°S to 0°S (Bouley et al., 2016). The growth of the Tharsis dome started during the Noachian era (more than 3.7 billion years ago). Its position has induced a reorientation of the planet with respect to its spin axis (true polar wander, TPW), which is responsible for the present equatorial position of the volcanic province (Bouley et al., 2016). It has been suggested that the Tharsis load on the lithosphere affected the orientation of the valley networks (Bouley et al., 2016). Moreover, climate modeling has shown that with Noachian/ early Hesperian conditions, with an atmospheric pressure less than 1 bar, a reduced Tharsis bulge topography, and an obliquity of 45°, there is a preferential deposition of ice in the southern highlands in the same area as the valley networks (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016). This globally sub-zero scenario called "icy-highlands" for the late Noachian climate may be sufficient to explain most of the fluvial morphology and geology without the need to invoke additional long-term warming mechanisms or an early warm and wet Mars (Wordsworth et al., 2013; Head and Marchant, 2014). Therefore, it is postulated that the valley networks could have been formed in a cold climate.

So, on the one hand, several studies invoke a wet and warm climate allowing the formation of the valley networks (Carr, 1995; Craddock and Howard, 2002; Bibring et al., 2006; Carr and Head, 2010). And on the other hand, the new models invoke the "icy-highlands" scenario for early Mars (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016).

The purpose of this study is to seek geomorphologic evidence of this hypothesised cold climate in the southern highlands. To achieve this, we studied an area in Terra Sabea where ice should have been accumulated according to the models (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016). We performed a comparison between morphologies found in this area and those found in previously studied martian and terrestrial glacial and fluvial valleys. By studing the geometry and the morphology of the features we can deduce whether the origin of the valleys is liquid water or flowing ice.

4.2 Glacial landforms on Earth and Mars

4.2.1 Characteristics of glacial landforms on Earth

Glacial landforms can be recognized based on their geometry and morphology. Penck (1905) and de Martonne (1910) were the first to compare the morphology of alpine glacial valleys with fluvial valleys. Firstly, the study of glacial valleys revealed that their morphometry is very different from fluvial valleys (Section 4.2). Secondly, it showed that glacial valleys are often associated with other stuctures characteristic of glacial activity. These valleys are characterized by an accumulation of snow at the valley head forming a cirque. The snow then compacts and sinters to ice, and by the action of gravity the ice mass flows down the slope above the equilibrium line, the accumulation zone. Below the equilibrium line, the glacier enters in the ablation zone. Here, the ice melts and/or sublimates and meltwater and sediment are delivered on the proglacial plains (Bennett and Glasser, 2011). The depositional features created are : (1) moraines resulting from debris entrained during glacial erosion that are transported and deposited at the glacier side and/or the glacier front when the glacier is stable and then retreats. The frontal moraine indicates the maximum advance of the glacier (Andersson, 1998; Ewertowski and Tomczyk, 2015). (2) Eskers which are a type of straight-to-sinous ridge composed of sand and gravel resulting from the flow of glacial meltwater in predominantly subglacial and englacial conduits (Bennett and Glasser, 2011). Eskers are generally formed under warm-based glaciers, the core being formed in a tunnel inside the ice (Brennand, 2000). At and beyond the margin of the glacier, ice blocks buried in the esker will melt and form (3) kettle holes (Fitzsimons, 1991). Kettle hole are enclosed topographic depression that is formed at the surface of outwash deposits in recently deglaciated surface (Corti et al., 2012).

This landform assemblage, making up a classic glacial landscape, is composed of a glacial cirque, a glacial valley, and associated deposits. This assemblage is found in regions which have experienced glacial activity, and their distributions is linked to paleoclimate (Barr and Spagnolo, 2015).

4.2.2 Past and recent martian glaciations

Evidence of past glaciations have been extensively reported on Mars. In the southern hemisphere, at latitudes higher than 30°, some craterwall valleys have been interpreted as glacial valleys in two Noachian-aged craters and in one Hesperian-aged crater (Hobbs et al. 2016 ; Fig. 1). These glacial valleys exhibit a U-shaped cross-section and a length to width ratio >1 while fluvial valleys have a length to width ratio $>>1$ (Hobbs et al., 2016). In addition, evidence of old glacial landsystem (3.5 Ga) in Ius Chasma and Central Candor Chasma in Valles Marineris have been identified using paraglacial structures (Mège and Bourgeois, 2011; Gourronc et al., 2014).

Evidence of Amazonian glaciation has been extensively reported in the mid-latitudes. This takes the form of viscous flow features (VFF) that often appear on the slopes of high-relief features and exhibit morphologies indicative of glacial viscous flow (Souness and Hubbard, 2012). They are elongated flow-like features composed of essentially pure glacial ice below a protective layer of debris (Holt et al., 2008; Plaut et al., 2009). VFF can be divided into three types : (1) glacier-like forms (GLF) are visually similar to terrestrial valley glaciers, showing signs of downpositive relief viscous deformation (Hubbard et al., 2014) (2) lobate debris aprons (LDA) are characterized by lobate features surrounding massifs and are often observed at the base of crater walls,

in that case it is call concentric crater fill (CCF ; Squyres 1979) (3) lineated valleys fills (LVF) are formed on valley floors from the convergence of two or more LDA-type flows (Squyres, 1979). Finally, previous work has reported deposit features similar to terrestrial eskers (Kargel and Strom, 1992; Fastook et al., 2012; Gallagher and Balme, 2015; Butcher et al., 2016) and moraines like-ridges (MLR) at the foot of many mid-latitude crater walls (Arfstrom and Hartmann, 2005; Conway et al., 2018). These landforms are in many cases similar to glacial landforms on Earth and allow analogue-based comparisons to be made (Souness and Hubbard, 2012).

4.3 Study area in Terra Sabaea

4.3.1 Description of the area

We focused our study on Terra Sabaea. Terra Sabaea is located northwest of Hellas planitia (Fig. 1a). This area is characterized by a high density of valley networks dated of the late Noachian/early Hesperian (Hynek et al. 2010; Bouley and Craddock 2014 ; Fig. 1b). The majority of these valley networks are located in the inter crater plains, but some of them are located on the inner wall of impact craters in the study area (Fig. 2a). We noted that some valley-like features, unmapped by Hynek et al. (2010), could be found on both negative relief features, such as impact craters, but also on positive relief features, such as mountains (Fig. 2b,c,d). Terra Sabaea has a mean elevation of 1740 m and is located where ice is predicted to have been deposited in the Noachian according to the models described above (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016). To seek geomorphologic evidence for this hypothesised cold climate, we studied three sites : Dawes crater, an unnamed crater we called “crater 1” and a unnamed mountain we called “mountain 1” (Fig. 2).

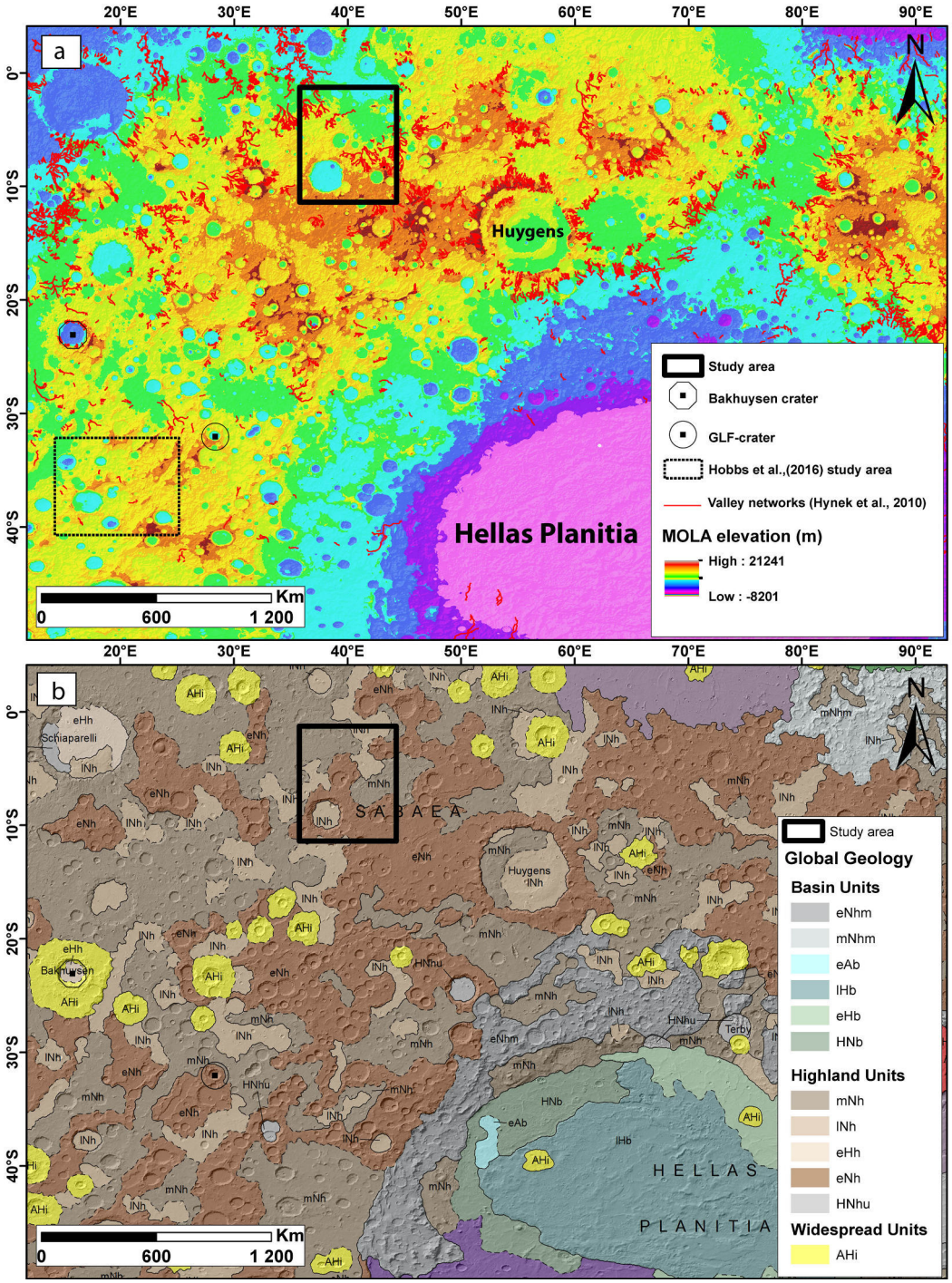


Fig. 1. Terra Sabaea and Noachis Terra in the southern highlands. (a) Study area and areas used for comparison. The red line represents the valley networks mapped by Hynek et al. (2010). Mars orbiter laser altimeter (MOLA) digital elevation background. (b) USGC geological map of the area (Tanaka, 2014). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.3.1.1 Mountain 1

This feature is an isolated mountain 2 km high with a summit at 3.5 km in elevation above the MOLA reference datum. It is located 425 km to the northeast of Dawes crater (42°17'E, 2°55'S ; Fig. 2a). The south facing slope appears topographically bland and the north facing slope is dissected by valleys running from the summit to the base with lengths on the order of tens of kilometers (Fig. 2b).

4.3.1.2 Crater 1

This unnamed crater is located at 150 km to the east of Dawes crater (42°34'E, 9°10'S ; Fig. 2a). It has a diameter of 74 km and a depth of 2 km. It is dated to the early Noachian (Tanaka, 2014). Its walls have some unmapped valleys of tens of kilometers in length (Fig. 2c).

4.3.1.3 Dawes crater

Dawes crater is a large impact crater (38°8'E, 8°55'S ; Fig. 2a) with a diameter of 200 km, a depth of 2.5 km and has walls with steep inner slopes $> 20°$ (Fig. 2d). Its walls have 35 valleys mapped by Hynek et al. (2010) as valley networks, located on the southern wall (Fig. 2a). The northern wall has some unmapped valleys. Dawes crater is dated to the late Noachian (Tanaka, 2014).

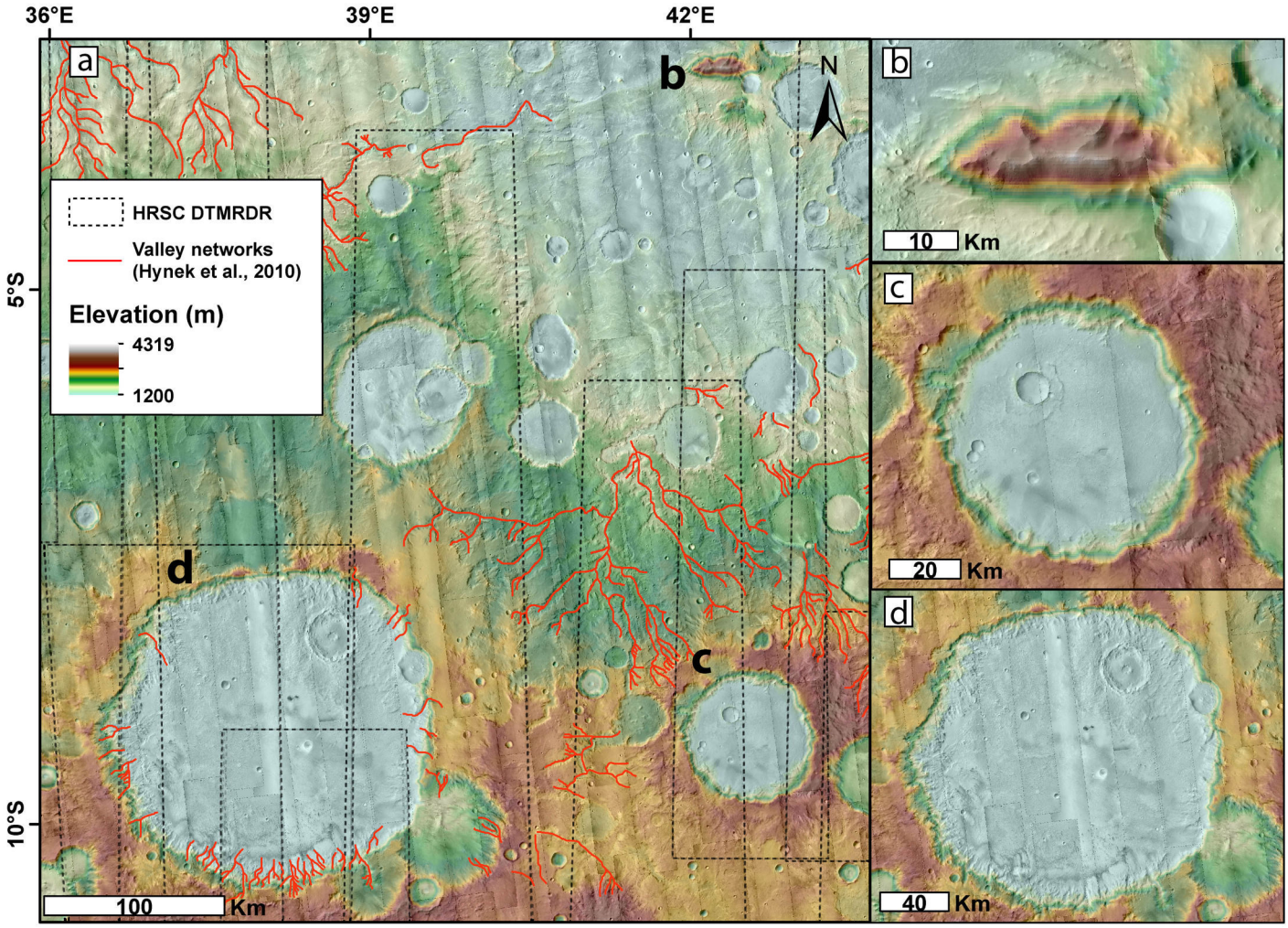


Fig. 2. Location of the three study areas. (a) Context camera (CTX) mosaic of the study area with MOLA digital elevation map. The red lines are the valley networks identified by Hynek et al. (2010) (b) Mountain 1 CTX images with MOLA background . (c) Crater 1 CTX images with MOLA background . (d) Dawes crater CTX images with MOLA background. All the images and data used are sum up in the supplementary (Table 3). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.4 Data and methods

4.4.1 Imagery

The purpose of the study is to define if the valleys in the study area are glacial or fluvial. To achieve this we compared the studied valleys with known cases on Earth and Mars. We used Context Camera image (CTX) with a resolution of 6 m/pixel (Fig. 3a ; Malin and Edgett 2001) to characterize the valleys. This first step was the most important because it allowed us to identify the morphologies to be studied in more detail. Then, to constrain their geometry, we used the Digital Terrain Map Reduced Data Record (DTMRDR)

data with 1 m numeric height resolution from High-Resolution Stereo Camera (HRSC) with a resolution of 10-20 m/pixel depending on the ground resolution of the respective image (Gwinner et al., 2016) and MOLA gridded global digital elevation data with a resolution of 1/64° in latitude x 1/32° in longitude (Fig. 3b; Smith et al. 2001). We made our measurements using ArcGIS software. The projection systems used was "SimpleCylindrical_Mars" for CTX, with this projection, distortion increases as the distance from the standard parallels increases. We used "SINUSOIDAL_MARS" for DTMRDR, the scale along all parallels and the central meridian of the projection is accurate. And "Mars2000_ECylindrical_clon0" for MOLA. Our study areas are near the equator (between 2° and 9°S), which is a standard parallels so the distortions can be neglected. To measure valleys on Earth, we used data from the Institut national de l'information géographique et forestière (IGN). We used the 25m/pixel DEM.

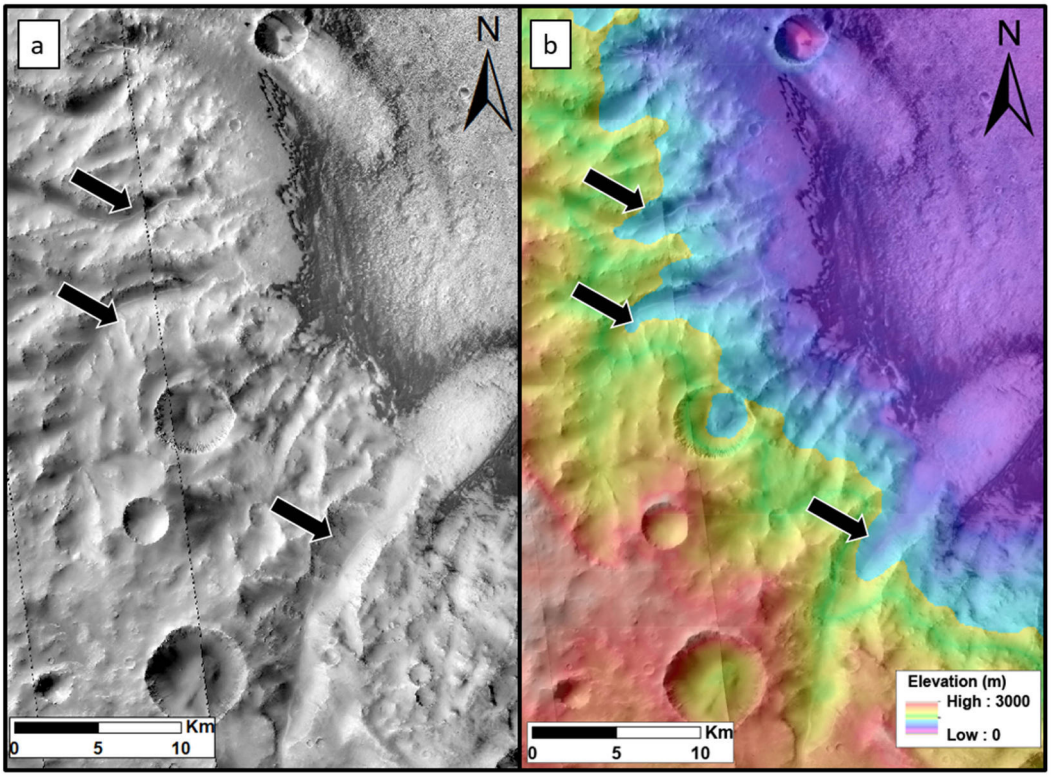


Fig. 3. Example of studied valleys. The west rim of Dawes crater visualised using (a) CTX images P11_005461_1706_XI_09S323W; P17_007742_1708_XN_09S323W (b) MOLA colorised data overlain on CTX images. The black arrows indicate the location of the valleys. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.4.2 Morphometrical analysis of terrestrial glacial landscapes

4.4.2.1 Terrestrial glacial and fluvial valleys

Penck (1905) showed that the cross-section area of alpine glacial valleys increases down to the equilibrium

line and then decreases downstream to the end of the valley. This is the "law of adjusted cross-sections" (Penck, 1905). Since 1905, numerous authors have studied the morphological and geometrical differences between fluvial and glacial terrestrial valleys using various parameters : length, width, slope, elevation, drainage area, and cross-section. The own properties of ice and liquid water (state of matter, velocity, rate of abrasion...) make that glacial valleys are different from fluvial valleys by the footprint they leave in the landscape. Generally, a glacial valley is U-shaped with a wide flat floor, steep walls and symmetric shoulders (Penck, 1905; Livers and Wohl, 2015). These characteristics come from the processes of glacial erosion : (1) Glacial quarrying is the means by which a glacier removes larger chunks and fragments from its bed and walls (Bennett and Glasser, 2009). (2) Glacial abrasion is the process by which rock particles transported at the base of a glacier are moved across a bedrock surface scratching and wearing it away (Bennett and Glasser, 2009). A fluvial valley is V-shaped with a narrow floor, gentle walls and symmetric shoulders (Montgomery, 2002; Livers and Wohl, 2015). These characteristics come from the process of fluvial erosion : (1) Water abrasion generate detachment of soil particles by flowing water under the influence of both drag and lift forces (Léonard and Richard, 2004). These differences of erosion have influences on morphology and geometry of these two kinds of valleys. Then, from literature, we created a list of morphological and geometrical characteristics that allow the distinction of glacial valleys from fluvial ones (Table 1).

Morphology	**References**
Glacial valleys are U-shaped while fluvial valley are V-shaped	Roberts and Rood, 1984 Livers and Wohl, 2015
Glacial valleys have a wide flat floor unlike fluvial valley which are steeper	Penck, 1905 Montgomery, 2002
Glacial valleys have symmetric shoulders that delimit the drainage area	Montgomery, 2002 Livers and Wohl, 2015
Above the shoulders glacial valleys have a cirque-like niche	Penck, 1905 Barr and Spagnolo, 2015
Glacial valleys have a longitudinal profile which has a gentle slope with slope failures	Roberts and Rood, 1984 Augustinus, 1992
Glacial valleys have steeps walls unlike fluvial valleys which have gentle walls.	Penck, 1905 Livers and Wohl, 2015
Geometry	
Glacial valleys are wider than fluvial ones	Roberts and Rood, 1984 Augustinus, 1992 Livers and Wohl, 2015
The law of adjusted cross-sections	Penck, 1905
The elevation of glacial valleys is higher than fluvial one	Roberts and Rood, 1984 Montgomery, 2002
For drainage area > 50 km² the cross section ratio is four times bigger for glacial valley than for fluvial valleys	Montgomery, 2002

Table 1. Morphological and geometrical criteria used to distinguish fluvial and glacial valley in this study based on terrestrial studies.

4.4.2.2 Terrestrial glacial cirques

Terrestrial glacial valleys have often valley heads upstream where the ice accumulates. When these valley heads are a hollow, open downstream but bounded upstream by the crest of a steep slope a 'headwall' (>27°) which is arcuate in plan around a more gently sloping floor (<27°), They are called glacial cirqueIt is glacial if the floor has been affected by glacial erosion while part of the headwall has developed subaerially, and a drainage divide was located sufficiently close to the top of the headwall (the cirque crest) for little or none of the ice that fashioned the cirque to have flowed in from outside, (Barr and Spagnolo, 2015; Evans and Cox, 2017). The characteristics of cirques are readily measurable due to in the absence of ice and can include : (1) their spatial distribution, (2) the length (L), (3) the width (W), (4) the amplitude (A), (5) the height range (H), (6) the size ($\sqrt[3]{LWH}$), and (7) the axial gradient (arctan(A/L)). This parameter approximates the surface slope of a former glacier just filling the cirque (Barr and Spagnolo, 2015; Evans and Cox, 2017). Often, cirque size is calculated in order to assess whether cirques have developed isometrically (whether the rate of growth has been equal in all three orthogonal dimensions) or allometrically (whether the rate of cirque lengthening, widening and deepening has been unequal, and cirques have therefore changed shape during development ; Olyphant 1981; Evans 2010). To assess this, length, width and altitudinal range are plotted against cirque size. They can provide information about the duration and intensity of the glacial conditions that formed them (Delmas et al., 2015).

4.4.3 Morphometrical analysis of valleys on Mars

We used all the criteria described in Table 1 and in Table 2 to study the mapped valley networks and unmapped valleys in our study area. Authors studying terrestrial landscapes generally use only three or four parameters to characterize valleys and emphasis is placed on the shape of the valley, U-shaped for glacial valleys and V-shaped for fluvial ones. The shape is an important indicator of the origin of the valley, but it is not always a discrimining parameter, for example, a V-shaped valley can be filled by deposits and become more U-shaped. In order to circumvent this problem, in this paper, we studied the morphometry of the martian valleys using as many parameters as possible to interpret the origin of the valleys.

Valley parameters	Abbreviation	Definition
Length (m)	L	Longitudinal line extending from the upstream part to the downstream part.
Width (m)	W	Perpendicular to the length line.
Slope (°)	Sl	Average values of all pixel in the valley shape.
Elevation (m)	El	Average values of all pixel in the valley shape.
Depth (m)	Dp	Difference between the highest and lowest point from a cross-sectional profile.
V-index (dimensionless)	V-index	Deviation from an ideal V-shaped valley.
Cross-section (m^2)	CS	Calculated from the cross-sectional profiles.
Length/width ratio (dimensionless)	L/W	Length/ width.
Valley head parameters		
Length (m)	L	Length of the median axis.
Width (m)	W	Maximum dimension measured perpendicular to the length line.
Amplitude (m)	A	Difference in altitude between the highest and lowest point on length line.
Heigth range (m)	H	Difference between the highest and lowest point.
Axial gradient (°)	Axgrad	Arctan(A/L).
Size (m)	S	$\sqrt[3]{LWH}$.
Length/height ratio (dimensionless)	L/W	Length/height.

Table 2. Parameters measured for the valleys and valley heads used in this study. Selected from several terrestrial studies (Johnson, 1904; Penck, 1905; de Martonne, 1911; Graf, 1970, 1976; Olyphant, 1981; Roberts and Rood, 1984; Augustinus, 1992; Montgomery, 2002; Amerson et al., 2008; Evans, 2010; Zemp et al., 2011; Barr and Spagnolo, 2015; Delmas et al., 2015; Livers and Wohl, 2015; Hobbs et al., 2016; Evans and Cox, 2017; Zimmer and Gabet, 2018).

4.4.3.1 Morphological identification of the valleys and their drainage area

The first step in the analysis was to define the outline of the studied valleys using two criteria : (1) The shoulders of the valley should be well preserved and should be continous over hundred of meters. As for terrestrial measurements, we chose to stop the valley when we can no longer follow the crest (Livers and Wohl, 2015). (2) The overall morphology should be the same along the whole length of the valley. For the valley networks, we do not consider the entire network as a single valley but as a set of tributary valleys. The shapefile thus obtained allowed us to define the outline of the valley, but also to obtain the drainage area within which the erosion (by ice or liquid water) took place (Fig. 4a).

4.4.3.2 Valley length and width

The length of the valley was defined using a longitudinal line extending from the furthest upstream part of the valley to the downstream part of the valley, sub-parallel to the valley shoulders (Fig. 4a). Then, in order to have a wide range of measurement, we divided the length into four segments of equal length. The width was measured at each segment boundary (5 width mesurements per valley), perpendicular to the length line and crossed the crest on each side of the valley (Fig. 4a).

4.4.3.3 Valley slope and elevation

The slope was calculated for every pixel of the HRSC DTMRDR that fell within the valleys using the ArcGIS tool "slope". Then to extract the average slope and elevation values for each valley we used the ArcGIS tool "extract by mask". This tool allow to compute the average values of all pixel that fell within the outline previously drawn for the valley (Fig. 4a-b).

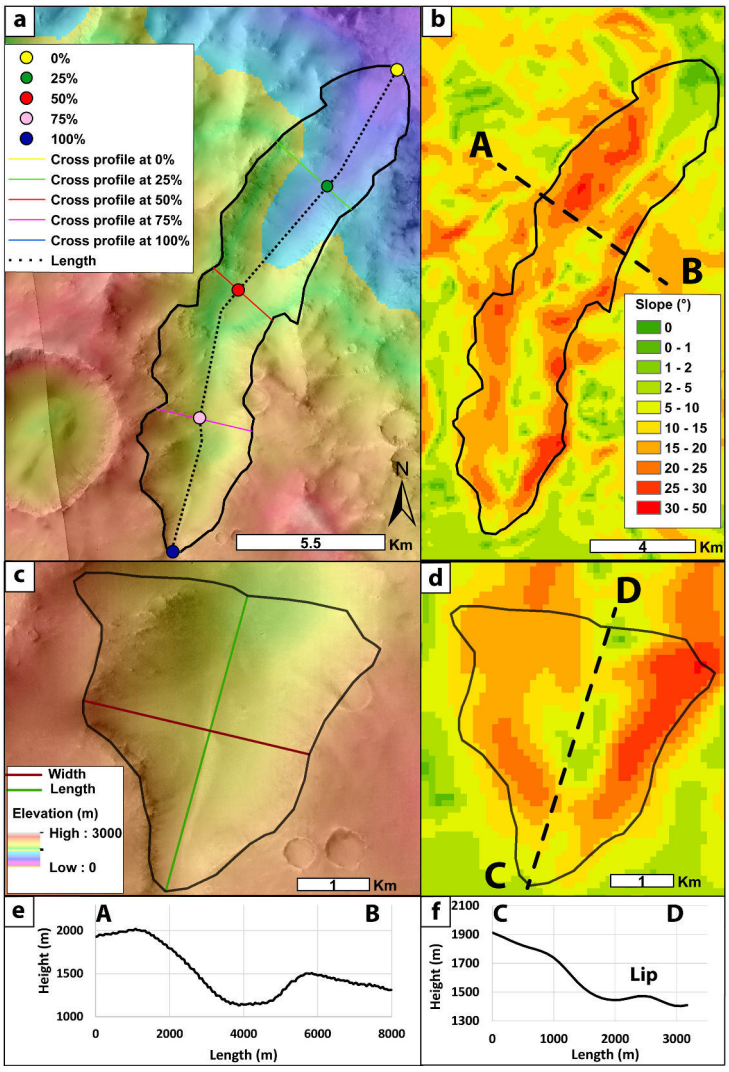


Fig. 4. Valley and valley head morphometric measurement. (a) A valley in Dawes crater and its associated valley head, where 0% correspond to the furthest point downstream and 100% the furthest point upstream. Background is CTX images (P17_007742_1708_XN_09S323W; P11_005461_1706_XI_09S323W) and MOLA elevation data. (b) Slope map of the valley in (a) (calculated from HRSC DTMRDR : h1950_0000_bl3) where the dashed line shows the position of the cross-sectional profile shown in (e). (c) Detailed view of the valley head shown in (a). (d) Slope map of the valley head, where the dashed line shows the position of the longitudinal profile shown in (f). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.4.3.4 Valley cross-sectional area and V-index

The cross-sectional area was calculated from the transverse profile at the start and end of each segment (0%, 25%, 50%, 75%, 100% of the valley length). The profile crossed the two shoulders of the valley. From this profile, we extracted the maximum depth of the valley (Fig. 4e). Five cross-sectional areas were calculated, one for each segment we measured, and the average valley cross-sectional area was calculated from these five values. In order to characterize the shape of the valleys we used the V-index (Zimmer and Gabet, 2018). This V-index is the measure of the deviation from an ideal V-shaped valley. It is calculated by comparing the valley cross-sectional area (Ax) between the valley bottom and a specified height above the valley floor to that of an ideal V-shaped cross-section with the same height and width as the subject cross section (Av, Zimmer and Gabet, 2018).

$$V - index = (Ax/Av) - 1 \tag{4.1}$$

When V-index = 0, the ideal V-shaped valley is the same that the mesuread one. If the valley is U-shaped the V-index > 0 whereas V-shaped valleys have a V-index < 0 (Zimmer and Gabet, 2018). We chose to calculate the V-index for each valleys at 50% of the valley length.

4.4.4 Morphometrical analysis of valley heads on Mars

Some valley heads on Mars have an theater-like form. For these valley heads we defined the outline, using the same method as described in section 4.3.1. Then, we measured its width and length (Fig. 4c). The altitudinal range was obtained by using the same method described previously for the valleys (Section 4.3.3; Fig. 4c,d,f). The amplitude was obtained by mesuring the difference in altitude between highest and lowest points on the length line (Evans and Cox, 2017). The size of the valley heads was calculated using the relation

$$Size = \sqrt[3]{LWH} \tag{4.2}$$

(with L : Length, W : Width, H : Height), and the axial gradient using the relation

$$Axgrad = arctan(A/L) \tag{4.3}$$

(with A : Amplitude, L : Length). The boundary between the valley head and the valley is not always very clear. To be consistent between the different studied valleys, we chose to set this boundary to the change in topographic break in slope that marks the transition between the upstream valley head and the downstream main valley (Fig. 4f).

4.4.5 Comparative morphometrical analysis with known valleys on Earth and Mars

4.4.5.1 Comparison with Mars

Two craters in the southern highlands, that have already been studied, have been chosen as reference for our comparison (Fig. 1). Bakhuysen crater (15.39°E, 23.9°S) has 35 valley networks mapped by Hynek et al. (2010) and are interpreted as fluvial valleys by Moore (2005) (Fig. 5). A crater, refered as “GLF-crater” in

this study (28°16'E, 31°58'S), defined by Souness and Hubbard (2012) as a crater with Amazonian GLFs (Fig. 6). We supposed that the valleys in this crater were mainly shaped by the GLFs present in this crater. We applied our method to the valleys in these craters. The results thus obtained allowed us to verify if our method is consistent with the interpreted origin of the valleys (Moore, 2005; Hynek et al., 2010; Souness and Hubbard, 2012). Moreover, with the data obtained, we were able to build a database large enough to compare these known cases with the valleys in our study areas.

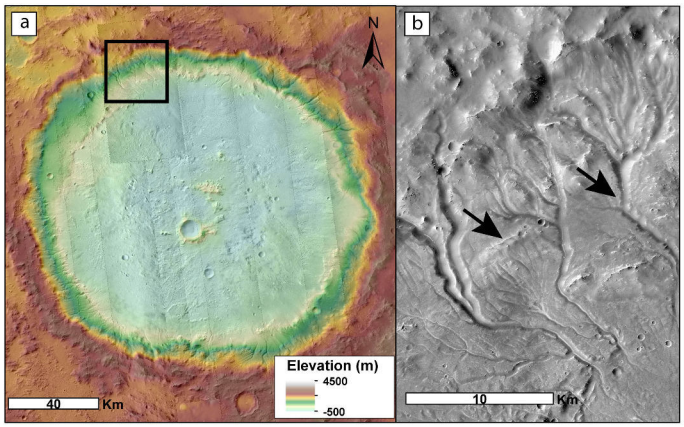


Fig. 5. Bakhuysen crater (a) Background using CTX images (G05_020309_1568_XN_23S343W; G12_022933_1578_XI_22S344W; B18_016551_1566_XN_23S344W; B20_017263_1573_XI_22S343W; B18_016617_1562_XI_23S345W; B17_016195_1563_XN_23S345W; P11_005475_1569_XN_23S343W) and MOLA elevation data. (b) Detailed view of the fluvial valleys shown in (a) (G12_022933_1578_XI_22S344W). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

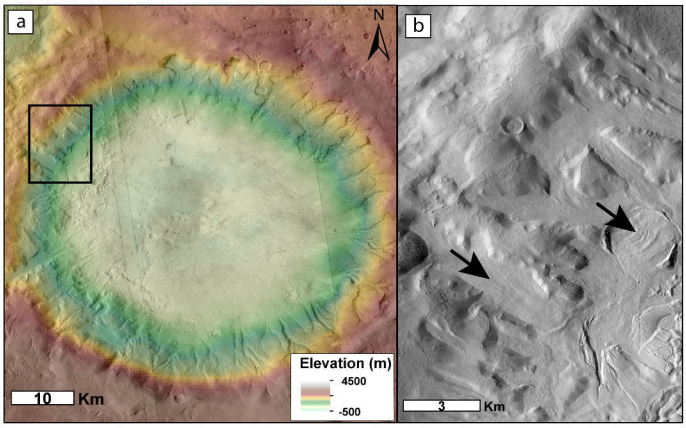


Fig. 6. GLF-crater (a) Background using CTX images (P07_003589_1466_XN_33S331W; B11_013966_1476_XN_32S331W; B06_011909_1480_XN_32S332W) and MOLA elevation data. (b) Detailed view of the valleys and GLF shown in (a) (B06_011909_1480_XN_32S332W). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.4.5.2 Comparison with the Earth

In order to compare the martian results for the valleys, we decided to apply the method described above (Section 4.3) in the area of Chamonix in the French Alps (Fig. 7). This terrestrial glacial landscape present several glaciated valleys and contrary to our study area, the glacial valleys in Chamonix still have their glacier (Mer de Glace, Argentière glacier... ; Zemp et al. 2011; Frezzotti and Orombelli 2013). Then some measured parameters such as the depth and the cross-sectional are distorted, they should increase without the glacier. However, the other parameters are measurable even if a glacier is present. Indeed, the current presence of a glacier does not influence the length and the width of the valleys because the main glacial erosion phase is over since the Holocene which correspond to the maximum glacier extent (Zemp et al., 2011).

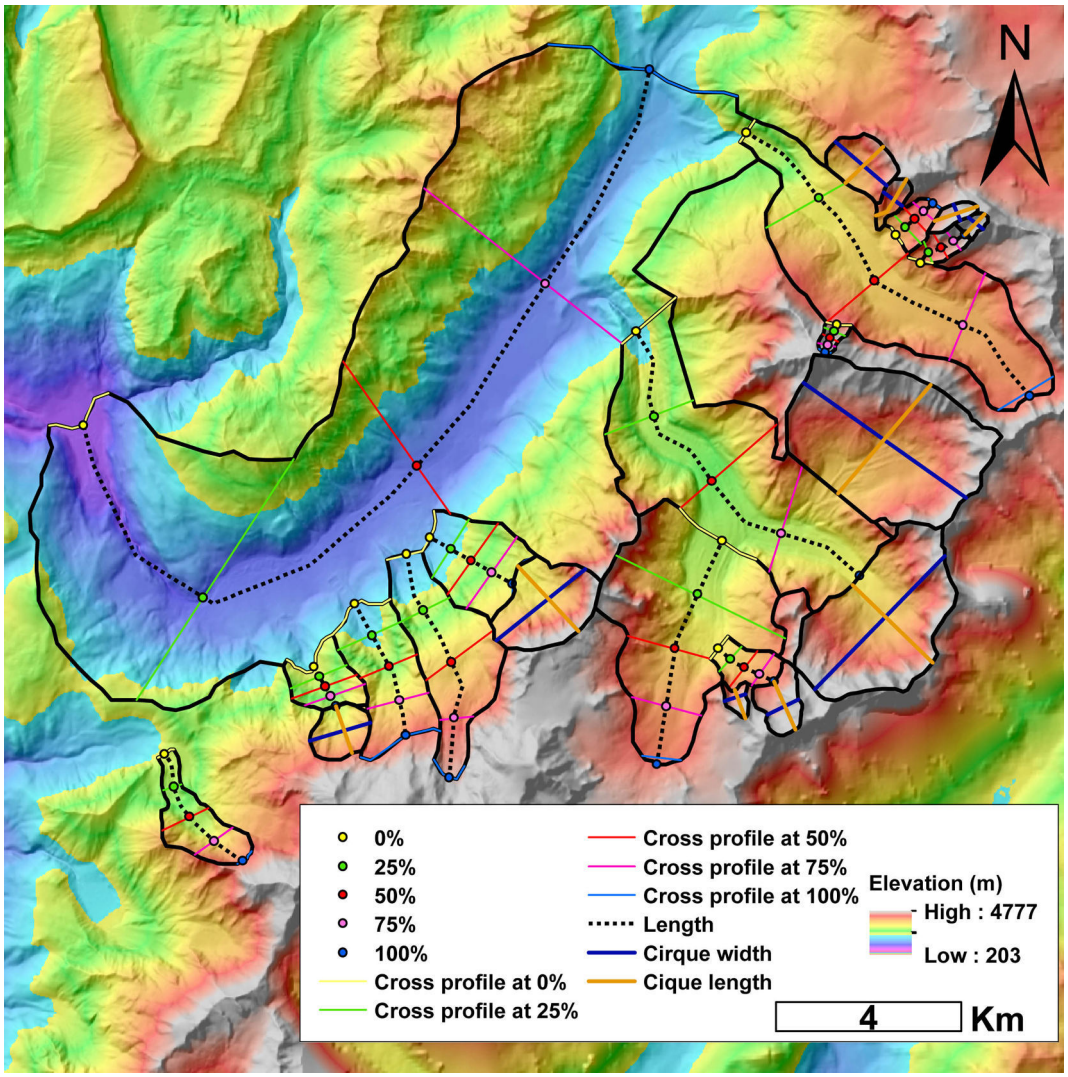


Fig. 7. Study area of Chamonix in the French Alps on Earth. Colorized elevation data from 25m/pixel DEM BDALTIr_2-0_ASC_25M_LAMB93_IGN69_D073. Images credit IGN-F

4.4.6 Summary of measured parameters

4.4.6.1 Valleys in Terra Sabaea

Using our morphometric analysis we characterized 140 valleys with different origins, namely 36 fluvial valleys in Bakhuysen crater (Moore, 2005; Hynek et al., 2010), 23 glacial valleys in GLF-crater (Souness and Hubbard, 2012) and a suite of valleys with unknown origin : 42 from Dawes crater, 33 from Crater 1 and 6 from mountain 1. We constructed a database with more than 2500 usable measurements to determine whether the valleys of Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 are fluvial or glacial in origin. We plotted frequency distributions for each measured parameters (Fig. 8a-d). The average value for each studied parameter is presented in Table 10 in the supplementary. Hynek et al. (2010) identified 35 fluvial valleys in Bakhuysen crater and 29 fluvial valleys in Dawes crater. We re-examined these valleys using more morphometric parameters and we added new valleys to this dataset (Fig. 9).

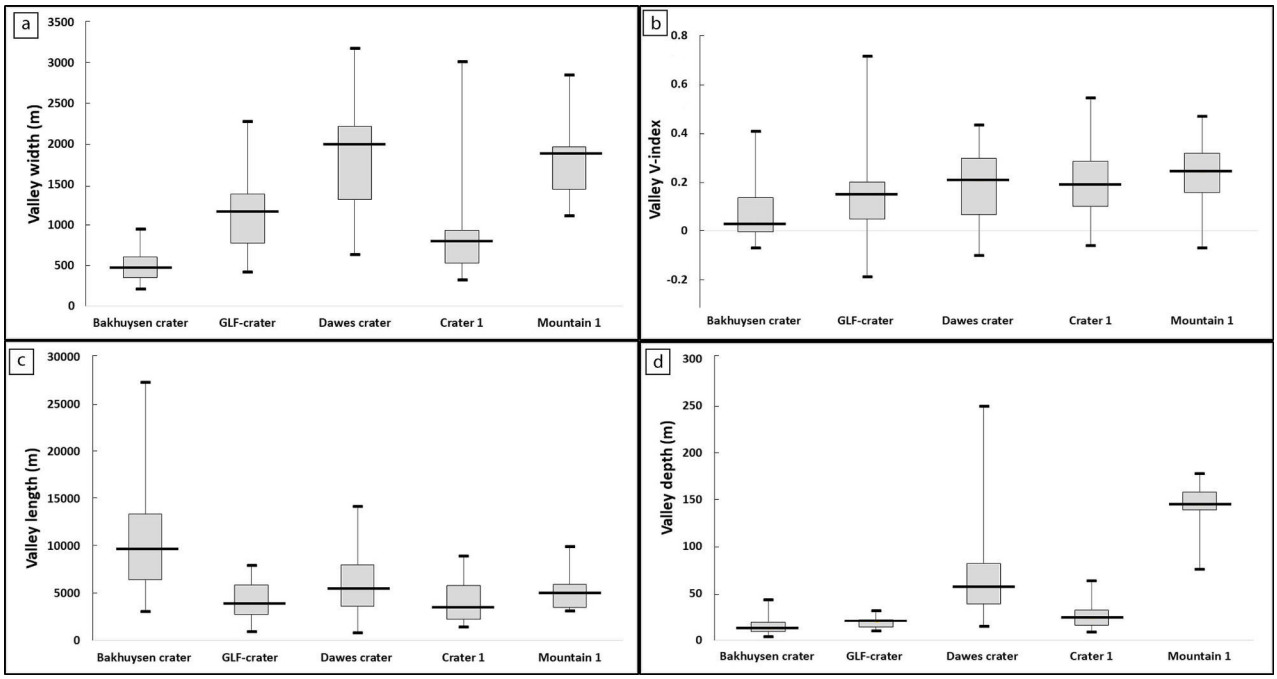


Fig. 8. Box and whisker plot of valley (a) width, (b) V-index, (c) length and (d) depth. The short black lines represents the maximum and minimum for each dataset. The box represent the interquartile range, with Q1 and Q3 the bottom and top of the box.The median is represented by the long black lines in the boxes.

4.4.6.2 Valley heads in Terra Sabaea

We identified 100 valley heads in the study area, namely 75 valley heads in Dawes crater and 25 in Crater 1. We plotted frequency distributions for each measured parameters (Fig. 10a-f). The average value for each of the studied parameters is presented in Table 11 in the supplementary. We did not find any valley heads in mountain 1. We constructed a database, with more than 700 usable measurements, to characterise these valley heads and to compare them with terrestrial morphologies (Fig. 11).

4.4.6.3 Glacial valleys in Chamonix valley

We identified 13 glacial valleys in Chamonix valley. The values for each studied parameter is presented in Table 9 in the supplementary. We constructed a database, with more than 250 measurements, usable as terrestrial reference from our method. The tables containing all the measured parameters for each area are in the supplementary material (Table 4-9).

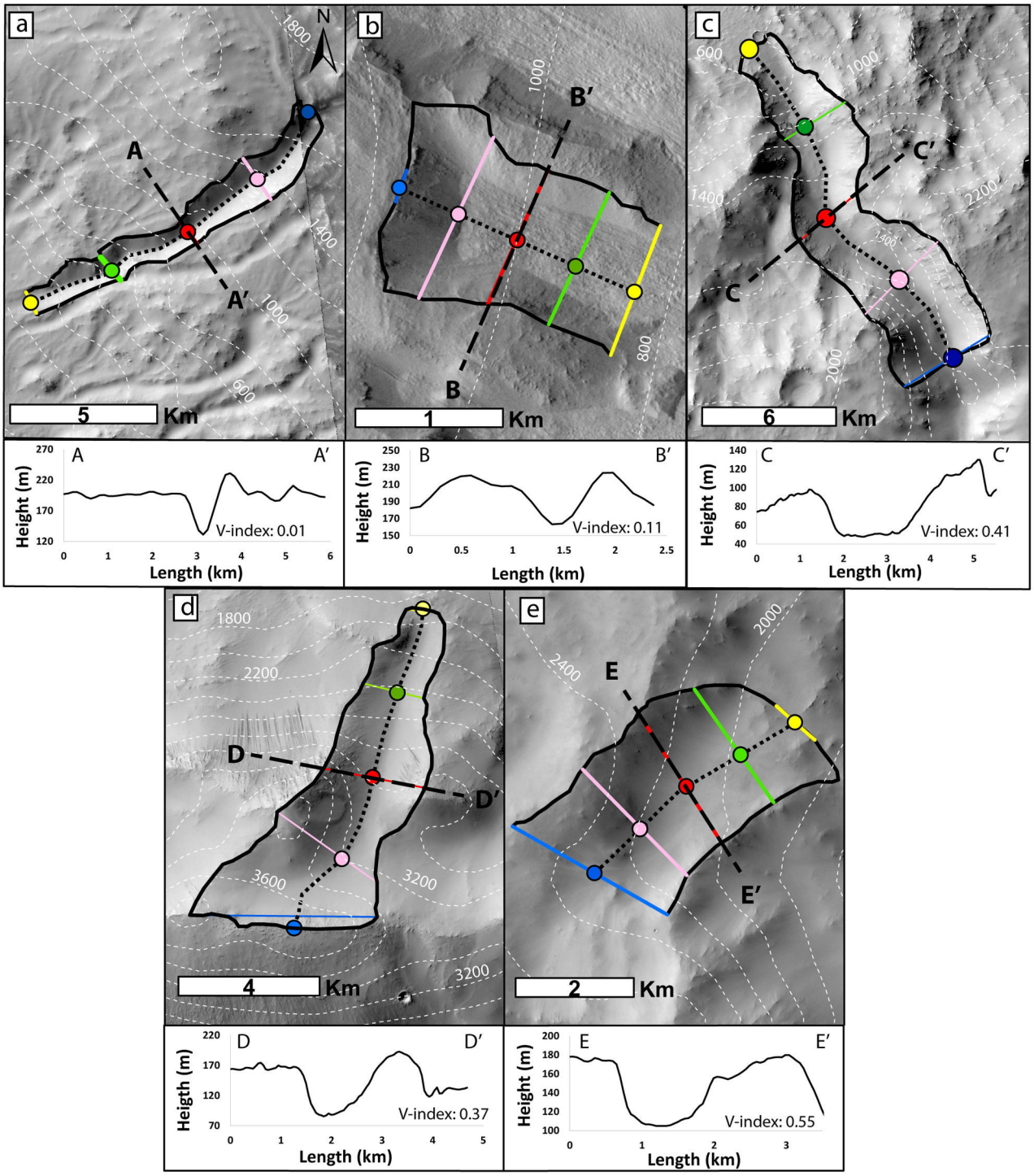


Fig. 9. Example of studied valleys and their associated V-index. The dashed line shows the cross-section at 50% of the downstream valley length extract from HRSC elevation data. Valley examples from (a) Bakhuysen crater (CTX : B20_017263_1573_XI_22S343W), (b) GLF-crater (CTX : B06_011909_1480_XN_32S332W), (c) Dawes crater (CTX : B01_010102_1699_XN_10S321W), (d) mountain 1 (CTX : G19_025833_1759_XN_04S317W), (e) Crater 1 (CTX : G02_019174_1705_XN_09S318W). The legend is the same as Fig. 4a. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

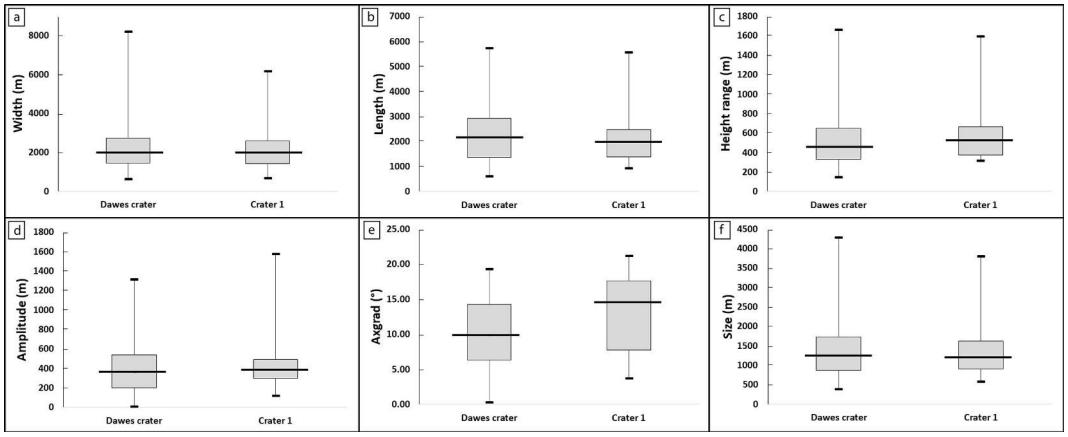


Fig. 10. Box and whisker plot of valley head : (a) width, (b) length, (c) altitudinal range, (d) amplitude, (e) axial gradient and (f) size.

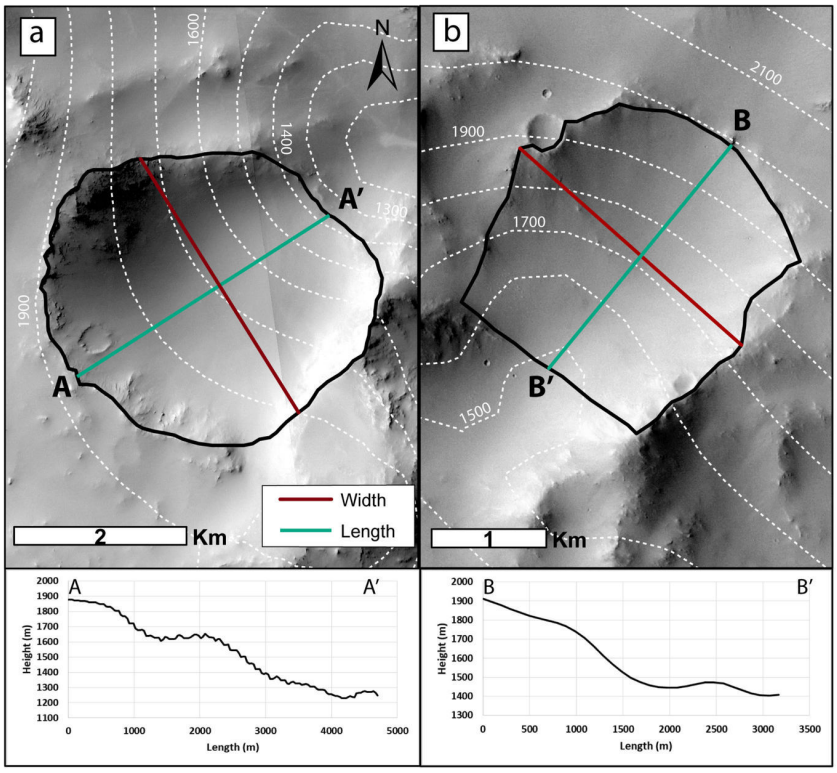


Fig. 11. Example of studied valley heads. The length line shows the location of the longitudinal cross section included underneath each image. Valley head from (a) Dawes crater southeast inner rim (CTX B19_017104_1709_XN_09S323W) (b) Crater 1 northwest inner rim (CTX : B16_015917_1710_XN_09S317W). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.4.7 Age estimation of Dawes crater

In order to constrain the age of the valleys, we performed a crater size-frequency analysis, or "crater counting". We measured the crater size-frequency distribution (the number and size of craters accumulated on surface units) using CTX images to estimate the age for Dawes crater (Hartmann and Neukum, 2001; Ivanov, 2001). We observed that the floor of Dawes crater is covered by materials that partially overlaps the base of the crater wall. This deposit partially covers the valleys showing that this material was deposited after valley formation. Hence, the valleys and valley heads are younger than the crater walls but older than the filling material that covers them. Therefore, estimating the age of the crater floor and the craters inner walls allowed us to bracket the maximum and minimum age of the valleys and valley heads. We defined two count areas, the first one is the crater inner walls delimited by the crater rim and the break in slope with the crater floor. This area is characterized by the presence of valleys and valleys heads. The second is the crater floor characterized by a flat floor, strongly cratered and the complete absence of valleys and valley heads. We measured all impact craters $>$ 1 km, except secondary and ghost crater using CraterTools in ArcGIS (Kneissl et al., 2011) in these two areas. Dawes crater has 96 superposed craters $>$ 1 km over an area of 28439 m^2. The crater size-frequency distributions was plotted with Craterstats 2.1 software using a cumulative plot and using the function chronology from Hartmann and Neukum (2001) and Hartmann (2005). The crater size-frequency distribution is not significative for crater 1, in fact, the plot obtained does not fit with any of the established crater density boundaries (Tanaka, 1986; Hartmann, 2005). However, in order to constrain the age of the valley in crater 1, we counted the craters with diameter $>$ 1 km and calculated the N(1) to determine the formation period of the valleys using established crater density boundaries (Bouley and Craddock, 2014). N(1) is the density of craters with a diameter $>$ 1 km normalized to an area of $10^6 km^2$. This method was realized in two count areas in crater 1, the floor and the crater inner walls defined as the same way described above. We also applied the "N(1) method" to Dawes crater in order to check if the two ages found with the different methods are consistent. Mountain 1 only have 3 craters $>$ 1 km it is not enough to realize a significative crater size-frequency analysis.

4.5 Results

4.5.1 Morphometric comparison : Valleys

4.5.1.1 Length to Width ratio

The valleys from Dawes crater, Crater 1, mountain 1, and GLF-crater have a mean length to width ratio of 2.5, being only slightly longer than they are wide (Fig. 12). The Bakhuysen valleys are significantly longer compared to their width, with a mean length to widtht ratio of 22 (Fig. 12). The difference between the length to width ratio suggests that the formation process was not the same for Bakhuysen crater as for the other valleys. Long and narrow valleys are formed by fluvial processes and have an aspect ratio $>>1$ while short stubby valleys are generally formed by glacial erosion with an aspect ratio >1 (Hobbs et al., 2016). Thus, our analysis supports the fluvial interpretation for the Bakhuysen valleys and suggests the origin of the valleys from GLF-crater, Dawes crater, Crater 1, and mountain 1 are different.

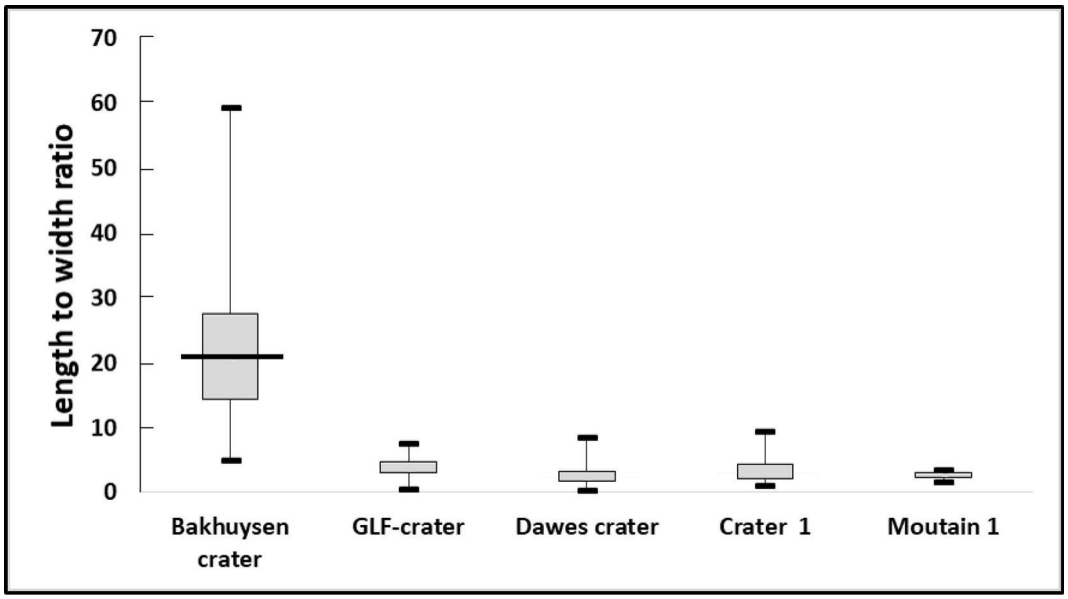


Fig. 12. Box and whisker plot of length to width ratio for valleys in each study areas. 140 valleys have been plotted, 36 from Bakhuysen crater, 23 from GLF-crater, 42 from Dawes crater 33 from crater 1 and 6 from mountain 1 . The median values are respectively : 20.8 ; 3,6 ; 2.3 ; 2.8 and 2.7.

4.5.1.2 Cross-sectional area

Based on our analysis of the valley ratio cross-sectional area/ drainage area we can distinguish two groups (Fig. 13a). The first one is composed of Bakhuysen crater valleys, the ratio between the cross-sectional area and the drainage area is low with an average value of 0.001. The second group is composed of Dawes crater, Crater 1, mountain 1, and GLF-crater, the ratio between the cross sectional area and the drainage area is higher than for Bakhuysen. The average values is about 0.004, that is four times higher than Bakhuysen one (Fig. 13a). On Earth, this value of four is the characteristic difference between the glacial and fluvial valleys (Montgomery, 2002). Moreover, the cross-sectional profiles reveal that Bakhuysen valleys have a V-shape characteristic of a fluvial erosion (Penck, 1905; Roberts and Rood, 1984; Livers and Wohl, 2015) and that Dawes crater, Crater 1, mountain 1, and GLF-crater valleys have a U-shape which is characteristic of a glacial erosion (Fig. 9). In order to confirm this result, we realized a statistical test to verify if the data are statiscally different. The five populations are not normally distributed so we chose to use the Mann-Whitney U test. This method is used to test whether two samples are likely to derive from the same population. This nonparametric test is applicable when the samples are small ($N<40$), not normally distributed and independent which is the case for this study. To achieved this, the first step was to rank the cross-sectionnal area/drainage area values to obtain the critical value of U and compare it with the values in Mann-Whitney table for a given N (Table 12 in supplementary). To give an example, let compare the two populations of valleys from Bakhuysen crater ($N = 35$) and Moutain 1 ($N=6$). After ranking, we obtained a critical U value of 6. For these populations, the U value in the table is 37. The critical U value from our data is strictly inferior than the U given in the Mann-Whitney table. So we can confirm that the valleys from Bakhuysen crater and Mountain 1 are statiscally separated, that mean that the cross-sectionnal area/drainage area for

these two population of valley do not follow the same trend. In other words, the erosion processes between these two populations of valleys are not the same. We applied this test to the other populations and we found the same result.

The Fig. 13b shows the variation of the cross-sectionnal areas all along the valleys in the differents areas. From the top of the valley (100%) down to the middle of the valley (50%) the cross-sectionnal area increases and then decreases downstream to the end of the valley (0%). This variation follows the law of ajusted cross section described by Penck (1905) for the alpine glacial valleys on Earth.

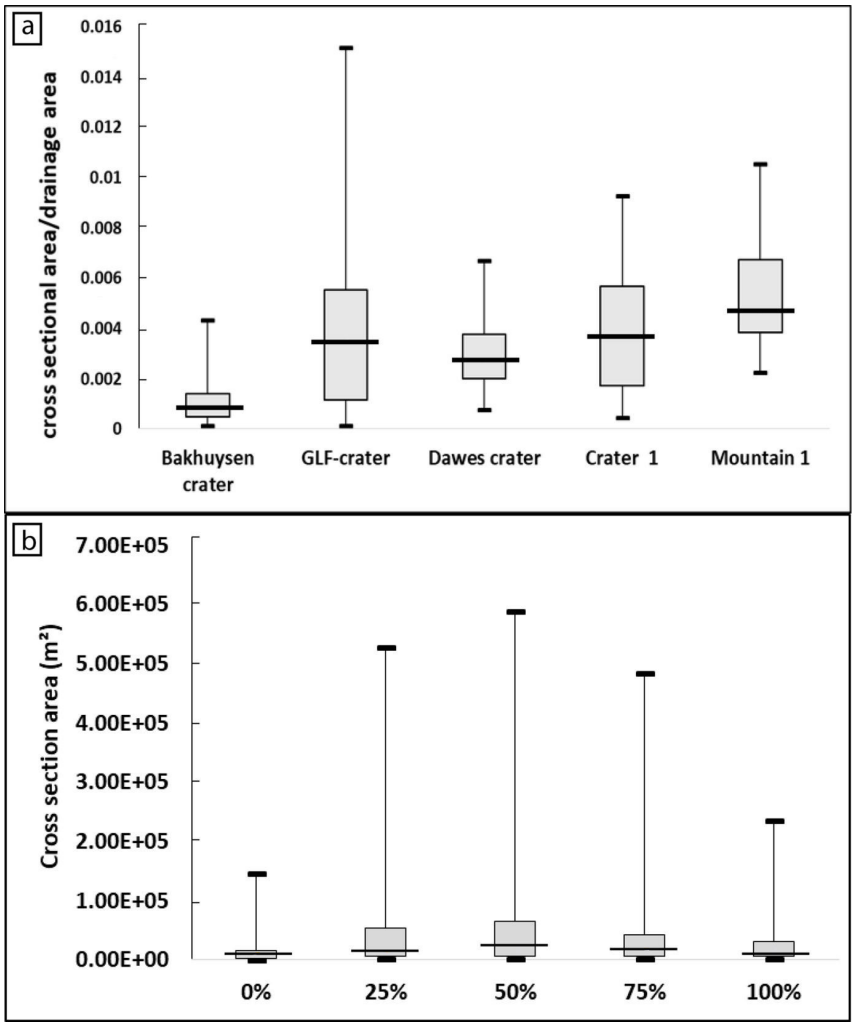


Fig. 13. (a) Box and whisker plot of cross-sectional area/ drainage area for the studied valleys. We can observe two groups, one composed of the valley from Bakhuysen crater with a mean cross sectional area/drainage area of 0.001 and the second composed of GLF-crater, Dawes crater, Crater 1, and mountain 1 with a mean cross sectional area/drainage area of 0.004. (b) Box and whisker plot of cross-section area at 0%, 25%, 50%, 75% and 100% of the valley length for Dawes crater, Crater 1 and Mountain 1.

4.5.1.3 Elevation

Based on the elevation of the valleys, we can distinguish two groups. The first, comprises valleys in Bakhuysen crater, are found at an elevation <1000 m, 168 m on average (Fig. 14). The second group is made up of valleys from GLF-crater, Dawes crater, Crater 1 and mountain 1, where 95% the valleys are located at an elevation higher than 1000 m with an average of 1722 m (Fig. 14). These valleys are at an elevation 10 times higher than the valleys in Bakhuysen crater. On Earth, the elevation of glacial valleys is higher than fluvial ones (Roberts and Rood, 1984; Montgomery, 2002). .

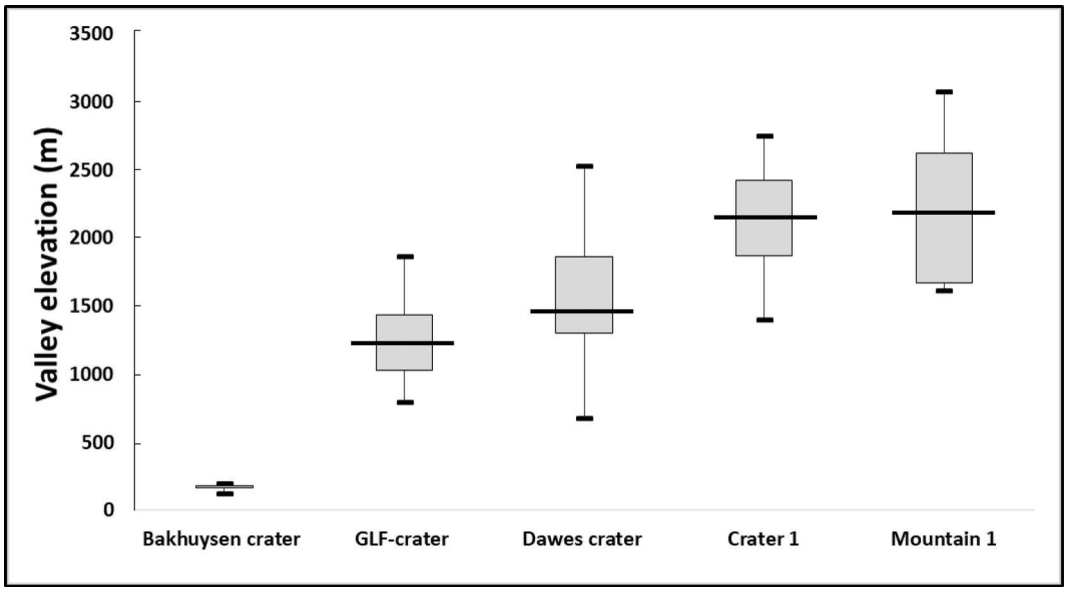


Fig. 14. Box and whisker plot of elevation of the identified valleys from MOLA elevation data.

4.5.2 Morphometric comparison : valley heads

The valley heads in Dawes crater and Crater 1 have a sizes ranging from 372 m to 4282 m (Fig. 10 f). Furthermore, the longitudinal profile shows a steep upstream slope, between 26° to 28°, and a gentle downstream slope between 17° to 20° (Fig. 15 a-b). On the 75 valley heads identified in Dawes crater 32 presents a topographical lip and 43 do not. For Crater 1, 13 valleys heads have a topographical lip on 25 measured valley heads. These topographical lips have a height between 20 and 100 m (Fig. 15a-b). The average value for each compared parameters is presented in Table 11 in the supplementary.

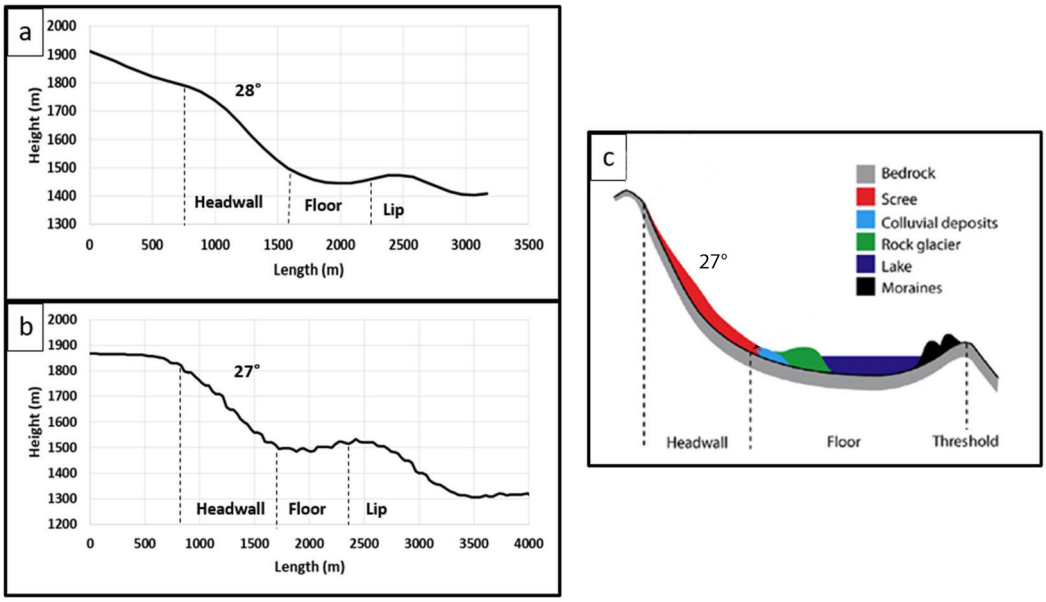


Fig. 15. Longitudinal profile of valley heads from HRSC DTMRDR. (a) In Dawes crater (h5184_0000_da4), (b) In Crater 1 (h1961_0000_bl3), (c) Longitudinal profile of a typical terrestrial glacial cirque. Modify from Barr and Spagnolo (2015)

4.5.3 Morphometric comparison : glacial valleys in Chamonix

In order to compare the measurement made on Mars with known case on Earth, we plotted length against width for each valley in our study areas and compared them with the results we obtained on 13 glacial valleys in Chamonix (Fig. 16). This plot reveals two groups, the first, comprises valleys in Bakhuysen crater that are longer than wider (Section 5.1.1). The second comprises valleys in Dawes crater, Crater 1, GLF-crater, moutain 1. The point here is that valleys from the second group follow the same trend than Chamonix ones. The V-index is also comparable, in fact Dawes crater, Crater 1 and moutain 1 have a mean V-index of 0.20, 0.21, 0.23 respectively and the glacial valleys from Chamonix have a mean V-index of 0.21. Moreover, the mean length to width ratio is 3.21 (Table 10 in the supplementary). These results suggest that the valleys from Dawes crater, Crater 1 and moutain 1 are eroded by the same processes than glacial valleys from Chamonix.

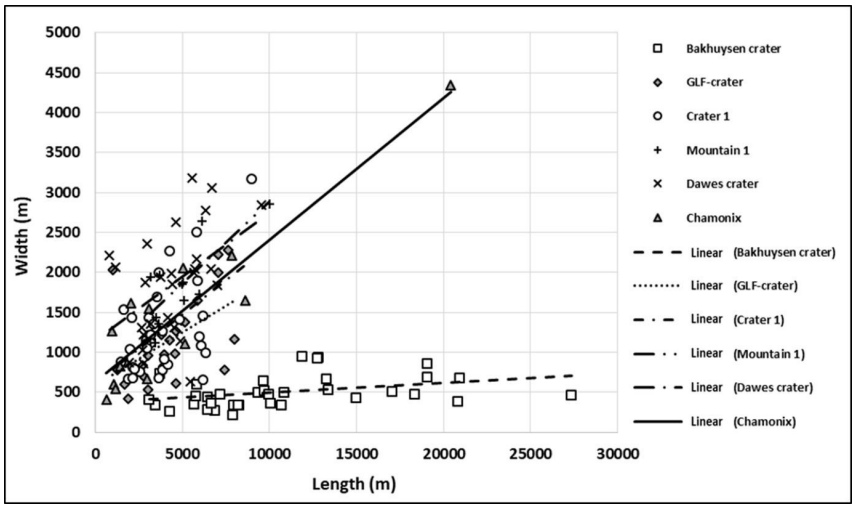


Fig. 16. Length versus width for all the valleys from the different study areas.

4.6 An interpreted glacial landscape in Terra Sabaea

4.6.1 Characteristics of glacial valleys in Terra Sabaea

The measured parameters of the valleys in Dawes crater, Crater 1, and on mountain 1 are similar to terrestrial glacial valleys :

1. Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 valleys have a length to width ratio >1, which more similar to the GLF-crater valleys than to Bakhuysen fluvial valley which have a length to width ratio >>1 (Fig. 12b)
2. Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 valleys have a cross-sectional areas that are four times larger than Bakhuysen fluvial valleys and a similar cross-sectional area to the GLF-crater valleys (Fig. 13a)
3. Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 valleys have a V-index around 0.20 while Bakhuysen fluvial valleys have a V-index around 0.07 (Fig. 8b)
4. Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 valleys have an elevation 10 time higher than Bakhuysen and a similar elevation to GLF-crater valleys (Fig. 14)
5. Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 valleys have a U-shape while Bakhuysen morphologies have a V-shape (Fig. 9c-e)
6. Dawes crater, Crater 1 and mountain 1 valleys respect the cross-section law characteristic of terrestrial glacial valleys (Fig. 13b)

4.6.2 Characteristics of valley heads in Terra Sabaea

The longitudinal profiles of valley heads in Dawes crater and Crater 1 are similar to typical longitudinal

profiles of glacial cirques on Earth (Fig. 15c). They have a steep upstream slope of about 28° in the headwall, then a gentle downstream slope about 20° on the floor, with a topographic lip marking the end of the feature (Fig. 15). The other measured parameters, reported in Fig. 10 and in Table 11 in the supplementary, are within the range of the highest terrestrial glacial cirques measured (Barr and Spagnolo, 2015; Evans and Cox, 2017). The mean axial gradient measured is low, 9.97° in Dawes crater valley heads and 13.18° in Crater 1 valley heads (Fig. 10e) compared to the mean axial gradient measured on Earth but still in the range of terrestrial glacial cirque (Barr and Spagnolo, 2015; Evans and Cox, 2017). The width to length ratio is around one, which correspond to terrestrial glacial cirque (Fig. 17a) and the length to height ratio is in the range of terrestrial glacial cirques measured on Earth by Barr and Spagnolo (2015) and Evans and Cox (2017; Fig. 17b).

The morphological and geometrical similarities of the valley heads and the valleys to terrestrial glacial cirques and valleys, strongly suggests that the origin of the valleys in Dawes crater, Crater 1 and on mountain 1 is glacial. Moreover, the fact that the valleys in Dawes crater and Crater 1 are also associated with features strongly resembling glacial cirques strengthens the interpretation that Dawes crater and Crater 1 exhibit relict glacial landscapes (Fig. 18a-f).

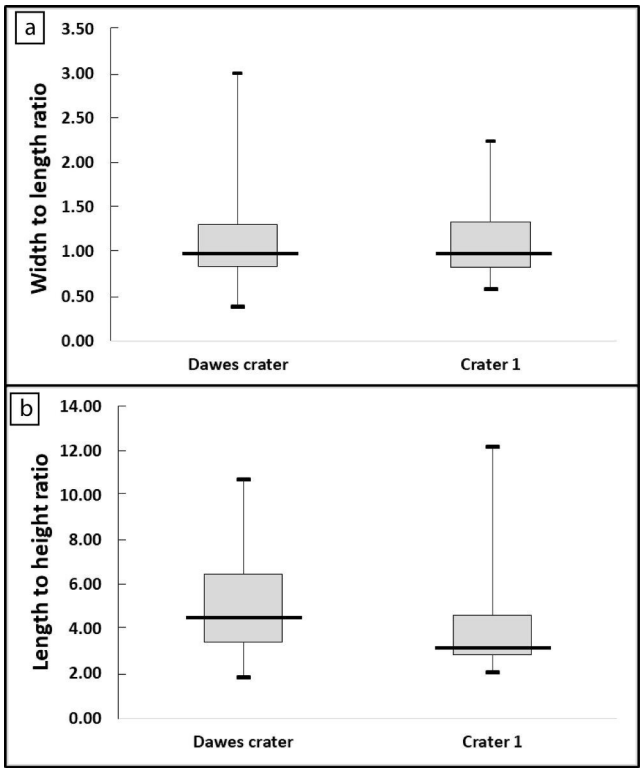


Fig. 17. Box and whisker plot of (a) valley head width to length ratio, (b) valley head length to height ratio.

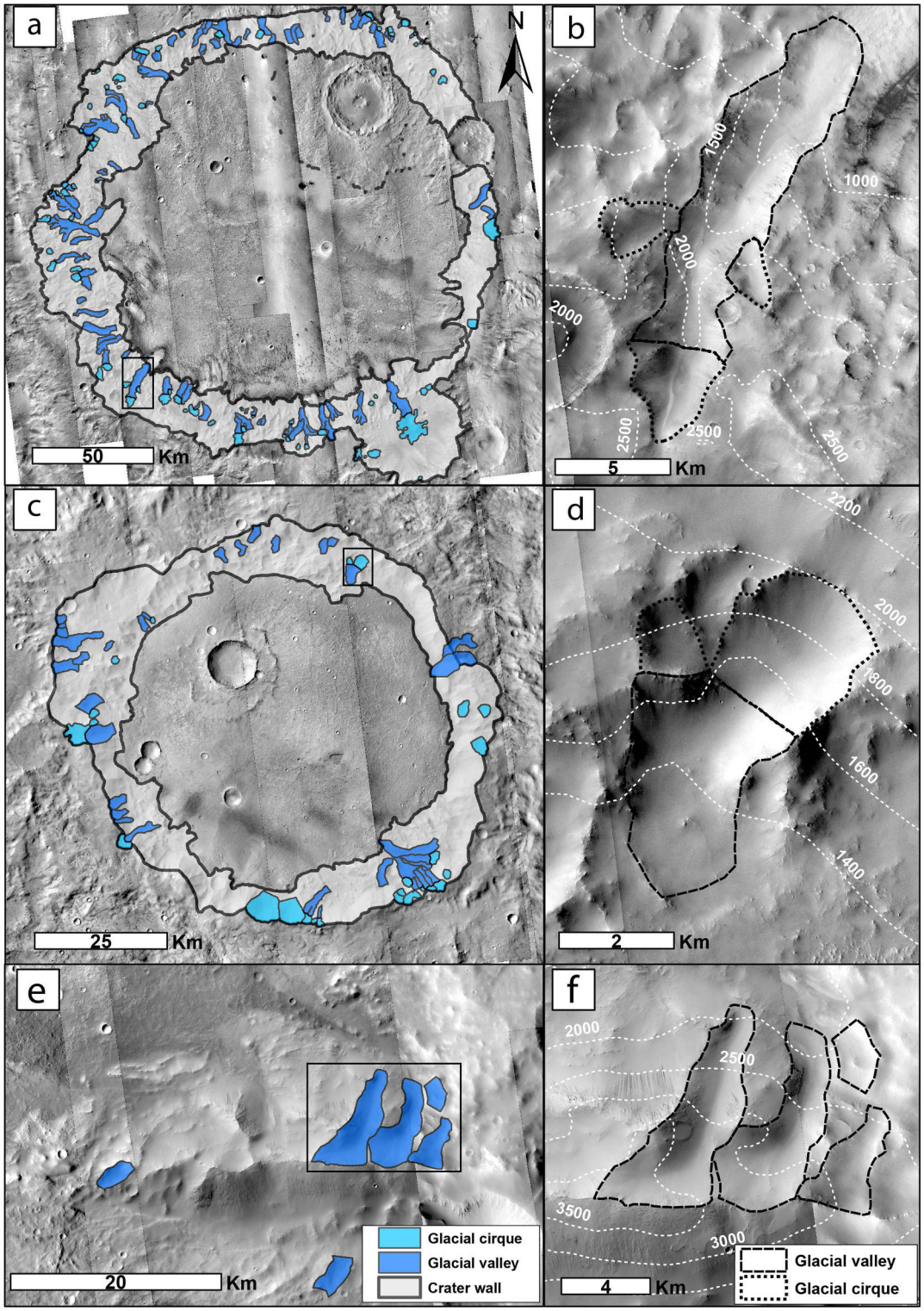


Fig. 18. Geomorphological map of the proposed glacial landscape. (a) Dawes crater distribution of the glacial valleys and cirques on the inner wall of the crater overlain on CTX images. (b) Detail of glacial assemblage, the main glacial valley is surrounded by three glacial cirques. (c) Crater 1 distribution of the glacial valleys and cirques on the inner wall of the crater overlain on CTX images. (d) Detail of glacial assemblage, the main glacial valley is surrounded by two glacial cirques. (e) Mountain 1 distribution of the glacial valleys on the wall of the moutain overlain on CTX images. (f) Detail of glacial valleys, we can not found glacial cirque on that mountain. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.6.3 Timing of the formation of the glacial landscape

In order to constrain the potential age of the glacial landscape, undertook an analysis of the crater-size frequency distribution for Dawes crater. The crater size-frequency distribution for the floor of Dawes crater gives a best-fit age of 3.52 ± 0.05 Ga and 3,66 ± 0.03 Ga for the inner wall with Hartmann and Neukum (2001) chronology function (Fig. 19a). With Hartmann (2005) chronology function, the best-fit age is 3.34 ± 0.06 Ga for the floor, and 3.57 ± 0.03 Ga for the inner wall (Fig. 19b). So the age of the Dawes crater glacial landscape is probably between 3.34 and 3,66 Ga (Late Noachian/ Early Hesperian).

Dawes crater has N(1) = 4579 for the walls and N(1) = 2291 for the floor. We applied this method to Crater 1 and we found N(1) = 4167 for the walls and N(1) = 3297 for the floor. In the two craters, the crater densities correspond to the Late Noachian/Early Hesperian for the inner walls and to the Hesperian for the floor according to the established crater density boundaries (Tanaka, 1986; Hartmann, 2005). These ages are consistent with the age found by Bouley and Craddock (2014) with the basin age-dating method for the basins and subbasins within Terra Sabaea of 3,61 ± 0.02 Ga. So, we hypothesize that from the Late Noachian to the Early Hesperian, the climate was cold enough to have deposition and preservation of ice leading to formation of glaciers and for the crater walls to be shaped by ice processes and form a glacial landscape.

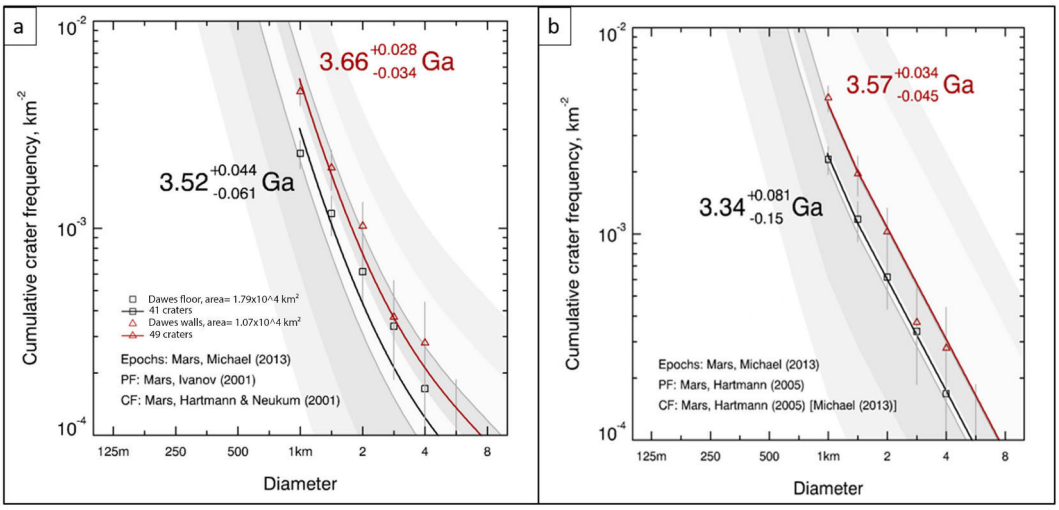


Fig. 19. Timing of formation of the glacial landscape in Dawes crater. (a) Results are for crater with diameter > 1 km with Hartmann and Neukum (2001) chronology function. The red triangles represent the counts performed on the inner wall (3,66 Ga) and the black squares the counts performed on the crater floor (3.52 Ga). (b) Results are for crater with diameter > 1 km with Hartmann (2005) chronology function. The red triangles represent the counts performed on the inner wall (3.57 Ga) and the black squares the counts performed on the crater floor (3.34 Ga). A detail map of the count area is in the supplementary (Fig. 21).

4.7 Discussion

4.7.1 Allometry and origin of the glacial cirque in Terra Sabaea

The glacial cirque distribution in Dawes crater and Crater 1 shows that some of them are located at lower elevations than some glacial valleys. On Earth, glacial cirques are usually at higher elevations than the downstream glacial valleys. The sizes and allometric coefficients of the cirques provides information which can explain the differences in the topographic characteristic of cirques on Mars compared to the Earth. Cirque size is calculated in order to assess whether cirques have developed isometrically or allometrically and it is plotted against the length, width and altitudinal range (Barr and Spagnolo, 2015). The allometric coefficients of logarithmic regressions indicate if the cirque growth equaly in the three dimensions (isometric) or unequaly (allometric), when the allometric coefficients are close to 1 the cirque population displays isometric properties and when they are significantly different from 1 the cirque population displays allometric properties. The sum of these coefficients must be 3 (Evans, 2010; Barr and Spagnolo, 2015; Delmas et al., 2015). The allometric coefficients for all the three dimension are close to 1 in Dawes crater and Crater 1 and they sum to 3 (Fig. 20a-b). So the glacial cirques identified in Dawes crater and Crater 1 are isometric. The apparent isometry of cirque indicate that former glacier rarely extended beyond their cirques because a glacier confined to its cirque may naturally result in isometric developement, but, on Earth, glaciers often grow beyond cirque confines and shape glacial valley downstream (Barr and Spagnolo, 2015). In our study, we found both, cirques connected and unconnected to a glacial valley. Delmas et al. (2015) proposed that the isometric character of cirques could be interpreted as a process by which nonglacial topographic depressions with allometric properties were progressively shaped by ice to form isometric landforms. We proposed that on Mars, this nonglacial topographic depressions could be a pre-existant impact crater filled later by the ice. This hypothesis could explain (1) the isolated cirques which are not linked with a glacial valley and (2) the fact that some glacial cirques are found at lower elevations than glacial valleys. Moreover, if some of glacial cirques have an impact crater as origin, the impact crater diameter should be >2 km (Fig. 10a-b, Table 11). These craters later filled by the ice became glacial cirques with high size. So this hypothesis can also explain (3) the fact that the measured parameters are high but within the range of the highest terrestrial glacial cirques.

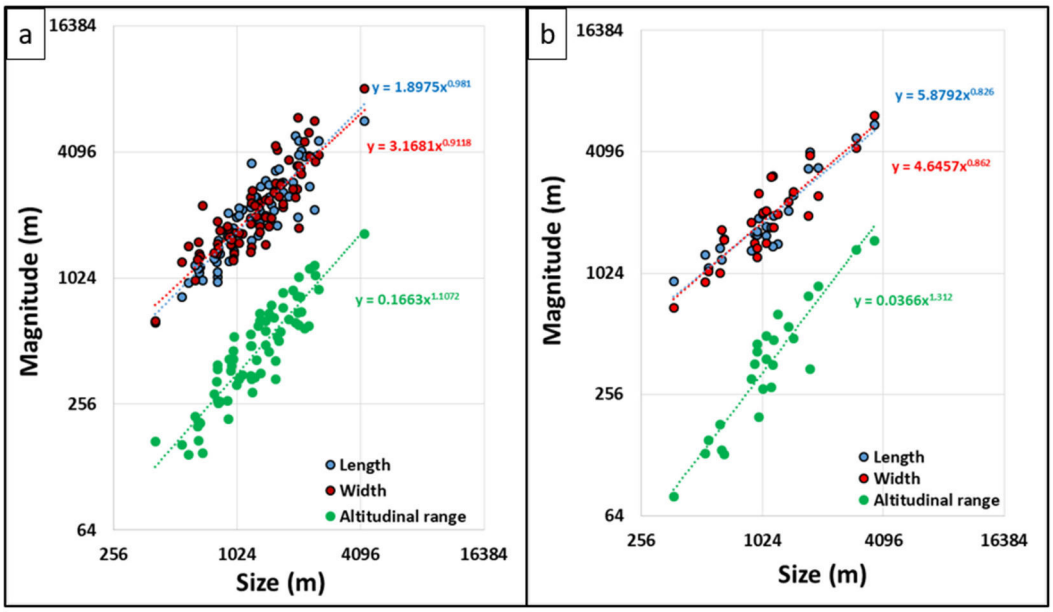


Fig. 20. Valley head morphometry. (a) Allometric (double log (4)) plot of valley heads from Dawes crater (N=77). the allometric coefficients are 0.98 (length), 0.91 (width) and 1.1 (altitudinal range). (b) Allometric (double log (4)) plot of valley heads from Crater 1 (N=25) the allometric coefficients are 0.82 (length), 0.86 (width) and 1.3 (altitudinal range). The size is calculated from $\sqrt[3]{LWH}$ and the magnitude is the differents values from the length, width and altitudinal range.

4.7.2 Type of glaciation

On Earth, cold-based glaciers have temperatures below the pressure-melting point at near their base (Nagle and Witherick, 2002; Cogley et al., 2010). Their movement is a result of internal plastic deformation inside the ice, and only little, if any, basal abrasion occurs. Warm-based glaciers have at their base temperatures at pressure melting points, they melt from their bed, resulting in basal sliding in which a water film lubricates the surface. Extensive basal abrasion occurs (Hargitai and Kereszturi, 2015b). These differences of erosion involve that glacial depositional features such as moraines, kames, eskers, or kettles hole are generally typical of warm-based glacier. In Terra Sabaea, the glacial valleys do not have any of these features. This absence could be because these depositional features are composed of easily erodable unconsolidated sediment, and have been removed by subsequent erosional episodes like, erosion by wind, meteoritics impact or run-off. When a glacier melts, a large amount of liquid water flows down the slope. We propose that the water thus liberated could have eroded and transported away these characteristic depositional features. Therefore, it is difficult to infer if the glaciers that created these valleys were warm or cold based. However, the morphometric properties highlighted in this study allow us to differentiate between the types of glaciation responsible for there valleys (alpine glacier or ice cap). Our morphological and geometrical results are consistent with terrestrial alpine glaciers as defined by Jackson et al. (2005) as any glacier in a mountain range except an ice cap, ice sheet, or ice field. Such glaciers usually originate in a cirque and may flow down into a valley (Section 6.2).

4.7.3 Late Noachian/early Hesperian glacial landscape versus Amazonian VFFs

An important point to discuss is the difference between late Noachian/early Hesperian glacial landscape versus Amazonian VFFs. Even if they are both form by glacial processes, their distribution and their formation conditions are different. These differences are mainly controled by the orbital parameters and atmospheric conditions that are completely different between the late Amazonian and the late Noachain/early Hesperian. Several studies indicate that the formation of VFF seems to be linked with an orbital obliquity increase (Madeleine et al., 2009; Hubbard et al., 2011; Souness and Hubbard, 2012). In fact, Amazonian climatic models suggested that an atmospheric pressure of 0.007 bar and high (45°) to medium obliquity (30°) are favourable conditions to form VFFs (Montmessin, 2004; Forget, 2006). Moreover, the geomorphologic mapping of these features, show that they are only locally found between 30° to 50° in latitudes, on crater slopes > 20° (Milliken, 2003; Hubbard et al., 2011; Souness and Hubbard, 2012; Hubbard et al., 2014). So the VFFs have a latitudinal and slope dependence and are formed under particular conditions. The late Noachain/early Hesperian glacial landscape we found in the three sites are at elevations > 1000 m (Fig. 14). Climatic models suggested that, with an obliquity of 45° and under a 1 bar CO_2 atmosphere with cloud, radiative effects and active water cycle, water ice could deposit in area > 1000 m in elevation without latitudinal dependence (Forget et al., 2013c; Wordsworth et al., 2013). At this high obliquity, the exchange in water ice and CO_2 become more intense, and surface ice are predicted to become stable even at equatorial latitudes (Conway et al., 2018). Moreover, even if we analyzed only three sites on Terra Sabaea, a preliminary mapping of the whole area seems to indicate that more structures seems to have glacial landscape. A futur detailed study of these features will be done in order to characterize the regional distribution of these landscapes. However, our observations linked with the climatic models suggested that the late Noachian/early Hesperian glacial landscape have an altitudinal dependence and are formed under less particular conditions and on larger scale than VFFs.

4.7.4 Paleoclimatic implications

Almost all the valleys identified in this study as being glacial in origin are located at elevations between 1000 m and 3000 m (Fig. 14). The glacial valley elevations we found are consistent with the previous modeling studies which predicted the deposition of water ice at elevations > 1000 m during the late Noachian (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016). Nevertheless, on Earth, the equilibrium line altitude (ELA) for a glacier, which separates area where the ice is stable (upper accumulation zone) from the area where the ice is not stable (lower ablation zone), is approximated as the elevation which corresponds to the 1/3 of the length of the valley (Anderson et al., 2006). If we apply this rule to Terra Sabaea, we find that the elevation of the ELA is at about 1800 m for Dawes crater and 2000 m for Crater 1. These paleo-ELA are higher than the predicted 1000 m elevation stability of ice in the climatic models (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016).

Ramirez and Craddock (2018) reviewed the debate between the wet and warm early martian climate versus the icy highlands scenario. They suggested that the icy highlands scenario is not possible because of the complete absence of glacial features in Noachian terrains. However, our study demonstrates, for the first time the presence of a glacial landscape composed of glacial valleys associated with glacial cirques in Noachian terrains in the south of Terra Sabaea (Fig. 18). The observed sequence of Al-bearing clays being deposited

over Mg-Fe-bearing clays in ancient terrains has also been interpreted to be consistent with a frozen early martian surface (Ehlmann et al., 2011).

Independently of the debate, we suggest that these two climates could have coexisted. On the Earth, it is common to find places where the ice is stable at high elevation and not stable at lower elevation. The southern highlands have evidence of glacial landscape at elevations > 1000 m, but also some nearby fluvial valley networks at elevations < 1000 m, these two kinds of landscapes seem to be linked together by their ages and their distribution. The catchment of Naktong Vallis, one of the biggest valley networks on Mars (located at 850 km at the north of Dawes crater at an elevation of 1200 m), extends up to a large plateau located at more than 2000 m elevation near Dawes crater (Bouley et al., 2009) and is dated at 3,6 Ga (Fassett and Head, 2008a; Bouley et al., 2009; Bouley and Craddock, 2014). This age is consistent with the age found for the glacial landscape in Dawes crater and show that the liquid and water ice could have coexisted. Moreover, the glacial landscapes are located at altitudes where the valley network density is known to be low (elevations > 1500 m ; Table 10 and Fig. 2a). For elevations < 1500 m the valley network density is known to be higher (Fig. 2a ; Bouley et al. 2009). In order to explain this altitudinal relationship between the glacial landscape and the valley networks we propose two hypotheses :

(1) These two climates scenarios are complementary, indeed to form these two types of valley morphologies, a high atmospheric humidity is necessary. Several studies have proposed snowfall and melting snow as the source of water for the valley networks (Head et al., 2005; Bouley et al., 2009; Fastook et al., 2012). Moreover, at the lowest elevations (<1500 m), the high density of V-shaped valleys, suggests that precipitation played a role in their formation (Carr, 1995; Baker, 2001; Bibring et al., 2006; Ramirez and Craddock, 2018). Thus, at higher elevations (> 1500 m), snow could have accumulated to form glaciers. We propose that the martian climate during the late Noachian/early Hesperian was characterized by glaciated highlands at > 1500 m according to the glacial landscape we highlighted and temperate lowlands at < 1500 m where liquid water was stable. Thus, a water cycle similar to the Earth could have existed allowing the deposition of snow and glacier formation in the highlands and the precipitation of liquid water for an elevation < 1500 m.

(2) The variations in Mars' orbital obliquity could have changed the global climate and created glacial-interglacial cycles (Laskar et al., 2004). During cold climate periods accumulation and preservation of large amount of water ice could have occured thus forming glacial landscape at elevations > 1500 m. Then during interglacial periods this ice could have melted and liquid water flowed down shaping the valley networks at an elevations < 1500 m.

In any case, we suggest that the melting of ice could be an important factor to consider for valley network formation. The glaciated highlands could allow the formation of local ice sheet around craters where we found glacial landsapes. We suggest that, the ice flowed down on the inner crater slopes to form alpine glacier and shaped the glacial valleys. But outside the crater, where the slope is gentle and where we did not observe alpine glacier morphologies, these supposed local ice sheet could have melted (Fastook and Head, 2015). This melting water could be a source and/or a reservoir of lowest elevations valley networks and feed the open-bassin lake observed in this area by Fassett and Head (2008c). These scenarios would be sufficient to explain most of the valley networks, glacial landscape, and geology in Terra Sabaea. The water liberated could have contributed to the formation of valley networks and the hydration of the soil. Our geomorphological observations provide evidence for a glaciated highlands > 1500 m and temperate lowlands < 1500 m during

the late Noachian/ early Hesperian in Terra Sabaea. These results and interpretations are verified in our study area, and bring new elements to the debate about the early Mars climate, but we did not apllied our method to the entire highlands in Terra Sabaea. However, a preliminary mapping have been done and it seems like other impact crater presents morphologies similar to those described in this study. A future study in the whole highlands $>$ 1500 m, applying this method, will be done to better constrain the distribution of this supposed glacial landscape and the link they could have with the martian paleo-climate.

4.8 Conclusion

Our morphometrical analyses allowed us to identify glacial valleys and glacial cirques distributed across three sites in Terra Sabaea. These glacial landforms have similar characteristics to glacial landforms on Earth. The altitude of this glacial landscape is $>$ 1000 m in agreement with numerical climate simulations that have predicted deposition of ice in the southern hemisphere during the late Noachian. We constrain the timing of the formation of these glacial landscapes to about 3,6 Ga, which corresponds to the late Noachian/early Hesperian. This study supports a glacial erosive agent for the origin of these valleys and brings the first morphometric evidence of an ancient glacial landscape composed of glacial valleys associated with glacial cirques in the southern highlands. Finding similar glacial landscapes in other impact craters or in the inter-crater plains in the southern highlands would allow better constrait on the distribution of the ice for early Mars.

Deuxième partie

Deuxième résultat : sur les traces d'une calotte ancienne

Glacial landscape and paleoglaciation in Terra Sabaea : Evidence for a 3,6 Ga polythermal plateau ice cap.

Axel Bouquety[a*], Antoine Sejourné[a], François Costard[a], Sylvain Bouley[a] & Eric Leyguarda[a]

[a] GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Rue du Belvédère, Bât. 504-509, 91405 Orsay, France

***Corresponding author. E-mail address : a.bouquety@gmail.com (A.Bouquety).**

In a previous study, we demonstrated with a comparative morphometrical analysis the first morphometric evidence of a glacial landscape composed of glacial cirques and glacial valleys in the south of Terra Sabaea at an elevation > 1000 m in two impact craters and one mountain. The purpose of this study is to use the same method to seek other geomorphologic evidence of glacial landscapes elsewhere in Terra Sabaea. Based on a comparison between current and old glacial landscapes on Earth and Mars, we identified 81 glacial valleys and possible evidence for a former plateau ice cap dated at 3,6 Ga at the highest elevation in Terra Sabaea. The identified glacial valleys have the same morphometric properties as terrestrial and martian glacial valleys with U-shaped cross-sectional profiles, a V-index > 0.2, a length to with ratio > 1 and a cross-sectional area to drainage area ratio four times higher than the fluvial ones. Moreover, these properties are different from terrestrial and martian fluvial valleys. We did not find well preserved glacial cirques in this area, this absence questions the origin of glacial valleys. However, the presence of an extensive flat plateau, from which the long valleys radiate, could have hosted an ancient plateau ice cap which was the source of these glacial valleys. A comparison with the Cantal and the Shaluli Shan in the southeastern Tibetan plateau on Earth reveals morphometrical similarities with our study area. In fact, long glacial valleys, originating radialy from a plateau at higher elevation are characteristics of an ancient plateau ice cap. This analysis allowed us to propose a polythermal regime for martian glacial landscape, namely a cold-based ice cap except at the margin where the regime is warmed-based due to the to steeper topography. This topography created shear stress which increased the heat at the base of the ice and created the outlet glacial valleys. Near the plateau, the radial valleys are U-shaped with a V-index > 0.2 but downstream, to the low elevation area, these valleys become more V-shaped with a V-index around 0.1. This hypothesis is supported by the presence of an open-basin paleolake making the transition between inlet glacial valleys upstream and an outlet V-shaped valley downstream. So the morphometry of the radiating valleys suggests that liquid water played a role in the formation of this landscape.

Keywords : Early Mars, Glacial landscape, Plateau ice cap, Morphometry

4.9 Introduction

The Early Mars climate is today one of the most debated subjects in the Mars research (Marsatwar, 2018; Wordsworth et al., 2018).On the one hand, the vision of an early wet and warm climate is suggested by the presence of valley networks and hydrated minerals which are the best lines of evidence for prolonged liquid water on Mars (Carr, 1995; Craddock and Howard, 2002; Bibring et al., 2006; Ramirez and Craddock, 2018). These valleys have V-shaped or U-shaped cross-profile shapes and are commonly inlet and outlet

valleys of Noachian-aged basins (Fassett and Head, 2008c). The origin of the valley networks is still debated and four hypotheses are proposed : (1) precipitation-fed surface runoff (Craddock and Howard, 2002) ; (2) runoff fed by surface ice melting controled by the climate (Segura, 2002) ; (3) runoff fed by surface or near surface melting by magmatic intrusions (Gulick, 2001) ; (4) sapping from subsurface aquifers (Carr, 1995). Whatever their formation process(es), the presence of valley networks similar to those on Earth show that during the Noachian (4.5-3.7 Ga), a hydrosphere was active on Mars with relatively warm and wet conditions. On the other hand, a new vision of an early cold climate, called "icy-highlands" is increasingly considered (Wordsworth et al., 2013; Forget et al., 2013a; Bouley et al., 2016). This globally sub-zero scenario is suggested by climate modeling which indicates that with Noachian/early Hesperian conditions, namely an atmospheric pressure less than 1 bar, a reduced Tharsis bulge topography and a planetary spin axisobliquity of 45°, there is a preferential deposition of ice in the southern highlands at high altitudes $>$ 1000 m (Forget et al., 2013a; Wordsworth et al., 2013). These climate models are supported by geodynamic modeling which indicates that without the Tharsis dome, the valleys would be in a south tropical band from 40°S to 0°, the same distribution as observed today (Bouley et al., 2016). This tropical band is located in the same area where the ice could settle and accumulate following the climate modeling (Wordsworth et al., 2013; Head and Marchant, 2014; Bouley et al., 2016). So following these models, the valley networks could have been formed under a cold climate.

The "icy-highlands scenario" is often questioned, due to the presence of fluvial morphologies and deposits in the southern highlands (Bibring et al., 2006; Davis et al., 2016) and the difficulties to modelize an icy Mars with realistics conditions (Ramirez, 2017; Ramirez and Craddock, 2018). One of the main arguements against that scenario is the lack of geomorphologic evidence of glacial landscapes in Noachian terrains (Ramirez and Craddock, 2018). But, in a previous study, we demonstrated for the first time, with a detailed morphometrical analysis, the presence of glacial landscapes in the south of Terra Sabaea (42°17´E, 2°55´S) at elevations $>$ 1000 m in two impact craters and one mountain (Bouquety et al., 2019). These glacial landscape comprise glacial cirques linked with glacial valleys (Fig. 4.1). The glacial landscapes in Terra Sabaea have the same morphometric characteristics and trends as terrestrial and martian glacial valleys and cirques (Bouquety et al., 2019). They are also very different from those observed in fluvial valleys on Earth and Mars.

The purpose of this paper is to extend our study to other morphologies in three craters in Terra Sabaea (Fig4.2), using the same morphometric method described in Bouquety et al. (2019) and, to extend our understanding of the distribution at types of glacial landscape elsewhere in Terra Sabaea. We performed a comparison between morphologies found in this area and paleoglaciations found on Earth. By studying the morphometry of the valleys, we hope to define what was the paleo-environnement in the south of Terra Sabaea 3,6 Ga.

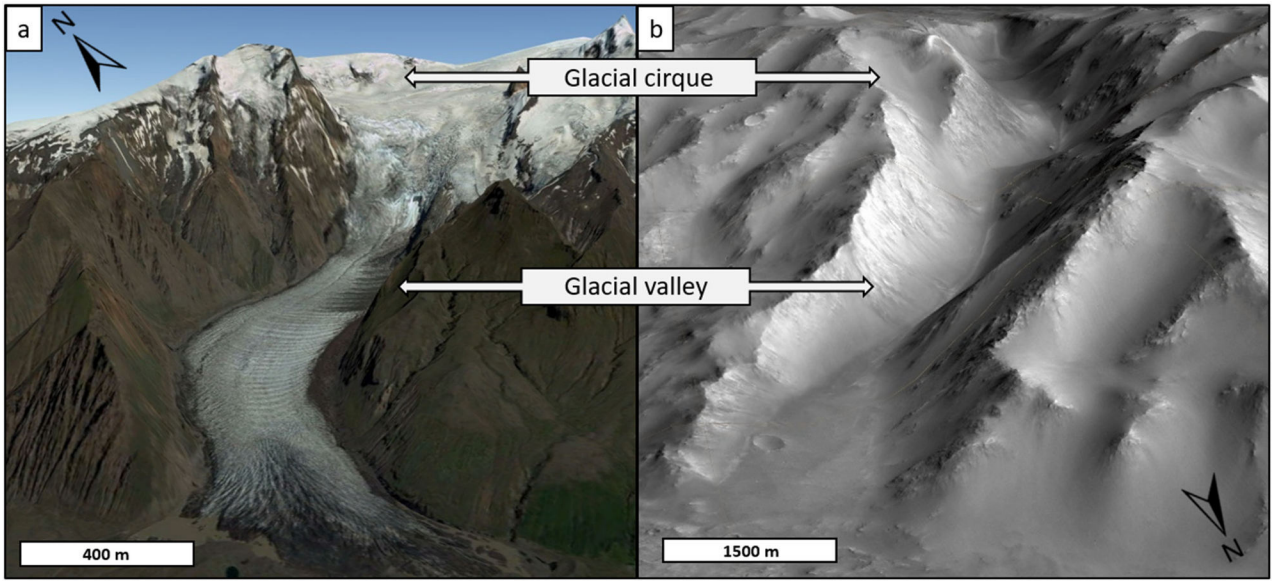


FIGURE 4.1 – Comparison between glacial landscapes of (a) the Svinafell glacier in Iceland on Earth and (b) Dawes crater on Mars. Images credit Google Earth.

4.10 Paleoglacial landscape on Mars and Earth

4.10.1 Characteristics of identified glacial valleys and glacial cirques in Terra Sabaea : A 3,6 Ga glacial landscape

The highlands in Terra Sabaea exhibit several glacial landforms including 100 glacial cirques and 83 glacial valleys in two impact craters (Dawes crater, 42°17′E, 2°55′S, and crater 1, 42°34′E, 9°10′S) and one mountain in Terra Sabaea (Bouquety et al. (2019) ; Fig. 4.2). This morphometric analysis allowed us to identifiy several characteristics of the valleys : (1) the glacial valleys have a U-shape with a wide flat floor and a V-index around 0.20 characteristic of glacial erosion while the fluvial morphologies have a V-shape with a V-index around 0.07 (Bouquety et al., 2019). (2) They have a length to width ratio >1 which is more similar to known terrestrial and martian hypothesised glacial valleys than fluvial valleys which have a length to width ratio >>1 (Hobbs et al., 2016; Bouquety et al., 2019). (3) The glacial valleys in Terra Sabaea have cross-sectional areas that are four times larger than martian fluvial valleys. This value of four is the characteristic difference between the glacial and fluvial valleys on Earth (Montgomery, 2002). (4) They respect the cross-section law, the cross-section area of the valleys increases down to the equilibrium line and then decreases downstream to the end of the valley, which is characteristic of terrestrial glacial valley (Penck, 1905). (5) They are located at higher elevation than the valley networks (> 1500 m). (6) They are dated between 3.34 and 3,66 Ga (Late Noachian/ Early Hesperian). (7) The valley heads in Terra Sabaea are often connected to the glacial valleys and they have morphological and geometrical similarities with the highest terrestrial glacial cirques measured by Barr and Spagnolo (2015) and Evans and Cox (2017).

To sum up, the measured characteristics are very similar to terrestrial glacial valleys and are very different from those ones from terrestrial and martian fluvial valleys. Today, we do not observe glaciers in the region of Terra Sabaea but relics of glacial landforms. The presence of these deglaciated landscape indicates that during the Late Noachian/ Early Hesperian, the climate was cold enough to have deposition of snow and preservation of ice leading to formation of glaciers and for the crater walls to be shaped by ice processes and form a glacial landscape (Bouquety et al., 2019).

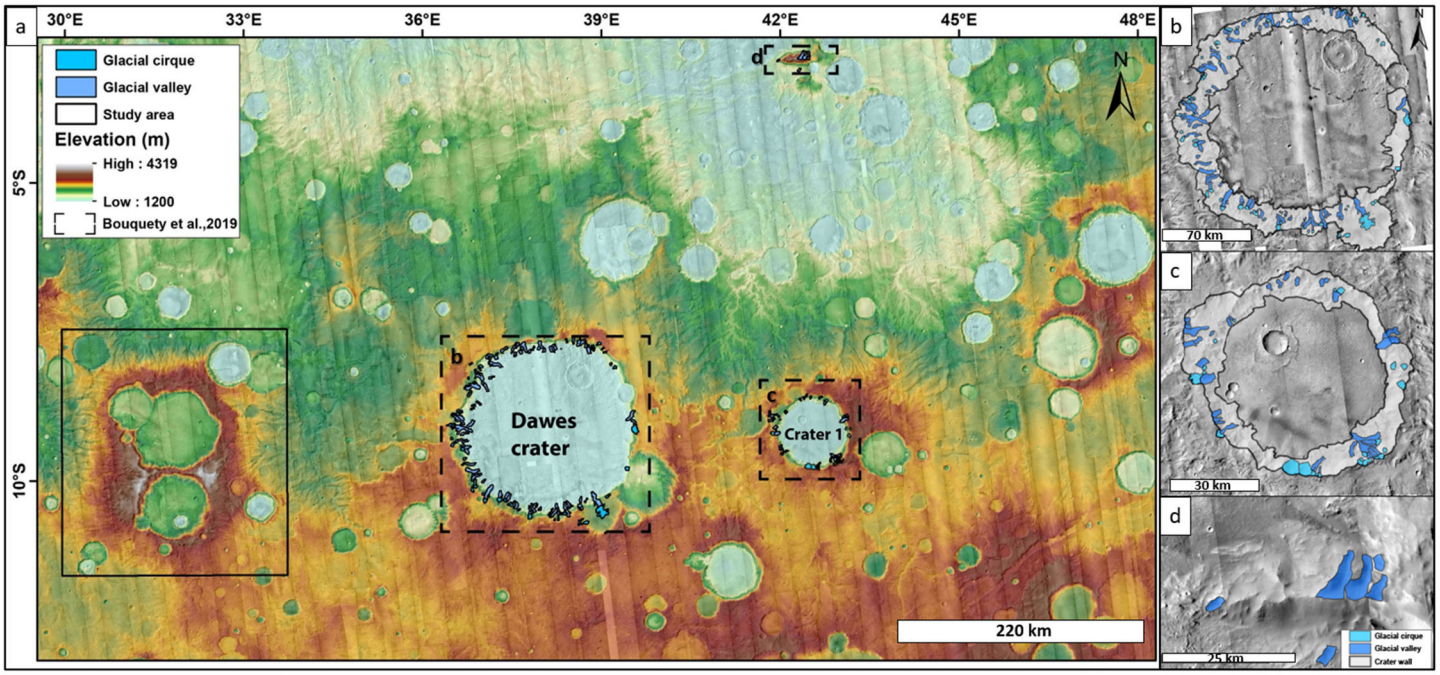


FIGURE 4.2 – Location of the glacial landscape found in Terra Sabaea in Bouquety et al. (2019) represented by the doted black squares with associated zooms in (b), (c), and (d) The study area of this study is represented by the black square. Context camera (CTX) mosaic of the area with Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) digital elevation map. Image credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.10.2 Paleoglaciation on Earth : example from the Cantal in French massif central

Evidence of past glaciation has been extensively reported on Earth. In fact, variations of Milankovic parameters lead to glacial/interglacial cycles (Milankovitch, 1941). The last glacial phase was 80-100 ka ago (Larsen et al., 2006). The majority of ice was located at the poles, but evidence of glaciation has been found at mid-latitude, betwwen 35°N and 50°N, in the Northren Europe. The region of the Cantal in the Massif central in France was glaciated during this period (Boule (1896); Veyret (1973); Valadas and Veyret (1981) ; Fig.4.3).

The Cantal is a stratovolcano which had been build by accumulation of lava from eruptions between 13

Ma to 2 Ma (Valadas and Veyret, 1981). The Cantal's morphology is shaped by vast basaltic plateaus formed by basaltic eruptions, these plateaus are called "planèze" (Boule, 1896). These planèze have a mean elevation of 1300 m and are cut by valleys which often start with an amphitheater (Fig.4.3b). These valleys extend radially from the higher summit, around 1800 m, and follow the slope to the lowest elevation, aroud 200 m. In the lower elevation, the valleys join dense hydrographic network (Fig.4.3b). These valleys and amphitheaters have been identified by Boule (1896) as glacial landscape composed of glacial valleys and glacial cirques. Moreover, Boule (1896) and Veyret (1973) found several patterns of glacial erosion such as : (1) moraines, they are ridge-shaped deposits formed along the lateral margins of glaciers (Andersson, 1998; Ewertowski and Tomczyk, 2015). (2) Eskers which are a type of straight-to-sinous ridge composed of sand and gravel resulting from the flow of glacial meltwater in predominantly subglacial and englacial conduits (Bennett and Glasser, 2011), and (3) drumlins which are a type of straight hills composed of sand and gravel deposited by the glacial recession (Bennett and Glasser, 2011).

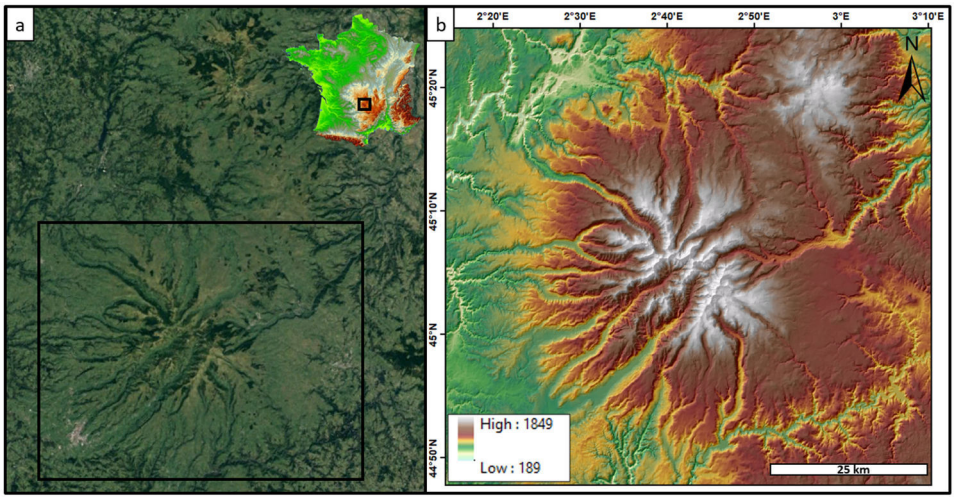


FIGURE 4.3 – The Massif central area. (a) Satellite photography of the area. The black rectangle represents the Massif du Cantal show in (b). (b) Colorized elevation data from 25m/pixel Digital Elevation Model (DEM). Images credit: Google earth and Institut national de l'information géographique (IGN)

The study of these erosion and deposit patterns indicate that the Cantal was glaciated during the last maximum glacial period (Fig.4.4 ; Etlicher and Hervé (1988)) The glacial landscape was, 12 My ago, composed of glacial cirques, glacial valleys and local plateaus ice cap on the planèze where their flat topography were favorable to a deposition and accumulation of ice (Boule, 1896; Veyret, 1973; Valadas and Veyret, 1981; **?**). Today, the area is totaly deglaciated, but the Cantal is still shaped by geomorphologic legacy of an old cold climate 12 My ago.

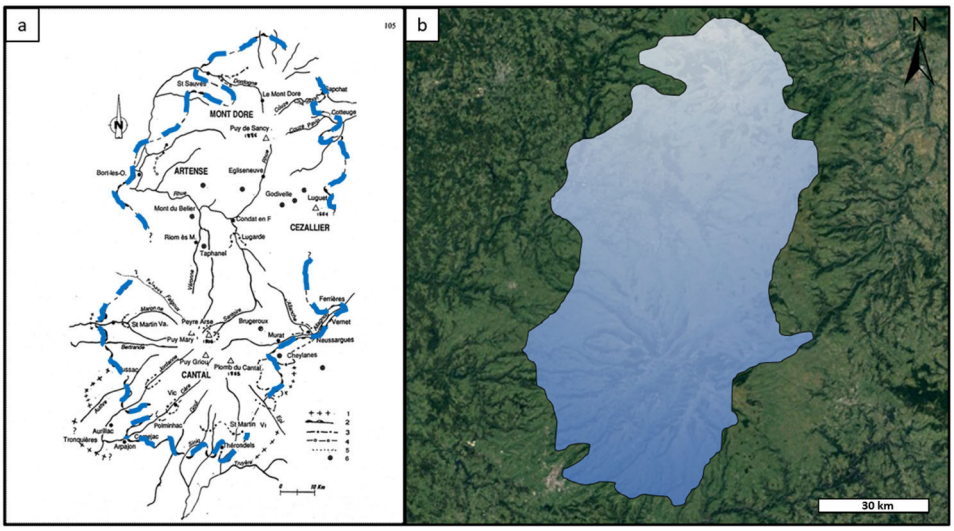


FIGURE 4.4 – Reconstitution of the maximum glacial extend during the last glaciation in Cantal. (a) Morphological map modified from Etlicher and Hervé (1988). The blue lines are the limits of the maximal extend marked by the moraines. (b) Reconstruction of the assumed extent of ice draped on an aerial photography of the area. Image credits: Google Earth.

4.11 Study area

We focus our study on an area at the southwest of Terra Sabaea, between 8°S to 11°S and 31°E to 33°E (Fig. 4.5a). This area is one of the highest parts of Terra Sabaea with a mean elevation at 3000 m above the reference MOLA datum and a summit at 4239 m. It belongs to the early Noachian highland unit (eNh, Tanaka et al. (2014)). We can divide the area into three parts based on their relief : (1) the plateau is 22 km in average in width, has very gentle slopes and a mean elevation at 3150 m (Fig.4.6), it is the highest zone of the area (Fig. 4.5a). The plateau does not show well marked morphologies such as valleys, but the slopes surrounding this plateau are shaped by many valleys mapped by Hynek et al. (2010) as valley networks (Fig. 4.5e). (2) Three large size impact craters on the plateau. These craters are unnamed and will be called "crater 2" (41 km in diamter, Fig. 4.5b), "crater 3" (92 km in diamter, Fig. 4.5c) and "crater 4" (72 km in diamter, Fig. 4.5d). (3) The radial valleys originate from the plateau, except for the south facing slope which does not presents valleys (Fig. 4.5a). These valleys are refered to as "radiating valleys" for the rest of the study (Fig.4.5a, e).

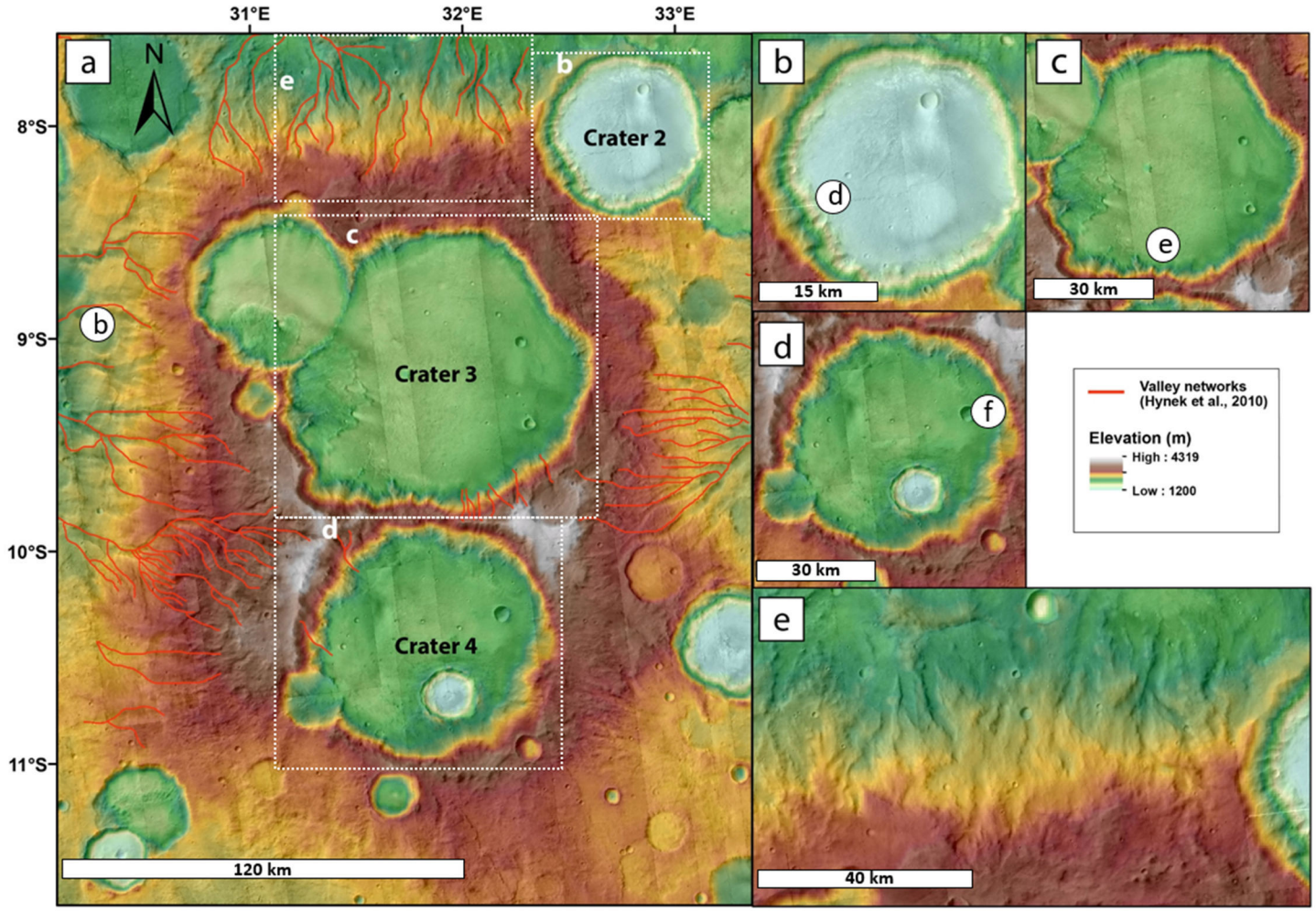


FIGURE 4.5 – Area of interest in Terra Sabaea. (a) Study area, Context Camera (CTX) mosaic of the study area with MOLA digital elevation map. The red lines are the valley networks identified by Hynek et al. (2010). (b) Crater 2 CTX images with MOLA background. (c) Crater 3 CTX images with MOLA background. (d) Crater 4 CTX images with MOLA background. (e) Zoom in the north part of the plateau with the valleys flowing downstream, CTX images with MOLA background. The white circles are the valleys represented in the Fig.4.11. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

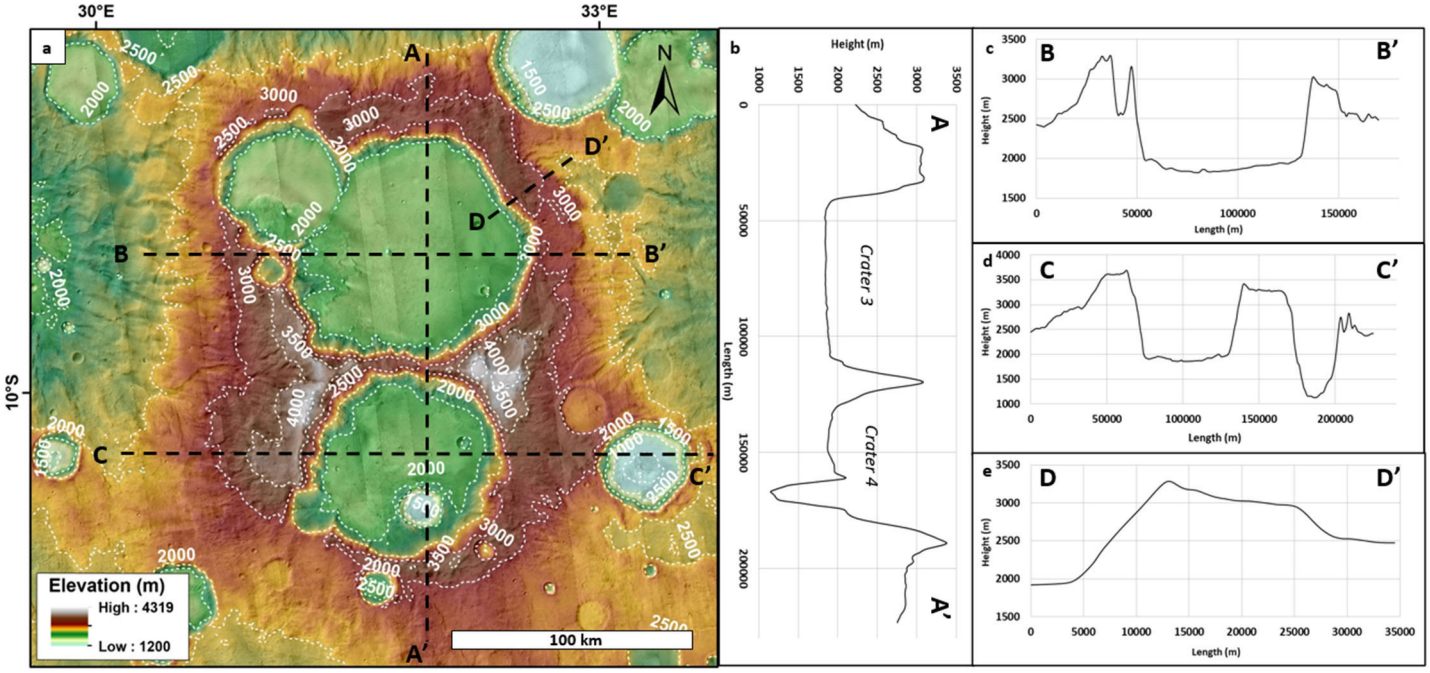


FIGURE 4.6 – Plateau area. (a) CTX images with MOLA background. The dashed white lines are the topographic contours (500 m). The dashed black lines are the cross-section show in (b), (c), (d) and (e) from MOLA dataset. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.12 Data and methods

4.12.1 Imagery

In order to understand the distribution and type of glacial landscapes at regional scale, we performed a comparative morphometrical analysis of the studied valleys with known cases on Earth and Mars. For Mars, we used Context Camera images (CTX) with a resolution of 6 m/pixel (Malin and Edgett, 2001) to characterize the valleys on Mars. Then, to constrain their geometry, we used the Digital Terrain Map Reduced Data Record (DTMRDR) data with 1 m numeric height resolution from High-Resolution Stereo Camera (HRSC) with a resolution of 10 to 50 m/pixel depending on the ground resolution of the respective image (Gwinner et al., 2016) and MOLAMission Experiment Gridded Data Record, MEGDR with 463 m/pixel (Smith et al. 2001). We used both of these dataset because the global coverage of the HRSC DEM does not include all the study area and only cover Bakhuysen and Dawes crater. A map of the data aviablility is in the supplementary (Fig.??). We made our measurements using ArcGIS software. To measure the valleys on Earth, especially in the Cantal region in France, we used the 25 m/pixel DEM from the Institut national de l'information géographique (IGN). The projection systems used was "SimpleCylindrical_Mars" for CTX,

with this projection, distortion increases as the distance from the standard parallels increases. We used "SINUSOIDAL_MARS" for DTMRDR, the scale along all parallels and the central meridian of the projection is accurate. And "Mars2000_ECylindrical_clon0" for MOLA. Our study areas are near the equator (between 2° and 9°S), which is a standard parallels so the distortions can be neglected.

4.12.2 Morphometrical analysis of valleys on Mars

In order to define the erosive agent at the origin of the valleys, we used a morphometrical comparative analysis. We summarized all the parameters used to study the valleys on Earth and made a list of the morphometrical differences between terrestrial glacial and fluvial valleys. We measured as many parameters as possible to interpret the origin of the valleys (Table 4.1). For a much more detailed explanation of this method, the reader should refer to the section 4.3 of our previous paper (Bouquety et al., 2019).

Valley parameters	Abbreviation	Definition	References
Length (m)	L	Longitudinal line extending from the upstream part to the downstream part.	Johnson (1904); Roberts and Rood (1984); Livers and Wohl (2015); Hobbs et al. (2016)
Width (m)	W	Perpendicular to the length line.	Johnson (1904); de Martonne (1910); Roberts and Rood (1984); Livers and Wohl (2015); Hobbs et al. (2016)
Slope (°)	Sl	Average values of all pixels in the valley shape.	Montgomery (2002); Amerson et al. (2008)
Elevation (m)	El	Average values of all pixels in the valley shape.	Johnson (1904); Penck (1905); de Martonne (1911); Graf (1970); Roberts and Rood (1984); Augustinus (1992); Montgomery (2002); Amerson et al. (2008); Zemp et al. (2011); Livers and Wohl (2015); Zimmer and Gabet (2018)
Depth (m)	Dp	Difference between the highest and lowest point from a cross-sectional profile.	Graf (1970); Roberts and Rood (1984); Augustinus (1992); Montgomery (2002); Amerson et al. (2008); Livers and Wohl (2015)
Drainage area	Da	Surface delimited by the crests of the valley.	Penck (1905); Graf (1970); Roberts and Rood (1984); Augustinus (1992); Montgomery (2002); Amerson et al. (2008); Zemp et al. (2011)
V-index (dimensionless)	V-index	Deviation from an ideal V-shaped valley.	Zimmer and Gabet (2018)
Cross-section (m^2)	CS	Calculated from the cross-sectional profiles.	Penck (1905); de Martonne (1911); Graf (1970); Roberts and Rood (1984); Augustinus (1992); Montgomery (2002); Amerson et al. (2008); Livers and Wohl (2015)
Length/width ratio (dimensionless)	L/W	Length/ width.	Hobbs et al. (2016)

TABLE 4.1 – Parameters measured for the valleys used in this study. Selected from several terrestrial studies . V-index= (Ax/Av)-1 with (Ax) the valley cross-sectional area and (Av) ideal V-shaped cross-section with the same height and width as the subject cross section. (Zimmer and Gabet, 2018)

4.12.3 Comparative morphometrical analysis with known valleys on Earth and Mars

4.12.3.1 Comparison with Mars

We compared our results with two craters that have already been studied. These craters have been chosen as references for our comparison. The first, Bakhuysen crater (15.39°E, 23.9°S) has 35 valley networks mapped by Hynek et al. (2010) and are interpreted as fluvial valleys by Moore, 2005 (Fig. 4.7). The second is Dawes crater (42°17'E, 2°55'S), its inner walls has 42 valleys and 75 valley heads that have been interpreted as

glacial valleys and glacial cirques by Bouquety et al., 2019 (Fig. 4.8).

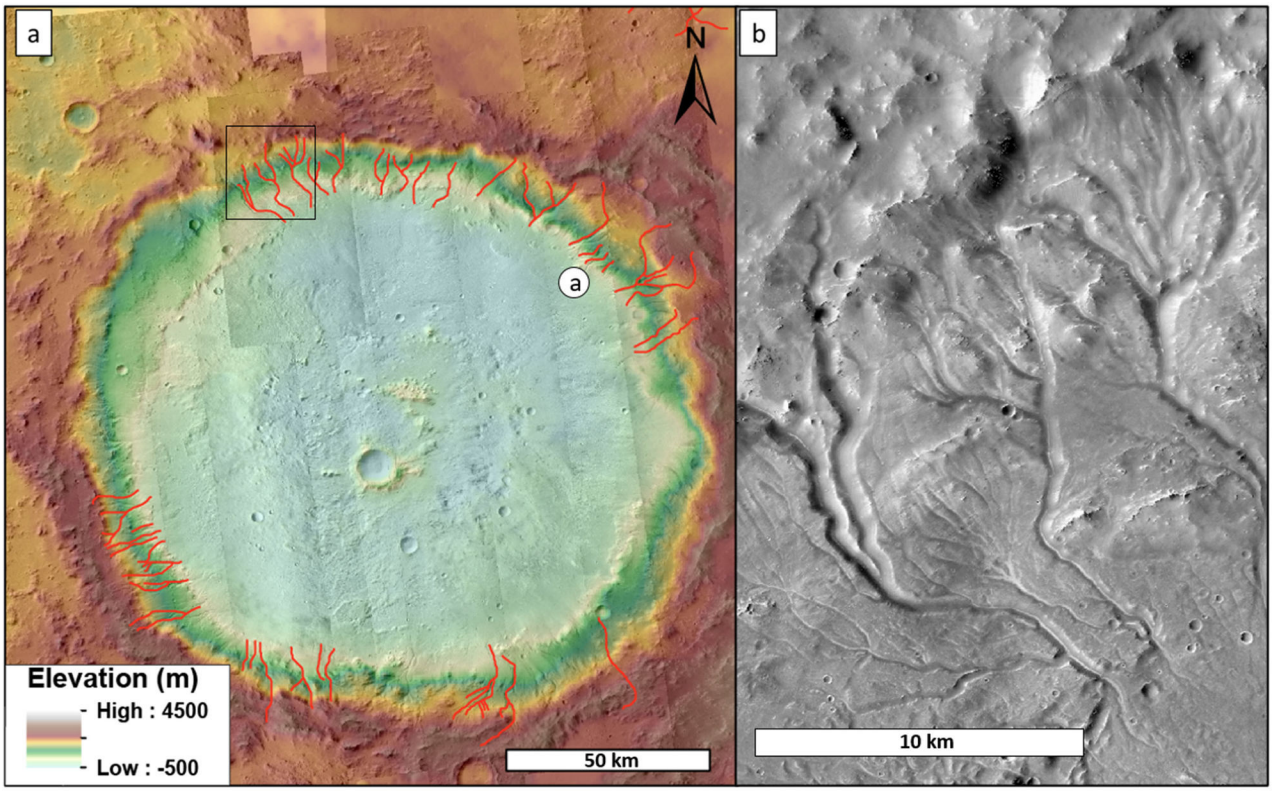


FIGURE 4.7 – Bakhuysen crater (a) Background using CTX images and MOLA elevation data. The red lines represent the valley networks (Hynek et al., 2010). (b) CTX detailed view of the fluvial valleys shown in (a). Modified from Bouquety et al. (2019). The white circle is the valley represented in the Fig.4.11 Image credit NASA/JPL/University of Arizona.

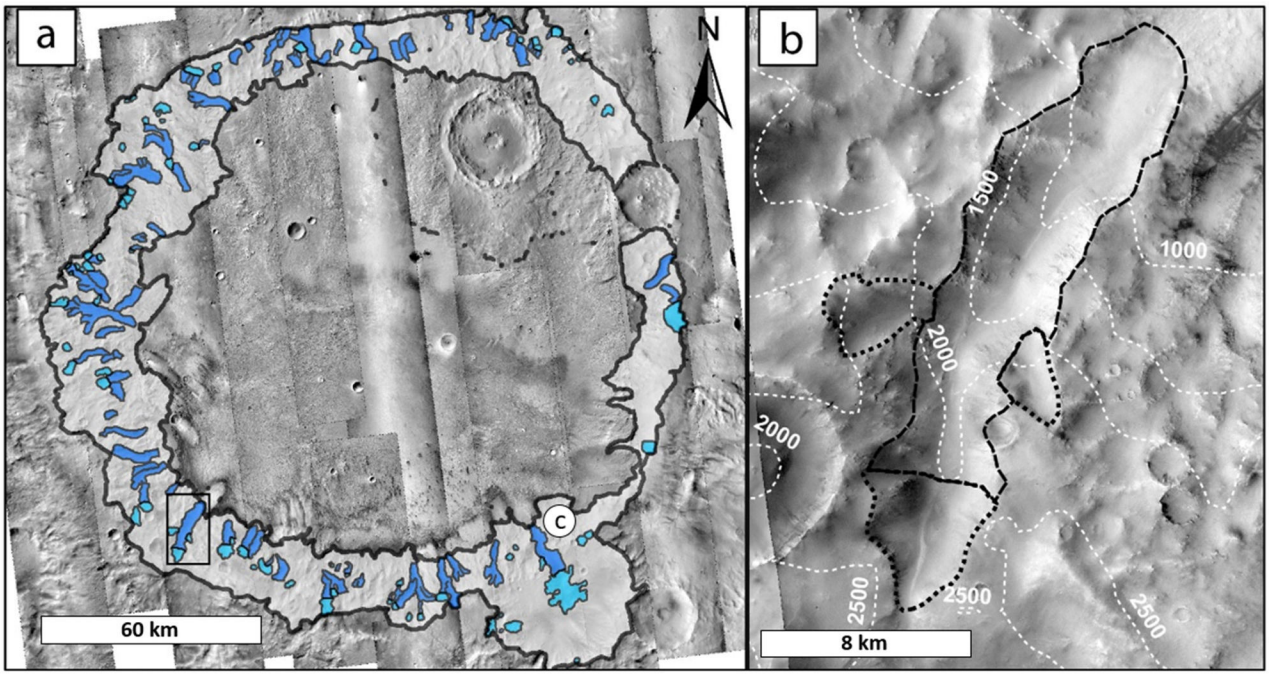


FIGURE 4.8 – Dawes crater (a) Background using CTX images. The dark and light blue represents respectively the glacial valleys and the glacial cirques. (b) CTX detailed view of the glacial valleys surrounding by three glacial cirques shown in (a). Modified from Bouquety et al. (2019) The white circle is the valley represented in the Fig.4.11. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.12.3.2 Comparison with the Earth

We decided to apply our morphometrical analysis to the region of Cantal in France (Fig. 4.9). The Cantal is volcanic region where evidence of past glaciation has been identified (Boule, 1896; Durand, 1939; Veyret, 1973; Valadas and Veyret, 1981). The fact that this area is totally ice-free and the basaltic composition make this region a good analogue for Mars.

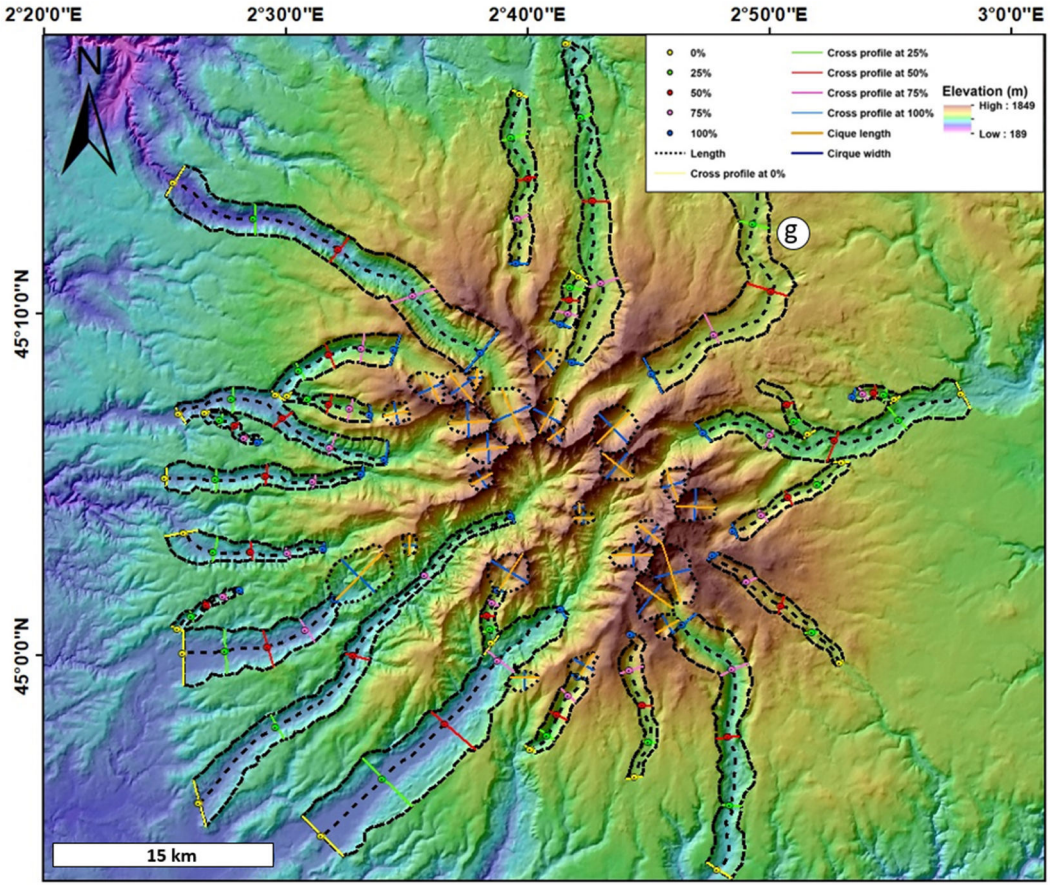


FIGURE 4.9 – Study area in Cantal in French Massif Central on Earth. Colorized elevation data from 25m/pixel DEM. The white circle is the valley represented in the Fig.4.11 Images credit IGN.

4.12.4 Summary of measured parameters

The morphometric measurement allowed us to characterized 183 valleys. 36 fluvial valleys from Bakhuysen crater, 42 glacial valleys from Dawes crater (Bouquety et al., 2019), 24 glacial valleys from Cantal and a suite of valleys with unknown origin namely 12 from crater 2, 13 from crater 3, 9 from crater 4 and 47 radiating valleys. The built database, with more than 5850 usable measurements , allowed us to explore whether the valleys from crater 2, crater 3, crater 4 and the radiating valleys are more similar to fluvial or glacial valleys. The frequency distribution and the average values for each parameter and each location is plotted in Fig. 4.10 and in table 4.2. A representative cross-sectional profile for each valley population is shown in Fig. 4.11.

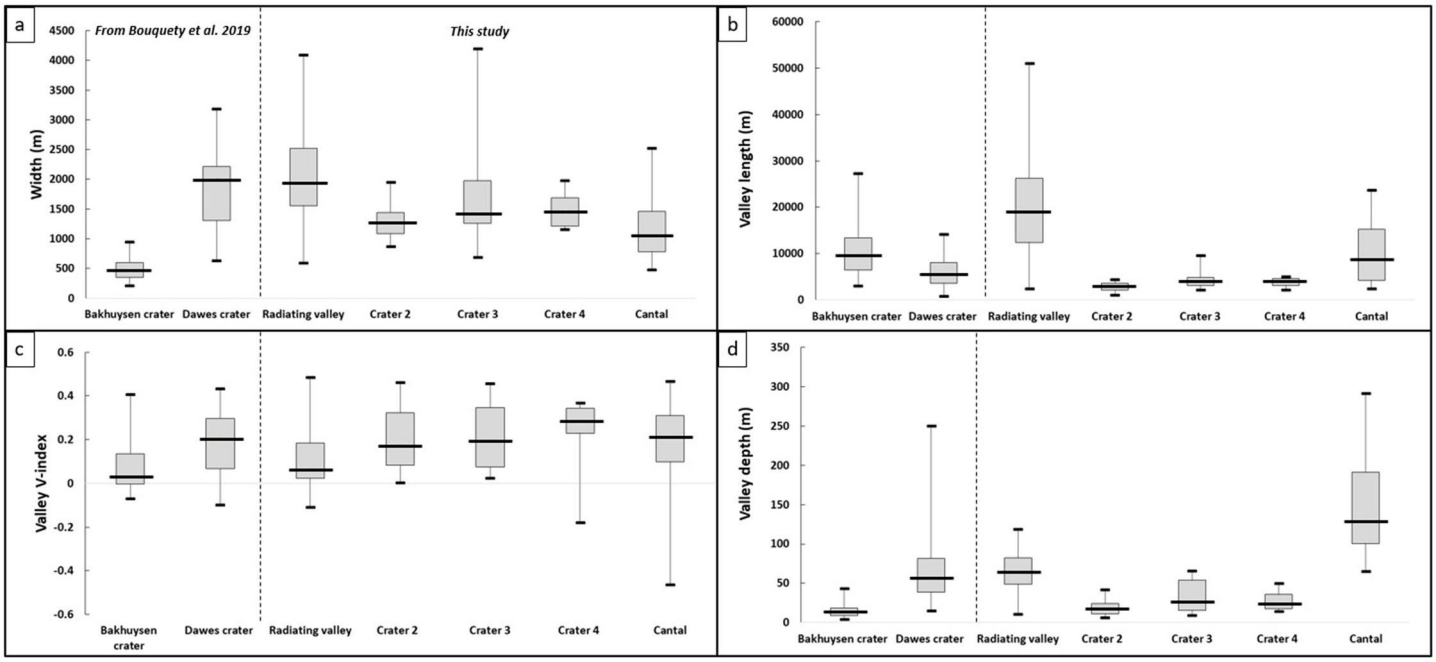


FIGURE 4.10 – Box and whisker plot of valley (a) width, (b) length, (c) V-index and (d) depth. The short black lines represents the maximum and minimum for each dataset. The box represent the interquartile range, with Q1 and Q3 the bottom and top of the box. The median is represented by the long black lines in the boxes.

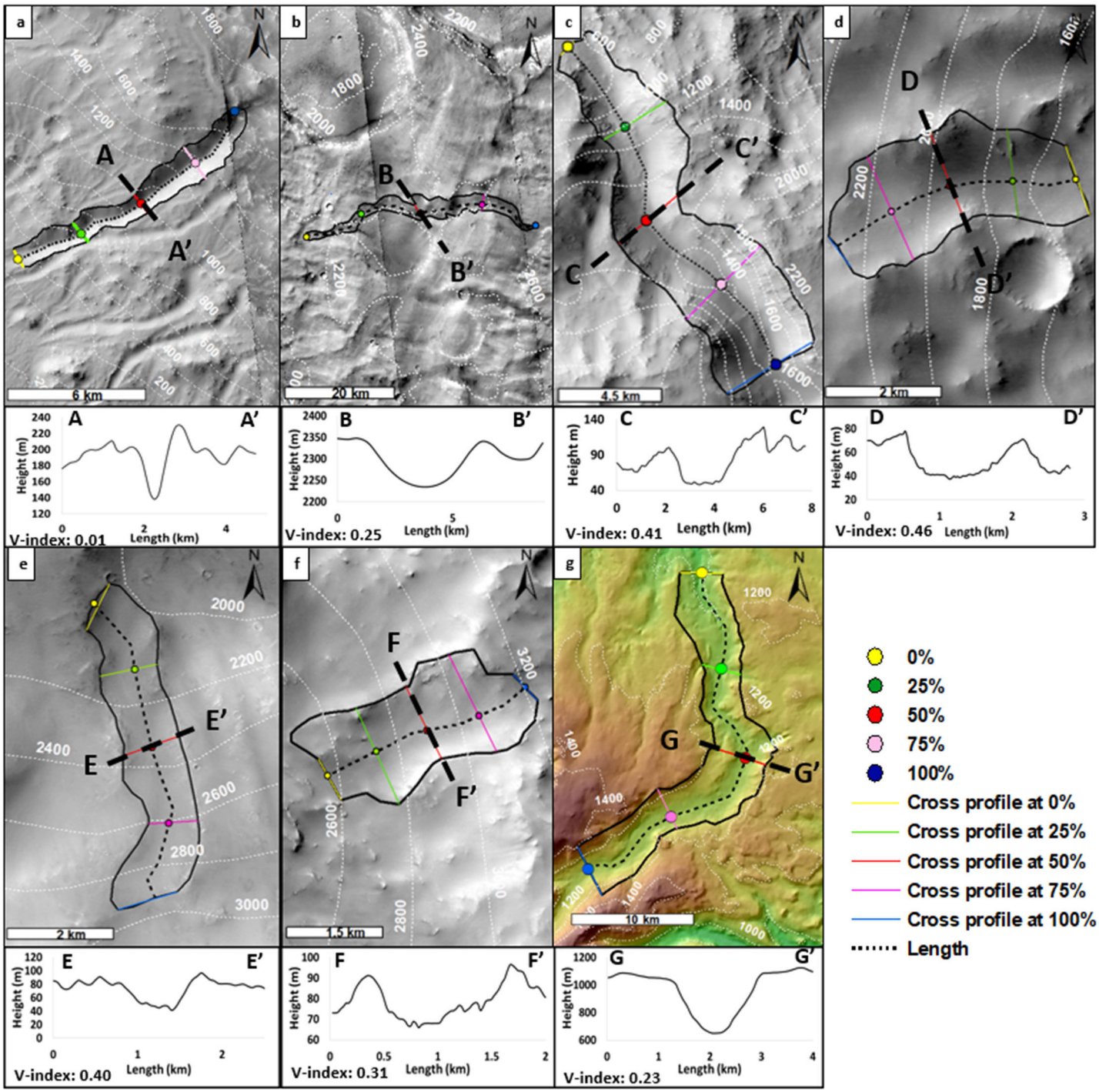


FIGURE 4.11 – Examples of studied valleys and their associated V-index. The dashed line shows the cross-section at 50% of the downstream valley length extracted from HRSC and MOLA elevation data. Valley examples from (a) Bakhuysen crater (HRSC), (b) Radiating valley (MOLA), (c) Dawes crater (HRSC), (d) Crater 2 (MOLA), (e) Crater 3 (MOLA), (f) Crater 4 (MOLA) and (g) Cantal (IGN). Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

	Bakhuysen crater	Dawes crater	Crater 2	Crater 3	Crater 4	Radiating valley	Cantal
Number of valleys identified	36	42	12	13	9	47	24
Average length (km)	10	4.4	3	4	3.9	21	9.9
Average width (km)	0.5	2	1.3	1.7	1.5	2	1.2
Average aspect ratio length :width	21.5	2.4	2.39	2.66	2.66	10.5	8.6
Average elevation (m)	170	1600	1891	2461	2831	2594	924
Average depth (m)	15	56	18	32	27	66	167
Average cross-sectional area (m^2)	6537	24568	11111	28209	22274	147734	129937
Average V-index	0.07	0.20	0.20	0.21	0.23	0.11	0.19

TABLE 4.2 – Average values for each measured parameter for valleys in each studied zone.

4.12.5 Age estimation

To estimate the age of the valleys, we performed a crater counting analysis by measuring the crater size-frequency distribution using CTX images (Hartmann and Neukum, 2001; Ivanov, 2001). We used the method described in Bouquety et al. (2019), which is to determine the age of the crater inner walls, where the valleys are, and the age of the crater floor fill which partially overlaps the base of the crater wall. So, estimating the age of the crater floor and the craters' inner walls allowed us to bracket the maximum and minimum age of the valleys. We measured all impact craters $>$ 1 km, except secondary and ghost crater using CraterTools in ArcGIS (Kneissl et al., 2011) and the crater size-frequency distribution was plotted with Craterstats 2.1 software using a cumulative plot and using the function chronology from Hartmann and Neukum (2001) and Michael (2013). Moreover, in order to constrain the period of valley formation, we used the N(1) method, based on established crater density boundaries (Bouley and Craddock, 2014). N(1) is the density of craters with a diameter $>$1 km normalized to an area of 10^6 km^2. The number of craters $>$1 km for each study area, associated surface areas and the N(1) are presented in Table 4.3 and the crater distribution map is in the supplementary (Fig. **??**). In order to limit the uncertainties in age estimation arising from the small number of counted crater (Warner et al., 2015), especially in crater 2, we combined several types of datation such as the N(1) and the crater counting with function chronology from Hartmann and Neukum (2001) and Michael (2013).

	Crater > 1 km	Area (km²)	N(1)
Crater 2	6	1764	3401
Crater 3	31	5751	5390
Crater 4	20	4511	4434
Plateau	33	6056	5449

TABLE 4.3 – Crater size-frequency distribution with associated area and N(1) by study area.

4.13 Results

4.13.1 Morphometric comparison : length to width ratio

Our morphometrical analysis of valley length and width allowed us to distinguish 3 groups (Fig. 4.12). The first one is composed of the fluvial valleys from Bakhuysen crater, they are significantly longer than they are wide with a mean aspect ratio of 22.7. The second group is composed of glacial valleys from Dawes crater and valleys from crater 2, 3 and 4. They are slightly longer than they are wide with a mean aspect ratio of 2.64 for Dawes crater, 2.39 for crater 2, and 2.66 for crater 3 and 4. Finally, the third group comprises the glacial valleys from the Cantal and the radiating valleys. The valleys from Cantal have a mean aspect ratio of 8.68 with a mean length of 9 km and a mean width of 1 km. The radiating valleys have a mean aspect ratio of 10.47. They are wide and long, about 1.9 km and 19 km in average respectively.

In order to verifiy if the data are statistically different, we realized a statistical test. The seven populations of valleys from the different craters are not normally distributed so we chose to use the Mann-Whitney U test. This method is used to test whether two samples are likely to derive from the same population. This nonparametric test is applicable when the samples are small ($N < 50$), not normally distributed and independent which is the case for this study. To achieved this, the first step was to rank the length/width values to obtain the critical U value and compare it with the values in Mann-Whitney table for a given N (Table **??** in the supplementary). To give an example, let compare the two populations of valleys from Bakhuysen crater (N=35) and Crater 3 ($N = 13$). After ranking, we obtained a critical U value of 1. For these populations, the U value in the table is 117. The critical U value from our data is strictly inferior than the U given in the Mann- Whitney table. So we can confirm that the valleys from Bakhuysen crater and Crater 3 are statistically separated, that mean that the length/width values for these two populations of valley do not follow the same trend. In other words, the erosion processes between these two populations of valleys are not the same. We realized this test between all the populations and give the result in table 4.4,

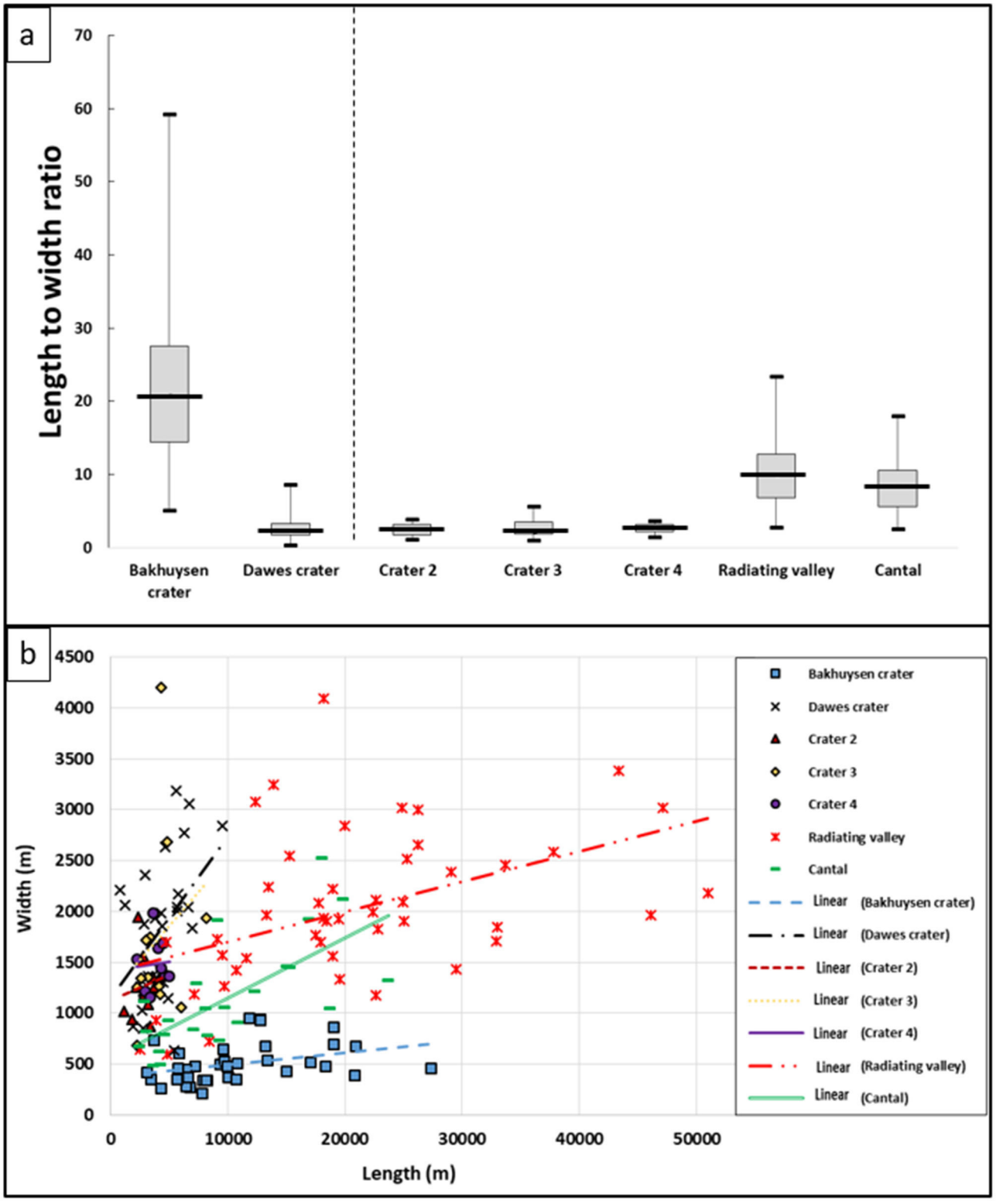


FIGURE 4.12 – (a) Box and whisker plot of length to width ratio for valleys in each study areas. (b) Length versus width for all the valleys from the different study areas. 183 valleys have been plotted, 36 fluvial valleys from Bakhuysen crater, 42 glacial valleys from Dawes crater, 24 glacial valleys from Cantal and a suite of valleys with unknown origin namely 12 from crater 2, 13 from crater 3, 9 from crater 4 and 47 radiating valleys.

Valleys from :	Bakhuysen	Dawes	Crater 2	Crater 3	Crater 4	Radiating	Cantal
Bakhuysen	X	0	0	0	0	0	0
Dawes	0	X	1	1	1	0	0
Crater 2	0	1	X	1	1	0	0
Crater 3	0	1	1	X	1	0	0
Crater 4	0	1	1	1	X	0	0
Radiating	0	0	0	0	0	X	1
Cantal	0	0	0	0	0	1	X

TABLE 4.4 – Result of the Mann-Whitney U test. We made the statistical analysis between all the valleys population from the different area. If the result of this test is the populations are statistically separated we put "0" and when the populations are not statistically separated we put "1". The result "1" indicates that the two studied populations follow the same trend so the erosion process between these two populations of valleys is the same. If the result is "0" it is not.

4.13.2 Morphometric comparison : cross-sectional area to drainage area ratio

Based on the ratio cross-sectional area to drainage area ratio, we can distinguish three groups (Fig. 4.13). The first one is composed of Bakhuysen crater valleys with median value of 0.0007. The second group is composed of the valleys from Dawes crater, crater 2, 3, 4 and the radiating valleys. The average median value of the ratio cross-sectional area/ drainage area is 0.0027, that is 3.8 times higher than Bakhuysen ratio. On Earth, a value of four is characteristic between glacial and fluvial valleys (Montgomery, 2002). In a previous study, we found the same ratio, around 4, between martian glacial valleys and fluvial Bakhuysen valleys on Mars (Bouquety et al., 2019). The last group is composed of valleys from the Cantal which have a ratio cross-sectional area/drainage area significantly higher than the two other groups.

4.13.3 Morphometric comparison : V-index

We studied the evolution of the cross-sectional profiles downstream from one valley in each group defined before, each chosen valley is the most representative example of their group (i.e. with a median value of parameters ;Fig. 4.14). Generally : (1) the fluvial valleys from Bakhuysen crater have a V-shape with a narrow floor and a V-index < 0.1. Their V-index is relatively constant from upstream to downstream (Fig. 4.14a). (2) The glacial valleys from Dawes crater present a U-shape with a wide flat floor and a V-index > 0.2. Their V-index is relatively constant from upstream to downstream (Fig. 4.14b). (3) The valleys from crater 2, 3 and 4 are U-shaped with a wide flat floor around 1.5 km and a V-index > 0.2. Their V-index is relatively constant from upstream to downstream (Fig. 4.14c-e). (4) The radiating valleys present both V-shaped and U-shaped profiles. In fact the majority of the valleys are U-shaped upstream, and become V-shaped downstream. Upstream (i.e. $> 50\%$ of the valley length) the mean V-index is > 0.2, downstream (i.e. $< 50\%$ of the valley length) the mean V-index is ≤ 0.1 (Fig. 4.14f). (5) Finally, the glacial valleys from the Cantal have U-shaped profiles upstream with a mean V-index > 0.2 and more V-shaped profiles downstream with a mean V-index < 0.1 (Fig. 4.14g).

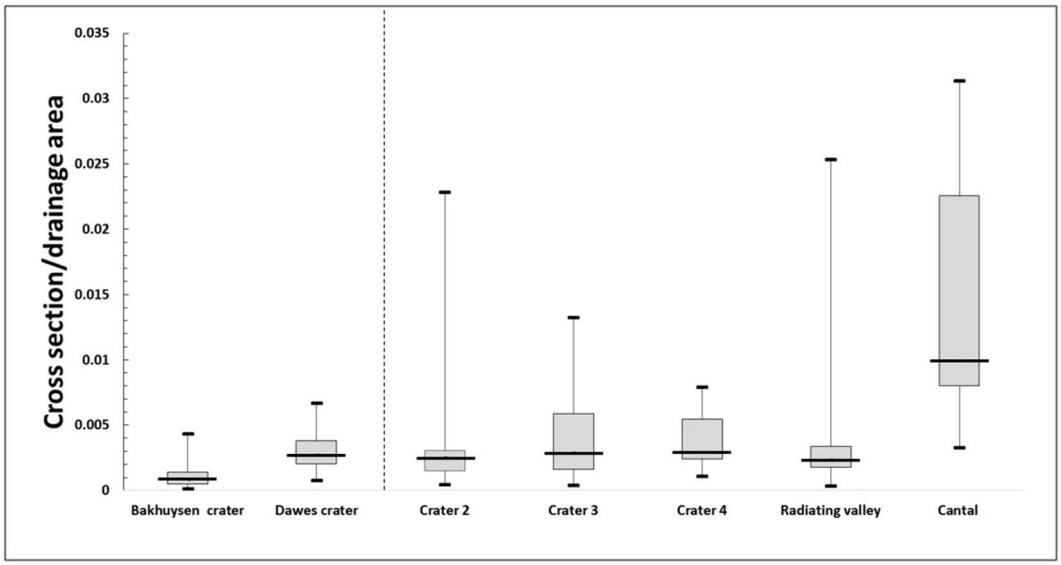


FIGURE 4.13 – Box and whisker plot of cross-sectional area/ drainage area for the studied valleys.

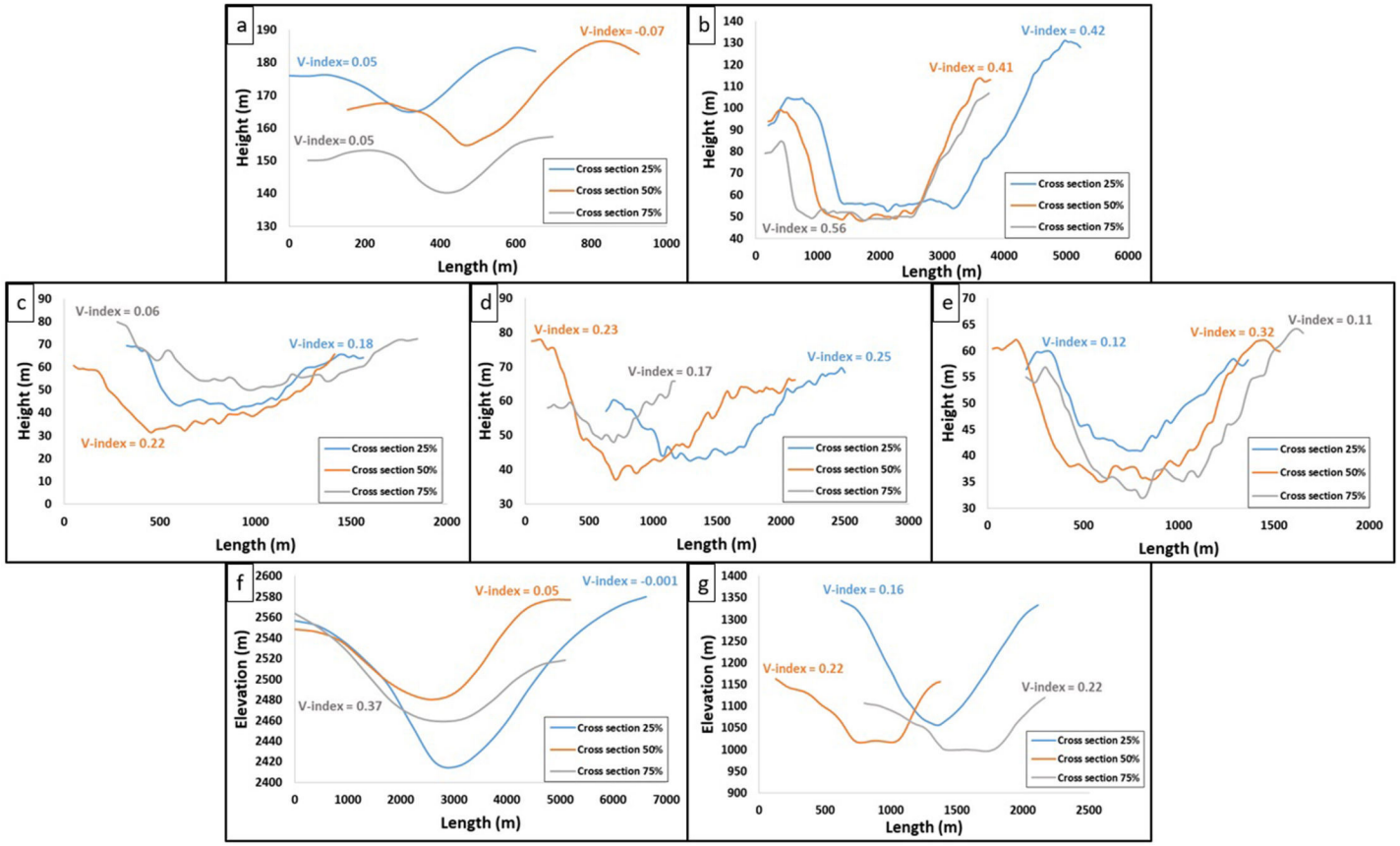


FIGURE 4.14 – Cross-sectional evolution from 75% (upstream) to 25% of the valley length (downstream) and associated V-index from one representative valley for each study area. (a) Bakhuysen crater, (b) Dawes crater, (c) Crater 2, (d) Crater 3, (e) Crater 4, (f) Radiating valley and (g) Cantal. The profiles have been extracted from MOLA (c,d,e, and f), HRSC (a,b) elevation data and 25 m/pixel DEM from IGN (g) .

4.13.4 Elevation

The analysis of the elevation of the valleys allowed us to differentiate two groups. The first group, comprises valleys from Bakhuysen, they are found at an elevation <1000 m, 168 m on average (Fig. 4.15 ; Table. 4.2). The second group is made up of valleys from Dawes crater, crater 2, 3, 4 and the radiating valleys, they are located at an elevation higher than 1000 m with an average of 2275 m (Fig. 4.15 ; Table 4.2). These valleys are at an elevation 14 times higher than the valleys in Bakhuysen crater and consistent with the 1000 m of ice deposition following climate models (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016).

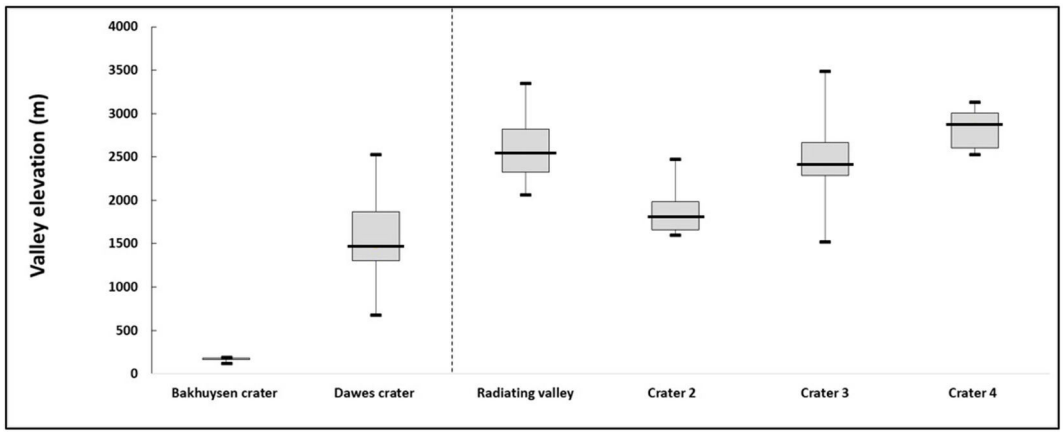


FIGURE 4.15 – Box and whisker plot of elevation of the identified valleys from MOLA elevation data.

4.14 An interpreted glacial landscape

4.14.1 Glacial crater valleys from crater 2, crater 3 and crater 4

The morphometric analysis revealed that the valleys from crater 2, crater 3 and crater 4 have similar properties and trends to terrestrial and martian glacial valleys (Bouquety et al., 2019; Hobbs et al., 2016) . In fact, they have a length to width ratio > 1, which is more similar to Dawes crater glacial valleys than to Bakhuysen fluvial valleys which have a length to width ratio >> 1 (Fig. 4.12). Long and narrow valleys are formed by fluvial processes and have an aspect ratio >>1 while short valleys are generally formed by glacial erosion with an aspect ratio >1 (Hobbs et al., 2016). Short valleys have a ratio cross-sectional areas four times larger than Bakhuysen fluvial valleys and similar to the cross-sectional area ratio of Dawes glacial valleys (Fig. 4.13). They are U-shaped (Fig.4.14c-e) with a V-index around 0.21 which is similar to the V-index found for Dawes (0.20), as well as the Cantal glacial valleys (0.19) and glacial valleys from Chamonix in the French Alps (0.21 ; Bouquety et al. 2019). This V-index value is higher than the value found for Bakhuysen fluvial valleys (0.07). Finally, the valleys from crater 2, crater 3 and crater 4 are at an elevation around 2275 m which is similar to the elevation of Dawes crater, Crater 1 and Mountain 1 (Bouquety et al., 2019). This elevation is 14 times higher than Bakhuysen fluvial valleys (Fig. 4.15). . Moreover, the statistical distribution

of the valleys from Dawes crater, crater 2, 3, and 4 are not statistically separated which indicate that the erosion process between these populations of valleys is the same (Table 4.4). Therefore, we interpret the valleys present on the inner walls in crater 2, 3 and 4 as glacial valleys.

4.14.2 Radiating valleys from the plateau

The radiating valleys present the morphological characteristics of glacial valleys described before (section 6.1). In fact, they are mainly U-shaped with a wide flat floor of 2 km, their cross-sectional area to drainage area ratio is similar to the ratio from the other martian glacial valleys (Fig. 4.13). Moreover, their elevation is the same as the elevation of the other interpreted glacial valleys (Fig. 4.15). So, we can also interpret them as glacial valleys. Nevertheless, one point differs from the characteristics of glacial valleys.The radiating valleys are much longer than the glacial crater valleys (Fig. 4.10b ; Fig. 4.12). This difference could be explained by the fact that the radiating valleys are not limited by the short steep slope of the crater inner walls as the other studied valleys, but they extend over tens of kilometers on the gentle slope of the plateau. The distribution described by the length to width ratio of the radiating valleys is between the fluvial trend described by Bakhuysen valleys and the glacial trend described by glacial valleys in the different craters (Fig.4.12 b ; Hobbs et al. 2016; Bouquety et al. 2019) and is similar with the valleys from the Cantal. The Mann-Whitney U test for the Cantal and the radiating valleys are not statistically separated which indicate that the erosion process between these two populations of valleys is the same. Furthermore, the valleys from the Cantal and the radiating valleys are statistically separated from the valleys from Dawes, crater 2, 3, and 4 which indicates that they have a different origin or other processes have intervened in their formation (Table 4.4). Moreover, the radiating valleys become more V-shaped downstream around the cross-section 25% of the valley length, just as the glacial valleys from the Cantal which have been shaped by several phases of glaciation and melting (Fig. 4.14f-g ; Boule 1896; Durand 1939; Veyret 1973; Valadas and Veyret 1981). All these properties seem to indicate that the radiating valleys are mainly glacial valleys. Nevertheless,the length, the slope and the V-shape downstream of the radiating valleys seems to suggest that other processes played a role in their formation (discussed in the section 7.3).

4.14.3 Evidence for a plateau ice cap : comparison with the Earth

On Earth, many moutain regions contain high plateaus which may act as accumulation areas for icefields. These plateaus often have outlet glaciers which spill from higher level accumulation areas down into adjacent valleys (Rea et al., 1998), for example in the Cantal or the Shaluli Shan in the Tibetan plateau. These areas present evidence of paleoglaciation where an ice reservoir was at the origin of the valleys (Boule 1896; Durand 1939; Veyret 1973; Valadas and Veyret 1981 Derbyshire et al. 1991; Kuhle 1998; Heyman et al. 2008; Fu et al. 2013a, 2018). The presence of depositional features such as moraines, kames, eskers, or kettles hole and features such as glacial lineations, scoured terrain, hummocky terrain and moraines indicate that these areas was covered by an ice cap at the highest elevation (Boule 1896; Durand 1939; Veyret 1973; Valadas and Veyret 1981 Derbyshire et al. 1991; Kuhle 1998; Heyman et al. 2008; Fu et al. 2013a, 2018). Ice caps with cold-based regimes are weak agents of erosion compared to those with wet-based regimes. Their interiors commonly have lower erosion rates than their margins and outlet glaciers as a result of low ice surface slopes and lower rates of meltwater delivery to the bed (Hallet et al., 1996; Cowton et al., 2012; Fu et al., 2013a,

2018). But it had been demonstrated that for the Greenland ice sheet margin, the erosion rates are much higher than the average rate across the ice sheet as a whole and closely resemble to the erosion rate of alpine glacier with surface meltwater reaching the glacier bed at a distance of tens of kilometers from the terminus (Bartholomew et al., 2011a,b; Cowton et al., 2012). Land-terminating outlet glaciers originate from the ice sheet margins, due to the glacier extension, the increased ice surface slope and the increased supply to meltwater to the glacier bed creating higher erosion rates. These land-terminating outlet glaciers, similar to alpine glacial valleys, are warmed-based and have basal erosion rates of about 0.1 to 10 mm/yr compared to 0.01 mm/yr for the ice sheet (Hallet et al., 1996; Koppes and Montgomery, 2009).

The study area presents 71 glacial valleys in the three craters and on the slope of the plateau (Fig. 4.16a). We observed that the glacial crater valleys are located everywhere on the inner slopes in crater 3 and 4 without preferential distribution, contrary to glacial crater valleys in crater 2 which are located preferentially on the northeast facing wall, in contact with the plateau area (Fig. 4.16b). The radiating glacial valleys start from the plateau at an elevation around 3000 m (Fig. 4.16b,c). Whether in the craters inner walls or on the slopes, all the observed valleys seem to emerge from the high elevation plateau (around 3000 m) and do not present any clear valley heads and/or glacial cirques such as the glacial valleys identified in Bouquety et al., 2019 (Fig. 4.16c).

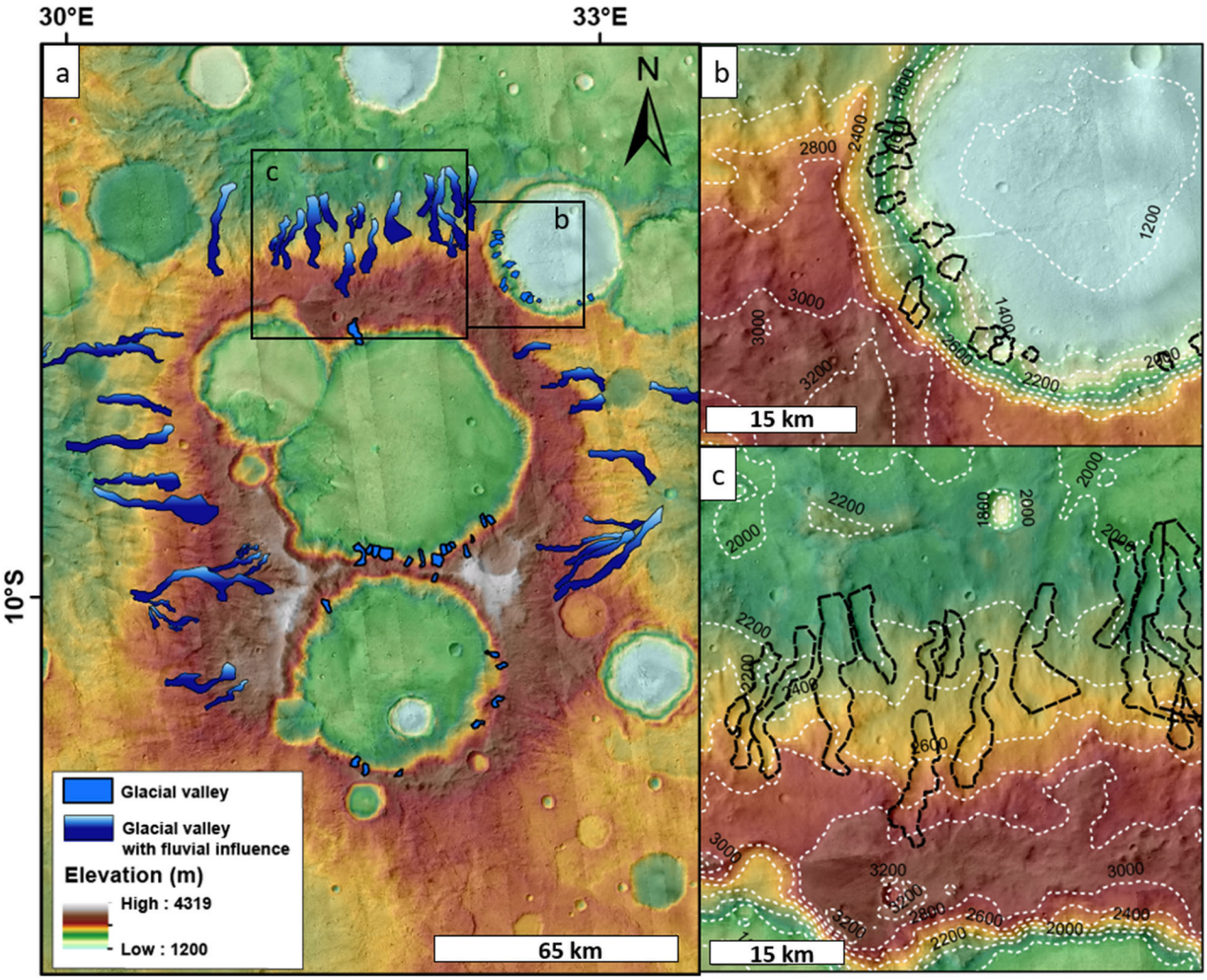


FIGURE 4.16 – Interpreted glacial valleys. (a) Study area with the interpreted glacial valleys (blue polygones) with associated zoom in (b) and (c). CTX images with MOLA background. (b) Zoom on the preferential distribution of the valleys in crater 2, they are located preferentially on the northeast facing inner wall, in contact with the plateau area. (c) Zoom on the northern slope, showing that the valleys do not have any clear valley heads and/or glacial cirques. The valleys come direclty from the plateau. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

So, we propose that the plateau was covered by an ice cap, and at the margin of this plateau, we observed the presence of glacial valleys (Fig. 4.5e ; Fig.4.17). This hypothesised plateau ice cap was characterized by an area of 6137 km² at an elevation of 3150 m. By analogy to several sites on Earth : Scotland (Sugden 1968), Scandinavia (Kleman and Stroeven 1997; Stroeven et al. 2002; Evans and Cox 2017), Cantal (Boule 1896; Durand 1939; Veyret 1973; Valadas and Veyret 1981; ?), Arctic Canada (Sugden and Watts 1977; Sugden 1978; Briner et al. 2003), New Zealand (Suggate, 1990) and the Tibetan Plateau (Derbyshire et al.

1991; Kuhle 1998; Heyman et al. 2008; Fu et al. 2013a, 2018), we propose that the glacial landscape was characterized by an erosional polythermal regime where the highest elevations were protected by a cold-based plateau ice cap while, at the margins of this plateau and at lower-altitude warm based alpine glacial valleys flowed radially from the plateau (Fig. 4.17). The presence of an ancient plateau ice cap could explain : (1) the absence of glacial cirques, which means that the glacial valleys would come directly from this plateau ice cap forming outlet glacier, and (2) the preferential distribution of the glacial valleys in crater 2 which are localized only on the inner wall in contact with the plateau.

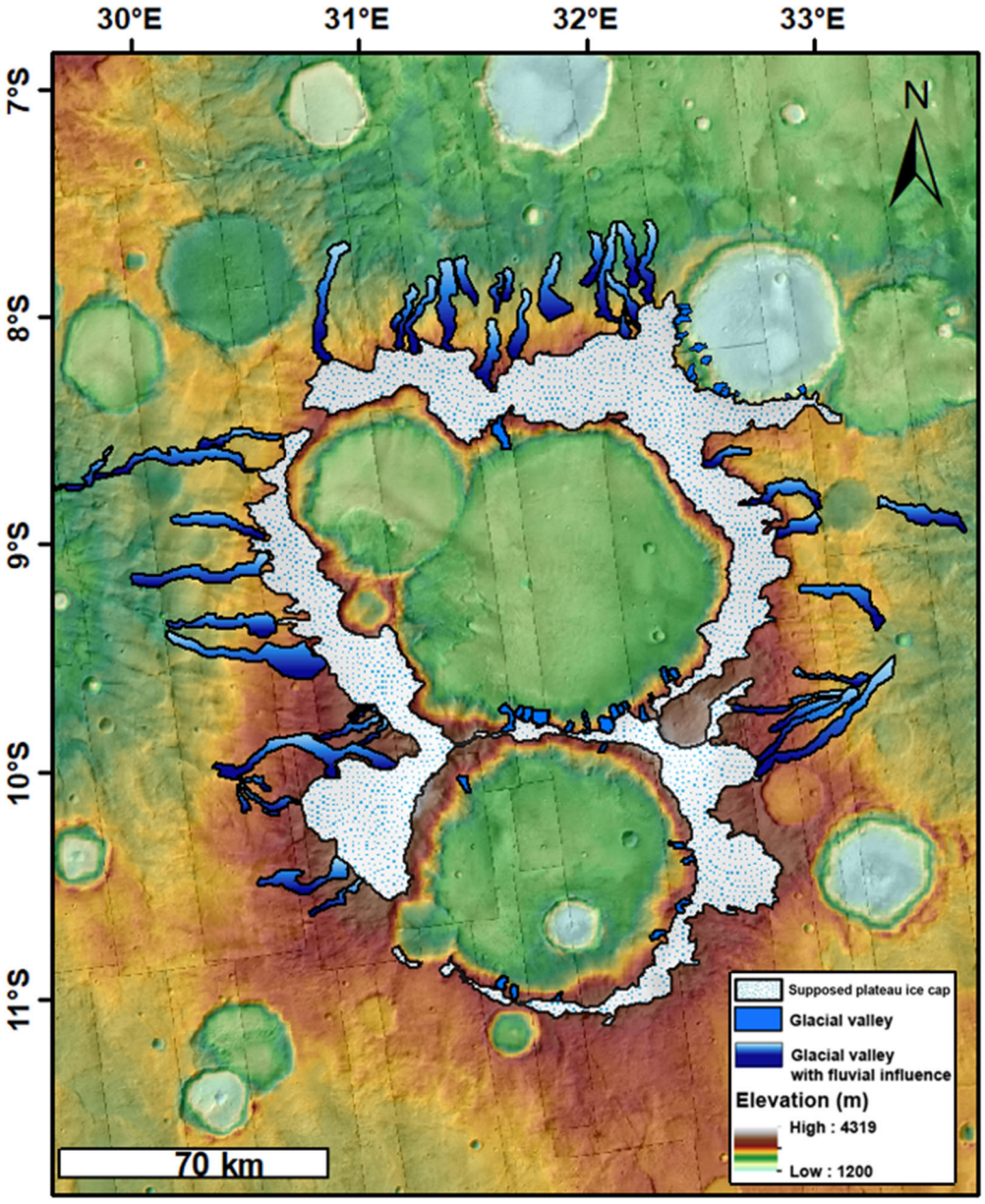


FIGURE 4.17 – Geomorphological map of the proposed glacial landscape. Distribution of the glacial valleys on the inner walls of craters 2, 3 and 4, and the supposed plateau ice cap. To construct this ice cap, we extracted all the point "100%" corresponding to the valley upstream, then we connected these points together. Then to extrapolate we used the topographic data such as the slopes and the isoligne in order to localize the flat area at high elevation associated with a visual interpretation of the landscape morphology. The supposed ice cap thus drawn represents the minimum extend of the ice. CTX images with MOLA background. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

	Crater floor (Ga)		Crater wall (Ga)	
	Hartmann and Neukum (2001)	Michael (2013)	Hartmann and Neukum (2001)	Michael (2013)
Crater 2	3.38 ± 0.30	3.31 ± 0.43	3.59 ± 0.07	3.54 ± 0.06
Crater 3	3.49 ± 0.11	3.38 ± 0.18	3,65 ± 0.7	3,60 ± 0.08
Crater 4	3.44 ± 0.15	3.37± 0.22	3,62 ± 0.06	3.56 ± 0.08

TABLE 4.5 – Ages estimation of crater walls and floors for each areas and using two different chronology fonction.

4.14.4 Timing of the formation of the glacial landscape

4.14.4.1 Glacial valleys

In order to bracket the age of the potential glacial valleys, we analyzed the crater-size frequency distributions of the inner rim walls and the floor of crater 2, 3 and 4. The fits indicate that, in the three craters, the crater floors are younger than the crater inner walls where the valleys are, so the valleys are younger than the crater walls but older than the filling material of the crater floor that covers them (section 4.5). The crater size frequency distribution for each location is represented in the Fig. 4.18. The results are summarized in Table 4.5. So, the age of the measured glacial landscape is probably between 3.31 and 3,65 Ga (Late Noachian/ Early Hesperian).

The crater densities N(1) for crater 2, 3, and 4 are respectively 3401, 5390 and 4434. These crater densities correspond to the Early Hesperian for crater 2 and Late Noachian/Early Hesperian for craters 3 and 4 according to the established crater density boundaries (Tanaka, 1986; Hartmann, 2005). These ages are also consistent with the age found by Bouley and Craddock (2014) with the basin age-dating method for the basins and subbasins within Terra Sabaea of 3,61 ± 0.02 Ga.

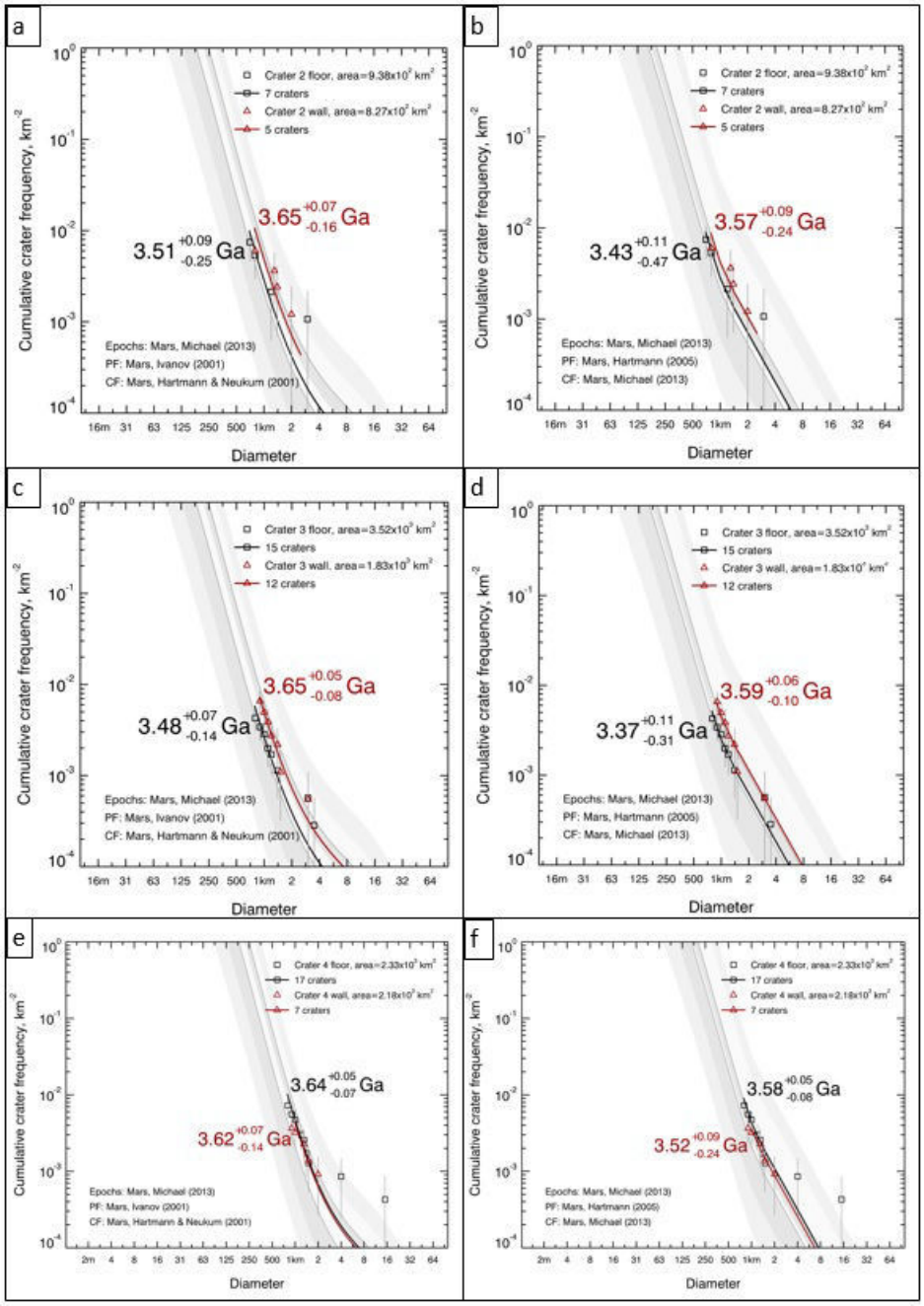


FIGURE 4.18 – Age estimations of the glacial landscape. The red triangles represent the counts performed on the inner wall and the black squares the counts performed on the crater floor. Crater 2: crater-size frequency distribution for crater >1km with (a) Hartmann and Neukum (2001) chronology function and (b) Michael (2013) chronology function. Crater 3: crater-size frequency distribution for crater >1km with (c) Hartmann and Neukum (2001) and (d) Michael (2013). Crater 4: crater-size frequency distribution for crater >1km with (e) Hartmann and Neukum (2001) and (f) Michael (2013). A detailed map of the count area is in the supplementary (Fig.??).

4.14.4.2 Plateau ice cap

In order to date the supposed plateau ice cap (previously defined in Fig. 4.17), we analyzed the crater-size frequency distribution (>1km) in that area (Fig. ??g in the supplementary, table 4.3). The crater size-frequency distribution, for craters diameters <3km gives a best-fit age of 3.59 ± 0.035 Ga with Hartmann and Neukum (2001) chronology function and 3.49 ± 0.037 Ga with Hartmann (2005) chronology function (Late Noachian/Early Hesperian ; Fig. 4.19). These ages are confirmed by a N(1) crater density of 5449 which corresponds to the Late Noachian/Early Hesperian according to the established crater density boundaries (Tanaka, 1986; Hartmann, 2005). The crater size-frequency distributions show two trends for each chronology function (Fig. 4.19 a,b). The first one is 3.74 ± 0.14 Ga with Hartmann and Neukum (2001) chronology function and the second is 3.59 ± 0.22 Ga with Hartmann (2005). These ages are found with the best-fit given by the three biggest craters on the plateau (>2.5km). So, we suppose that resurfacing processes occurred between 3.74 and 3.59 Ga or between 3.59 and 3.49 Ga which can explain the absence of smaller craters following the isochron of 3.74 Ga for Hartmann and Neukum (2001) and the isochron of 3.59 Ga for Hartmann (2005).

These glacial valleys and the plateau ice cap are dated at the same age than the glacial landscapes in Bouquety et al. (2019), between 3.34 and 3,66 Ga. Therefore, we hypothesize that from the Late Noachian to the Early Hesperian, the climatic conditions in Terra Sabaea were cold and humid enough for precipitation of snow and to have deposition and preservation of ice leading the formation of an ice cap and outlet glaciers.

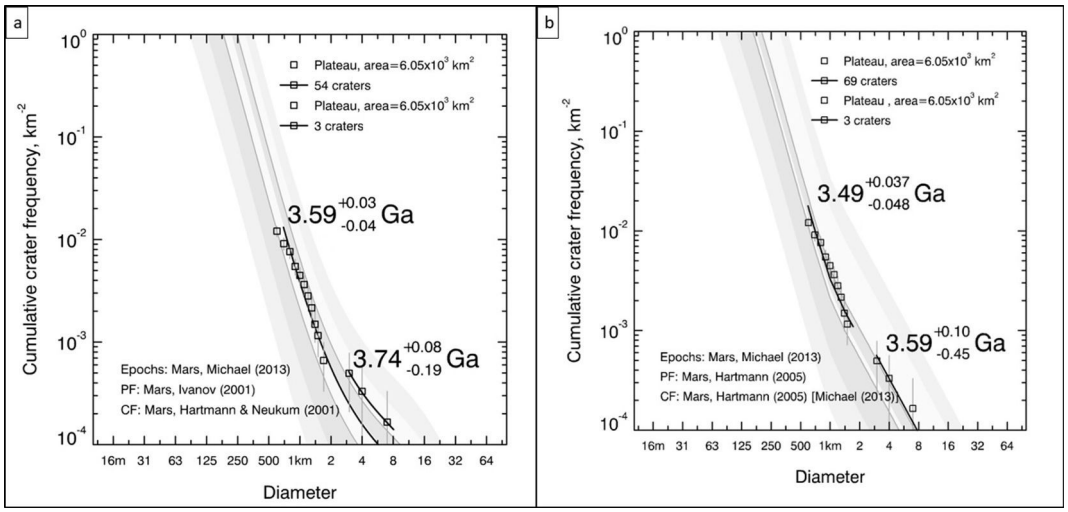
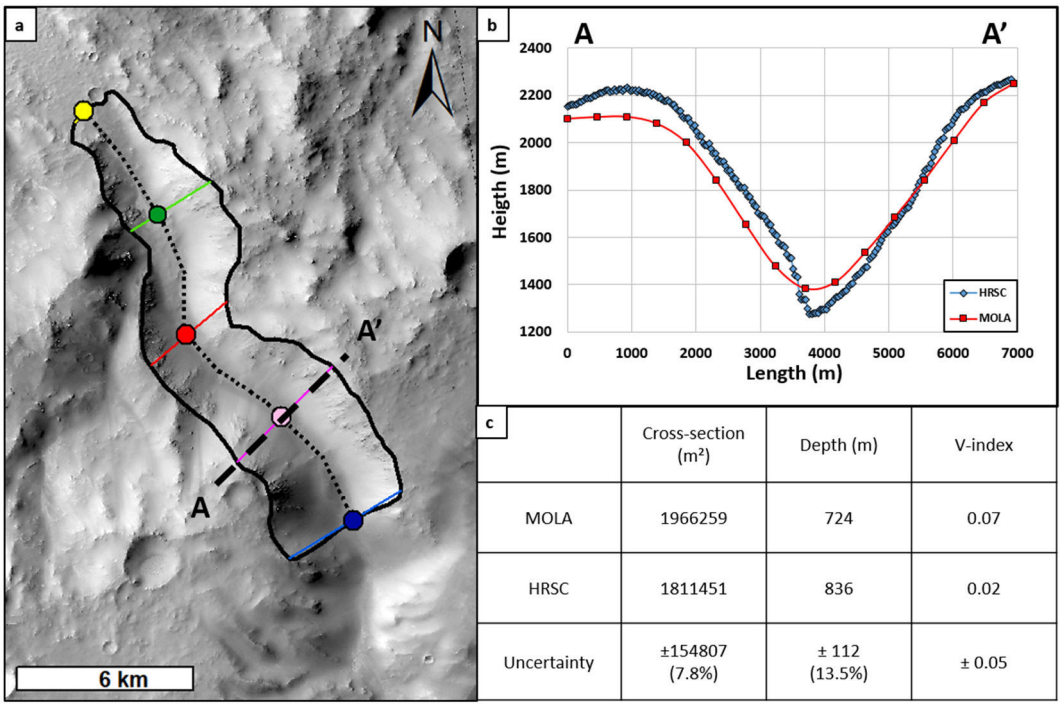


FIGURE 4.19 – Timming of formation of the supposed plateau ice cap. (a) With Hartmann and Neukum (2001) and (b) with Hartmann (2005). These figures show the crater size frequency distributions > 1km, on the plateau area (a detailled map is in the supplementary). We observe in (a) that the crater size frequency distribution follow two differents isochron. The 3.59 Ga isochron is composed of the smallest crater in the plateau (<2km in diameter) and the 3.74 Ga isochron have the crater with a diameter > 2.5 km. The fact that the same crater population follow two differents isochron seems to indicate that resurfacing processes occurred between 3.74 and 3.59 Ga probably caused by the plateau ice cap.

4.15 Discussion

4.15.1 Quantification of uncertainties

The morphometrical comparative analysis we did in this study used two different types of DEM, the HRSC DEM and the MOLA DEM. The HRSC DEM was used for the valleys measurement of Bakhuysen crater and Dawes crater and the MOLA for the valleys from craters 2, 3, and 4 and the radiating valleys . Thus, it is important to quantify the uncertainties resulting from differences in resolution between the MOLA (463 m/pixel based on the MOLA laser shots) and the HRSC DEM (10-50 m/pixel). In order to do this, we compared the cross-sectional profiles extracted from the MOLA and the HRSC DEM for the same location (Fig.4.20a). The difference in the number of data point on the line (217 for HRSC and only 16 for MOLA) make the MOLA profiles smoother than the HRSC ones which is more precise with more variations (Fig.4.20b). Moreover, the shape of the two profiles are differents. The HRSC profiles looks more V-shaped than the MOLA ones and they are shifted. There is a difference in the cross-sectional area and in the depth of the valley. These differences are about 8% for the cross-sectional area and 13% for the depth (Fig.4.20c). But, in this study, the cross-sectional area and the depth are never used as singles ones parameters. Indeed, the cross-sectional area is used to calculate the cross-sectional/drainage area ratio, and the depth to calculate the V-index. (1) The cross-sectional/drainage area ratio is calculated by dividing the cross-sectional area with an order of magnitude of $10^5 m^2$ by the drainage area with an order of magnitude of 10^8 m^2 (extracted from the mean values). So, this difference of order of magnitude make the uncertainty of the cross-sectional area negligable. (2) The depth is used to calculate the V-index. Between the two DEM, for a same profile, the mean V-index difference is aroud 0.05. This difference can induce biais in the interpretation of small V-index (<0.1) than bigger ones (>0.2). In fact, the mean V-index for the valleys from Bakhuysen crater is 0.07, thus ± 0.05 can false the interpretation. A section with a V-index$= 0.02$ will be interpreted as fluvial but the same section with a V-index$= 0.13$ will be interpreted as glacial. The mean V-index for Dawes valleys is 0.20, ± 0.05 on this values still make the interpretation as glacial valleys. But, this analysis does not depend on the value of a single parameter, it depend of the comparison of several parameters. So, even if the interpretation about the V-index could be changed by the uncertainties, the analysis of the other parameters allows to circumvent this problem. The other parameters used like the length, the width and the drainage area, are only dependent on the projection used. We extracted these values using the "SimpleCylindrical_Mars" projection. With this projection, distortion increases as the distance from the standard parallels increases. Our study areas are near the equator (between 2° and 9°S), which is a standard parallel so the distortions can be neglected. The valleys from craters 2, 3, and 4 and the radiating valleys have been studied using MOLA DEM only because there is no HRSC data available in these areas (Fig.?? in the supplementary). So the uncertainties can only come from the resolution of this dataset. We can not use the MOLA laser shot because the orbit of the MOLA instrument is not consitent with the measurements by section required for this study. The uncertainties in this analysis are important to conciderer because it can false the interpretation about the origin of the valleys. But the number of measured parameters allows to compare the data and reduce the uncertainties.



c

	Cross-section (m^2)	Depth (m)	V-index
MOLA	1966259	724	0.07
HRSC	1811451	836	0.02
Uncertainty	±154807 (7.8%)	± 112 (13.5%)	± 0.05

FIGURE 4.20 – Quantification of uncertainties. (a) CTX image of a valley in Dawes crater. The dotted line is the profil shown in (b). (b) Cross-sectional profiles from MOLA in blue and HRSC DEM in red. (c) Table of values from the selected parameters. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.15.2 Estimation of the elevation line altitude : ELA

The glacial landscape in the study area is today totally ice free making the identification and the characterization of glacial properties complicated. However, Anderson et al. (2006) developed a geometrical protocol in order to estimate the elevation line altitude (ELA) in glacial valleys on Earth. This method is a study of the geometrical properties of a glacial valley, such as the distance down-valley (valley length), the elevation and the linear profiles of the valley bed and valley rim. (Anderson et al., 2006). Several assumptions are needed : (1) the initial profile is linear, (2) the width of the valley is uniform, (3) the annual mass balance varies linearly with elevation, (4) the glacier at any time is quasi-steady, (5) the erosion rate is proportional to ice discharge per unit valley width, and (6) glacial erosion rates far exceed fluvial erosion rate (Anderson et al., 2006). The distribution of ELA predicts erosion peaks at 30–40% of the down-valley distance to the glacial limit, and the pattern merges smoothly with the steeper fluvial profile downstream of the glacial limit Anderson et al. (2006).

Even if we do not have information about the martian annual mass balance and the glacial erosion rates, we decided to apply this method to a valley in our study area (Fig.4.21). In order to estimate the ELA in this valley, several steps are necessary : (1) extract the profile of the valley bed and the valley rim and extract the linear equation of the valley bed. (2) Plot the valleys rim and bed profiles using the equation for the

valley bed making it linear to follow the assumption (1) described by (Anderson et al., 2006, Fig. 4.21a). (3) Then we calculated the Xela which is the position of the ELA following the length of the valley, we estimated the Xela at 1/3 of the valley length (Anderson et al., 2006). (4) We calculated the Zela following : $Zela = (-Xela * S) + Zmax$ with Zela the elevation of the ELA, S the slope and Zmax the maximum elevation of the valley (Fig. 4.21a). (5) Finally we calculated the terminus position of the supposed glacier, Xterm : $Xterm = 2 * \frac{Zmax-Zela}{S}$. This method allowed us to estimate the ELA at 2556 m, the other values obtained with this method are sum up in the table 4.6.

In order to verify this geometric approach, we reported the values obtained on the studied valley (Fig. 4.21b). In a geomorphological approach, we observed that before the Xela point (green square,Fig. 4.21b) the valley presents a circular-like form with non-parallel rims. Below this point, the rims become sub-parallel until the Xterm point (yellow square, Fig. 4.21b). The morphology of the valley is consistent with the points obtained by the geometrical analysis. In fact when X $<$ Xela, it is the accumulation zone, which often results in a hollow form in glacial landscape. Then, when X $>$ Xela it is the ablation zone, where the erosive power of the ice is more effective. The glacier erosion made U-shaped valleys with parallel steep rims and a flat floor (Fig.4.21c). When X $\geq$ Xterm, where the supposed glacier terminated, we do not observe well-marked rims with high elevation but it is still possible to follow the valley downstream (Fig. 4.21d). Moreover, we can disccuss about the evolution of the rim longitudinal profile. Above the ELA, the rim is well marked with a mean elevation of 100 m above the valley bed. Below the ELA, the rim is much smaller with a mean elevation of 15 m above the valley bed. Finaly, the X term point is consistent with the results of the morphometrical analysis. In fact we observed that the radiating valleys become more V-shaped at 25% of the valley length (described in section 6.2). Upstream, the valley are U-shaped with a V-index $>$ 0.1 shaped by the glacial erosion (Fig. 4.21e). After the 25%, downstream at the maximum extend of the glacier (X term), the glacier could have melted allowing the liquid water to shape the V-shaped valley downstream with a smaller V-index (Fig. 4.21f).

We can discuss about the uncertainty of this method. This geometric method is highly based on the valley length. On Mars, especially on Terra Sabaea, the valleys are often degraded and it is complicated to follow the rims making the interpretation of the valley length complicated. We chose to study this valley with this method because it is relatively well preserved and we can follow the rim from the plateau area upstream to the lowest elevation downstream. Moreover, the assumptions made, and the absence of information about the martian annual mass balance and the glacial erosion rates can changed the interpretation. Nevertheless, the fact that the morphology is consistent with the geometry is a good indicator that shows that Terra Sabaea have been icy at elevations higher than 2556 m 3,6 Ga ago.

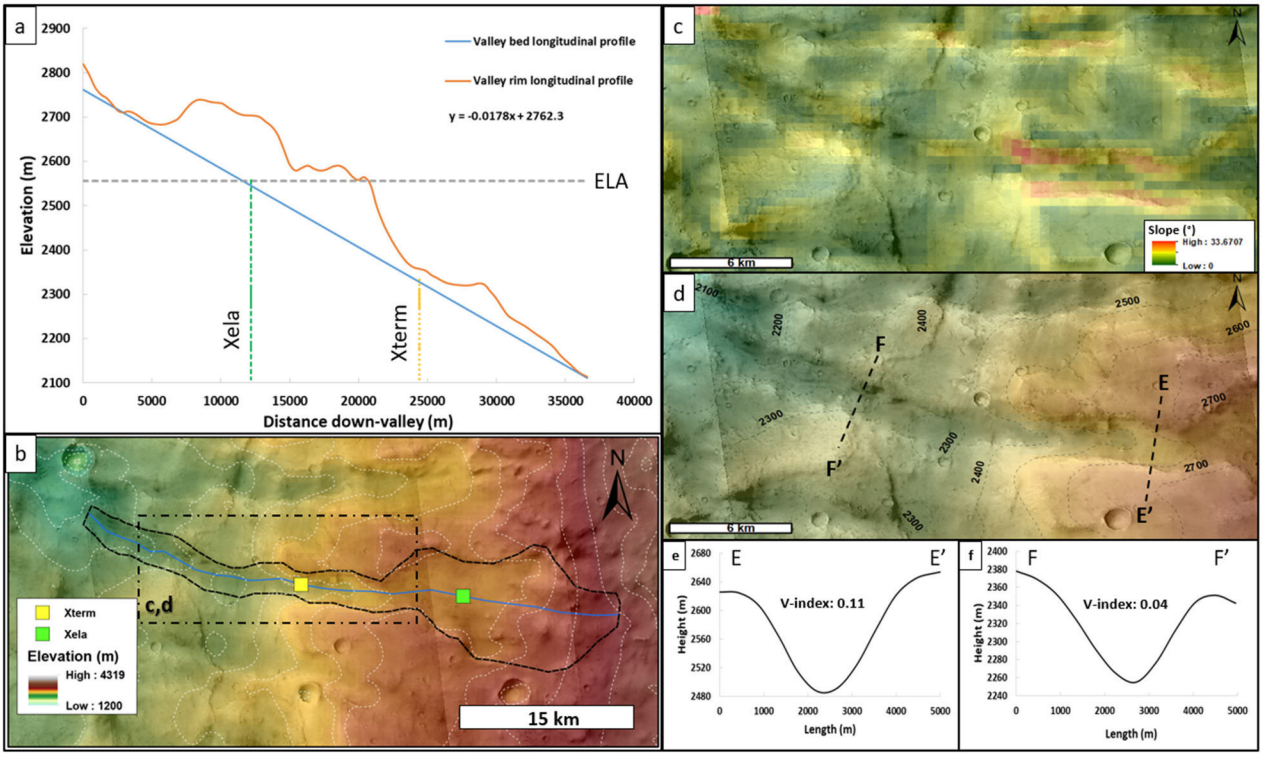


FIGURE 4.21 – Estimation of the elevation line altitude (ELA) by a geometric approach following the method discribed in Anderson et al. (2006). (a) Longitudinal profile of the valley (on western slope of the plateau area). The blue and orange lines represent the linear profile, respectively, of the valley bed and the valley rim. Xela is the position of the ELA following the valley length and Xterm is the glacier terminus position.(b) Studied valley for the ELA estimation. The yellow et green squares represent respectively the Xterm and the Xela. The blue line is the valley length used to construct the linear valley bed profile show in (a). The dotted rectangle is the area zoomed in (c) and (d). (c) Slope map of the zoomed area calculated from MOLA. (d) MOLA elevation map of the zoomed area. The doted lines are the topographic profiles showed in (e) and (f). (e) Cross-sectional profil from MOLA with associated V-index. (f) Cross-sectional profil from MOLA with associated V-index. CTX images with MOLA background. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

Distance (m)	Zmax (m)	Zmin (m)	Slope	X term (m)	X ela (m)	Z ela (m)	Function of the valley bed
36573	2773	2108	0.0178	24382	12191	2556	y= -0.0178x + 2762.3

TABLE 4.6 – Calculated parameters using the method from by Anderson et al. (2006)

4.15.3 Comparison with the Tibetan plateau

The area of Shaluli Shan, in the southeastern Tibetan Plateau (30°44'N, 99°44'E), presents evidence for past polythermal ice cap glaciation (Fu et al., 2012, 2013a,b). This area is strongly shaped by present and

ancient glacial processes from the last glaciation (Fig. 4.22 a-c). Shaluli Shan is composed of ice-free wide (20 km) plateau at high elevation (4200 m), many alpine glacial valleys extend downslope from this plateau (Fig. 4.22c, Fu et al., 2013a). These alpine glacial valleys have lengths up to 45 km, have an average width of 3 km and are deeply incised (between 100 to 400 m) into the slopes surrounding the plateau. These glacial valleys can merge to produce exceptionally long, more than 20 km, glacial valleys (Fu et al., 2012, 2013a). Although the plateau is ice-free, it is possible to observed abundant glacial landforms radiating from the plateau which is the highest area in this region. At smaller scales, it is possible to find in this area several patterns of glacial erosion and deposition : (1) lateral moraines. (2) Hummocky terrain comprises irregular shaped sedimentary deposits of hills and mounds often located along the glacial valley sides (Bennett, 2011). (3) Glacial lineations are elongated features formed by subglacial streamlining, including both erosional and depositional processes (Hargitai and Kereszturi, 2015b). (4) Scoured terrain, formed by glacial plucking and abrasion, consists of low-relief bedrock-dominated surfaces with numerous rock basins and intervening rock knobs, typically resulting in a widespread occurrence of lakes (Fig. 4.22b ; Fu et al. (2012)).

The abundant glacial landforms in the Shaluli Shan, mark the former extent of past glaciations including plateau ice caps and extensive alpine glacial valleys. This paleoglacial landscape composed of a large plateau ice cap linked with radiating glacial valleys indicate that the ice cap was the source of the alpine glacial valley downstream (Fu et al., 2013b). Moreover, Shaluli Shan was shaped by polythermal glaciation (Fu et al., 2013a). The plateau ice cap was characterised by a cold-based thermal regime, producing small scale erosional features such as hummocky terrain or glacial lineations, while the alpine glaciers downslope were characterised by warm-based thermal regimes.(Cowton et al., 2012; Fu et al., 2013a). These two glacial systems were linked together by surface meltwaters that penetrated to the glacier bed at the ice cap margin. Meltwater is an important catalyst for enhanced glacial erosion by alpine glacier ; its presence promotes high water pressures which enhance basal sliding of the glacier with associated erosion (Cowton et al., 2012). This landform assemblage is characteristic of an extensive paleoglacial landscape and is very similar to the one we studied in Terra Sabaea.

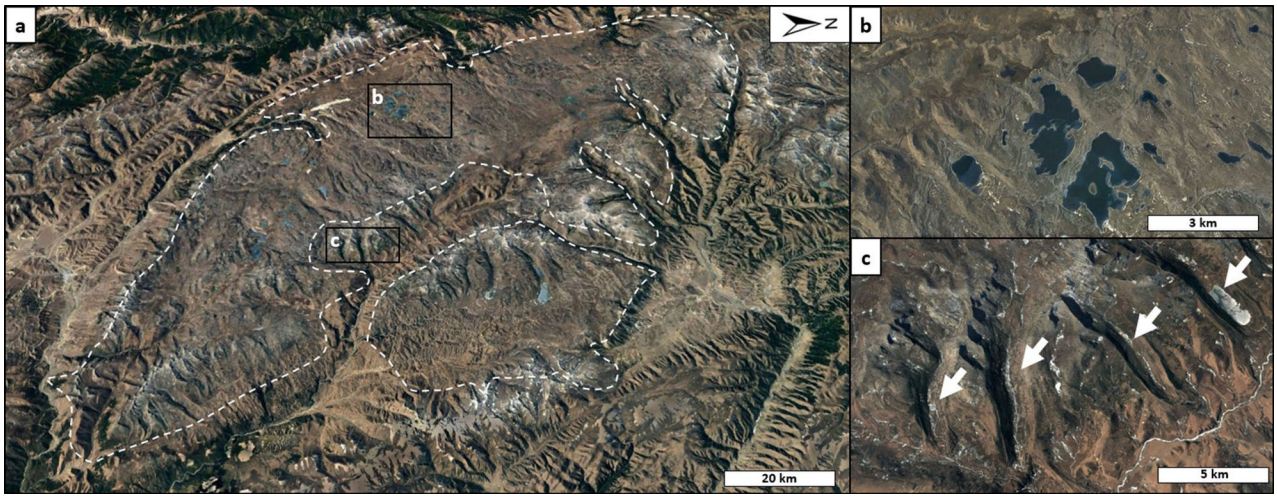


FIGURE 4.22 – Satellite images of Shaluli Shan area. (a) Zoom on the Haizishan plateau. The white dots polygons show the plateau around 4200 m in elevation. (b) Zoom on scoured terrain with lakes and (c) zoom on glacial valleys originating from the plateau. The glacial valleys are shown by the white arrows. Images credit Google Earth.

4.15.4 Glacial landscape in Terra Sabaea : A complex system

The studied glacial morphologies in Bouquety et al. (2019) and in this study indicate that during the Late Noachian/Early Hesperian the climate was cold and wet enough to allow deposition of snow/ice and preservation of ice leading to formation of glaciers and an ice cap shaping the landscape in Terra Sabaea. We did not find any depositional features such as moraines, eskers or glacial lineations, even by analyzing the two HiRISE images available in the area. Two scenarios are possible : (1) This absence could be because this depositional features are mainly composed of easily erodable unconsolidated sediment, and have been removed by subsequent erosion by wind, meteoritic impact, run-off or covered by depositional material. (2) These depositional features could have never formed. On Earth, the Meserve Glacier in Antarctica, which is a cold-based glacier had eroded U-shaped valleys. Cuffey et al. (2000) proposed that this cold-based glacier occupied older river channels and eroded U-shaped valleys. Thus, they did not found depositional features characteristics of warmed-based glaciers (Cuffey et al., 2000). So if the outlet valleys in our study area were cold-based, the depositional features never formed.

Nevertheless, the morphometry of the radiating valleys and the supposed polythermal regime also suggest that liquid water played a role in valleys development (section, 6.2 ; Fig. 4.14f). In fact, the glacial valleys on the slope of the plateau become V-shaped, with a smaller V-index (< 0.1) at 25% of their length. These V-shaped and V-index values are characteristics of valleys shaped by an liquid erosive agent such as liquid water. In Bouquety et al. (2019), we discussed glaciated highlands at high elevation and temperate lowlands where the liquid water could have been stable. This liquid water could have come from the melting of the ice upstream (from the plateau ice cap or the supposed glacier front), and could have been a source and/or a reservoir for the valley networks at lowest elevation and fed the open-basin lake in this area (Fassett and

Head, 2008b). This hypothesis seems to be consistent with the morphometrical results in this study.

Our study area includes an impact crater with inlet and outlet valleys. The inlet valleys are connected with the plateau area upstream, and downstream by an outlet valley to the lower elevations (Fig.4.23a, b). This structure could be categorized as an open-basin paleolake following the established characteristics by Fassett and Head (2008b), namely a lake with outlet valleys, but it was not mapped. The two valleys from the plateau (Fig. 4.23c and d), have the glacial properties described before but, as the majority of the radiating valleys, their V-index decreases downstream to the supposed open-basin paleolake (Fig. 4.23b-d). In other words, the inlet valleys are U-shaped upstream and become V-shaped downstream approaching the open-basin paleolake. The cross-sectional profile at the transition between the open-basin paleolake and the outlet valley is V-shaped with a V-index of -0.07 and this valley is V-shaped all along with a mean V-index of 0.03 (Fig. 4.23b, e), which is more similar to a fluvial valley than a glacial valley. In order to explain these morphologies, we propose that the two upstream valleys coming from the plateau are glacial. The supposed glaciers in these valleys could have melted during some subsequent warming phase and fed the depression downstream thus forming a lake in the crater. Then, the water in the lake flowed downstream following the slope to form the V-shaped valley. So the lake was fed by ice and/or meltwater from the glacier coming from the supposed plateau ice cap which indicates that ice (glacier) and liquid water (meltwater and/or subglacial water) could have coexisted. This hypothesis could be supported by the climatic model proposed by Palumbo et al. (2018) which suggests the possibility of transient melting linked to fluvial and/or lacustrine activity through peak annual and seasonal temperatures during the cold and icy early Mars. Moreover, this observation is one more argument for the warm based regime of the radiating valleys coming from the plateau ice cap.

The glacial geomorphological evidence we bring here and in Bouquety et al. (2019) show that Terra Sabaea was, during the Late Noachian/Early Hesperian, a place with a complex glaciological history. The glacial landscape composed of glacial crater valleys, glacial cirques and a hypothesised former plateau ice cap show that the icy highland scenario predicted by the models is plausible (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016). Nevertheless, the liquid water and the ice seems to be linked together, in fact the glacial morphologies in the highlands in Terra Sabaea seems to be connected with the fluvial morphologies downstream. Indeed, the presence of open-basin lakes (Fassett and Head, 2008b) and the catchment of Naktong Vallis, located near Dawes crater (Fig. 4.2), are dated at 3,6 Ga (Fassett and Head, 2008a; Bouley et al., 2009; Bouley and Craddock, 2014). The fact that these structures which are formed with liquid water (open basin lake and Naktong Vallis) and glacial landscape are dated at the same age (3,6 Ga) seem to indicate that the water could have been liquid and solid during the same period of time. The elevation is an important factor to consider to study the link between the glacial and fluvial morphologies. The highlands in Terra Sabaea should be icy at high elevation ($>$ 2500 m) and downstream, to the north, this ice could be a source of the fluvial morphologies at lower elevation ($<$ 2500 m). Elsewhere on Mars evidence of Late Noachian/Early Hesperian glaciation have been demonstrated in Valles Marineris (Mège and Bourgeois, 2011; Gourronc et al., 2014) and in Tharsis volcanic province which acted like an ice trap through martian history (Cassanelli and Head, 2019). Combined, this evidence seems to show that the early martian climate was not uniquely warm, wet, or icy, but a combination of both with regional climate depending of the latitude, and elevation.

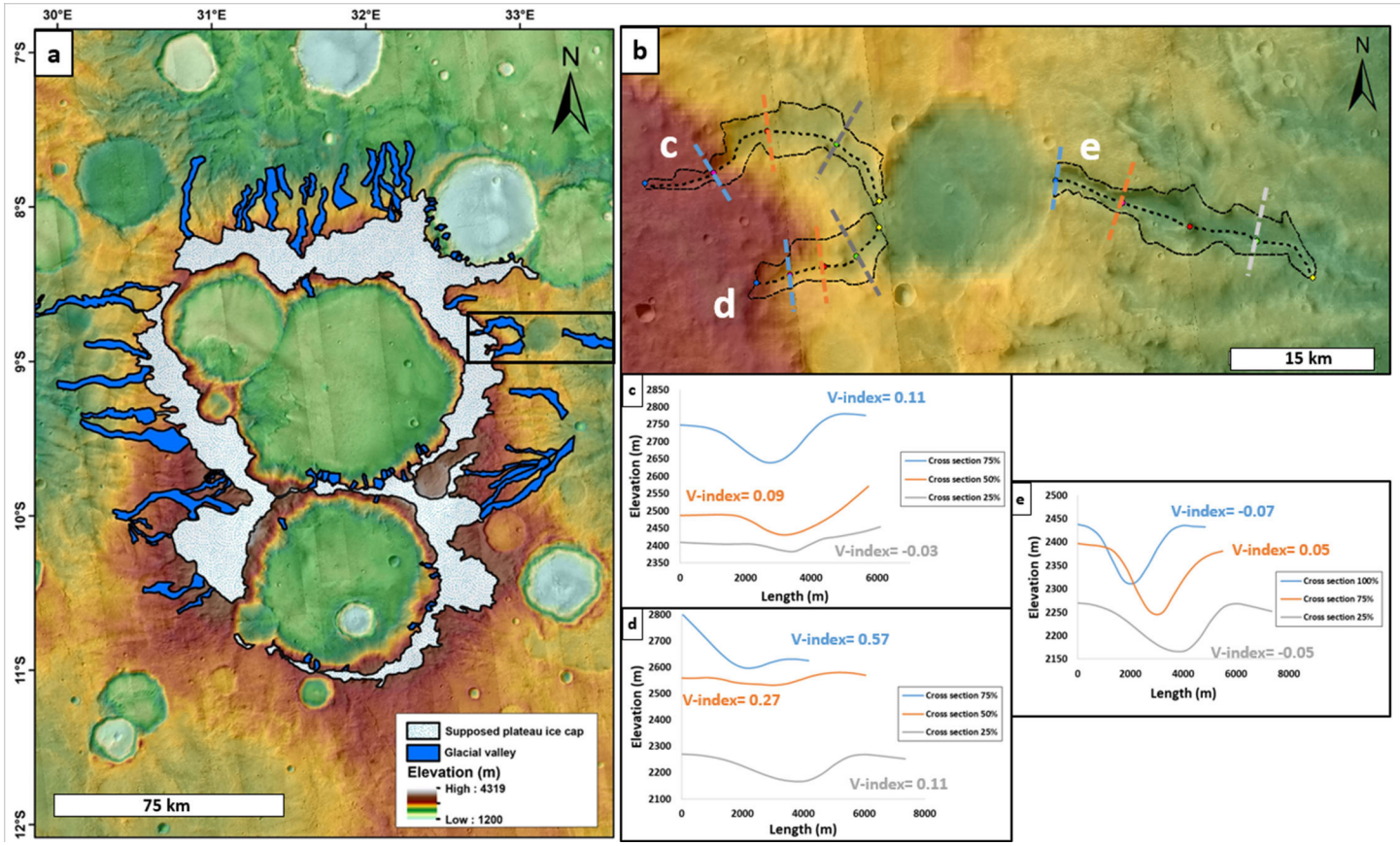


FIGURE 4.23 – Supposed open-basin lake. (a) Study area (b) Zoom of the area represented by a black rectangle in (a). The white letter c,d and e represent the valley. The dashed color lines are the location of the cross-sectional profiles show in (c), (e) and (f). CTX images with MOLA background. Images credit NASA/JPL/University of Arizona.

4.16 Conclusion

The morphometrical analyses allowed us to identify glacial valleys and a hypothesised former plateau ice cap located on a high plateau in Terra Sabaea at an elevation $>$ 2500 m, this glacial landscape composed of glacial valleys and plateau ice cap, have morphological and geometrical similarities with glacial landforms on Earth. The crater-size frequency distributions give an age around 3,6 Ga. This age is consistent with the other demonstrated glacial landscape in this area (Bouquety et al., 2019) and in agreement with the icy highlands scenario predicted by the climate simulations (Wordsworth et al., 2013; Bouley et al., 2016) . This study strongly supports the presence of a glaciated landscape in Terra Sabaea during the Late Noachian/Early Hesperian. Terra Sabea proves to be an area with a complex glaciological history with the presence of a glacial landscape composed of glacial cirques, glacial valleys and a supposed plateau ice cap. The wide range of elevations and morphologies in Terra Sabaea seems to indicate that this area is a key place to understand the complex history of the early martian climate.

Troisième partie

Résultats étendu sur l'ensemble de Terra Sabaea

4.17 Introduction

L'analyse morphométrique, présentée dans les deux parties précédentes, a permis de mettre en évidence la présence de paysages glaciaires datés de la fin du Noachien/début Hespérien. Ces paysages glaciaires sont composés de vallées glaciaires associées à des cirques glaciaires et sont situés dans les cratères d'impact e et f de la Fig.4.24. Il a également été possible de montrer la présence d'une ancienne calotte de plateau sur les plus hauts sommets de Terra Sabaea. Cette supposée calotte aurait alimenté des glaciers qui auraient flué sur les pentes des cratères d'impacts situés sur le plateau. Sur les bordures extérieures de ce plateau, les vallées semblent avoir une tendance glaciaire, et semblent avoir été formées par des processus mêlant une érosion par la glace à haute altitude en amont et une érosion fluviatile en aval (Fig.4.24a). Enfin, des traces de vallées glaciaires ont été observées sur une montagne isolée au Nord de la région (zone c). La présence de morphologies glaciaires sur un relief positif tel que cette montagne est un argument supplémentaire qui semble indiquer que la glace présente à la fin du Noachien était dépendante de l'altitude (Fig.4.24c).

Il sera question dans cette partie de présenter les résultats et interprétations des vallées où l'analyse morphométrique a été réalisée, mais non publiée. Ces vallées ont été mesurées dans deux cratères d'impact (Fig.4.24b et d) mais également sur les plaines inter-cratères de Terra Sabaea (Fig.4.24 g à i). L'analyse de ces vallées supplémentaires permettra de : (1) mieux contraindre spatialement l'étendue de la glace au Noachien, de savoir si le phénomène de glaciation était local ou régional. (2) apporter des indices et preuves supplémentaires sur le lien entre la glace est l'eau liquide. Il est important de noter que la qualité du MNT MOLA n'a pas permis, dans certaines régions, d'obtenir l'ensemble des résultats de l'analyse morphométrique. La résolution du MNT MOLA n'est pas suffisante pour obtenir des profils transverses des vallées de la zone d et i, ainsi les mesures de cross-section ainsi que le V-index n'ont pas pu être effectués. Néanmoins, les autres paramètres (longueurs, largeurs, etc.) ont pu être extraits.

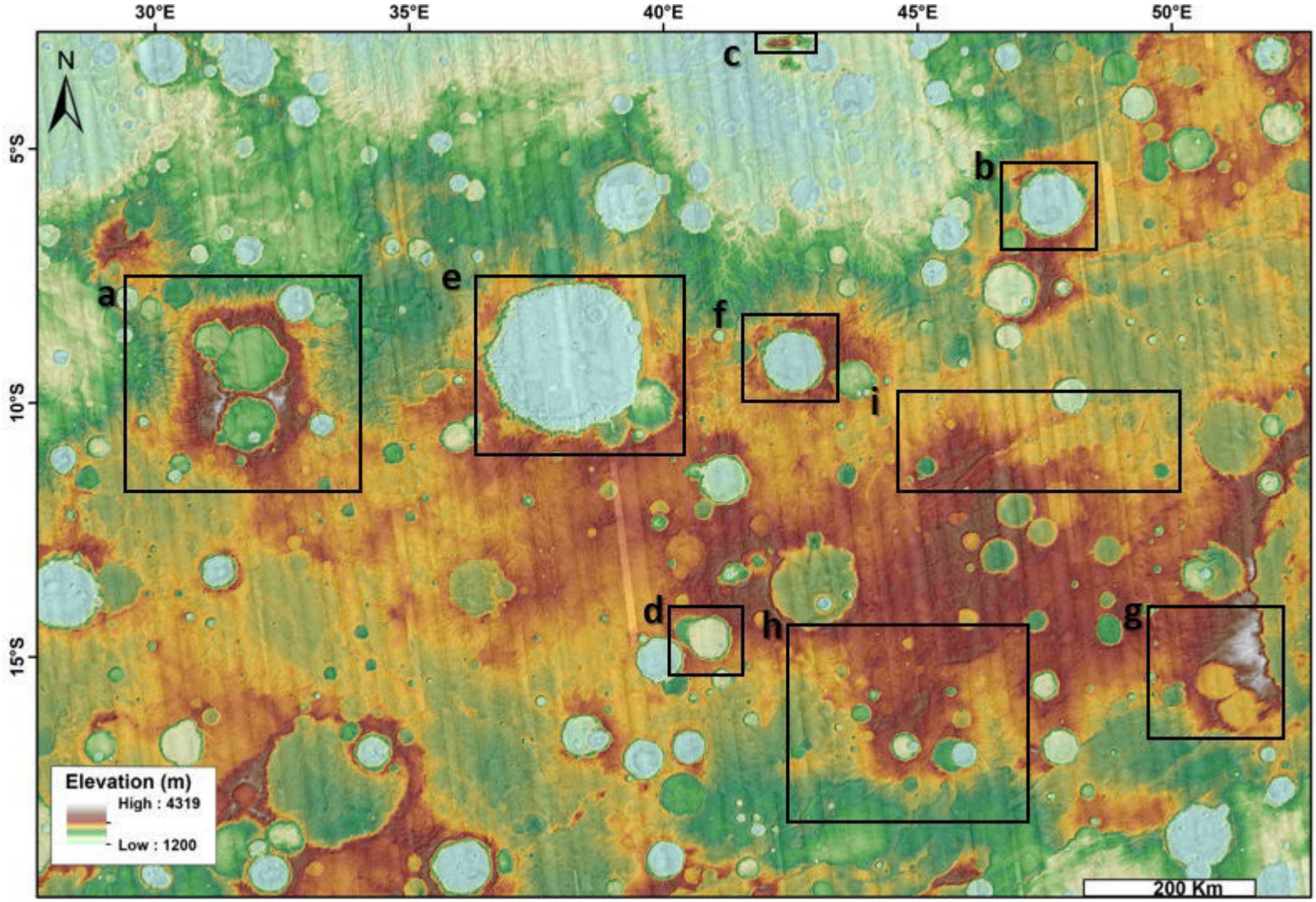


FIGURE 4.24 – Carte des différentes zones étudiées. Les zones a,e,f et c sont présentées dans le chapitre résultat partie 1 et 2.

4.18 Résultats de l'analyse morphométrique : Les vallées de cratères (Zones b et d)

4.18.1 Zone b

Cette zone est représentée par un cratère d'impact sans nom, centré en 6°04'07.25"S 47°36'0.33"E, situé à 460 de km au Nord-est du cratère Dawes. Cartographiée comme appartenant à l'unité du Noachien, eNh (Tanaka et al., 2014), ce cratère d'impact de 80 kilomètres de diamètre présente sur ses remparts internes des morphologies de têtes de vallées et de vallées de plusieurs dizaines de kilomètres de long (Fig.4.25). Ces vallées n'ont pas été cartographiées par Hynek et al. (2010) et sont d'origines inconnues. 48 vallées et 20 têtes de vallées ont été mesurées.

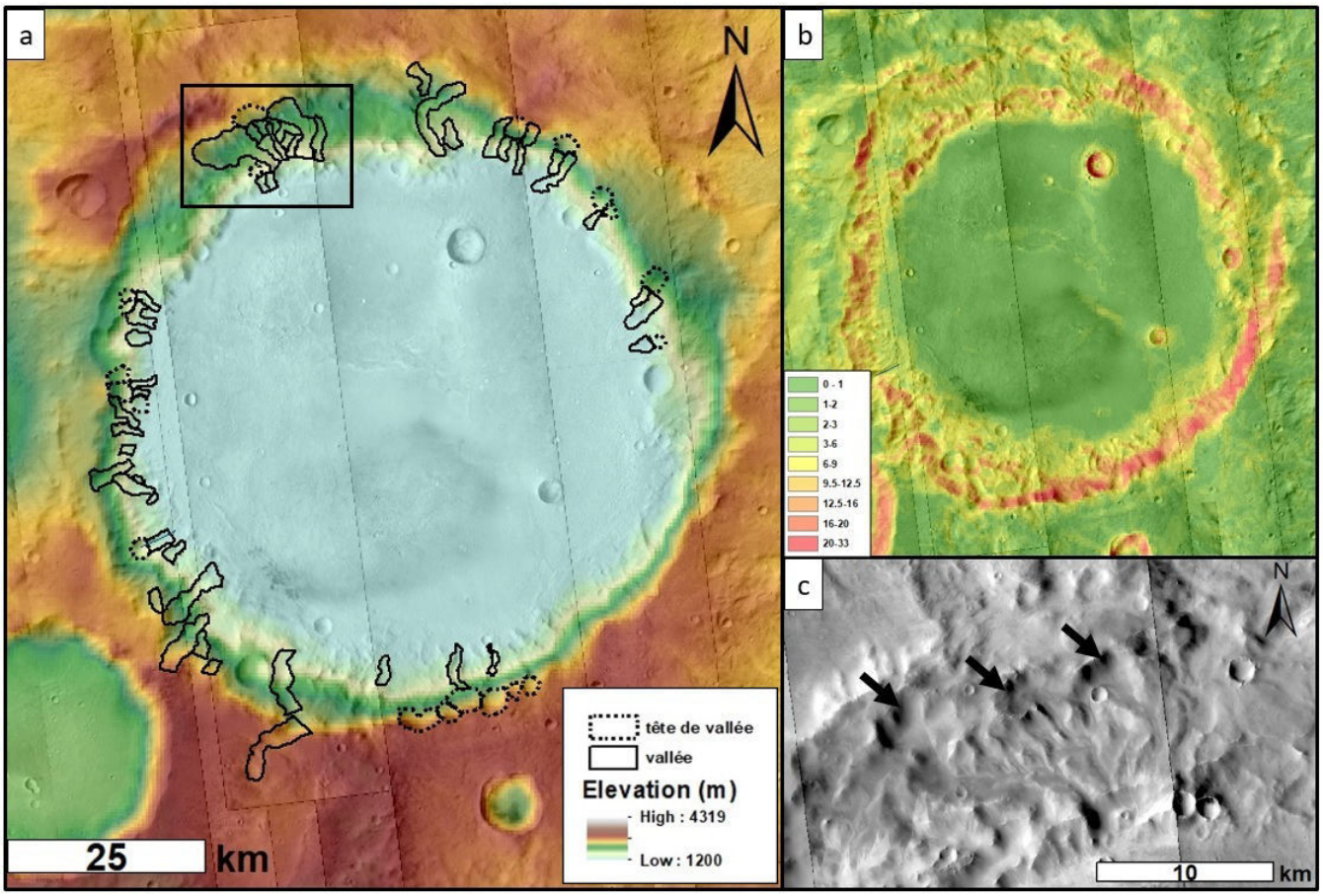


FIGURE 4.25 – Cartes représentant la zone b. (a) Carte MOLA drapé sur CTX du cratère. Les différents polygones représentent les vallées (trait plein) et les têtes de vallées (trait pointillée) mesurés. Le rectangle noir représente le zoom en (c). (b) Carte de pente extraite de la carte MOLA. (c) Zoom représentant le rempart Nord. Les flèches noires indiquent les morphologies de vallées.

4.18.2 Zone d

La zone d est un cratère d'impact d'environ 60 kilomètres de diamètre présentant un fort contraste dans les pentes (Fig.4.26). En effet la partie Est du cratère présente des remparts raides ($> 10°$) et la partie Ouest présente des remparts avec une pente plus douce (Fig.4.26b). Les vallées sur la partie Ouest du cratère semblent plus longues et plus sinueuses que les vallées sur la partie Est où elles semblent nettement plus courtes (Fig.4.26c-e). 65 vallées et 29 têtes de vallées ont été mesurées.

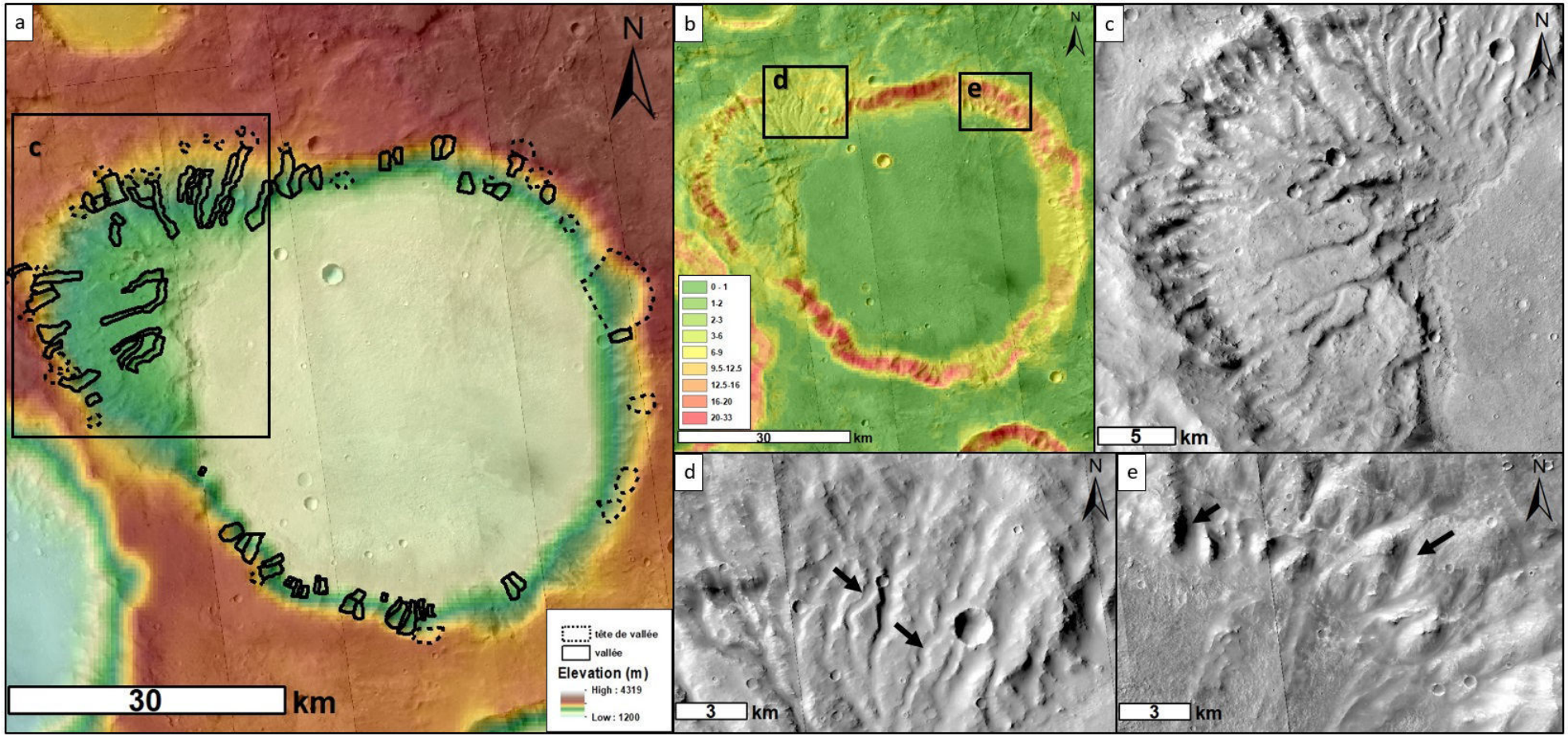


FIGURE 4.26 – Cartes représentant la zone d. (a) Carte MOLA drapé sur CTX du cratère. Les différents polygones représentent les vallées (trait plein) et les têtes de vallées (trait pointillée) mesurés. Le rectangle noir représente le zoom en (c). (b) Carte de pente extraite de la carte MOLA. Les rectangles noirs représentent les zooms en (d) et (e). (c) Zoom représentant la partie Ouest du cratère. (d) Zoom sur la partie Nord-Ouest du cratère. (e) Zoom sur la partie Nord-Est du cratère. Les flèches noires indiquent les morphologies de vallées.

Les résultats de l'analyse pour ces deux cratères sont présentés dans la figure 4.27 pour les vallées et dans la figure 4.28 pour les têtes de vallées.

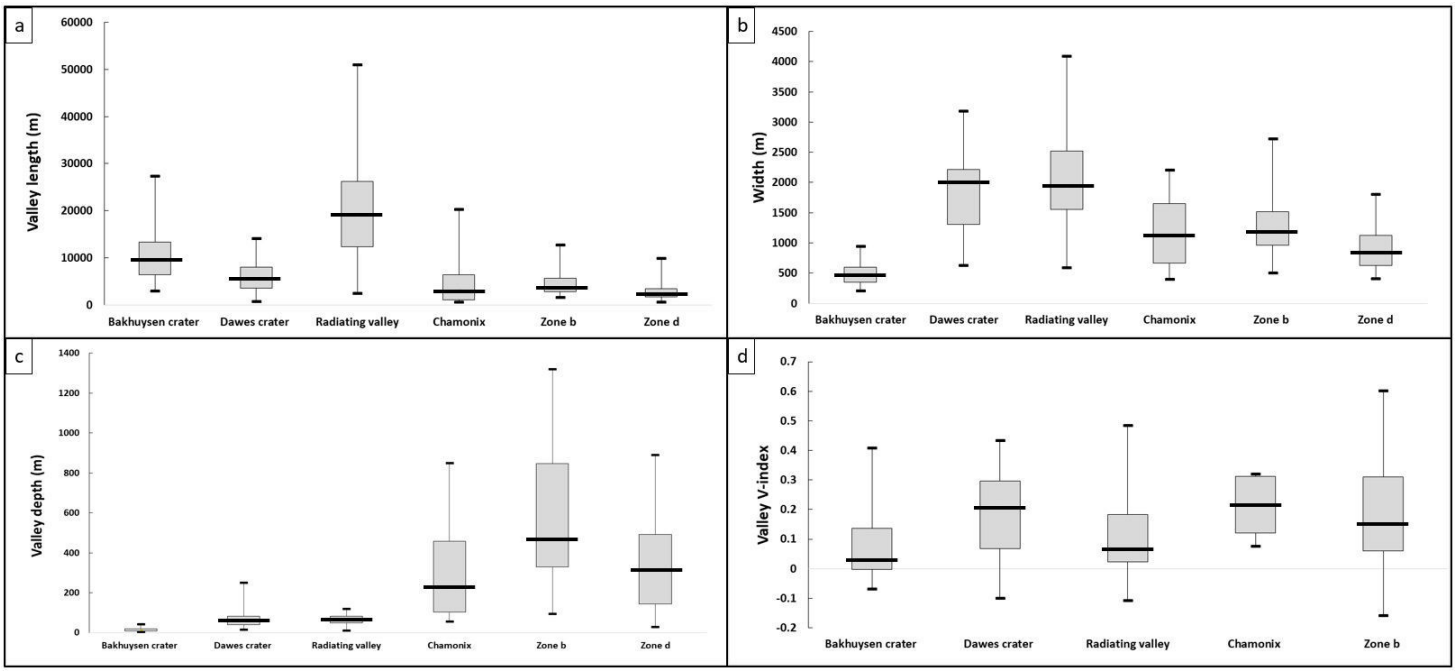


FIGURE 4.27 – Boites à moustaches des vallées étudiées pour la région b et d. Les valeurs des cratères Dawes, Bakhuysen et des "radiating valleys" ainsi que les valeurs des vallées de Chamonix ont été représentées afin de servir de comparaison. (a) Longueur, (b) Largeur, (c) Profondeur et (d) V-index.

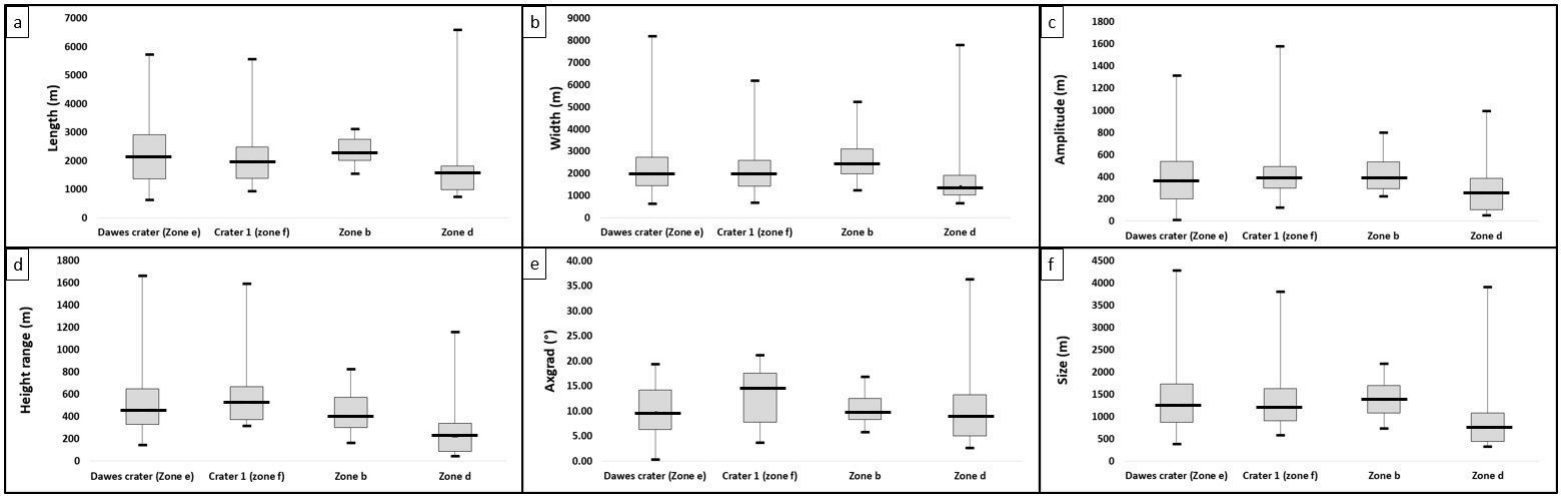


FIGURE 4.28 – Boites à moustaches des têtes de vallées étudiées pour la région b et d. Les valeurs des cratères Dawes et cratère 1 ont été représentées afin de servir de comparaison. (a) Longueur, (b) Largeur, (c) Amplitude, (d) Différence d'altitude, (e) Gradient axial et (f) Taille.

4.19 Résultats de l'analyse morphométrique : Les vallées inter-cratères (Zones g, h et i)

4.19.1 Zone g

La zone g est la région étudiée le plus à l'Est de Terra Sabaea (Fig.4.24). Les terrains la constituant sont datés de l'unité eNh (Tanaka et al., 2014). Les altitudes les plus élevées de cette zone, aux alentours des 4000 m, sont les points situés sur les remparts Ouest du cratère Huygens. Cette région est principalement constituée de plaines inter-cratères, entrecoupées par deux cratères d'impact, avant d'arriver dans les altitudes les plus basses, environ 2100 m (Fig.4.29a-c). Cette zone est la région des plaines inter-cratères étudiée présentant le plus de dénivelés, environ 2000 m, c'est également la région où l'on retrouve le plus grand éventail de morphologies. En effet, il est possible de retrouver : (1) des morphologies de vallées rectilignes dont la concentration est élevée (Fig.4.29d). Bien que la concentration soit élevée, les vallées ne sont pas connectées entre elles. (2) Des vallées plus courtes sur les remparts des cratères d'impact dont la morphologie ressemble fortement aux vallées présentes dans les autres cratères d'impact (Fig.4.29e). (3) Des morphologies de réseaux ramifiés sur les plaines inter-cratères (Fig.4.29f). Les morphologies de vallées sont ici connectées en un vaste réseau qui prend sa source au niveau des plus hautes altitudes et s'étend vers les régions les plus basses. Ces différentes ramifications semblent converger en aval pour former une seule et unique vallée. 54 vallées ont été mesurées.

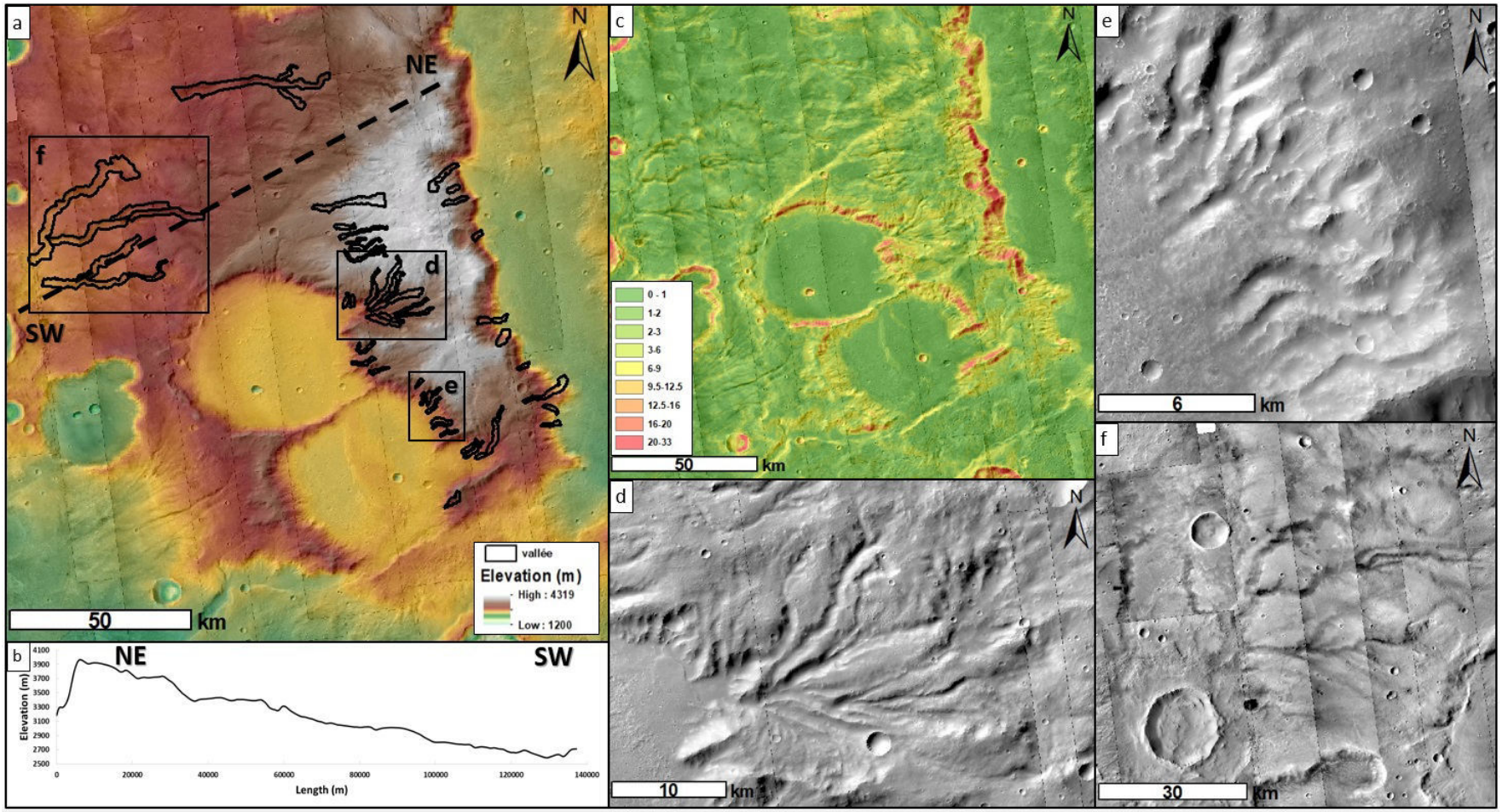


FIGURE 4.29 – Cartes représentant la région g. (a) Topographie MOLA drapé sur les images CTX de la région. Les polygones représentent les vallées mesurées, la ligne pointillée le profil topographique présenté en (b) et les rectangles noirs des zooms sur des vallées montrées en (d), (e) et (f). (b) Profil longitudinal NE-SW. (c) Carte des pentes de la région. (d) Zoom sur un réseau de vallée en amont d'un cratère d'impact. (e) Zoom sur des morphologies de vallées localisées sur les remparts d'un cratère d'imapct et (f) Zoom sur un réseau de vallées localisé sur les plaines inter-cratères.

4.19.2 Zone h et h*

La zone h est située dans la région Sud de notre région d'étude (Fig.4.24). Elle est principalement constituée de plaines inter-cratères datées de l'unité eNh (Tanaka et al., 2014). Cette surface de 65 275 km² est caractérisée par des plateaux de haute altitude, aux alentours de 3300 m et de plaines plus basses aux alentours de 1875 m (Fig.4.30). La transition entre les plateaux et les plaines se fait de manière assez douce puisque la pente moyenne de la région est de 2° (Fig.4.30 b et c). Les vallées présentes dans cette région sont principalement localisées sur les plateaux de hautes altitudes, mais il est possible, pour certaines, de les suivre jusque dans les plaines. La figure 4.30d montre l'un de ces réseaux de vallées. Il prend sa source sur les plateaux et s'étend vers les régions les plus basses. La morphologie de ce réseau diffère totalement des morphologies de vallées présentes dans les cratères. En effet, contrairement aux vallées de cratères qui ne sont constituées que d'une ou deux ramifications, ce réseau est constitué de plusieurs ramifications en amont qui se rejoignent en aval pour former un seul et unique exutoire. Ces caractéristiques morphologiques font que nous avons décidé d'étudier ce réseau de vallées comme une zone à part entière. La zone h* fait référence à ce réseau (Fig.4.30d). 13 morphologies de vallées ont été mesurées dans la zone h* et 36 dans la zone h.

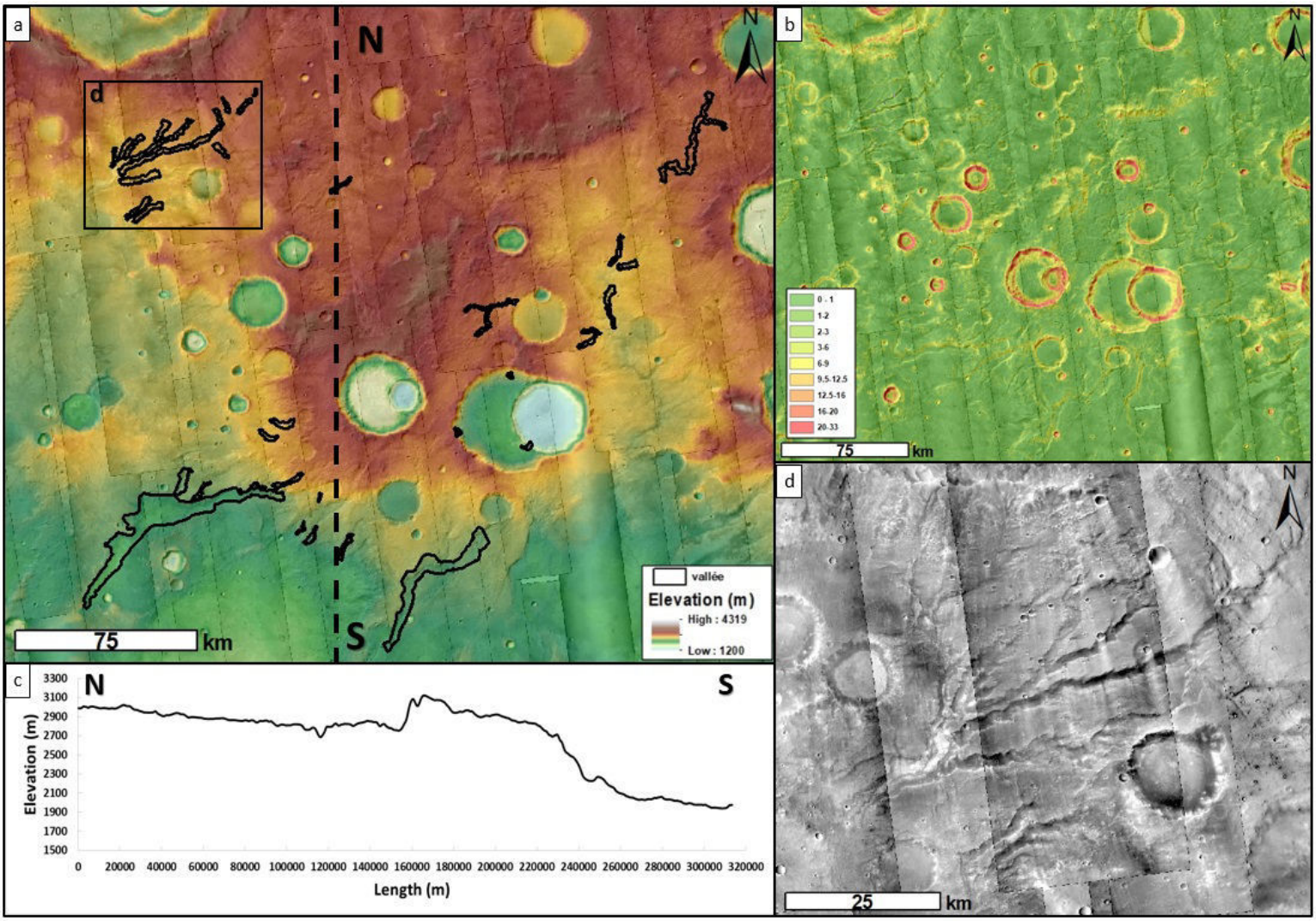


FIGURE 4.30 – Cartes représentant la région h. (a) Topographie MOLA drapé sur les images CTX de la région. Les polygones représentent les vallées mesurées, la ligne pointillée le profil topographique présenté en (c) et le rectangle noir un zoom sur un réseau de vallées montré en (d). (b) Carte des pentes de la région. (c) Profil longitudinal N-S et (d) Zoom sur un réseau de vallées. De part sa morphologie différente, cette zone sera étudiée comme une zone à part entière, la zone h*.

4.19.3 Zone i

La zone i (Fig.4.24) est une zone majoritairement composée de plateaux de hautes altitudes supérieures à 3300 m dans l'unité eNh (Tanaka et al., 2014). Dans cette région, les morphologies de vallées trouvent leurs sources sur ces plateaux et s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres pour rejoindre les altitudes les plus basses aux alentours de 2300 m (Fig.4.31a). Cette transition des hauts plateaux aux plaines les plus basses se fait de manière douce puisque la pente moyenne de la région est entre 2 et 3° (Fig.4.31b-c). Deux morphologies

de réseaux de vallées sont présentes : (1) des vallées rectilignes à sub-rectilignes qui ne sont pas connectées entre elles (Fig.4.31d). (2) Des réseaux de vallées plus complexes composés de nombreuses ramifications qui se connectent entre elles en amont pour former une seule et unique vallée en aval. L'ensemble des tributaires de la vallée principale semble provenir des hauts plateaux (Fig.4.31e). 22 vallées ont été mesurées.

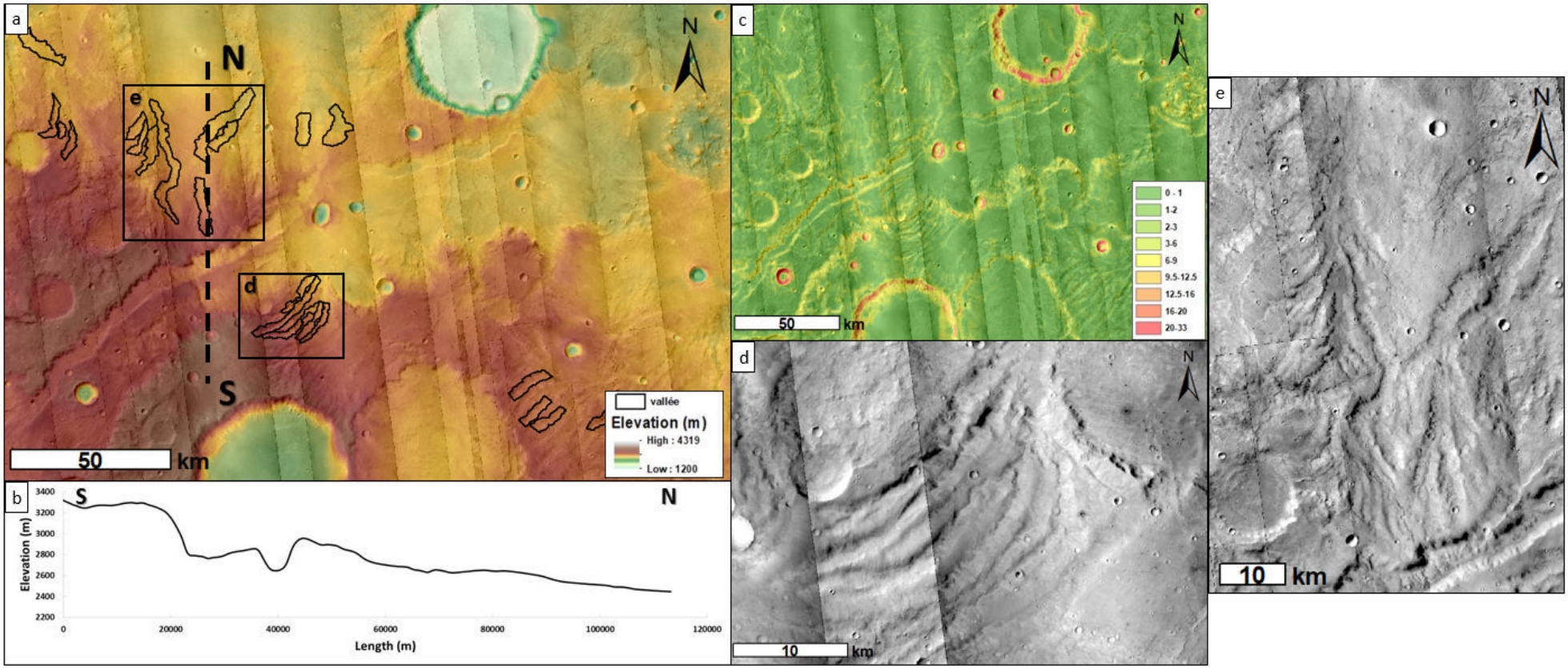


FIGURE 4.31 – Cartes représentant la région i. (a) Topographie MOLA drapé sur les images CTX de la région. Les polygones représentent les vallées mesurées, la ligne pointillée le profil topographique présenté en (b) et le rectangle noir un zoom sur un réseau de vallées montré en (d) et (e). (b) Profil longitudinal N-S (c) Carte des pentes de la région. (d) et (e) Zoom sur des réseaux de vallées.

Les résultats de l'analyse morphométrique pour ces 3 zones sont présentés dans la figure 4.32.

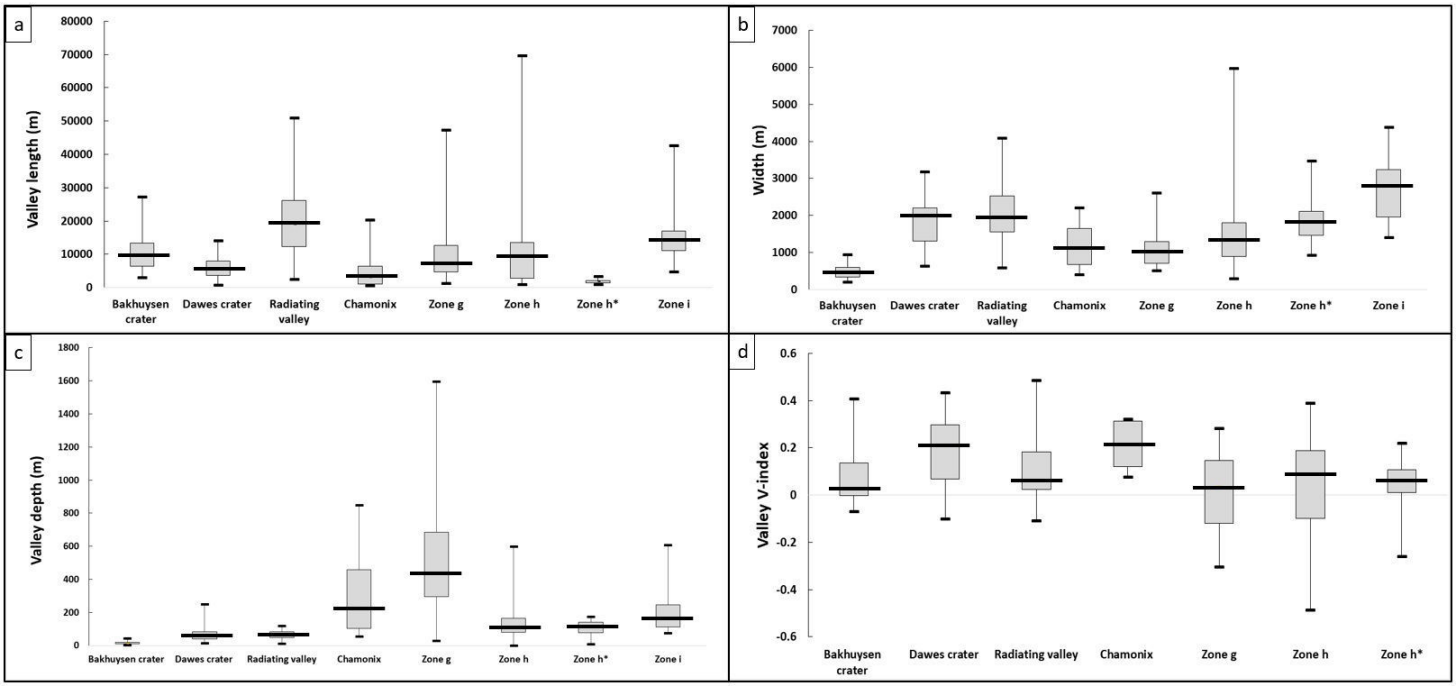


FIGURE 4.32 – Boites à moustaches des vallées étudiées pour les régions g, h, h*, et i. Les valeurs des cratères Dawes, Bakhuysen et des "radiating valleys" ainsi que les valeurs des vallées de Chamonix ont été représentées afin de servir de comparaison. (a) Longueur, (b) Largeur, (c) Profondeur et (d) V-index.

4.19.4 Résumé de l'analyse morphométrique

L'analyse morphométrique pour les régions b, d, g, h, h*, et i a permis de mesurer 237 vallées et 49 têtes de vallées réparties entre ces zones. Les valeurs moyennes de chaque paramètre mesuré dans l'ensemble de ces zones sont dans le tableau 4.7

	Zone b	Zone d	Zone g	Zone h	Zone h*	Zone i
	Vallée					
Nombre de vallées mesurées	48	64	54	36	13	22
Longueur moyenne (m)	4587	2897	10428	12941	15059	15983
Largeur moyenne (m)	1273	853	1084	1366	1811	2709
Rapport d'aspect L/W moyen	4	4	9	8	7	6
Altitude moyenne (m)	1752	2126	3170	2411	2593	2690
Profondeur moyenne (m)	557	341	506	160	120	201
Aire moyen section de vallées (m²)	107352	X	62774	32528	36851	X
V-index moyen	0.18	X	0.04	0.04	0.03	X
	Tête de vallée					
Nombre de tête de vallées mesurées	20	29	X	X	X	X
Longueur moyenne (m)	2337	1690	X	X	X	X
Largeur moyenne (m)	2624	1736	X	X	X	X
Amplitude moyenne (m)	438	288	X	X	X	X
Différence d'altitude moyenne (m)	442	253	X	X	X	X
Gradient axial moyen (°)	10	11	X	X	X	X
Taille moyenne (m)	1365	884	X	X	X	X

TABLE 4.7 – Tableau récapitulatif des valeurs moyennes de l'ensemble des paramètres mesurés.

4.20 Interprétation : Un paysage glaciaire complexe

L'interprétation des résultats de l'analyse morphométrique est présentée par zone dans un premier temps. Afin d'être cohérent entre les différents sites étudiés, les valeurs ont toutes été comparées par rapport aux données du cratère Dawes (zone e) qui a été interprété comme présentant des vallées glaciaires (Bouquety et al., 2019) et les données du cratère Bakhuysen qui ont été interprétées comme vallées fluviatiles (Moore, 2005).

4.20.1 Zone b

L'ensemble des mesures pour cette zone ont été réalisées à partir du MNT MOLA.

4.20.1.1 Longueur et largeur

Le rapport d'aspect longueur/largeur pour les vallées de la zone b est de 4 (Fig.4.33a). Cette valeur est similaire au rapport d'aspect des vallées glaciaires du cratère Dawes 2,64 et différente des vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen qui est de 20,8. Une vallée fluviatile à un rapport d'aspect $>> 1$ alors que les vallées glaciaires ont un rapport d'aspect >1 (Hobbs et al., 2016). De plus, la répartition des points dans le graphique b de la figure 4.33 montre une répartition suivant une tendance similaire à la tendance des vallées glaciaire du cratère Dawes, bien que les vallées de la zone b soient globalement moins larges (de 300 mètres en moyenne).

Néanmoins, cette tendance reste différente des vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen.

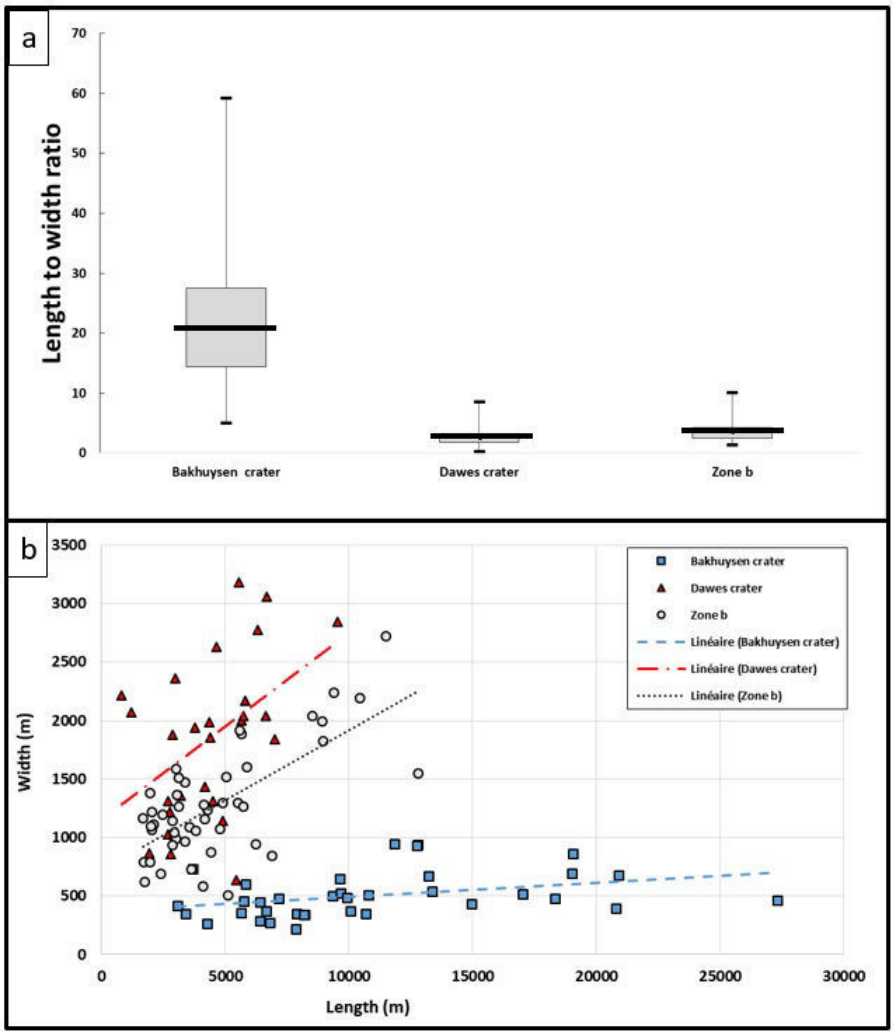


FIGURE 4.33 – Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone d. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données.

4.20.1.2 V-index

Les valeurs de V-index pour les vallées de la zone b sont représentées dans la figure 4.34. Il est possible de voir que la valeur médiane des vallées de la zone b est de 0,15, ce qui est similaire aux vallées du cratère Dawes avec une valeur de 0,2. Cette valeur est différente des valeurs du V-index pour les vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen avec une médiane de 0,02. Une vallée avec un V-index $>$ 0,1 aura un profil en U témoin d'une érosion glaciaire alors qu'un V-index $<$ 0,1 sera caractéristique d'une érosion fluviatile (Zimmer and

Gabet, 2018; Bouquety et al., 2019). L'analyse des valeurs du V-index semble confirmer l'origine glaciaire des vallées de cette zone.

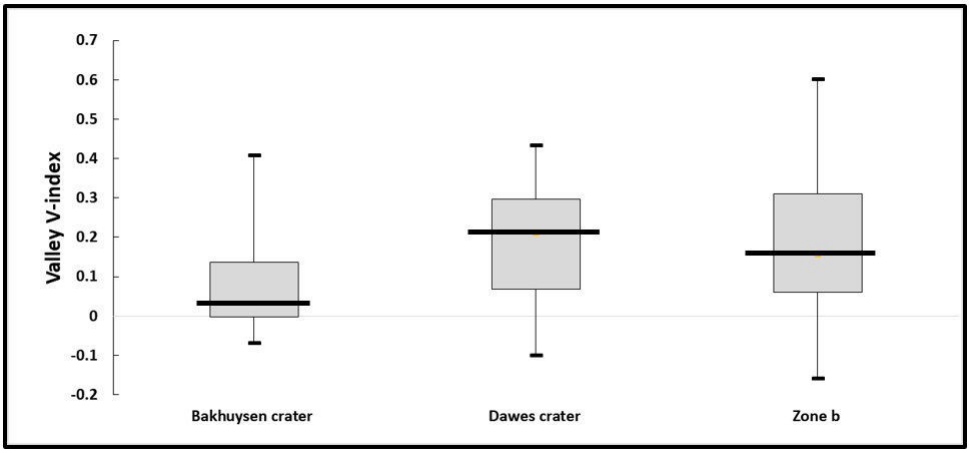


FIGURE 4.34 – Boîtes à moustaches des valeurs de V-index pour les vallées des cratères Dawes, Bakhuysen et la zone b.

4.20.1.3 Têtes de vallées

Les vallées présentes dans ce cratère sont souvent surmontées par des têtes de vallées (Fig.4.25a). Déterminer l'origine érosive de ces têtes de vallées permettrait de mieux reconstruire l'histoire érosive aboutissant aux paysages observés. Pour y parvenir, nous avons tracé la répartition statistique des ratios longueur/largeur et longueur/hauteur pour les têtes de vallées mesurées. Nous avons comparé ces ratios pour les têtes de vallées de la zone b avec les têtes de vallées présentes dans le cratère Dawes et le "crater 1" qui ont été interprétées comme étant des cirques glaciaires (Bouquety et al., 2019). La figure 4.35a montre que les têtes de vallées de la région b ont le même rapport d'aspect longueur/ largeur que les cirques glaciaires des cratères Dawes et "crater 1". Le ratio longueur/ hauteur est plus légèrement plus élevé pour les têtes de vallées de la zone b par rapport aux références martiennes (Fig.4.35b). Mais, cette tendance est dans la gamme de mesure des plus grands cirques glaciaires terrestres mesurés par Evans and Cox Evans and Cox (2017). Il est donc possible de conclure que les têtes de vallées de la zone b sont similaires aux cirques glaciaires terrestres et martiens.

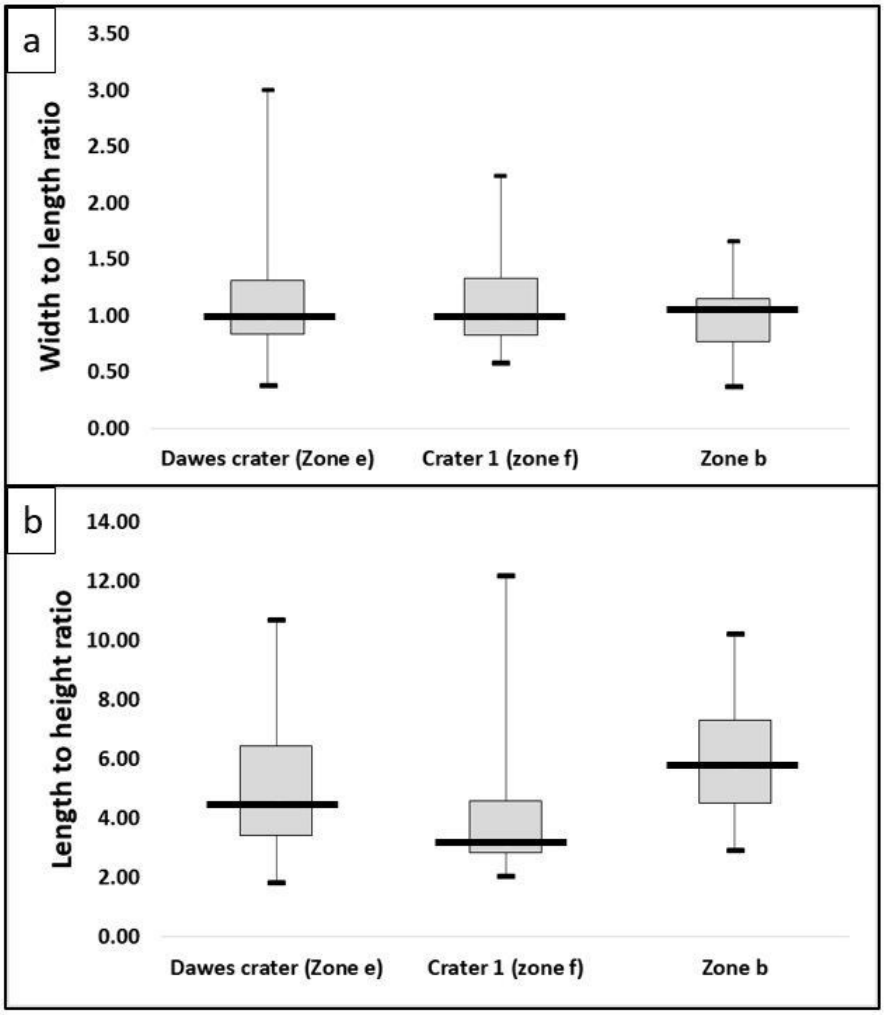


FIGURE 4.35 – Boîtes à moustaches pour les têtes de vallées pour (a) ratio longueur/largeur et (b) ratio longueur/hauteur

4.20.1.4 Synthèse zone b

À l'image des cratères Dawes, 1, 2, 3, et 4, le cratère d'impact présent dans la zone b présente des morphologies de vallées glaciaires et cirques glaciaires. Ces morphologies, présentes sur les remparts internes du cratère, témoignent donc d'une activité glaciaire passée.

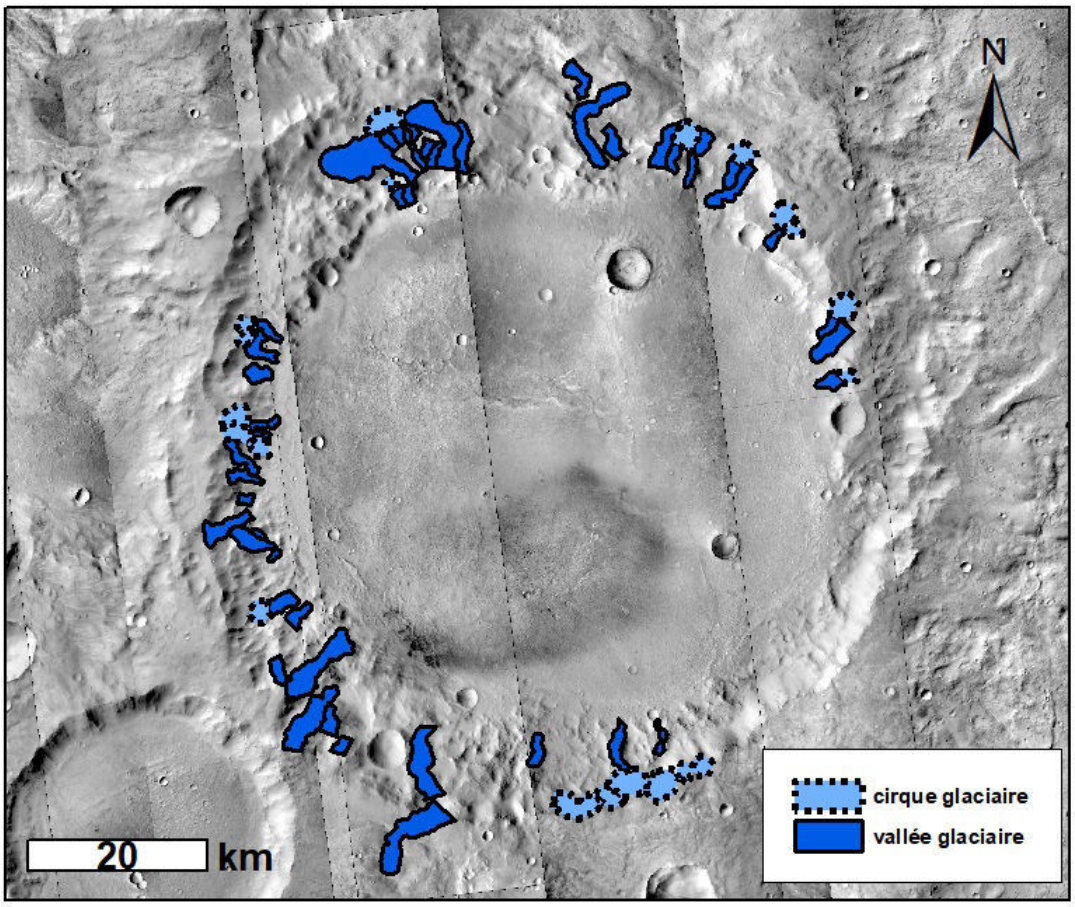


FIGURE 4.36 – Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallées et têtes de vallées de la région b

4.20.2 Zone d

La qualité du MNT MOLA n'a pas permis d'extraire des profils topographiques permettant le calcul de l'aire de la section de la vallée et les valeurs de V-index. Néanmoins, une analyse sur les têtes de vallées ainsi que les paramètres de longueur et largeur des vallées a été réalisée.

4.20.2.1 Longueur et largeur

Les vallées présentes sur les remparts du cratère de la zone d, possèdent un rapport d'aspect longueur/largeur moyen de 4. Ce rapport est similaire à celui des vallées glaciaires présentes dans le cratère Dawes qui est de 2,5 et différent des vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen qui est de 20,8 (Bouquety et al. (2019) ; Fig.4.37a). Ainsi, il semblerait que les vallées de la zone d aient des caractéristiques de longueur et de largeur similaires aux vallées glaciaires martiennes. Néanmoins, la courbe de tendance pour les vallées de la zone d sur la Fig.4.37b ne permet de confirmer ce résultat. Une analyse plus détaillée de la répartition du nuage de points est donc nécessaire (Fig.4.38a).

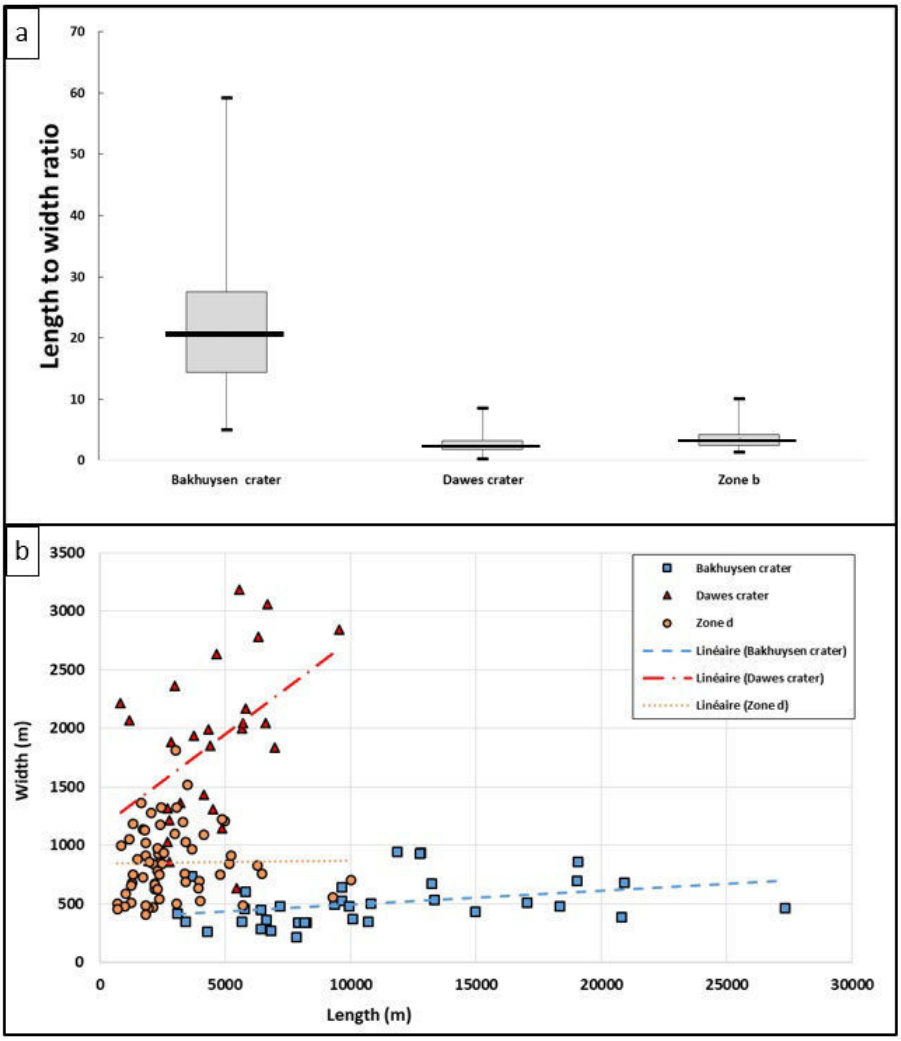


FIGURE 4.37 – Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone d. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données.

Certaines vallées possèdent une longueur de l'ordre de la dizaine de kilomètres pour des largeurs ne dépassant pas les 1 kilomètre. À l'inverse, les autres vallées possèdent une largeur plus grande, d'environ 1200 mètres pour des longueurs ne dépassant pas les 4 kilomètres. Ces caractéristiques géométriques permettent de déduire deux tendances de ce nuage de points (Fig.4.38a, b). La première tendance, d1, est composée des vallées plus longues et la tendance d2 des vallées plus larges. Lorsque l'on fait le lien entre les points des deux tendances avec les vallées auxquelles ils correspondent, il est possible de voir que la majorité des vallées de d2 sont situées sur les remparts internes du cratère, alors que les vallées de d1 sont sur le replat situé au

Nord-ouest du cratère (Fig.4.38c). D'un point de vue morphologique, ces deux familles de vallées sont bien distinctes. Les vallées de d1 sont donc plus longues et présentent une sinuosité contrairement aux vallées de d2 qui sont plus rectilignes (Fig.4.38d, e). Ainsi, la morphologie semble confirmer les deux tendances indiquées par le nuage de points.

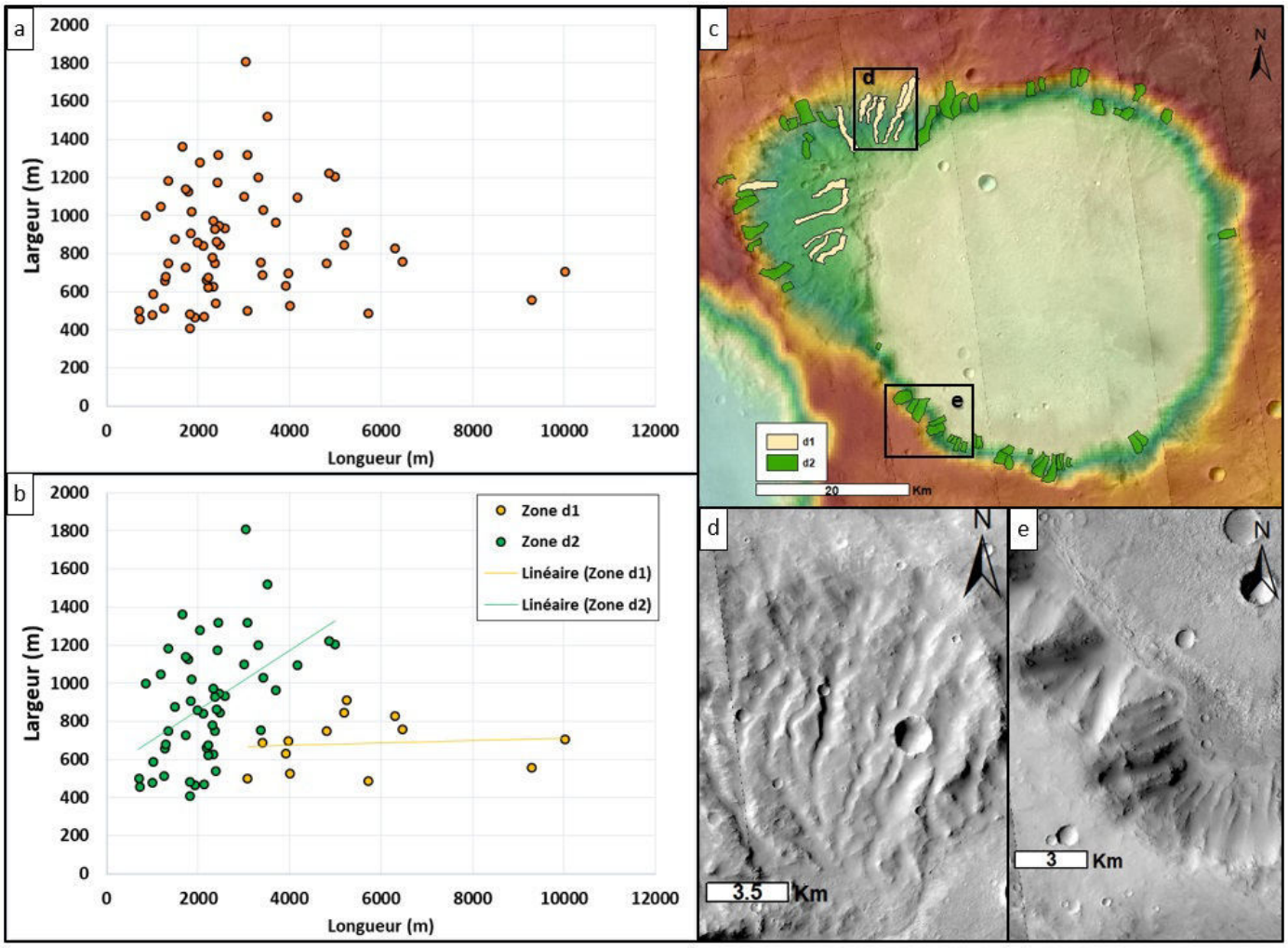


FIGURE 4.38 – Séparation des deux tendances. (a) Graphique longueur largeur des vallées de la région d. (b) Séparation du jeu de données en fonction des deux tendances oberservées. (c) Carte de la région représentant les vallées représentatives des deux tendances d1 et d2. Les rectangles noirs correspondent aux zooms sur les vallées. (d) Zoom sur vallée de d1 et (e) Zoom sur vallée de d2.

Lorsque l'on regarde à nouveau le rapport d'aspect longueur/largeur avec ces nouvelles tendances, il est possible de voir que les vallées de d2 ont une tendance similaire aux vallées présentes dans le cratère Dawes, c'est à dire des vallées plus courtes et larges. Les vallées de d2 ont une tendance similaire aux vallées du

cratère Bakhuysen même si le rapport d'aspect de 8,5 est inférieur au rapport d'aspect des vallées fluviatiles (Fig.4.39). Cette valeur de 8,5 est plus proche des valeurs des vallées du Cantal et des "radiating valleys" qui ont des rapports d'aspect de 8,6 et 10,5 respectivement. Ainsi il est possible de supposer que les vallées de d2 ont une tendance glaciaire alors que les vallées de d1 semblent avoir une tendance entre la tendance glaciaire et la tendance fluviatile. La similarité de tendance avec les vallées du Cantal et les "radiating valleys" permettent de supposer que les vallées de d1 ont une tendance glaciaire en amont avec une signature fluviatile en aval.

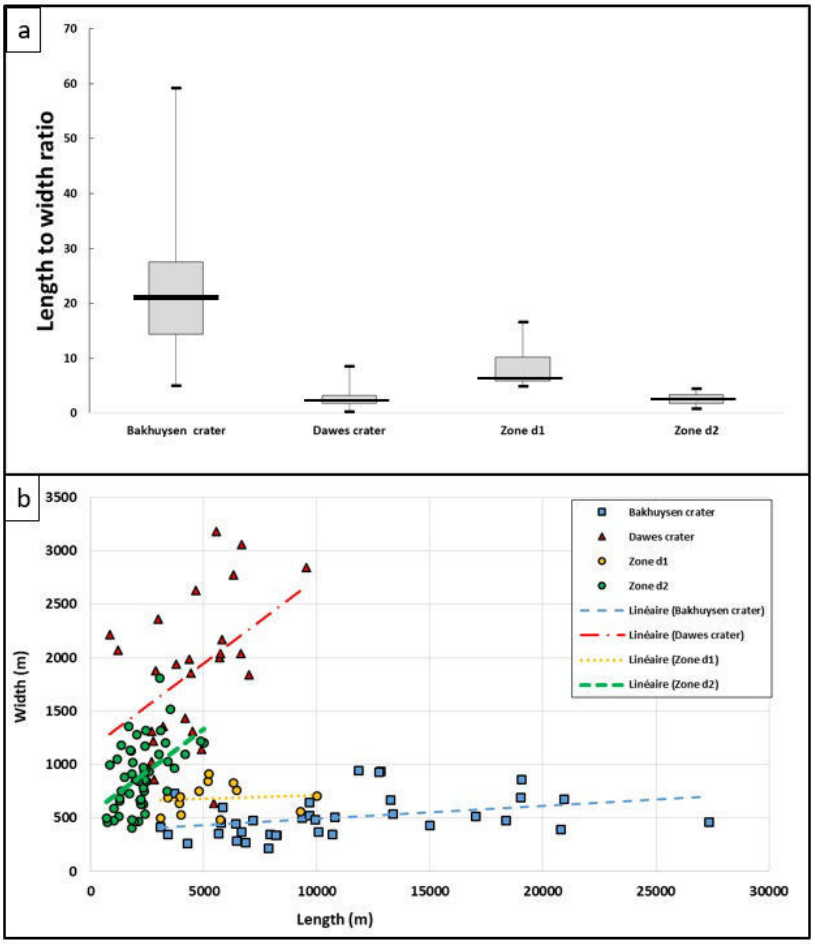


FIGURE 4.39 – Relation longueur et largeur des nouvelles tendances. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones d1 et d2. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données.

4.20.2.2 Pente

Le cratère de la région d, semble donc avoir été formé par des deux processus d'érosions différents. Les

vallées d1 sont situées sur la partie la moins pentue du cratère ($> 6°$) alors que les vallées de d2 sont situées sur les remparts internes du cratère qui présentent une pente bien plus forte ($< 12°$; Fig.4.40a). La pente semble donc être le facteur déterminant qui influe sur la morphologie des vallées. La figure 4.40b montre que la répartition statistique des pentes pour les vallées de d1 est similaire à celle des vallées fluviatiles de Bakhuysen alors que les vallées de d2 sont similaires aux vallées glaciaires du cratère Dawes. Ainsi, les valeurs de pentes confirment les deux tendances précédentes et le fait qu'une érosion glaciaire et fluviatile a eu lieu dans le même cratère en fonction de la pente.

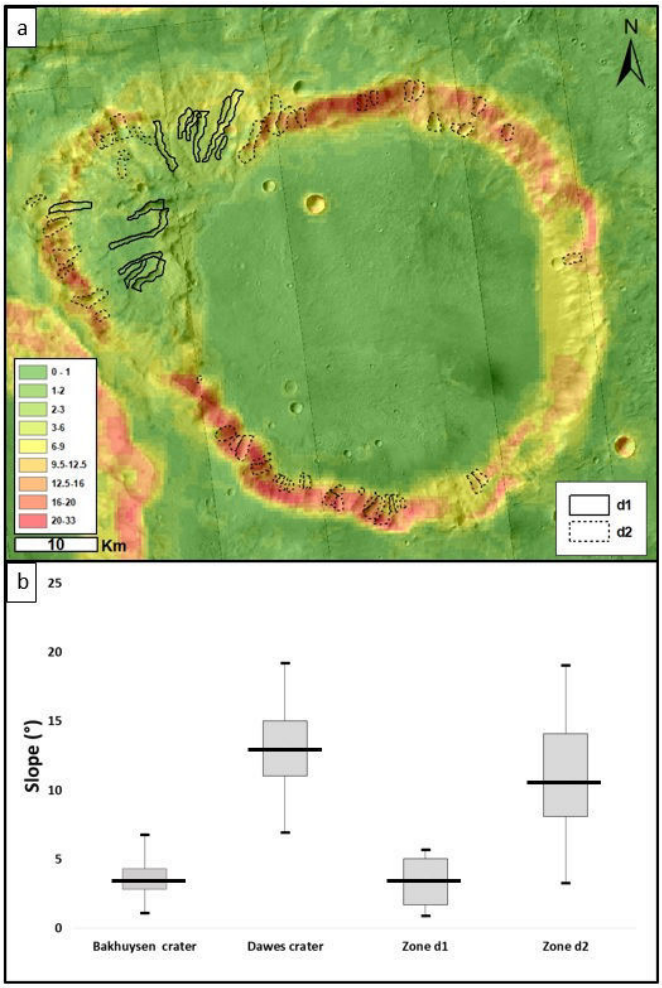


FIGURE 4.40 – Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes avec les différentes vallées des régions d1 et d2 respectivement en trait plein et pointillée. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones d1 et d2.

4.20.2.3 Têtes de vallées

Les vallées présentes dans ce cratère sont souvent surmontées par des têtes de vallées (Fig.4.26a). Il est possible de remarquer que ces têtes de vallées surmontent les vallées des deux tendances sans distribution préférentielle. Déterminer l'origine érosive de ces têtes de vallées permettrait de mieux reconstruire l'histoire érosive aboutissant aux paysages observés. Pour y parvenir, nous avons tracé la répartition statistique des ratios longueur/largeur et longueur/hauteur pour les têtes de vallées mesurées. Nous avons comparé ces ratios pour les têtes de vallées de la zone d avec les têtes de vallées présentes dans le cratère Dawes et le "crater 1" qui ont été interprétés comme étant des cirques glaciaires (Bouquety et al., 2019). La figure 4.41a montre que les têtes de vallées de la région d ont le même rapport d'aspect longueur/ largeur que les cirques glaciaires des cratères Dawes et "crater 1". Le ratio longueur/ hauteur est plus élevé pour les têtes de vallées de la zone d par rapport aux références martiennes (Fig.4.41b). Mais, cette tendance est dans la gamme de mesures des plus grands cirques glaciaires terrestres mesurés par Evans and Cox (2017). Il est donc possible de conclure que les têtes de vallées de la zone d sont similaires aux cirques glaciaires terrestres et martiens.

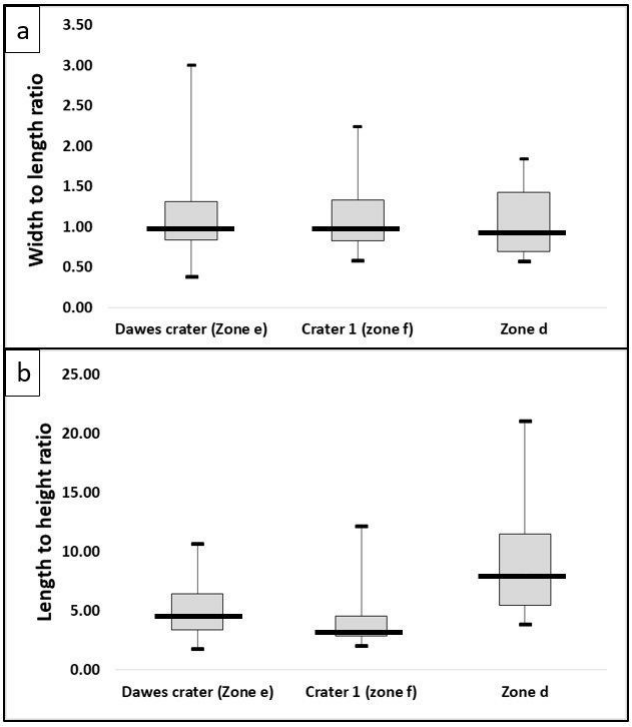


FIGURE 4.41 – Boîtes à moustaches pour les têtes de vallées pour (a) ratio longueur/largeur et (b) ratio longueur/hauteur

4.20.2.4 Synthèse de la zone d

La zone d semble donc avoir été forgée par des processus d'érosion glaciaire principalement aboutissant

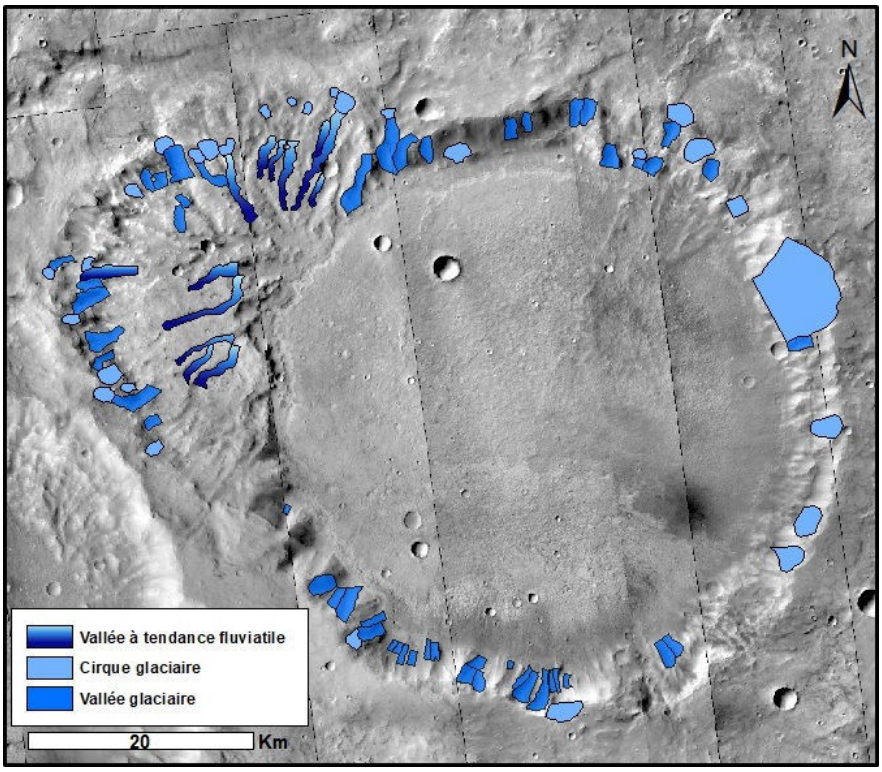


FIGURE 4.42 – Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallées et têtes de vallées de la région d

à la formation de vallées glaciaires de la zone d2, et des cirques glaciaires surmontant les vallées de d1 et d2 (Fig.4.42). Néanmoins, les tendances géomorphologiques des vallées de d1 semblent indiquer qu'une signature fluviatile est à prendre en compte dans la formation de ces vallées. La présence de cirques glaciaires en amont de ces vallées et la tendance fluviatile en aval indique qu'une érosion fluviatile et glaciaire a dû avoir lieu. Il est donc possible de supposer que les vallées de d1 ont pour origine une érosion glaciaire, le glacier présent dans le cirque et en amont de la vallée aurait fondu en aval pour former la morphologie fluviatile. La pente plus douce pour les vallées de d1 entraîne des surfaces de vallées plus grandes, l'énergie solaire distribuée est plus grande sur les grandes surfaces et sur une pente faible qu'une pente plus forte. Ainsi, la fonte des glaciers entraînant la morphologie fluviatile en aval peut avoir comme origine un ensoleillement plus grand sur les pentes les plus faibles où les vallées sont plus grandes et à des altitudes plus basses. Ces composantes glaciaires et fluviatiles sont confirmées par les rapports d'aspects longueurs largeur qui sont similaires aux vallées du Cantal et les "radiating valleys" qui ont été formés par une érosion glaciaire en amont et fluviatile en aval. La zone d possède donc des marqueurs géomorphologiques qui attestent que localement, l'eau et la glace ont pu être stables relativement au(x) même(s) moment(s) afin de former les morphologies observées. Une discussion plus poussée sur la relation entre l'eau liquide et la glace sera faite dans le chapitre suivant.

4.20.3 Zone g

4.20.3.1 Longueur et largeur

Le rapport d'aspect longueur/largeur pour les vallées de la zone g est de 7,46. Cette valeur est située entre le ratio des vallées de Dawes et de Bakhuysen (Fig.4.43a). La distribution des points dans le graphique 4.43b confirme le fait que la tendance globale des vallées de la région g est située entre la tendance de Dawes et celle de Bakhuysen. Il n'est d'ailleurs pas possible d'établir des similarités entre la répartition des points des différents jeux de données comme il était possible de le faire dans les autres zones d'études. Néanmoins, il est possible d'observer que cette tendance globale peut être affinée en deux tendances plus précises. En effet, la majorité des points est située dans une gamme de longueurs entre 0 et 7500 m et de largeur de 0 à 1200 m. Les autres points sont situés dans une gamme de longueurs entre 7500 m et 22 000 m et de largeurs de 500 m à 2500 m. Ces différences de tendances peuvent être expliquées par la grande diversité de morphologie présente dans cette zone (Fig.4.29).

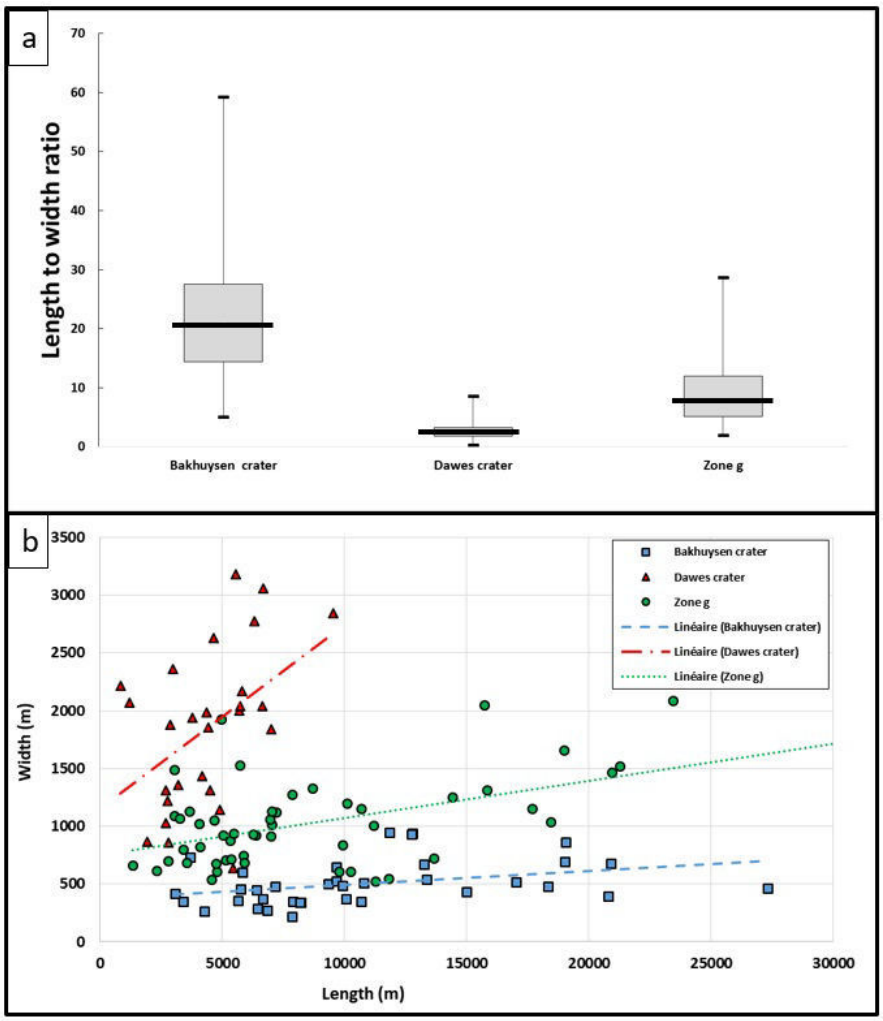


FIGURE 4.43 – Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone g. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données.

Ainsi, les différences de tendances et la morphologie nous ont amenés à séparer la zone g en deux zones distinctes : (1) Zone g1 constituée des vallées les plus longues, s'étendant des hautes altitudes vers les régions les plus basses sur de vastes surfaces. (2) Zone g2, constituée des vallées les plus courtes sur le rempart Ouest externe et interne du cratère Huygens et sur les remparts des deux cratères en aval du rempart de Huygens (Fig.4.44). Ces deux zones vont servir de nouvelles références pour l'interprétation des résultats de l'analyse morphométrique pour la zone g.

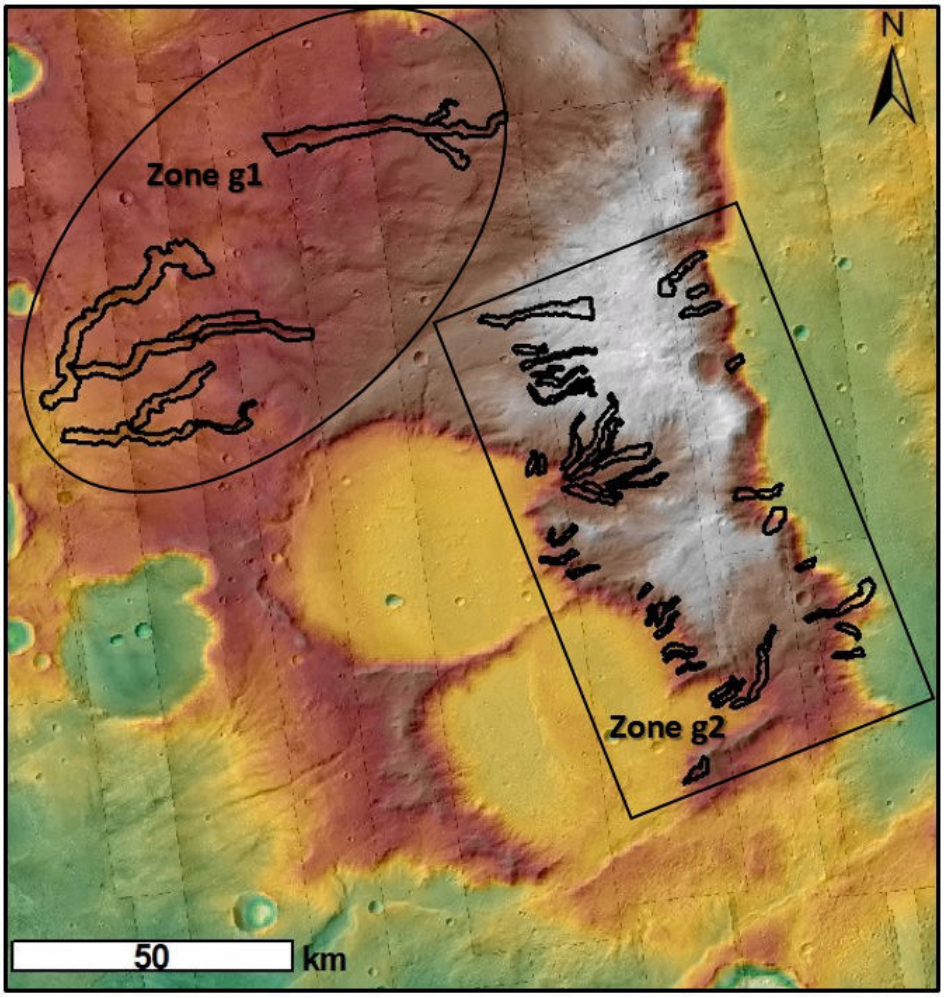


FIGURE 4.44 – Séparation de la zone g sur les critères morphométrique.

Lorsque l'on s'intéresse au rapport d'aspect longueur/largeur pour les nouvelles zones définies, il est possible de voir que la zone g1 à un ratio de 12,7 ce qui tend plus vers le rapport d'aspect des vallées du cratère Bakhuysen. Les vallées de la zone g2 ont un rapport de 6,9. Ce rapport est plus proche des données du cratère Dawes et est semblable au rapport d'aspect des vallées du Cantal qui est de 8,4. Ainsi, il semblerait que les vallées de g1 aient été soumises à des processus fluviatiles alors que les vallées de g2 auraient plus une tendance glaciaire.

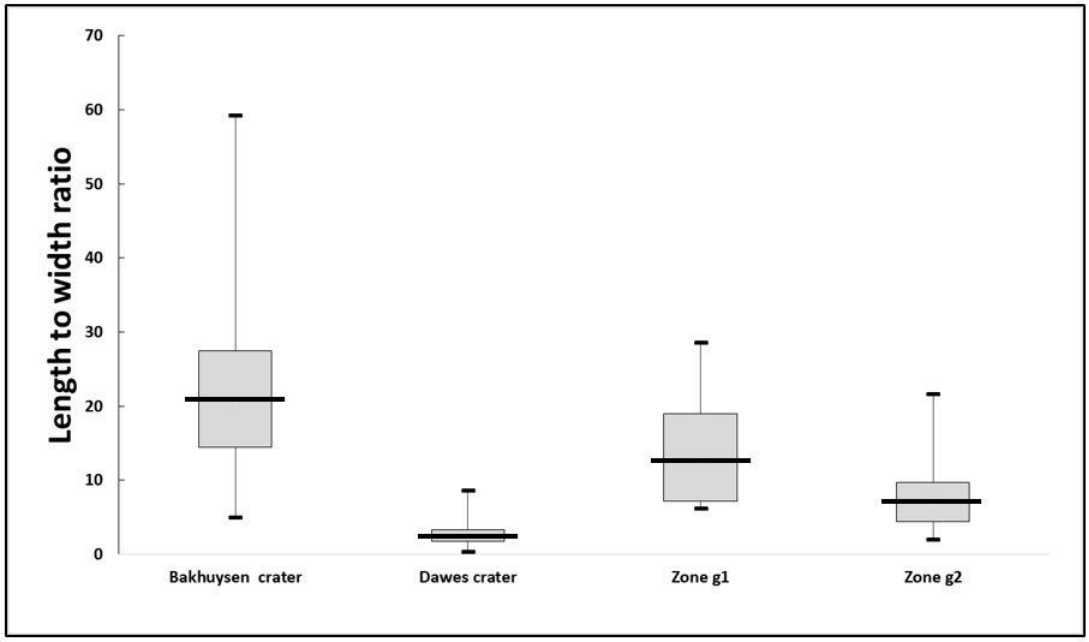


FIGURE 4.45 – Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones g1 et g2

4.20.3.2 V-index

Les valeurs du V-index pour les vallées de la zone g1 est proche de 0,009 et est proche de la valeur de Bakhuysen. Celui des vallées de la zone g2 est plus grand avec une valeur de 0,1 proche des vallées du cratère Dawes. Une vallée avec un V-index > 0.1 aura un profil en U témoin d'une érosion glaciaire alors qu'un V-index $< 0{,}1$ sera caractéristique d'une érosion fluviatile (Zimmer and Gabet, 2018; Bouquety et al., 2019). Ainsi le profil moyen des vallées de la zone g1 est un profil en V alors que les vallées de la zone g2 est en U. L'analyse du V-index semble donc confirmer les présomptions faites grâce à l'analyse des rapports longueur/largeur.

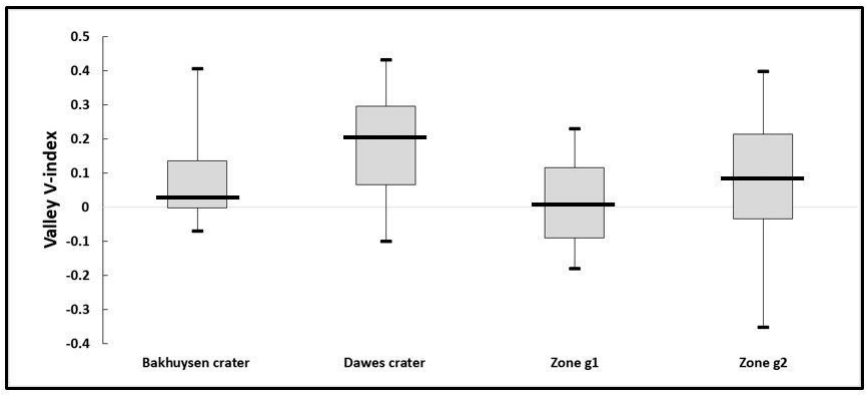


FIGURE 4.46 – Boites à moustaches représentant le V-index pour les vallées des cratères Bakhuysen, Dawes de la zone g.

4.20.3.3 Pentes

La zone g semble donc présenter des morphologies de vallées attestant à la fois d'une érosion fluviatile et d'une érosion glaciaire. Les vallées de la zone g1 sont situées sur des terrains où la pente moyenne est relativement douce ($< 3°$). Les vallées de la zone g2 sont localisées sur les remparts des cratères où la pente est nettement plus élevée ($>15°$; Fig.4.47). Il est également possible de retrouver des vallées dans la région située entre le rempart du cratère Huygens et le les deux cratères d'impact en aval (Fig.4.29d). Dans cette région la pente moyenne est d'environ 7°. Ces vallées, qui semblent avoir une tendance glaciaire, ont une morphologie différente des autres types de vallées que l'on peut trouver dans la région (Fig.4.29d). Bien que l'ensemble des vallées de la région g2 suivent une tendance glaciaire, les différences de morphologies qui résultent de cette érosion semblent être affectées par la pente.

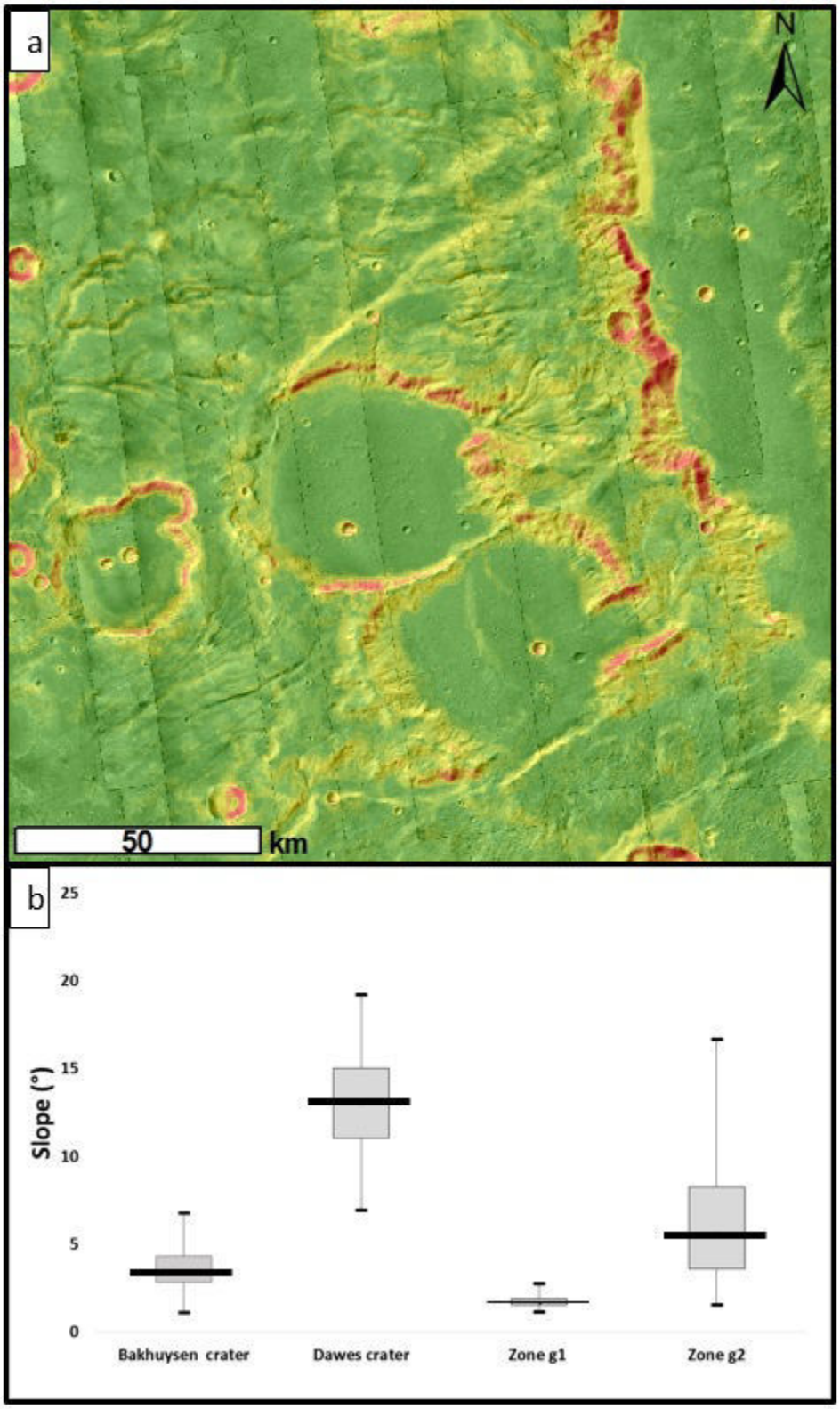


FIGURE 4.47 – Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes avec les différentes vallées des régions d1 et d2 respectivement en trait plein et pointillée. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones g1 et g2.

4.20.3.4 Synthèse de la zone g

La zone g présente des marqueurs géomorphologiques qui attestent que des processus d'érosion d'origine différente semblent avoir eu lieu. En effet, la morphologie des vallées de la zone g1 semble être des témoins d'une érosion fluviatile alors que les vallées de la région g2 auraient pour origine une érosion glaciaire. Comme vu précédemment, la pente semble être un des facteurs influant sur la morphologie des vallées. De plus, l'altitude à laquelle les vallées sont situées peut jouer sur la stabilité de la glace. Une partie plus détaillée sur l'altitude sera faite un peu plus tard dans ce chapitre.

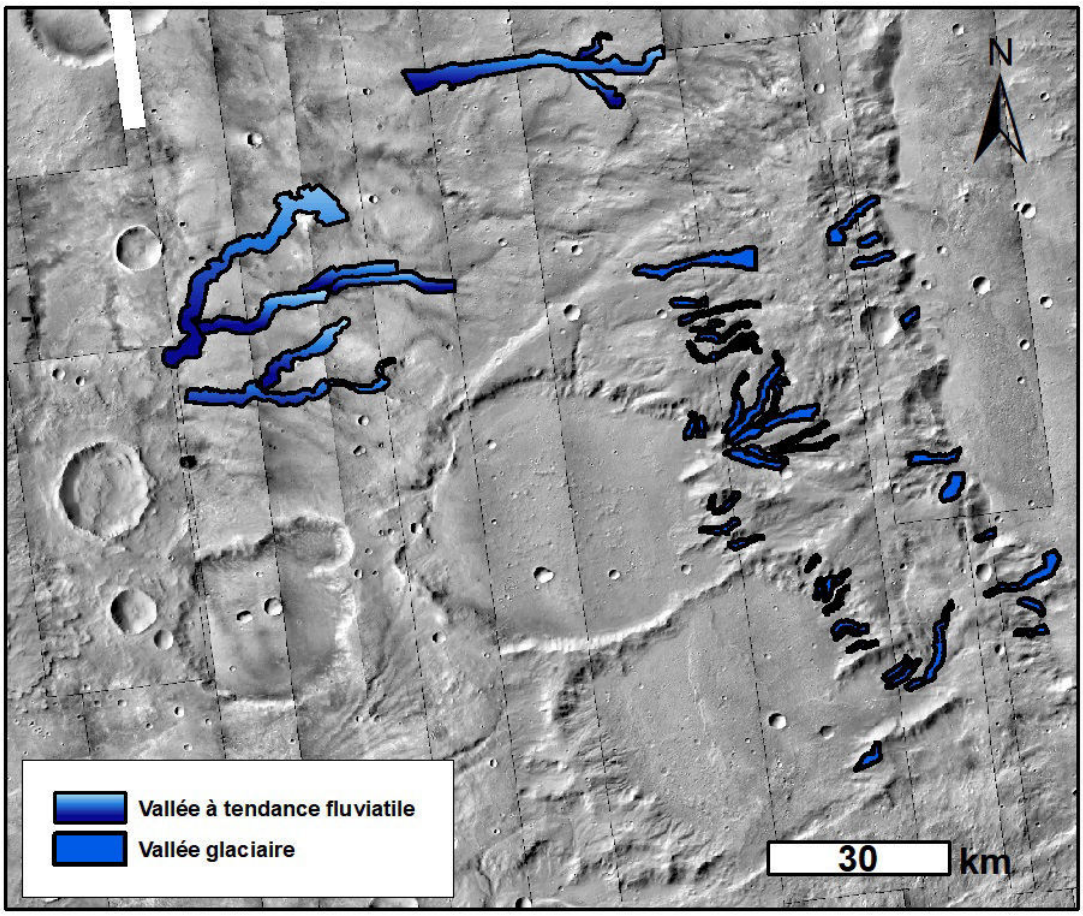


FIGURE 4.48 – Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallée de la région g

4.20.4 Zone h

4.20.4.1 Longueur et largeur

Le rapport d'aspect longueur/largeur pour les vallées de la région h à une médiane à 8.02. Ce rapport

d'aspect est entre le rapport des vallées glaciaires du cratère Dawes et des vallées fluviatiles de Bakhuysen (Fig.4.49a). La répartition des points confirme ce résultat, en effet la tendance suivie pour les vallées de la zone h est située entre les deux groupes de vallées de référence et ne suit aucune des deux tendances (Fig.4.49b). La distribution des points, associés au rapport longueur/largeur, ne nous donne pas d'indication qui nous permet de conclure sur l'origine de ces vallées. Néanmoins, la présence de longues vallées > 10 km, ainsi que la morphologie ramifiée des vallées de la région h* (Fig.4.30d), nous permet de supposer que de l'eau liquide a dû influencer sur la formation de ces vallées. Une analyse détaillée d'autres paramètres est nécessaire afin de déterminer l'origine érosive des vallées de la zone h.

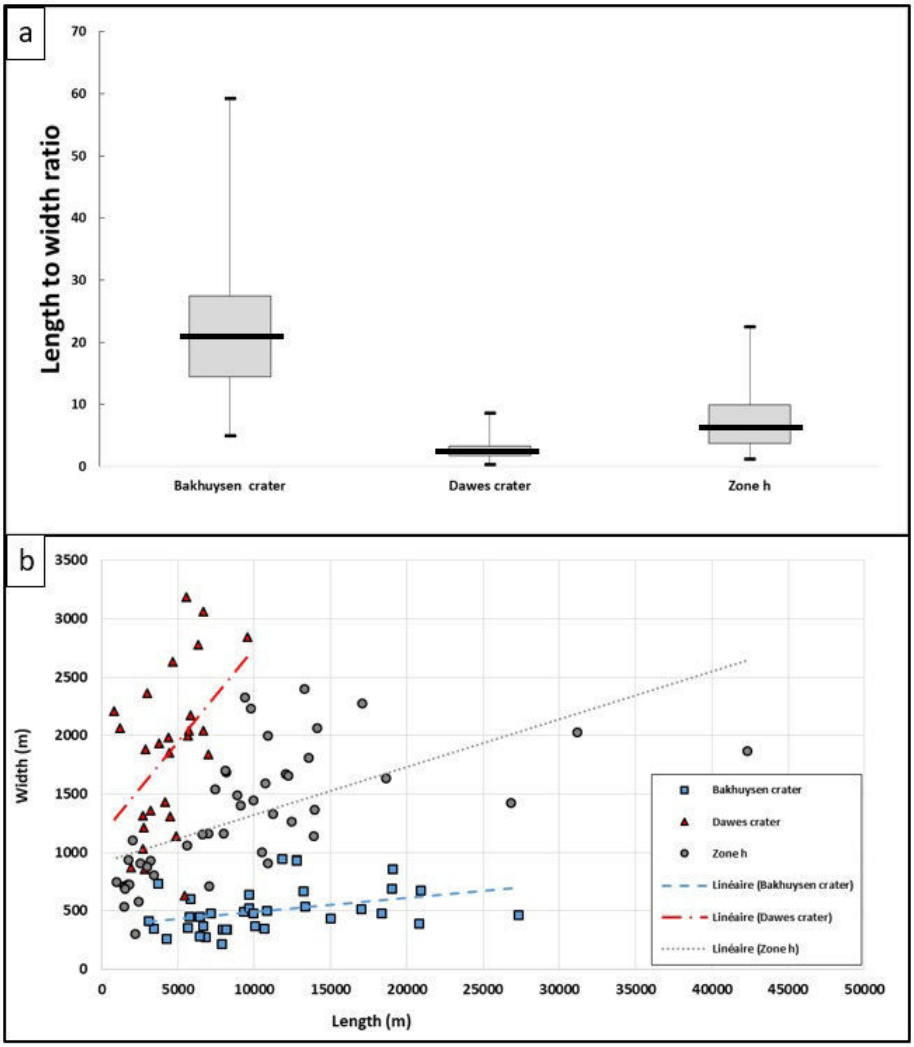


FIGURE 4.49 – Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone h. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données.

4.20.4.2 V-index zone h*

Comme indiqué dans la section 3,2, les différentes morphologies de vallées présentes dans cette zone nous ont permis d'établir deux sous-régions d'étude à savoir la zone h et la zone h* (Fig.4.30d). L'analyse des valeurs de V-index sur ces deux groupes de vallées nous révèle que les vallées du groupe h a une valeur médiane de 0,08 et de 0,06 pour les vallées de h* (Fig.4.50). Ces valeurs sont situées en dessous de la valeur seuil de 0,1 qui délimite la limite entre une vallée avec un profil en U et un profil en V. Ces valeurs sont également similaires aux valeurs de V-index des vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen. Ainsi, les vallées des zones h et h* semblent suivre une tendance fluviatile.

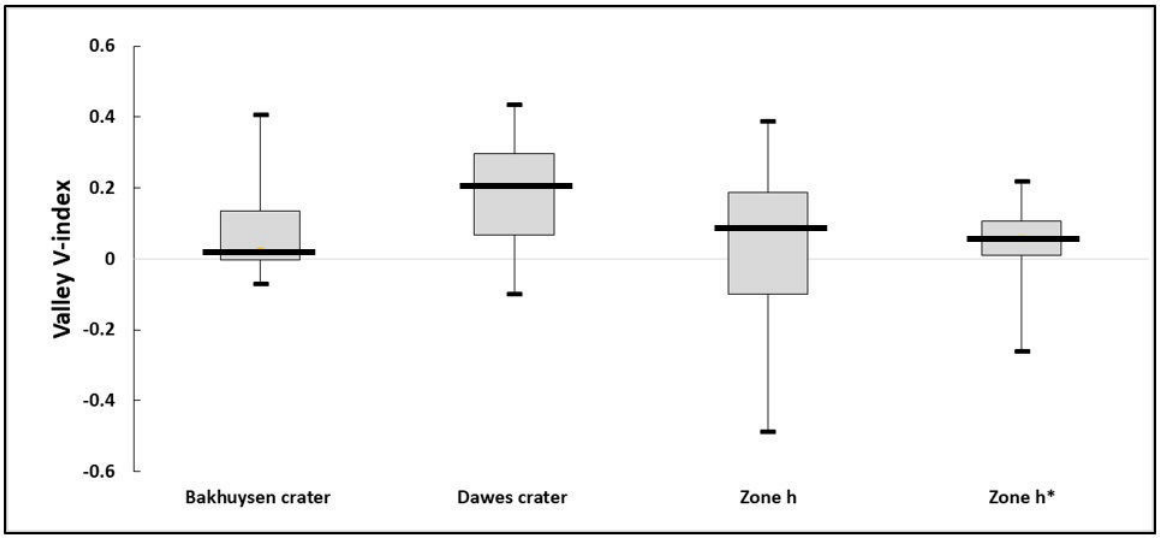


FIGURE 4.50 – Boites à moustaches représentant le V-index pour les vallées des cratères Bakhuysen, Dawes et des zones h et h*.

4.20.4.3 Pente

Les valeurs de pentes des régions h et h* ont une médiane à 1,67 et 1.5 respectivement. Ces valeurs sont similaires aux valeurs de pentes pour les vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen et différentes des valeurs des vallées glaciaires du cratère Dawes. Ainsi, dans cette région l'agent érosif à l'origine de ces vallées s'est écoulé sur des pentes douces partant des plus hautes altitudes vers les altitudes les plus basses sur plusieurs dizaines de kilomètres. L'ensemble de ces caractéristiques semblent indiquer qu'une érosion par l'eau liquide serait à l'origine des vallées de la région h.

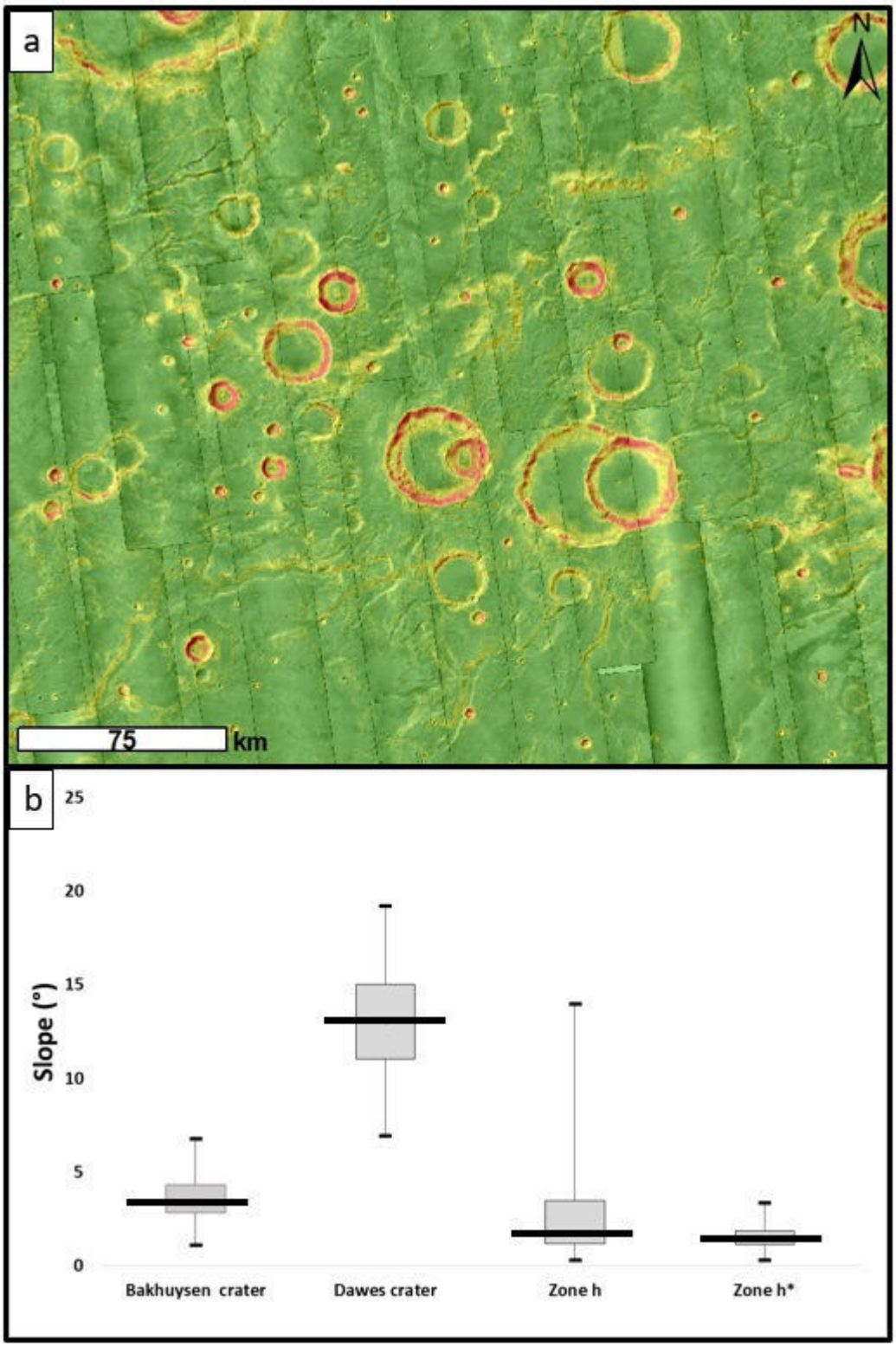


FIGURE 4.51 – Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes de la région h. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et des zones h et h*.

4.20.4.4 Synthèse de la zone h

La valeur de V-index $< 0{,}1$ et les pentes douces des vallées de cette région semblent indiquer que les vallées de cette région ont une origine fluviatile. Cette interprétation peut être confirmée grâce à la morphologie des vallées, et notamment les vallées de la région h*, qui sont plus ramifiées et plus complexes que les vallées glaciaires de cratères, et similaires aux vallées fluviatiles terrestres et martiennes. De l'eau liquide, dont la source semble provenir des plus hautes altitudes, a dû être stable à la surface pour forger les terrains de Terra Sabaea et former les vallées que nous observons aujourd'hui (Fig.4.52).

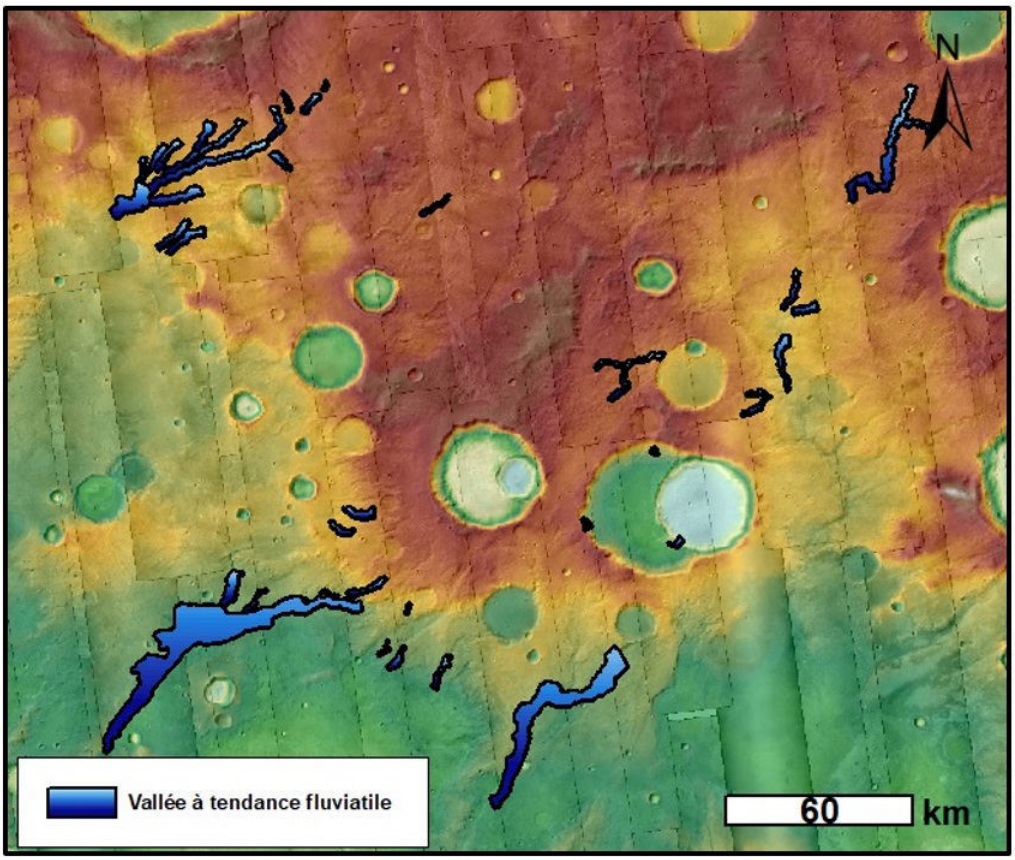


FIGURE 4.52 – Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallée de la région h

4.20.5 Zone i

L'absence de MNT HRSC et la résolution du MNT MOLA dans cette zone n'a pas permis d'extraire des profils topographiques permettant de calculer les valeurs d'aire de section de vallée ainsi que les valeurs de V-index. Mais l'analyse des autres paramètres tels que la longueur, la largeur et la pente a été réalisée.

4.20.5.1 Longueur et largeur

Le ratio longueur/largeur pour les vallées de zone i est de 5,01. Cette valeur est proche de la valeur des vallées du cratère Dawes (Fig.4.53). Néanmoins, la répartition du nuage de points montre que la tendance suivie par les vallées de la zone i diffère de la tendance suivie par les vallées du cratère Dawes. En effet, alors que les vallées du cratère Dawes deviennent plus larges à mesure que la longueur augmente, les vallées de la zone i restent globalement de la même largeur à mesure que la longueur augmente. Cette relation est similaire à celle des vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen à l'exception que les vallées de la zone i sont plus larges d'environ 3 kilomètres par rapport aux vallées de Bakhuysen. Ici, la répartition des données ne nous permet pas d'émettre d'hypothèse quant à l'origine des vallées. Cependant, une analyse de la morphologie des vallées peut nous donner une indication sur leur origine. En effet, comme indiqué dans la section 3,3 et dans la figure 4.31, les vallées de cette région sont longues et présentent de nombreuses ramifications. Ces caractéristiques sont différentes des morphologies glaciaires observées dans cette analyse et des morphologies glaciaires terrestres et sont semblables aux morphologies fluviatiles.

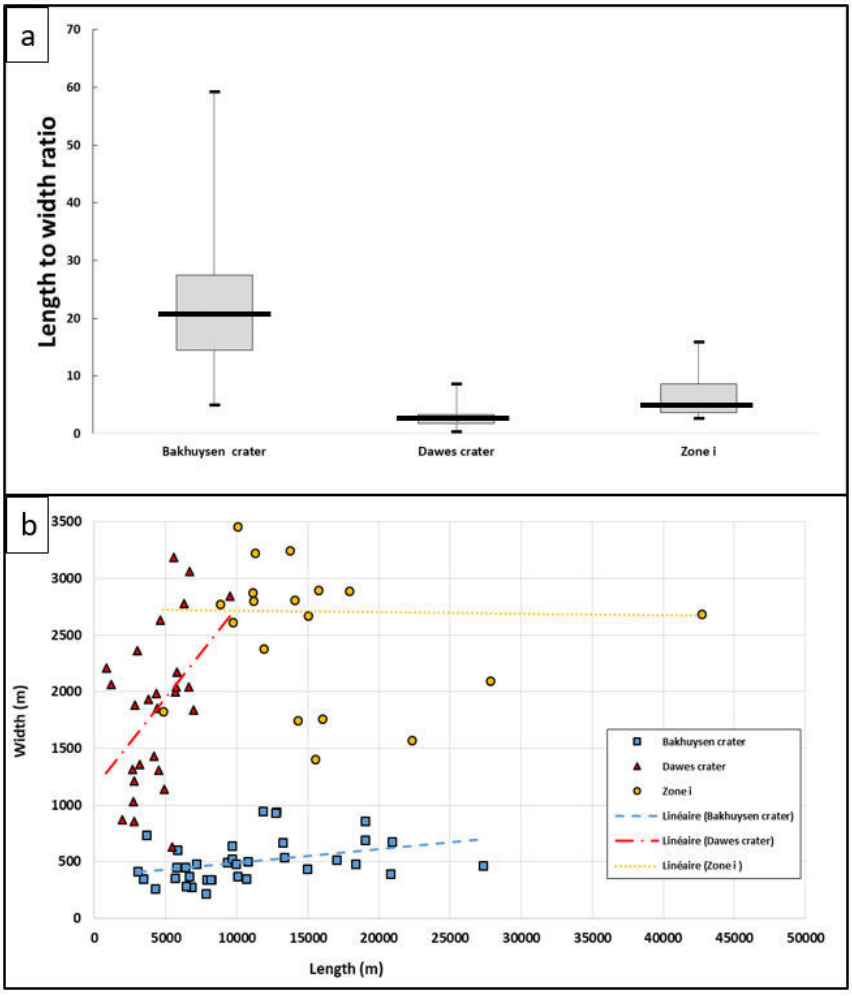


FIGURE 4.53 – Relation longueur et largeur. (a) Boites à moustaches représentant le rapport d'aspect longueur largeur pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone i. (b) Graphique longueur largeur pour les différents jeux de données.

4.20.5.2 Pente

Les valeurs de pentes de la région i sont de 1,35. Cette valeur est similaire aux valeurs de pentes pour les vallées fluviatiles du cratère Bakhuysen et différentes des valeurs des vallées glaciaires du cratère Dawes (Fig.4.54). Ainsi, dans cette région l'agent érosif à l'origine de ces vallées s'est écoulé sur des pentes douces partant des plus hautes altitudes vers les altitudes les plus basses sur plusieurs dizaines de kilomètres. L'ensemble de ces caractéristiques semblent indiquer qu'une érosion par l'eau liquide serait à l'origine des vallées de la région i.

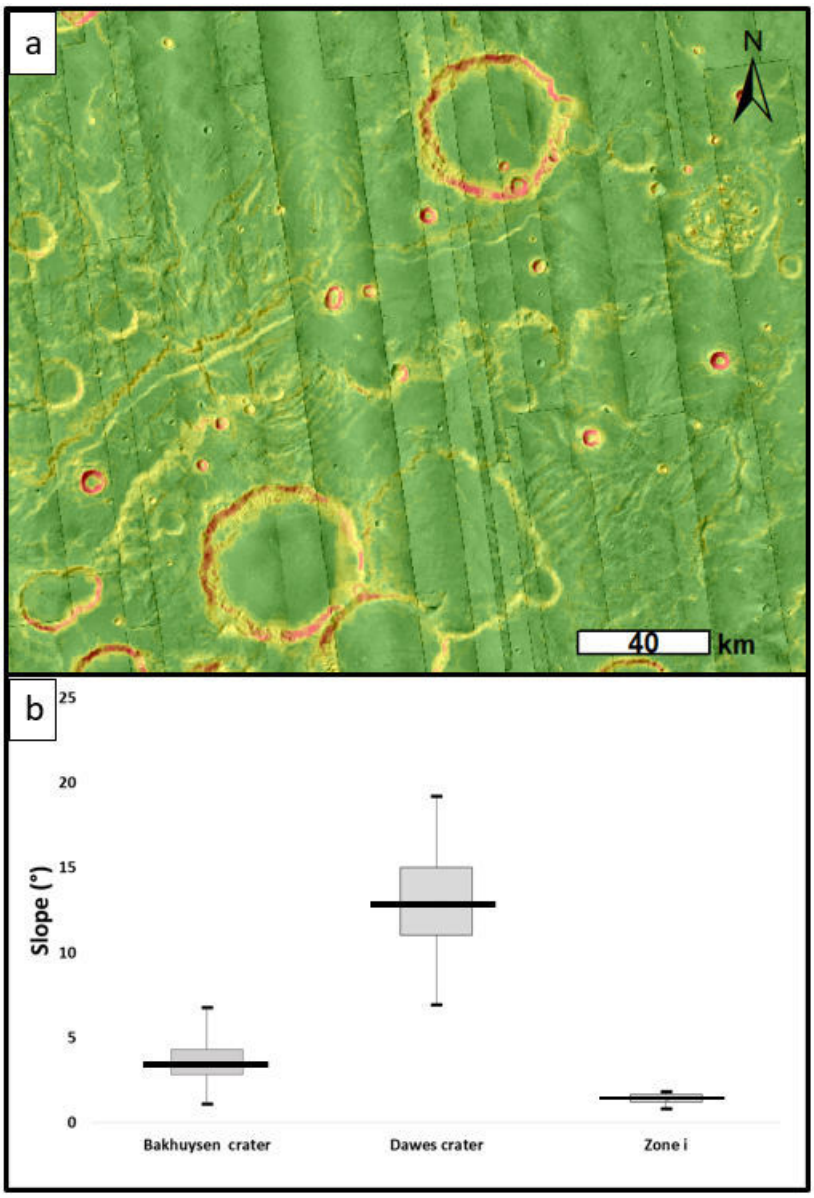


FIGURE 4.54 – Relation entre les vallées et la pente. (a) Cartes des pentes de la région i. (b) Boites à moustaches représentant les pentes pour les vallées des cratères Bakhuysen et Dawes qui servent de référence et de la zone i.

4.20.5.3 Synthèse zone i

Ainsi, bien que l'analyse morphométrique n'ait pas pu être réalisée avec tous les paramètres à cause de la résolution des MNT, les résultats et la morphologie suggèrent une érosion fluviatile comme étant l'origine des vallées de la zone i. Ces vallées qui prennent leurs sources dans les plus hautes altitudes de la région (>

3000 m), s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres vers les régions les plus basses en formant un réseau complexe de vallées ramifiées (Fig.4.55).

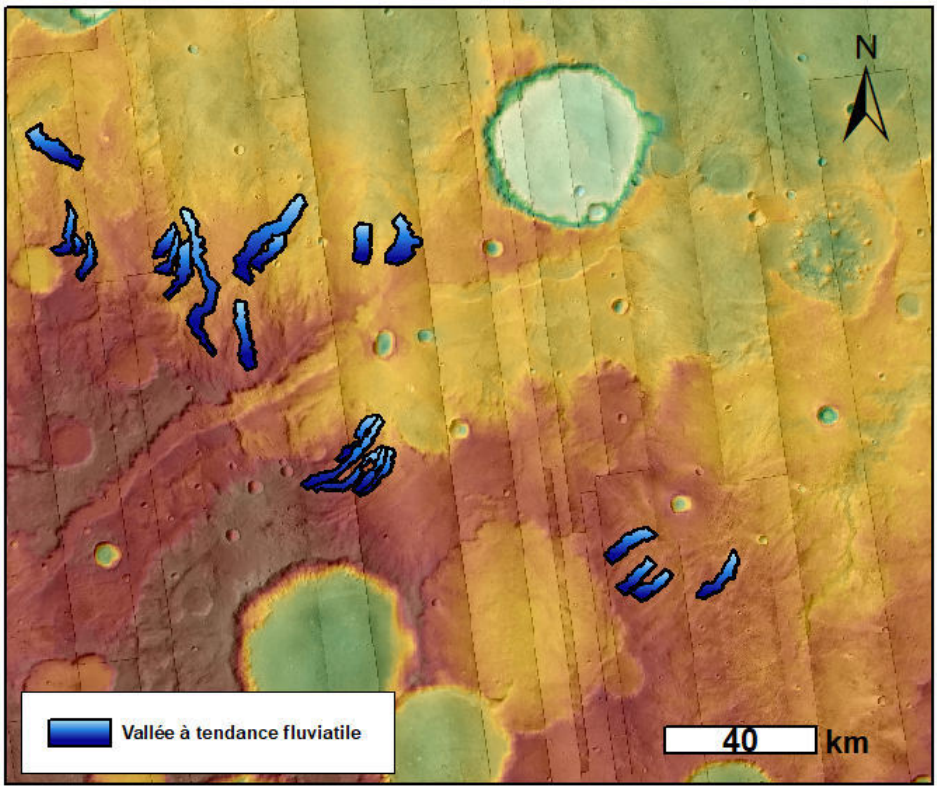


FIGURE 4.55 – Carte de la région montrant les différentes morphologies de vallée de la région i

4.21 Synthèse de l'ensemble des résultats

L'analyse morphométrique nous a permis d'étudier 496 vallées et 177 têtes de vallées de diverses origines. Le tableau 4.8 résume l'ensemble des valeurs moyennes extraites pour les différentes zones étudiées.

	Mars																	Terre	
	Cratère Bakhuysen	GLF-crater	Zone a				Zone b	Zone c	Zone d		Zone e	Zone f	Zone g		Zone h		Zone i	Cantal	Chamonix
			Radiating valleys	*Crater 2*	*Crater 3*	*Crater 4*		*Mountain 1*	*Zone d1*	*Zone d2*	*Crater Dawes*	*Crater 1*	*Zone g1*	*Zone g2*	*Zone h*	*Zone h**			
	Vallée																		
Nombre de vallées mesurées	36	24	47	12	13	9	48	6	13	51	42	33	10	44	36	13	22	24	13
Longueur moyenne (m)	10820	4250	20900	2959	4026	3876	4587	4975	5495	2235	6920	4276	24686	7188	12941	15059	15983	9971	4650
Largeur moyenne (m)	502	1151	2022	1271	1724	1489	1273	1856	684	893	1818	1269	1745	934	1366	1811	2709	1148.75	1450
Rapport d'aspect L/W moyen	22.8	3.69	10.5	2.39	2.66	2.66	3.68	3	8.28	2.62	3.81	3.69	13.80	8.26	7.52	6.97	6.30	8.60	3.21
Altitude moyenne (m)	168	1279	2594	1891	2461	2831	1752	2192	2102	2132	1521	2153	3002	3208	2411	2593	2690	925	2500
Profondeur moyenne (m)	15	19	66	18	32	27	557	142	122	320	77	25	282	557	160	120	201	151	308
Aire moyen section de vallées (m^2)	6538	13051	147734	11112	28210	22274	107352	45592	X	X	72601	13217	67563	57984	32528	36851	X	129937	586912
Pente moyenne (°)	3.64	10.95	2.82	3.23	4.68	3.95	4.80	4.59	3.35	11.13	13.2	3.95	2	6	3.41	1.66	1.40	15.8	32.92
V-index moyen	0.07	0.15	0.15	0.20	0.21	0.24	0.18	0.23	X	X	0.20	0.21	0.02	0.06	0.04	0.03	X	0.19	0.21
	Tête de vallée																		
Nombre de tête de vallées mesurées	X	X	X	X	X	X	20	X	29		66	24	X	X	X	X	X	28	10
Longueur moyenne (m)	X	X	X	X	X	X	2337	X	1690		2317	2152	X	X	X	X	X	2053.035714	1403.9
Largeur moyenne (m)	X	X	X	X	X	X	2624	X	1736		2399	2225	X	X	X	X	X	1531.928571	1609.3
Amplitude moyenne (m)	X	X	X	X	X	X	438	X	288		388	494	X	X	X	X	X	234	512
Différence d'altitude moyenne (m)	X	X	X	X	X	X	442	X	253		519	600	X	X	X	X	X	495.4285714	1005.6
Gradient axial moyen (°)	X	X	X	X	X	X	10	X	11		9.97	13	X	X	X	X	X	10.3	12.6
Taille moyenne (m)	X	X	X	X	X	X	1365	X	884		1424	1422	X	X	X	X	X	1147.589565	1279.1769
	Origine de l'érosion																		
	Fluviatile	Glaciaire	Glaciaire avec influence fluviatile	Glaciaire	Glaciaire	Glaciaire	Glaciaire	Glaciaire	Fluviatile	Glaciaire	Glaciaire	Glaciaire	Fluviatile	Glaciaire	Fluviatile	Fluviatile	Fluviatile	Glaciaire avec influence fluviatile	Glaciaire

TABLE 4.8 – Tableau récapitulatif des valeurs moyennes obtenues suite à l'analyse morphométrique pour l'ensemble des régions étudiées à savoir les zone a à i, les cratères Bakhuysen et GLF, et les références terrestres de Chamonix et du Cantal. La dernière ligne du tableau indique l'interprétation faite pour l'origine des vallées de chaque zone.

4.21.1 Pente, V-index et altitude

Les vallées que nous avons interprétées comme fluviatiles, avec un V-index $< 0{,}1$, sont toutes situées sur des pentes douces $< 5°$. À l'inverse, les vallées qui présentent des caractéristiques morphométriques similaires à des vallées glaciaires, V-index $> 0{,}1$, sont situées sur des pentes plus fortes $> 5°$. Comme vu dans la partie précédente, la pente semble être un facteur lié dans les processus d'érosion à l'origine des vallées des différents sites étudiés. Les cratères d'impact semblent être des environnements topographiques favorables au dépôt de glace (Fig.4.56). Nous discuterons du lien entre la pente et le type de dépôt dans le chapitre V, section 5.4.2.

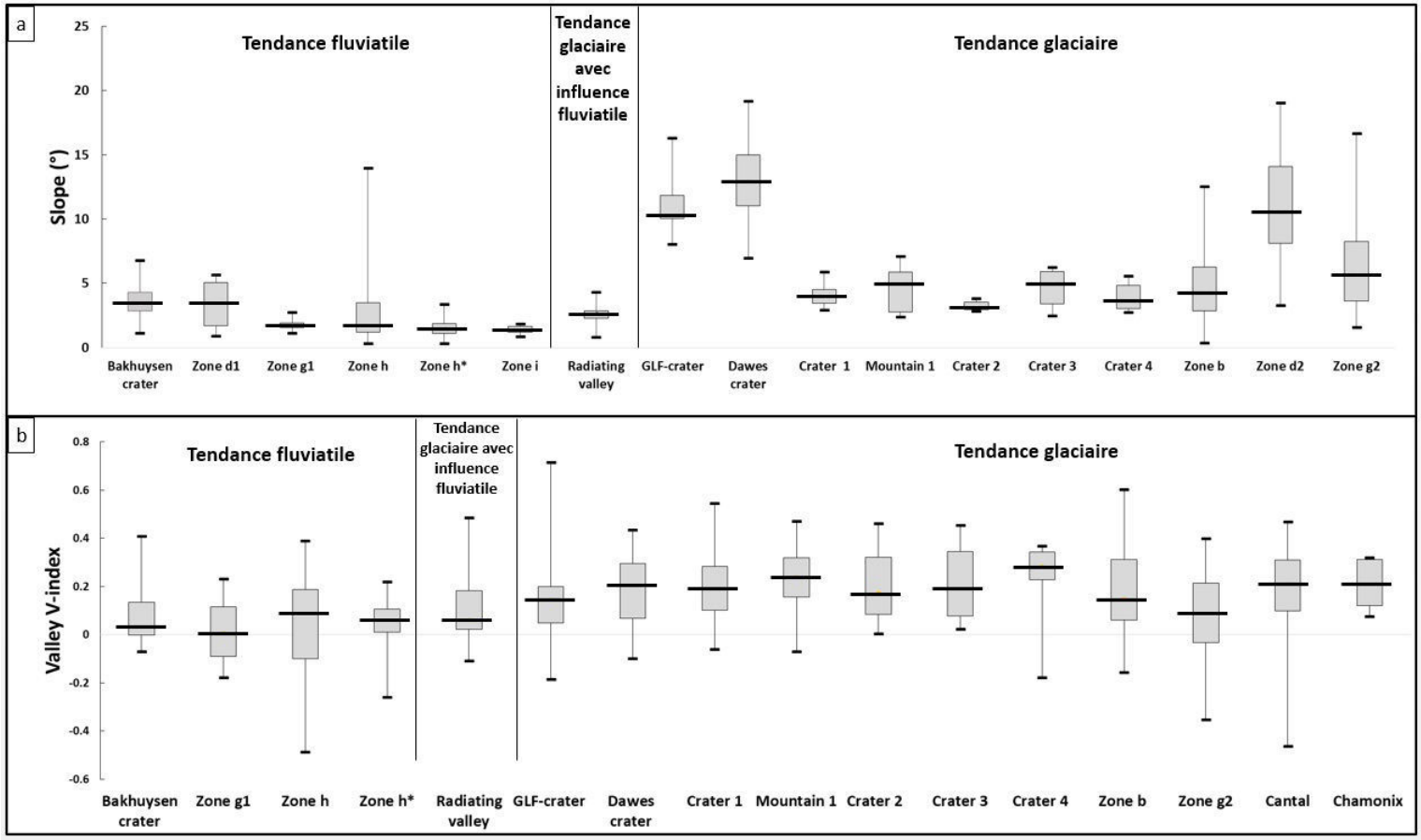


FIGURE 4.56 – Boîtes à moustaches représentant la répartition statistique (a) des pentes et (b) V-index de toutes les régions étudiées. Les traits noir verticaux représentent les différentes tendances interpretées précédemment.

L'altitude dans Terra Sabaea, ne semble pas être le seul facteur contrôlant l'origine des vallées. La figure 4.57 montre qu'il n'y a pas de corrélation entre l'altitude des vallées et leurs origines érosives. Néanmoins, il est important de noter que, mis à part les vallées du cratère Bakhuysen, l'ensemble des vallées étudiées dans Terra Sabaea sont situées au-dessus de la limite des 1000 m où la glace aurait pu être stable au Noachien selon les modèles (Wordsworth et al., 2013; Forget et al., 2013b).

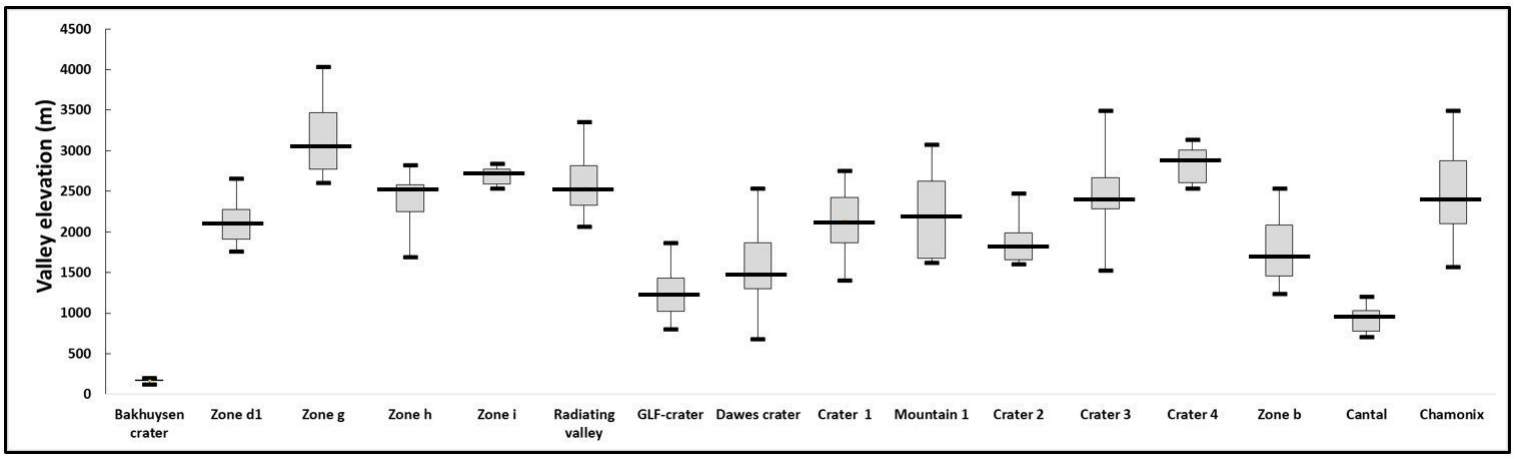


FIGURE 4.57 – Boîtes à moustaches représantant la répartition statistique des valeurs d'altitude de l'ensemble des vallées étudiées.

4.21.2 Datation

Pour contraindre l'âge des terrains que nous avons étudiés, nous avons réalisé une datation par comptage de cratères, du fond et des remparts, en suivant la méthode décrite dans le chapitre III. Les résultats de ces datations sont résumés dans la figure4.58 et indiquent que les paysages glaciaires et fluviatiles étudiés sont datés aux alentours de 3,6 Ga, soit au Noachien tardif/début Hespérien. Les courbes de datations ainsi que les incertitudes sont présentées en annexe. L'âge de la zone d qui est plus jeune que les autres zones peut être expliqué par le fait que la zone Ouest du cratère semble présenter un remplissage (Fig.4.40). Ce remplissage a pu être amené par l'érosion fluviatile présente dans la région. En effet, la partie ouest du cratère présente des morphologies de vallées fluviatiles, les apports sédimentaires liés à un écoulement d'eau ont pu apporter assez de matériel sédimentaire pour resurfacer la zone. Ce resurfaçage effaçant les cratères d'impact préalablement existants peut être à l'origine de cette différence d'âge.

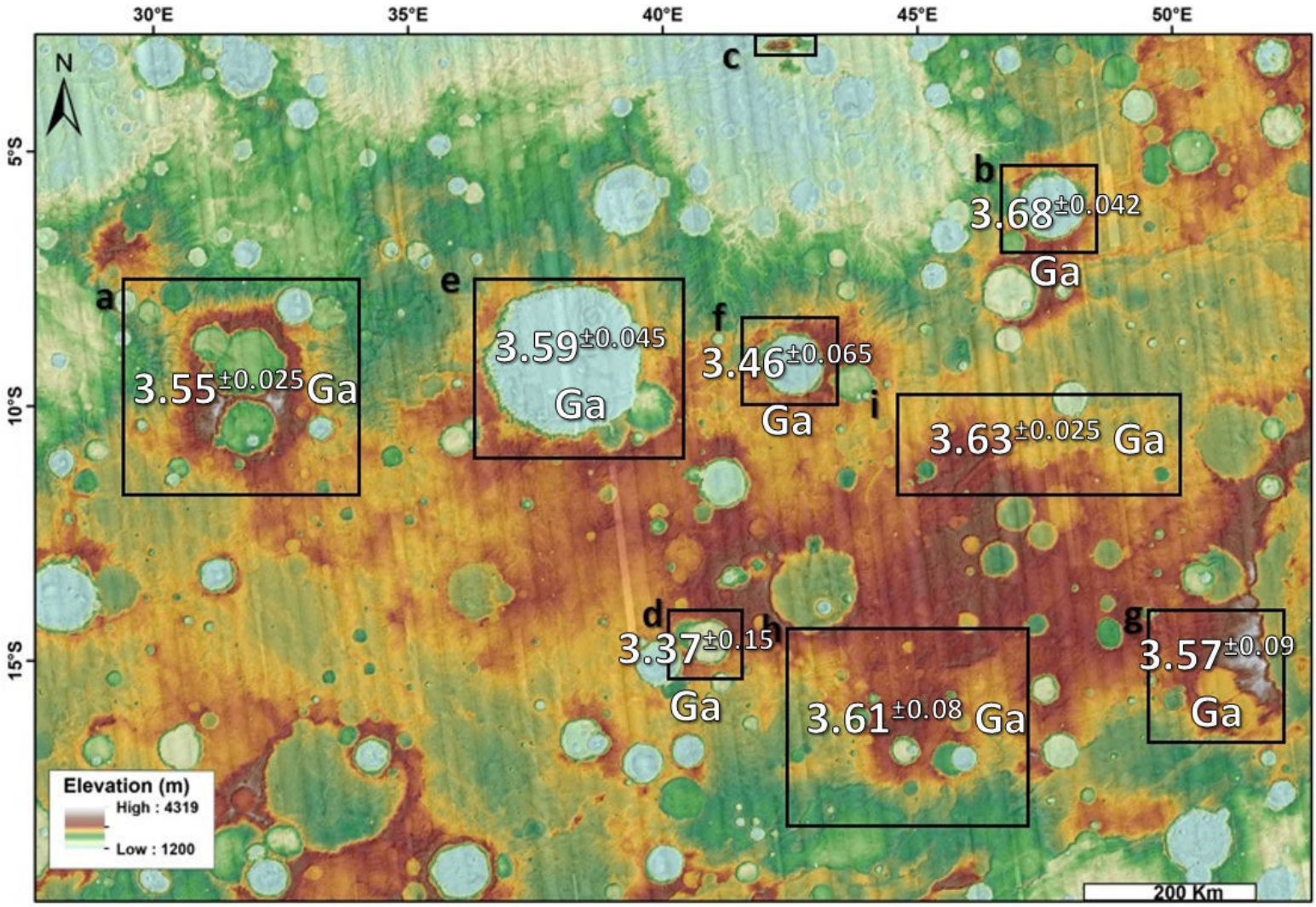


FIGURE 4.58 – Carte représentant l'âge moyen des différentes régions étudiées et les incertitudes associées.

4.21.3 Cartographie finale et résumé

L'analyse morphométrique a permis de mettre en évidence la présence de paysage glaciaire composé de vallées glaciaires liées, ou non avec un cirque glaciaire en amont. La majorité de ces vallées glaciaires sont présentes sur les remparts internes des plus grands cratères d'impact de Terra Sabaea (> 50 km de diamètre). La zone a semble en plus présenter des preuves géomorphologiques d'une ancienne calotte de glace sur les plateaux des plus hautes altitudes (> 3000 m). Cette calotte de glace aurait alimenté des vallées glaciaires en aval, mais aurait également apporté de l'eau liquide par fonte qui expliquerait la morphologie particulière des "radiating valleys". Terra Sabaea présente également des marqueurs géomorphologiques de vallées fluviatiles, ces vallées sont souvent situées dans les plaines inter-cratères là où la pente est la plus faible (< 3°). Enfin

deux zones (zone b et g) présentent à la fois des morphologies glaciaires et fluviatiles géographiquement proches (Fig.4.59). La datation des vallées indique que les paysages sont en moyenne datée de 3,6 Ga, ainsi l'ensemble des preuves morphométriques nous indique que de l'eau liquide et de la glace ont pu coexister à la surface de Terra Sabaea il y 3,6 Ga. Nous discuterons par la suite du lien entre l'eau liquide et la glace dans cette région.

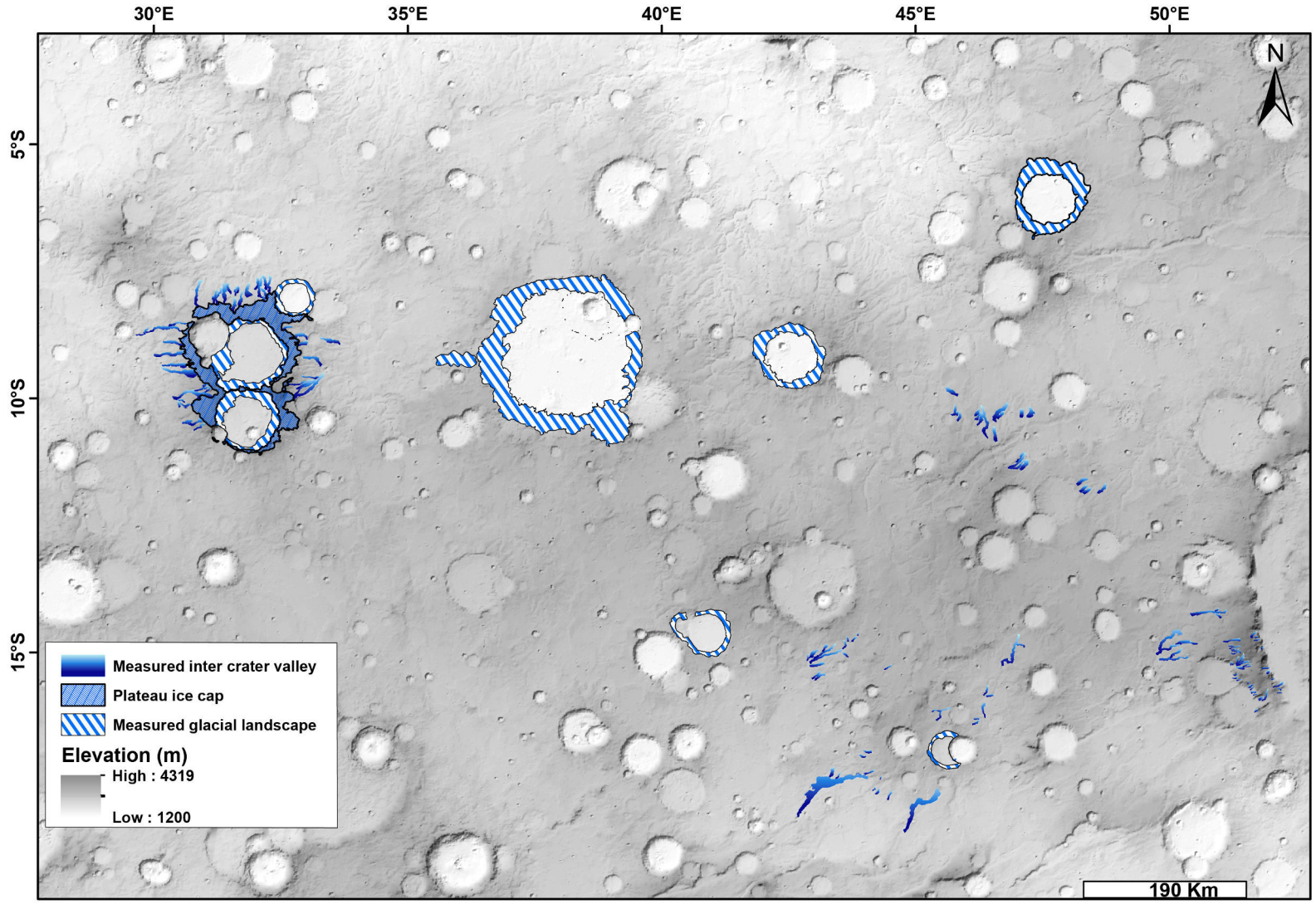


FIGURE 4.59 – Cartographie des paysages glaciaires et fluviatiles mesurés et interpretés dans Terra Sabaea.

Il a donc été possible de caractériser quatre types de paysages principaux :

1. Les paysages glaciaires dans les cratères d'impact (Fig.4.60). Ces paysages se retrouvent sur les pentes internes des plus gros cratères d'impact situés sur les plus hauts plateaux de la région (> 3000 m). Ils sont composés de vallées glaciaires surmontées ou non par un cirque glaciaire. 6 cratères et une montagne (zone c, Fig.4.58) semblent présenter des morphologies de vallées et cirques glaciaires sur leurs remparts internes à savoir : les trois cratères situés dans la zone a, la zone b, le cratère Dawes (zone e, Fig.4.58), et Crater 1 (zone f, Fig.4.58).

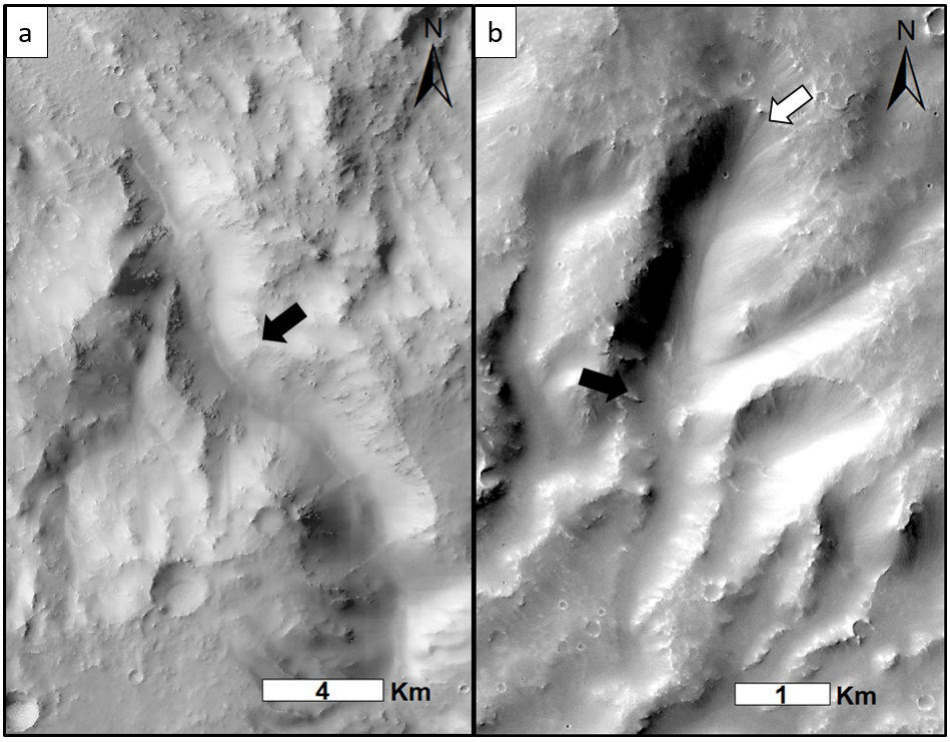


FIGURE 4.60 – Exemple de paysages glaciaires sur les remparts des cratères d'impact. (a) Cratère Dawes et (b) Zone g2. Les flèches noires et blanches représentent respectivement les vallées et cirques glaciaires.

2. Une calotte de plateau (Fig.4.61). Cette supposée calotte de glace est localisée sur une région de plateau dans une des régions les plus hautes de Terra Sabaea (> 3150 m, zone a). Elle aurait alimenté les vallées glaciaires présentes dans les cratères d'impact sur le plateau et les vallées s'étendant radialement sur les pentes externes de ce plateau (Radiating valleys). Ces vallées ont une tendance glaciaire en amont et une tendance fluviatile en aval.

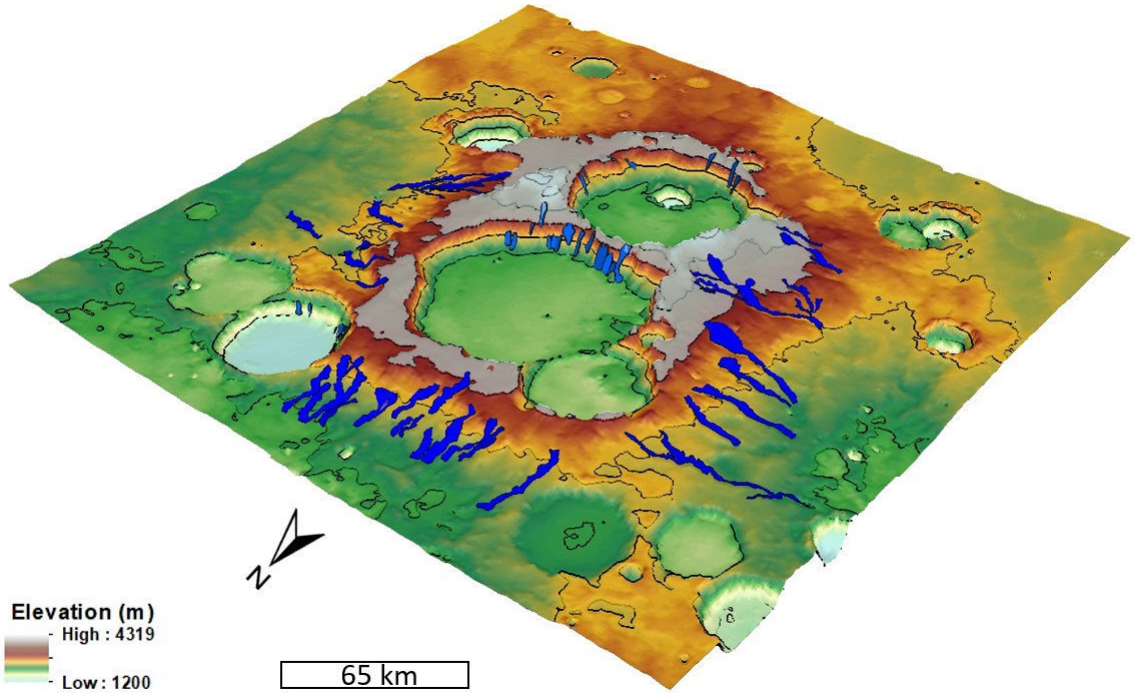


FIGURE 4.61 – Reconstitution 3D de la zone a. Les données altimétriques du MNT MOLA ont été exagérées 1,5 fois sous Arcscene. Les modelés en bleu foncé représentent les "radiating valleys" et le bleu clair les vallées glaciaires sur les remparts des cratères

3. Les paysages fluviatiles sur les plaines inter-cratères (Fig.4.62). En plus de la présence de l'embouchure de Naktong Vallis, la région présente des marqueurs d'écoulement d'eau liquide à sa surface. Ces vallées prennent généralement leurs sources depuis les plus hauts plateaux de la région (> 3000 m). Ces vallées s'étendent soit de manière isolée, ou en formant un système de ramification, vers les altitudes les plus basses (< 1500 m). Deux vastes régions présentent des morphologies de vallées fluviatiles, la zone h et la zone i (Fig.4.58). Ces régions sont localisées en périphérie des plus hauts plateaux de la région et présentent le plus grand gradient altitudinal (environ 1500 m) sur des pentes faibles ($< 3°$). Certaines des morphologies de vallées fluviatiles de la région ont été cartographiées par Hynek et al. (2010).

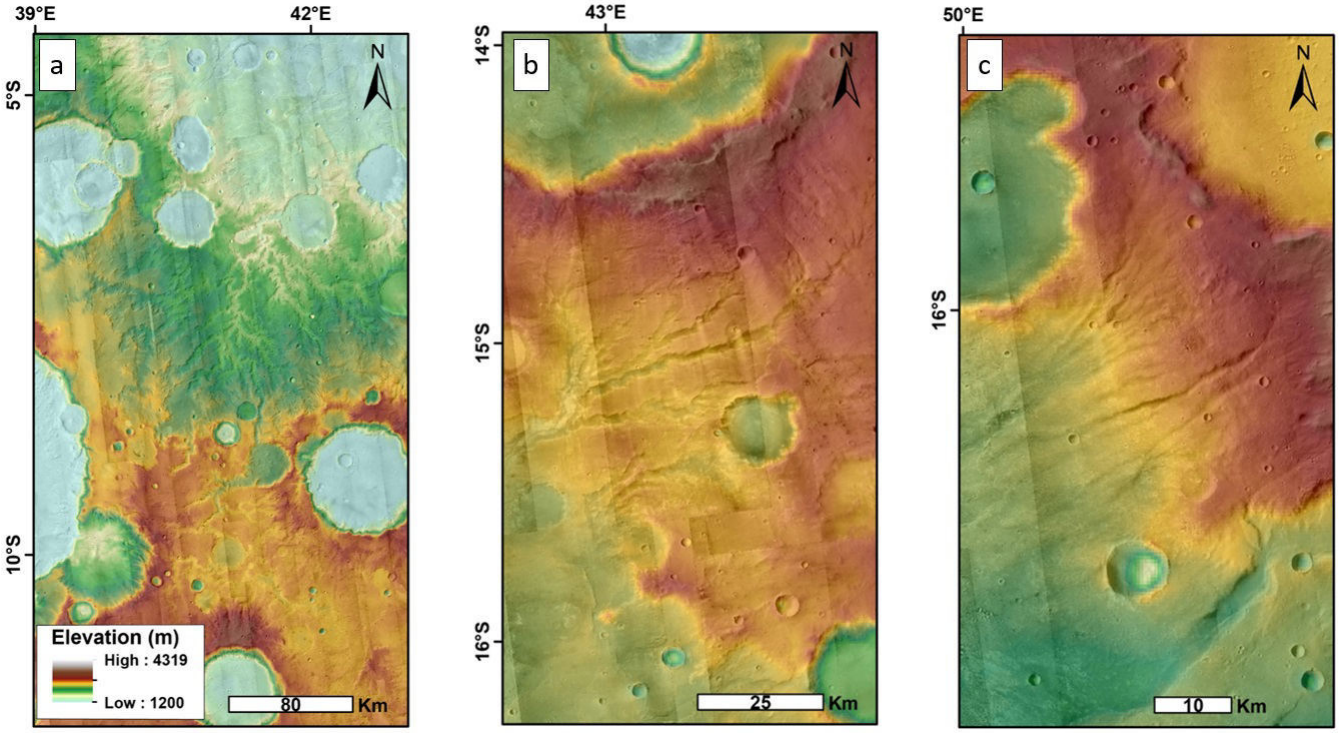


FIGURE 4.62 – Exemple de paysages fluviatiles sur les plaines inter-cratères. (a) Embouchure de Naktong Vallis, (b) Zone h* et (c) Vallée au Sud de la zone g.

4. Les paysages mixtes (Fig.4.63). Deux régions présentent des preuves morphologiques de paysage glaciaires et fluviatiles géographiquement proches. Les cratères d'impact de la zone d et la zone g (Fig.4.58) présentent des morphologies de vallées fluviatiles et glaciaires dans un rayon de moins de 20 km. Comme indiqué dans le chapitre précédent, il semblerait que localement, la pente joue un rôle important sur la morphologie des vallées dans ces régions.

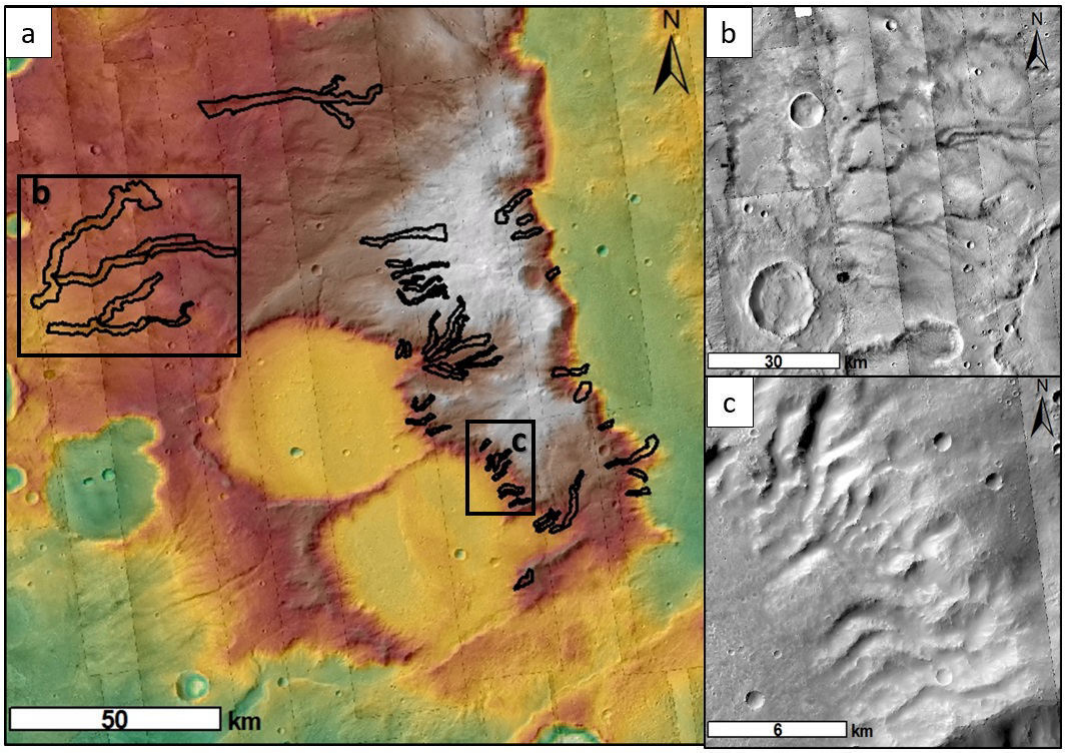


FIGURE 4.63 – Exemple de paysage mixte composé de (a) Vallées fluviatiles ramifiées et (b) Paysage glaciaires.

Chapitre V:

Coexistence de la glace et de l'eau liquide

Vue d'artiste de la planète Mars il y a 4 Ga. @Ittiz

5.1 Carte thématique de Terra Sabaea

L'analyse morphométrique réalisée a permis de mettre évidence la présence de paysages glaciaires et fluviatiles. Ces vallées fluviatiles serpentent sur les plaines inter-cratères de Terra Sabaea et semblent prendre leurs sources dans les plus hautes altitudes, où sont localisés les paysages glaciaires. Ainsi, reconstituer une carte géomorphologique détaillée de la région, permettra d'en apprendre plus sur les relations morphologiques qu'il existe entre les deux types de paysages. Identifier au mieux ces relations permettra par la suite de discuter de la distribution spatiale et temporelle de la glace et de l'eau liquide dans Terra Sabaea afin de mieux contraindre le paléoclimat de la région il y a 3,6 Ga. Ainsi, les résultats de l'analyse morphométrique ont permis d'établir la carte de la figure 5.1. Cette carte servira de base pour la construction de la carte thématique qui va être réalisée dans cette partie

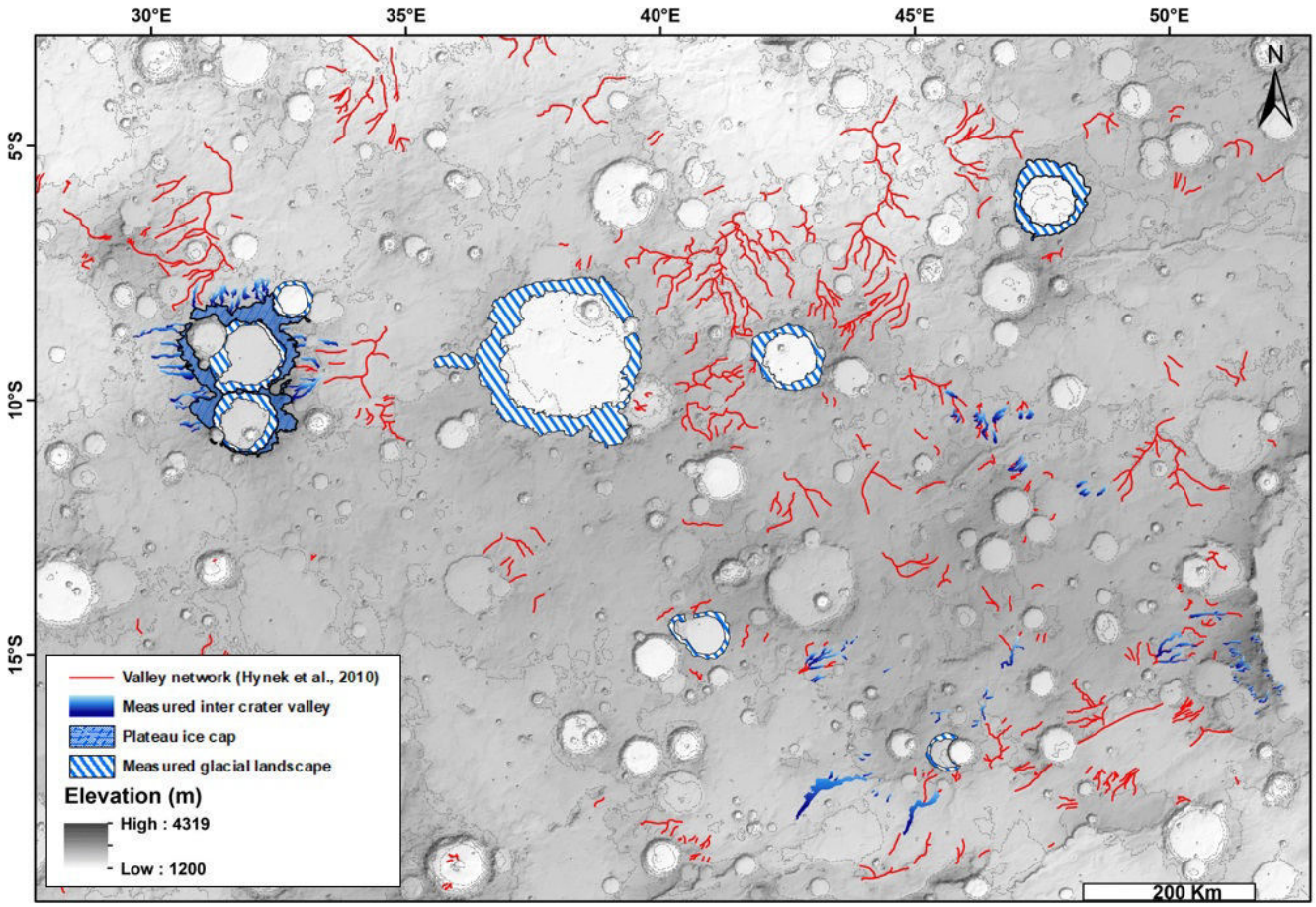


FIGURE 5.1 – Carte des morphologies mesurées et interpretées. Les vallées interpretées comme fluviatiles sont représentées par les polygones bleus.

5.1.1 Les open-basin lakes (OBL)

En plus d'être marquée par de nombreuses morphologies de vallées, la région présente des structures reliées aux vallées. Ces structures sont des dépressions relativement circulaires qui sont connectés en amont et/ou en aval par des vallées dont l'origine semble être fluviatile (Chapitre IV, Partie II, section 4.15.4). Ce sont les open-basins lakes (OBL, Fig.5.2). Les OBL sont définies comme étant des structures de cratères d'impact qui présentent des marqueurs d'un flux entrant d'eau passée provenant des réseaux de vallées fluviatiles (Carr, 1979). Leurs distributions dépend de la distribution des morphologies fluviatiles et ont une distribution préférentielle sur les hauts plateaux fortement cratérisés, c'est à dire là où la densité des réseaux de vallées est la plus grande (Carr, 1979; Cabrol and Grin, 1999; Fassett and Head, 2008b). Cabrol and Grin (1999) ont classifié les OBL en trois groupes :

(1) Les systèmes fermés. Les OBL sont considérés comme fermés lorsque la vallée l'alimentant s'infiltre dans le bassin, mais qu'aucun n'exutoire n'est observé (Fig.5.2a).

(2) Les systèmes ouverts. Ces systèmes sont ouverts lorsque les réseaux de vallées associés au bassin montrent un flux entrant et sortant (Fig.5.2b).

(3) Système de chaîne de lacs. Ces systèmes sont composés d'une série de cratères d'impact reliés entre eux par des réseaux fluviatiles (Fig.5.2c).

Les OBL ont été largement cartographiés à la surface de Mars (Goldspiel and Squyres, 1991; Cabrol and Grin, 1999; Irwin et al., 2005; Fassett and Head, 2008c) en utilisant l'imagerie THEMIS. La dernière étude de Fassett and Head (2008b) a permis d'identifier et de cartographier 210 OBL à la surface martienne. Parmi eux, 6 ont été cartographiés dans notre région d'étude. L'analyse des images CTX, de meilleures résolutions que la THEMIS, a permis d'identifier 17 OBL supplémentaires en se basant sur les différents critères morphologiques précédemment décrits. Ainsi, il y a 23 OBL présents à la surface de Terra Sabaea. Parmi eux, il est possible d'observer les trois types de morphologies (Fig.5.2). Ils ne présentent pas de distribution préférentielle et peuvent être identifiés partout sauf dans les régions où l'altitude est supérieure à 3000 m.

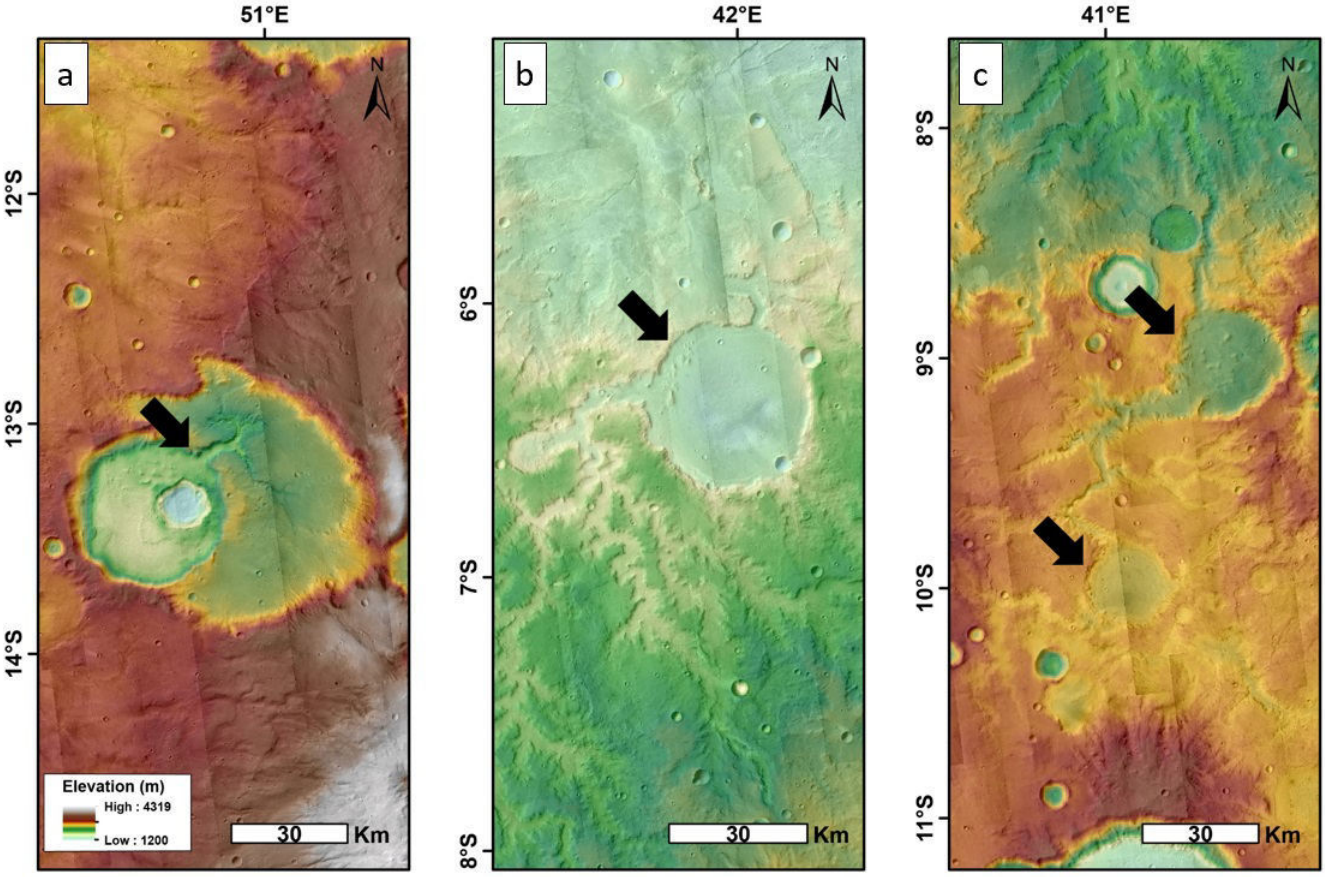


FIGURE 5.2 – Exemple d'OBL identifié dans notre zone d'étude. (a) OBL en système fermé. (2) OBL en système ouvert. (3) Système de lacs en chaîne. Image CTX avec la carte MOLA en fond.

Les OBL, et leurs relations avec les structures témoignant d'un écoulement d'eau liquide sont des marqueurs géomorphologiques de choix qui nous permettent de mieux comprendre la dynamique fluviatile qui régnait sur Terra Sabaea, sur les terrains que nous avons daté à 3,6 Ga. Nous avons donc décidé d'ajouter les OBL à notre carte thématique. Leur répartition est représentée sur la figure 5.3.

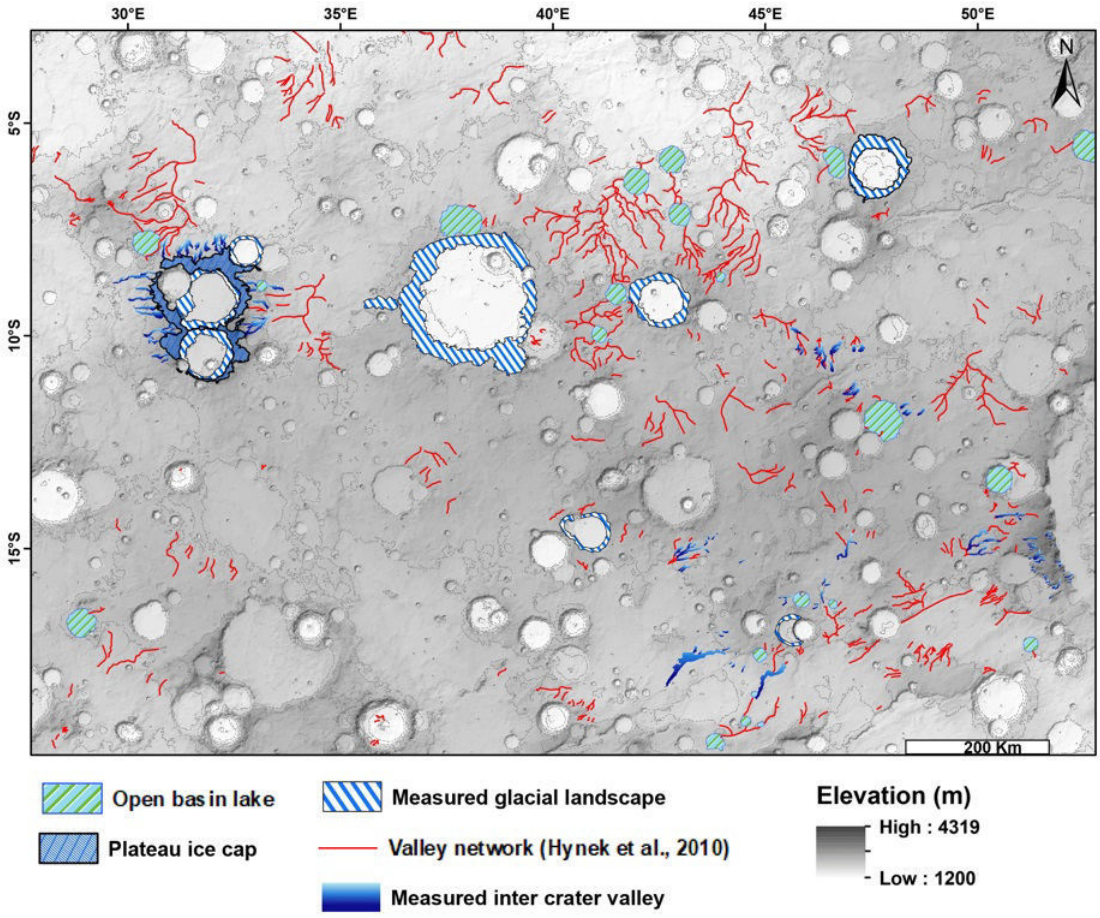


FIGURE 5.3 – Carte de Terra Sabaea. Les polygones verts hachurés sont les open-basins lakes.

5.1.2 Extrapolation à l'ensemble de la zone d'étude

La carte de la figure 5.3 est la carte résumant l'ensemble des paysages glaciaires, fluviatiles et les OBL identifiés à partir de l'analyse morphométrique et de la bibliographie (Goldspiel and Squyres (1991); Cabrol and Grin (1999); Irwin et al. (2005); Fassett and Head (2008c); Hynek et al. (2010); Bouquety et al. (2019) ; Bouquety et al., 2019b). Dans cette partie, il sera question d'extrapoler la répartition des paysages glaciaires à l'ensemble de la zone d'étude. Cette extrapolation est basée sur les caractéristiques morphométriques de chaque structure, leurs altitudes, leurs morphologies et la pente. Les interactions entre les structures sont également prises en compte, par exemple, la région de plateau (zone a, Fig.5.4) présente des marqueurs d'anciennes glaciations de plateau, avec des vallées glaciaires sur les pentes des cratères, et les "radiating valleys" qui présentent une morphologie glaciaire en amont et fluviatile en aval. Ces structures de vallées sont toutes les deux intimement liées avec la présence d'une ancienne calotte de glace sur le plateau qui en serait la source. Ainsi, il a été possible de reconstituer localement dans cette région, l'histoire glaciaire et fluviatile

et extraire des caractéristiques telles que l'altitude de la stabilité de la glace, l'altitude du changement de régime glaciaire à fluviatile et le lien entre la glace et l'eau liquide. Basé sur l'ensemble de ces caractéristiques, nous avons réalisé une analyse détaillée des images CTX sur l'ensemble de notre zone d'étude afin d'établir une carte géomorphologique du paysage glaciaire et fluviatile de Terra Sabaea. Néanmoins, l'ensemble de l'analyse morphométrique n'a pas été faite sur l'ensemble de la région pour deux raisons : (1) une question de temps, la technique étant assez chronophage, il aurait fallu plusieurs mois de cartographie intensive afin de mener à bien ce projet. (2) Pour une question de résolution. La majorité de la région n'est pas couverte par les MNT HRSC et la plupart des morphologies ici étudiées ont des dimensions inférieures à la résolution du MNT MOLA. Cette extrapolation se base principalement sur les caractéristiques morphologiques et la reconnaissance des structures que nous avons pu acquérir durant ces 3 ans d'exploration et d'investigation de la région.

5.1.2.1 Paysages glaciaires supposées dans les cratères d'impact

L'analyse détaillée des images CTX nous a permis d'identifier 33 cratères (chapitre IV) qui présentent des morphologies de vallées sur leurs remparts internes. Leurs diamètres vont de 6,5 à 65 km et sont localisés sur les plateaux à haute altitude ($>$ 3000 m ; Fig.5.5). La majorité de ces vallées n'a pas été cartographiée par Hynek et al. (2010). Tout comme les cratères où nous avons mesurés et identifiés les paysages glaciaires, il est possible de retrouver des vallées qui semblent prendre leurs sources directement des plateaux entourant le cratère d'impact (Fig.5.5e, f) et des vallées qui sont connectées avec des têtes de vallées (Fig.5.5a, b, d). La répartition des vallées sur les remparts des cratères ne semble pas présenter de distribution préférentielle même si l'ensemble des cratères identifiés ne présentent pas de vallées sur l'ensemble de leurs remparts. Néanmoins, il est possible d'observer que la densité des vallées est plus élevée lorsque les remparts du cratère sont en contact avec les plus hautes altitudes $>$ 3000 m. À l'inverse, la densité des vallées est plus faible lorsque le rempart est en contact avec les altitudes plus faibles ($<$ 2500 m). De manière générale, les vallées présentent des crêtes sub-parallèles et ont des largeurs comprises entre 1 à 4 km. Leurs longueurs, allant de 2 à 6 km, varient en fonction de la taille du cratère et des pentes situées entre 8° et 12°. Le ratio longueur/largeur moyen de ces vallées est de 2. Ces valeurs sont similaires aux valeurs des paysages glaciaires identifiés précédemment (Table 4.8). Ainsi, l'ensemble de ces caractéristiques morphologiques et géométriques semblent indiquer que ces cratères présentent des vallées glaciaires surmontées ou non, par un cirque glaciaire. Nous avons donc ajouté ces 33 cratères à la carte géomorphologique de Terra Sabaea (Fig.5.6).

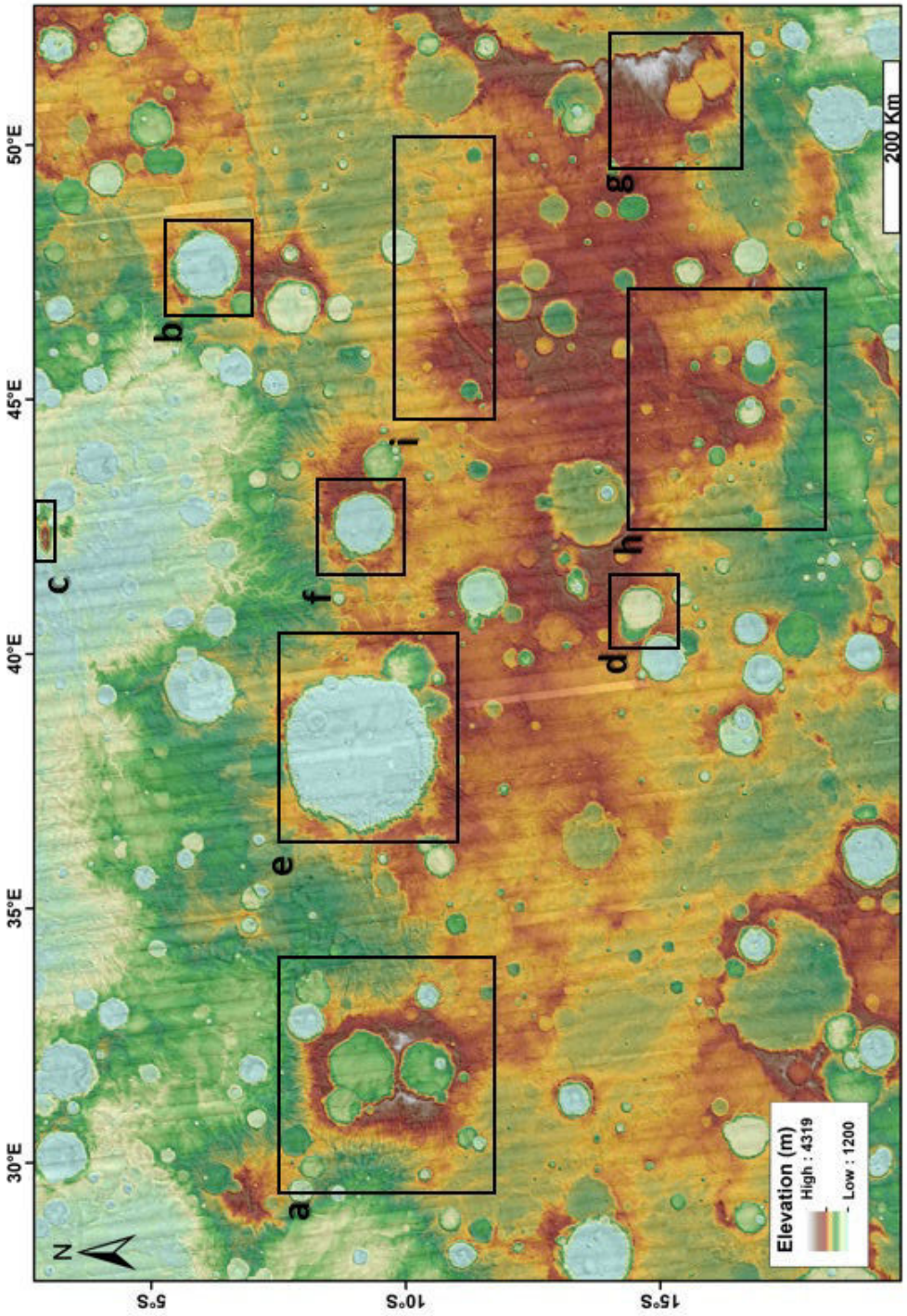


FIGURE 5.4 – Carte des différentes zones étudiées. Les zones a, e, f et c sont présentées dans le chapitre IV partie 1 et 2.

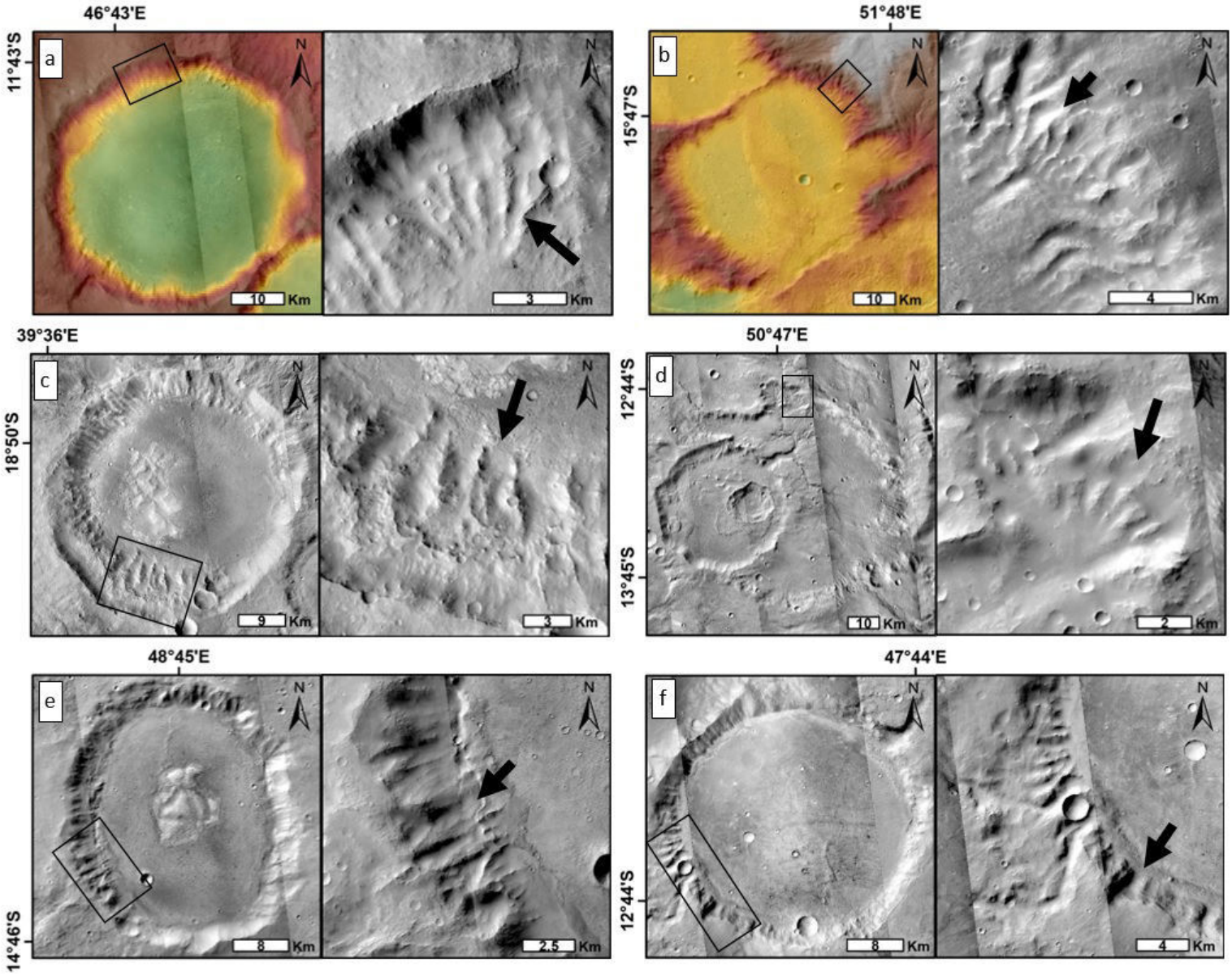


FIGURE 5.5 – Exemples de morphologies de paysages glaciaires supposés sur les remparts internes des cratères d'impact.

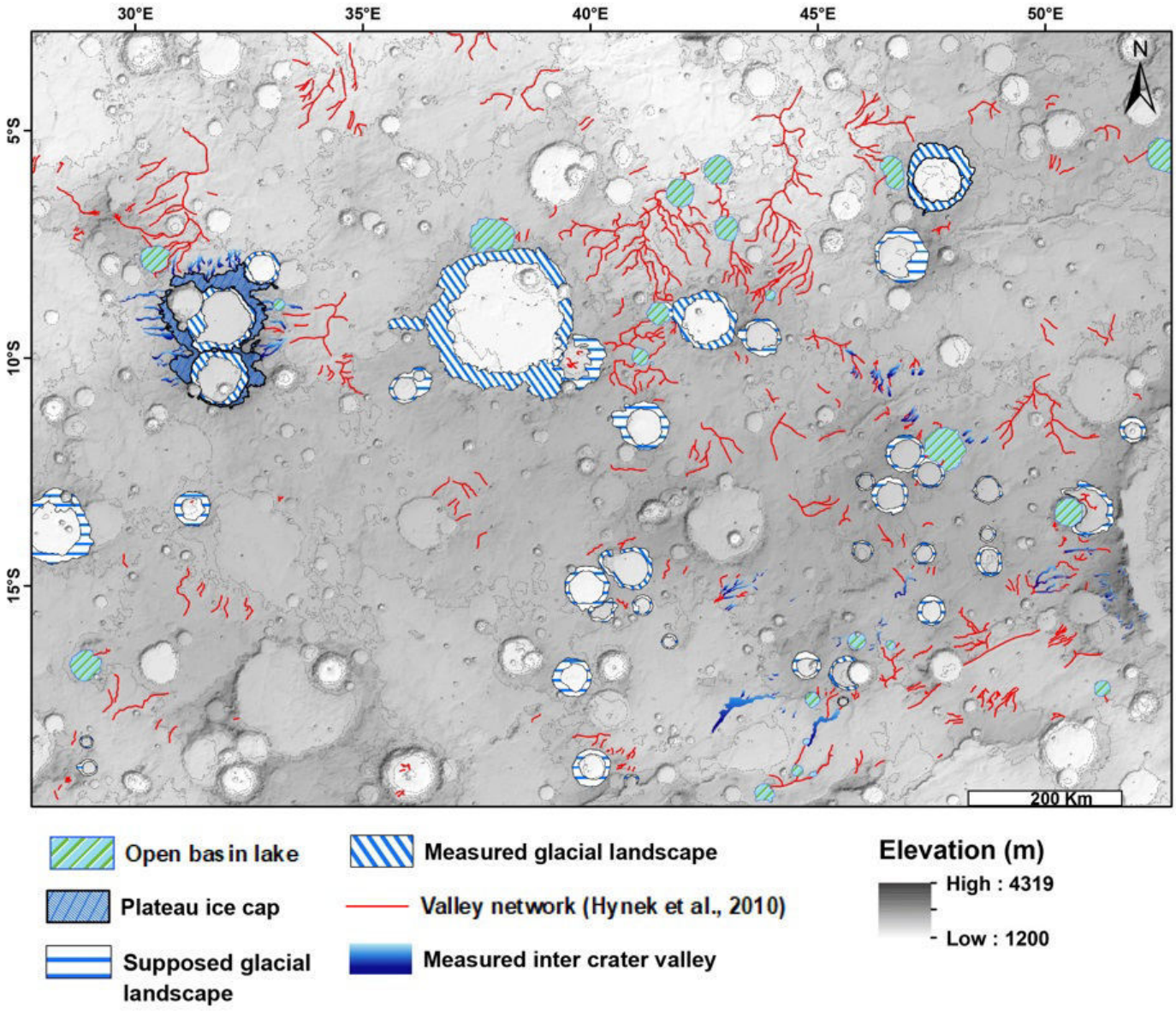


FIGURE 5.6 – Carte de Terra Sabaea. Les lignes bleues horizontales représentent les cratères avec des paysages glaciaires supposés.

5.1.2.2 Calottes de glace supposées sur les hauts plateaux

La région étudiée dans Terra Sabaea est majoritairement composée de hauts plateaux $>$ 3000 m d'altitude (Fig.5.4 ; Fig.5.7a). Ces plateaux possèdent trois caractéristiques majeures communes. (1) Ils sont caractérisés par une topographie relativement plate sur les plus hauts sommets et par une pente douce ($<$ 3° ; Fig.5.7). (2) Les vallées sont uniquement présentes sur les pentes douces. Elles s'étendent radialement sur les pentes des

plateaux (Fig.5.7a, d, e). (3) Ces régions de plateaux sont fortement cratérisées par des cratères présentant des morphologies de vallées que nous avons supposées comme étant glaciaires dans la section précédente (section 5.1.3.1). Dans ces cratères, la majorité des vallées semblent prendre leurs sources sur les plateaux à haute altitude (Fig.5.7a, b, c). Ces caractéristiques morphologiques sont similaires aux caractéristiques établies pour la zone a (Fig.5.4) qui semble présenter des marqueurs d'une ancienne calotte de glace. La présence de morphologies interprétées comme glaciaires sur les pentes fortes dans les cratères d'impact des plateaux et la présence de morphologies mesurées et interprétées comme fluviatiles sur les pentes les plus douces sont similaires avec le paysage identifié dans la zone a (Fig.5.4). C'est à dire des vallées à tendance glaciaire en amont, partant du plateau, là où la pente est la plus forte ($> 8°$) et des vallées à tendance fluviatile là où la pente est la plus douce en aval ($< 3°$). De plus, l'altitude moyenne de ces régions de plateaux, est similaire à l'altitude où la calotte de glace se serait déposée dans la zone a (environ 3200 m). Ainsi, il est possible de supposer que ces régions de plateaux étaient autrefois elles aussi, recouvertes de calottes de glace recouvrant les topographies plates et alimentant les vallées fluviatiles des pentes douces et les vallées glaciaires des cratères d'impact (Fig.5.8).

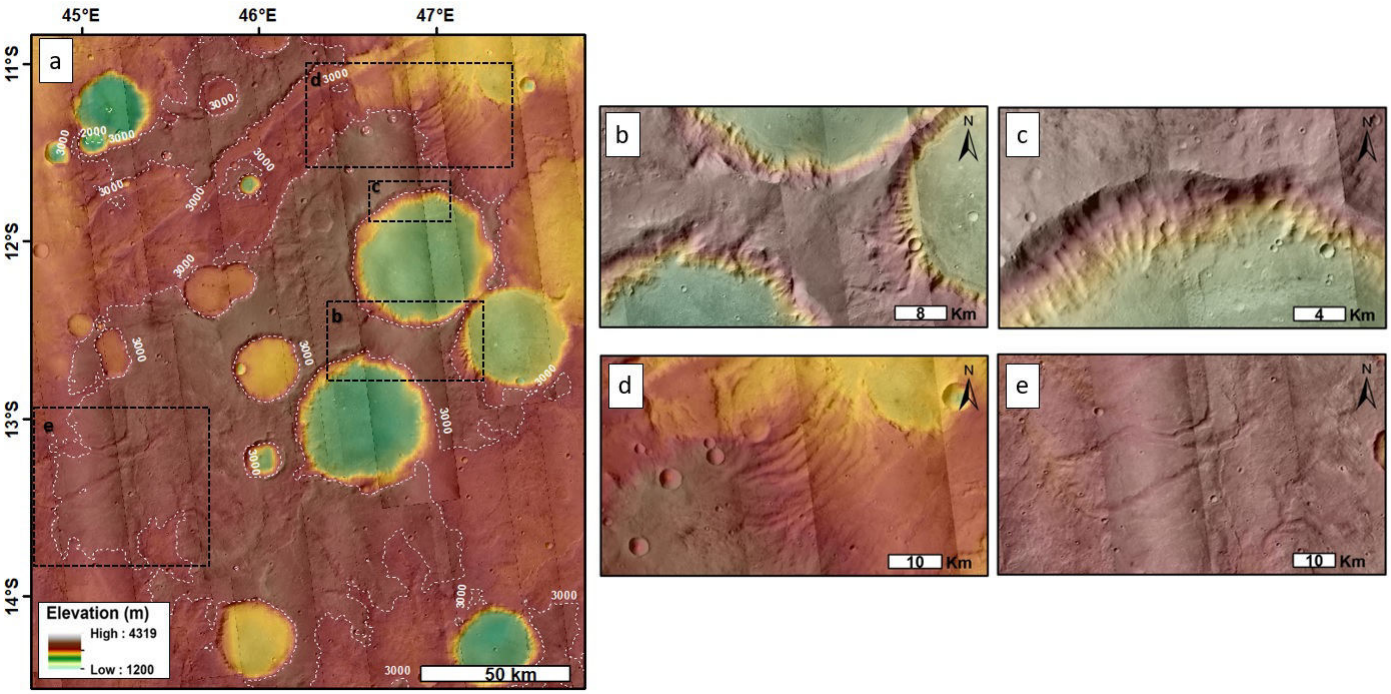


FIGURE 5.7 – Critères morphologiques permettant de reconnaître les régions de calottes de glace supposées. (a) Zone de plateaux dans Terra Sabaea avec les isolignes représentant les plateaux. (b) et (c) Contact entre les vallées glaciaires supposées et la zone de plateaux à haute altitude. (d) et (e) Contact entre les vallées supposées fluviatiles et la zone de plateaux de haute altitude.

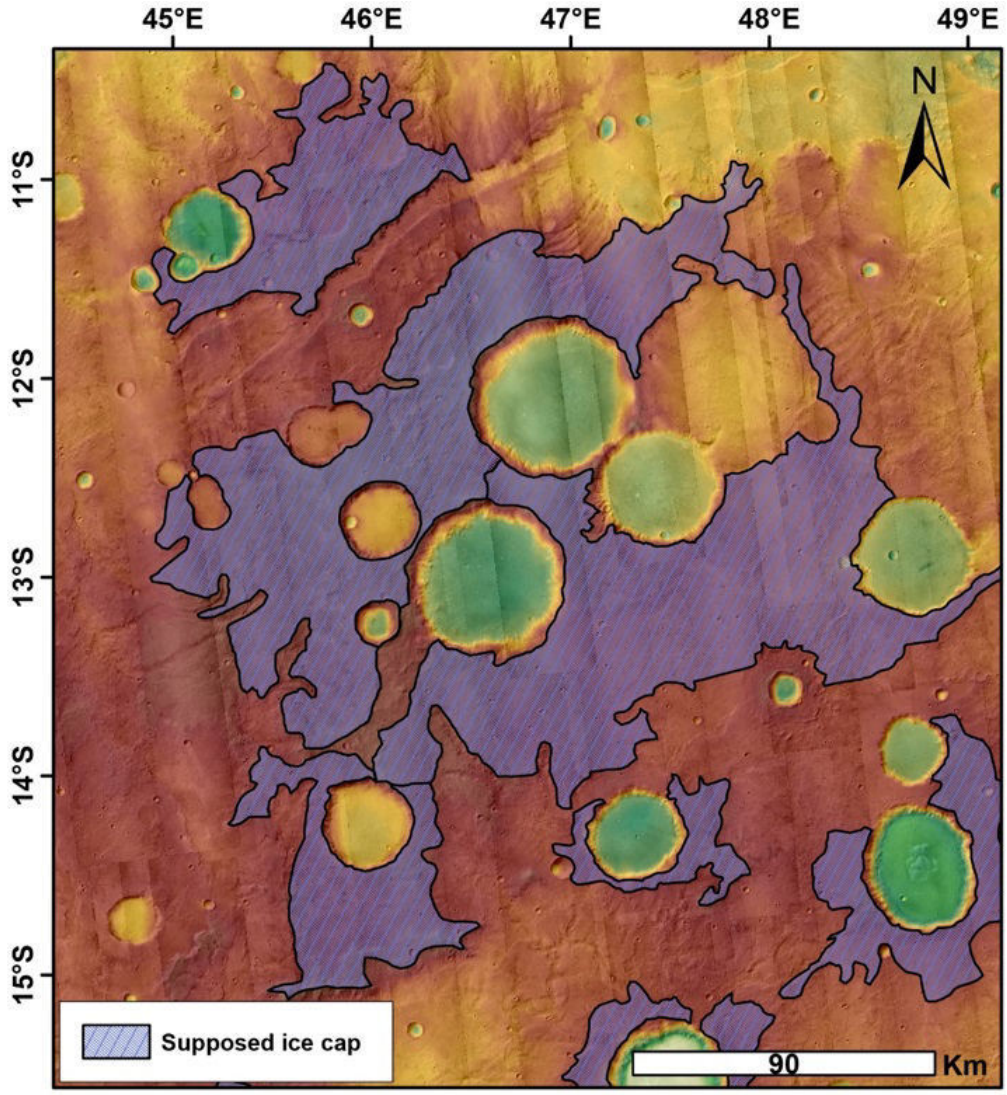


FIGURE 5.8 – Carte d'une supposée calotte de glace dans Terra Sabaea. Cette supposée paléocalotte a été reconstruite en interprétant et extrapolant la distribution : (1) des vallées glaciaires dans les cratères (2) des vallées fluviatiles sur les pentes douces et (3) de l'altitude.

5.1.3 Carte thématique finale

L'interprétation des données mesurées lors de l'analyse morphométrique ainsi que l'extrapolation décrite précédemment a permis d'établir une carte géomorphologique des paléo-paysages glaciaires et fluviatiles dans notre région d'étude (Fig.5.9). Cette carte met en évidence la présence : (1) de hauts plateaux englacés ; (2) de cratères d'impact présentant des morphologies de vallées glaciaires et cirques glaciaires sur leurs pentes internes ; (3) de vallées fluviatiles qui s'étendent des plus hautes altitudes ($>$ 3000 m) vers les altitudes les

plus basses (< 1500 m) en suivant les pentes douces (< 3°) et (4) des OBL qui sont tous reliés avec des morphologies fluviatiles. Ainsi, cette analyse de la morphométrie semble indiquer que Terra Sabaea était une région qui a été façonnée par des processus d'érosion fluviatiles et glaciaires. La suite de la discussion se basera sur cette carte et permettra de vérifier s'il existe ou non une continuité morphologique entre les modelés glaciaires et fluviatiles afin de remontrer au paléoclimat de la région il y a 3,6 Ga.

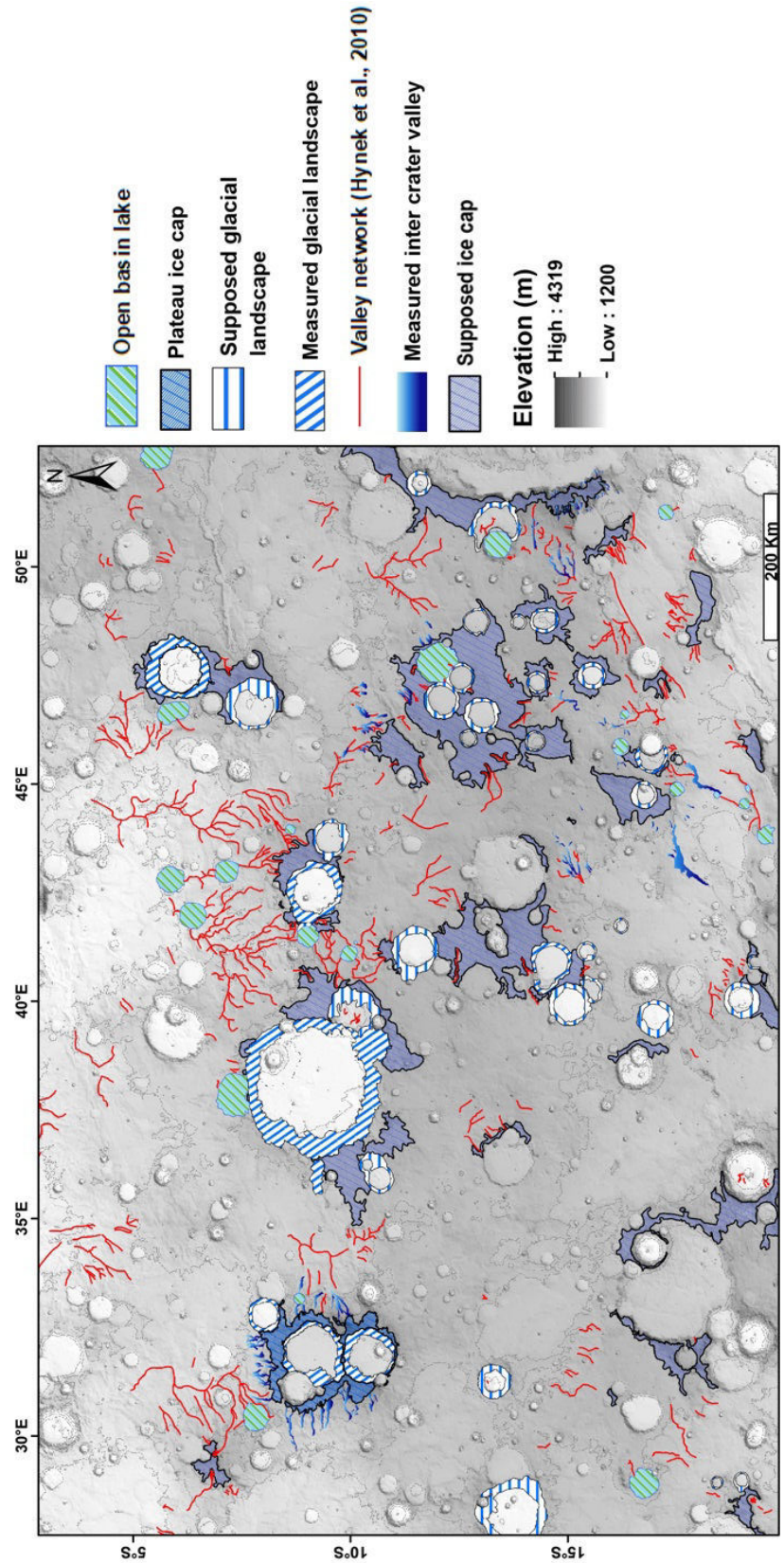


FIGURE 5.9 – Carte thématique finale de la répartition des paysages glaciaires et fluviatiles dans Terra Sabaea il y a 3,6 Ga.

5.2 Lien entre la glace et l'eau : un paysage continu ?

L'étude des morphologies de Terra Sabaea a permis de mettre en évidence des marqueurs qui témoignent que ces terrains ont été façonnés, il y a 3,6 Ga, par des processus glaciaires et fluviatiles. L'analyse morphométrique ainsi que la construction de la carte thématique montrent que les processus glaciaires et fluviatiles ne sont pas des processus locaux et qu'une ou plusieurs phases de glaciation/déglaciation ont pu avoir lieu. Il sera question dans cette partie d'étudier les MNT et l'imagerie de haute résolution afin de démontrer s'il existe un lien morphologique entre les vallées fluviatiles et les paysages glaciaires. Déterminer si le paysage glaciaire et fluviatile est continu spatialement et temporellement, c'est-à-dire si l'on trouve un lien génétique entre les morphologies, nous permettra de mieux contraindre les conditions climatiques et les processus géomorphologiques régnant sur Terra Sabaea à la fin du Noachien/début Hespérien.

Les données disponibles pour la région de Terra Sabaea, et pour Mars en général, nous permettent d'étudier sa surface de ma manière précise. Afin de vérifier si le paysage glaciaire est continu ou non, nous avons construit des modèles 3D des régions où la densité de morphologies observées et la plus grande (Fig.5.10). Pour construire ces modèles, nous avons utilisé le logiciel "ArcScene" qui est un module supplémentaire de la licence ArcGIS. Ce logiciel permet, à partir des données de topographie et d'imagerie de reconstituer des blocs 3D de régions définies. Pour y parvenir, il a été question d'extraire et de superposer les données altitudinales MOLA avec les données d'imageries THEMIS de jour. Ensuite, il a été question d'exagérer les reliefs et jouer sur les contrastes afin d'obtenir des représentations 3D des morphologies. Pour chacun des blocs 3D présentés par la suite, l'exagération verticale est de 3. Coupler les données d'imagerie et de topographie en 3D permet de mieux se rendre compte des interactions entre les morphologies en prenant la topographie en compte, ce qui n'est pas toujours évident avec une vue en 2D. À noter que les images CTX n'ont pas été utilisées pour la construction des blocs, car il n'existe pas de mosaïque CTX de bonne qualité de l'intégralité de la surface martienne contrairement à la mosaïque THEMIS. Néanmoins, les images CTX, d'une meilleure résolution ont été ponctuellement utilisées pour une analyse plus détaillée.

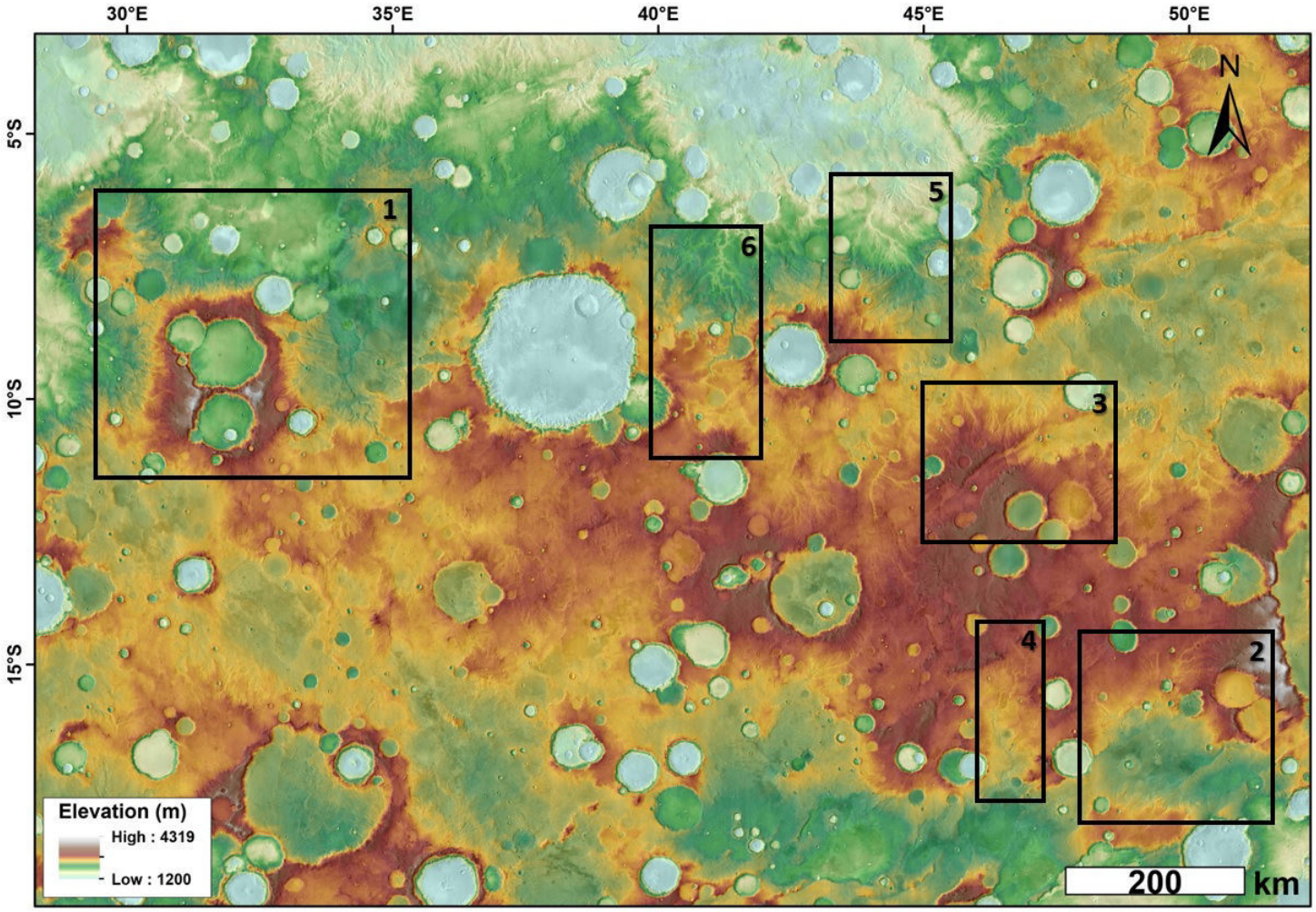


FIGURE 5.10 – Terra Sabaea. Donnée MOLA drapée sur la mosaïque THEMIS de jour. Les différents encadrés noirs représentent les différentes régions où les représentations 3D ont été réalisées.

5.2.1 Des hauts plateaux englacés aux vallées fluviatiles

5.2.1.1 Zone 1

La zone 1 (Fig.5.10), est constituée de la région de hauts plateaux où la présence d'une ancienne calotte est suggérée par les indices morphométriques. De ces hauts plateaux s'étendent de manière radiale, les "radiating valleys" qui ont une tendance glaciaire en amont et fluviatile en aval. La zone contient également deux autres régions de haute altitude (> 3000 m, fig.5.11a et c) qui semblent être la source de longues vallées ramifiées. L'étude des "radiating valleys" ainsi que le lien génétique qu'elles ont avec les vallées ramifiées permettra de mieux contraindre les possibles connexions entre la glace et l'eau liquide.

Il est possible de voir que le réseau fluviatile représenté dans la fig.5.11a prend sa source sur les hauts

plateaux et s'étend en aval, sur une pente douce ($< 2°$) dans les régions les plus basses. En aval, il est possible de voir que ce réseau se connecte avec les "radiating valleys" qui s'étendent sur les pentes Est du plateau supposé englacé (Fig.5.11a, b). Sur ce même rempart Est, il est possible de voir deux vallées glaciaires qui partent du plateau et se jettent dans un cratère d'impact qui présente un exutoire en aval (Fig.5.11b). L'analyse de ce cratère d'impact et des vallées connectées, a permis de l'interpréter comme un ancien OBL (Bouquety et al., 2019b). Cet ancien lac semble avoir été alimenté par des vallées glaciaires en amont et l'exutoire a été interprété comme étant une vallée fluviatile. Il est d'ailleurs possible de voir que cet exutoire rejoint le réseau ramifié présenté en fig.5.11a. Enfin, la fig.5.11c, montre un important réseau ramifié qui, de la même manière prend sa source sur les plus hauts plateaux avant de s'étendre vers les plus basses altitudes. Les "radiating valleys" présentes sur le rempart Nord du plateau ainsi que le réseau ramifié situé à l'ouest de la fig.5.11c se connectent en aval afin de former un seul et même réseau, plus grand qui s'étend au Nord vers les plus basses altitudes. Ainsi, dans cette région, si l'hypothèse de la calotte sur les hauts plateaux s'avère exacte, il semble exister une connexion hydrologique entre les morphologies.

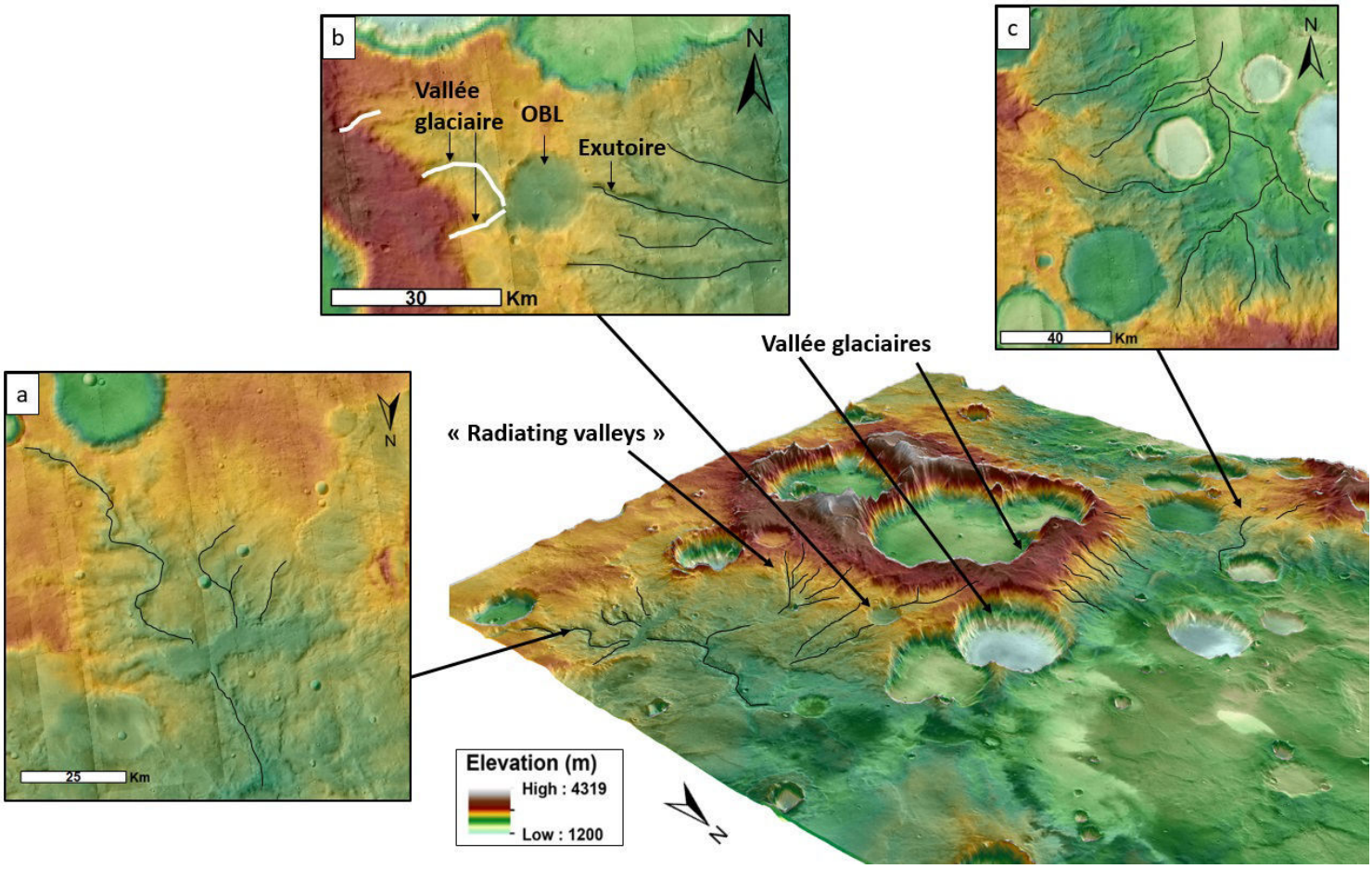


FIGURE 5.11 – Reconstitution 3D de la région 1.(a), (b) et (c) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 1. Relef x3. Les traits représentent les vallées principales

5.2.1.2 Zone 3

La zone 3 (Fig.5.10) est composée de hauts plateaux sur lequel il est possible de retrouver des cratères d'impact présentant des morphologies de vallées qui ont été interprétées comme glaciaires suivant l'extrapolation faite dans la partie précédente (section 5.1.3.2 ; Fig.5.12a). Sur les pentes les plus douces du plateau, vers les altitudes les plus basses, il est possible de voir une densité élevée de vallées (Fig.5.12b) et de vallées ramifiées (Fig.5.12c). Nous avons interpretées ces vallées comme étant des vallées fluviatiles. Il est possible de voir que l'intégralité des réseaux prend leurs sources sur les plus hauts plateaux avant de s'étendre vers les altitudes les plus basses. Même s'il n'existe pas de connexion directe entre les vallées glaciaires et fluviatiles dans cette région, la topographie ainsi que la pente permettent de suggérer que des écoulements d'eau provenant des plateaux auraient pu être à l'origine des vallées fluviatiles. Si le plateau était bien englacé, comme le suggèrent les preuves morphométriques, la source de ces vallées aurait été cette calotte de glace locale.

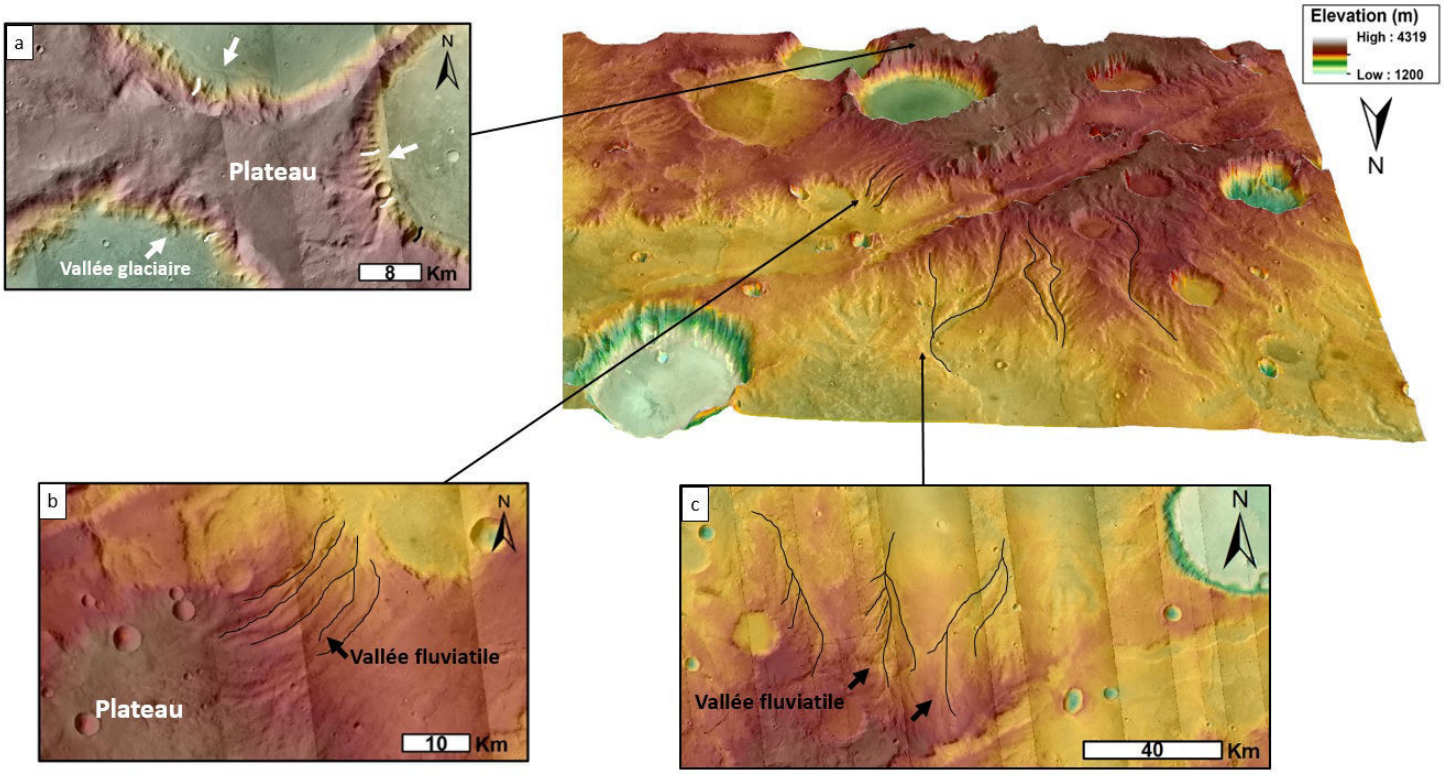


FIGURE 5.12 – Reconstitution 3D de la région 3. (a), (b) et (c) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 3. Relef x3. Les traits représentent les vallées principales.

5.2.2 Possibles paléo-bassins

5.2.2.1 Zone 2

La zone 2 (Fig.5.10), est composée du rempart Ouest du cratère Huygens. L'analyse des vallées de cette région a permis de mettre en évidence la présence de vallées glaciaires sur les remparts des cratères et la présence de vallées fluviatiles sur les pentes les plus douces (Fig.5.13). Comme dans les zones 1 et 3, les vallées dans cette région prennent leurs sources sur les plus hauts plateaux. Néanmoins, il est possible de voir que dans cette région l'ensemble des vallées fluviatiles convergent toutes vers la même zone de plus basse altitude (Fig.5.13 ; environ 1200 m). En effet, mis à part les vallées glaciaires qui sont situées uniquement sur les remparts des cratères, les vallées fluviatiles sont omniprésentes et ne sont pas cantonnées à une seule région (Fig.5.13a, b). Elles s'étendent en suivant une pente douce des plus hauts sommets ($>$ 3000 m) vers les régions plus basses (Fig.5.13c). Si les vallées ont bien une origine fluviatile, comme l'indique les preuves morphométriques, il est possible de supposer que l'eau qui provient des sommets a pu s'écouler et s'accumuler dans les zones de plus basse altitude constituant des bassins. La présence de vallées glaciaires à plus haute altitude suggère également que cette région a potentiellement pu être englacée et que des écoulements liés à

la glace auraient pu avoir lieu.

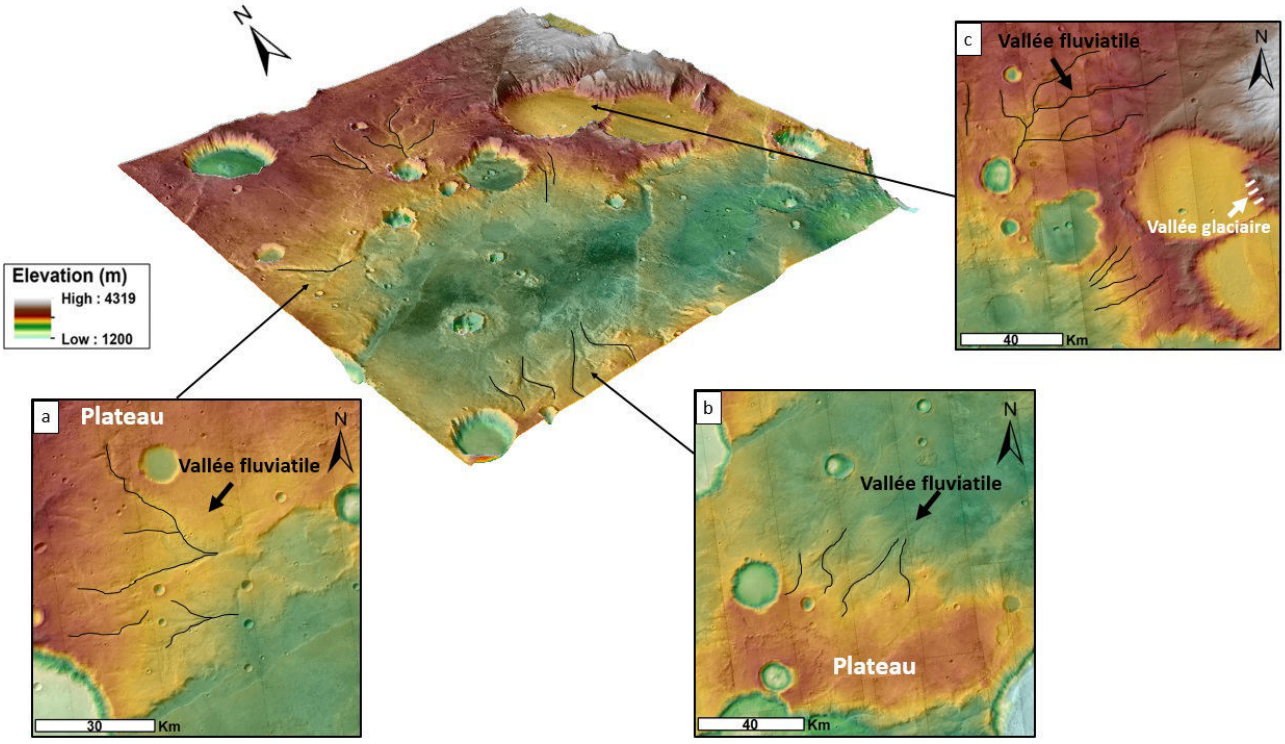


FIGURE 5.13 – Reconstitution 3D de la région 2.(a), (b) et (c) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 2. Relief x3. Les traits représentent les vallées principales.

5.2.2.2 Zone 4

La zone 4 (Fig.5.10) est constituée d'une seule vallée ramifiée complexe qui prend sa source sur les plus hauts plateaux (Fig.5.14). Il est possible de retrouver sur ces plateaux des cratères présentant sur leurs remparts internes des morphologies de vallées qui semblent être des vallées glaciaires de par leurs propriétés morphologiques (Fig.5.5). Cette observation suggère que les plateaux de cette région auraient pu être englacés formant des vallées glaciaires dans les cratères. Les ramifications de la vallée principale de cette région prennent également leurs sources des hauts plateaux. Il existe donc une connexion hydrologique entre les plus hauts plateaux supposés englacés et les vallées ramifiées qui suivent la même pente, ont la même source et sont donc comprise dans le même bassin versant.

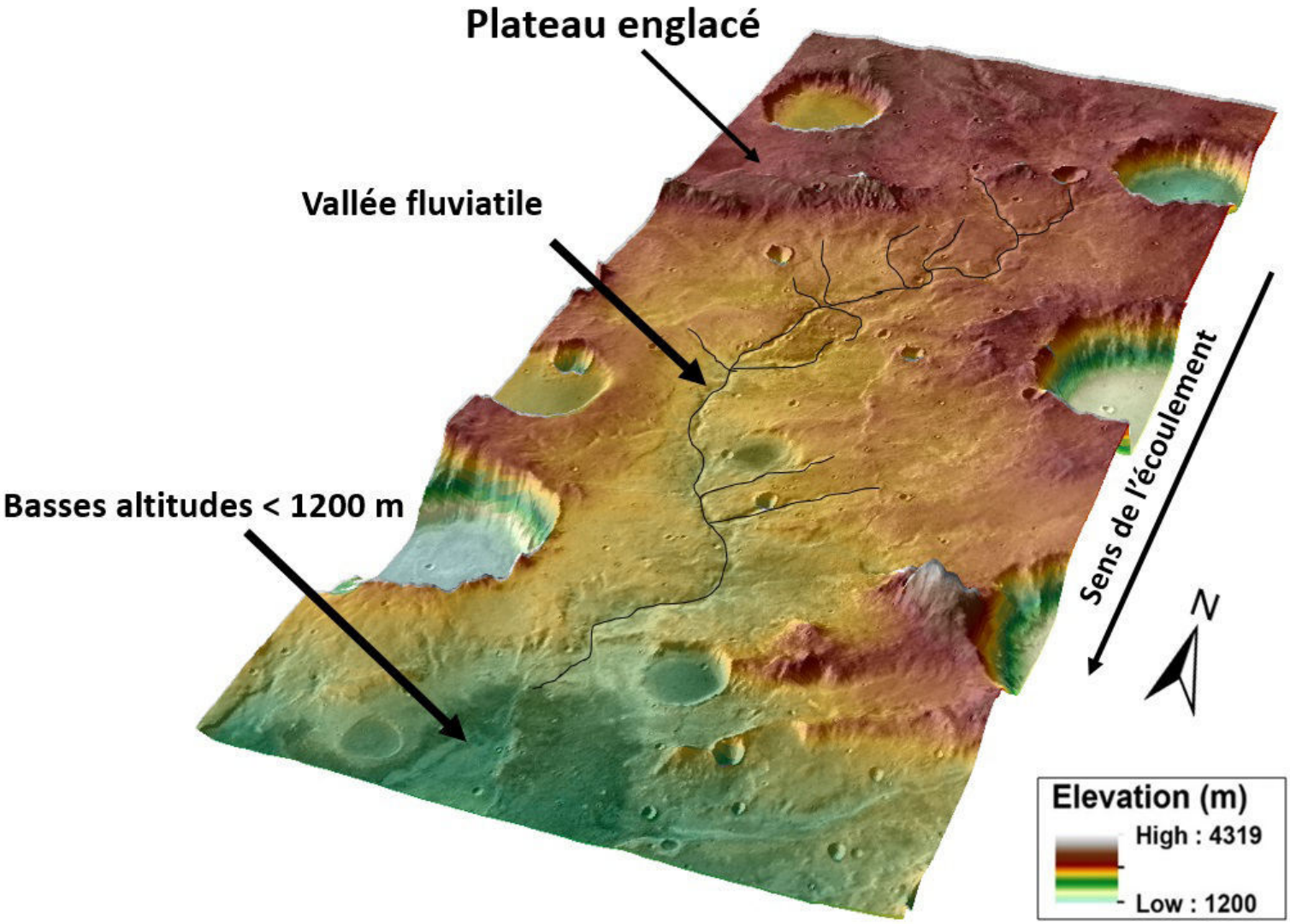


FIGURE 5.14 – Reconstitution 3D de la zone 4. Relief x3. Les traits représentent les vallées principales.

La répartition des vallées dans ces deux régions suggère que de l'eau liquide a pu s'écouler sur les pentes douces et s'accumuler en aval pour former des réservoirs d'eau liquide à la surface. Nous avons carté l'ensemble des régions de Terra Sabaea susceptible de présenter des morphologies attestant d'une accumulation d'eau tel que les OBL ou des bassins (Fig.5.15).

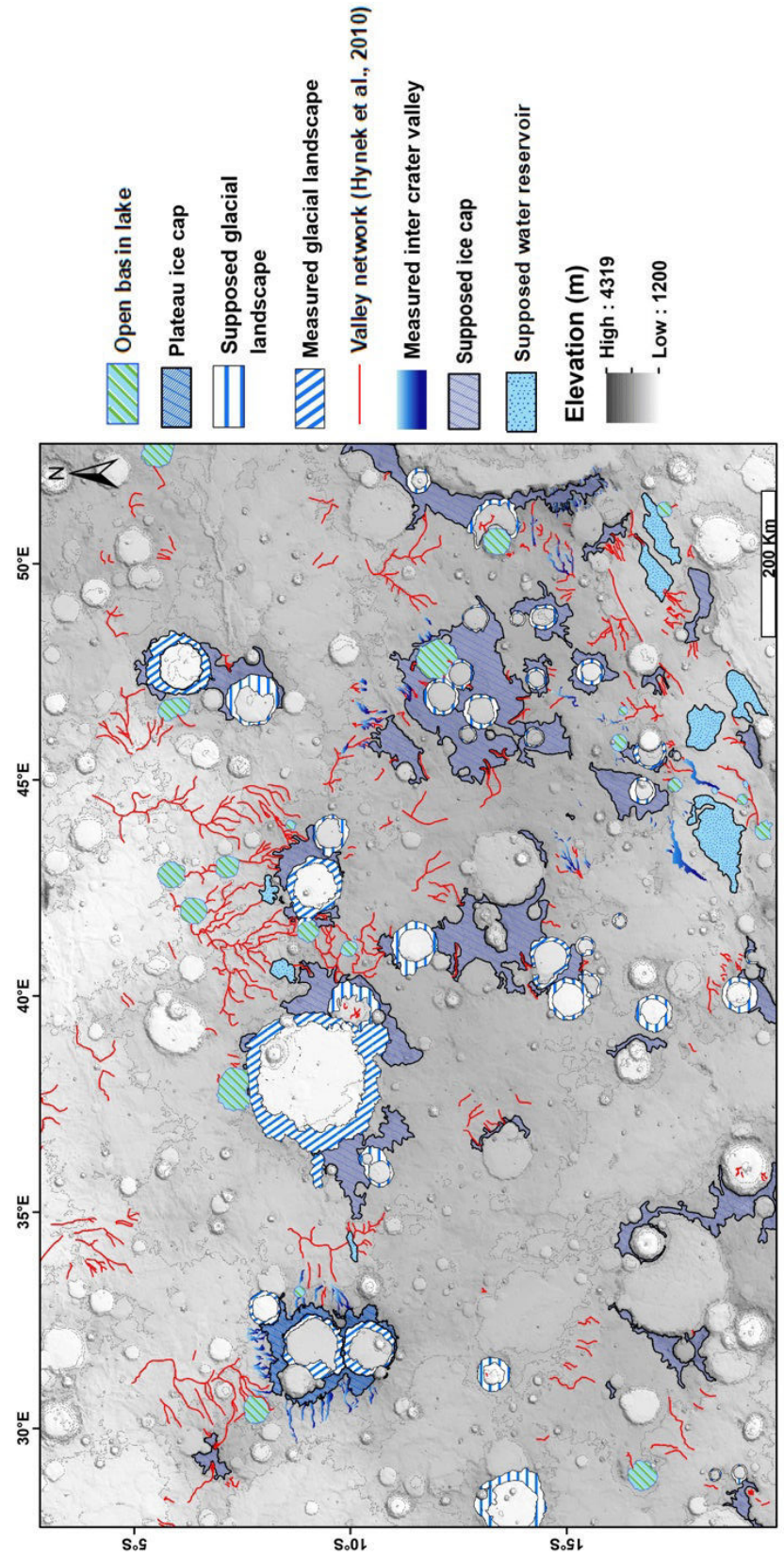


FIGURE 5.15 – Carte thématique finale de la répartition des paysages glaciaires et fluviatiles dans Terra Sabaea il y a 3,6 Ga complété avec les bassins internes supposés.

5.2.3 Un paysage glaciaire à l'origine de Naktong Vallis ?

Les zones 5 et 6 sont toutes deux situées à proximité de l'embouchure de Naktong Vallis, qui est l'un des plus vastes systèmes fluviatiles à la surface de Mars (Fig.5.16). Ces deux zones ont été choisies, car elles sont situées à proximité de cratères présentant des morphologies glaciaires sur leurs remparts internes, à l'ouest le cratère Dawes et à l'Est du "Crater 1" (interprétés dans le chapitre IV, partie 1) et également de par leurs proximités avec Naktong. Ainsi s'il existe un lien génétique entre les morphologies glaciaires et fluviatiles il y a de fortes probabilités de le trouver dans cette région.

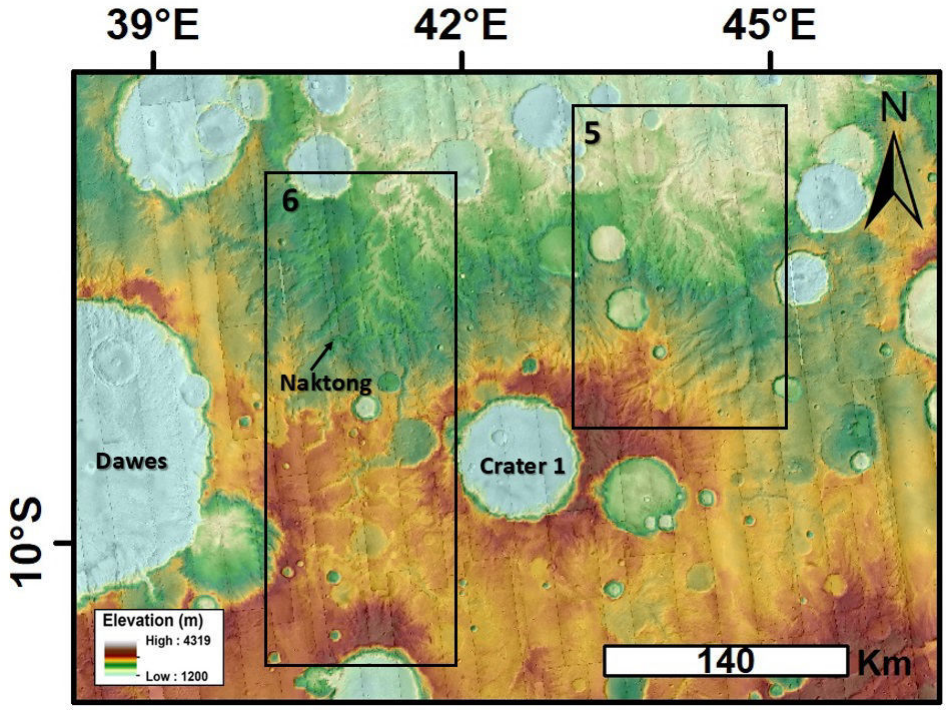


FIGURE 5.16 – Zoom sur l'embouchure de Naktong Vallis dans Terra Sabaea. Donnée MOLA drapée sur images CTX. Les différents encadrés noirs représentent les différentes régions où les représentations 3D ont été réalisées.

5.2.3.1 Zone 5

La zone 5 (Fig.5.16) est constituée d'une importante densité de morphologie de vallées ramifiées qui semblent prendre leurs sources sur les hauts plateaux (Fig.5.17a). De la même manière que précédemment, on suppose que ces plateaux ont été englacés grâce à la présence de morphologies glaciaires dans le "Crater 1" situé au Sud-Ouest de la zone. Ces vallées s'étendent vers les altitudes les plus basses ($<$ 2000 m). À ces altitudes, le système de vallées devient plus complexe, en effet, les vallées de hautes altitudes convergent plus bas vers une seule grande vallée (Fig.5.17b). Cette vallée est alimentée par de nombreuses ramifications

provenant elles-mêmes du plateau supposé englacé. Puis, lorsque ces vallées s'étendent à des altitudes < 1500 m, elles rejoignent le système fluviatile plus complexe qu'est Naktong Vallis.

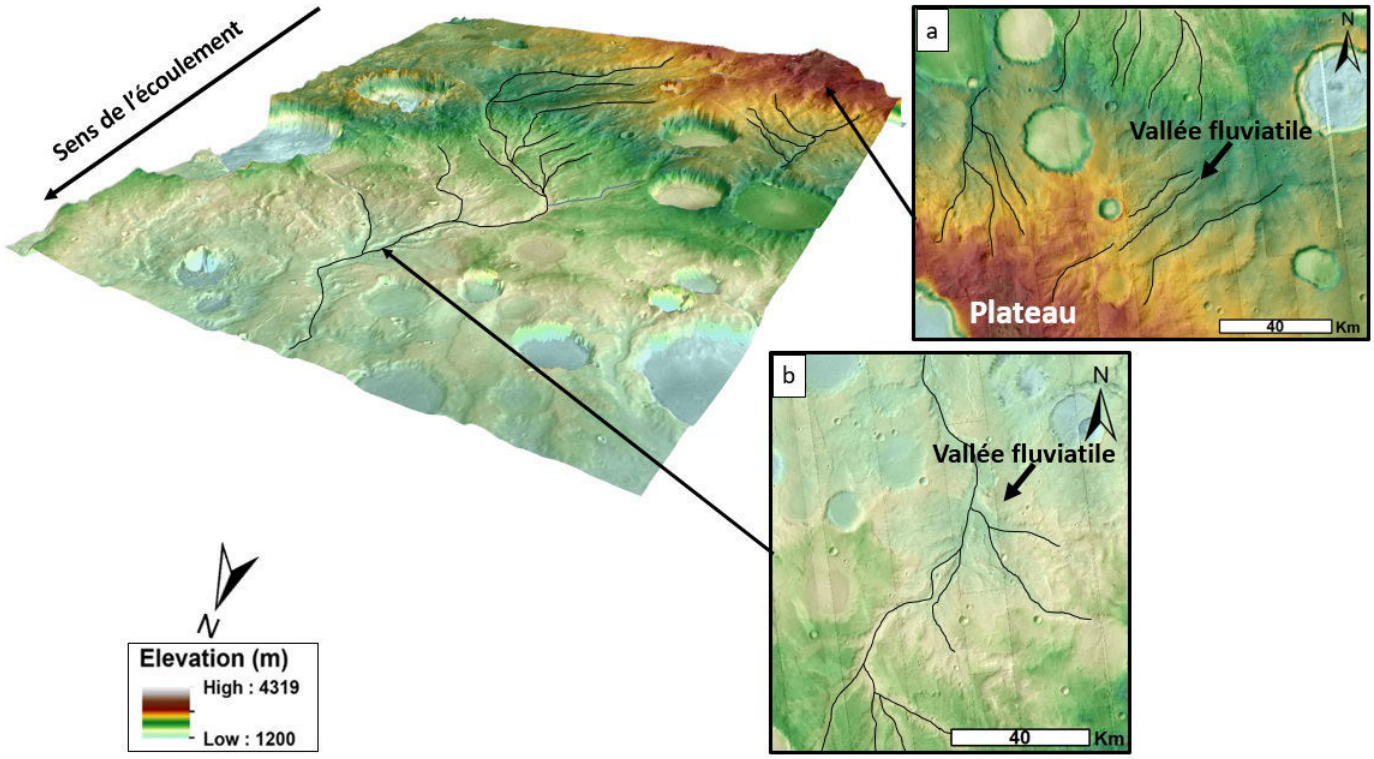


FIGURE 5.17 – Reconstitution 3D de la région 5.(a) et (b) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 5. Relief x3. Les traits représentent les vallées principales.

5.2.3.2 Zone 6

La zone 6 (Fig.5.16) est située entre le cratère Dawes à l'Ouest et le "Crater 1" à l'Est présentant tous les deux des paysages glaciaires. Cette zone présente un système de vallées prenant leurs sources à haute altitude, sur les plateaux supposés englacés (Fig.5.18). Il est possible de suivre morphologiquement ces vallées lorsque l'on se dirige vers les altitudes les plus basses. En effet, ces vallées suivent les lignes de plus grandes pentes et convergent vers un OBL possédant une entrée en amont provenant directement des hauts plateaux et un exutoire en aval. La vallée formant cet exutoire s'étend le long de la pente et est alimentée par différentes ramifications qui proviennent également des hauts plateaux. Puis cette vallée se jette elle-même dans un second OBL et constitue donc son entrée (Fig.5.18a). En aval de cet OBL, l'exutoire est directement relié avec l'embouchure de Naktong Vallis (Fig.5.18b). En effet la vallée constituée d'une seule ramification est connectée avec un système beaucoup plus complexe composé de nombreuses ramifications. Ainsi cette région

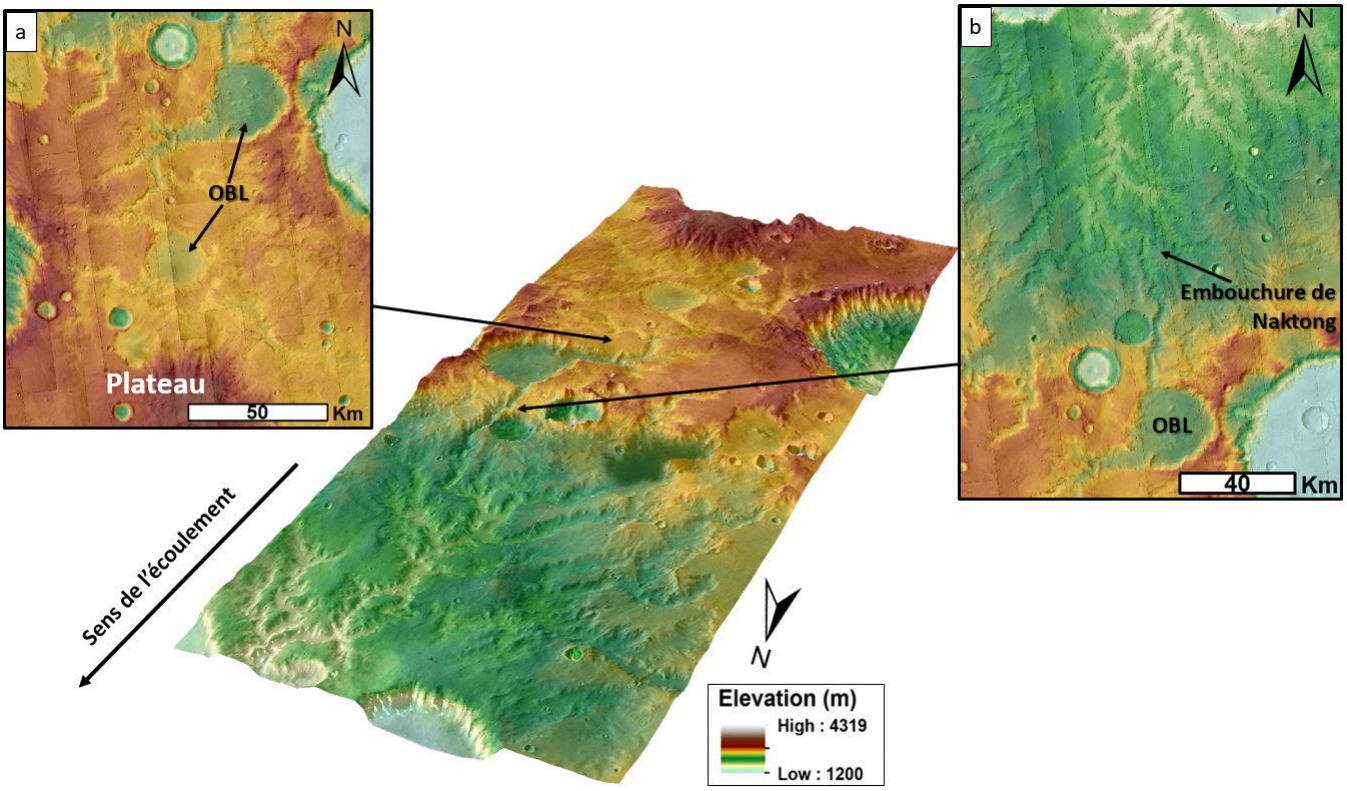


FIGURE 5.18 – Reconstitution 3D de la région 6. (a) et (b) sont des images CTX des zones d'intérêt présentes dans la zone 6. Relief x3. Une vue plus détaillé de cette zone est présentée à la fig.5.20

est constituée de deux OBL, qui constituent un système de chaîne de lacs reliés en amont aux hauts plateaux supposés englacés et à l'embouchure de Naktong Vallis en aval. Il est donc possible dans cette zone de voir une connexion hydrologique entre les vallées supposées glaciaires en amont et Naktong en aval.

5.2.4 Zone d : Un possible paysage fluvioglaciaire ?

Parmi l'ensemble des paysages glaciaires identifiés, la zone d (Fig.5.4) se démarque par sa structure et par le fait qu'il s'agisse du seul cratère d'impact où l'on peut retrouver à la fois des morphologies glaciaires et fluviatiles. En effet, les vallées glaciaires sont situées sur les remparts les plus pentés du cratère et les morphologies fluviatiles sont situés sur la zone de replat très peu penté ($< 1°$, représentée par l'encadré noir de la fig.5.19a et b). Ces vallées fluviatiles s'étendent de l'Ouest vers l'Est, vers le centre du cratère, c'est à dire des remparts où nous avons pu identifier des vallées glaciaires jusqu'à la bordure de ce replat (Fig.5.19b). Sur Terre il est possible d'identifier des morphologies de vallées en tresses, avec une connexion hydrologique avec les glaciers, qui s'étendent sur des régions relativement plates appelées plaines fluvio-glaciaires. Ce paysage composé de chenaux en tresse, de vallées glaciaires et d'une zone plate constitue un paysage fluvioglaciaire (Fig.5.19c, Chapitre II, section 2.2.5). De ce fait, il est possible de supposer que la zone de replat dans le

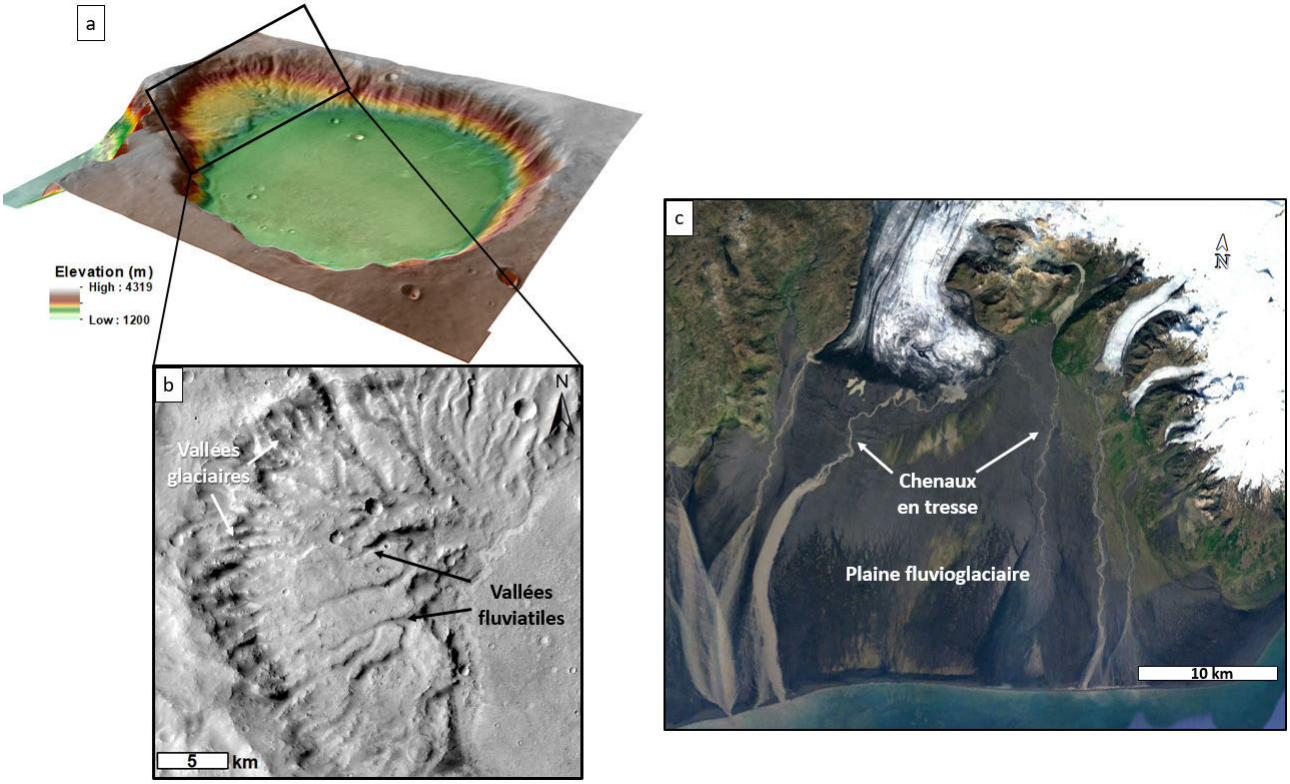


FIGURE 5.19 – Comparaison entre un paysage fluvioglaciaire terrestre et un paysage fluvioglaciaire supposé dans la zone b. (a) Reconstitution 3D de la zone d (MOLA drapé sur THEMIS), l'encadré noir montre le zoom en (b). Crédit : Image CTX). (c) Un paysage fluvioglaciaire en Islande (Google earth)

cratère d'impact de la zone d est une plaine fluvio-glaciaires. De plus, il est possible de remarquer que la rupture topographique entre la zone de replat et le fond du cratère est assez franche. Si l'on considère que le cratère était rempli d'eau et constituait un lac comme nous l'avons suggéré précédement, les vallées fluviatiles se seraient directement jetées dans ce dernier permettant d'expliquer ainsi cette rupture franche. Ainsi ce replat pourrait être le seul modelé de dépôts relique, attestant d'une ancienne activité glaciaire et d'une coexistence de l'eau et la glace. Néanmoins, les morphologies de vallées fluviatiles observées n'ont pas l'aspect en tresse normalement caractéristique d'un paysage fluvio-glaciaires. Afin de confirmer l'origine fluvioglaciaire de ce cratère, il faudrait étudier l'évolution d'un chenal en tresse au cours du temps sur Terre et le comparer avec les morphologies observées aujourd'hui sur Mars.

5.2.5 Synthèse : Un système spatialement continu, du glaciaire au fluviatile

L'analyse en 3D de ces différentes régions a permis de mettre en évidence la présence d'un paysage glaciaire relié spatialement avec des paysages fluviatiles. En effet, il est possible sur les hauts plateaux de retrouver de nombreux cratères d'impact où les vallées présentes sur leurs remparts ont été identifiées comme étant des

vallées glaciaires. Ces vallées proviennent toutes des hauts plateaux (> 3000 m) entourant les cratères. Ces régions de plateaux possèdent des caractéristiques morphométriques similaires à des régions où la présence d'une ancienne calotte de glace a été identifiée. Sur les pentes plus douces entourant ces plateaux, il est possible de trouver la présence de vallées qui ont été identifiées comme vallées fluviatiles (Fig.5.12 ; Fig.5.13 ; Fig.5.20). Ces vallées prennent leurs sources des plus hautes altitudes et s'étendent le long de la pente vers les altitudes les plus basses (Fig.5.14 ; Fig.5.20). En plus d'être reliées par ces hauts plateaux, les vallées peuvent être reliées par endroit par la présence d'OBL. Ces OBL, qu'ils soient isolés ou reliés en chaîne, sont également alimentés par des vallées provenant des hauts plateaux et leurs exutoires sont eux-mêmes reliés à un système de vallées plus complexe. C'est le cas de la zone 6 où les OBL sont directement reliés en aval avec l'embouchure de Naktong Vallis (Fig.5.20). Il est donc possible d'observer une connexion hydrologique entre les vallées glaciaires et fluviatles qui semblent appartenir au même bassin versant et possèdent une source commune : les hauts plateaux englacés.

Comment expliquer la connexion hydrologique entre les vallées glaciaires et fluviatiles ? Les âges des deux types de vallées sont similaires (Fig.4.58), alors il est possible que lors des changements de températures entrainés par une activité saisonnière ou de plus grandes ampleurs avec la variation des paramètres orbitaux, cette glace aurait fondu et alimenté des chenaux de fonte avec une structure relativement simple, c'est-à-dire ne présentant pas de nombreuses ramifications (Fig.5.21). Sur Terre, ces chenaux fluvio-glaciaires sont typiquement en tresse et ont peu de ramifications et de sinuosité. Ces chenaux de fonte peuvent : (1) s'étendre vers les altitudes les plus basses sans jamais rejoindre des systèmes plus complexes et ainsi former des possibles bassins internes. (2) Rejoindre des systèmes plus complexes tels que des vallées ramifiées de plus grandes dimensions ou encore des OBL qui sont eux-mêmes connectés aux vallées ramifiées complexes en aval comme l'embouchure de Naktong Vallis (Fig.5.21). Ces arguments témoignent donc que les paysages glaciaires et fluviatiles présents à la fin du Noachien/début Hespérien sont reliés spatialement. Ces deux paysages sont donc continus spatialement et forment un paysage glaciaire et fluviatile qui a forgé les terrains que nous observons aujourd'hui (Fig.5.20).

Après avoir comparé ce paysage martien avec un paysage terrestre dans la section suivante, il sera question de discuter des différentes conditions climatiques et des différentes histoires possibles ayant pu aboutir à ce paysage où la glace et l'eau liquide semblent être intimement liées.

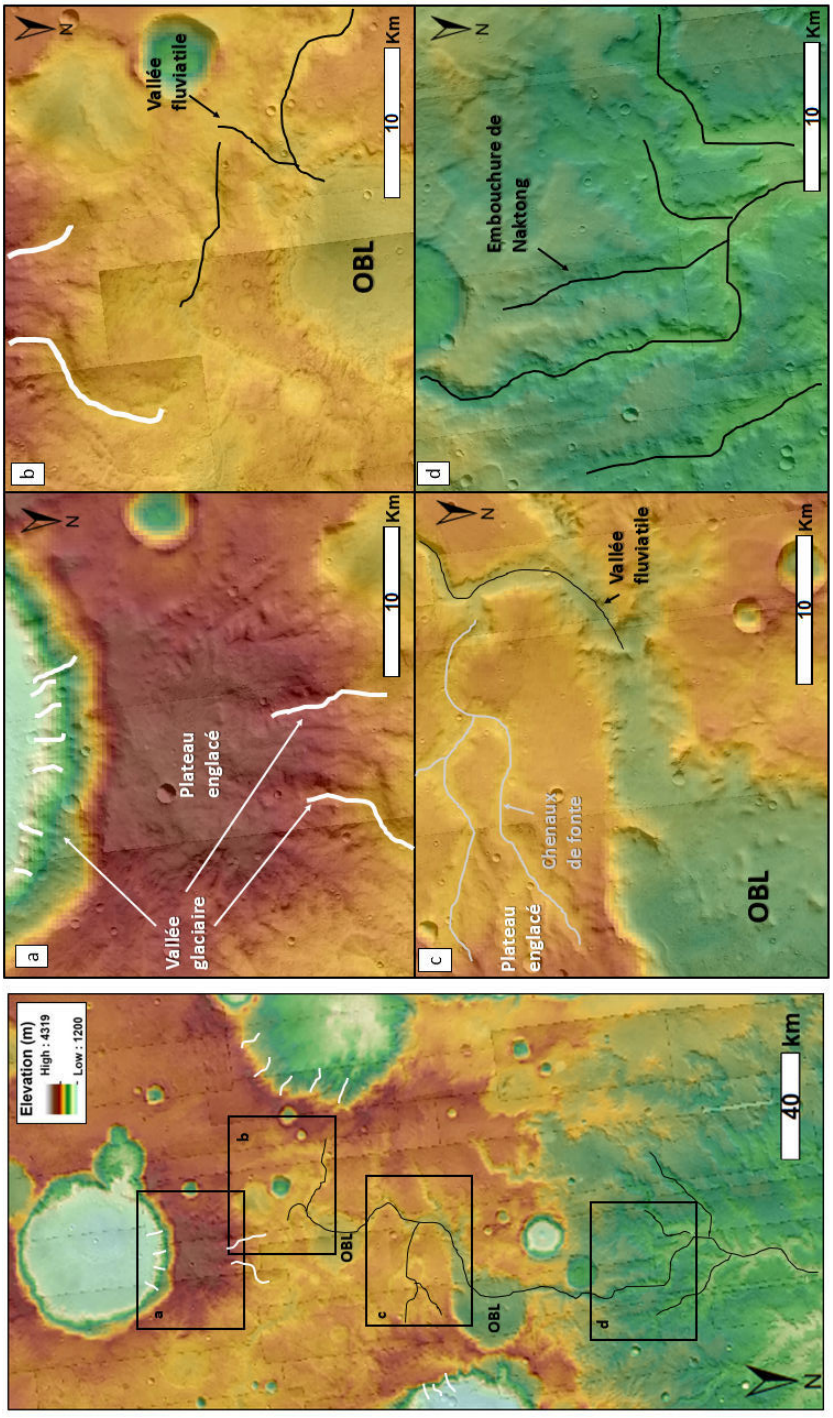


FIGURE 5.20 – Lien spatial continu entre les glaciers de hautes altitudes et les réseaux fluviatiles de plus basses altitudes. (a) Les paysages englacés de hautes altitudes sont reliés avec des morphologies de vallées fluviatiles et des chenaux de fontes (b) et (c). Ces vallées que l'on peut suivre le long de la pente ont un exutoire commun qui consitue l'embouchure de Naktong (d).

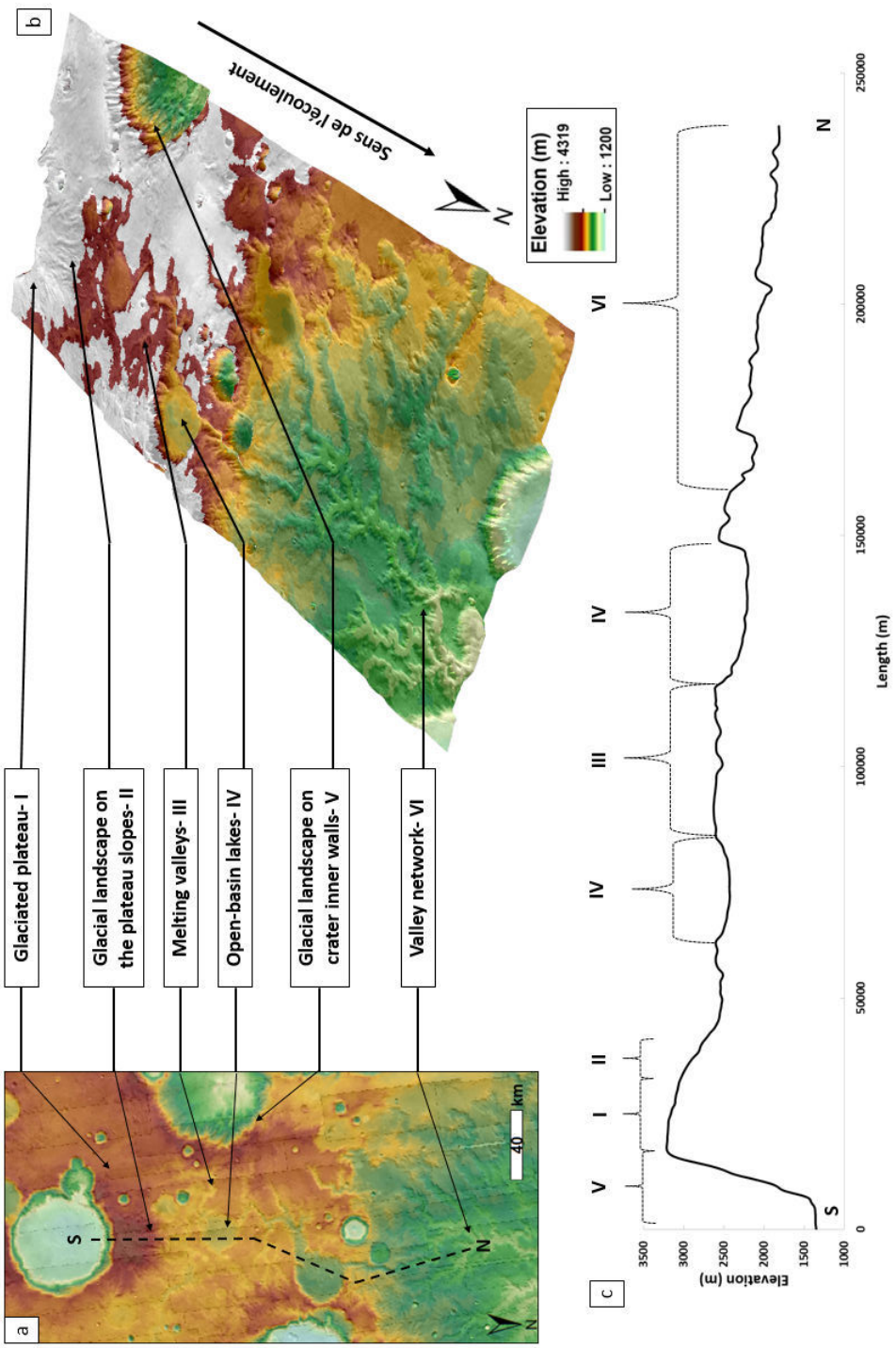


FIGURE 5.21 – Reconstitution 3D reconstituant l'environnement de l'embouchure de Naktong Vallis il y a 3,6 Ga. (a) Images CTX et altitude MOLA de la région. (b) Extrapolation en 3D de la topographie drapé avec l'imagerie THEMIS. Les régions blanches sont la distribution supposée de la glace à haute altitude. (c) Profil N-S de la région montrant les différentes morphologies identifiées dans le paysage.

5.3 Comparaison avec la Terre : la Nouvelle-Zélande

5.3.1 Des paysages comparables

Les différentes preuves apportées par l'analyse des morphologies de Terra Sabaea semblent indiquer que Terra Sabaea était, il y a 3,6 Ga, une région où un paysage glaciaire continu aurait forgé les terrains que nous observons aujourd'hui. Ce paysage est possiblement lié avec des écoulements d'eau de surface ayant abouti à la formation de vallées fluviatiles sur les pentes les plus douces. Pour vérifier si les interactions entre la glace et l'eau, telles que nous le proposons dans la section précédente, sont possibles, nous allons dans cette section comparer la région de Terra Sabaea avec une région terrestre qui présente des marqueurs de glaciations anciennes et actuelles.

Nous avons décidé de comparer notre région martienne avec la Nouvelle-Zélande. Ce pays présente des empreintes de glaciations Quaternaires très bien préservées dans son paysage (Barrell, 2011). Les preuves des anciennes glaciations ont été démontrées grâce à l'étude des dépôts morainiques qui se situent au front des glaciers actuels et s'étendent plus loin dans les terres ce qui témoigne de l'avancée maximale des glaciers. En couplant ces dépôts de moraines avec les morphologies de vallées et la répartition des bassins versants (Barrell, 2011) a pu reconstruire l'histoire glaciologique de la région. Les nombreuses études sur ces morphologies (Suggate, 1990; Ehlers and Gibbard, 2004; Suggate and Almond, 2005; Ehlers, 2011) a permi à Barrell (2011) de reconstituer une carte de l'extension maximale des glaciers en Nouvelle-Zélande entre le Pléistocène moyen et supérieur (Fig.5.22a). Les Alpes du Sud en Nouvelle-Zélande présentent donc des preuves de 3 stades de glaciation. (1) Marqueurs de la glaciation actuelle avec des glaciers actifs (2) des marqueurs de phase de transition où le paysage glaciaire et l'eau liquide sont en interaction et (3) des paysages autrefois englacés où il n'y a plus de glace aujourd'hui, mais présente des preuves d'anciennes glaciations. Le paysage glaciaire de la Nouvelle-Zélande est donc continu puisqu'il est possible d'observer directement ces trois stades. Ainsi, il sera question dans cette partie de comparer notre région d'étude dans Terra Sabaea avec la Nouvelle-Zélande qui semble être un bon analogue avec Mars de par la présence de ces 3 stades de glaciation. Étudier l'évolution des paysages en Nouvelle-Zélande permet de mieux comprendre l'évolution du paysage sur Mars et ainsi nous donner des indications sur le paléoclimat il y a 3,6 Ga.

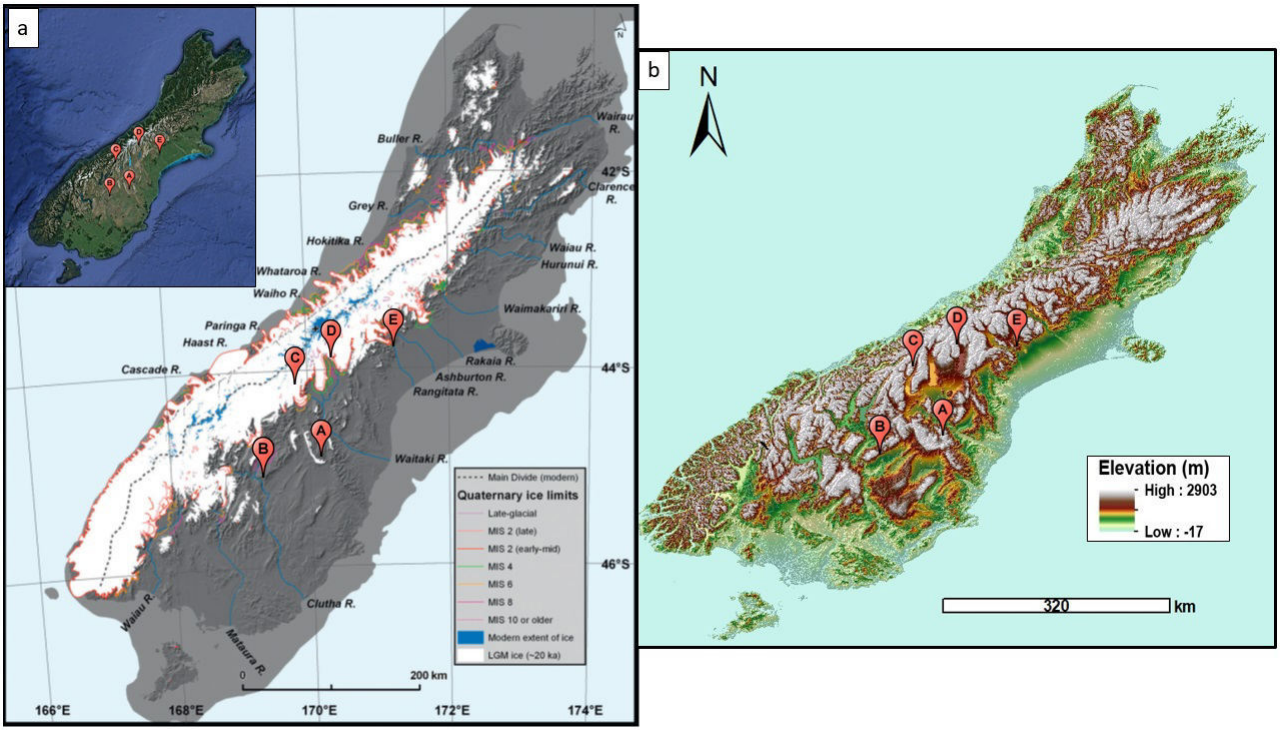


FIGURE 5.22 – La Nouvelle-Zélande. (a) Carte de l'extension maximale des glaciers. Modifié de Barrell (2011). (b) Carte de la topographie actuelle de la Nouvelle-Zélande à partir des données topographiques Global 30Arc-Second Elevation (GTOPO30) avec une résolution de 1km/pixel. Les différentes punaises montrent les localisations des zones qui serviront de comparaison.

L'étude des images satellites via Google Earth semble montrer que la Nouvelle-Zélande possède des morphologies similaires avec la région de Terra Sabaea. La localisation de ces morphologies est représentée par les punaises rouges de la figure 5.22. Les points A, B, D et E sont situés dans des régions aujourd'hui déglacées, mais qui étaient englacées au Pléistocène, seul le point C est situé dans une région actuellement englacée.

5.3.1.1 Vallées et cirques glaciaires

L'analyse morphométrique a révélé que Terra Sabaea a été forgé par des processus d'érosion glaciaire aboutissant à la formation de vallées surmontées ou non par un cirque glaciaire (Fig.5.23a). Ces morphologies martiennes présentent des morphologies communes avec le paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande dont le paysage a fortement été marqué par des processus d'érosion glaciaire (Fig.5.23b ; Suggate (1990)). Ainsi, que cela soit sur Terre ou sur Mars, il est possible de retrouver deux types de morphologies similaires qui semblent être toutes deux d'origine glaciaire. (1) Le premier est le plus commun, que ce soit dans Terra Sabaea ou en Nouvelle-Zélande, il s'agit des vallées et des cirques glaciaires (Fig.5.23). Ces paysages sont principalement situés sur les flancs des montagnes et sont souvent subparrallèles entre eux (Fig.5.23). Les paysages glaciaires de Terra Sabaea possèdent les mêmes propriétés à l'exception du fait qu'ils soient situés sur les fortes pentes des cratères d'impact.

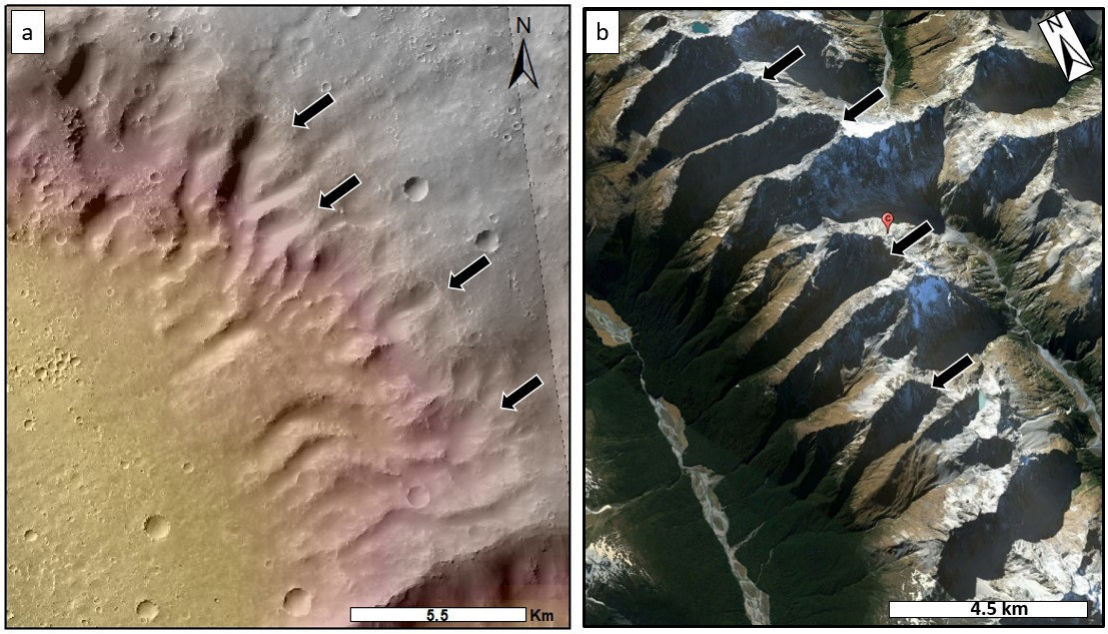


FIGURE 5.23 – Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées et cirques glaciaires dans Terra Sabaea et (b) Paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande (localisation C). Les flèches noires indiquent les vallées et cirques glaciaires.

(2) Les deuxièmes morphologies observées sont bien moins communes que ce soit en Nouvelle-Zélande ou dans Terra Sabaea. En effet, il a été possible d'identifier qu'une seule fois cette structure dans l'ensemble de Terra Sabaea ou en Nouvelle-Zélande (Fig.5.24). Cette morphologie a les mêmes propriétés que les paysages glaciaires, c'est-à-dire des cirques glaciaires qui surmontent des vallées glaciaires. La seule différence réside dans la distribution de la morphologie. En effet, au lieu d'être parallèle, les cirques et les vallées convergent tous dans la même direction, c'est-à-dire vers un point de plus basse altitude. Ainsi, le paysage glaciaire de Terra Sabaea est similaire au paysage glaciaire de la Nouvelle-Zélande. Cette comparaison semble confirmer le fait que, tout comme la Nouvelle-Zélande, Terra Sabaea a été façonnée par des processus d'érosion glaciaire.

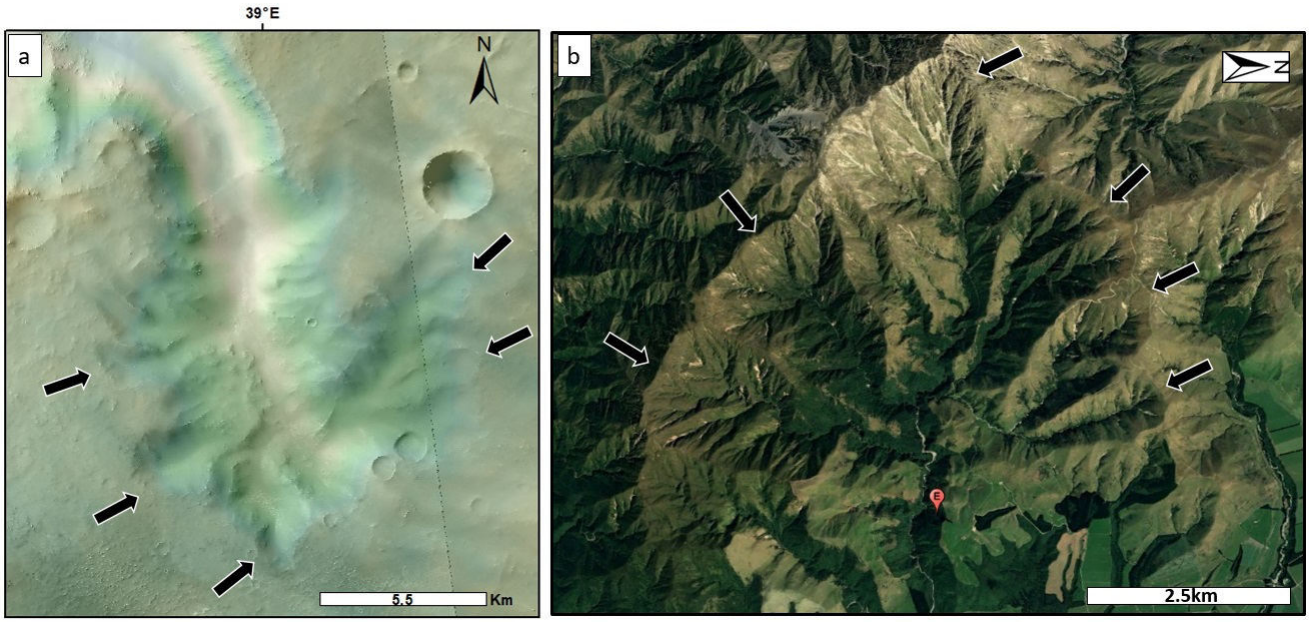


FIGURE 5.24 – Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées et cirques glaciaires dans le cratère Dawes et (b) Paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande (localisation E). Les flèches noires indiquent les cirques glaciaires.

5.3.1.2 Chenaux de fonte et vallées ramifiées

Comme indiqué précédemment, la région de Terra Sabaea présente sur ces plaines inter-cratères des vallées ramifiées qui prennent leurs sources sur les plus hautes altitudes (Fig.5.25a ; Fig.5.26a). Ces vallées ont des caractéristiques morphologiques similaires aux vallées fluviatiles en Nouvelle-Zélande. Ces vallées proviennent des hautes altitudes qui étaient autrefois englacées (Fig.5.25b ; Fig.5.26b). Ces vallées suivent les pentes douces et s'étendent sur plusieurs dizaines de kilomètres. Les ramifications en amont, souvent composées d'une seule branche, se rejoignent en aval pour former un seul et unique exutoire (Fig.5.25b ; Fig.5.26b). La source de ces vallées est la fonte de la glace lors des épisodes de fontes annuelles et, à plus grande échelle, les cycles de glaciations/déglaciations (Barrell, 2011; Ehlers and Gibbard, 2004). Les similarités morphologiques entre les différentes planètes suggèrent que les processus aboutissant à la formation de ces morphologies étaient les mêmes, c'est-à-dire une ou des glaciations successives associées à des épisodes où l'eau liquide pouvait être stable pendant suffisamment longtemps pour former les vallées.

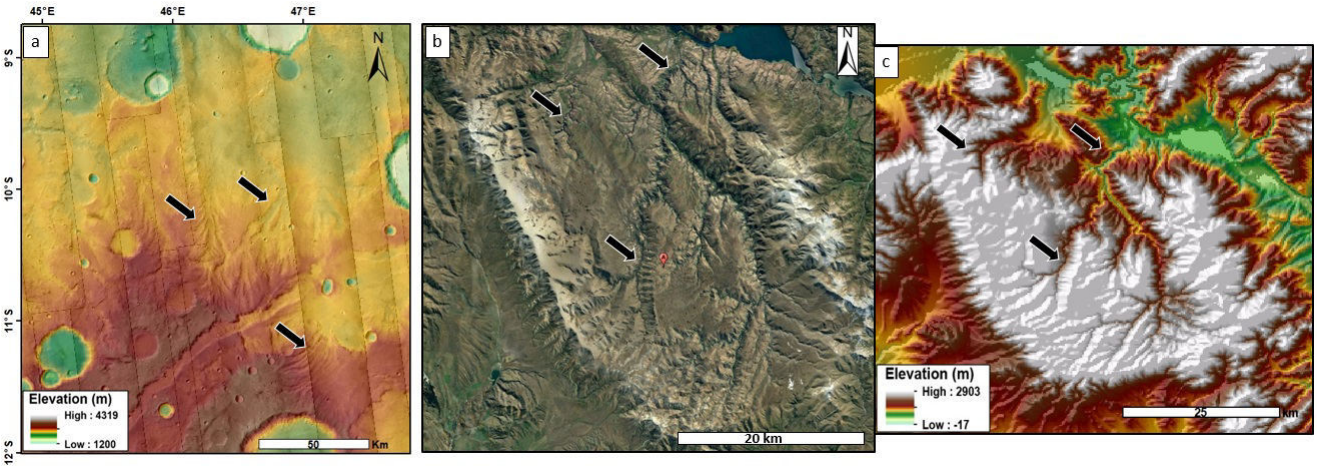


FIGURE 5.25 – Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées fluviatiles partant des hauts plateaux dans Terra Sabaea et (b) Paysage déglacé en Nouvelle-Zélande et (c) le MNT associé (localisation A). Les flèches noires indiquent les vallées.

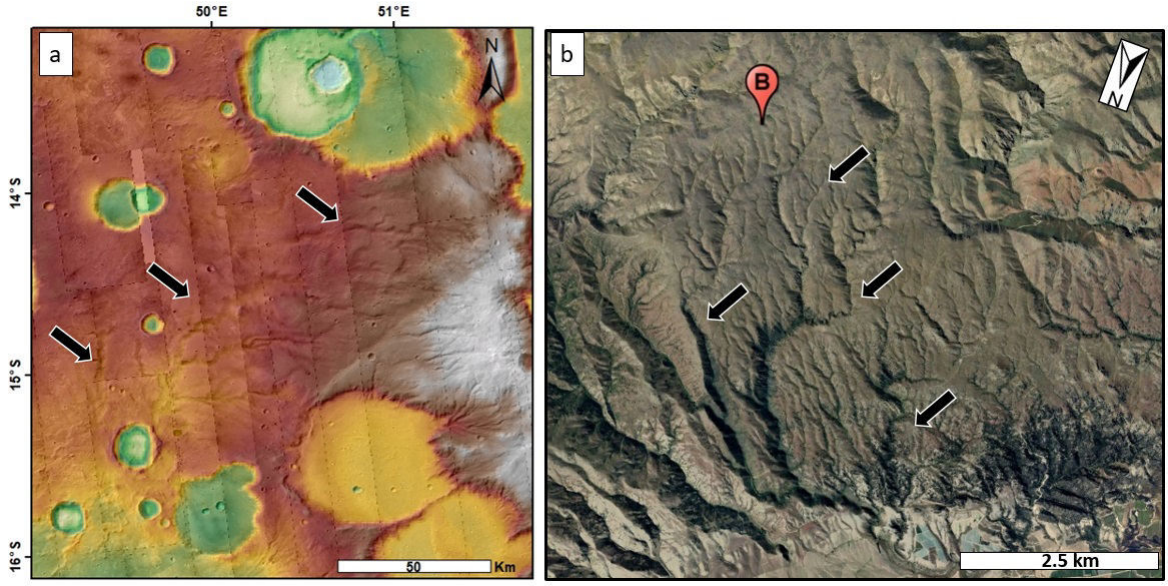


FIGURE 5.26 – Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées fluviatiles partant des hauts plateaux dans Terra Sabaea et (b) Paysage glaciaire en Nouvelle-Zélande (localisation B). Les flèches noires indiquent les vallées.

5.3.1.3 Bassins intérieurs

La répartition des vallées ramifiées à la surface de Terra Sabaea nous a permis d'émettre l'hypothèse

que des bassins internes auraient pu se former à la surface de Terra Sabaea il y a 3,6 Ga (Fig. 5.27a). La Nouvelle-Zélande présente, aussi bien dans les régions englacées que déglacées, des morphologies de vallées qui convergent vers les altitudes les plus basses pour former des bassins internes (Fig. 5.27b, c). Dans les régions aujourd'hui englacées, la fonte des glaciers associée à la convergence des vallées peuvent former des lacs. Terra Sabaea est aujourd'hui totalement déglacée, mais il est quand même possible d'observer des vallées reliques, inactives, qu'il est possible de suivre des plus hautes altitudes jusqu'aux zones de topographie plus basses où il devient impossible de les suivre (Fig. 5.27a). Ainsi, tout comme la région de la Nouvelle-Zélande, la région de Terra Sabaea semble présenter des marqueurs morphologiques témoignant de possibles bassins intérieurs et/ou lacs à la surface.

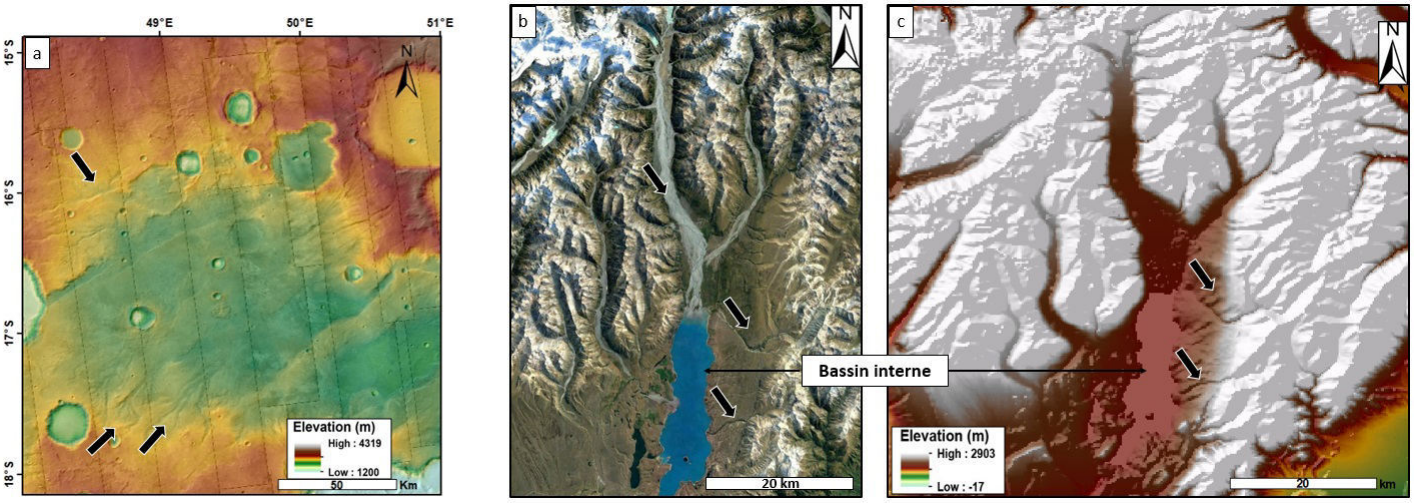


FIGURE 5.27 – Comparaison Mars/Terre. (a) Vallées fluviatiles partant des hauts plateaux dans Terra Sabaea et se jetant dans un potentiel bassin, (b) Paysage de Nouvelle-Zélande présentant un bassin interne et (c) le MNT associé (localisation D). Les flèches noires indiquent les vallées.

5.3.2 Différence entre les paysages glaciaires martiens et terrestres

5.3.2.1 Dynamique des dépôts glaciaires dans les cratères d'impact

Les paysages glaciaires martiens, à savoir les vallées et cirques glaciaires sont situés majoritairement sur les remparts internes des cratères d'impact contrairement à la Terre où ces morphologies glaciaires sont localisées sur les pentes et sommets des reliefs. Les cratères d'impact constituent donc des environnements topographiques favorables à la création de vallées glaciaires (Fig.5.28).

Cette différence montre que sur Mars, les interactions entre la répartition de la glace en surface, la topographie et l'atmosphère sont différentes par rapport à la Terre. Fastook et al. (2008) ont simulé les dynamiques atmosphériques entre la surface et l'atmosphère dans des conditions noachiennes (obliquité $\simeq 45°$,

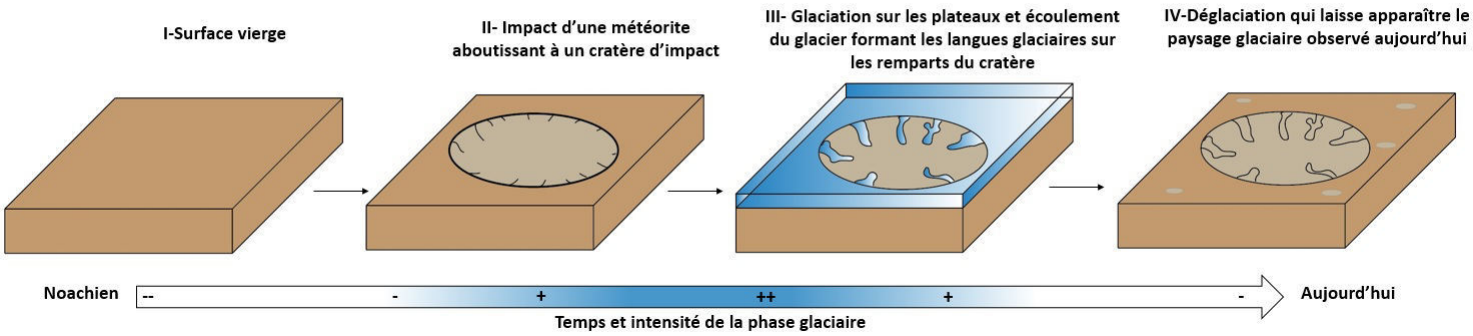


FIGURE 5.28 – Blocs diagramme illustrant la mise en place des paysages glaciaires observés dans les cratères d'impact.

et un Soleil plus jeune). Ils indiquent que le taux de sublimation de la glace décroît moins rapidement que le taux d'accumulation avec l'augmentation de l'altitude. Ils ont donc pu estimer le gradient vertical de température (4°C/km) ainsi que le bilan de masse annuel de la glace (Fig.5.29). Ainsi, les glaciers martiens seraient plus susceptibles de se former et de se développer dans des dépressions et sur des pentes plutôt que sur les sommets des reliefs (Fastook et al., 2008). Selon ce modèle, la glace va avoir plus tendance à s'accumuler dans les altitudes les plus basses comme sur les flancs des cratères d'impact. Madeleine et al. (2009) ont estimé une accumulation de glace qui peut atteindre 10 à 20 mm/an, formant un dépôt glaciaire régional de 500 à 1000 m d'épaisseur en 100 000 ans. Cette estimation a été réalisée dans les conditions Amazoniennes, elle n'est donc pas directement représentative de notre cas d'étude, mais elle nous donne un ordre de grandeur du dépôt de glace passé.

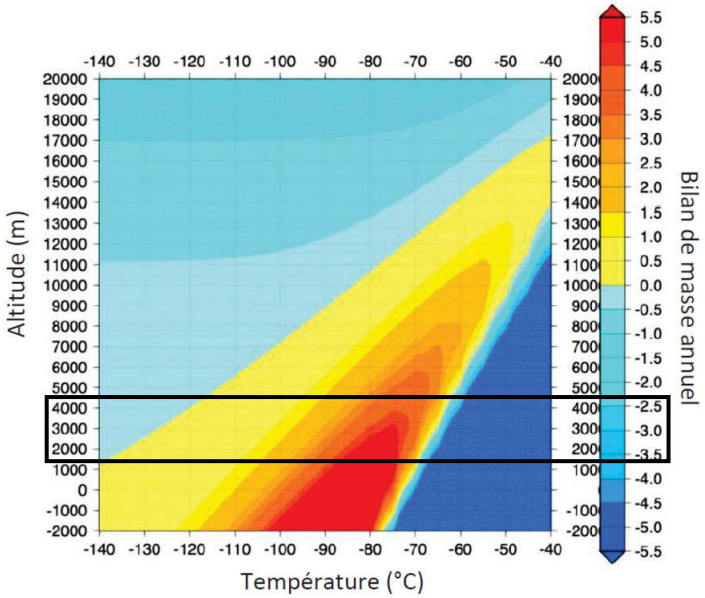


FIGURE 5.29 – Bilan annuel de masse de la glace en fonction de la température de base et l'altitude (Fastook et al., 2008). L'encadré noir correspond à la gamme d'altitudes où l'on retrouve les paysages glaciaires dans Terra Sabaea.

Bien que le modèle de Fastook et al. (2008) permet d'expliquer la distribution des vallées glaciaires dans les cratères d'impact, il ne permet pas d'expliquer les morphologies fluviatiles qui sont liées à des modelés glaciaires. En effet, ils indiquent que la sublimation est le processus principal dans la disparition des glaciers. Or, nous avons montré que l'eau et la glace semblent avoir coexisté dans un paysage glaciaire et fluviatile génétiquement liés. Nos observations sont appuyées par le modèle climatique de Palumbo et al. (2018) qui prédit une fonte saisonnière de glace pendant des augmentations annuelles de température liées aux saisons (Fig.5.30), dans une atmosphère de CO_2 et des températures annuelles moyennes d'environ 225 K. Même si la fonte annuelle est faible (entre 0 et 0,5 mm/an), ce modèle indique que des conditions climatiques favorables à la coexistence de l'eau et de la glace sont possibles. Il indique également que cette fonte serait suffisante pour former les réseaux de vallées si elle se produit pendant plus de 10 000 ans (Palumbo et al., 2018; Kite, 2019). Nos observations pourraient permettre d'affiner les conditions limites du modèle tel que la ELA qui est fixé à 1000 m et que nous avons estimée à 2550 m (Bouquety et al., 2019b). Néanmoins, cette eau de fonte pourrait expliquer la répartition étendue, mais non uniforme des marqueurs hydrologiques de surface comme les vallées fluviatiles et la présence de minéraux hydratés dans les terrains Noachiens (Gulick, 1993; Bibring et al., 2006).

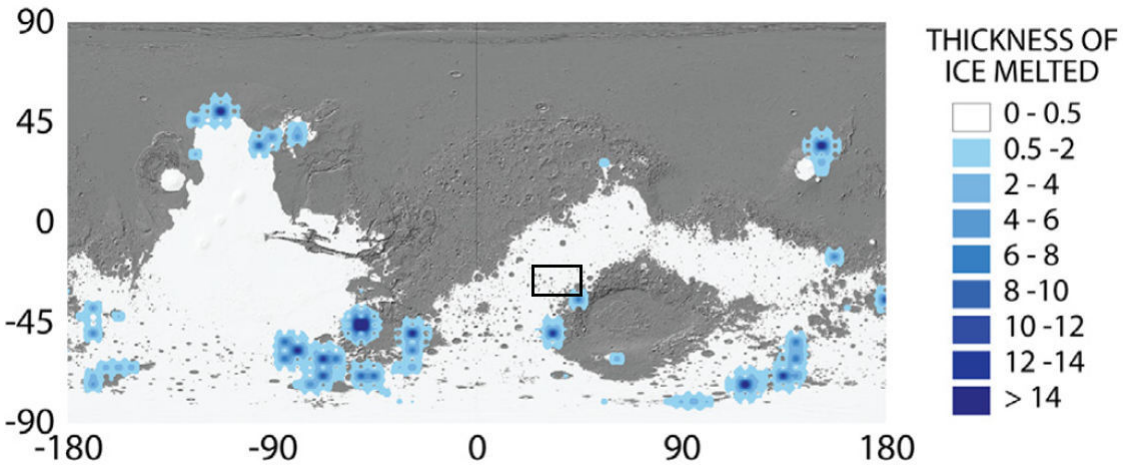


FIGURE 5.30 – Épaisseur de fonte de la glace en mm/an avec une obliquité de 45° et une pression de 1 bar dans une atmosphère de CO_2. L'encadré noir représente notre zone d'étude. Modifié de Palumbo et al. (2018)

Ces différents modèles appuient nos observations sur la continuité génétique du paysage et ouvrent une nouvelle perspective dans la dynamique des glaciers dans les cratères d'impact au Noachien. En effet, l'eau liquide liée à la fonte de la glace pourrait être capable de former les réseaux de vallées ramifiées sur les plaines intercratères, mais il n'est pas possible de retrouver ce type de morphologie dans le fond des cratères. Ainsi, la fonte des glaciers sur les cratères auraient pu entraîner une accumulation d'eau liquide dans les cratères d'impact formant des lacs de cratère où les glaciers pourraient se jeter et former des glaciers de piedmont.

5.3.2.2 Absence de modelés de dépôts

Contrairement à la Terre, où les anciennes glaciations sont majoritairement identifiées grâce aux modelés de dépôts, il n'est pas possible de retrouver dans notre zone d'étude des marqueurs morphologiques de ce type de modelés. L'ancienne glaciation dans Terra Sabaea a été identifiée grâce aux modelés d'érosions constitués de vallées glaciaires et de cirques glaciaires. Ainsi, on peut se demander pourquoi il n'existe pas de modelés de dépôts malgré les évidences morphologiques attestant d'une ancienne glaciation. Il est possible de proposer 4 hypothèses pour tenter d'expliquer cette absence :

(1) les modelés de dépôts tels que les moraines sont principalement composées de fragments de roches hétérogranulométriques formant un sédiment meuble, ce qui les rend facilement érodables. Ainsi, il est possible, et même probable, que des dépôts morainiques se soient déposés lorsque les mécanismes d'érosion du glacier étaient encore actifs puis qu'ils aient été érodés par la suite par des processus tels que les impacts de météorites, l'érosion éolienne ou recouverte par du remplissage par du matériel de dépôts tapissant le fond du cratère au cours du temps. Les processus glaciaires sont datés aux alentours de 3,6 Ga, ainsi les modelés de dépôts, s'ils ont existé auraient été soumis et exposé pendant plusieurs centaines de millions d'années à des processus d'érosions qui aboutiraient à l'érosion totale de ces modelés.

(2) Les modelés de dépôts n'auraient pas existé. Sur Terre les modelés de dépôts proviennent de l'érosion des glaciers à base chaude (Chapitre II, section 2.2.2.4). N'ayant pas les arguments nécessaires pour définir

le régime thermique des glaciers sur Mars, il faut prendre en considération les deux cas de régime thermique. Sur Terre, le glacier Meserve en Antarctique est un glacier à base froide qui a formé une vallée glaciaire, normalement caractéristique d'un glacier à base chaude (Cuffey et al., 2000). Ainsi, les modelés de dépôts caractéristiques d'un glacier à base chaude n'ont pas été retrouvés. Il serait donc possible d'expliquer l'absence de modelés de dépôts dans notre région d'étude par le fait que les glaciers à l'origine des paysages glaciaires observés auraient été à base froide, ne permettant donc pas la formation de modelés de dépôts.

(3) L'érosion des modelés de dépôts par un apport d'eau. Comme indiqué dans la section précédente, l'eau liquide et la glace semblent avoir coexisté à la surface de Mars au Noachien. De ce fait, il est possible de supposer que des poches d'eau liquide auraient pu se former à l'intérieur du glacier. Sur Terre, ce phénomène est appelé une débacle glaciaire. Lorsque ces poches d'eau sont libérées par la fonte du glacier, la brusque libération d'eau liquide, qui s'écoule le long de la pente aurait pu venir éroder en partie ou en totalité les modelés de dépôts comme les moraines qui ne sont que très peu consolidées.

(4) Les modelés ne dépôts n'ont pas pu se former. Pour ce scénario, il faut partir de l'hypothèse que les cratères d'impact présentant des vallées glaciaires sur leurs remparts internes étaient remplis d'eau et constituaient des lacs. De ce fait, il est possible de supposer que les glaciers se jetaient directement dans cette étendue d'eau rendant impossible la consolidation des matériaux charriés par le glacier et la formation de modelés de dépôts.

5.3.3 Synthèse de la comparaison

La comparaison entre la région de Terra Sabaea et la Nouvelle-Zélande a permis de mettre en évidence plusieurs similarités morphologiques. Le paysage glaciaire de la Nouvelle-Zélande est composé de cirques glaciaires et vallées glaciaires connecté à un système hydrologique composé de chenaux de fonte, de vallées ramifiées et de lacs. Ce paysage est similaire aux différentes morphologies observées dans Terra Sabaea et identifié comme étant des paysages glaciaires composés de cirques, vallées glaciaires, calottes et des réseaux ramifiés provenant des plus hauts plateaux. Les deux paysages sont donc très similaires de par la morphométrie des structures, mais également de par les liens spatiaux entre les différents modelés. En Nouvelle-Zélande, les glaciations actuelles et passées ont abouti à un dépôt de glace régionale sur les plus hautes altitudes. Cette glace est la source des vallées glaciaires retrouvées sur les pentes fortes des reliefs. Dans les régions où la pente est plus faible, cette glace a fondu permettant à l'eau liquide de former des vallées fluviatiles qui s'étendent vers les altitudes les plus basses. Ces vallées se connectent en aval entre elles afin de former des réservoirs d'eau liquide interne et/ou rejoignent des réseaux hydrographiques plus vastes afin de finalement rejoindre la mer. Ce système continu mêlant une dynamique glaciaire et fluviatile est similaire à la région de Terra Sabaea. En effet, l'ensemble des morphologies glaciaires et fluviatiles identifiées dans Terra Sabaea suivent le même lien génétique comme nous l'avons montré dans la partie précédente (Fig.5.21, Fig.5.20). Ainsi, ces similarités confirment que Terra Sabaea était englacé et formait un paysage glaciaire continu il y a 3,6 Ga.

5.4 Paléoclimat il y a 3,6 Ga

5.4.1 Chronologie des évènements glaciaires et fluviatiles

L'ensemble des preuves morphométriques apportées grâce aux mesures des zones étudiées, les discussions

sur les morphologies et les différentes comparaisons avec des régions terrestres (Chamonix, Cantal, plateau Tibétain et la Nouvelle-Zélande) nous a permis de démontrer que Terra Sabaea était, il y 3,6 Ga, une zone avec une histoire glaciologique complexe où l'eau liquide et la glace semblent être liées génétiquement dans un paysage glaciaire et fluviatile spatialement continu. Les différentes vallées et morphologies sont restées, depuis 3,6 Ga, relativement figées sur les hauts plateaux de l'hémisphère Sud et sont représentatives de la fin de l'activité du système érosif régnant sur Terra Sabaea à l'époque. Néanmoins, plusieurs hypothèses peuvent expliquer la distribution des morphologies observées. Bien que les preuves indiquent que l'eau liquide et la glace ont joué un rôle dans la formation des terrains, il reste à déterminer la chronologie des évènements. Il sera donc question dans cette section de passer en revue les différents scénarios possibles pour la formation des paysages que nous observons aujourd'hui. Trois hypothèses principales sont possibles : (1) le système était initialement fluviatile puis il devenu glaciaire. (2) Le système était initialement glaciaire puis il est devenu fluviatile. (3) L'eau et la glace ont coexisté dans un système fluvio-glaciaire.

5.4.1.1 Fluviatile puis glaciaire

Plaçons-nous dans l'hypothèse où le paysage de Terra Sabaea a d'abord été dominé par un système d'érosion fluviatile puis dans un second temps par une érosion glaciaire. Dans ce cas de figure, il faut supposer que le climat qui régnait sur Terra Sabaea il y 3,6 Ga était dominé par d'importantes quantités de précipitations de pluie et/ou de neige sur les plus hauts sommets, mais qu'il ne permettait pas la formation de glace à haute altitude à cause par des températures trop élevées. Dans cette hypothèse, l'eau aurait ruisselé à la surface afin de former les morphologies de vallées fluviatiles que nous observons aujourd'hui. Ces vallées sont retrouvées jusqu'à des altitudes de 3500 m (chapitre IV, section 5.1 ; Fig.5.31). Puis un refroidissement global se produit, dû à des variations des paramètres orbitaux par exemple, ce qui aurait entraîné une glaciation. La glace se serait donc formée, suite aux précipitations neigeuses, sur les plus hauts plateaux à une altitude $>$ 2500 m selon l'estimation de la ELA (elevation line altitude, Bouquety et al., 2019b). La mise en place de calottes locales sur les hauts plateaux aurait entraîné la formation des vallées glaciaires que nous observons sur les remparts des cratères, en reprenant les vallées incisées par l'érosion fluviatile. La formation de ces calottes aurait aussi entraîné l'abrasion des plus hauts plateaux, comme c'est le cas sur Terre, effaçant ainsi les morphologies de vallées fluviatiles présentes. Toutefois, quelques observations semblent contredire ce scénario. Des morphologies fluviatiles sont présentes à des altitudes $>$ 2500 m, c'est à dire au-dessus de l'altitude où la glace est censée s'être déposée et s'accumuler. Si le système fluviatile était le système qui dominait avant la glaciation, les deux types de vallées devraient donc être distribués en fonction de l'altitude : les vallées glaciaires au-dessus d'une altitude limite et en dessous que des morphologies fluviatiles. Ce n'est pas ce qui est observé, en effet nous avons montré qu'il n'y a pas de vallées fluviatiles à hautes altitudes (Fig.5.31). Ainsi, il semblerait que cette chronologie ne soit pas représentative de l'histoire de Terra Sabaea il y a 3,6 Ga.

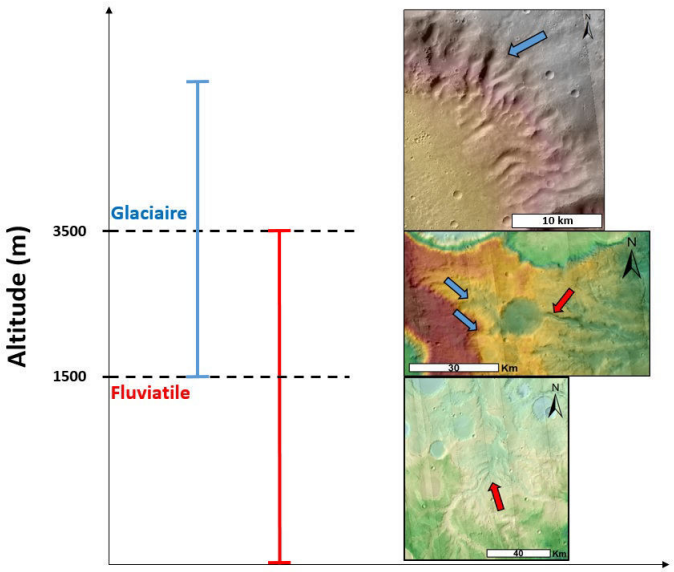


FIGURE 5.31 – Répartition des paysages glaciaires et fluviatiles en fonction de l'altitude avec les morphologies associées. Les flèches bleues et rouges représentent respectivement les vallées glaciaires et fluviatiles.

5.4.1.2 Glaciaire puis fluviatile

La seconde hypothèse serait celle d'un paysage dominé dans un premier temps par une activité glaciaire puis par un système fluviatile. Dans cette hypothèse, la glace se serait d'abord déposée sur les plus hautes altitudes créant ainsi des plateaux englacés par la présence de calottes locales. Ces calottes de plateaux seraient à l'origine des morphologies de vallées et cirques glaciaires que l'on a pu retrouver sur les pentes des cratères d'impact préexistants. Cette hypothèse peut expliquer la distribution des plateaux et des vallées glaciaires que nous observons aujourd'hui. Puis, lors d'un réchauffement global, cette glace aurait fondu, l'eau liquide en résultant aurait formé les morphologies de vallées fluviatiles que l'on observe sur les pentes les plus douces partant des hauts plateaux. Deux scénarios sont ici possibles. (a) Les changements climatiques entraînant la fonte de la glace se seraient fait de manière brusque, c'est-à-dire que l'eau maintenue sous forme de glace dans les calottes se serait écoulée de manière catastrophique, sous la forme de débacles glaciaires et (b) la transition climatique s'est faite de manière plus douce permettant ainsi à l'eau et la glace de coexister. Au cours de l'exploration des terrains de Terra Sabaea, aucune morphologie témoignant de brusques libérations d'eau telle que les "outflow channels". Ainsi le scénario (a) ne semble pas cohérent avec les preuves morphologiques de la région où l'eau et la glace semblent avoir coexisté.

5.4.1.3 Coexistence eau et glace

La troisième hypothèse est un scénario où l'eau et la glace auraient coexisté. Pour les raisons indiquées dans le scénario (1), la glace a dû dans un premier temps se déposer sur les hauts plateaux formant des calottes de plateaux régionales à l'origine des paysages glaciaires dans les cratères d'impact, mais également à l'origine des vallées fluviatiles sur les pentes les plus douces aux alentours des plateaux. L'origine de cette

eau liquide pourrait être la fonte saisonnière de la glace, permettant ainsi à l'eau de ruisseler à la surface afin de former les morphologies ramifiées complexes que nous observons aujourd'hui. Cette hypothèse semble être la plus cohérente avec les différentes propriétés des vallées. En effet, le fait que l'on retrouve des vallées fluviatiles et glaciaires géographiquement proches indique que l'altitude n'est pas un facteur déterminant quant au régime érosif des vallées (Fig.5.13). Néanmoins, il existe une altitude limite en dessous de laquelle on ne retrouve pas de morphologie glaciaire et une altitude limite au-dessus de laquelle on ne retrouve pas de morphologie fluviatile.

En dessous de 1500 m d'altitude (Fig.5.31), on ne retrouve pas de morphologies glaciaires, à l'exception de quelques cas de longues vallées glaciaires dans le cratère Dawes qui se terminent à une altitude de 1300 m. La source de ces vallées glaciaires, qu'elles soient originaires d'un cirque ou d'une calotte, est toujours située au-dessus de cette limite des 1500 m. Au-dessus de 3500 m d'altitude (Fig.5.31), il n'est pas possible de retrouver des morphologies fluviatiles, au-dessus de cette altitude, on retrouve principalement la source des vallées glaciaires et les zones de plateaux où étaient les calottes. Entre 1500 et 3500 m d'altitude (Fig.5.31), on retrouve des morphologies fluviatiles sur les pentes douces ($< 3°$) et des morphologies glaciaires sur les pentes les plus fortes ($> 10°$). Il existe donc un intervalle de 2 kilomètres où l'eau et la glace ont pu exister. La précision des méthodes de datations réalisées au cours de cette thèse ne permet pas de différencier l'âge des morphologies fluviatiles des morphologies glaciaires. Nous ne pouvons donc pas utiliser l'âge des terrains pour trancher cette hypothèse (Chapitre IV, Fig.4.58). Néanmoins, les arguments morphologiques pourraient permettre de répondre à cette question.

Le premier argument est la localisation des sources des vallées qu'elles soient glaciaires ou fluviatiles. Quelle que soit l'origine érosive de la vallée, les vallées glaciaires et fluviatiles prennent leurs sources sur les plus hauts plateaux supposés englacés. Les vallées se différencient ensuite en fonction de la pente (discuté dans la section 5.4.2). Ayant une source commune, et ne dépendant pas de l'altitude, la glace des plateaux a pu soit glisser sur les plus grandes pentes afin de former les morphologies glaciaires où l'eau de fonte en provenance de la glace aurait ruisselé sur les pentes douces afin de former les morphologies fluviatiles. Si l'eau et la glace n'avaient pas coexisté, il n'aurait pas été possible de trouver à la même altitude les deux types de vallées. En effet, si l'un des deux agents érosifs avait été dominant par rapport à l'autre il aurait été possible de retrouver une homogénéité dans le type de vallée en fonction de l'altitude (soit uniquement glaciaire ou uniquement fluviatile). Or la région de Terra Sabaea présente une gamme d'altitudes, entre 1500 m et 3500 m, où il est possible de retrouver les deux types de vallées (Fig.5.31).

Le deuxième argument provient de la morphométrie des "radiating valleys". Ces vallées présentent une morphologie glaciaire en amont et fluviatile en aval. La morphologie de ces vallées est progressive et relativement continue, c'est-à-dire qu'il est possible de suivre la transition morphologique entre la tendance glaciaire et fluviatile le long des vallées (Fig.5.32).

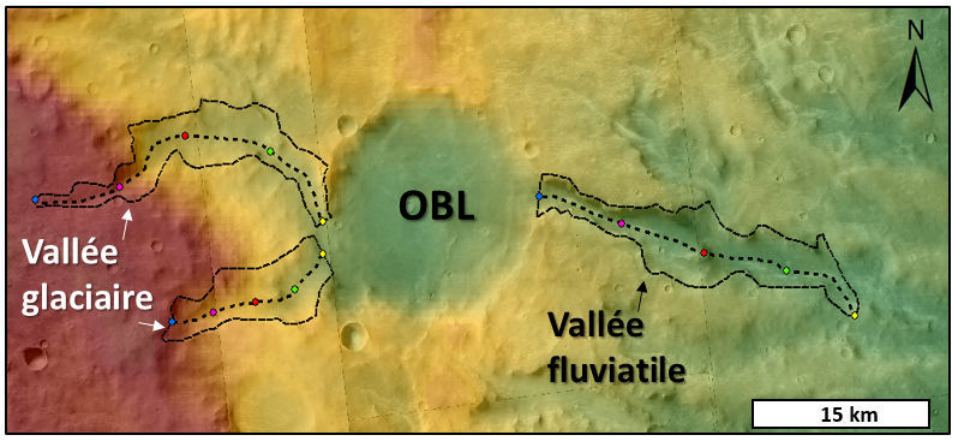


FIGURE 5.32 – Evolution des vallées glaciaires en amont de l'OBL vers une vallée fluviatile en aval.

Il n'y a pas de changement brutal dans leurs morphologies, c'est-à-dire que les largeurs, pentes et remparts sont continus. Si l'eau et la glace n'avaient pas coexisté, la morphologie des vallées aurait été marquée par la brusque libération d'eau engendrée par la fonte brutale de la calotte. Ce n'est pas ce qui est observé. À l'inverse, si l'eau et la glace ont coexisté, on peut supposer que les langues glaciaires en provenance des hauts plateaux auraient rempli les vallées jusqu'au changement de morphologie, puis une fonte progressive de la glace aurait liberée de l'eau liquide forgeant la morphologie fluviatile observée en aval. Cette fonte progressive peut être engendrée par la fonte saisonnière ou par des changements des paramètres orbitaux modifiant la stabilité de la glace. De la même manière, la continuité du paysage, démontrée dans la section 5.2 de ce chapitre, indique que les processus d'érosion glaciaire et fluviatile ont pu être concomitants. En effet, afin de faire des morphologies de vallées fluviatiles sur Mars Kite (2019) a estimé que l'eau a dû ruisseler à la surface de manière relativement continue pendant une période $>$ 10 000 ans dans un climat semi-aride. Ainsi une grande quantité d'eau devait être disponible, cette eau devait probablement provenir des calottes de glace des hauts plateaux. La glace devait donc fondre en continu libérant ainsi de l'eau liquide permettant la formation des morphologies fluviatiles. Selon nos observations, cette eau liquide devait soit s'accumuler dans des hypothétiques bassins internes, remplir les open bassin-lake et/ou rejoindre des systèmes fluviatiles plus complexes en aval comme Naktong Vallis. Enfin, la similarité des morphologies observées avec plusieurs régions glaciaires sur Terre où l'eau et la glace coexistent est un argument supplémentaire qui indique que ces deux états de l'eau auraient pu coexister.

Ce troisième scénario est le plus cohérent avec les différentes preuves morphologiques que nous avons récoltées. Ainsi, nous proposons que la région de Terra Sabaea fût à la fin du Noachien/ début Hespérien une région similaire aux hauts plateaux englacés terrestres. Des calottes auraient couvert localement les régions des plus hauts plateaux servant de source aux morphologies glaciaires, mais également aux morphologies fluviatiles. Comme discuté dans Bouquety et al. (2019) et Bouquety et al. (2019b), ces calottes de glaces auraient pu fondre de manière épisodique lors des changements de saisons comme le propose le modèle de Palumbo et al. (2018) (Fig.5.33). Néanmoins, les arguments morphologiques ne permettent pas de définir s'il y a eu une ou plusieurs phases de glaciation. Sur Terre, cette information est obtenue à partir de la

datation des modelés de dépôts et la distribution des moraines par exemple. Malheureusement, Terra Sabaea ne présente pas ce type de modelés. Nous avons discuté dans la section 5.3.2.2 de l'hypothèse que ces modelés d'érosion ont pu soit être totalement effacés par des processus externes (érosion éolienne, impact de météorite, remplissage, etc.) ou bien n'auraient tout simplement pas existé si le régime thermique de la glace était à base froide (Bouquety et al., 2019b).

5.4.2 Lien entre la pente et le régime thermique du glacier

Comme indiqué précédemment, il semblerait que la pente est corrélée à la répartition des morphologies observées. Les vallées fluviatiles se trouvent sur les pentes les plus douces ($< 3°$) et les vallées glaciaires sur les remparts internes des cratères d'impact qui possèdent des pentes élevées ($> 10°$). Les cratères d'impact semblent donc être des environnements topographiques favorables à la mise en place de vallées glaciaires. Cette différence de répartition des morphologies associées à la pente peut s'expliquer par les différences de régimes thermiques du glacier. Nous proposons que les calottes de glace qui recouvraient les plateaux de hautes altitudes étaient, comme c'est souvent le cas sur Terre, à base froide. Lorsque ces calottes se retrouvent en contact avec les cratères d'impact, les fortes pentes des remparts favoriseraient l'écoulement de la glace le long de ces derniers. Comme c'est le cas sur Terre et sur le plateau tibétain par exemple (chapitre IV, Partie II, section 4.15.3), les fortes pentes augmentent la friction à la base du glacier et entraînent sa fusion formant ainsi des langues glaciaires à base chaude. Ce sont ces langues qui auraient créé les vallées glaciaires marquées dans les cratères d'impact martien. À l'inverse, lorsque la calotte s'étend sur les pentes les plus douces, type glacier de piédmont sur les plaines, il n'y a pas fusion de la base de la calotte qui reste à base froide. Le glacier ne peut donc pas former des modelés d'érosions marqués dans le paysage tel que des vallées glaciaires. Ainsi lors du retrait glaciaire, les vallées glaciaires sont préservées dans les cratères d'impact, et il y a création des morphologies fluviatiles sur les pentes douces suite à la fonte de la calotte lors des augmentations de température. Le régime thermique des calottes aurait donc été contrôlé par la pente créant des glaciers à base chaude sur les fortes pentes des cratères d'impact (> 10 °) et des glaciers à base froide sur les pentes les plus douces ($< 3°$). Comme proposé pour les « radiating valleys », les calottes de glace recouvrant les hauts plateaux de Terra Sabaea auraient été des calottes polythermiques. Cette hypothèse pourrait expliquer la distribution des différentes morphologies en fonction de la pente.

5.4.3 Un paléo cycle de l'eau

La présence de morphologies attestant de la présence d'eau sous forme liquide et sous forme solide indique que l'atmosphère martienne était suffisamment humide pour pouvoir précipiter de l'eau sous forme de neige ou de pluie. Les modèles suggèrent une atmosphère principalement composée de CO_2 et CH_4 avec des zones enrichies en H_2 afin de maintenir l'eau liquide à la surface (Ramirez, 2017; Wordsworth et al., 2017; Ramirez et al., 2019). Avec cette composition atmosphérique, l'ensemble des composants pour former de l'eau H_2O sont disponibles. Ainsi, il est possible de supposer qu'il y avait un cycle de l'eau dans la région de Terra Sabaea similaire au cycle de l'eau terrestre. Les précipitations neigeuses à haute altitude entraînent un dépôt d'une couche de neige sur les plus hauts sommets. Cette neige se compacte ensuite pour former

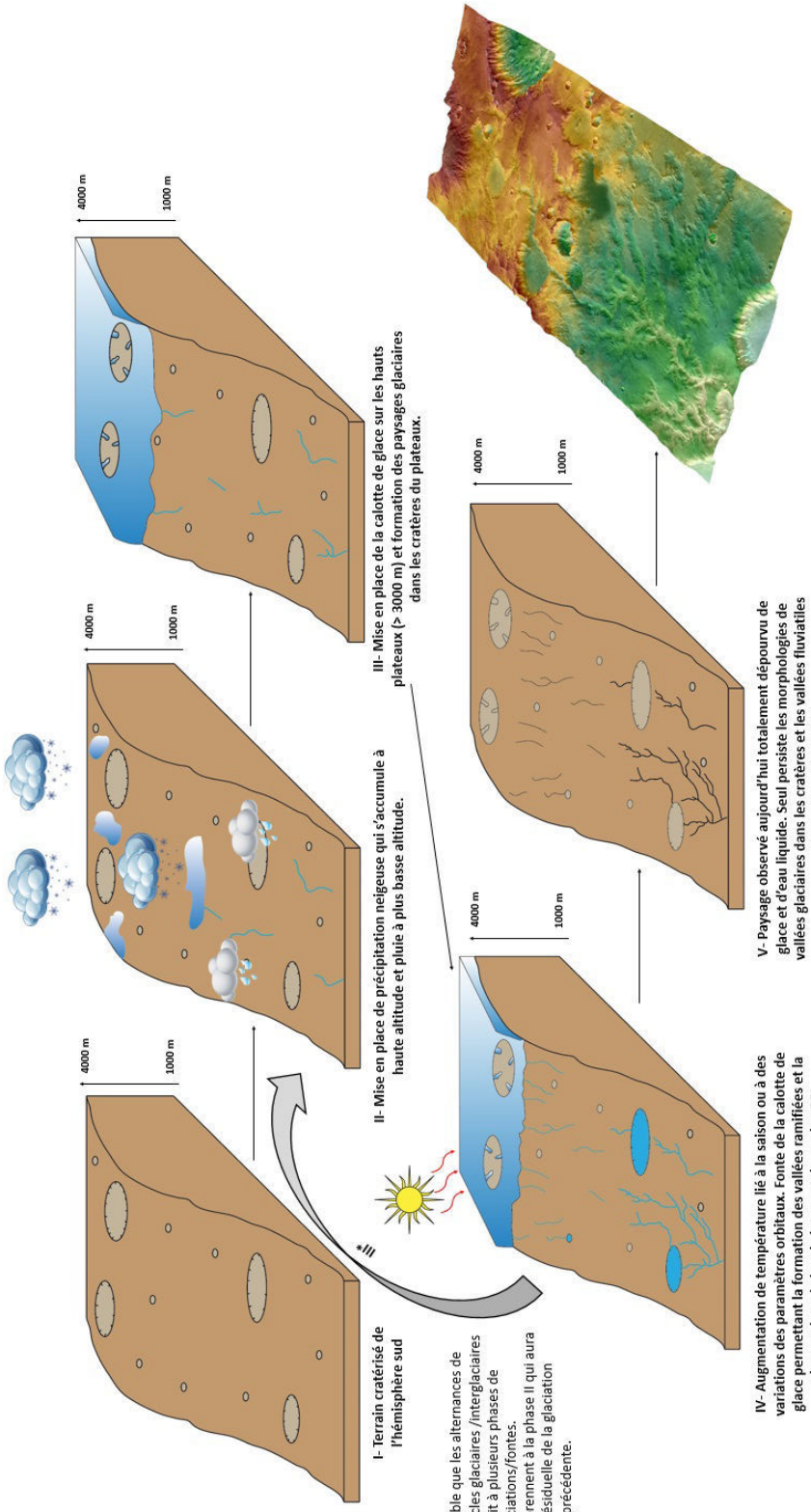


FIGURE 5.33 – Blocs diagramme illustrant le scénario (3) de la section 5.4.1.3.

des glaciers qui tapissaient les régions des hauts plateaux. Suite à des processus de réchauffement locaux tels que le bombardement météoritique (Craddock and Howard, 2002; Golombek et al., 2006), la libération de méthane suite au processus de serpentinisation (Chassefière et al., 2013; Chassefière et al., 2016; Ramirez, 2017), des réchauffements saisonniers (Palumbo et al., 2018) ou des périodes de réchauffement globaux tels que les variations de l'obliquité de Mars (Kite et al., 2017) et/ou un réchauffement provoqué par des éruptions volcaniques (Zolotov and Mironenko, 2016; Ramirez and Craddock, 2018) auraient entraîné une fonte de la glace des hauts plateaux. L'eau liquide en résultant aurait coulé le long des pentes les plus douces pour s'infiltrer dans le sol afin de former les minéraux hydratés (Bibring et al., 2006) et éroder le substrat volcanique martien afin de former les morphologies de vallées ramifiées (Kite, 2019). Piégée dans des bassins internes ou dans les OBL, cette eau se serait évaporée etaurait formé des nuages permettant de nouveau la précipitation de pluie et de neige alimentant les glaciers de haute altitude. Ce cycle de l'eau supposé aurait un cycle temporel relativement court puisqu'il est principalement dépendant des saisons. Les variations orbitales auraient pu entraîner la mise en place de cycle glaciaires/interglaciaires au cours desquels la région de Terra Sabaea était englacée lors des phases glaciaires et déglacée au cours de l'interglaciaire. Il est donc possible de supposer que plusieurs phases de glaciation/déglaciation ont pu avoir lieu. Malheureusement, comme indiqué précédemment, la géomorphologie de surface et la précision des datations ne permettent pas d'identifier des dépôts attestant de plusieurs phases de glaciation.

5.4.4 Synthèse de la discussion

L'ensemble des marqueurs géomorphologiques ainsi que l'interprétation des morphologies permettent de confirmer qu'il y a 3,6 Ga d'année la région de Terra Sabaea était une région où la glace et l'eau étaient intimement liées. La précision des datations réalisées ne permet pas de définir une chronologie précise des évènements à plus petite échelle temporelle. Néanmoins, les preuves morphologiques visibles nous ont permis de discuter de l'origine, la temporalité et l'interaction des différentes morphologies. Ces discussions sont résumées ici en 7 points :

Origine des cirques glaciaires

Sur Terre, les cirques glaciaires se forment préférentiellement dans des dépressions topographiques préexistantes où la glace peut s'accumuler et former le cirque à l'origine de la vallée. L'étude des coefficients allométriques des cirques glaciaires dans les cratères d'impact a permis de proposer que la topographie négative à l'origine des cirques glaciaires étaient d'anciens cratères d'impact présents avant la glaciation(Bouquety et al., 2019).

Le type de glaciers

L'absence de modelés de dépôts rend difficile la détermination du type de glaciation c'est-à-dire glacier à base froide ou chaude. Néanmoins, la présence de preuve morphométrique suggérant la présence d'une an-

cienne calotte de glace avec des vallées glaciaires l'entourant permet d'émettre une hypothèse quant au régime thermique des glaciers. Sur Terre, ce paysage composé d'une calotte et de vallées glaciaires est caractérisé par un régime polythermique. Ainsi les glaciers seraient à base froide sur les régions de hauts plateaux et à base chaude en bordure de la calotte, là où la topographie permet un glissement du glacier formant les vallées en auge caractéristique dans les cratères d'impact (Bouquety et al., 2019b). Néanmoins, il existe des régions sur Terre où des glaciers à base froide peuvent produire des morphologies de vallées glaciaires avec une érosion lente sur une période de temps longue. Ainsi, il est impossible de conclure définitivement sur le type du glacier. Des études d'imagerie à plus haute résolution telle que les HiRISE (25 cm/pixel) pourraient permettre d'identifier des morphologies de dépôts qui nous donneraient des indications sur le régime thermique des glaciers.

Estimation de la ligne d'équilibre des glaces (ELA)

L'étude des "radiating valleys" dans Bouquety et al. (2019b) a permis d'estimer l'altitude limite où la glace est stable. Cette altitude a été déterminée grâce au modèle géométrique deAnderson et al. (2006) à 2550 m. Cette altitude est similaire à la répartition des vallées glaciaires et fluviatiles à la surface de Terra Sabaea.

Différence entre glaciation actuelle et passée

Alors que les glaciations Amazonienne martiennes semblent dépendre de la latitude, la distribution des glaciations anciennes semble dépendre de l'altitude et du régime thermique du glacier controlé par la pente (Bouquety et al., 2019). Au-dessus de 3500 m, seuls des marqueurs liés à la glace ont été identifiés. Entre 3500 et 1500 m, des marqueurs glaciaires et fluviatiles ont pu être identifiés. C'est dans cette fourchette d'altitude que la pente semble jouer un rôle sur les morphologies. Les pentes douces ($< 3°$) présentent des morphologies fluviatiles alors que les pentes les plus fortes ($> 10°$), souvent sur les remparts des cratères d'impact, présentent des morphologies glaciaires. Et enfin en dessous de 1500 m seules des morphologies de vallées fluviatiles ont été identifiées.

Analogies avec les paysages glaciaires terrestres

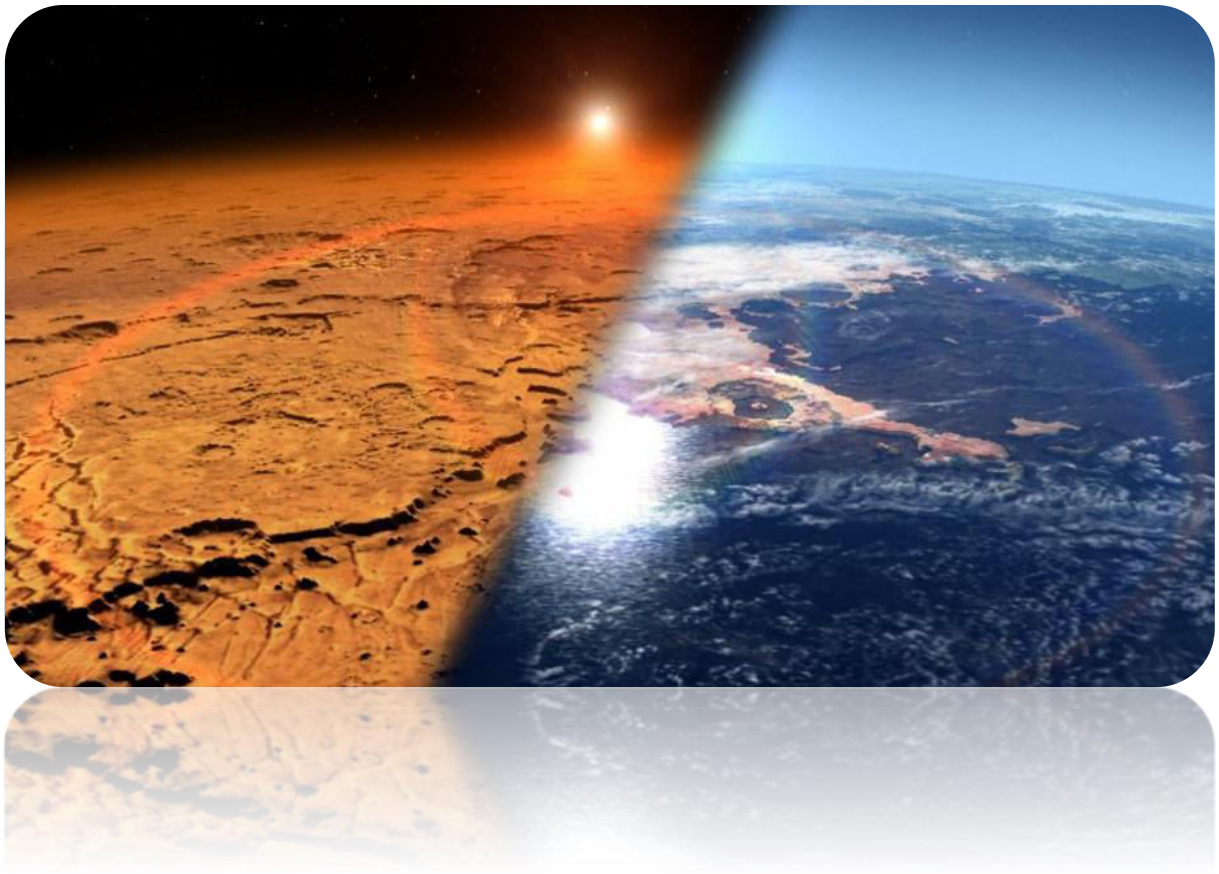
La comparaison entre les morphologies de Terra Sabaea et différentes régions terrestres présentant des marqueurs de glaciations actuelles et/ou passées a permis de mettre en évidence une similarité dans la répartition et la distribution des morphologies glaciaires et fluviatiles.

L'étude de la topographie martienne, notamment grâce à la reconstitution en 3D des terrains martiens, a permis de montrer une continuité entre les paysages glaciaires et fluviatiles identifiés. En effet, il est possible de suivre génétiquement et morphologiquement une vallée de sa source glacée en amont vers l'aval où elle se connecte avec des open-bassins lakes, des bassins internes et des réseaux fluviatiles de plus grande envergure tels que Naktong Vallis. Aujourd'hui l'origine des réseaux ramifiés martiens est toujours débattue. Cette étude avec la continuité des paysages semble indiquer que la fonte de la glace, proposée par SeguraSegura (2002), comme étant un paramètre à prendre en compte dans la formation des vallées ramifiées.

Présence d'un paléo cycle de l'eau dans un climat froid et humide

Les différentes morphologies permettent de supposer qu'un cycle de l'eau similaire au cycle de l'eau terrestre devait avoir lieu dans la région de Terra Sabaea il y a 3,6 Ga. La présence d'un paysage glaciaire associé à un paysage fluviatile montre que le climat régnant sur Terra Sabaea il y a 3,6 Ga devait être relativement froid et humide pour permettre la formation de glace sur les plus hauts plateaux et la stabilité de l'eau liquide à la surface pour former les réseaux de vallées ramifiés. Ces preuves géomorphologiques confirment les modèles de "icy-highland scenario" (Wordsworth et al., 2013; Forget et al., 2013b; Bouley et al., 2016) et le modèle de Palumbo et al. (2018) proposant la fonte épisodique de glace, donc la stabilité de l'eau à la surface dans un Mars globalement froid.

Conclusion et perspectives



Le climat primitif martien fascine la recherche martienne. Identifier avec plus de précisions les conditions primitives martiennes permettrait de contraindre les différents états de l'eau au cours de l'histoire martienne. Aujourd'hui deux hypothèses font débat, la première est celle d'un climat chaud et humide régnant à la surface de Mars à la fin du Noachien/début Hespérien. La deuxième, à l'inverse, semble indiquer que le climat aurait été froid et englacé sur les plus hautes altitudes. Néanmoins, cette deuxième hypothèse est souvent contestée, car contrairement à la présence de marqueur d'eau liquide à la surface de Mars, aucune morphologie de surface attestant d'un climat froid n'avait été identifiée.

Au cours de cette thèse, nous avons étudié de manière morphométrique les structures et morphologies de vallées et têtes de vallées, à la surface de Terra Sabaea qui constitue 1% de la superficie totale de la planète. Ces structures constituent des héritages morphologiques des activités climatiques passées. Afin de caractériser au mieux l'origine érosive de ces structures, nous avons créé une nouvelle méthode d'analyse morphométrique à partir de différentes méthodes terrestres et martiennes. Cette nouvelle méthode permet d'extraire plus de 20 paramètres exploitables par vallée. Il a donc été question de mesurer un maximum de vallées afin d'établir une base de données que nous avons comparée avec des bases de données de vallées terrestres et martiennes. Grâce à cette analyse, il a été possible de mettre en évidence, la présence d'un paysage glaciaire dans la région de Terra Sabaea. Ce paysage est composé de (1) vallées glaciaires liées ou non avec (2) des cirques glaciaires. La source de cette glace semble être (3) des calottes de plateaux locales à des altitudes $>$ 3500 m. Nous avons donc démontré pour la première fois la présence de morphologies glaciaires attestant d'un climat froid il y a 3,6 Ga. Néanmoins, la présence de telles morphologies n'indique pas que l'ensemble de Terra Sabaea était englacé. L'analyse morphométrique a démontré la présence de morphologies fluviatiles géographiquement proche des morphologies glaciaires et souvent à la même altitude, entre 1500 et 3500 m. Cette observation nous a permis de mettre en évidence (4) que la pente était un facteur qui influençait l'état de l'eau. En effet, pour une même altitude, les morphologies fluviatiles sont situées sur les pentes douces ($<$ 3°) alors que les morphologies glaciaires sont situées sur les remparts internes des cratères d'impact présentant une forte pente ($>$ 10°). Cependant (5) l'altitude semble également être un facteur déterminant puisque l'on ne retrouve pas de morphologies glaciaires à des altitudes $<$ 1500 m.

L'analyse des terrains de Terra Sabaea a également mis en évidence (6) qu'il existait un lien génétique entre les morphologies glaciaires de haute altitude et les vallée fluviatile de plus basses altitudes. En effet, il est possible de suivre une vallée qui prend sa source sur les hauts plateaux englacés en amont, jusqu'en aval où elle rejoint des morphologies témoignant d'une activité fluviatile. Cette continuité dans les morphologies glaciaires et fluviatiles permet (7) de mieux définir l'origine des vallées ramifiées, et notamment l'origine de Naktong Vallis, et il semblerait que la fonte des glaces a joué un rôle dans leurs formations. De plus, cette continuité morphologique permet de supposer qu'il existait (8) un cycle de l'eau similaire à la Terre dans la région de Terra Sabaea il y a 3,6 Ga.

Enfin, les données morphologiques semblent trancher le débat du climat primitif martien, en effet (9) la présence de trace de glaciation ancienne valide l'hypothèse de l'« icy-highland » prédit par les modèles. Néanmoins, de par le fait qu'il est possible de retrouver un paysage glaciaire et fluviatile, le climat primitif martien est à nuancer. Considéré comme soit chaud et humide ou froid et sec, il semblerait finalement que le climat était (10) froid et humide avec une forte humidité atmosphérique, permettant la précipitation de neige et de pluie, qui donneraient naissance aux glaciers de plateaux et alimenteraient des vallées fluviatiles.

Perspectives générales

Comme souvent dans le domaine des sciences, la réponse à un problème soulève d'autres questions. La présence de paysages glaciaires liés avec un paysage fluviatile montre donc que le paysage de Terra Sabaea était il y a 3,6 Ga un paysage complexe où l'eau et la glace semblaient coexister. Néanmoins, il n'a pas été possible de définir avec exactitude le type de glacier. De plus, le large éventail de morphologies identifiées au cours de cette thèse illustre le fait qu'un catalogue de morphologies de vallées martiennes plus détaillé est possible. Établir ce catalogue détaillé permettrait de mieux définir à l'échelle régionale, les différentes conditions aboutissant à leurs formations et à l'échelle globale de reconstruire avec plus de précision le climat global primitif de la planète Mars. Enfin, les données morphologiques démontrées au cours de cette thèse pourraient permettre d'affiner les modèles climatiques notamment sur les altitudes de stabilité de la glace et de l'eau liquide et d'expliquer certaines compositions minéralogiques. Ainsi, en couplant les données morphologiques, les modèles climatiques et les compositions de la surface martienne il serait possible de mieux contraindre l'histoire primitive de la planète Mars et, pourquoi pas, faire le lien avec une potentielle vie à la surface de la planète rouge il y a 3,6 Ga...

Bibliographie

Allen, P.A., Etienne, J.L., 2008. Sedimentary challenge to snowball earth. Nature Geoscience 1, 817–825. URL : https://doi.org/10.1038/ngeo355.

Amerson, B.E., Montgomery, D.R., Meyer, G., 2008. Relative size of fluvial and glaciated valleys in central idaho. Geomorphology 93, 537–547. doi :10.1016/j.geomorph.2007.04.001. doi : 10.1016/j.geomorph.2007.04.001.

Anderson, R.S., Molnar, P., Kessler, M.A., 2006. Features of glacial valley profiles simply explained. Journal of Geophysical Research 111. doi :10.1029/2005jf000344. doi : 10.1029/2005jf000344.

Andersson, G., 1998. Genesis of hummocky moraine in the bolmen area, southwestern sweden. Boreas 27, 55–67. doi :10.1111/j.1502-3885.1998.tb00867.x. doi : 10.1111/j.1502-3885.1998.tb00867.x.

Andrews-Hanna, J.C., Phillips, R.J., 2007. Hydrological modeling of outflow channels and chaos regions on mars. Journal of Geophysical Research : Planets 112. doi :10.1029/2006je002881.

Arfstrom, J., Hartmann, W.K., 2005. Martian flow features, moraine-like ridges, and gullies : Terrestrial analogs and interrelationships. Icarus 174, 321–335. doi :10.1016/j.icarus.2004.05.026. doi : 10.1016/j.icarus.2004.05.026.

Augustinus, P.C., 1992. Outlet glacier trough size-drainage area relationships, fiordland, new zealand. Geomorphology 4, 347–361. doi :10.1016/0169-555x(92)90028-m. doi : 10.1016/0169-555x(92)90028-m.

Baker, V.R., 2001. Water and the martian landscape. Nature 412, 228–236. doi :10.1038/35084172. doi : 10.1038/35084172.

Baker, V.R., Strom, R.G., Gulick, V.C., Kargel, J.S., Komatsu, G., Kale, V.S., 1991. Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on mars. Nature 352, 589–594. doi :10.1038/352589a0. doi : 10.1038/352589a0.

Barr, I.D., Spagnolo, M., 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators : Their potential and limitations. Earth-Science Reviews 151, 48–78. doi :10.1016/j.earscirev.2015.10.004. doi : 10.1016/j.earscirev.2015.10.004.

Barrell, D., 2011. Quaternary glaciers of new zealand, in : Developments in Quaternary Sciences. Elsevier, pp. 1047–1064. doi :10.1016/b978-0-444-53447-7.00075-1.

Bartholomew, I., Nienow, P., Sole, A., Mair, D., Cowton, T., King, M., Palmer, S., 2011a. Seasonal variations in greenland ice sheet motion : Inland extent and behaviour at higher elevations. Earth and Planetary Science Letters 307, 271–278. doi :10.1016/j.epsl.2011.04.014.

Bartholomew, I., Nienow, P., Sole, A., Mair, D., Cowton, T., Palmer, S., Wadham, J., 2011b. Supraglacial forcing of subglacial drainage in the ablation zone of the greenland ice sheet. Geophysical Research Letters 38, n/a–n/a. doi :10.1029/2011gl047063.

Batalha, N., Domagal-Goldman, S.D., Ramirez, R., Kasting, J.F., 2015. Testing the early mars h2–CO2 greenhouse hypothesis with a 1-d photochemical model. Icarus 258, 337–349. doi :10.1016/j.icarus.2015.06.016.

Bennett, M., 2011. Glaciers and glaciation by benn, d. i. & evans, d. j. a. Boreas 40, 555–555. doi :10.1111/j.1502-3885.2011.00212.x.

Bennett, M., Glasser, N., 2009. Glacial Geology. John Wiley and Sons Ltd. URL : http://www.ebook.de/de/product/8615116/glacial_geology.html. http ://www.ebook.de/de/product/8615116/glacial$_g$*eology.html.Bennett*, *M.*, *G IceSheetsandLandforms.Wiley.URL* : .

Bibring, J.P., Langevin, Y., Mustard, J.F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., Gondet, B., Mangold, N., Pinet, P., Forget, F., Berthe, M., Bibring, J.P., Gendrin, A., Gomez, C., Gondet, B., Jouglet, D., Poulet, F., Soufflot, A., Vincendon, M., Combes, M., Drossart, P., Encrenaz, T., Fouchet, T., Merchiorri, R., Belluci, G., Altieri, F., Formisano, V., Capaccioni, F., Cerroni, P., Coradini, A., Fonti, S., Korablev, O., Kottsov, V., Ignatiev, N., Moroz, V., Titov, D., Zasova, L., Loiseau, D., Mangold, N., Pinet, P., Doute, S., Schmitt, B., Sotin, C., Hauber, E., Hoffmann, H., Jaumann, R., Keller, U., Arvidson, R., Mustard, J.F., Duxbury, T., Forget, F., and, G.N., 2006. Global mineralogical and aqueous mars history derived from OMEGA/mars express data. Science 312, 400–404. 10.1126/science.1122659. doi : 10.1126/science.1122659.

Boule, M., 1896. La topographie glaciaire en auvergne. Annales de Géographie 5, 277–296. 10.3406/geo.1896.6883.

Bouley, S., Ansan, V., Mangold, N., Masson, P., Neukum, G., 2009. Fluvial morphology of naktong vallis, mars : A late activity with multiple processes. Planetary and Space Science 57, 982–999. 10.1016/j.pss.2009.01.015. doi : 10.1016/j.pss.2009.01.015.

Bouley, S., Baratoux, D., Matsuyama, I., Forget, F., Séjourné, A., Turbet, M., Costard, F., 2016. Late tharsis formation and implications for early mars. Nature 531, 344–347. 10.1038/nature17171. doi : 10.1038/nature17171.

Bouley, S., Craddock, R.A., 2014. Age dates of valley network drainage basins and subbasins within sabae and arabia terrae, mars. Journal of Geophysical Research : Planets 119, 1302–1310. 10.1002/2013je004571. doi : 10.1002/2013JE004571.

Bouquety, A., Sejourne, A., Costard, F., Mercier, D., Bouley, S., 2019. Morphometric evidence of 3.6 ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands : South of terra sabaea. Geomorphology 334, 91–111. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X1930056X, https ://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.022. https ://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.022.

Brennand, T.A., 2000. Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics : inferences from laurentide eskers, canada. Geomorphology 32, 263–293. 10.1016/s0169-555x(99)00100-2. doi : 10.1016/s0169-555x(99)00100-2.

Briner, J., Miller, G., Davis, P., Bierman, P., Caffee, M., 2003. Last glacial maximum ice sheet dynamics in arctic canada inferred from young erratics perched on ancient tors. Quaternary Science Reviews 22, 437–444. 10.1016/s0277-3791(03)00003-9.

Burke, K., 1996. The african plate. South african journal of geology 99, 341–409.

Butcher, F.E., Conway, S.J., Arnold, N.S., 2016. Are the dorsa argentea on mars eskers? Icarus 275, 65–84. 10.1016/j.icarus.2016.03.028. doi :10.1016/j.icarus.2016.03.028.

Cabrol, Grin, 1999. Distribution, classification, and ages of martian impact crater lakes. Icarus 142, 160–172. 10.1006/icar.1999.6191.

Carr, M., 1995. The martian drainage system and the origin of valley networks and fretted channels. Journal of Geophysical Research 100, 7479. 10.1029/95je00260. doi : 10.1029/95je00260.

Carr, M., Malin, M.C., 2000. Meter-scale characteristics of martian channels and valleys. Icarus 146, 366–386. 10.1006/icar.2000.6428. doi : 10.1006/icar.2000.6428.

Carr, M.H., 1979. Formation of martian flood features by release of water from confined aquifers. Journal of Geophysical Research 84, 2995. 10.1029/jb084ib06p02995.

Carr, M.H., Head, J.W., 2010. Geologic history of mars. Earth and Planetary Science Letters 294, 185–203. 10.1016/j.epsl.2009.06.042. doi : 10.1016/j.epsl.2009.06.042.

Cassanelli, J.P., Head, J.W., 2019. Glaciovolcanism in the tharsis volcanic province of mars : Implications for regional geology and hydrology. Planetary and Space Science 169, 45 – 69. `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0032063318303192`, https ://doi.org/10.1016/j.pss.2019.02.006.

Chamberlain, M.A., Boynton, W.V., 2007. Response of martian ground ice to orbit-induced climate change. Journal of Geophysical Research 112. 10.1029/2006je002801.

Chassefière, E., Dartois, E., Herri, J.M., Tian, F., Schmidt, F., Mousis, O., Lakhlifi, A., 2013. CO2–SO2 clathrate hydrate formation on early mars. Icarus 223, 878–891. 10.1016/j.icarus.2013.01.001.

Chassefière, E., Lasue, J., Langlais, B., QUESNEL, Y., 2016. Early Mars serpentinization-derived CH4 reservoirs, H-2-induced warming and paleopressure evolution. Meteoritics and Planetary Science 51, 2234–2245 (IF 2,819). `https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01422693`.

Chorley, R., 1995. Horton, r.e. 1945 : Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology. bulletin of the geological society of america 56, 2 75-3 70. Progress in Physical Geography : Earth and Environment 19, 533–554. 10.1177/030913339501900406.

Christensen, P.R., Jakosky, B.M., Kieffer, H.H., Malin, M.C., Harry Y. McSween, J., Nealson, K., Mehall, G.L., Silverman, S.H., Ferry, S., Caplinger, M., Ravine, M., 2004. The thermal emission imaging system (THEMIS) for the mars 2001 odyssey mission. Space Science Reviews 110, 85–130. 10.1023/b :spac.0000021008.16305.94. doi : 10.1023/B :SPAC.0000021008.16305.94.

Cogley, J., Arendt, A., Bauder, A., Braithwaite, R., Hock, R., Jansson, P., Kaser, G., Moller, M., Nicholson, L., Rasmussen, L., Zemp, M., 2010. Glossary of glacier mass balance and related terms. volume 86 of *IHP-VII Technical Documents in Hydrology*. UNESCO (IHP Secretariat, Division of Water Sciences.

Conway, S.J., Butcher, F.E., de Haas, T., Deijns, A.A., Grindrod, P.M., Davis, J.M., 2018. Glacial and gully erosion on mars : A terrestrial perspective. Geomorphology 318, 26–57. 10.1016/j.geomorph.2018.05.019. doi :10.1016/j.geomorph.2018.05.019.

Coquin, J., Mercier, D., Bourgeois, O., Cossart, E., Decaulne, A., 2015. Gravitational spreading of mountain ridges coeval with late weichselian deglaciation : impact on glacial landscapes in trÃ¶llaskagi, northern iceland. Quaternary Science Reviews 107, 197–213. 10.1016/j.quascirev.2014.10.023.

Corti, G., Cocco, S., Basili, M., Cioci, C., Warburton, J., Agnelli, A., 2012. Soil formation in kettle holes from high altitudes in central apennines, italy. Geoderma 170, 280–294. 10.1016/j.geoderma.2011.10.016. doi :10.1016/j.geoderma.2011.10.016.

Costard, F., Baker, V., 2001. Thermokarst landforms and processes in ares vallis, mars. Geomorphology 37, 289–301. 10.1016/s0169-555x(00)00088-x.

Costard, F., Kargel, J., 1995. Outwash plains and thermokarst on mars. Icarus 114, 93–112. 10.1006/icar.1995.1046.

Costard, F.M., 1989. The spatial distribution of volatiles in the martian hydrolithosphere. Earth, Moon and Planets 45, 265–290. 10.1007/bf00057747. doi : 10.1007/bf00057747.

Coutterand, S., Buoncristiani, J.F., 2006. Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène récent de la région du massif du mont blanc, france. Quaternaire , 35–4310.4000/quaternaire.633.

Cowton, T., Nienow, P., Bartholomew, I., Sole, A., Mair, D., 2012. Rapid erosion beneath the greenland ice sheet. Geology 40, 343–346. 10.1130/g32687.1.

Craddock, R.A., Howard, A.D., 2002. The case for rainfall on a warm, wet early mars. Journal of Geophysical Research : Planets 107, 21–1–21–36. 10.1029/2001je001505. doi : 10.1029/2001je001505.

Cuffey, K.M., Conway, H., Gades, A.M., Hallet, B., Lorrain, R., Severinghaus, J.P., Steig, E.J., Vaughn, B., White, J.W.C., 2000. Entrainment at cold glacier beds. Geology 28, 351. 10.1130/0091-7613(2000)28<351 :eacgb>2.0.co ;2.

Davis, J., Balme, M., Grindrod, P., Williams, R., Gupta, S., 2016. Extensive noachian fluvial systems in arabia terra : Implications for early martian climate. Geology 44, 847–850. 10.1130/g38247.1.

Delmas, M., Gunnell, Y., Calvet, M., 2015. A critical appraisal of allometric growth among alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. Geomorphology 228, 637–652. 10.1016/j.geomorph.2014.10.021. doi : 10.1016/j.geomorph.2014.10.021.

Derbyshire, E., Yafeng, S., Jijun, L., Benxing, Z., Shijie, L., Jingtai, W., 1991. Quaternary glaciation of tibet : The geological evidence. Quaternary Science Reviews 10, 485–510. 10.1016/0277-3791(91)90042-s. 10.1016/0277-3791(91)90042-s.

Durand, A., 1939. Notes sur le glaciaire dans le nord du cantal. Revue de géographie alpine 27, 861–890. 10.3406/rga.1939.4109. 10.3406/rga.1939.4109.

Ehlers, J., 2011. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Volume 15 : A Closer Look (Developments in Quaternary Science). Elsevier.

Ehlers, J., Gibbard, P., 2004. Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Volume 2 : Part I : Europe (Developments in Quaternary Science) (Pt. 1). Elsevier Science.

Ehlmann, B.L., Mustard, J.F., Murchie, S.L., Bibring, J.P., Meunier, A., Fraeman, A.A., Langevin, Y., 2011. Subsurface water and clay mineral formation during the early history of mars. Nature 479, 53–60. 10.1038/nature10582. doi : 10.1038/nature10582.

Etlicher, B., Hervé, A.D.G.D., 1988. La déglaciation wÃŒrmienne dans le massif central français, le point des travaux récents / the wÃŒrmian déglaciation in the french massif-central, review of recent works,. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25, 103–110. 10.3406/quate.1988.1871.

Evans, I.S., 2010. Allometry, scaling and scale-specificity of cirques, landslides and other landforms. Transactions,Japanese Geomorphological Union 31, 133–153. `https://ci.nii.ac.jp/naid/110007621737/en/`.

Evans, I.S., Cox, N.J., 2017. Comparability of cirque size and shape measures between regions and between researchers. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementary Issues 61, 81–103. 10.1127/zfg$_s$*uppl*/2016/0329.*Ewertowski*, *M.W.*, *coredmoraines'short*−*termdynamicsinthehigh*−*arcticglaciersebbabreenandragnarbreen*, *petuniabukta*, *svalbard.Geomorp* −227.10.1016/*j.geomorph*.2015.01.023.*doi* : 10.1016/*j.geomorph*.2015.01.023.

Fabel, D., Stroeven, A.P., Harbor, J., Kleman, J., Elmore, D., Fink, D., 2002. Landscape preservation under fennoscandian ice sheets determined from in situ produced 10be and 26al. Earth and Planetary Science Letters 201, 397–406. 10.1016/s0012-821x(02)00714-8.

Fassett, C.I., Head, J.W., 2008a. The timing of martian valley network activity : Constraints from buffered crater counting. Icarus 195, 61–89. 10.1016/j.icarus.2007.12.009. doi : 10.1016/j.icarus.2007.12.009.

Fassett, C.I., Head, J.W., 2008b. Valley network-fed, open-basin lakes on mars : Distribution and implications for noachian surface and subsurface hydrology. Icarus 198, 37–56. 10.1016/j.icarus.2008.06.016.

Fassett, C.I., Head, J.W., 2008c. Valley network-fed, open-basin lakes on mars : Distribution and implications for noachian surface and subsurface hydrology. Icarus 198, 37–56. 10.1016/j.icarus.2008.06.016. doi : 10.1016/j.icarus.2008.06.016.

Fastook, J.L., Head, J.W., 2015. Glaciation in the late noachian icy highlands : Ice accumulation, distribution, flow rates, basal melting, and top-down melting rates and patterns. Planetary and Space Science 106, 82–98. 10.1016/j.pss.2014.11.028. https ://doi.org/10.1016/j.pss.2014.11.028.

Fastook, J.L., Head, J.W., Marchant, D.R., Forget, F., 2008. Tropical mountain glaciers on mars : Altitude-dependence of ice accumulation, accumulation conditions, formation times, glacier dynamics, and implications for planetary spin-axis/orbital history. Icarus 198, 305–317. 10.1016/j.icarus.2008.08.008.

Fastook, J.L., Head, J.W., Marchant, D.R., Forget, F., Madeleine, J.B., 2012. Early mars climate near the noachian–hesperian boundary : Independent evidence for cold conditions from basal melting of the south polar ice sheet (dorsa argentea formation) and implications for valley network formation. Icarus 219, 25–40. 10.1016/j.icarus.2012.02.013. doi : 10.1016/j.icarus.2012.02.013.

Fitzsimons, S.J., 1991. Supraglacial eskers in antarctica. Geomorphology 4, 293–299. 10.1016/0169-555x(91)90011-x. doi : 10.1016/0169-555x(91)90011-x.

Forget, F., 1997. Warming early mars with carbon dioxide clouds that scatter infrared radiation. Science 278, 1273–1276. 10.1126/science.278.5341.1273.

Forget, F., 2006. Formation of glaciers on mars by atmospheric precipitation at high obliquity. Science 311, 368–371. 10.1126/science.1120335. doi : 10.1126/science.1120335.

Forget, F., Wordsworth, R., Millour, E., Madeleine, J.B., Kerber, L., Leconte, J., Marcq, E., Haberle, R., 2013a. 3d modelling of the early martian climate under a denser CO2 atmosphere : Temperatures and CO2 ice clouds. Icarus 222, 81–99. 10.1016/j.icarus.2012.10.019.

Forget, F., Wordsworth, R., Millour, E., Madeleine, J.B., Kerber, L., Leconte, J., Marcq, E., Haberle, R., 2013b. 3d modelling of the early martian climate under a denser CO2 atmosphere : Temperatures and CO2 ice clouds. Icarus 222, 81–99. 10.1016/j.icarus.2012.10.019.

Forget, F., Wordsworth, R., Millour, E., Madeleine, J.B., Kerber, L., Leconte, J., Marcq, E., Haberle, R., 2013c. 3d modelling of the early martian climate under a denser co2 atmosphere : Temperatures and co2 ice clouds. Icarus .

Francou, B., 2007. les glaciers Ã l'Ã©preuve du climat. BELIN. https://www.amazon.com/glaciers-%C3%A0-l%C3%A9preuve-climat/dp/2701146410?SubscriptionId=AKIAIOBINVZYXZQZ2U3A&tag=chimbori05-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=2701146410.

French, H.M., 2007. The Periglacial Environment, 3rd Edition. Wiley. https://www.amazon.com/Periglacial-Environment-dp/047086589X?SubscriptionId=AKIAIOBINVZYXZQZ2U3A&tag=chimbori05-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=047086589X.

Frezzotti, M., Orombelli, G., 2013. Glaciers and ice sheets : current status and trends. Rendiconti Lincei 25, 59–70. 10.1007/s12210-013-0255-z. doi : 10.1007/s12210-013-0255-z.

Fu, P., Harbor, J.M., Stroeven, A.P., HÃ€ttestrand, C., Heyman, J., Zhou, L., 2013a. Glacial geomorphology and paleoglaciation patterns in shaluli shan, the southeastern tibetan plateau — evidence for polythermal ice cap glaciation. Geomorphology 182, 66–78. 10.1016/j.geomorph.2012.10.030.

Fu, P., Heyman, J., HÃ€ttestrand, C., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., 2012. Glacial geomorphology of the shaluli shan area, southeastern tibetan plateau. Journal of Maps 8, 48–55. 10.1080/17445647.2012.668762.

Fu, P., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Heyman, J., HÃ€ttestrand, C., Caffee, M.W., 2018. Ice cap erosion patterns from bedrock 10 be and 26 al, southeastern tibetan plateau. Earth Surface Processes and Landforms 44, 918–932. 10.1002/esp.4544.

Fu, P., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., HÃ€ttestrand, C., Heyman, J., Caffee, M.W., Zhou, L., 2013b. Paleoglaciation of shaluli shan, southeastern tibetan plateau. Quaternary Science Reviews 64, 121–135. 10.1016/j.quascirev.2012.12.009

Gallagher, C., Balme, M., 2015. Eskers in a complete, wet-based glacial system in the phlegra montes region, mars. Earth and Planetary Science Letters 431, 96–109. 10.1016/j.epsl.2015.09.023. doi :10.1016/j.epsl.2015.09.023.

Gidon, M., Monjuvent, G., Steinfatt, E., 1968. Sur la morphologie fluvio-glaciaire aux marges des glaciers wÃŒrmiens alpins : le dispositif moraine-chenal marginal. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 5, 125–149. 10.3406/quate.1968.1082.

Goldspiel, J.M., Squyres, S.W., 1991. Ancient aqueous sedimentation on mars. Icarus 89, 392–410. 10.1016/0019-1035(91)90186-w.

Golombek, M.P., Bridges, N.T., 2000. Erosion rates on mars and implications for climate change : Constraints from the pathfinder landing site. Journal of Geophysical Research : Planets 105, 1841–1853. 10.1029/1999je001043. doi : 10.1029/1999je001043.

Golombek, M.P., Grant, J.A., Crumpler, L.S., Greeley, R., Arvidson, R.E., Bell, J.F., Weitz, C.M., Sullivan, R., Christensen, P.R., Soderblom, L.A., Squyres, S.W., 2006. Erosion rates at the mars exploration rover landing sites and long-term climate change on mars. Journal of Geophysical Research : Planets 111, n/a–n/a. 10.1029/2006je002754.

Gourronc, M., Bourgeois, O., Mège, D., Pochat, S., Bultel, B., Massé, M., Deit, L.L., Mouélic, S.L., Mercier, D., 2014. One million cubic kilometers of fossil ice in valles marineris : Relicts of a 3.5gy old glacial landsystem along the martian equator. Geomorphology 204, 235–255. 10.1016/j.geomorph.2013.08.009. doi : 10.1016/j.geomorph.2013.08.009.

Graf, W.L., 1970. The geomorphology of the glacial valley cross section. Arctic and Alpine Research 2, 303. 10.2307/1550243. doi : 10.2307/1550243.

Graf, W.L., 1976. Cirques as glacier locations. Arctic and Alpine Research 8, 79. 10.2307/1550611. doi : 10.2307/1550611.

Gulick, V.C., B.V., 1993. Fluvial erosion on mars : Implications for paleoclimatic change. Lunar Planet. Sci. XXIV, abstract 587-588 .

Gulick, V.C., 2001. Origin of the valley networks on mars : a hydrological perspective. Geomorphology 37, 241–268. 10.1016/s0169-555x(00)00086-6. doi : 10.1016/s0169-555x(00)00086-6.

Gumbricht, T., 2001. The topography of the okavango delta, botswana, and its tectonic and sedimentological implications. South African Journal of Geology 104, 243–264. 10.2113/1040243.

Gwinner, K., Jaumann, R., Hauber, E., Hoffmann, H., Heipke, C., Oberst, J., Neukum, G., Ansan, V., Bostelmann, J., Dumke, A., Elgner, S., Erkeling, G., Fueten, F., Hiesinger, H., Hoekzema, N., Kersten, E., Loizeau, D., Matz, K.D., McGuire, P., Mertens, V., Michael, G., Pasewaldt, A., Pinet, P., Preusker, F., Reiss, D., Roatsch, T., Schmidt, R., Scholten, F., Spiegel, M., Stesky, R., Tirsch, D., van Gasselt, S., Walter, S., WÃ€hlisch, M., Willner, K., 2016. The high resolution stereo camera (HRSC) of mars express and its approach to science analysis and mapping for mars and its satellites. Planetary and Space Science 126, 93–138. 10.1016/j.pss.2016.02.014. doi : 10.1016/j.pss.2016.02.014.

Haberle, R.M., Murphy, J.R., Schaeffer, J., 2003. Orbital change experiments with a mars general circulation model. Icarus 161, 66–89. 10.1016/s0019-1035(02)00017-9.

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : A review of field data and their implications. Global and Planetary Change 12, 213–235. 10.1016/0921-8181(95)00021-6.

Hargitai, H., Kereszturi, Á. (Eds.), 2015a. Encyclopedia of Planetary Landforms. Springer New York. 10.1007/978-1-4614-3134-3.

Hargitai, H., Kereszturi, Á. (Eds.), 2015b. Encyclopedia of Planetary Landforms. Springer New York. 10.1007/978-1-4614-3134-3.

Hartmann, W.K., 2005. Martian cratering 8 : Isochron refinement and the chronology of mars. Icarus 174, 294–320. 10.1016/j.icarus.2004.11.023. doi : 10.1016/j.icarus.2004.11.023.

Hartmann, W.K., Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of mars. Space Science Reviews 96, 165–194. 10.1023/a :1011945222010. doi : 10.1023/a :1011945222010.

Haschenburger, J.K., Souch, C., 2004. Contributions to the understanding of geomorphic landscapes published in the annals. Annals of the Association of American Geographers 94, 771–793.

Hauber, E., van Gasselt, S., Chapman, M.G., Neukum, G., 2008. Geomorphic evidence for former lobate debris aprons at low latitudes on mars : Indicators of the martian paleoclimate. Journal of Geophysical Research 113. 10.1029/2007je002897. doi : 10.1029/2007je002897.

Head, J., Marchant, D., Agnew, M., Fassett, C., Kreslavsky, M., 2006. Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of mars : Evidence for late amazonian obliquity-driven climate change. Earth and Planetary Science Letters 241, 663–671. 10.1016/j.epsl.2005.11.016. doi : 10.1016/j.epsl.2005.11.016.

Head, J.W., Marchant, D.R., 2014. The climate history of early mars : insights from the antarctic McMurdo dry valleys hydrologic system. Antarctic Science 26, 774–800. 10.1017/s0954102014000686. doi : 10.1017/s0954102014000686.

Head, J.W., Mustard, J.F., Kreslavsky, M.A., Milliken, R.E., Marchant, D.R., 2003. Recent ice ages on mars. Nature 426, 797–802. 10.1038/nature02114. doi : 10.1038/nature02114.

Head, J.W., Neukum, G., Jaumann, R., Hiesinger, H., Hauber, E., Carr, M., Masson, P., Foing, B., Hoffmann, H., Kreslavsky, M., Werner, S., Milkovich, S., van Gasselt, S., 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on mars. Nature 434, 346–351. 10.1038/nature03359. doi : 10.1038/nature03359.

Heyman, J., Hattestrand, C., Stroeven, A.P., 2008. Glacial geomorphology of the bayan har sector of the NE tibetan plateau. Journal of Maps 4, 42–62. 10.4113/jom.2008.96.

Hobbs, S., Clarke, J., Paull, D., 2016. Analysis of crater valleys, noachis terra, mars : Evidence of fluvial and glacial processes. Geomorphology 261, 244–272. 10.1016/j.geomorph.2016.02.027. doi : 10.1016/j.geomorph.2016.02.027.

Holt, J.W., Safaeinili, A., Plaut, J.J., Head, J.W., Phillips, R.J., Seu, R., Kempf, S.D., Choudhary, P., Young, D.A., Putzig, N.E., Biccari, D., Gim, Y., 2008. Radar sounding evidence for buried glaciers in the southern mid-latitudes of mars. Science 322, 1235–1238. 10.1126/science.1164246. doi : 10.1126/science.1164246.

Hu, R., Kass, D.M., Ehlmann, B.L., Yung, Y.L., 2015. Tracing the fate of carbon and the atmospheric evolution of mars. Nature Communications 6. 10.1038/ncomms10003.

Hubbard, B., Milliken, R.E., Kargel, J.S., Limaye, A., Souness, C., 2011. Geomorphological characterisation and interpretation of a mid-latitude glacier-like form : Hellas planitia, mars. Icarus 211, 330–346. 10.1016/j.icarus.2010.10.021. doi : 10.1016/j.icarus.2010.10.021.

Hubbard, B., Souness, C., Brough, S., 2014. Glacier-like forms on mars. The Cryosphere 8, 2047–2061. 10.5194/tc-8-2047-2014. doi : 10.5194/tc-8-2047-2014.

Hynek, B.M., Beach, M., Hoke, M.R.T., 2010. Updated global map of martian valley networks and implications for climate and hydrologic processes. Journal of Geophysical Research 115. 10.1029/2009je003548. doi : 10.1029/2009je003548.

Irwin, R.P., Howard, A.D., Craddock, R.A., Moore, J.M., 2005. An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early mars : 2. increased runoff and paleolake development. Journal of Geophysical Research 110. 10.1029/2005je002460. 10.1029/2005JE002460.

Ivanov, B.A., 2001. Mars/moon cratering rate ratio estimates, in : Space Sciences Series of ISSI. Springer Netherlands, pp. 87–104. 10.1007/978-94-017-1035-0_4.*doi* : 10.1007/978−94−017−1035−0.*Jackson*, *Julia A.*, ., *Mehl*, *J.P.*, *Neue* *AmericanGeologicalInstitute.*.

Johnson, W.D., 1904. The profile of maturity in alpine glacial erosion. The Journal of Geology 12, 569–578. 10.1086/621181. doi : 10.1086/621181.

Kargel, J.S., Strom, R.G., 1992. Ancient glaciation on mars. Geology 20, 3. `+http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0003:AGOM>2.3.CO;2`, 10.1130/0091-7613(1992)020<0003 :AGOM>2.3.CO ;2, `arXiv:/gsw/content`$_p$*ublic/journal/geology*/20/1/10.1130$_0$091−7613(1992)020$_0$003$_a$*gom*$_2$.3.*co*; 2/4/*i*0091−7613 − 20 − 1 − 3.*pdf*. doi : http ://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0003 :AGOM>2.3.CO ;2.

Kerber, L., Forget, F., Wordsworth, R., 2015. Sulfur in the early martian atmosphere revisited : Experiments with a 3-d global climate model. Icarus 261, 133–148. 10.1016/j.icarus.2015.08.011.

Kite, E.S., 2019. Geologic constraints on early mars climate. Space Science Reviews 215. 10.1007/s11214-018-0575-5.

Kite, E.S., Gao, P., Goldblatt, C., Mischna, M.A., Mayer, D.P., Yung, Y.L., 2017. Methane bursts as a trigger for intermittent lake-forming climates on post-noachian mars. Nature Geoscience 10, 737–740. 10.1038/ngeo3033.

Kleman, J., Stroeven, A.P., 1997. Preglacial surface remnants and quaternary glacial regimes in northwestern sweden. Geomorphology 19, 35–54. 10.1016/s0169-555x(96)00046-3.

Kneissl, T., van Gasselt, S., Neukum, G., 2011. Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments—new software tool for ArcGIS. Planetary and Space Science 59, 1243–1254. 10.1016/j.pss.2010.03.015. doi : 10.1016/j.pss.2010.03.015.

Koppes, M.N., Montgomery, D.R., 2009. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. Nature Geoscience 2, 644–647. 10.1038/ngeo616.

Kreslavsky, M.A., Head, J.W., Marchant, D.R., 2008. Periods of active permafrost layer formation during the geological history of mars : Implications for circum-polar and mid-latitude surface processes. Planetary and Space Science 56, 289–302. 10.1016/j.pss.2006.02.010.

Kress, A.M., Head, J.W., 2015. Late noachian and early hesperian ridge systems in the south circumpolar dorsa argentea formation, mars : Evidence for two stages of melting of an extensive late noachian ice sheet. Planetary and Space Science 109-110, 1–20. 10.1016/j.pss.2014.11.025.

Kuhle, M., 1998. Reconstruction of the 2.4 million km2 late pleistocene ice sheet on the tibetan plateau and its impact on the global climate. Quaternary International 45-46, 71–108. 10.1016/s1040-6182(97)00008-6.

Larsen, E., Kjær, K., Demidov, I., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H., Lysså, A., 2006. Late pleistocene glacial and lake history of northwestern russia. Boreas 35, 394–424. 10.1080/03009480600781958.

Laskar, J., Correia, A., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., Robutel, P., 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of mars. Icarus 170, 343–364. 10.1016/j.icarus.2004.04.005.

Laskar, J., Robutel, P., 1993. The chaotic obliquity of the planets. Nature 361, 608–612. 10.1038/361608a0. doi : 10.1038/361608a0.

Léonard, J., Richard, G., 2004. Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. CATENA 57, 233–249. 10.1016/j.catena.2003.11.007. doi : 10.1016/j.catena.2003.11.007.

Levy, J.S., Fassett, C.I., Head, J.W., Schwartz, C., Watters, J.L., 2014. Sequestered glacial ice contribution to the global martian water budget : Geometric constraints on the volume of remnant, midlatitude debris-covered glaciers. Journal of Geophysical Research : Planets 119, 2188–2196. 10.1002/2014je004685.

Livers, B., Wohl, E., 2015. An evaluation of stream characteristics in glacial versus fluvial process domains in the colorado front range. Geomorphology 231, 72–82. 10.1016/j.geomorph.2014.12.003. doi : 10.1016/j.geomorph.2014.12.003.

Lucchitta, B.K., 1982. Ice sculpture in the martian outflow channels. Journal of Geophysical Research 87, 9951. 10.1029/jb087ib12p09951.

Madeleine, J.B., Forget, F., Head, J.W., Levrard, B., Montmessin, F., Millour, E., 2009. Amazonian northern mid-latitude glaciation on mars : A proposed climate scenario. Icarus 203, 390–405. 10.1016/j.icarus.2009.04.037.

Maisch, M., Burga, C.A., Fitze, P., 1993. Lebendiges Gletschervorfeld : von schwindenden Eisströmen, schuttreichen Moränenwällen und wagemutigen Pionierpflanzen im Vorfeld des Morteratschgletschers ; Führer und Begleitbuch zum Gletscherlehrpfad Morteratsch. Geogr. Inst. d. Univ.

Malin, M.C., Bell, J.F., Cantor, B.A., Caplinger, M.A., Calvin, W.M., Clancy, R.T., Edgett, K.S., Edwards, L., Haberle, R.M., James, P.B., Lee, S.W., Ravine, M.A., Thomas, P.C., Wolff, M.J., 2007. Context camera investigation on board the mars reconnaissance orbiter. Journal of Geophysical Research 112. 10.1029/2006je002808.

Malin, M.C., Edgett, K.S., 2001. Mars global surveyor mars orbiter camera : Interplanetary cruise through primary mission. Journal of Geophysical Research : Planets 106, 23429–23570. 10.1029/2000je001455. doi : 10.1029/2000je001455.

Mangold, N., 2004. Evidence for precipitation on mars from dendritic valleys in the valles marineris area. Science 305, 78–81. 10.1126/science.1097549. doi : 10.1126/science.1097549.

Marsatwar, 2018. Mars at war. Nature Geoscience 11, 219–219. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0107-7.

de Martonne, E., 1910. L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Annales de Géographie 19, 289–317. 10.3406/geo.1910.7632.

de Martonne, E., 1911. Fjords, cirques, vallées alpines et lacs subalpins. Annales de Géographie 10, 289–294. 10.3406/geo.1901.4988.

Mège, D., Bourgeois, O., 2011. Equatorial glaciations on mars revealed by gravitational collapse of valles marineris wallslopes. Earth and Planetary Science Letters 310, 182–191. 10.1016/j.epsl.2011.08.030. doi : 10.1016/j.epsl.2011.08.030.

Mellon, M.T., Jakosky, B.M., 1995. The distribution and behavior of martian ground ice during past and present epochs. Journal of Geophysical Research 100, 11781. 10.1029/95je01027.

Mercier, D., 2008. Paraglacial and paraperiglacial landsystems : concepts, temporal scales and spatial distribution. Geomorphology .

Meresse, S., Costard, F., Mangold, N., Masson, P., Neukum, G., 2008. Formation and evolution of the chaotic terrains by subsidence and magmatism : Hydraotes chaos, mars. Icarus 194, 487–500. 10.1016/j.icarus.2007.10.023. doi : 10.1016/j.icarus.2007.10.023.

Michael, G., 2013. Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements : Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting. Icarus 226, 885–890. 10.1016/j.icarus.2013.07.004.

Milankovitch, M., 1941. Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem .

Milkovich, S.M., Head, J.W., Marchant, D.R., 2006. Debris-covered piedmont glaciers along the northwest flank of the olympus mons scarp : Evidence for low-latitude ice accumulation during the late amazonian of mars. Icarus 181, 388–407. 10.1016/j.icarus.2005.12.006. doi : 10.1016/j.icarus.2005.12.006.

Milliken, R.E., 2003. Viscous flow features on the surface of mars : Observations from high-resolution mars orbiter camera (MOC) images. Journal of Geophysical Research 108. 10.1029/2002je002005. doi : 10.1029/2002je002005.

Milliken, R.E., Mustard, J.F., Poulet, F., Jouglet, D., Bibring, J.P., Gondet, B., Langevin, Y., 2007. Hydration state of the martian surface as seen by mars express OMEGA : 2. h2o content of the surface. Journal of Geophysical Research : Planets 112. 10.1029/2006je002853.

Mischna, M.A., 2003. On the orbital forcing of martian water and CO2cycles : A general circulation model study with simplified volatile schemes. Journal of Geophysical Research 108. 10.1029/2003je002051.

Montgomery, D.R., 2002. Valley formation by fluvial and glacial erosion. Geology 30, 1047. 10.1130/0091-7613(2002)030<1047 :vfbfag>2.0.co ;2. doi : 10.1130/0091-7613(2002)030<1047 :vfbfag>2.0.co ;2.

Montmessin, F., 2004. Origin and role of water ice clouds in the martian water cycle as inferred from a general circulation model. Journal of Geophysical Research 109. 10.1029/2004je002284. doi : 10.1029/2004JE002284.

Moore, J.M., 2005. Large alluvial fans on mars. Journal of Geophysical Research 110. 10.1029/2004je002352. doi : 10.1029/2004je002352.

Morgan, G.A., Head, J.W., Marchant, D.R., 2009. Lineated valley fill (lvf) and lobate debris aprons (lda) in the deuteronilus mensae northern dichotomy boundary region, mars : Constraints on the extent, age and episodicity of amazonian glacial events.

Morgenstern, A., Hauber, E., Reiss, D., van Gasselt, S., Grosse, G., Schirrmeister, L., 2007. Deposition and degradation of a volatile-rich layer in utopia planitia and implications for climate history on mars. Journal of Geophysical Research 112. 10.1029/2006je002869.

Mustard, J.F., Cooper, C.D., Rifkin, M.K., 2001. Evidence for recent climate change on mars from the identification of youthful near-surface ground ice. Nature 412, 411–414. 10.1038/35086515.

Nagle, G., Witherick, M., 2002. Cold Environments : Processes and Outcomes (Epics). Nelson Thornes. https://www.amazon.com/Cold-Environments-Processes-Outcomes-Epics/dp/0748758216?SubscriptionId=AKIAIOBINVZYXZQZ2U3A&tag=chimbori05-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=0748758216.

Nat. Geosci. 11, .., 2018. Mars at war. Nature Geoscience 11, 219–219. 10.1038/s41561-018-0107-7. https ://doi.org/10.1038/s41561-018-0107-7.

Neukum, G., Ivanov, B., 1994. Crater size distributions and impact probabilities on earth from lunar, terrestrial-planet, and asteroid cratering data. Hazards due to Comets and Asteroids 1, 359–416.

Nussbaumer, S., ZumbÃŒhl, H., Steiner, D., 2007. Fluctuations of the mer de glace (mont blanc area, france) ad 1500-2050 : an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. Zeitschrift fÃŒr Gletscherkunde und Glazialgeologie 40, 1–183.

Nyblade, A.A., Robinson, S.W., 1994. The african superswell. Geophysical Research Letters 21, 765–768. 10.1029/94gl00631.

O'Loughlin, E.M., 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. Water Resources Research 22, 794–804. 10.1029/wr022i005p00794.

Olyphant, G.A., 1981. Allometry and cirque evolution. Geological Society of America Bulletin 92, 679. 10.1130/0016-7606(1981)92<679 :aace>2.0.co ;2.

Palumbo, A.M., Head, J.W., Wordsworth, R.D., 2018. Late noachian icy highlands climate model : Exploring the possibility of transient melting and fluvial/lacustrine activity through peak annual and seasonal temperatures. Icarus 300, 261–286. 10.1016/j.icarus.2017.09.007.

Patridge, T., 1998. Of diamonds, dinosaurs and diastrophism : 150 million years of landscape evolution in southern Africa. South African Journal of Geology.

Penck, A., 1905. Glacial features in the surface of the alps. The Journal of Geology 13, 1–19. http://www.jstor.org/stable/30066319. doi : http ://www.jstor.org/stable/30066319.

Phillips, R.J., 2001. Ancient geodynamics and global-scale hydrology on mars. Science 291, 2587–2591. 10.1126/science.1058701. doi : 10.1126/science.1058701.

Plaut, J.J., Safaeinili, A., Holt, J.W., Phillips, R.J., Head, J.W., Seu, R., Putzig, N.E., Frigeri, A., 2009. Radar evidence for ice in lobate debris aprons in the mid-northern latitudes of mars. Geophysical Research Letters 36, n/a–n/a. 10.1029/2008gl036379. doi :10.1029/2008GL036379.

Ramirez, R.M., 2017. A warmer and wetter solution for early mars and the challenges with transient warming. Icarus 297, 71–82. 10.1016/j.icarus.2017.06.025. doi : 10.1016/j.icarus.2017.06.025.

Ramirez, R.M., Craddock, R.A., 2018. The geological and climatological case for a warmer and wetter early mars. Nature Geoscience 11, 230–237. 10.1038/s41561-018-0093-9. doi : 10.1038/s41561-018-0093-9.

Ramirez, R.M., Craddock, R.A., Usui, T., 2019. Climate simulations of early mars with estimated precipitation, runoff, and erosion rates. arXiv preprint arXiv :1908.02647 .

Ramirez, R.M., Kopparapu, R., Zugger, M.E., Robinson, T.D., Freedman, R., Kasting, J.F., 2013. Warming early mars with CO2 and h2. Nature Geoscience 7, 59–63. 10.1038/ngeo2000.

Rea, B., Whalley, W., Evens, D., Gordon, J., McDougall, D., 1998. Plateau icefields : Geomorphology and dynamics. Journal of Quaternary Science 13, 35–54.

Richardson, M.I., 2002. Investigation of the nature and stability of the martian seasonal water cycle with a general circulation model. Journal of Geophysical Research 107. 10.1029/2001je001536.

Roberts, M.C., Rood, K.M., 1984. The role of the ice contributing area in the morphology of transverse fjords, british columbia. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 66, 381–393. `http://www.jstor.org/stable/520858`. doi : http ://www.jstor.org/stable/520858.

Ruj, T., Komatsu, G., Dohm, J.M., Miyamoto, H., Salese, F., 2017. Generic identification and classification of morphostructures in the noachis-sabaea region, southern highlands of mars. Journal of Maps 13, 755–766. 10.1080/17445647.2017.1379913.

Schmidt, F., Chassefière, E., Tian, F., Dartois, E., Herri, J.M., Mousis, O., 2016. Early mars volcanic sulfur storage in the upper cryosphere and formation of transient SO2 -rich atmospheres during the hesperian. Meteoritics & Planetary Science 51, 2226–2233. 10.1111/maps.12630.

Scott, Carr, M., 1978. Geologic map of Mars. Technical Report. 10.3133/i1083.

Segura, T.L., 2002. Environmental effects of large impacts on mars. Science 298, 1977–1980. 10.1126/science.1073586. doi : 10.1126/science.1073586.

Séjourné, A., Costard, F., Gargani, J., Soare, R., Fedorov, A., Marmo, C., 2011. Scalloped depressions and small-sized polygons in western utopia planitia, mars : A new formation hypothesis. Planetary and Space Science 59, 412–422. 10.1016/j.pss.2011.01.007.

Séjourné, A., Costard, F., Swirad, Z.M., Łosiak, A., Bouley, S., Smith, I., Balme, M.R., Orgel, C., Ramsdale, J.D., Hauber, E., Conway, S.J., Gasselt, S., Reiss, D., Johnsson, A., Gallagher, C., Skinner, J.A., Kereszturi, Á., Platz, T., 2019. Grid mapping the northern plains of mars : Using morphotype and distribution of ice-related landforms to understand multiple ice-rich deposits in utopia planitia. Journal of Geophysical Research : Planets 124, 483–503. 10.1029/2018je005665.

Smith, D.E., 1999. The global topography of mars and implications for surface evolution. Science 284, 1495–1503. 10.1126/science.284.5419.1495.

Smith, D.E., Zuber, M.T., Frey, H.V., Garvin, J.B., Head, J.W., Muhleman, D.O., Pettengill, G.H., Phillips, R.J., Solomon, S.C., Zwally, H.J., Banerdt, W.B., Duxbury, T.C., Golombek, M.P., Lemoine, F.G., Neumann, G.A., Rowlands, D.D., Aharonson, O., Ford, P.G., Ivanov, A.B., Johnson, C.L., McGovern, P.J., Abshire, J.B., Afzal, R.S., Sun, X., 2001. Mars orbiter laser altimeter : Experiment summary after the first year of

global mapping of mars. Journal of Geophysical Research : Planets 106, 23689–23722. 10.1029/2000je001364. doi : 10.1029/2000je001364.

Soderblom, L.A., Kreidler, T.J., Masursky, H., 1973. Latitudinal distribution of a debris mantle on the martian surface. Journal of Geophysical Research 78, 4117–4122. 10.1029/jb078i020p04117.

Souness, C., Hubbard, B., 2012. Mid-latitude glaciation on mars. Progress in Physical Geography 36, 238–261. 10.1177/0309133312436570. doi : 10.1177/0309133312436570.

Squyres, S.W., 1979. The distribution of lobate debris aprons and similar flows on mars. Journal of Geophysical Research 84, 8087. 10.1029/jb084ib14p08087. doi : 10.1029/jb084ib14p08087.

Stroeven, A.P., Fabel, D., HÃ€ttestrand, C., Harbor, J., 2002. A relict landscape in the centre of fennoscandian glaciation : cosmogenic radionuclide evidence of tors preserved through multiple glacial cycles. Geomorphology 44, 145–154. 10.1016/s0169-555x(01)00150-7.

Sugden, D.E., 1968. The selectivity of glacial erosion in the cairngorm mountains, scotland. Transactions of the Institute of British Geographers , 7910.2307/621394.

Sugden, D.E., 1978. Glacial erosion by the laurentide ice sheet. Journal of Glaciology 20, 367–391. 10.3189/s0022143000013915. https ://doi.org/10.3189/S0022143000013915.

Sugden, D.E., Watts, S.H., 1977. Tors, felsenmeer, and glaciation in northern cumberland peninsula, baffin island. Canadian Journal of Earth Sciences 14, 2817–2823. 10.1139/e77-248.

Suggate, R., 1990. Late pliocene and quaternary glaciations of new zealand. Quaternary Science Reviews 9, 175–197. 10.1016/0277-3791(90)90017-5.

Suggate, R.P., Almond, P.C., 2005. The last glacial maximum (LGM) in western south island, new zealand : implications for the global LGM and MIS 2. Quaternary Science Reviews 24, 1923–1940. 10.1016/j.quascirev.2004.11.007.

Tanaka, K.L., 1986. The stratigraphy of mars. Journal of Geophysical Research 91, E139. 10.1029/jb091ib13p0e139. doi : 10.1029/jb091ib13p0e139.

Tanaka, K.L., 2014. Geological map of mars `http://dx.doi.org/10.3133/sim3292.`. http ://dx.doi.org/10.3133/sim3292.

Tanaka, K.L., Skinner, J.A., Dohm, J.M., Irwin, R.P., Kolb, E.J., Fortezzo, C.M., Platz, T., Michael, G.G., Hare, T.M., 2014. Geologic map of mars. 10.3133/sim3292. doi : 10.3133/sim3292.

Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K., 1998. Earth : An Introduction to Physical Geology. Prentice Hall College Div. `https://www.amazon.com/Earth-Introduction-Physical-Edward-Tarbuck/dp/0139741224?SubscriptionId=AKIAIOBINVZYXZQZ2U3A&tag=chimbori05-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=0139741224`.

Thomas, D.S., Shaw, P.A., 1988. Late cainozoic drainage evolution in the zambezi basin : geomorphological evidence from the kalahari rim. Journal of African Earth Sciences (and the Middle East) 7, 611–618.

Ulrich, M., Hauber, E., Herzschuh, U., HÃ€rtel, S., Schirrmeister, L., 2011. Polygon pattern geomorphometry on svalbard (norway) and western utopia planitia (mars) using high-resolution stereo remote-sensing data. Geomorphology 134, 197–216. 10.1016/j.geomorph.2011.07.002.

Valadas, B., Veyret, Y., 1981. Englacement quaternaire et enneigement actuel de l'aubrac et du cantal. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest 52, 201–215. 10.3406/rgpso.1981.4594.

Varnes, D., Hall-Radbruch, D.H., Savage, W., 1989. Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western united states. 10.3133/pp1496.

Veyret, P., 1969. L'auge de chamonix : une vallée glaciaire d'un type particulier. Revue de géographie alpine 57, 559–570. 10.3406/rga.1969.3426.

Veyret, Y., 1973. Note préliminaire à l'étude morphologique des marges du glacier de l'artense (massif central). Revue de géographie alpine 61, 203–221. 10.3406/rga.1973.1316.

Vliet-Lanoe, B.V., 2013. CryosphÃšre : Histoire et environnements de notre Ãšre glaciaire, cours et exercices corrigÃ©s. Vuibert. https://www.amazon.com/Cryosph%C3%A8re-Histoire-environnements-glaciaire-exercices/dp/2311010301?SubscriptionId=AKIAIOBINVZYXZQZ2U3A&tag=chimbori05-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=2311010301.

Warner, N.H., Gupta, S., Calef, F., Grindrod, P., Boll, N., Goddard, K., 2015. Minimum effective area for high resolution crater counting of martian terrains. Icarus 245, 198–240. 10.1016/j.icarus.2014.09.024.

Washubrn, A., 1973. Periglacial Processes and Environments. St Martin's Press. https://www.amazon.com/Periglacial-Processes-Environments-AL-Washubrn/dp/0713156538?SubscriptionId=AKIAIOBINVZYXZQZ2U3A&tag=chimbori05-20&linkCode=xm2&camp=2025&creative=165953&creativeASIN=0713156538.

Wordsworth, R., Ehlmann, B., Forget, F., Haberle, R., Head, J., Kerber, L., 2018. Healthy debate on early mars. Nature Geoscience 11, 888–888. 10.1038/s41561-018-0267-5.

Wordsworth, R., Forget, F., Millour, E., Head, J., Madeleine, J.B., Charnay, B., 2013. Global modelling of the early martian climate under a denser CO2 atmosphere : Water cycle and ice evolution. Icarus 222, 1–19. 10.1016/j.icarus.2012.09.036. doi : 10.1016/j.icarus.2012.09.036.

Wordsworth, R., Kalugina, Y., Lokshtanov, S., Vigasin, A., Ehlmann, B., Head, J., Sanders, C., Wang, H., 2017. Transient reducing greenhouse warming on early mars. Geophysical Research Letters 44, 665–671. 10.1002/2016gl071766.

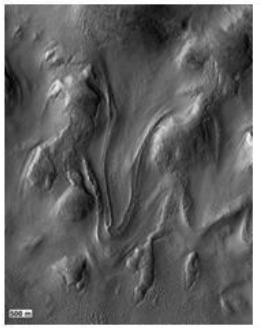
Zemp, M., Haeberli, W., Paul, F., 2011. Vanishing glaciers in the european alps. 10.5167/uzh-83973. doi : 10.5167/uzh-83973.

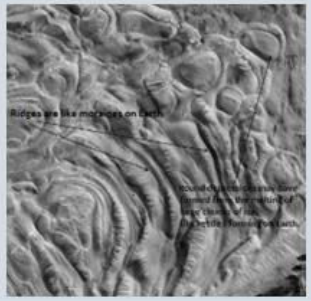
Zimmer, P.D., Gabet, E.J., 2018. Assessing glacial modification of bedrock valleys using a novel approach. Geomorphology 318, 336–347. 10.1016/j.geomorph.2018.06.021. https ://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.021.

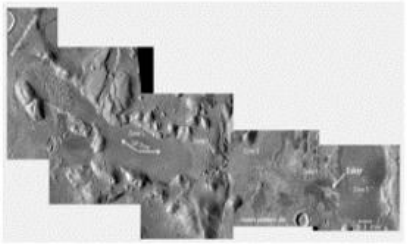
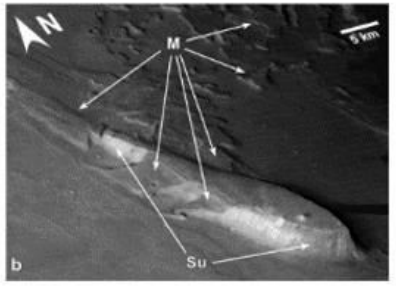
Zolotov, M.Y., Mironenko, M.V., 2016. Chemical models for martian weathering profiles : Insights into formation of layered phyllosilicate and sulfate deposits. Icarus 275, 203–220. 10.1016/j.icarus.2016.04.011.

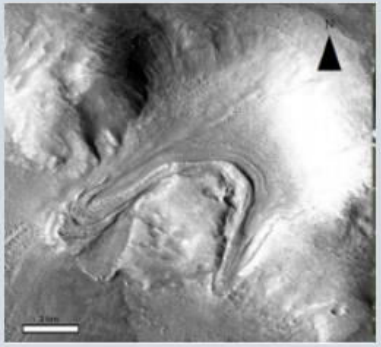
Annexes

Echelle de forme

Modelé d'érosion glaciaire						
Modelé	**Taille**	**Forme/caractéristique**	**Condition formation**	**Photo**		**Biblio**
				Terre	**Mars**	
Glacier	1 à 200 km	-Etendu, suit la pente -Forme de langue, tapisse la vallée en auge	Neige>perte (sublimation/glissement de terrain)			« Cryosphère » Brigitte Van Vilet-Lanoë, « Glacial cirques as paleoenvironmental indicators: Their potential and limitations » D.Barr 2015
Strie (mega-scale)	1 à 10 km de long, >1mm de large	Linéaire à curviligne Forme des sillons dans la roche encaissante	Déplacement d'un glacier sur une surface (P>1MPa)			Matthew R.Bennett : « glaciaal géologie »
Roche moutonnée	0.01µm à 10 km	Disymétrie, Souvent strié	Erosion par le passage d'un glacier			Matthew R.Bennett : « glaciaal géologie » Neil.F.Glasser « The large roches moutonnée

Cirque	0.1 à 10 km	Bassin plat ou sur-creuser Pente <20° fond >35° sur les crêtes Forme une cuvette dans la topographie	Mise en place de glacier dans un creux à flanc de montagne d'origine fluvial, volcanique ou tectonique, puis élargissement par nivation			-Evans and Cox 1995 -D.Barr 2015
Modelés de dépôts						
Drumlins	100 à 1000 m de long sur 10 à 50 de haut	Forme allongé dans la direction d'écoulement du glacier Peut-être strié	Accumulation de sédiment ou roche dans une cavité qui est ensuite modelé par le passage du glacier			Clark 2008-2010, Knight 2011, Stokes 2013,
Kettle	5m à 13km de diamètre sur 45m de profondeur	Dépression sub circulaire Peut être rempli de sédiment lacustre ou détritique	Bloc de glace enterrer par le passage du glacier qui lorsqu'ils fondent donnent naissance à des dépressions qui peuvent être rempli d'eau			C.Corti 2011, Matthew R.Bennett : « glacial géologie »

Esker	Kilométrique en longueur et métrique en largeur	Crête allongée, rectiligne ou sinueuse	Accumulation de matériel rocheux ou sédimentaire dans les tunnels subglaciaires, lors du retrait du glacier ce matériel reste et forme les esker			Gallagher 2015 Perkins 2016 Neil Coleman 2011
Morain e	Décam étrique à kilométrique	Dépôt rectiligne ou courbe qui suit les contours du glacier Composé de matériel détritique	Matériel issus de l'érosion glaciaire, qui est abrasé par le glacier lors de son transport et se dépose lorsque le glacier fond, il existe les moraines latérale, frontale et médiane			Hiemstra 2005 Krüger 1993 Matthew R.Bennett : « glacial géologie »
Kames	Décam étrique	Colline irrégulière composé de sable et de gravier la forme dépend des cavités	Accumulation de matériel dans les cavités du glacier qui se dépose lorsque le glacier a fondu			Paciffici 2009, Benn and Evans 1998

Modelé périglaciaire (pergélisol riche en glace)						
Polygone de contraction thermique	10 à 1000 m	Orthogonal à hexagonal Peut-être érodé sous forme de pitts	Contraction thermique du pergélisol par alternance saisonnière ou diurne			Cunhaï Gao 2014 Séjourné 2011 French : « the periglacial environnement »
Glacier rocheux	Pluri décamétrique à kilométrique	Forme de langue Recouvert de débris, présence fréquente de ride	Fluage de matériel le long des pentes lors des phases de réchauffements			French : « the periglacial environnement » Thèse Séjourné Colin Souness 2015
Pingo	Jusqu'à 60m de haut et 300m de diamètre	Coline à cœur de glace régulière à allongé qui peut être effondré en son centre	Colline à cœur de glace			French : « the periglacial environnement »

Thermokarst		Métrique à kilométrique de diamètre et jusqu'à 70m de profondeur	Bord arrondi, sub-circulaire et creux Qui peut être rempli de sédiment détritique	Perturbation de l'équilibre thermique du pergélisol qui provoque une augmentation de la température de surface qui crée une dépression et augmente la profondeur de la couche active			Séjourné 2011 French : « the periglacial environnement »
Modelé paraglaciaire							
Gelifluction	glissement	Métrique à kilométrique	Forme en éventail au pied des pentes Présence de rides	Décohésion glaciaire lors de la déglaciation			Ryder 1970, Thèse Denis Mercier Jarman 2006
	écroulement	Métrique					
	éboulement	Décamétrique					

Annexes

Ravinement	Pluri-métrique	Sillons creusé le long des pentes	Ecoulement liquide lors de la fonte du glacier qui façonne la pente		

Tableaux de mesures

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0.0	4767.5	9535.0	14302.5	19070.0	146.0	679.0	1854.0	704.0	898.0	856.2	20574190.0	4.1	11.7	195.0	99073075.2		1431.5	9085.1	5069.0		5195.2
0.0	2966.5	5933.0	8899.5	11866.0	799.0	1019.0	941.0	1669.0	305.0	946.6	13422022.0	5.4	37.0	186.7	223058915.3	13697.7	14190.1	32316.8	19610.1	15176.1	19798.2
0.0	2340.8	4681.5	7022.3	9363.0	169.0	775.0	537.0	777.0	216.0	494.8	5571520.0	3.1	19.3	190.7	90406668.9		2452.3	6810.0	19704.8		9655.7
0.0	3204.5	6409.0	9613.5	12818.0	708.0	1036.0	775.0	1692.0	470.0	936.2	14495773.0	2.6	12.8	179.0	67342271.3	4809.4	17058.8	962.2	1834.0	1604.2	5253.7
0.0	1711.0	3422.0	5133.0	6844.0	0.0	280.0	215.0	531.0	328.0	270.8	2285268.0	3.6	18.8	155.9	67814194.0	2414.4	1081.3		29087.1	7051.4	9908.6
0.0	1610.8	3221.5	4832.3	6443.0	35.0	216.0	340.0	419.0	409.0	283.8	2430728.0	2.7	7.5	135.3	26068572.7		1470.4	3997.2	3383.0	7332.3	4045.7
0.0	1966.8	3933.5	5900.3	7867.0	217.0	138.0	413.0	255.0	40.0	212.6	1885312.0	1.1	3.0	121.4	7224885.3	1168.9		1457.1	129.1		918.4
0.0	2419.0	4838.0	7257.0	9676.0	382.0	498.0	562.0	699.0	464.0	521.0	5747099.0	5.3	16.8	151.6	96392790.1	769.3	32506.2	2814.6	4584.9		10168.7
0.0	5231.5	10463.0	15694.5	20926.0	424.0	488.0	1423.0	728.0	318.0	676.2	14851986.0	6.8	32.4	146.6	314052422.3	8787.6	14710.2	20919.1	17113.4	13508.5	15007.8
0.0	4589.3	9178.5	13767.8	18357.0	578.0	409.0	623.0	779.0	0.0	477.8	11375554.0	5.0	24.6	140.2	270262925.0	3742.4	4921.9	11278.8	46964.2	6705.8	14722.6
0.0	2520.5	5041.0	7561.5	10082.0	285.0	619.0	354.0	579.0	0.0	367.4	5191379.0	4.3	12.3	168.0	384717511	358.3	5175.0		3180.2	6550.0	3815.9
0.0	3343.3	6686.5	10029.8	13373.0	487.0	489.0	590.0	888.0	214.0	533.6	7831643.0	4.0	14.2	171.0	53740022.6	1139.2	3410.5	2857.8	11938.7	746.5	4018.5
0.0	2488.0	4976.0	7464.0	9952.0	523.0	818.0	302.0	536.0	219.0	479.6	5467494.0	4.4	16.7	166.2	75997687.1	9092.3	6838.4		6978.6		7636.4
0.0	3194.0	6388.0	9582.0	12776.0	168.0	753.0	979.0	1870.0	858.0	925.6	15555448.0	3.7	10.0	121.3	30672288.9	2793.6	1623.9	2784.8			2400.8
0.0	1459.8	2919.5	4379.3	5839.0	0.0	500.0	777.0	1094.0	628.0	599.8	4405470.0	4.6	30.0	180.9	63361136.3		7263.7	14439.0			10851.4
0.0	2674.8	5349.5	8024.3	10699.0	0.0	549.0	292.0	518.0	368.0	345.4	5401413.0	4.2	9.0	171.6	26150891.1		3006.0	1882.5			2444.2
0.0	2059.0	4118.0	6177.0	8236.0	370.0	475.0	304.0	394.0	161.0	340.8	3308866.0	3.2	10.0	164.6	21346406.3	2037.2	6705.9		387.4	1236.9	2591.8
0.0	924.8	1849.5	2774.3	3699.0	144.0	574.0	848.0	1747.0	343.0	731.2	3926979.0	4.3	36.5	156.4	50373800.0		3910.0	23326.4			13618.2
0.0	2417.3	4834.5	7251.8	9669.0	601.0	588.0	819.0	801.0	393.0	640.4	6778504.0	2.9	9.8	168.3	23825733.7	249.2	538.1	1041.1	6584.8	3907.6	2464.1
0.0	857.3	1714.5	2571.8	3429.0	302.0	447.0	345.0	314.0	318.0	345.2	1292484.0	2.0	4.3	170.0	2667612.0	744.6	107.1	1682.8	577.3		778.0
0.0	1415.5	2831.0	4246.5	5662.0	0.0	282.0	430.0	434.0	605.0	350.2	2013353.0	2.2	5.3	171.8	9714408.0	2737.6	2329.3		328.8	1467.2	1715.7
0.0	1797.0	3594.0	5391.0	7188.0	125.0	705.0	627.0	730.0	196.0	476.8	4139483.0	2.2	3.7	173.0	8741613.7		1466.8		1829.9	351.7	1216.1
0.0	771.8	1543.5	2315.3	3087.0	316.0	701.0	475.0	431.0	145.0	413.6	1509431.0	2.9	5.0	172.8	5565936.0	3049.4		1554.7		805.0	1803.0
0.0	4759.8	9519.5	14279.3	19039.0	0.0	452.0	798.0	988.0	1392.0	692.0	12986052.0	3.4	17.5	177.3	158393272.5		13419.5	2018.7	6277.2		10197.6
0.0	1607.3	3214.5	4821.8	6429.0	429.0	422.0	451.0	768.0	159.0	445.8	3670874.0	2.9	10.8	168.9	20938514.1	93.3	1665.7		1548.6	9719.9	3256.9
0.0	4260.3	8520.5	12780.8	17041.0	372.0	496.0	712.0	689.0	286.0	511.0	9315417.0	3.2	17.2	176.7	169070981.3	3930.5		4545.0	26470.0	4740.2	9921.4
0.0	1443.3	2886.5	4329.8	5773.0	224.0	464.0	561.0	838.0	172.0	451.8	3069941.0	4.0	11.5	165.6	12775513.5		2054.6	2148.2	3031.9	1617.1	2213.0
0.0	5204.0	10408.0	15612.0	20816.0	0.0	335.0	533.0	810.0	258.0	387.2	13009437.0	3.9	5.4	165.5	51971805.9	411.5	5788.2	442.2	5067.9	773.7	2496.7
0.0	1981.5	3963.0	5944.5	7926.0	0.0	364.0	749.0	378.0	221.0	342.4	3570194.0	2.4	11.0	185.3	22076031.5	357.0	1398.5	4768.8	4616.8		2785.3
0.0	1071.3	2142.5	3213.8	4285.0	0.0	273.0	259.0	554.0	201.0	257.4	1435109.0	2.8	8.0	178.0	5809592.4			1355.8			1355.8
0.0	2047.8	4095.5	6143.3	8191.0	316.0	173.0	426.0	550.0	226.0	338.2	3146176.0	2.9	9.5	186.1	20437255.6	323.8	668.8	3144.7	5843.1		2495.1
0.0	3749.3	7498.5	11247.8	14997.0	249.0	574.0	510.0	521.0	305.0	431.8	7436760.0	3.0	17.2	188.5	87715011.2	514.2	8177.9	3475.8	5472.5	11603.8	5848.8
0.0	1667.3	3334.5	5001.8	6669.0	151.0	423.0	396.0	670.0	185.0	365.0	3278810.0	4.7	20.0	177.9	55599597.2		2554.1	12917.6	9539.4		8337.0
0.0	6836.8	13673.5	20510.3	27347.0	261.0	521.0	468.0	701.0	355.0	461.2	16235891.0	3.4	7.3	197.7	83460088.8	1094.2	1792.5	2487.3	6833.6		3051.9
0.0	3314.5	6629.0	9943.5	13258.0	505.0	874.0	680.0	920.0	371.0	670.0	12560229.0	6.2	43.3	161.6	398507991.9		24316.1	37131.3	28726.5		30057.9

Tableau de mesures pour le cratère Backhuysen

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0	1391	2782	4173	5564	2696	3370	3512	3153		3192.75	17916590	10.4	52	1464.99							#DIV/0!
0	746.75	1493.5	2240.25	2987		2334	2477	2274		2361.666667	6839779	18.4	55	1909.5	77114176.22	21274.44196	53796.51232	37489.44096	14114.37753	2408.213875	25816.59733
0	1420.25	2840.5	4260.75	5681	183	1707	2477	3636		2000.75	15154448	13.8	47.33333333	1967.42	106551218.7		35319.63822	2613.437005	8913.94801	28175.838	18755.71531
0	1223.5	2447	3670.5	4894	969	1553	801	1249		1143	5784963	9.5	27.4	2529.43	57108013.59	13382.76933	27727.0609	1038.325491	4527.785095		11668.9852
0	483.75	967.5	1451.25	1935	972	850	844	804		867.5	1566515	12.2	35.5	1880.68	19278883.92	6991.274019	5727.553521	9922.386436	17211.77604		9963.247504
0	697.5	1395	2092.5	2790	294	1059	1076	993		855.5	2658901	18.7	28.66666667	1989.7	15637092.65		8946.509827	5971.998047	4565.389951	2934.872997	5604.692706
0	1041.25	2082.5	3123.75	4165	948	1218	1752	1810		1432	6599254	17.3	75.66666667	1973.2	105670458.3	2903.451456	66283.37155	7704.286369	24593.12523		25371.05865
0	1127.25	2254.5	3381.75	4509	1981	1860	578	1043	1080	1308.4	5793246	19.2	37.25	1909.35	88693020.41		45427.14717	6461.261958	23864.70131	2927.768175	19670.21965
0	207.25	414.5	621.75	829	688	756	766	708	249	633.4	592875	9	90	839.8							#DIV/0!
0	1362.25	2724.5	4086.75	5449	2265	2916	2328	2064	1488	2212.2	13583921	13.4	15	838.39							#DIV/0!
0	1432.75	2865.5	4298.25	5731	2213	1962	2279	1711		2041.25	11305502	14.8	60	960.24							#DIV/0!
0	1454	2908	4362	5816	2995	2383	2463	2686	327	2170.8	14155984	15	49.5	677.55							#DIV/0!
0	1671.25	3342.5	5013.75	6685	3459	3787	2773	3190	2097	3061.2	16543137	11.3	77	861.07	740766887.2		71699.3534	97577.29978	163154.261		110810.3047
0	799.5	1599	2398.5	3198	1391	1085	1357	1608		1360.25	4291934	10.8	35.4	1056.06	32680955.95	10365.63566	1873.405551	11706.53087	13333.62002	13816.73652	10219.18572
0	2385.75	4771.5	7157.25	9543		2495	2242	3798		2845	31671560	16.8	56.6	1655.62	268501322.5		58264.77645	21077.79435	21077.79435	12123.41457	28135.94493
0	1580	3160	4740	6320	1386	1160	5504	3057		2776.75	15375475	15.5	70.75	1308.85	2238113341.2	4188.741661	23684.91984	43064.61252	70714.47355		35413.18689
0	1161.75	2323.5	3485.25	4647		2651	2250	2544	3082	2631.75	12394570	14.2	83.33333333	1024.82	155537962.6		61747.8743	35823.01332	26463.51098	9848.074035	33470.61816
0	1659	3318	4977	6636		2244	1833	2047		2041.333333	12200356	9.7	72	2112.71							#DIV/0!
0	2798.25	5596.5	8394.75	11193	2296	1773	2329	1872		2067.5	20670426	11.8	67.5	1865.1							#DIV/0!
0	1747.75	3495.5	5243.25	6991	1783	2381	2510	1704	804	1836.4	15081571	14.2	72.33333333	2240.1	279807286.5	22487.30301	80620.63003	16963.85348			40023.92884
0	942.5	1885	2827.5	3770	2340	1789	1635	1983		1936.75	6229162	12.5	52.75	1648.91	76550500.12		27562.45482	20789.69388	12563.36863		20305.17244
0	672.75	1345.5	2018.25	2691	1310	1406	1189	1155	1511	1314.2	3454553	9.2	68	1722.62							#DIV/0!
0	715.25	1430.5	2145.75	2861	1884	2017	2251	2800	444	1879.2	7000539	15	50	1789.01	15419908.56	5389.691912					5389.691912
0	676.5	1353	2029.5	2706	882	1025	1012	1198		1029.25	3064207	13	46	1597.71	28923828.84		4096.487082	8819.319152	19150.52286		10688.77636
0	691.75	1383.5	2075.25	2767	1145	1028	1262	1288	1356	1215.8	2957243	11.5	55	1691.21	32234808.23		9457.773845	17478.48491	8012.937004		11649.73192
0	1088.25	2176.5	3264.75	4353	1255	2460	2404	2723	1095	1987.4	9850210	16.6	81.5	2181.16	83906030.48			24092.7355	19087.70832	14645.90385	19275.44922
0	4318	8636	12954	17272	806	3199	3370	4563	4440	3275.6	59541018	18.32	41.25	1346.37	1663405411		140972.8024	101428.79	78999.06301	63825.23874	96306.47355
0	2901	5802	8703	11604	266	2341	2419	2941	1926	1978.6	27334004	13.05	17	1450.2	209656855.6	3299.758742	40965.55546			9937.595726	18067.63664
0	915	1830	2745	3660	587	982	966	1275	1127	987.4	3856817	6.97	16.33333333	1243.33	39785977.32	9507.835451	4470.081393		18633.53997		10870.49561
0	1894	3788	5682	7576		1211	1656	2087	1203	1539.25	12402576	9.13	33.33333333	1220.37	160866226.6		10497.34565	47842.83329	5360.808358		21233.66244
0	2003	4006	6009	8012	258	1678	1077	2213	2113	1467.8	13938454	10.43	38.75	1299.98	246324536.5		13872.51884	15492.37765	46863.47814	46749.42694	30744.45039
0	1656	3312	4968	6624	1184	2219	1933	2272	939	1709.4	13406158	11.81	41	1208.04	290649153.1	23843.77328	51216.53259	75682.00722	45884.78979	22763.86411	43878.1934
0	5062	10124	15186	20248	569	3729	2925	3652	520	2279	65489691	14.06	33.33333333	1430.21	444621240.2			12835.69737	39445.86864	13594.75366	21959.77322
0	3172.75	6345.5	9518.25	12691	965	1496	1670	2414	1790	1667	25867104	9.07	250	1410.36	1182663692			36308.05703	150070.2728		93189.16492
0	3815.5	7631	11446.5	15262	185	2141	1235	1563	2467	1518.2	28907259	13.14	216.6666667	1446.5	5486194666		528016.1522	414710.4798	135676.1984		359467.6101
0	1174.5	2349	3523.5	4698	336	1601	2212	2316	1057	1504.4	8300585	13.11	80	1473.21	192316294.4		19522.49374	48044.27688	55240.56935		40935.77999
0	3546.25	7092.5	10638.75	14185		1934	1824	1031	714	1375.75	25098198	12.91	237.5	1493.27	5476098454		937981.4147	463318.273	93199.81063	49694.63751	386048.534
0	993.25	1986.5	2979.75	3973	960	1653	1883	1629	473	1319.6	6934012	12.8		1522.56							
0	5556.75	11113.5	16670.25	22227	1713	2235	1912	1745	1868	1894.6	42748212	12.71	178	1455.56	4269403514	145888.8254	210040.4096	349788.7212	27680.34996	227010.9966	192081.8605
0	910.25	1820.5	2730.75	3641	782	1821	2180	2019	1030	1566.4	6783666	12.77	166.6666667	1471.56	903742445.9		55246.80145		453731.0715	235660.2314	248212.7014
0	3199.5	6399	9598.5	12798	472	1897	2937	2848	1152	1861.2	28296914	12.66	106.6666667	1436.4	1807285187		6445.491173	376534.6351	40668.53467		141216.2203
0	3494.75	6989.5	10484.25	13979	1202	2401	2881	2938	1567	2197.8	35263735	16.44	224	1415.38	4157625543	15364.86919	244280.5662	588434.0404	483483.2496	155534.1852	297419.3821

Tableau de mesures pour les vallées du cratère Dawes

Annexes

Length	Width	Amplitude	Height range	Axgrad (°)	Axgrad (radian)	WidLen	Lenheight
1033	1359	363	394	19.36166282	0.337924765	1.315585673	2.621827411
1371	1331	390	537	15.87913889	0.277143256	0.970824216	2.553072626
1225	1603	311	419	14.24515058	0.24862478	1.308571429	2.923627685
3341	2890	354	411	6.04828204	0.105562436	0.865010476	8.126953771
2000	1673	244	315	6.955711411	0.121400066	0.8365	6.349206349
1986	2479	104	349	2.997645113	0.052318777	1.248237664	5.630544413
1866	1798	647	693	19.12301558	0.333759585	0.963558414	2.692640693
1830	4194	416	534	12.80697253	0.223523838	2.291803279	3.426966292
627	636	125	169	11.27478169	0.196782063	1.014354067	3.710059172
3530	2713	470	837	7.584011381	0.132365969	0.768555241	4.21744325
2930	2723	770	892	14.72431022	0.256987693	0.929351536	3.284753363
2880	1989	321	490	6.35984275	0.111000196	0.630625	5.87755102
1992	5975	636	697	17.70709241	0.309047064	2.999497992	2.857962697
1081	1332	191	210	10.0200739	0.174883281	1.232192414	5.147619048
1222	1341	212	328	9.84206068	0.171776364	1.097381342	3.725609756
2140	1699	549	638	14.38848007	0.251126352	0.793925234	3.354231975
969	1446	84	147	4.354431235	0.086471138	1.492260062	6.591836735
2087	1751	12	218	0.329440238	0.005749817	0.839003354	9.573394495
2787	2341	208	360	4.26819844	0.074494116	0.839971295	7.741666667
2293	1971	649	757	15.80338694	0.275821135	0.859572612	3.029062087
2634	2231	750	870	15.89366936	0.277396861	0.847000759	3.027586207
2923	2302	503	741	9.764026589	0.170414412	0.787547041	3.944663366
978	1494	141	376	8.203905378	0.14318516	1.527607362	2.60106383
1636	2231	470	603	16.02862083	0.279752208	1.363691932	2.713101161
2143	2619	577	659	15.06944697	0.263011466	1.222118525	3.251896813
3392	2506	448	512	7.523820439	0.131315439	0.73879717	6.625
1544	1423	170	259	6.283164827	0.109661914	0.921632124	5.961389961
1770	1262	308	420	9.87127123	0.172286184	0.71239435	4.214285714
995	2260	91	150	5.225579202	0.091203562	2.271356784	6.633333333
1270	1348	253	286	11.26654631	0.196638328	1.061417323	4.440559441
3610	1432	186	337	2.949473594	0.051478025	0.3966759	10.71216617
2280	2679	203	291	5.087918662	0.088800933	1.175	7.835051546
4870	2485	386	627	4.531833968	0.079095424	0.51026694	7.767145136
4641	1778	557	1032	6.843747036	0.119445919	0.383107089	4.497093023
3235	3422	735	828	12.80043844	0.223409736	1.057805255	3.907004831
3934	5055	373	603	5.416275503	0.094531841	1.284951703	6.524046434
2234	1364	398	552	10.10159071	0.176306018	0.610564011	4.047101449
2801	3891	854	1137	16.95599777	0.295937989	1.389146733	2.46350044
1334	1721	189	264	8.06394792	0.140742442	1.290104948	5.053030303
2157	5745	696	1171	17.88335309	0.312123393	2.663421419	1.842015371
2976	1479	581	640	11.04682066	0.192803392	0.496375806	4.65
4641	3370	490	902	6.02699345	0.105190384	0.855419091	5.145232816
2475	2008	278	417	6.408785073	0.111854401	0.811313131	5.935251799
1152	1301	204	207	10.04202364	0.175266376	1.129340278	5.565217391
1130	1512	135	172	6.812780859	0.118905457	1.338053097	6.569767442
2168	1667	173	351	4.562366727	0.079628321	0.768911439	6.176638177
1589	1471	347	370	12.31865408	0.215001073	0.925739459	4.294594595
1540	2335	442	485	16.01416652	0.279499333	1.516233766	3.175257732
2203	1510	293	341	7.555563782	0.131869465	0.683567225	6.478005865
2501	3747	591	648	13.29541436	0.232048756	1.49820072	3.859567901
2690	4361	201	337	4.273267694	0.074582591	1.621183591	7.982195846
831	1219	140	164	9.562313455	0.166904431	1.466307341	5.067073171
1132	1250	163	200	8.193866643	0.143009951	1.104240283	5.66
1172	1001	194	223	9.39888932	0.164041565	0.854095563	5.255605381
3869	4601	511	588	7.523820439	0.131315439	1.189136175	6.579931973
1474	1563	364	391	13.87149567	0.242103272	1.060379919	3.769820972
1922	1852	380	483	11.18375579	0.195193361	0.963579605	3.979296066
1673	1247	457	458	15.27829895	0.266656621	0.745367603	3.652838428
2911	2854	526	566	10.24247997	0.178764939	0.9804191	5.143109541
2041	2414	540	571	14.8195354	0.258649686	1.182753552	3.574430823
3892	3670	326	1058	4.788007319	0.083566492	0.942959918	3.678638941
5741	8214	1317	1665	12.92024839	0.225500875	1.430761191	3.448048048
3943	3518	542	611	7.826759023	0.136602715	0.89221405	6.453355155
2512	2260	292	344	6.63042116	0.11572268	0.899681529	7.302325581
2857	2397	363	454	7.240994555	0.126379196	0.83899195	6.292951542

Tableau de mesures pour les têtes de vallées du cratère Dawes

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0	726	5808	2178	2904	1224	1432	1088	1099	912	1151	356222	3.55	30	1647	19131853.45		2605.845272	8545.037367	8613.428776		6588.103805
0	477	3816	1431	1908	541	722	747	667	678	671	132914	4.38		1779							
0	792	6336	2376	3168		800	1210	2093	797	1225	385117	3.67	14.33333333	1796	10555244.18		3078.116128	4454.805546	2462.574709		3331.832128
0	961	7688	2883	3844	513	781	1063	1214	335	781.2	348014	3.54	18.66666667	2029	27191703.34		9795.119843	1213.072441	10213.22031		7073.804198
0	871	6968	2613	3484	1007	1215	1499	1527		1312	479228	2.94	9	2449	6506254.623	1445.552649		2289.381119			1867.466884
0	792	6336	2376	3168	783	1437	1303	1372	680	1115	384297	3.99	31.66666667	1977	30542578.32	3115.40572	12837.22105	8277.115409	14334.11933		9640.965379
0	735	5880	2205	2940	572	1186	1740	1366	672	1107.2	371584	4	27	2139	37492390.38	5982.372395	6493.263624	27232.70563	12650.27271	11403.95431	12752.51373
0	414	3312	1242	1656		1495	1705	1607	1343	1537.5	257441	4	37	2162	29477785.17	15647.8365	10693.5004	20903.0661	20682.62765	21075.9439	17800.59491
0	918	7344	2754	3672	1384	1857	2319	2519	1905	1996.8	746417	3.33	25	1403	110828607.3	3792.590665			56571.57452		30182.08259
0	1465	11720	4395	5860		2059	1786	1846		1897	122318	2.93	45	2559	207044773.1	11408.25158	59255.49349				35331.87254
0	2243	17944	6729	8972	3060	4026	3278	2342		3176.5	239566	3.18		2006							
0	3216	25728	9648	12864	504	1969	1062	1823	792	1230	192535	3.29	15	1625	104180056.4		12893.91546	4055.762865	7346.043778		8098.574035
0	1496	11968	4488	5984		932	1360	1304		1198.666667	698934	3.43	19.5	1787	24777473.79		7082.821231		1198.42001		4140.620621
0	1549	12392	4647	6196		448	547	760	889	661	369327	3.27	13.75	1886	28618748.72		8484.673634	1461.315344	2763.956869	5765.682764	4618.907153
0	751	6008	2253	3004	969	1108	972	1172		1055.25	311415	3.77	27.5	2434	36234016.33		13625.77207	10173.97299	13700.03327	10747.91319	12061.92288
0	1045	8360	3135	4180	983	828	655	928		848.5	344379	4.29	32.5	2337	35117923.3		13518.93892		3283.895199		8401.417057
0	991	7928	2973	3964	711	990	1090	875		916.5	389462	4.56	23.33333333	2364	30038198.92		4829.88208	10983.32171	6920.044634		7577.749475
0	636	5088	1908	2544		535	656	915	932	759.5	162595	3.96	18	2546	9872399.304		3286.968047	5906.918425	2448.09384		3880.660104
0	542	4336	1626	2168	500	752	930	981	893	811.2	184532	4.53	15.66666667	2359	13960385.7	38.20816112	4605.615438		14674.05329		6439.292297
0	1523	12184	4569	6092	238	1253	1298	1532		1080.25	812977	5.87	48.33333333	1582	96240503.45		4169.063668	15659.72967	27564.75727		15797.8502
0	532	4256	1596	2128	1058	598	516	594	630	676.8	124376	3.78	12.5	2238	4943872.804		1594.515421		3051.961576		2323.249498
0	1544	12352	4632	6176	1324	1083	1304	1850	1753	1462.8	936943	4.56	37.5	1858	95915340.7	14203.7456	30565.72789	11004.52375	6347.337417		15530.33366
0	1590	12720	4770	6360	874	1248	979	882		995.75	766515	4.68	38.33333333	1960	103751993.6	24535.35866	17542.62649			6861.634471	16313.20654
0	915	7320	2745	3660	225	929	925	771	565	683	292720	4.06	21.66666667	2230	33018670.01		5044.66951	11469.52484	10550.28926		9021.494538
0	773	6184	2319	3092	920	1013	1642	2144		1429.75	435590	4.84	21.66666667	2421	33724589.12		15097.82644	8338.991471		9284.322892	10907.04693
0	886	7088	2658	3544	1175	1642	1912	2057		1696.5	615958	4.05	14.4	2242	24476263.44	8551.089879	11691.73165	5074.490226	6596.590757	2618.071867	6906.394876
0	1460	11680	4380	5840	1790	2435	3612	3537	1162	2507.2	162663	3.95	27.33333333	2016	200278415.7		9071.979378	41250.32226	52560.44613		34294.24926
0	1071	8568	3213	4284	871	2344	2615	2521	3017	2273.6	105619	4.16	63.33333333	2151	400191923.4		71081.02045	63943.14501	139222.2795		93415.48165
0	1214	9712	3642	4856	1355	1353	2028	1926	405	1413.4	907905	3.46	10	2448	24201248.15	3187.876191		6773.688943			4983.782567
0	833	6664	2499	3332	1128	1852	1109	1332		1355.25	427196	4.6	32	2086	48495908.9	12489.62155	25492.3123	3150.174996	17086.26919		14554.59451
0	561	4488	1683	2244	659	855	1146	776	507	788.6	184618	3.48	17	1870	19575835.41			8723.63432			8723.63432
0	2501	20008	7503	10004	803	942	2141	1789	530	1241	168655	3.17	13.5	2326	54689915.64	3041.442302	1514.135332	11509.34952	5902.292208		5466.804842
0	531	4248	1593	2124	1681	1923	1728	1531	324	1427.4	350005	3.76	16.75	2725	19385332.73	14573.3187	10092.39221	5555.245217	6286.261826		9126.804487
0	368	2944	1104	1472	1081	822	915	790		877	118779	4.65	15.75	2749	8747871.178	12399.84484	5548.675166	4090.5607	1732.308364		5942.847268
0	495	3960	1485	1980	281	1356	1548	1632	364	1036.2	281194	4.66	10.66666667	2751	6057141.824	3263.564586		3991.108412		1916.814614	3053.162537

Tableau de mesures pour les vallées du cratère 1

Annexes

Length	Width	Amplitude	Height range	Axgrad (°)	Axgrad (radian)	WidLen	Lenheight
3383.00	1970.00	386.00	686.00	6.51	0.11	0.58	4.93
2091.00	2316.00	748.00	751.00	19.68	0.34	1.11	2.78
3421.00	2462.00	894.00	944.00	14.65	0.26	0.72	3.62
1917.00	2540.00	253.00	343.00	7.52	0.13	1.32	5.59
1744.00	1434.00	237.00	588.00	7.74	0.14	0.82	2.97
1997.00	2044.00	338.00	373.00	9.61	0.17	1.02	5.35
1191.00	1682.00	143.00	372.00	6.85	0.12	1.41	3.20
1320.00	1828.00	428.00	425.00	17.96	0.31	1.38	3.11
1423.00	1999.00	475.00	648.00	18.46	0.32	1.40	2.20
1389.00	3108.00	436.00	666.00	17.43	0.30	2.24	2.09
934.00	690.00	363.00	392.00	21.24	0.37	0.74	2.38
1562.00	2080.00	122.00	369.00	4.47	0.08	1.33	4.23
1591.00	1441.00	351.00	531.00	12.44	0.22	0.91	3.00
1085.00	1041.00	309.00	431.00	15.90	0.28	0.96	2.52
1583.00	1357.00	477.00	500.00	16.77	0.29	0.86	3.17
4795.00	4292.00	1579.00	1595.00	18.23	0.32	0.90	3.01
5568.00	6187.00	1529.00	1595.00	15.36	0.27	1.11	3.49
1718.00	3064.00	297.00	317.00	9.81	0.17	1.78	5.42
4065.00	3942.00	266.00	333.00	3.74	0.07	0.97	12.21
1643.00	1224.00	521.00	538.00	17.59	0.31	0.74	3.05
1960.00	1717.00	493.00	626.00	14.12	0.25	0.88	3.13
1510.00	1489.00	398.00	528.00	14.77	0.26	0.99	2.86
2482.00	2582.00	483.00	540.00	11.01	0.19	1.04	4.60
1264.00	921.00	326.00	316.00	14.46	0.25	0.73	4.00

Tableau de mesures pour les têtes de vallées du cratère 1

Longueur 0% (m)	Longueur 25%	Longueur 50%	Longueur 75%	Longueur 100%	Largeur 0% (m)	Largeur 25% (m)	Largeur 50 %(m)	Largeur 75% (m)	largeur 100% (m	largeur moyenne (m	Surface (m²)	Pente(°)	profondeur moyenne (m)	ltitude moyenne (r	Volume cumulé (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25% (m²)	ross-section50% (m	ross-section 75% (r	ross-section 100% (r	Cross-section moyenne (m²	V-index 50
0	905	1810	2715	3620	618	1071	2184	2233	665	1354.2	6723520	3.71	22.75	1660	57757923.88	3122.950003	23711.04594	22768.13717	14218.77725		15955.22759	0.3183022
0	590	1180	1770	2360	1300	2008	2330	2173	1932	1948.6	4676645	3.39	24.25	1603	36048544.45		10129.44865	22446.39387	14927.20814	13596.17722	15274.80697	0.3225521
0	1065.75	2131.5	3197.25	4263	868	1319	2370	891		1362	5775829	2.94	6.666666667	1669	11897513.9		3287.095727	3482.680797	1602.858171		2790.878232	0.4626143
0	794.25	1588.5	2382.75	3177	572	990	1342	1426		1082.5	3494211	2.98	14.33333333	1985	31337578.77		1901.735389		26475.28999	1214.64485	9863.890076	0.1777068
0	1101.25	2202.5	3303.75	4405	1245	1527	1659	1947	641	1403.8	7302882	2.93	24.66666667	1917	92162089.06		8887.557166	35701.57872	18177.32659		20922.15416	0.0838772
0	707.75	1415.5	2123.25	2831	1010	1028	1540	1676	697	1190.2	3831178	2.9	11	1829	16741463.57		4431.638079	5203.268867	8105.958724		5913.62189	0.1692744
0	838.75	1677.5	2516.25	3355	995	1179	1049	799	318	868	3326432	2.83	6.666666667	1937	5945766.909	2258.085388	1610.719515	1447.827207			1772.210703	0.4235288
0	448.5	897	1345.5	1794	644	866	1115	1151		944	1717624	3.24	13.5	1756	7653384.999			4036.149204	4496.721475		4266.43534	0.0046061
0	544.25	1088.5	1632.75	2177	1372	1784	1478	1533	1026	1438.6	3328394	3.11		1521	#DIV/0!						#DIV/0!	
0	277.75	555.5	833.25	1111	595	1126	1170	1274	936	1018.2	1308565	3.82	42	1638	33204406.56			36215.504	23558.40519		29886.9546	0.1341756
0	683.75	1367.5	2051.25	2735	1132	1212	2119	2083	1269	1563	4351552	3.25	18	2474	26252142.59			11225.6795	7971.499717		9598.589611	0.2151126
0	534.75	1069.5	1604.25	2139	1395	1417	1161	1367	936	1255.2	2839737	3.13	17.5	2418	20888553.72				14159.0331	5372.106423	9765.569762	0.1151029
0	930.25	1860.5	2790.75	3721	831	1325	1675	1456	1006	1258.6	5148238	3.77	17	1810	27278053.53		7018.548974	7643.129891			7330.839432	0.0267648

Tableau de mesures pour les vallées du cratère 2

Longueur 0% (m)	Longueur 25%	Longueur 50%	Longueur 75%	Longueur 100%	Largeur 0% (m)	Largeur 25% (m)	Largeur 50 %(m)	Largeur 75% (m)	largeur 100% (m	largeur moyenne (m	Surface (m²)	Pente(°)	profondeur moyenne (m)	ltitude moyenne (r	Volume cumulé (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25% (m²)	ross-section50% (m	ross-section 75% (r	ross-section 100% (r	Cross-section moyenne (m²	V-index 50
0	845	1690	2535	3380	1314	1844	1995	2079	1530	1752.4	6457853	5.6	25.33333333	2281	31112389.93		15827.12879	21280.50838	18121.45737		18409.69818	0.22965994
0	1208.25	2416.5	3624.75	4833	1064	2768	3958	2963		2687.75	13381075	5.31	25.66666667	2758	53930059	12396.7036	33420.05139	28584.31144			24800.35547	0.10132099
0	1497.5	2995	4492.5	5990	980	1094	1112	930	1160	1055.2	6568183	5.04	23.5	2430	78907294.42		27466.21339	25226.47069			26346.34204	0.40491265
0	822.5	1645	2467.5	3290	1501	1686	1586	1368	937	1415.2	4956327	4.4		2675	#DIV/0!						#DIV/0!	
0	1074	2148	3222	4296	4318	4433	4549	3512		4203	16316513	4.73	65.66666667	2414	287276489.6		143102.9895	107063.8479	151057.31		133741.3825	0.05118485
0	980.5	1961	2941.5	3922	2573	2353	2281	2152	503	1972.4	8047709	5.9	57	2412	60978687.55		31095.71012				31095.71012	
0	794.25	1588.5	2382.75	3177	873	1486	1923	1817	646	1349	4830996	6.24	50.5	2239	5971506.35		40216.59181	34967.62142			37592.10661	0.28599486
0	2033.25	4066.5	6099.75	8133	2343	1660	1314	1901	2461	1935.8	15627346	6.18	32.5	2570	85497059.14			30259.1919	11790.26544		21024.72867	0.45561489
0	767	1534	2301	3068	1361	1933	1888	1796	1618	1719.2	5451872	2.87	12.66666667	1521	6973700.112	3536.265611	4894.210415		5207.790164		4546.08873	
0	1045.5	2091	3136.5	4182	1422	1005	1618	1295	1004	1268.8	5325174	2.48	9	2293	4634979.067		2101.606286		2331.659201		2216.632744	
0	558	1116	1674	2232	641	617	743	854	572	685.4	1588041	3.74	13	2844	4111052.63	717.4431337	2208.283569	3862.221569	6398.727645	5232.018662	3683.738916	0.15535919
0	1064	2128	3192	4256	704	1086	1347	1884	908	1185.8	5734422	3.41	24	3490	35227026.34	8757.522436	15550.1074	14358.16175	27550.42334		16554.05373	0.11413129
0	643	1286	1929	2572	1225	1459	1692	1692	661	1345.8	3654990	3.24	18.66666667	2331	12526632		9132.877212	8654.834364	11434.60257		9740.771381	0.26685884
0	2411.75	4823.5	7235.25	9647	1942	1931	3285	2514		2418	21395937	4.95		2542	#DIV/0!						#DIV/0!	
0	574	1148	1722	2296	930	1471	1456	1170		1256.75	278598	6.07	61.66666667	2412	42445098.17		40673.23033	34478.03331	35767.98246		36973.08203	0.02418426

Tableau de mesures pour les vallées du cratère 3

Longueur 0% (m)	Longueur 25%	Longueur 50%	Longueur 75%	Longueur 100%	Largeur 0% (m)	Largeur 25% (m)	Largeur 50 %(m)	Largeur 75% (m)	largeur 100% (m	largeur moyenne (m	Surface (m²)	Pente(°)	profondeur moyenne (m)	ltitude moyenne (r	Volume cumulé (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25% (m²)	ross-section50% (m	ross-section 75% (r	ross-section 100% (r	Cross-section moyenne (m²	V-index 50
0	739.75	1479.5	2219.25	2959	755	1337	1413	1350		1213.75	3673708	3.35	29	2973	54857177.18			7976.812059	29101.37461		18539.09333	-0.17795743
0	1175	2350	3525	4700	1200	826	1640	1828		1373.5	5470557	3.21	14.66666667	2657	61408824.18	8480.695129	2300.682112	28415.74457			13065.70727	0.36726437
0	848.25	1696.5	2544.75	3393	721	1617	1235	1664	554	1158.2	4790452	3.59	23.66666667	2888	47216824.27	3970.352096		23104.00344	26767.3862	1822.065245	13915.95175	0.31887308
0	1258.75	2517.5	3776.25	5035	1163	1985	1271	1463	934	1363.2	7995732	2.85	18	3041	64111687.6		14703.36971	19563.50327	3932.74227		12733.20508	0.22756901
0	1086.75	2173.5	3260.25	4347		1811	2004	904	1065	1446	6102163	2.76	19.5	2556	30115675.24		10205.30375	5312.24868	5266.212393		6927.921609	0.34394728
0	558.25	1116.5	1674.75	2233	903	902	1292	2110	2457	1532.8	3155371	4.8	17	3130	47062555.46			30968.60506	11183.25831		21075.93169	0.23549718
0	1024.75	2049.5	3074.25	4099	1491	2144	1874	1603	1094	1641.2	6558783	4.91	50	2947	213687639.9			84899.07791	19364.22527		52131.65159	0.32989402
0	912	1824	2736	3648	1359	1952	2166	2458		1983.75	7331239	4.47	34.5	2754	145155326.7	15988.92887		63591.84236			39790.38562	0.24931787

Tableau de mesures pour les vallées du cratère 4

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0	2499	4998	7497	9996	773	1777	2920	3475	5314	2951.8	27224319	5.88	178	3075.5	1046747511	33233.93315	64164.65529	203129.971	118345.9947		104788.6385
0	795.33175	1590.6635	2385.99525	3181.327	1256	1998	2077	2316	2053	1940	6709237	5.86	163	2620.6	1003444421.6		49875.61642	23497.35279	20354.39578	32437.28477	31541.69736
0	1258.48925	2517.3705	3776.05575	5034.741	1212	1227	1640	2538	2574	1870.2	9252065	4.81	151	2840.4	230333708.6			45829.69616	28458.04069		45748.86942
0	927.89425	1855.7925	2783.68875	3711.585		1949	1904	1956	1951	1960	7411431	2.83	139.2	1673.9	624196854.04			17248.61521	21923.97419	12080.13151	16417.57363
0	915.648	1831.37	2747.055	3662.74	577	1425	1881	1574		1281.8	5107927	7.09	127	1872.8	120048098.2	13701.08849	37011.71091	47081.64494	41241.91235		34995.10117
0	864.446	1728.892	2593.338	3457.784	1293	1119	1157	1129	871	1113.8	3770041	5.45	142	2307.8	137494329.7	44333.18425	30465.93533	38883.97916	45104.5915	35031.27341	39763.71273

Tableau de mesures pour les vallées de la Montagne

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0	1905	3810	5715	7620	1960	2218	2933	3451	823	2277	18847662	9.75	31.5	1223.97	168509799.4	9364.187645		40253.15602	21386.83421	17452.40971	22114.1469
0	321	642	963	1284	1002	922	898	866	187	775	1115347	10.06	17.33333333	919.14	6532732.407	3774.174722	5473.056199	6016.162553			5087.797825
0	417.25	834.5	1251.75	1669	729	817	795	504	158	600.6	1183525	12.58	21.33333333	970.18	18195517.1	4832.653695	16444.49124	11428.99725			10902.04739
0	946.5	1893	2839.5	3786	1394	1743	1727	1033	232	1225.8	5188014	10.2	21.2	1394.92	40468089.14	6988.23667	7825.739966	28128.82881	6121.765095	4379.815541	10688.87722
0	1230	2460	3690	4920	1767	2287	1507	873	560	1398.8	7219922	11.84	17.75	1230.94	39138703.06		13093.4927	6367.15866	3390.931303	8968.501125	7955.020947
0	1158	2316	3474	4632	1278	1657	1318	1162	928	1268.6	6170504	9.79	20.6	962.08	77404024.32	7638.940406	23074.29385	9695.956956	12652.08167	30492.29396	16710.71337
0	1996.75	3993.5	5990.25	7987	484	2073	1679	1367	201	1160.8	11738543	10.75	15	1233.5	42243399.92	3613.855513	3851.95898	3220.406686	12295.91396	3462.963091	5289.019647
0	683.5	1367	2050.5	2734	820	936	1001	909	506	834.4	6880054	16.3	21.33333333	1865.92	29967618.09	4232.985988		12535.3349	16114.94695		10961.08928
0	1282	2564	3846	5128	2565	1821	898	1210	390	1376.8	4514535	9.5		796.48							
0	1149.75	2299.5	3449.25	4599	1567	1333	891	796	319	981.2	18951483	9.56		815.45							
0	1762.75	3525.5	5288.25	7051	725	2068	4257	1860	2219	2225.8	3021063	10.1	23.75	1168.23	144455458.1	8388.088974	16136.92809		32886.04865	24537.85392	20487.22991
0	1769.25	3538.5	5307.75	7077	725	2068	5391	1504	307	1999	3021063	10.1	11.75	1168.23	109241321.5	8388.088974	16136.92809	21499.04704		15720.35951	15436.1059
0	977.5	1955	2932.5	3910	1383	714	1046	675	307	825	3676587	13.05	19.4	1430.93	35555906.22	20062.04219	9428.378441	3786.843451	2600.190391	9590.456299	9093.582154
0	984.5	1969	2953.5	3938	1302	1116	820	1002	629	973.8	10103630	8.04	12.6	1080.21	23153773.81	1204.494125	7373.218483	2575.59583	13330.41705	12532.23923	7403.192943
0	1471	2942	4413	5884	434	1455	1334	3261	1735	1643.8	2955840	10.8	19.4	1412.85	2639353549.4	2272.494504	24207.64203	6560.335872	70525.10824	120732.133	44859.54272
0	763	1526	2289	3052	1111	711	836	1091	1040	957.8	7310050	11	14	1315.35	27176550.09	18345.0757	5126.551167	1919.499289	922.2353021	18209.1643	8904.505272
0	1852.75	3705.5	5558.25	7411	459	1205	1085	991	167	781.4	3254711	11	16.5	1664.77	83121906.91	1947.162927	2931.915471		21182.02327	18902.96899	11216.01766
0	1160.5	2321	3481.5	4642	435	991	1056	416	171	613.8	1765629	10.08	19.4	1619.37	45458058.28	9446.425374	10789.3529	9821.577224	7268.129389	11638.39853	9792.774296
0	753.25	1506.5	2259.75	3013	426	601	763	730	159	535.8	897851	10.04	10	1617.64	15741224.4	3354.863344	3787.512801	500.8047323		13254.56144	5224.435579
0	472.5	945	1417.5	1890	382	596	596	347	195	421.2		12.14		1814.67	5589863.556	2881.294784	2541.012748	6030.393361	2461.640381	873.0575502	2957.598765
0	250.75	501.5	752.25	1003	1573	2966	2081	2942	614	2036.4	2216434	10.06	26.25	1353.79	24234786.73	31024.4573	40835.99013	10091.94427		14696.81557	24162.30182
0	693	1386	2079	2772	432	885	833	811	531	698.4	1867649	14.89	12.5	1384.66	19543123.3	5379.239675	5660.515459	5681.6851	11479.32389		7050.188781
0	435.5	871	1306.5	1742	939	983	990	1200	224	867.2	2405623	10.3	24	969.19	16212484.89	2580.485853	5188.514884	12473.44648	25028.14784	1263.517703	9306.822553

Tableau de mesures pour les vallées du cratère GLF

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0	12746.045	25492.09	38238.135	50984.18	984	2067	4503	2593	737	2176.8	158148838	3.11	2910	23.42161889	108.0556	88.1167	139.7226	98.0071		108.4755	298397.0685
0	2675	5350	8025	10700	839	1476	1014	1281	2485	1419	13525720	2.71	3349	7.540521494							
0	4890	9780	14670	19560	821	1067	2457	2093	253	1338.2	29523151	2.34	3138	14.61664923							
0	2102.5	4205	6307.5	8410	712	861	657	693	711	726.8	7986525	2.46	3287	11.57127133							
0	624.25	1248.5	1872.75	2497	492	659	735	540	817	648.6	1554838	2.54	3300	3.849830404							
0	1211.5	2423	3634.5	4846	833	702	427	727	291	596	3436958	1.92	3243	8.130872483							
0	4737.5	9475	14212.5	18950	1207	1386	1541	2675	983	1558.4	26123185	3.73	2820	12.1589076			24.8103	124.0488		74.42955	
0	967.5	1935	2902.5	3870	560	731	1073	1191	1104	931.8	4265815	2.48	2833	4.153251771							
0	2421	4842	7263	9684	562	1246	1194	1150	2172	1264.8	11400752	1.35	2712	7.65654649							
0	1788	3576	5364	7152	389	789	1270	1685	1812	1189	9094412	0.83	2711	6.015138772				1.6409	20.038	10.83945	
0	10841	21682	32523	43364	1564	2430	2759	7534	2653	3388	174483716	2.68	2613	12.79929162	6.7726	21.1413	155.3307	91.7459		68.747625	2960.283843
0	7265.5	14531	21796.5	29062	1704	1975	2838	2751	2681	2389.8	86147248	2.84	2415	12.16085028		11.0899	123.7336	79.2993	105.1262	79.81225	
0	6237.25	12474.5	18711.75	24949	1135	2778	2786	1679	2087	2093	62492796	2.6	2410	11.92021022	114.4549	93.3432	23.859	57.1979		72.21375	383532.7239
0	9443.25	18886.5	28329.75	37773	3050	2352	2945	2505	2070	2584.4	107364686	2.88	2326	14.61577155	64.219	102.658	174.3645	96.0241		109.3164	259690.5008
0	11528.75	23057.5	34586.25	46115	1098	1759	2993	2980	1009	1967.8	102406495	2.8	2293	23.43480028			112.6233	56.5985		84.6109	
0	5600.75	11201.5	16802.25	22403	3241	2667	1911	1362	771	1990.4	38088711	2.31	2445	11.25552653	79.4337	84.8161				82.1249	182139.1325
0	5671.25	11342.5	17013.75	22685	440	1391	1918	1888	255	1178.4	28182652	2.13	2112	19.25067889							
0	8422.75	16845.5	25268.25	33691	1498	2423	1969	3565	2821	2455.2	85142419	1.94	2284	13.72230368	69.561		79.5727	35.2241	99.5352	70.97325	154161.7989
0	5703.75	11407.5	17111.25	22815	1315	2232	1488	1798	2311	1828.8	44474635	3.74	2342	12.4753937			69.5543			69.5543	
0	6554.5	13109	19663.5	26218	2906	4391	4285	2389	1025	2999.2	84012107	2.42	2331	8.741684444	11.6625	28.0676				19.86505	14601.71739
0	3367.75	6735.5	10103.25	13471	3137	2696	2741	2086	533	2238.6	33269696	2.58	2131	6.017600286	23.2545	62.2095		85.5939	67.5003	59.63955	31193.06839
0	5007	10014	15021	20028	2305	3151	3353	4191	1224	2844.8	53924909	2.67	2711	7.040213723							
0	2906.5	5813	8719.5	11626	1697	1432	2039	1501	1059	1545.6	16977521	1.87	2319	7.52199793				12.1944	16.167	14.1807	
0	2276.25	4552.5	6828.75	9105	530	2253	2136	2337	1401	1731.4	17940237	1.44	2264	5.256750144							
0	4742	9484	14226	18968	1404	1675	2126	3622	2254	2216.2	46960149	2.15	2636	8.558794333			28.2666	48.4264	108.0864	61.59313333	
0	4542.75	9085.5	13628.25	18171	1548	3169	2306	6263	7202	4097.6	70843451	2.31	2374	4.434547052	17.0441	82.2133			99.9405	66.3993	30741.97049
0	3822.25	7644.5	11466.75	15289	3464	2407	1931	2256	2683	2548.2	35630427	2.76	2107	5.999921513		54.2395			53.0535	53.6465	
0	8262	16524	24786	33048	995	2748	1755	3159	552	1841.8	69213860	14.08	2218	17.94331632		29.5237	58.7992			44.16145	
0	2393.75	4787.5	7181.25	9575	639	877	1205	3061	2082	1572.8	14503938	2.91	2615	6.087868769				60.9694	169.3844	115.1769	
0	4544.5	9089	13633.5	18178	1538	2156	1398	3513	1057	1932.4	41697826	2.84	2403	9.406955082							
0	4432.75	8865.5	13298.25	17731	1589	2817	2723	1718	1577	2084.8	46478785	1.58	2063	8.504832556		28.805	16.8405	73.3444		39.8633	
0	5664.5	11329	16993.5	22658	1826	2099	2109	2500	2036	2114	53595187	2.27	2142	10.71807001		75.5035	40.9997	52.434		56.3124	
0	3470.5	6941	10411.5	13882	1006	2210	5285	3629	4101	3246.2	48774078	1.54	2954	4.276384696					50.3023	50.3023	
0	4385.5	8771	13156.5	17542	1185	2385	1800	1898	1585	1770.6	32678968	2.86	2408	9.907376031		81.919				81.919	
0	1192.75	2385.5	3578.25	4771	1824	2048	2210	1598	826	1701.2	8155538	2.75	2534	2.804490948							
0	3320.25	6640.5	9960.75	13281	1414	1928	1798	2395	2270	1961	27240548	3.33	2766	6.772565018			64.5528	94.5217		79.53725	
0	6265.25	12530.5	18795.75	25061	1307	2346	3268	1780	839	1908	58427256	3.05	2508	13.13483602	93.2951	21.1971	70.047	54.0397		59.644725	154460.3412
0	3090.75	6181.5	9272.25	12363	2757	4542	3348	2675	2161	3076.6	39280730	4.3	2547	4.018396932	47.1456	112.4172	28.7166	59.8436	24.7675	54.3781	85467.82812
0	6218.5	12437	18655.5	24874	1379	3167	5591	2174	2784	3019	69613513	2.72	2237	8.239152037		103.2714		130.6678	123.7325	119.2239	
0	6314.75	12629.5	18944.25	25259	3491	2517	2146	2787	1664	2521	68746200	2.79	2473	10.01943673	153.3296	140.8511	68.114	71.1944		108.372275	332500.4048
0	11775.5	23551	35326.5	47102	5803	2621	2728	2519	1421	3018.4	126281790	3.33	2573	15.60495627		88.3517	122.0825	129.4239		113.2860333	
0	8237.5	16475	24712.5	32950	1507	2200	1368	1692	1760	1705.4	65115154	2.75	2662	19.32098042		54.4188	69.1008	40.1683		54.56263333	
0	4866.25	9732.5	14598.75	19465	2463	2224	2534	1247	1175	1928.6	36636379	2.36	2696	10.09281344		64.1758	42.3675		21.1165	42.55326667	
0	7384.5	14769	22153.5	29538	1603	828	935	2081	1704	1430.2	41683041	2.63	2820	20.65305552				61.2568		61.2568	
0	4610.75	9221.5	13832.25	18443	4970	1162	1290	953	1149	1904.8	27467675	2.8	2556	9.682381352				16.8587		16.8587	
0	4488.75	8977.5	13466.25	17955	1405	1574	3037	1804	675	1699	27264065	2.96	3223	10.56798117							
0	6561.5	13123	19684.5	26246	2143	3952	2599	1322	3263	2655.8	79136373	3.13	3087	9.882521274	20.2792	52.6908	68.1553			47.04176667	22909.17338

Tableau de mesures pour les radiating valley

Annexes

Area (sq m)	L - Length (m)	W – Width	W - 0 %	W - 25 %	W - 50 %	W - 75 %	W - 100 %	Sl – Slope (°) min	Sl max	Sl – moy	El – Elevation (m)	Dp – Depth (m)
16826200	8528	2042.2	1676	1752	2267	2140	2376	3.12	14.74	8.93	1892.5	867
22485900	10433	2191.4	3327	2747	1905	2003	975	0.36	18.92	9.64	2531.5	611
2684090	1985	1383.6	1138	1293	1299	1545	1643	8.49	14.07	11.28	2398	380
4636130	3388	1474	735	1075	1532	1841	2187	5.45	17.37	11.41	2161.5	621
17506600	8968	1828	965	1642	2284	2251	1998	4.47	14.25	9.36	2233.5	1139
20150500	9408	2235.666667		2108	1610	2989		3.43	13.21	8.32	1845	1310
3839050	3052	1362		1418	1446	1222		0.41	10.67	5.54	2352	172
3939300	3115	1261.6	679	889	1089	1603	2048	3.97	9.58	6.775	1377.5	289
10174300	5684	1882.75	1392	1757	1782	2600		3.78	11.43	7.605	1562	580
1143210	1712	790		937	780	653		4.14	5.55	4.845	1317	94
7486350	5533	1293.75	646	1162	1763	1604		2.63	9.94	6.285	1573.5	521
1056885	1757	621.3333333	422	519	728	617		5.1	8.77	6.935	1420	128
8858920	5884	1598.8	1334	1277	1098	1806	2479	3.38	13.91	8.645	1873.5	859
1861730	1685	1165.6	1291	1213	979	1045	1300	10.99	12.11	11.55	1514	296
4133400	4170	1157.333333		738	1426	1308		4.27	13.95	9.11	1534	684
5361470	4804	1071.2	997	1054	1364	776	1165	7.13	16.18	11.655	1757.5	981
1524920	1977	790	742	659	620	840	1089	5.77	10.24	8.005	1419.5	253
2746400	3626	725		810	719	662	709	3.08	11.06	7.07	1337.5	381
4690760	3136	1509.75	853	1378	1813	1995		5.29	11.28	8.285	1326	410
6375070	4299	1233.333333		894	1739	1067		5.49	12.76	9.125	1457.5	613
3277970	3395	966.2	674	781	1087	1021	1268	3.5	10.58	7.04	1460	330
2335900	2107	1111.8	1098	1004	898	1366	1193	9.35	10.64	9.995	1401	348
2253150	2060	1063	1015	1155	1169	1045	931	9.41	12.16	10.785	1434.5	377
32588600	11488	2725	1650	1497	4035	3718		2.84	11.77	7.305	2046	924
2998190	2471	1194.8	1347	1149	1331	1265	882	5.03	12.61	8.82	2130.5	383
2609960	2028	1217.8	800	870	1112	1654	1653	5.72	11.85	8.785	2150	332
3337170	5136	508	657	870	526	487		2.88	9.67	6.275	1849.5	445
1838460	2410	687.25		1032	685	481	551	7.06	12.27	9.665	2106	314
2244160	2010	1095.6	864	1078	1030	1077	1429	3.37	5.34	4.355	1798	138
2788260	2950	1000.2	1050	989	940	898	1124	4.23	5.56	4.895	1737.5	201
20364200	8927	1990.5	1941	1429	2018	2574		2.68	14.46	8.57	2080.5	869
6366130	6238	945.8	1110	921	1319	832	547	1.82	9.91	5.865	1848	340
5893600	4915	1295.5	1067	1170	1032	1913		2.71	12.74	7.725	2397	558
18556900	12791	1551.333333		1400	1548	1706		1.85	12.33	7.09	2022	982
5245110	4148	1282.4	1165	1427	1692	1036	1092	4.21	9.02	6.615	1592.5	379
7707780	5039	1514	1707	1612	1432	1305		10.13	16.6	13.365	1988	1320
3625030	3567	1085.2	623	1009	1187	1269	1338	10.11	14.89	12.5	1723.5	615
3513110	4438	875	979	779	876	762	979	6.71	12.92	9.815	1554	730
3973840	2866	1145.5		1562	1500	1520	1401	5.45	22.31	13.88	2347	858
3834630	3022	992.5		1364	1080	1526	1502	12.52	15.52	14.02	1697	696
8751860	6894	847		1035	1057	1296	1196	1.65	14.16	7.905	1706	1084
2751960	2867	936.6	729	1325	979	695	955	5.88	13.46	9.67	1494.5	407
2983210	2938	1039.666667		986	1026	1107		5.02	12.74	8.88	1659	484
9552550	5601	1919.75		1726	2057	1617	2279	1.23	13.44	7.335	1483	648
4117670	3031	1589.75		994	1373	1931	2061	2.39	9.52	5.955	1233.5	213
2653570	4105	584	509	424	719	684		5.8	11.43	8.615	1424	452
6552120	5758	1261.6	1240	1349	1277	1100	1342	3.44	13.48	8.46	1474.5	847
4388060	3817	1055.75	728	1068	1009	1418		2.58	8.87	5.725	1382.5	263

Tableau de mesures pour les vallées de la zone b

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)
0	858.25	1716.5	2574.75	3433	1078	1278	988	859	943	1023.2	3454833	11.34	601	2240
0	602.5	1205	1807.5	2410	454	739	1166	1069	820	861.6	2180574	14.09	480	2233
0	463	926	1389	1852	1104	1056	1080	1023	840	1020.6	1951333	13.04	522	2465
0	431.5	863	1294.5	1726	624	683	872	779	685	728.6	1256715	17.07	474	2551
0	618.75	1237.5	1856.25	2475	357	895	938	1183	856	845.8	2364406	14.28	431	2473
0	613.5	1227	1840.5	2454	281	835	1240	1113	1253	946.8	2422480	12.41	448	2570
0	512	1024	1536	2048	1553	1594	1313	1143	784	1277.4	2728343	7.75	272	1910
0	212.75	425.5	638.25	851	1027	949	942	1012	1071	1000.2	627623	10.6	127	1926
0	590.5	1181	1771.5	2362	725	911	1118	1585	308	929.4	2525342	14.43	542	2612
0	433.5	867	1300.5	1734	1108	1256	1364	1184	779	1138.2	2044109	10.01	256	1991
0	446.75	893.5	1340.25	1787	649	1394	1369	1257	967	1127.2	2179377	15.69	406	2436
0	580.75	1161.5	1742.25	2323	717	1085	1122	947	1004	975	2231566	10.03	333	2272
0	527.25	1054.5	1581.75	2109	735	756	861	1034	814	840	1734246	9.5	332	1818
0	644.5	1289	1933.5	2578	730	884	1065	1136	736	934.2	2466179	9	371	1869
0	314	628	942	1256	534	515	479	376	653	512.6	657483	9.6	134	1828
0	532	1064	1596	2128	616	456	400	512	356	468	838075	8.04	274	1814
0	484.75	969.5	1454.25	1939	306	366	469	531	647	463.8	873013	9.45	226	1884
0	925	1850	2775	3700	522	544	837	1200	1664	365.4	3375070	13.9	838	2085
0	750.75	1501.5	2252.25	3003	588	754	1060	1462	1632	1093.2	3224865	14.21	669	2072
0	598.25	1196.5	1794.75	2393	545	518	598	518	513	538.4	1182906	11.8	390	1869
0	177.25	354.5	531.75	709	548	505	493	493	455	500	355553	11.6	93	1763
0	459.5	919	1378.5	1838	603	827	1026	1032	1059	909.4	1584037	18.7	522	2343
0	297	594	891	1188	871	926	1052	1234	1164	1049.4	1295648	12.6	212	1827
0	415	830	1245	1660	1164	1297	1354	1426	1561	1360.4	2143711	17.04	459	2125
0	323.5	647	970.5	1294	734	679	708	853	428	680.4	1152910	7.05	164	1756
0	456	912	1368	1824	321	330	466	456	468	408.2	763307	7.35	166	1770
0	316.5	633	949.5	1266	537	589	661	737	760	656.8	837538	13.01	208	1882
0	457.25	914.5	1371.75	1829	365	509	457	518	563	483.6	886390	14.08	333	1907
0	256.75	513.5	770.25	1027	472	438	610	683	665	586.8	603077	10.2	97	1814
0	252.25	504.5	756.75	1009	500	488	472	454	476	478	471150	10.3	124	1757
0	604	1208	1812	2416	867	1073	1123	1234	1516	1174.6	2652508	14.8	577	2103
0	554.25	1108.5	1662.75	2217	685	741	661	603	436	625.2	1420898	12.9	557	1884
0	769.75	1539.5	2309.25	3079	1344	1217	1340	1362	1340	1320.6	3793356	16.06	892	2172
0	437	394	1431	1388	693	782	816	962	1040	858.6	1628507	17.72	432	2144
0	611.25	1222.5	1833.75	2445	1202	1452	1568	1403	978	1320.6	3309545	16.3	600	2279
0	180.5	361	541.5	722	470	435	429	429	525	457.6	321573	10.55	67	1812
0	375	750	1125	1500	837	313	889	939	815	878.6	1320178	10.67	232	2240
0	1043.25	2086.5	3129.75	4173	1321	1192	1216	912	826	1093.4	4704200	8.1	566	2237
0	554.25	1108.5	1662.75	2217	732	581	633	735	688	673.8	1501015	13.25	466	2504
0	830.25	1660.5	2490.75	3321	593	853	1112	1758	1630	1201.2	4144777	10.4	523	2360
0	877.5	1755	2632.5	3510	847	1275	1475	1778	2219	1518.8	4336660	10.17	535	2477
0	578.5	1157	1735.5	2314	830	863	926	768	513	780	1855732	7.26	231	2426
0	1296.25	2592.5	3888.75	5185	675	860	1169	875	625	844.8	4568044	5.53	422	2247
0	547.25	1094.5	1641.75	2189	711	523	543	750	783	664.4	1355333	4.53	160	2654
0	581.5	1163	1744.5	2326	544	653	838	930	178	628.6	1666019	10.09	296	2457
0	335	670	1005	1340	304	1261	1264	1082	1402	1182.6	1607983	5.9	128	2271
0	762.25	1524.5	2286.75	3049	2210	1698	1676	1700	1756	1808	5270732	7.21	269	2268
0	591.5	1183	1774.5	2366	501	930	827	940	559	751.4	1946879	3.38	100	2043
0	336	672	1008	1344	852	831	638	751	613	750.2	354296	3.3	62	2069
0	844.5	1689	2533.5	3378	951	999	543	571	710	754.8	2392807	3.62	123	2153
0	1615	3230	4845	6460	982	674	969	782	373	758	4840986	3.46	359	2077
0	993.75	1987.5	2981.25	3975	324	770	857	752	791	698.8	2852286	4.55	228	2261
0	1001	2002	3003	4004	341	572	531	583	608	528.2	1958718	3.96	211	2234
0	1576.5	3153	4729.5	6306	411	741	746	1123	1112	827.8	4452033	3.96	357	2120
0	2504.75	5009.5	7514.25	10019	393	587	774	741	1027	704.4	6768183	5.63	801	2303
0	853.25	1706.5	2559.75	3413	881	533	743	798	487	688.4	2251983	5.43	265	2406
0	771.25	1542.5	2313.75	3085	419	542	508	594	444	501.4	1602385	3.21	120	1991
0	1248.5	2497	3745.5	4994	1503	1455	885	1052	1135	1206	5977555	7.28	480	2048
0	1218	2436	3654	4872	1242	1628	1220	1231	789	1222	6155730	9.9	630	2274
0	680.25	1360.5	2040.75	2721	547	439	602	559	1023	634	2237530	0.93	30	1966
0	1431.75	2863.5	4295.25	5727	650	492	345	397	545	485.8	2547857	1.32	35	1952
0	1201	2402	3603	4804	1191	938	718	548	358	750.6	3717088	1.61	102	1921
0	1310.75	2621.5	3932.25	5243	817	812	950	679	1306	912.8	4272668	2.01	102	1917
0	2324.75	4649.5	6974.25	9299	558	675	475	513	573	558.8	5618334	1.79	144	1931

Tableau de mesures pour les vallées de la zone d

Annexes

Surface	Longueur	Largeur 0	Largeur 25	Largeur 50	Largeur 75	Largeur 100	Largeur moy	Elevation. Moy	Prof. Max	Pente Moy.	Cross-section 25	Cross-section 50	Cross-section 75	Cross-section moy	V-index 25	V-index 50	V-index 75	V-index moy
4367854	4056.382	1524	1249	1171	655	497	1019.2	2864.52381	649	9.342238984								
3315720	3050.993	1260	1035	1228	1026	882	1086.2	2980.888889	500	9.574443181								
22529760	18451.509	773	1298	1086	1472	954	1036.6	3516.68	1114	4.120956946			54503.17834				0.110097851	
8921907	8949.707	911	794	476	1057	931	833.8	3610.232558	698	4.254405615								
22837700	15833.394	765	1841	1433	2011	515	1313	3346.989952	773	3.989885583								
6749552	10270.436	440	511	627	810	624	602.4	3392.65625	347	2.421213999								
6520064	11263.493	422	525	426	883	355	522.2	3414.433333	359	2.526226724								
10919780	10689.613	1458	1533	1365	576	833	1153	3377.26	749	3.006839102	24448.62013	184080.5369	711.3370172	69746.85135	0.482821715	0.019088477	-0.583944695	-0.027314168
7186432	7031.787	1022	1429	938	907	748	1008.8	3754.257143	378	3.671400223								
13515705	10132.486	493	1704	1566	1107	1092	1192.4	3092.050847	439	4.361414655								
7176857	7185.641	357	500	912	546	415	546	3838.242424	320	1.900887291								
3126790	4783.421	365	476	681	473	836	606.2	3986.5	115	1.677769856								
2741741	4592.316	452	771	610	564	303	540	4029.133333	99	1.56185229								
7586976	9800.523	428	1097	473	530	515	608.6	3880.05	359	2.907304363		14238.06711	6573.47084	10405.76698		-0.300366015	-0.400411994	-0.351889005
9711766	13679.767	1050	576	734	921	266	721.4	3864.314894	472	2.992318332								
3601176	5879.667	388	514	687	825	1320	746.8	3786.235294	253	2.995886842								
6247398	5717.116	805	1278	1159	814	1584	1528	3725	238	2.736373352								
16316590	11199.746	812	1198	1170	1107	715	1000.4	3632.337349	1597	8.324017547	72352.67323	27365.19525		49959.93424	0.117531672	0.002848292		0.060189982
4823742	3685.444	745	1407	1513	1341	629	1127	3642.347826	351	7.174246021	51746.23519	45608.53546	54472.42675	50609.0658	0.282535761	-0.046850015	0.223076901	0.152920892
7826514	7229.124	544	1143	1213	1228	1484	1122.4	3667.175	612	5.923014706	202058.5452	247424.3572	16152.22371	88984.40156	0.497656418	0.146858297	0.057883949	0.234200221
4404870	3059.971	1412	1214	1324	1559	1927	1487.2	2786.5	764	16.44493957	23157.79233		93614.84568	58366.31801	0.666022614		0.161440596	0.113731605
11077946	7956.835	1662	1260	945	1775	705	1269.4	2816.627451	1093	8.235054634		19207.85033	83116.38451	51162.36742		0.24390199	0.555531836	0.399557908
11263463	4979.946	2082	2449	2510	2244	335	1924	2974.673077	1310	16.6899508	96820.58002	90249.63331		93535.10667	0.212726163	0.282720688		0.247723426
3991786	3269.123	1448	1106	950	929	895	1065.6	2750.642857	685	13.06388937								
20188533	14431.679	1609	1801	1534	848	485	1254	2740.677083	1155	5.341409297								
4918871	4667.112	826	1024	1245	1039	1049	1048.6	2696.25	467	6.674820183	32473.6108	101275.1974		66874.50411	-0.188953531	0.117742545		-0.035605493
4547150	5950.506	1291	1069	935	679	719	918.4	2801.52381	502	5.018204426								
7505345	6380.508	308	1190	1601	1009	482	918	3116.235294	768	8.348974053			64012.15349			0.162592199		
20068481	17683.769	1099	1675	1325	1068	579	1149.2	3027.072917	755	3.656804245				55497.21141			0.314635443	
6420344	6955.045	705	1100	1062	962	1360	1055.4	2768.153548	339	2.85609486				7948.216232			0.395920924	
5390853	5338.459	696	1072	1054	919	635	875.6	2746.321429	347	3.900328819								
3430133	5163.55	341	702	853	588	1039	704.6	3021.5	487	7.571222901								
6927953	6279.734	1116	1162	1068	796	508	930	2769.6875	346	3.720936105			20295.62092			0.103559068		
626262	1034.624	546	568	522	459	1193	655.6	2752.666667	30	3.61077522								
4440066	4115.753	255	763	1148	1358	565	817.8	2939	592	10.33663414								
3409572	4756.322	657	769	699	761	472	671.6	2762	225	3.604400709			19596.12984				0.370726255	
2639439	3545.4	657	671	813	706	350	679.4	2754.25	273	5.61393947								
3756610	5302.871	797	777	637	735	459	679	2905.578947	686	7.43972289								
2706089	3412.191	805	953	876	802	656	798.4	3418.1	469	9.664548874			36934.32446				0.124089733	
2237878	2801.439	692	602	815	1017	369	699	3365	430	10.25716643			23189.6422				0.144647498	
4418105	5405.342	1262	1027	675	700	837	932.2	3124.913043	445	5.626570064								
4403279	5393.512	772	799	957	762	372	780.4	3362.595217	643	7.625932337	36148.67634	60412.73005		48280.7032	-0.34732291	-0.131173209		-0.23924806
1386350	2320.312	747	688	689	396	536	611.2	3187.714286	435	13.44264548								
5394687	6984.905	466	800	744	957	1610	915.4	3055.295714	738	7.146445283								
13333034	47402.95	1726	2451	2039	3276	3612	2620.8	2761.706392	344	1.992829839	55677.65708	69250.00752	182716.2402	99547.96826	-0.27837	0.054195646	0.270511041	0.015445562
4919689	23453.706	1697	2096	2033	2403	1995	2084.8	2747.365801	218	2.123952903	126871.7186	149836.1379	56660.79062	110716.2159	0.058021983	-0.120844931	0.020167439	-0.015588536
33864144	21297.285	1271	1411	1483	1950	1472	1517.4	2925.415094	232	1.589020735	53574.38722	26742.56695	28911.17794	36409.37534	0.462393845	0.090916302	-0.542315579	0.003664856
23989483	15726.952	2403	2367	1570	1913	1962	2047	2886.407143	179	1.538126205	43657.82758		25250.9278	34554.37769	0.063621356		0.339543649	0.231682503
5809745	3904.872	2038	1768	1764	797	470	1363.4	2718.733333	366	1.728554594	65420.17535	105057.6504	110931.2077	100469.6778	0.237272409	0.189057471	0.060730919	0.162235
36284452	16962.627	985	1536	1771	2713	1009	1658.8	2783.428571	235	1.14.3523963	59326.81128	20995.24491	42143.36307	40622.00869	-0.063018104	-0.05674445	-0.224035778	-0.116559444
97094688	44272.653	4259	2459	2153	1649	639	2231.8	3021.438901	389	1.531472354	96577.73042	76340.88647	90391.67562	87770.0975	0.084686449	0.009657918	0.190859345	0.095067571
6917649	7021.216	1409	1149	1300	799	996	1130.6	3160.367097	113	1.651907139		17973.7071	112712.9563	14622.41631		-0.205339089	-0.15627016	-0.178513052
13752542	8712.942	1813	1501	1855	2087	711	1527.4	3130.164179	146	1.604625272	35443.86511	18136.66883	60152.71918	37911.08071	-0.049511203	-0.142344658	-0.178455444	-0.123137102
36419533	20947.426	496	1725	1137	2016	1961	1467	3695.567073	601	2.760419101	48350.69407	105067.1049	194008.9206	112808.8765	0.27070008	0.146540276	-0.048631488	0.122863623

Tableau de mesures pour les vallées de la zone g

Surface	Longueur	Largeur 0	Largeur 25	Largeur 50	Largeur 75	Largeur 100	Largeur moy	Elevation. Moy	Prof. Max	Pente Moy.
13659865	9131.964	1288	1509	1948	1531	721	1399.4	2519.4	90	1.849488994
36597524	13317.767	1634	3551	2674	3233	897	2397.8	2206.317647	129	1.578069392
10899994	9958.772	3348	1348	737	1042	744	1443.8	2197.574074	132	1.414501455
17497998	12079.544	2194	1313	1136	2247	1466	1671.2	2146.238636	177	1.187471608
13563015	8914.346	1339	2151	2181	933	842	1489.2	2139.225806	121	1.1165647
4826674	7029.285	654	646	1054	569	619	708.4	2151.636364	99	1.27924197
18319347	13907.154	937	1422	908	1664	762	1138.6	2504.072289	308	1.729177407
2597575	3457.589	512	841	638	1004	1015	802	2443	60	1.100707813
325488465	69679.307	3849	3465	3629	3698	6538	4235.8	2168.894668	464	1.856989053
635987403	106739.037	1228	6722	15014	3759	3143	5973.2	2059.326153	357	1.690307961
1639047	1749.873	1070	751	971	1032	849	934.6	2150.222222	84	3.850420263
1031365	1475.383	906	626	780	652	601	713	2185	54	3.827061117
1202271	1698.012	637	740	769	652	840	727.6	2196.714286	106	3.62186265
1160277	1737.303	670	546	646	823	952	727.4	2201	106	2.726021111
541753	2218.149	604	293	359	174	88	303.6	2299.5	1	0.401411802
1313655	2420.594	765	562	709	474	402	582.4	2296.166667	103	3.579642574
12004842	7467.208	1824	1612	1441	1669	1154	1540	2773.236364	50	1.003411795
3144707	3232.212	1144	1161	1013	812	508	927.6	2809.066667	10	0.314302061
11234545	10509.745	1312	1030	900	941	810	998.6	2784.269231	45	0.726697564
19228888	13945.275	1317	1341	1794	1081	1307	1368	2550.965116	84	1.76340887
16026899	8165.885	1010	1488	2037	2026	1874	1687	2514.92	81	1.375561057
14842525	11257.07	1660	1172	1548	1388	863	1326.2	2577.125	67	1.368443152
8457227	7005.378	807	1248	1241	1432	1089	1163.4	2586.6	98	1.552248556
31272258	18619.26	1198	999	1754	1989	2222	1632.4	2457.972973	58	1.401287944
31455147	26845.78	2484	948	936	969	1786	1424.6	2725.418301	197	1.385045036
10038110	10924.039	502	1272	667	1212	890	908.6	2817.87234	122	1.107729264
15613715	52700.031	1874	2298	4174	2421	2717	2696.8	2758.695811	189	1.14210063
119414343	10703.869	1804	1538	1710	1145	1755	1590.4	2768.157143	47	0.732744189
1239103	1840.152	1055	769	542	711	562	727.8	2379.5	99	5.673152924
833992	1460.308	410	612	681	595	383	536.2	2364	97	5.96974411
2220229	2518.571	841	911	956	958	857	904.6	2360.636364	228	5.540276354
1086252	1531.697	715	745	800	689	500	689.8	2391	150	10.90209904
2221734	2063.026	590	881	1046	1202	1817	1107.2	2494.777778	400	11.58698977
2589865	3009.619	795	1009	1040	855	682	876.2	2548.833333	600	12.22637935
758231	978.671	764	826	785	753	623	750.2	2574.5	156	13.99290347
6591378	5579.945	1551	1683	1349	439	288	1062	1685.0625	598	10.13940642

Tableau de mesures pour les vallées de la zone h

Surface	Longueur	Largeur 0	Largeur 25	Largeur 50	Largeur 75	Largeur 100	Largeur moy	Elevation. Moy	Prof. Max	Pente Moy.
28398857	16032.336	1822	2454	1022	2321	1193	1762.4	2667.238806	303	1.799061664
57205539	27838.976	2023	2439	1613	2424	1981	2096	2811.860902	607	1.841525869
37021178	22312.007	1620	899	2132	1725	1479	1571	2838.186441	417	1.672569065
26882438	14315.874	1258	2202	1167	2385	1728	1748	2773.51938	265	1.382122146
23911165	15561.741	1410	1863	1264	1487	988	1402.4	2768.669725	197	1.025742456
45084432	13777.269	3104	3118	3599	3383	3004	3241.6	2790.71564	134	0.844243788
31998452	11216.93	2725	2705	2958	2484	3115	2797.4	2779.216216	112	1.326943795
32923613	11167.207	1461	2861	2494	3872	3695	2876.6	2767.686275	110	1.195921535
40562923	15019.45	2876	3019	2536	2579	2338	2669.6	2730.689474	135	1.094393978
105888510	42698.21	2562	3492	2970	3672	718	2682.8	2647.0501	298	1.632098781
45442323	15746.136	3344	2983	4449	1887	1830	2898.6	2619.734597	145	1.090617871
105383518	27493.74	2741	3811	4189	3198	5235	3834.8	2551.169072	204	1.426809715
35448906	11329.935	3077	3924	2801	2821	3476	3219.8	2548.372671	159	1.658154776
23378599	11918.731	2823	1852	2844	2191	2192	2380.4	2769.188679	225	1.631399264
9397644	4826.04	2306	2005	2177	2005	627	1824	2734.866667	77	1.2210828
30178790	14119.205	4664	2086	2118	2872	2289	2805.8	2705.964029	200	1.639688065
57771241	16184.983	4304	4089	4539	2753	2664	3669.8	2564.441606	103	1.306195162
38444090	10110.957	2708	3874	3994	4227	2485	3457.6	2536.587912	104	1.580130865
61307557	13433.404	2851	3303	6602	5893	3284	4386.6	2535.242321	176	1.756122446
21737671	9726.801	3760	1874	1421	2100	3894	2609.8	2639.357143	133	1.262156831
24635993	8841.705	2390	2252	3237	3117	2865	2772.2	2639.110169	98	1.278717325
54878020	17953.948	2638	3082	2611	3703	2400	2886.8	2771.023529	228	1.237456131

Tableau de mesures pour les vallées de la zone i

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cross-section 0 %(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-sectio	Mean V-index
0	4509.25	9018.5	13527.75	18037	737	1884	3165	3715	3114	2523	47465826	11.64	239.8251	747.3262	369003.1954	807186.2771	821340.0347	248964.6341	89495.08838	467197.8459	0.289422259
0	5928	11856	17784	23712	634	567	1316	1522	2565	1320.8	27340167	13.73	117.6468	757.6441	115250.0972	144246.8643	99661.88584	9020.399164	79812.55915	89598.36113	0.258266403
0	3761.25	7522.5	11283.75	15045	1776	1624	1265	1008	1622	1459	24312400	19.6	246.40788	935.0504	173058.2396	100237.7596	95929.77404	219851.2545	407462.475	199307.3126	0.123453336
0	2059.75	4119.5	6179.25	8239	329	1300	751	708	835	784.6	6788769	16.18	124.72394	1101.63	27860.71904	72424.46443	71540.05216	194789.4623	35262.73864	80375.48731	0.189193277
0	1234	2468	3702	4936	840	1093	1065	980	648	925.2	4720272	21.63	191.35822	1031.917	29442.55041	125211.759	117086.0379	172250.6904	151659.2316	119130.0539	0.088297957
0	2330.75	4661.5	6992.25	9323	656	849	928	742	500	735	7069100	16.87	94.41942	1200.293	21175.64753	31912.89191	74478.51457	21829.49864	98905.4664	49660.40381	0.23621846
0	1758.75	3517.5	5276.25	7035	825	815	847	843	860	838	6018910	16.4	93.97962	1097.943	57950.04841	50787.88951	42084.23203	21998.63485	67859.00691	48135.96234	0.299088022
0	3825	7650	11475	15300	1265	1083	1669	1607	1658	1456.4	21785110	12.57	191.2777	922.9831	58112.08463	195519.9427	220151.0995	203169.0043	394477.0033	212295.8269	0.251221936
0	1629.75	2059.5	3089.25	4119	442	554	615	675	827	622.6	2542363	15.03	88.51092	1034.236	73424.88795	35539.4504	26888.04033	44549.26757	25376.70774	42355.65678	0.292852666
0	603.5	1207	1810.5	2414	634	793	648	631	680	677.2	1585395	17.95	100.20536	984.4313	51177.57745	35508.74282	38762.29377	48910.47023	26982.00187	40268.21723	0.183675896
0	4232.75	8465.5	12698.25	16931	2170	1810	2286	1629	1737	1926.4	30703575	10.22	154.02896	1088.367	68758.06687	52131.31484	72858.65941	282145.3257	504523.8495	196083.4433	0.190607342
0	4674.75	9349.5	14024.25	18699	934	1620	1449	837	417	1051.4	24102199	11.78	119.74974	980.0345	20175.54636	51795.53237	82059.20634	134667.0794	131898.4328	84119.15946	0.269961627
0	715.5	1431	2146.5	2862	1109	1193	922	1245	1091	1112	3075635	10.39	114.75578	1026.418	74505.28133	172221.805	64260.33244	121273.7393	50013.89299	96455.02222	0.281544578
0	2433	4866	7299	9732	1016	938	1009	1462	880	1061	10599213	13.78	132.37874	990.0031	50736.98461	87954.43514	192368.5923	60001.58405	103892.8967	98990.89856	0.17910618
0	4958	9916	14874	19832	2815	2506	1690	1646	1930	2117.4	39407701	19.78	291.2738	847.2484	78411.40022	370554.5125	407379.4101	763762.4017	105452.9333	345112.1316	0.134494898
0	1822.75	3645.5	5468.25	7291	1745	1527	1337	1008	846	1292.6	9398300	21.43	239.97688	927.7527	76586.3904	170970.4695	256893.1167	90210.49854	465060.2896	211944.153	0.174490306
0	1153.75	2307.5	3461.25	4615	822	1179	999	364	587	790.2	3621235	20.18	168.57848	965.2689	23217.08061	16833.60731	150798.2112	170855.3943	121992.6012	96699.37893	-0.070946416
0	3063.75	6127.5	9191.25	12255	1274	1123	1341	1349	987	1214.8	14323690	16.69	180.9959	775.8973	119877.4271	190058.3791	196763.2633	66806.5588	123505.9312	139402.3119	0.214156638
0	899.5	1799	2698.5	3598	377	378	565	666	430	483.2	1899844	15.9	65.40424	774.237	17164.77267	42775.19628	12799.53939	7671.621326	23014.1925	20685.06443	0.152175712
0	2717.25	5434.5	8151.75	10869	646	705	1072	1163	955	908.2	10983693	17.59	169.87788	786.4228	84698.73789	151565.4672	206025.4255	55006.31406	52383.75026	109936.059	0.071506257
0	2013.25	4026.5	6039.75	8053	498	589	994	1361	1783	1045	8610568	14.11	115.69606	753.9899	33140.53792	125370.697	30223.63227	75161.97436	72838.62959	68547.07643	0.174702327
0	2285.5	4571	6856.5	9142	702	1423	2080	2410	2944	1911.8	18133111	11.01	161.3215	701.3561	307513.3183	127737.359	285480.7772	213386.7316	82800.26772	203383.6908	0.306005354
0	1052.25	2104.5	3156.75	4209	318	408	468	534	752	496	1984542	16.38	85.13778	784.2659	37366.85001	38552.82596	42518.0035	7705.444435	24627.80574	30154.18593	0.045362768
0	761	1522	2283	3044	589	649	738	823	1292	818.2	2279059	18.36	125.99792	975.4837	13729.31589	39988.36561	60477.35776	199683.954	29476.02255	68671.00316	0.142724751

Tableau de mesures pour les vallées du Cantal

Length 0% (m)	Length 25%	Length 50%	Length 75%	Length 100%	Width 0% (m)	Width 25%	Width 50 %	Width75%	Width 100%	Average Width	Surface (m²)	Slope (°)	Depth (m)	Elevation (m)	Cumulative volume (m^3)	Cross-section 0%(m²)	Cross-section 25%	Cross-section50%	Cross-section 75%	Cross-section 100%	Average cross-section
0	2154	4308	6462	8616	564	1954	2393	2034	1392	1649.4	15222055	22	416.5	2692	5244604149		434519.7395	536767.5385	379418.6468	1084114.941	608705.2169
0	262	524	786	1048	411	878	737	605	362	598.6	786033	31	102	3000	#DIV/0!						#DIV/0!
0	295	590	885	1180	532	500	632	533	511	541.6	637286	36	119.25	3200	38367478.47		38138.64134	30264.65153	19631.16289	42024.79666	32514.31311
0	163	326	489	652	544	483	363	366	279	407	270680	53	91.666666667	3490	12455318.22	16464.36252	23214.39558	17630.99232			19103.25034
0	1966	3932	5898	7864	1525	2028	2757	2415	2345	2214	16762193	30	610.75	2264	6147119372		427389.3336	1045665.688	691548.4565	962110.343	781678.4553
0	352	704	1056	1408	616	719	1020	835	951	828.2	1084809	30	56	2747	39594054.3		28120.7772				28120.7772
0	1266	2532	3798	5064	1995	4050	1945	1552	839	2056.2	12783682	27	458.3333333	2687	3753900155	830681.2222	693724.9972		699468.28		741291.4998
0	1284	2568	3852	5136	789	1195	1926	717	1024	1150.2	5948886	29	150	2394	449750459.5		52563.08763			122573.3958	87568.24173
0	508	1016	1524	2032	940	1481	1875	1888	1902	1617.2	3497693	32		1903	#DIV/0!						#DIV/0!
0	770	1540	2310	3080	1671	1466	1330	1362	1912	1548.2	4315225	37	276	2225	5554289669.8	69277.09103	322528.3031	266590.8099	62941.02939		180334.3084
0	242	484	726	968	1600	1314	1495	1372	545	1265.2	1623056	38	396.75	1982	19595716.2	95452.48156	200565.727	239629.0452	358506.996	58065.36855	202443.9217
0	748	1496	2244	2992	405	411	1106	1014	415	670.2	2244964	37	173	2353	37884716.7		171517.7842	210840.9839	151861.9001		126618.2208
0	5103	10206	15309	20412	1712	6211	4021	5430	4337	4342.2	97240464	26	849.8	1567	50628826386	658617.7043	2748606.571	4938113	2996417.26	1159976.404	2480346.188

Tableau de mesures pour les vallées de Chamonix

Annexes

Length	Width	Height range	Aire (m2)	Alt MIN	Alt MAX	Size (m)
6033	4374	827	20934380	920	1747	2794.511307
1643	1186	553	1549375	1279	1832	1025.21699
2210	1145	672	2624375	1125	1797	1193.591391
2117	1768	482	2459375	1195	1677	1217.353529
1799	1202	534	1931875	1170	1704	1049.121119
603	550	216	252500	1226	1442	415.3152876
1098	642	312	550000	1060	1372	603.6205092
2369	2296	481	3698125	1076	1557	1377.930586
1566	986	381	1249375	870	1251	837.9109825
1435	1123	517	1360000	962	1479	940.9662936
2435	2025	643	3678750	1039	1682	1469.078452
3268	1979	742	5455625	1077	1819	1686.723578
1458	1273	218	1446250	1097	1315	739.6293566
2118	1695	591	2967500	1218	1809	1284.974117
2469	2190	644	4615000	1118	1762	1515.713169
1154	853	366	857500	1306	1672	711.5607351
2031	1582	612	2429375	1120	1732	1252.821722
1684	1472	415	2065000	1137	1552	1009.483748
3227	2258	721	6780625	1023	1744	1738.412046
1057	736	363	590625	1097	1460	656.074476
2060	1267	459	2142500	1181	1640	1062.067633
1878	1394	494	2265000	1087	1581	1089.503016
1295	1130	329	1261250	1039	1368	783.7568868
2257	1882	509	3096250	1133	1642	1293.072831
2214	1640	555	2520625	1171	1726	1263.101204
1278	996	350	1046875	1304	1654	763.7526771
3600	2543	546	7497500	716	1262	1709.807304
1129	707	340	714375	962	1302	647.4368647

Tableau de mesures pour les cirques du Cantal

Length	Width	max	min	Altitudinal range	size	rapport d'aspect l/w
1136	1452	3436	2501	935	1155.364058	0.782369146
1068	494	3559	2646	913	783.8921698	2.16194332
977	377	3781	3181	600	604.5919886	2.591511936
599	407	3842	3405	437	474.0609941	1.471744472
3089	4298	4074	2573	1501	2711.159098	0.718706375
655	473	3555	2946	609	573.5525889	1.384778013
1131	737	3951	3018	933	919.6104806	1.534599729
2402	4025	4131	2360	1771	2577.423692	0.596770186
1919	2460	3682	2306	1376	1865.847616	0.780081301
1063	1370	3103	2122	981	1126.265929	0.775912409

Tableau de mesures pour les cirques de Chamonix

Liste des données

P02_001782_1657_XI_14S321W	P13_006292_1737_XN_06S331W	P22_009614_1741_XN_05S319W	B10_013623_1709_XI_09S329W	B18_016656_1695_XN_10S332W	B20_017262_1800_XN_00S318W	G06_020651_1750_XN_05S322W	G18_025121_1651_XN_14S318W	J15_050492_1602_XN_19S323W
P02_002006_1731_XI_06S317W	P14_006516_1694_XN_10S326W	P22_009693_1627_XN_17S314W	B10_013636_1608_XN_19S323W	B16_015904_1595_XN_20S320W	B20_017565_1757_XN_04S310W	G06_020664_1661_XN_13S316W	G19_025820_1634_XN_16S321W	J13_049951_1721_XN_07S311W
P03_002204_1657_XI_14S321W	P14_006529_1708_XN_09S321W	P22_009720_1726_XN_07S332W	B10_013649_1596_XI_20S317W	B17_016418_1648_XN_15S314W	B21_017829_1661_XN_13S316W	G07_020809_1600_XN_20S314W	G19_025820_1713_XN_08S322W	J13_049991_1698_XN_10S325W
P04_002494_1602_XI_19S319W	P14_006542_1589_XN_21S315W	P22_009733_1766_XN_03S328W	B10_013689_1742_XN_05S331W	B18_016642_1595_XN_20S308W	B19_017183_1622_XN_17S319W	G08_021455_1606_XN_19S311W	G18_025279_1678_XN_12S312W	J15_050637_1629_XN_17S322W
P04_002652_1616_XI_18S313W	P14_006582_1609_XN_19S327W	P22_009759_1735_XN_06S317W	B11_013794_1596_XI_20S317W	B18_016642_1718_XN_08S310W	B19_016946_1644_XN_15S328W	G06_020493_1709_XN_09S328W	G19_025569_1608_XN_19S308W	J15_050676_1610_XN_19S307W
P05_002784_1732_XI_06S318W	P14_006608_1596_XI_20S317W	P22_009799_1766_XI_03S330W	B11_013979_1708_XI_09S328W	B18_016550_1717_XN_08S318W	B20_017486_1633_XN_16S311W	G10_022062_1673_XN_12S324W	G19_025833_1759_XN_04S317W	J15_050769_1691_XN_10S328W
P05_002797_1739_XI_06S312W	P14_006661_1727_XN_07S326W	B01_009891_1697_XN_10S320W	B11_014031_1629_XN_17S308W	B17_016207_1614_XN_18S312W	B20_017394_1735_XN_06S321W	G10_022075_1632_XN_16S318W	G19_025728_1693_XN_10S328W	J15_050795_1691_XN_10S317W
P05_002929_1732_XN_06S316W	P15_006727_1627_XN_17S326W	B01_009917_1664_XN_13S311W	B11_014058_1721_XN_07S326W	B18_016735_1606_XN_19S328W	B21_017869_1670_XN_13S329W	G10_021956_1714_XI_08S311W	G20_026097_1685_XN_11S324W	J16_050927_1738_XN_06S322W
P06_003180_1765_XI_03S329W	P15_006740_1702_XN_09S322W	B01_010102_1699_XN_10S321W	B12_014137_1701_XI_09S322W	B18_016735_1707_XN_09S329W	B07_012541_1592_XN_20S307W	G09_021890_1730_XN_07S309W	G20_025899_1713_XN_08S319W	J16_050940_1679_XN_12S316W
P06_003206_1685_XI_11S317W	P15_006753_1707_XN_09S317W	B01_010115_1758_XN_04S317W	B12_014295_1703_XN_09S316W	B19_017078_1609_XN_19S332W	B08_012594_1713_XN_08S316W	G09_021904_1719_XN_08S331W	G19_025622_1619_XN_18S315W	J16_050980_1691_XN_10S328W
P06_003417_1596_XI_20S317W	P15_006832_1696_XN_10S314W	B01_010155_1649_XN_15S327W	B12_014308_1639_XN_16S310W	B20_017434_1661_XN_13S332W	B22_018040_1762_XN_03S319W	G11_022695_1750_XN_05S327W	G19_025754_1628_XN_17S318W	J16_051046_1708_XI_09S330W
P06_003430_1600_XI_20S312W	P15_006951_1750_XN_05S324W	B01_010168_1627_XN_17S321W	B12_014387_1698_XN_10S307W	B20_017341_1791_XN_00S315W	B22_018080_1665_XI_13S329W	G09_021600_1616_XN_18S310W	G20_026018_1654_XN_14S327W	J16_051059_1611_XN_18S323W
P06_003443_1627_XN_17S307W	P15_006964_1596_XI_20S317W	B02_010234_1688_XI_11S325W	B12_014427_1716_XN_08S320W	B20_017420_1683_XN_11S310W	B22_018119_1622_XN_17S313W	G09_021600_1713_XN_08S311W	G20_026123_1692_XN_10S314W	J16_051164_1608_XN_19S310W
P06_003496_1616_XI_18S314W	P16_007201_1642_XN_15S309W	B02_010260_1612_XN_18S313W	B18_016801_1685_XN_11S330W	B19_017157_1744_XN_05S330W	B22_018146_1725_XN_07S332W	G09_021574_1768_XN_03S322W	G20_025925_1666_XN_13S307W	J17_051257_1747_XN_05S331W
P06_003562_1658_XN_14S317W	P16_007228_1638_XN_16S325W	B02_010418_1737_XN_06S308W	B18_016708_1643_XN_15S311W	B21_017803_1683_XN_11S327W	B22_018159_1733_XI_06S327W	G09_021719_1649_XN_15S319W	G20_026031_1738_XN_06S322W	J17_051296_1643_XN_15S315W
P07_003918_1622_XI_17S317W	P16_007254_1586_XN_21S316W	B02_010445_1607_XN_19S324W	B18_016774_1679_XN_12S313W	B21_017948_1684_XI_11S326W	B22_018185_1741_XN_05S317W	G09_021640_1598_XN_20S322W	G20_026150_1660_XN_14S330W	J18_051771_1707_XI_09S323W
P08_003984_1722_XI_07S319W	P16_007346_1646_XN_15S308W	B02_010484_1613_XI_18S309W	B16_016075_1587_XN_21S309W	B20_017499_1705_XN_09S307W	B22_018225_1736_XI_06S329W	G09_021534_1666_XN_13S308W	G20_025859_1796_XN_00S307W	J18_051824_1600_XN_20S328W
P08_003997_1613_XI_18S312W	P16_007399_1800_XN_00N318W	B02_010511_1764_XI_03S328W	B16_016075_1775_XN_02S311W	B19_016853_1688_XN_11S309W	B22_018238_1693_XN_10S324W	G11_022326_1611_XN_18S331W	G20_025952_1712_XN_08S325W	J18_051850_1614_XI_18S319W
P08_004050_1603_XI_19S319W	P16_007426_1607_XN_19S332W	B02_010524_1651_XN_14S321W	B18_016840_1589_XN_21S314W	B19_017091_1600_XN_20S327W	B22_018251_1639_XN_16S317W	G11_022629_1587_XN_21S322W	G20_026057_1773_XN_02S313W	J18_051982_1764_XI_03S324W
P08_004090_1661_XN_13S332W	P16_007439_1752_XN_04S329W	B02_010550_1753_XN_04S312W	B17_016445_1621_XN_17S330W	B19_016985_1731_XN_06S314W	B22_018304_1701_XN_09S325W	G09_021851_1715_XN_08S324W	G20_026189_1688_XN_11S316W	J19_052048_1772_XI_02S326W
P09_004353_1739_XI_06S312W	P17_007478_1584_XN_21S312W	B03_010695_1613_XI_18S309W	B17_016220_1759_XN_04S309W	B19_017104_1709_XN_09S323W	G01_018502_1769_XN_03S332W	G09_021679_1703_XN_09S308W	G20_025965_1636_XN_16S320W	J19_052246_1664_XI_13S331W
P09_004419_1613_XI_18S313W	P17_007597_1652_XN_14S322W	B03_010735_1617_XN_18S322W	B17_016128_1596_XI_20S317W	B20_017381_1766_XN_03S326W	G01_018739_1714_XN_08S322W	G11_022365_1639_XN_16S315W	G20_026202_1626_XN_17S307W	J19_052259_1627_XI_17S326W
P09_004525_1741_XN_05S328W	P17_007623_1628_XN_17S312W	B03_010748_1731_XN_06S318W	B17_016431_1721_XN_07S309W	B21_017855_1706_XN_09S307W	B22_018357_1638_XI_16S332W	G14_023868_1648_XN_15S310W	G21_026334_1740_XN_06S314W	J20_052549_1716_XN_08S325W
P10_004947_1751_XN_04S330W	P17_007702_1664_XN_13S309W	B03_010761_1594_XN_20S311W	B17_016458_1597_XN_20S325W	B19_016906_1705_XN_09S317W	B22_018277_1623_XN_17S307W	G14_023499_1666_XN_13S316W	G22_026624_1769_XN_03S312W	J19_052325_1640_XN_16S327W
P11_005171_1726_XN_07S325W	P17_007729_1627_XN_17S326W	B03_010867_1708_XI_09S327W	B16_015983_1596_XI_20S317W	B21_017658_1670_XN_13S328W	G01_018541_1763_XN_03S316W	G14_023802_1678_XN_12S308W	G21_026545_1717_XN_08S315W	J20_052654_1675_XN_12S311W
P11_005250_1714_XI_08S322W	P17_007742_1708_XN_09S323W	B05_011486_1739_XN_06S307W	B18_016497_1641_XN_15S310W	B19_017051_1688_XN_11S316W	G02_018976_1603_XN_19S311W	G14_023789_1705_XN_09S314W	G21_026558_1626_XN_17S309W	J21_053037_1667_XI_13S327W
P11_005263_1659_XI_14S316W	P17_007781_1669_XN_13S307W	B05_011632_1634_XN_16S331W	B16_016062_1616_XN_18S314W	B19_017051_1776_XN_02S317W	G02_019174_1705_XN_09S318W	G14_023512_1721_XI_07S311W	G22_026651_1632_XN_16S328W	J21_053076_1648_XI_15S312W
P11_005342_1691_XN_10S313W	P17_007795_1779_XI_02S330W	B06_011816_1651_XN_14S315W	B16_016062_1762_XN_03S316W	B19_017223_1722_XI_07S332W	G02_018844_1643_XN_15S307W	G13_023341_1701_XI_09S322W	G21_026572_1607_XN_19S331W	J20_052707_1762_XI_03S319W
P11_005355_1660_XN_14S308W	P17_007821_1658_XN_14S319W	B06_011829_1612_XN_18S309W	B16_016049_1606_XN_19S320W	B20_017513_1706_XI_09S330W	G01_018594_1701_XI_09S322W	G14_023882_1678_XN_12S332W	G22_026664_1617_XN_18S322W	J20_052430_1634_XN_16S314W
P11_005395_1717_XI_08S320W	P18_007940_1609_XN_19S327W	B06_011843_1635_XN_16S332W	B16_016049_1697_XN_10S321W	B20_017473_1689_XN_11S317W	G02_018858_1775_XN_02S331W	G12_023090_1692_XN_10S310W	G22_026664_1765_XN_03S324W	J20_052720_1619_XN_18S313W
P11_005408_1682_XN_11S315W	P18_007966_1596_XN_20S318W	B06_011895_1609_XN_19S312W	B16_015917_1710_XN_09S317W	B19_016893_1592_XN_20S321W	G02_019016_1608_XN_19S324W	G14_023763_1663_XN_13S323W	G21_026585_1777_XN_02S328W	J20_052483_1634_XI_16S321W
P11_005461_1706_XI_09S323W	P18_008019_1667_XN_13S326W	B06_011988_1635_XI_16S331W	B17_016181_1610_XN_19S323W	B19_016893_1766_XN_03S323W	G01_018475_1685_XN_11S314W	G15_023934_1606_XN_19S311W	G22_026677_1639_XN_16S318W	J20_052483_1735_XN_06S323W
P11_005487_1740_XI_06S312W	P18_008151_1657_XN_14S329W	B07_012278_1696_XN_10S328W	B17_016379_1708_XI_09S330W	B21_017737_1727_XI_07S325W	G02_019055_1637_XN_16S308W	G15_024198_1617_XN_18S318W	G21_026598_1772_XN_02S322W	J21_052852_1736_XI_06S317W
P11_005500_1669_XN_13S306W	P18_008164_1688_XN_11S325W	B07_012291_1799_XI_00S325W	B17_016247_1765_XN_03S327W	B21_018014_1709_XI_09S328W	G05_020255_1645_XN_15S309W	G16_024567_1610_XN_19S312W	G21_026519_1607_XN_19S324W	
P12_005540_1595_XI_20S317W	P18_008243_1697_XN_10S322W	B07_012304_1712_XI_08S319W	B17_016102_1726_XN_07S328W	B20_017526_1762_XN_03S325W	G04_019873_1600_XN_20S319W	G17_025055_1617_XN_18S318W	G21_026519_1777_XN_02S326W	
P12_005593_1717_XN_08S326W	P19_008493_1650_XN_15S309W	B07_012330_1604_XN_19S308W	B17_016089_1700_XN_10S332W	B20_017592_1726_XN_07S327W	G05_020071_1695_XN_10S326W	G16_024541_1662_XN_13S323W	G23_027376_1684_XN_11S320W	
P12_005619_1752_XI_04S317W	P19_008638_1653_XI_14S309W	B07_012396_1627_XN_17S310W	B17_016168_1708_XI_09S330W	B19_017025_1639_XN_16S325W	G03_019332_1592_XN_20S310W	G20_025912_1656_XN_14S313W	D03_028273_1758_XI_04S327W	
P12_005659_1743_XI_05S329W	P20_008731_1610_XN_19S328W	B07_012462_1588_XN_21S311W	B18_016827_1595_XI_20S317W	B20_017579_1702_XI_09S332W	G03_019477_1716_XN_08S310W	G19_025807_1695_XN_10S326W	D03_028339_1689_XI_11S328W	
P12_005698_1696_XN_10S312W	P20_008876_1712_XN_08S329W	B07_012515_1714_XN_08S319W	B18_016827_1684_XN_11S319W	B19_017012_1667_XN_13S331W	G04_019807_1631_XI_16S319W	G18_025134_1653_XN_14S313W	D01_027640_1638_XN_16S326W	
P12_005830_1739_XI_06S317W	P20_008889_1638_XN_16S323W	B08_012713_1678_XN_12S324W	B18_016787_1588_XI_21S307W	B19_016919_1638_XN_16S311W	G03_019425_1643_XN_15S330W	G18_025424_1670_XN_13S310W	D01_027508_1753_XN_04S324W	
P12_005843_1741_XI_05S312W	P20_008928_1652_XN_14S308W	B08_012766_1689_XN_11S331W	B18_016787_1709_XN_09S308W	B21_017816_1708_XN_09S322W	G04_019662_1631_XI_16S319W	G18_025438_1595_XN_20S332W	D01_027772_1683_XN_11S330W	
P12_005909_1613_XI_18S312W	P21_009113_1598_XN_20S318W	B08_012805_1735_XN_06S317W	B18_016814_1607_XI_19S324W	B21_017935_1716_XN_08S331W	G05_019992_1744_XN_05S330W	G18_025161_1646_XN_15S330W	D02_027930_1701_XI_09S322W	
P13_006120_1603_XN_19S313W	P21_009179_1697_XN_10S322W	B08_012897_1684_XN_11S308W	B18_016814_1768_XN_03S326W	B20_017354_1713_XN_08S309W	G05_020018_1658_XN_14S319W	G18_025174_1656_XN_14S325W	D01_027653_1686_XN_11S322W	
P13_006147_1674_XN_12S331W	P21_009205_1664_XN_13S311W	B09_013003_1654_XN_14S321W	B17_016273_1622_XN_17S315W	B20_017302_1744_XI_05S330W	G04_019741_1734_XN_06S318W	G18_025319_1663_XN_13S324W	D02_027798_1718_XN_08S321W	
P13_006160_1734_XN_06S327W	P21_009284_1649_XN_15S307W	B09_013108_1717_XN_08S309W	B18_016721_1761_XN_03S308W	B19_016867_1664_XI_13S331W	G03_019240_1635_XN_16S319W	G18_025332_1614_XN_18S319W	D02_028167_1690_XN_11S312W	
P13_006199_1607_XN_19S310W	P21_009377_1763_XN_03S328W	B09_013161_1713_XI_08S316W	B17_016365_1664_XN_13S307W	B20_017288_1691_XN_10S306W	G05_020137_1666_XN_13S328W	G19_025477_1800_XN_00S318W	D02_028180_1621_XN_17S307W	
P13_006199_1740_XN_06S312W	P21_009390_1700_XI_10S322W	B09_013306_1741_XN_05S315W	B18_016682_1588_XN_21S321W	B19_016972_1756_XN_04S320W	G03_019214_1770_XN_03S331W	G18_025358_1718_XN_08S309W	D02_027996_1697_XN_10S325W	
P13_006239_1706_XN_09S323W	P21_009416_1648_XN_15S312W	B09_013319_1684_XN_11S308W	B18_016682_1728_XN_07S323W	B20_017447_1772_XI_02S329W	G06_020414_1618_XN_18S330W	G18_025240_1691_XN_10S328W	D03_028194_1683_XN_11S330W	
P13_006278_1796_XN_00S309W	P22_009495_1655_XI_14S308W	B10_013491_1678_XN_12S324W	B17_016405_1761_XN_03S320W	B19_016959_1609_XI_19S323W	G06_020519_1720_XN_08S318W	G19_025556_1723_XN_07S314W	D01_027442_1676_XN_12S321W	
P22_009588_1665_XN_13S328W	P22_009535_1706_XN_09S321W	B10_013530_1641_XN_15S309W	B17_016115_1696_XN_10S322W	B19_016959_1722_XN_07S324W	G06_020638_1729_XN_07S327W	G19_025675_1668_XN_13S323W	J21_052878_1761_XI_03S308W	

D03_028207_1658_XN_14S325W	G23_027099_1733_XN_06S319W	D19_034536_1754_XN_04S318W	F01_036198_1710_XN_09S332W	F03_037068_1710_XN_09S325W	F12_040325_1584_XI_21S311W	F22_044334_1701_XI_09S322W	J06_047143_1684_XN_11S328W	J08_048013_1664_XN_13S322W
D02_028009_1732_XN_06S320W	G23_027125_1760_XN_04S309W	D20_035169_1746_XI_05S321W	F02_036685_1670_XN_13S307W	F05_037608_1729_XN_07S307W	F12_040391_1680_XI_12S312W	F22_044439_1660_XI_14S308W	J04_046312_1632_XN_16S320W	J08_048013_1762_XN_03S323W
D01_027455_1729_XN_07S318W	G23_027152_1695_XN_10S326W	D20_034892_1689_XN_11S318W	F01_036171_1795_XN_00S316W	F04_037279_1614_XN_18S324W	F12_040444_1652_XI_14S317W	F22_044492_1604_XI_19S312W	J06_047156_1628_XN_17S322W	J08_048026_1721_XN_07S318W
D03_028246_1684_XN_11S309W	G23_027165_1633_XN_16S319W	D19_034549_1738_XN_06S313W	F01_036039_1677_XN_12S311W	F05_037635_1736_XN_06S325W	F12_040589_1664_XI_13S317W	F23_044769_1618_XN_18S315W	J04_046325_1731_XN_06S316W	J08_048026_1792_XN_00S318W
D02_028062_1786_XN_01S328W	G23_027218_1580_XN_22S325W	D21_035274_1783_XN_01S308W	D22_035617_1685_XN_11S311W	F05_037582_1752_XN_04S316W	F12_040655_1583_XN_21S318W	F23_044769_1722_XN_07S317W	J06_047182_1639_XN_16S312W	J08_048039_1773_XN_02S313W
D06_029433_1754_XN_04S316W	G23_027284_1677_XN_12S329W	D21_035406_1701_XN_09S311W	F01_036303_1682_XN_11S318W	F03_036870_1709_XN_09S319W	F13_040734_1694_XN_10S316W	F23_044795_1787_XN_01S307W	J06_047209_1578_XI_22S326W	J08_048052_1747_XN_05S308W
D05_029143_1729_XN_07S318W	G23_027297_1661_XN_13S323W	D20_035050_1654_XN_14S311W	F02_036514_1638_XN_16S318W	F03_037015_1729_XN_07S318W	F14_041130_1691_XN_10S328W	F23_044809_1722_XN_07S329W	J04_046365_1674_XN_12S327W	J08_048066_1636_XN_16S329W
D04_028721_1621_XN_17S316W	D15_033059_1778_XN_02S314W	D20_035182_1681_XN_11S315W	D22_035881_1683_XN_11S318W	F05_037951_1783_XN_01S311W	F14_041222_1712_XN_08S320W	F23_044835_1652_XN_14S317W	J04_046365_1746_XN_05S328W	J08_048066_1777_XN_02S330W
D04_028774_1715_XN_08S324W	D15_033099_1773_XN_02S326W	D19_034562_1747_XN_05S308W	F01_036013_1686_XN_11S322W	F05_037622_1589_XN_21S328W	F14_041235_1679_XI_12S312W	F23_044835_1746_XN_05S319W	J06_047248_1728_XI_07S315W	J08_048105_1630_XN_17S313W
D05_029262_1691_XN_10S327W	D15_032901_1625_XI_17S320W	D21_035288_1595_XN_20S328W	D22_035894_1705_XN_09S313W	F04_037358_1762_XN_03S323W	F16_041947_1758_XN_04S315W	F23_044861_1686_XN_11S308W	J04_046378_1615_XN_18S321W	J08_048105_1669_XN_13S314W
D06_029618_1692_XN_10S328W	D13_032453_1692_XN_10S328W	D20_035063_1785_XN_01S308W	D22_035604_1657_XN_14S315W	F04_037450_1786_XN_01S315W	F16_041960_1738_XN_06S310W	F23_044875_1652_XI_14S329W	J06_047301_1771_XI_02S323W	J08_048118_1783_XN_01S310W
D05_029051_1659_XN_14S325W	D13_032334_1610_XN_19S318W	D19_034576_1634_XN_16S329W	F01_036369_1675_XN_12S320W	F03_036896_1688_XN_11S309W	F16_041974_1738_XN_06S332W	F23_044888_1628_XN_17S324W	J04_046417_1762_XN_03S308W	J09_048158_1655_XN_14S321W
D05_029354_1679_XN_12S318W	D12_031767_1617_XN_18S318W	D21_035301_1636_XN_16S324W	D22_035960_1623_XN_17S314W	F03_036778_1611_XN_18S326W	F16_042013_1584_XI_21S312W	J01_044980_1713_XN_08S316W	J04_046431_1635_XN_16S329W	J09_048184_1708_XN_09S311W
D04_028655_1779_XN_02S316W	D15_032967_1626_XI_17S320W	D20_035209_1693_XN_10S332W	D22_035960_1732_XN_06S316W	F04_037345_1777_XN_02S328W	F16_042079_1629_XN_17S317W	J01_044993_1780_XN_02S312W	J04_046444_1723_XN_07S324W	J09_048224_1725_XN_07S324W
D04_028629_1659_XN_14S325W	D15_033138_1597_XN_20S309W	D19_034602_1769_XN_03S321W	F01_036290_1595_XN_20S322W	F04_037213_1781_XN_01S325W	F16_042092_1607_XI_19S312W	J01_045033_1687_XN_11S323W	J04_046457_1651_XN_14S318W	J09_048237_1629_XN_17S318W
D07_029802_1730_XN_07S310W	D10_031200_1617_XN_18S318W	D21_035314_1757_XN_04S320W	F01_036290_1738_XN_06S324W	F03_037107_1614_XN_18S309W	F16_042119_1738_XN_06S332W	J01_045046_1660_XI_14S317W	J04_046470_1771_XN_02S315W	J09_048290_1716_XN_08S326W
D08_030185_1669_XN_13S326W	D10_031213_1607_XN_19S312W	D19_034615_1619_XN_18S314W	F01_036277_1639_XN_16S328W	F05_037740_1644_XN_15S310W	F16_042171_1771_XN_02S311W	J01_045178_1763_XN_03S321W	J04_046483_1723_XI_07S309W	J09_048303_1624_XN_17S320W
D07_029881_1771_XN_02S308W	D12_032031_1658_XN_14S326W	D19_034747_1683_XN_11S319W	D22_035657_1648_XN_15S323W	F04_037160_1682_XN_11S318W	F17_042290_1652_XN_14S318W	J01_045231_1614_XI_18S326W	J04_046497_1638_XN_16S330W	J09_048356_1640_XN_16S327W
D08_030198_1624_XI_17S320W	D15_033257_1689_XN_11S319W	D20_035222_1638_XN_16S327W	D22_035657_1781_XN_01S324W	F03_037134_1601_XN_19S325W	F17_042330_1620_XN_18S330W	J03_045877_1602_XN_19S323W	J04_046497_1774_XN_02S332W	J09_048369_1621_XN_17S322W
D07_029908_1662_XN_13S325W	D14_032835_1610_XN_19S318W	D20_034958_1675_XN_12S319W	F02_036580_1718_XN_08S321W	F06_037991_1765_XN_03S323W	F17_042448_1709_XN_09S313W	J03_045877_1760_XN_04S325W	J04_046510_1779_XN_02S327W	J09_048369_1772_XN_02S324W
D07_029974_1662_XN_13S325W	D13_032466_1701_XI_09S322W	F02_036395_1587_XN_21S308W	F02_036580_1786_XN_01S322W	F07_038479_1598_XN_20S319W	F17_042488_1627_XN_17S324W	J03_045916_1654_XN_14S309W	J04_046523_1718_XN_08S321W	J09_048408_1618_XN_18S307W
D09_030686_1661_XN_13S325W	D10_031055_1703_XN_09S320W	F02_036395_1755_XN_04S311W	D22_035973_1609_XN_19S309W	F06_038004_1613_XN_18S316W	F17_042514_1599_XI_20S313W	J03_045943_1579_XI_22S326W	J04_046536_1657_XN_14S315W	J09_048408_1685_XN_11S308W
D08_030422_1662_XN_13S317W	D10_031253_1697_XN_10S325W	F01_036343_1696_XN_10S330W	D22_035973_1742_XN_05S311W	F06_038149_1752_XN_04S315W	F17_042633_1698_XN_10S324W	J02_045560_1685_XN_11S308W	J05_046576_1737_XN_06S328W	J09_048501_1691_XN_10S328W
D08_030448_1643_XN_15S307W	D15_033191_1757_XN_04S318W	D22_035828_1594_XN_20S310W	F01_036329_1622_XN_17S308W	F06_038057_1781_XI_01S324W	F19_043200_1637_XN_16S323W	J03_045956_1576_XN_22S319W	J05_046602_1587_XN_21S316W	J11_049120_1685_XN_11S308W
D07_030132_1718_XN_08S320W	D17_033916_1794_XN_00S312W	F02_036593_1753_XN_04S316W	F01_036118_1778_XN_02S309W	F07_038426_1790_XN_01S315W	F19_043213_1725_XN_07S319W	J03_045969_1577_XN_22S317W	J05_046615_1758_XN_04S313W	J10_048764_1685_XN_11S308W
D09_030897_1692_XN_10S328W	D16_033297_1747_XN_05S331W	F02_036527_1646_XN_15S313W	F01_036224_1737_XN_06S322W	F06_037978_1691_XN_10S327W	F19_043292_1713_XN_08S316W	J02_045613_1592_XN_20S314W	J05_046628_1685_XN_11S308W	J10_048857_1746_XN_05S328W
G21_026242_1744_XN_05S324W	D18_034338_1708_XN_09S312W	F02_036448_1594_XN_20S316W	F02_036435_1638_XN_16S321W	F07_038532_1695_XN_10S326W	F19_043398_1601_XN_19S328W	J03_045982_1594_XN_20S309W	J05_046642_1600_XN_20S328W	J10_048870_1701_XI_09S322W
G21_026281_1628_XN_17S307W	D17_033890_1676_XN_12S321W	F02_036448_1716_XN_08S317W	F03_037147_1741_XN_05S322W	F06_038334_1603_XN_19S322W	F18_042659_1672_XN_12S313W	J02_045639_1660_XI_14S308W	J05_046642_1779_XN_02S331W	J11_048909_1685_XN_11S308W
G21_026321_1631_XN_16S319W	D17_033903_1703_XN_09S316W	F02_036422_1651_XN_14S326W	F03_036804_1622_XN_17S316W	F07_038466_1604_XN_19S325W	F18_042791_1680_XI_12S317W	J02_045705_1684_XN_11S308W	J05_046668_1632_XN_16S319W	J11_048923_1739_XI_06S330W
G21_026347_1687_XN_11S309W	D16_033415_1652_XN_14S312W	F01_036145_1689_XN_11S325W	F03_036804_1704_XN_09S317W	F07_038598_1792_XN_00S329W	F18_042804_1604_XI_19S312W	J02_045719_1778_XN_02S331W	J05_046694_1658_XN_14S309W	J11_048975_1669_XN_13S308W
G21_026387_1669_XN_13S321W	D17_034048_1674_XN_12S314W	F02_036751_1625_XN_17S309W	F05_037595_1710_XN_09S312W	F07_038545_1776_XN_02S322W	F18_042817_1733_XN_06S308W	J03_046022_1603_XN_19S322W	J05_046708_1774_XN_02S332W	J10_048514_1637_XN_16S322W
G21_026400_1646_XN_15S315W	D18_034312_1618_XN_18S321W	F01_036000_1747_XN_05S328W	F03_036989_1694_XN_10S328W	F06_038202_1624_XN_17S320W	F18_042870_1627_XI_17S313W	J03_046022_1734_XN_06S323W	J05_046721_1779_XN_02S327W	J10_048527_1692_XN_10S317W
G21_026413_1748_XN_05S311W	D17_034022_1657_XN_14S324W	F01_036211_1578_XN_22S326W	F04_037397_1664_XN_13S307W	F08_038980_1729_XN_07S310W	F20_043595_1656_XI_14S308W	J03_045811_1771_XI_02S323W	J05_046734_1638_XN_16S321W	J10_048553_1682_XN_11S308W
G22_026690_1741_XN_05S314W	D16_033323_1776_XN_02S322W	F02_036738_1651_XN_14S314W	F05_037780_1664_XN_13S322W	F07_038373_1603_XN_19S306W	F18_042883_1613_XN_18S308W	J03_045824_1733_XN_06S317W	J05_046813_1730_XN_07S318W	J10_048593_1708_XN_09S319W
G22_026703_1689_XN_11S308W	D17_033982_1775_XN_02S314W	F02_036646_1675_XN_12S323W	F04_037186_1721_XN_07S307W	F06_038162_1733_XN_06S310W	F18_042949_1607_XI_19S312W	J03_046035_1577_XN_22S317W	J05_046826_1691_XI_10S313W	J11_049068_1777_XN_02S329W
G22_026703_1748_XN_05S309W	D17_033995_1686_XN_11S308W	F02_036646_1776_XI_02S324W	F03_036949_1767_XN_03S317W	F06_038268_1689_XN_11S323W	F18_043002_1781_XN_01S319W	J03_046048_1661_XN_13S312W	J05_046839_1686_XN_11S308W	J10_048685_1614_XN_18S311W
G22_026730_1774_XN_02S326W	D16_033362_1754_XN_04S307W	F02_036606_1608_XN_19S309W	F05_037793_1760_XN_04S318W	F07_038637_1740_XN_06S312W	F20_043714_1725_XN_07S317W	J03_046075_1637_XN_16S329W	J05_046866_1761_XI_03S326W	J10_048712_1768_XN_03S329W
G22_026743_1724_XN_07S321W	D17_033837_1734_XN_06S315W	F02_036382_1731_XN_06S315W	F03_036857_1595_XN_20S323W	F06_038017_1668_XN_13S311W	F19_043160_1649_XN_15S311W	J03_046075_1782_XN_01S331W	J05_046892_1589_XI_21S314W	J11_049107_1606_XI_19S312W
G22_026756_1645_XN_15S314W	D18_034391_1665_XN_13S318W	F02_035696_1623_XN_17S307W	F03_036857_1784_XN_01S325W	F06_038017_1775_XN_02S312W	F19_043187_1657_XN_14S329W	J03_046088_1640_XN_16S324W	J07_047644_1718_XN_08S327W	J11_049226_1654_XN_14S321W
G22_026769_1683_XN_11S310W	D16_033653_1612_XI_18S329W	F02_036475_1613_XN_18S332W	F04_037543_1630_XN_17S323W	F10_039574_1692_XN_10S328W	F20_043767_1643_XN_15S323W	J03_046088_1764_XN_03S326W	J08_047723_1762_XN_03S325W	J12_049358_1602_XN_19S323W
G22_026783_1685_XN_11S332W	D16_033560_1771_XN_02S313W	F02_036488_1596_XN_20S327W	F04_037516_1812_XN_01N317W	F09_039389_1659_XI_14S316W	F23_044914_1603_XI_19S313W	J03_046114_1721_XN_07S315W	J08_047762_1784_XN_01S310W	J12_049463_1740_XN_06S312W
G22_026809_1667_XN_13S321W	D18_034259_1638_XN_16S314W	F02_036488_1696_XN_10S329W	F03_036923_1736_XN_06S326W	F09_039257_1779_XN_02S314W	F23_044914_1730_XN_07S315W	J03_046154_1758_XN_04S327W	J08_047855_1766_XN_03S329W	J12_049503_1621_XN_17S322W
G22_026822_1737_XN_06S317W	D20_035103_1766_XN_03S319W	D22_035789_1640_XN_16S327W	F03_037041_1723_XN_07S307W	F10_039890_1589_XI_21S313W	F23_044914_1788_XN_01S316W	J04_046167_1785_XN_01S323W	J07_047354_1739_XN_06S329W	J12_049516_1640_XN_16S317W
G22_026835_1803_XN_00N313W	D20_034984_1761_XN_03S310W	F02_036606_1789_XN_01S312W	F03_037002_1720_XI_08S323W	F11_039930_1586_XN_21S325W	F23_044927_1783_XN_01S310W	J06_046945_1788_XI_01S323W	J08_047881_1730_XN_07S319W	J15_050597_1681_XI_11S310W
G22_026862_1582_XN_21S327W	D20_035011_1663_XN_13S326W	F02_036659_1624_XN_17S317W	F03_036962_1608_XN_19S309W	F10_039534_1804_XN_00N317W	F23_044941_1677_XN_12S331W	J04_046193_1622_XN_17S311W	J07_047367_1683_XN_11S324W	J14_050386_1608_XN_19S309W
G22_026875_1672_XN_12S323W	D21_035472_1677_XN_12S312W	F02_036659_1783_XN_01S319W	F05_037701_1764_XN_03S325W	F09_039284_1604_XN_19S329W	F23_044967_1743_XN_05S322W	J06_047011_1777_XI_02S325W	J08_047907_1684_XN_11S308W	J13_049714_1765_XN_03S324W
G22_027007_1668_XN_13S327W	D20_035143_1762_XN_03S331W	D22_035815_1680_XN_12S317W	F04_037556_1577_XN_22S326W	F11_040022_1646_XI_15S317W	F21_044057_1744_XN_05S321W	J04_046233_1725_XN_07S324W	J08_047921_1779_XI_02S331W	J14_050426_1683_XN_11S322W
G23_027020_1624_XN_17S321W	D19_034694_1699_XN_10S312W	D22_035815_1762_XN_03S318W	F04_037424_1776_XN_02S324W	F10_039824_1582_XN_21S311W	F21_044110_1591_XI_20S326W	J06_047024_1730_XN_07S319W	J07_047433_1640_XN_16S325W	J13_049753_1685_XN_11S307W
G23_027073_1677_XN_12S328W	D21_035261_1732_XN_06S313W	D22_035947_1604_XN_19S319W	F04_037503_1757_XN_04S321W	F11_040233_1664_XI_13S317W	F22_044215_1627_XI_17S313W	J06_047050_1619_XN_18S308W	J07_047459_1728_XN_07S316W	J13_049872_1589_XN_21S315W
G23_027086_1628_XN_17S323W	D21_035499_1594_XN_20S329W	D22_035947_1768_XN_03S321W	F04_037463_1578_XN_22S307W	F12_040312_1589_XI_21S313W	F22_044281_1625_XN_17S314W	J04_046286_1695_XN_10S330W	J07_047512_1781_XI_01S324W	J13_049885_1721_XN_07S311W

CTX

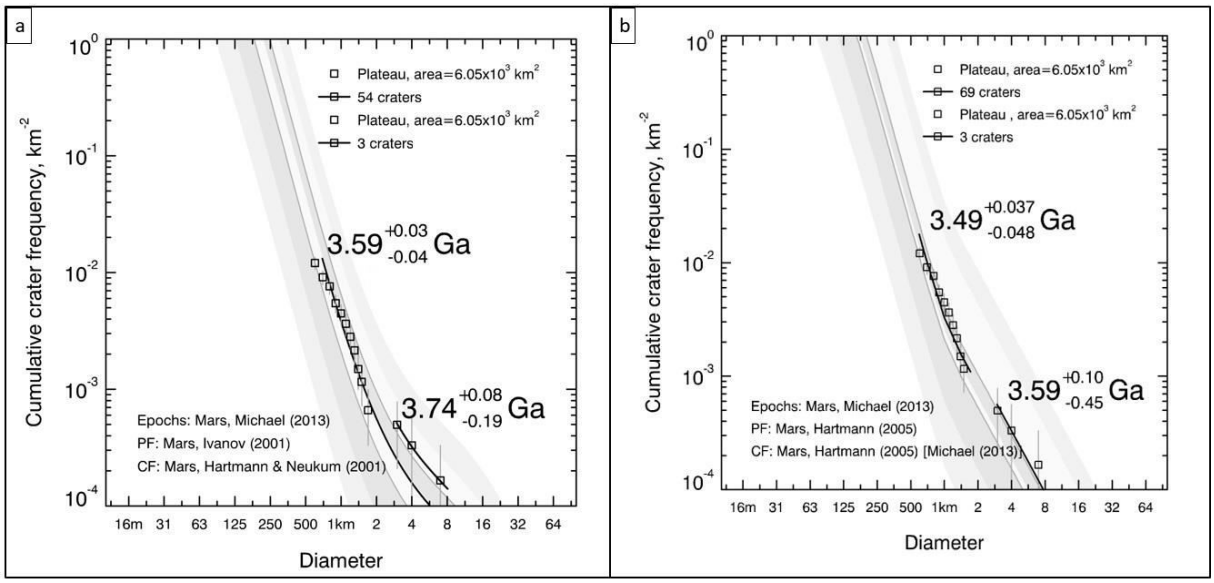
Annexes

H5094_0000_BL4.IMG	H1961_0000_DA4.IMG	H5202_0000_DA4.IMG
H5094_0000_DA4.IMG	H1961_0000_DT4.IMG	H5202_0000_DT4.IMG
H5094_0000_DT4.IMG	H1961_0000_GR4.IMG	H5202_0000_GR4.IMG
H5094_0000_GR4.IMG	H1961_0000_IR4.IMG	H5202_0000_IR4.IMG
H5094_0000_IR4.IMG	H1961_0000_ND4.IMG	H5202_0000_ND4.IMG
H5094_0000_ND4.IMG	H1961_0000_RE4.IMG	H5202_0000_RE4.IMG
H5094_0000_RE4.IMG	H1972_0000_BL4.IMG	H6398_0000_BL4.IMG
H2027_0000_BL4.IMG	H1972_0000_DA4.IMG	H6398_0000_DA4.IMG
H2027_0000_DA4.IMG	H1972_0000_DT4.IMG	H6398_0000_DT4.IMG
H2027_0000_DT4.IMG	H1972_0000_GR4.IMG	H6398_0000_GR4.IMG
H2027_0000_GR4.IMG	H1972_0000_IR4.IMG	H6398_0000_IR4.IMG
H2027_0000_IR4.IMG	H1972_0000_ND4.IMG	H6398_0000_ND4.IMG
H2027_0000_ND4.IMG	H1972_0000_RE4.IMG	H6398_0000_RE4.IMG
H2027_0000_RE4.IMG	H5112_0000_BL4.IMG	H6434_0000_BL4.IMG
H1884_0000_BL4.IMG	H5112_0000_DA4.IMG	H6434_0000_DA4.IMG
H1884_0000_DA4.IMG	H5112_0000_DT4.IMG	H6434_0000_DT4.IMG
H1884_0000_DT4.IMG	H5112_0000_GR4.IMG	H6434_0000_GR4.IMG
H1884_0000_GR4.IMG	H5112_0000_IR4.IMG	H6434_0000_IR4.IMG
H1884_0000_IR4.IMG	H5112_0000_ND4.IMG	H6434_0000_ND4.IMG
H1884_0000_ND4.IMG	H5112_0000_RE4.IMG	H6434_0000_RE4.IMG
H1884_0000_RE4.IMG	H5130_0000_BL4.IMG	H6452_0000_BL4.IMG
H2386_0001_BL4.IMG	H5130_0000_DA4.IMG	H6452_0000_DA4.IMG
H2386_0001_DA4.IMG	H5130_0000_DT4.IMG	H6452_0000_DT4.IMG
H2386_0001_DT4.IMG	H5130_0000_GR4.IMG	H6452_0000_GR4.IMG
H2386_0001_GR4.IMG	H5130_0000_IR4.IMG	H6452_0000_IR4.IMG
H2386_0001_IR4.IMG	H5130_0000_ND4.IMG	H6452_0000_ND4.IMG
H2386_0001_ND4.IMG	H5130_0000_RE4.IMG	H6452_0000_RE4.IMG
H2386_0001_RE4.IMG	H5148_0000_BL4.IMG	H6520_0000_BL4.IMG
H1917_0000_BL4.IMG	H5148_0000_DA4.IMG	H6520_0000_DA4.IMG
H1917_0000_DA4.IMG	H5148_0000_DT4.IMG	H6520_0000_DT4.IMG
H1917_0000_DT4.IMG	H5148_0000_GR4.IMG	H6520_0000_GR4.IMG
H1917_0000_GR4.IMG	H5148_0000_IR4.IMG	H6520_0000_IR4.IMG
H1917_0000_IR4.IMG	H5148_0000_ND4.IMG	H6520_0000_ND4.IMG
H1917_0000_ND4.IMG	H5148_0000_RE4.IMG	H6520_0000_RE4.IMG
H1917_0000_RE4.IMG	H5166_0000_BL4.IMG	H6545_0000_BL4.IMG
H1928_0000_BL4.IMG	H5166_0000_DA4.IMG	H6545_0000_DA4.IMG
H1928_0000_DA4.IMG	H5166_0000_DT4.IMG	H6545_0000_DT4.IMG
H1928_0000_DT4.IMG	H5166_0000_GR4.IMG	H6545_0000_GR4.IMG
H1928_0000_GR4.IMG	H5166_0000_IR4.IMG	H6545_0000_IR4.IMG
H1928_0000_IR4.IMG	H5166_0000_ND4.IMG	H6545_0000_ND4.IMG
H1928_0000_ND4.IMG	H5166_0000_RE4.IMG	
H1928_0000_RE4.IMG	H5184_0000_BL4.IMG	
H1950_0000_BL4.IMG	H5184_0000_DA4.IMG	
H1950_0000_DA4.IMG	H5184_0000_DT4.IMG	
H1950_0000_DT4.IMG	H5184_0000_GR4.IMG	
H1950_0000_GR4.IMG	H5184_0000_IR4.IMG	
H1950_0000_IR4.IMG	H5184_0000_ND4.IMG	
H1950_0000_ND4.IMG	H5184_0000_RE4.IMG	
H1950_0000_RE4.IMG	H5202_0000_BL4.IMG	
H1961_0000_BL4.IMG	H6545_0000_RE4.IMG	

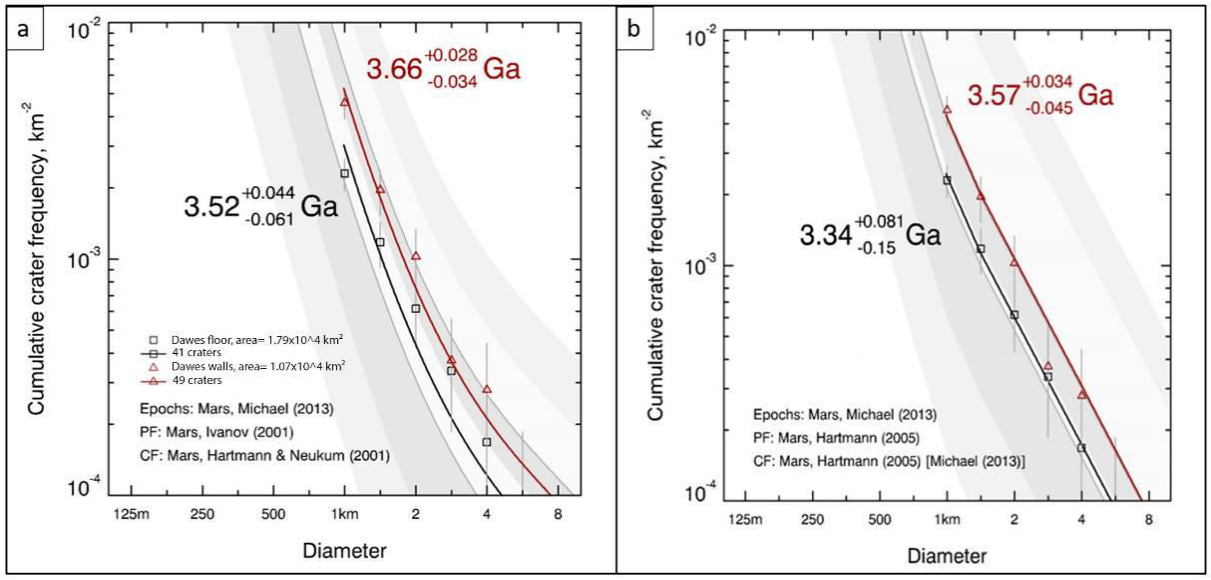
HRSC

Datation

Annexes

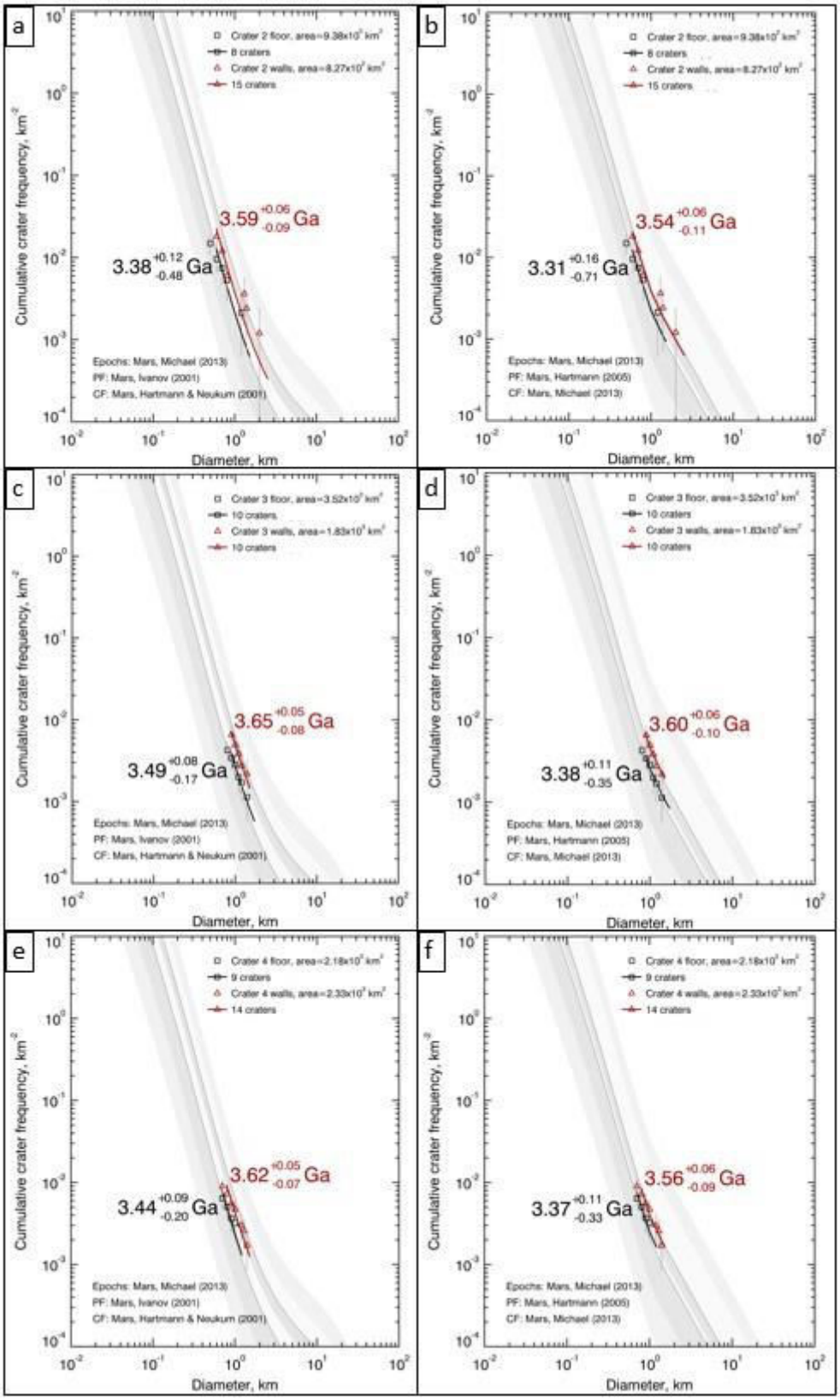


Calotte



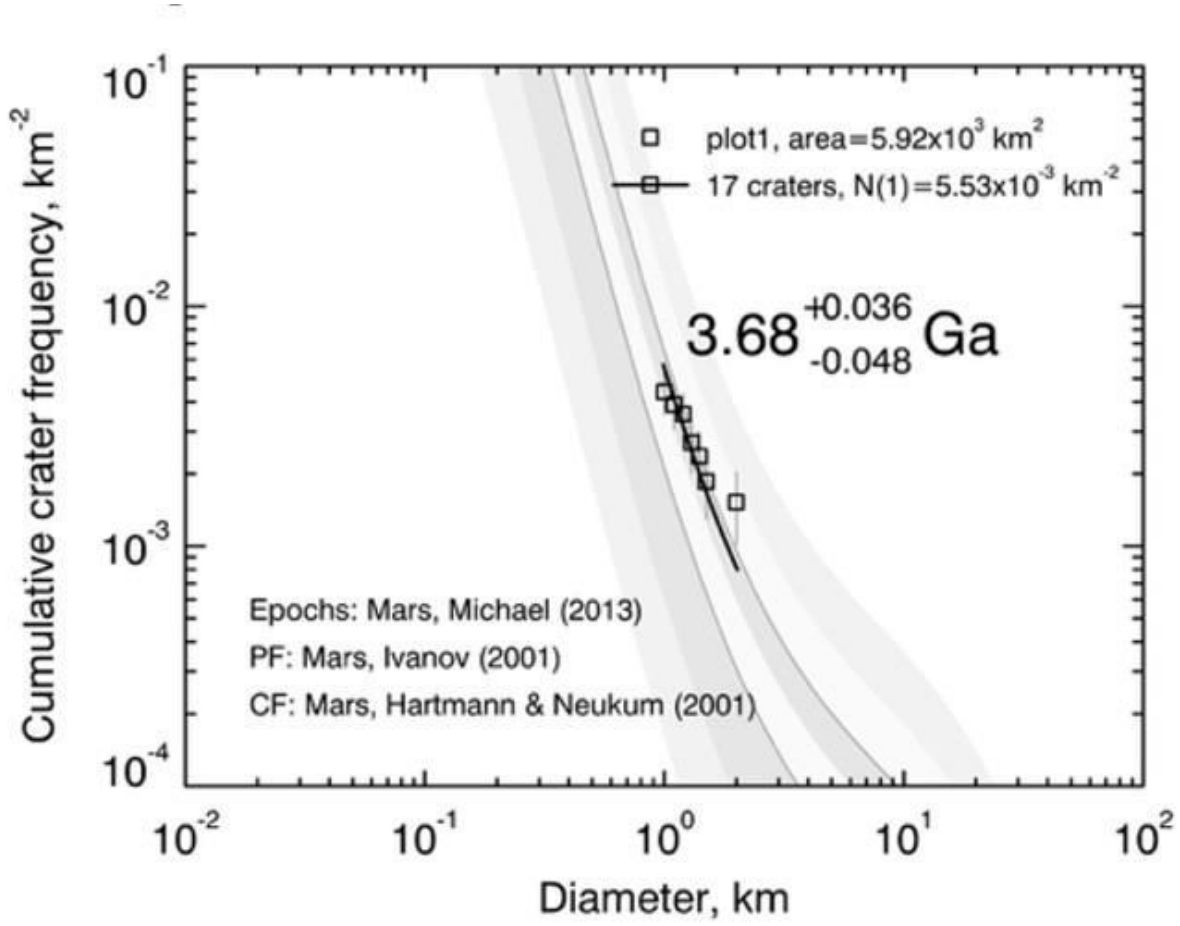
Dawes

Annexes

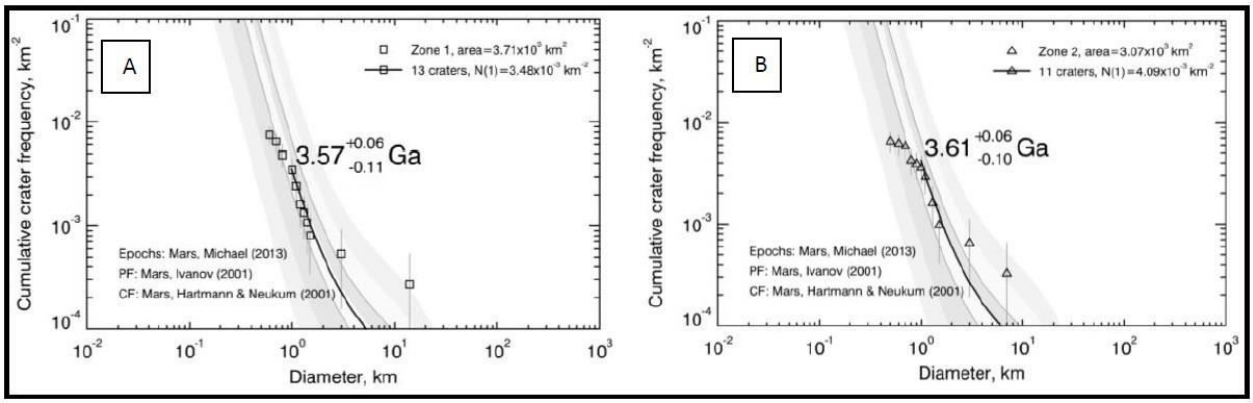


Cratère 2, 3 et 4

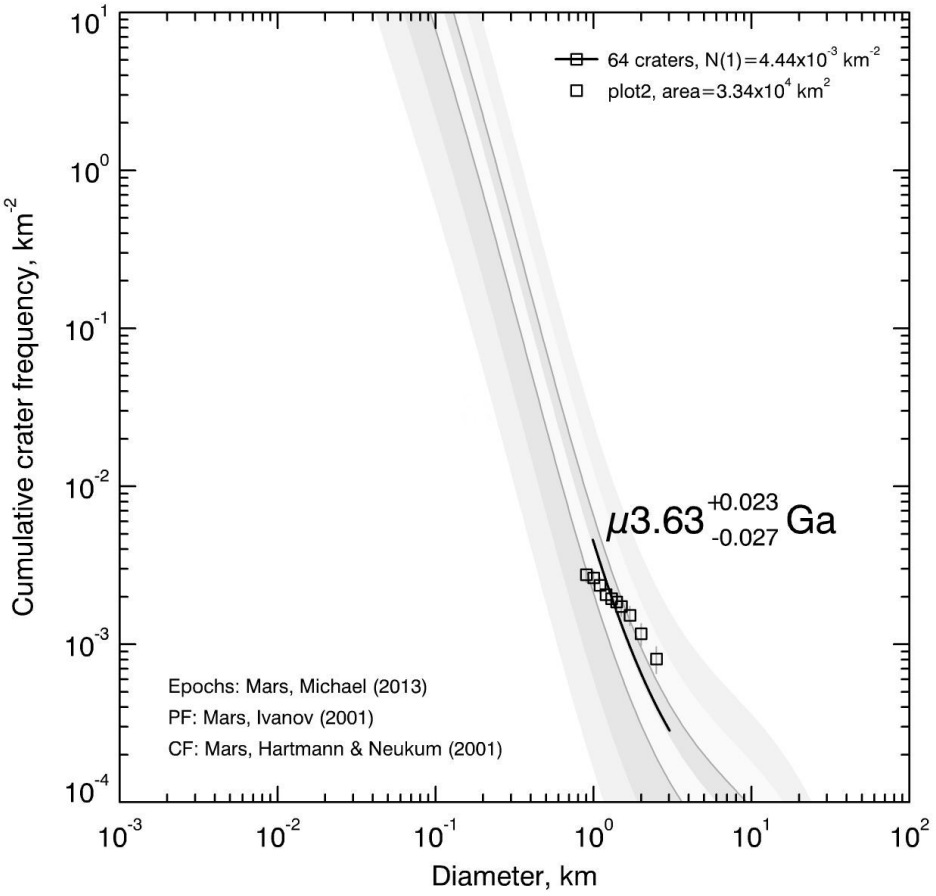
Annexes



Cratère b



Cratère g et h


64 craters, N(1)=4.44x10^-3 km^-2
plot2, area=3.34x10^4 km^2
μ3.63 +0.023 -0.027 Ga
Epochs: Mars, Michael (2013)
PF: Mars, Ivanov (2001)
CF: Mars, Hartmann & Neukum (2001)
Cumulative crater frequency, km^-2
Diameter, km

Cratère i

Annexes

n1\n2	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
2																		0	0
3								0	0	0	1	1	1	2	2	2	2	3	3
4					0	0	1	1	2	2	3	3	4	5	5	6	6	7	8
5				0	1	1	2	3	4	5	6	7	7	8	9	10	11	12	13
6			0	1	2	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	15	16	17	18
7			0	1	3	4	6	7	9	10	12	13	15	16	18	19	21	22	24
8			1	2	4	6	7	9	11	13	15	17	18	20	22	24	26	28	30
9		0	1	3	5	7	9	11	13	16	18	20	22	24	27	29	31	33	36
10		0	2	4	6	9	11	13	16	18	21	24	26	29	31	34	37	39	42
11		0	2	5	7	10	13	16	18	21	24	27	30	33	36	39	42	45	46
12		1	3	6	9	12	15	18	21	24	27	31	34	37	41	44	47	51	54
13		1	3	7	10	13	17	20	24	27	31	34	38	42	45	49	53	56	60
14		1	4	7	11	15	18	22	26	30	34	38	42	46	50	54	58	63	67
15		2	5	8	12	16	20	24	29	33	37	42	46	51	55	60	64	69	73
16		2	5	9	13	18	22	27	31	36	41	45	50	55	60	65	70	74	79
17		2	6	10	15	19	24	29	34	39	44	49	54	60	65	70	75	81	86
18		2	6	11	16	21	26	31	37	42	47	53	58	64	70	75	81	87	92
19	0	3	7	12	17	22	28	33	39	45	51	56	63	69	74	81	87	93	99
20	0	3	8	13	18	24	30	36	42	46	54	60	67	73	79	86	92	99	105
21	0	3	8	14	19	25	32	38	44	51	58	64	71	78	84	91	98	105	112
22	0	4	9	14	21	27	34	40	47	54	61	68	75	82	89	96	104	111	118
23	0	4	9	15	22	29	35	43	50	57	64	72	79	87	94	102	109	117	125
24	0	4	10	16	23	30	37	45	52	60	68	75	83	91	99	107	115	123	131
25	0	5	10	17	24	32	39	47	55	63	71	79	87	96	104	112	121	129	138
26	0	5	11	18	25	33	41	49	58	66	74	83	92	100	109	118	127	135	144
27	1	5	12	19	27	35	43	52	60	69	78	87	96	105	114	123	132	142	151
28	1	5	12	20	28	36	45	54	63	72	81	91	100	109	119	128	138	148	157
29	1	6	13	21	29	38	47	56	66	75	85	94	104	114	124	134	134	144	164
30	1	6	13	22	30	40	49	58	68	78	88	98	108	119	129	139	150	160	170
31	1	6	14	22	32	41	51	61	71	81	92	102	113	123	134	145	155	166	177
32	1	7	14	23	33	43	53	63	74	84	95	106	117	128	139	150	161	172	184
33	1	7	15	24	34	44	55	65	76	87	98	110	121	132	144	155	167	179	190
34	1	7	16	25	35	46	57	68	79	90	102	113	125	137	149	161	173	185	197
35	1	8	16	26	37	47	59	70	82	93	105	117	129	142	154	166	179	191	203
36	1	8	17	27	38	49	60	72	84	96	109	121	134	146	159	172	184	197	210
37	1	8	17	28	39	51	62	75	87	99	112	125	138	151	164	177	190	203	217
38	1	9	18	29	40	52	64	77	90	102	116	129	142	155	169	183	196	210	223
39	2	9	19	30	41	54	66	79	92	106	119	133	146	160	174	188	202	216	230
40	2	9	19	31	43	55	68	81	95	109	122	136	150	165	179	193	208	222	237

Tableau du test de Mann-Whitney

Liste des communications et congrès

Articles :

- Morphometric evidence of 3.6 Ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands: South of terra sabaea.
- Bouquety, A. Sejourne, F. Costard, D. Mercier, S. Bouley, 2019 Geomorphology 334, 91_111, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.02.022. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X1930056
- Glacial landscape and paleoglaciation in Terra Sabaea: Evidence for a 3.6 Ga plateau ice cap. Axel Bouquety, Antoine Séjourné, François Costard, Sylvain Bouely, & Eric Leyguarda. Accepté dans Geomorphology

Conférences:

- Conference at the 49th LPSC (Subatomic Physics and Cosmology Laboratory of Grenoble): Morphometric evidence of 3.6 Ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands: South of terra sabaea.
- Conference at EUCOP (European Conference on Permafrost): Morphometric evidence of 3.6 Ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands: South of terra sabaea.
- Conference at the PNP (National Planetology Program) of Nice: Morphometric evidence of 3.6 Ga glacial valleys and glacial cirques in martian highlands: South of terra sabaea.
- Conference at the 9th Mars conference: Glacial landscape and paleoglaciation in Terra Sabaea: Evidence for a 3.6 Ga plateau ice cap.
- Participation au workshop: Mars ancien, organisé par François Forget au LMD

Communications et vulgarisations:

- Fête de la science entre 2016 et 2019
- Programme passion recherche au collège Alain Fournier à Orsay organisé par le CNRS
- Conférencier dans le cadre de l'association « les randonneurs d'étoiles »
- Stand au 80 ans du CNRS, délégation de Gif sur Yvettes
- Podcast de 20 minutes sur Mars ancien
- Article de vulgarisation dans le journal Futura science (https://www.futura-sciences.com/sciences/laboratoire-geops/axel-bouquety/)

Morphometrics evidence of glacial features in martian highlands: Dawes crater. A.Bouquety[1], A.Séjourné[1], F.Costard[1] and Sylvain Bouley[1], [1] GEOPS-Géosciences Paris Sud, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France.

Introduction: The presence of branched valleys similar to Earth [1] and phases of clay alterations [2] show that during the Noachian (4.5 to 3.7 Ga) a hydrosphere was active on the surface of Mars with relatively warm condition. Nevertheless, recently, several studies seem to tend towards a new cold model. First, a planetary geodynamic model showed that the formation of the Tharsis dome caused the tilting of the planet without changing its axis of rotation [3]. Thus, the valley networks that were parallel to the equator are now in a southern tropical strip between 0° and 45°S [3].
Secondly, climate modeling with the pre-Tharsis Martian conditions showed that, by fixing a Martian atmospheric pressure <1 bar for a 45° obliquity it was possible to reconstruct the martian climate during Noachian [4]. When pre-Tharsis parameters are applied for the current topography, ice is not deposited at latitudes below 60°S while it is possible to find traces of glacial activities at its latitudes, notably in Dorsa Argentea Formation [5]. When pre-Tharsis parameters are applied but without taking into account the topography induced by Tharsis it can be seen that ice is deposited and stable at latitudes below 60°S and in the same strip where are the valleys for an altitude >1000m. Thus, the late Noachian climate is described by these models as "icy highlands" during which branched valley would have formed in a cold climate [4].
The purpose of this study is to find geomorphologic evidence of this early cold climate to better constrain the climatic conditions. To achieve this, we will study geometry and the morphology of martian valleys and compare them with recent martian glacial and earthly morphologies.

Data and Methods: To identify features, we used data from the Context Camera (CTX; 6 m/pixel) and to measure their geometry, we used data from High-Resolution Stereo Camera (HRSC; 10 m/pixel) with ArcGIS. The study area is located between 0° and 45°S where we tried to identify patterns of the glacial procession, especially glacial valleys and cirques. To characterize the valley, we used terrestrial valleys parameters like the « cross-section Law », glacial U-shapes VS V-shapes [6]; power laws [7,8]; width, length, depth, cumulative volume, elevation and the drainage area [9,10]. To characterize cirques, we use terrestrial cirques patterns like width, length, altitudinal range and the cirque size ($\sqrt[3]{LWH}$) [12]. Then, we studied the statistics by relating the parameters to each other and compared them with terrestrial and martian morphometric valley studies to deduce the erosive agent, namely water or ice. This new method allows us to compare all terrestrial and martian morphometric characteristics in the same way. 42 valleys and 70 cirques were identified in Dawes crater (37°7'5.387''E; 8°59'29.441''). Following [11] that studied of 71 valleys, we have increased the number of parameters studied.

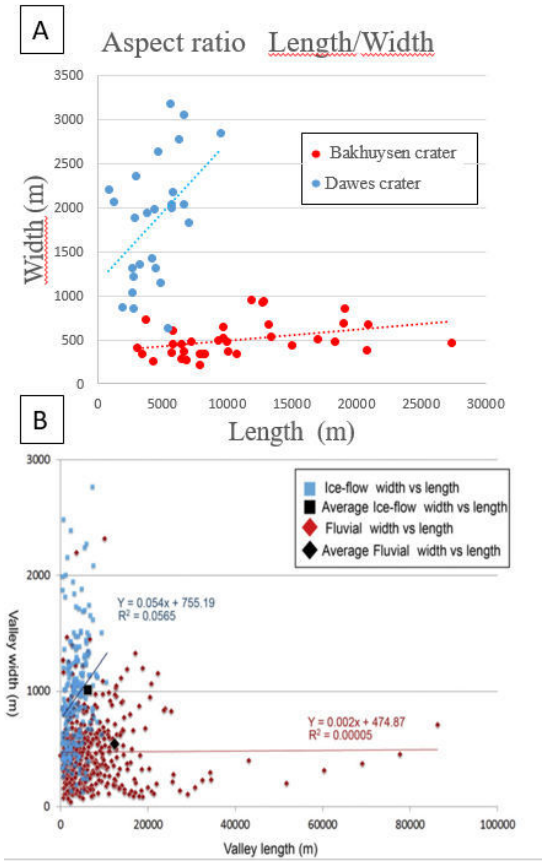


Fig 1: Aspect ratio length/ width for 2 cases. A: data from this study; B: Data from Crater valley [11]

Morphometrics comparison: First we made a Mars/Mars comparison between [11]'s results, Bakhuysen's fluvial morphology [13] and ours, then a Earth/Mars comparison between [6,7,8,9,10,12]'s results and ours. We compared measurements between our study and Hobbs study (Mars/Mars comparison) (Fig. 1). Graphic (A) shows two trends. The first one is that crater Bakhuysen morphologies are much longer and wider than crater Dawes morphologies. Those ones are clearly wider than longer and are generally shorter than crater Bakhuysen valleys. When we compare trends in graphic (A) with graphic (B), we can see that crater Bakhuysen morphologies are similar to fluvial crater valley describe by [11]. Then the most interesting is that crater Dawes morphologies are following the trend of the martian glacial valley describe by Hobbs

[11] which are relatively short and wide valleys. Then, we compared morphologies from Earth [10] to our measurements (Fig. 2). We can see that crater Bakhuysen morphology's whisker box are similar with fluvial Earth valley. Indeed, the ratio between the cross section area and the drainage area is low which indicates that Bakhuysen valleys are elongated and have a small cross section area.

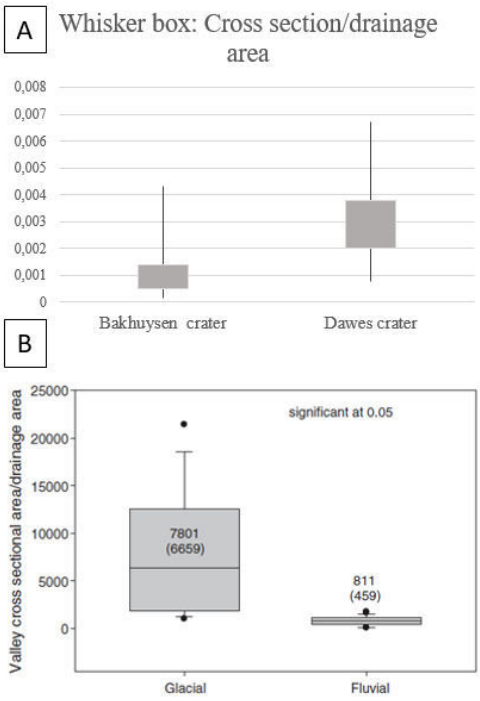


Fig. 2: Whisker box for 2 cases. A: data from this study; B: data from [10]

Dawes morphologies are identical to the glacial valleys on Earth. Indeed, the ration is two times higher than Bakhuysen morphologies which means two things. First, these valleys have a short drainage area and/or are wide. Secondly, we can deduce that the erosive agent at the origin of Dawes and Earth's glacial morphology is identical but different from Bakhuysen. Finally we compare our cirque data with terrestrial cirque data from [12] (Fig.3). We can see that profil A presents a strong slope that decreases with distance and a threshold which marks the end of the cirque, exactly as the « school case » described by [12]. When we compare B and C, we can see that trends of this two cases namely Mars and Earth cirque are the same. Indeed all parameters increase when the cirque size increases. Martian cirques become wider than longer for a cirque size > 1000m.

Conclusion: This study allows us to create a new way to characterize Martian glacial valleys by a morphometrics analysis.

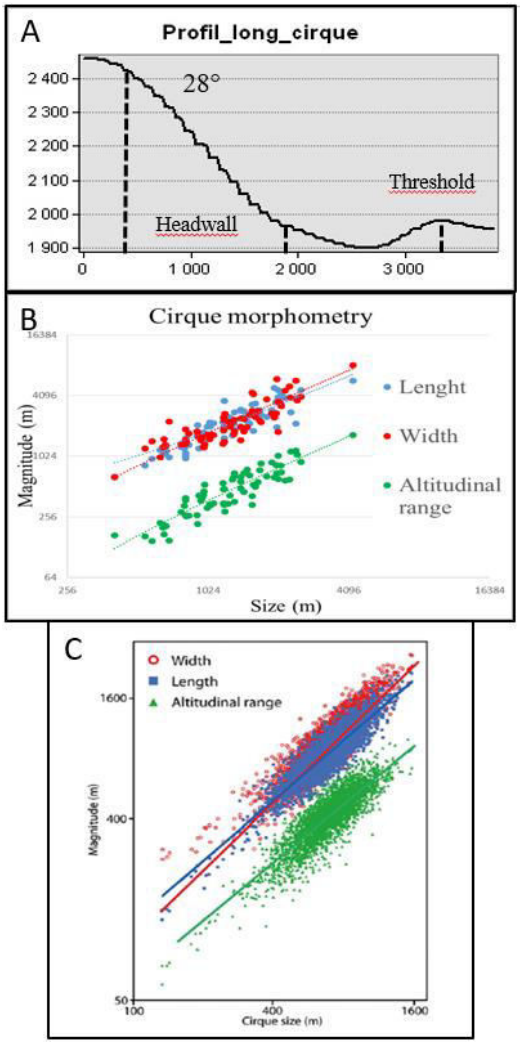


Fig 3 : A: Longitudinal profile; B: Cirque morphometry; C: Data from [12]

In this study, we identify 77 cirques and 42 glacial valleys in Dawes crater. Morphologies studied have same morphometric characteristics and trends than terrestrial cirques, glacial valley and Mars glacial valleys. To conclude, this study strongly support glacial erosive agent at the origin of crater Dawes morphologies.

References: [1] Baker, V. R., 1982. University of Texas Press, Austin [2] Bibring, JP et al. Science, Volume 312, Issue 5772, pp. 400-404. [3] Bouley, S. et al, Nature. [4] Wordsworth, R. et al. Icarus 222, 1–19 (2013). [5] Kress, A. M. & Head, J.W Planet. Space Sci. 109–110, 1–20 (2015). [6] W Planet. Space Sci. 109–110, 1–20 (2015). [6] Penck, A. 1905. [7] Paul C. A Geomorphology, 4 (1992) 347-361[8] Roberts, M.C. and Rood, K.M., 1984 Geogr. Ann. 66A. [9] Montgomery, D.R., 2002b 30 (11), 1047–1050. [10] Bridget Livers, Geomorphology 231 (2015) 72–82[11]: S.W. Hobbs et al 261 (2016) 244–272. [12] Iestyn D. Barr a,∗, Matteo Spagnolo b Earth-Science Reviews 151 (2015) 48–78. [13] Moore, J. M., and A. D. Howard (2005) 110, E04005.

Morphometrics evidence of glacial features in martian highlands: dawes crater.

Axel Bouquety [1]
Antoine Séjourné [1]
François Costard [1]
Sylvain Bouley [1]
GEOPS-Géosciences Paris Sud, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France.

Abstract

Several studies seem to tend towards a new model for Mars's climate, a cold model. First, a planetary geodynamic model showed that the formation of the Tharsis dome caused the tilting of the planet without changing its axis of rotation [3]. Thus, the valley networks that were parallel to the equator are now in a southern tropical strip between 0° and 45°S [3]. Secondly, climate modeling with the pre-Tharsis Martian conditions showed that, by fixing a Martian atmospheric pressure <1 bar for a 45° obliquity it was possible to reconstruct the martian climate during Noachian [4], ice is deposited and stable at latitudes below 60°S and in the same strip where are the valleys for an altitude >1000m.. The purpose of this study is to find geomorphologic evidence of this early cold climate to better constrain the climatic conditions. To achieve this, we will study geometry and the morphology of martian valleys and compare them with recent martian glacial and earthly morphologies.

Keywords: Morphometry, Dawes, Glaciation, Cirque, Valley, Mars.

Introduction

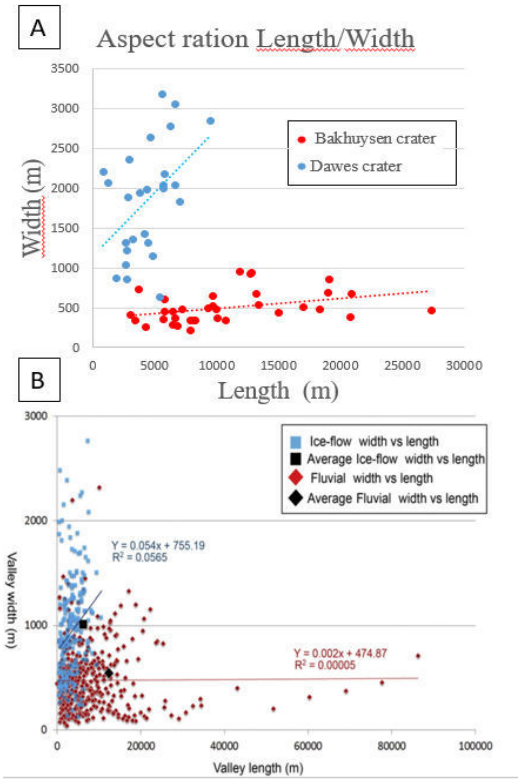
The presence of branched valleys similar to Earth [1] and phases of clay alterations [2] show that during the Noachian (4.5 to 3.7 Ga) a hydrosphere was active on the surface of Mars with relatively warm condition. Nevertheless, in recent years, several studies seem to tend towards a new cold model. Firstly, a planetary geodynamic model showed that the formation of the Tharsis dome caused the tilting of the planet without changing its axis of rotation [3]. Thus, the valley networks that were parallel to the equator are now in a southern tropical strip between 0° and 45°S [3].
Secondly, climate modeling with the pre-Tharsis Martian conditions showed that, by fixing a Martian atmospheric pressure <1 bar for a 45° obliquity it was possible to reconstruct the Martian climate during Noachian [4]. When pre-Tharsis parameters are applied for the current topography, ice is not deposited at latitudes below 60°S while it is possible to find traces of glacial activities at its latitudes, notably in Dorsa Argentea Formation [5]. When pre-Tharsis parameters are applied but without taking into account the topography induced by Tharsis it can be seen that ice is deposited and stable at latitudes below 60°S and in the same strip where are the valleys for an altitude >1000m. Thus, the late Noachian climate is described by these models as "icy highlands" during which branched valley would have formed in a cold climate [4].

The purpose of this study is to find geomorphologic evidence of this early cold climate to better constrain the climatic conditions. To achieve this, we will study geometry and the morphology of martian valleys and compare them with recent martian glacial and earthly morphologies.

Data and Methods

To identify features, we used data from the Context Camera (CTX; 6 m/pixel) and to measure their geometry, we used data from High-Resolution Stereo Camera (HRSC; 10 m/pixel) with ArcGIS. The study area is located between 0° and 45°S where we tried to identify patterns of the glacial procession, especially glacial valleys and cirques. To characterize the valley, we used terrestrial valleys parameters like the « cross-section Law », glacial U-shapes VS V-shapes [6]; power laws [7,8]; width, length, depth, cumulative volume, elevation and the drainage area [9,10]. To characterize cirques, we use terrestrial cirques patterns like width, length, altitudinal range and the cirque size ($\sqrt[3]{LWH}$) [12]. Then, we studied the statistics by relating the parameters to each other and compared them with terrestrial and martian morphometric valley studies to deduce the erosive agent, namely water or ice. This new method allows us to compare all terrestrial and martian morphometric characteristics in the same way.42 valleys and 70 cirques were identified in Dawes crater (37°7'5.387"E; 8°59'29.441"). Following [11] that studied of 71 valleys, we have increased the number of parameters studied.

Fig 1: Aspect ratio length/ width for 2 cases

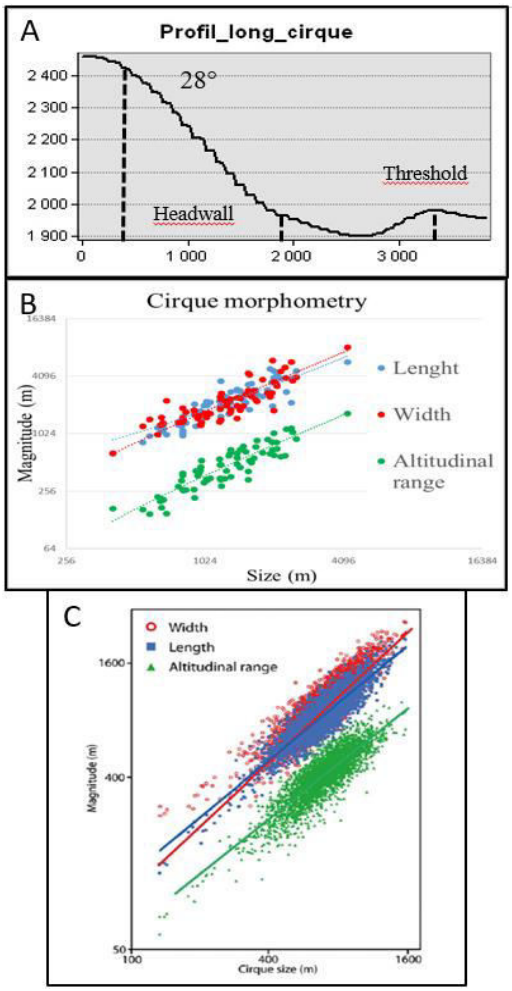


A: data from this study; B: Data from Crater valley [11]

Morphometrics comparison

First we made a Mars/Mars comparison between [11]'s results, Bakhuysen's fluvial morphology [13] and ours. Then a Earth/Mars comparison between [6,7,8,9,10,12]'s results and ours. We compared measurements between our study and Hobbs study (Mars/Mars comparison) (Fig. 1). Graphics (A) shows two trends. Crater Bakhuysen morphologies are much longer and wider than crater Dawes morphologies. Those ones are clearly wider than longer and are generally shorter than crater Bakhuysen valleys. When we compare trends in graphic (A) with graphic (B), we can see that crater Bakhuysen morphologies are similar to fluvial crater valley describe by [11]. Then the most interesting is that crater Dawes morphologies are following the trend of the Martian glacial valleys described by Hobbs [11] which are relatively short and wide valleys. Finally we compare our cirque data with terrestrial cirque data from [12] (Fig.2). We can see that profil A presents a steep slope that decreases with distance and a threshold which marks the end of the cirque, exactly as the « school case » describe by [12]. When we compare B and C, we can see that trends of this two cases namely Mars and Earth cirques are the same. Indeed all parameters increase when the cirque size increases. More, martian cirque become wider than long for a cirque size > 1000m.

Fig 2: Cirque comparison



A: Longitudinal profile; B: Cirque morphometry; C:Data from [12]

Conclusion

This study allows us to create a new way to characterize Martian glacial valleys by a morphometrics analysis. In this study, we identify 77 cirques and 42 glacial valleys in Dawes crater. Morphologies studied have same morphometric characteristics and trends than terrestrial cirques and glacial valleys and Mars glacial valley. To conclude, that study strongly support glacial erosive agent at the origin of crater Dawes morphologies.

References

[1] Baker, V. R., 1982. University of Texas Press, Austin [2] Bibring, JP et al. Science, Volume 312, Issue 5772, pp. 400-404. [3] Bouley, S. et al, Nature. [4] Wordsworth, R. et al. Icarus 222, 1–19 (2013). [5] Kress, A. M. & Head, J.W Planet. Space Sci. 109–110, 1–20 (2015). [6] W Planet. Space Sci. 109–110, 1–20 (2015). [6] Penck, A. 1905. [7] Paul C. A Geomorphology, 4 (1992) 347-361[8] Roberts, M.C. and Rood, K.M., 1984 Geogr. Ann. 66A. [9] Montgomery, D.R., 2002b 30 (11), 1047–1050. [10] Bridget Livers, Geomorphology 231 (2015) 72–82[11]: S.W. Hobbs et al 261 (2016) 244–272. [12] Iestyn D. Barr a,*, Matteo Spagnolo b Earth-Science Reviews 151 (2015) 48–78. [13] Moore, J. M., and A. D. Howard (2005) 110, E04005,

Glacial landscape and paleoglaciation in Terra Sabaea: Evidence for a 3.6 Ga plateau ice cap. A.Bouquety[1], A.Séjourné[1], F.Costard[1], S.Bouley[1] and E.Leyguarda[1], [1]GEOPS-Géosciences Paris Sud, Université Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France.

Introduction: The early Mars climate is today one of the most debated subject in the martian community [1]. In the one hand, the observation of an early wet and warm climate, carried by the presence of valley network and hydrated minerals, which are best lines of evidence for prolonged liquid water on Mars [2]. The presence of valley networks similar to those on Earth show that during the Noachian (4.5-3.7 Ga), a hydrosphere was active at the surface of Mars with relatively warm and wet conditions. In the other hand, a new vision of an early cold climate, called "icy-highlands" is increasingly considered. This globally sub-zero scenario is carried by climate modelling which indicate that with Noachian/Early Hesperian conditions, namely an atmospheric pressure less than 1 bar, a reduced Tharsis bulge topography and an obliquity of 45° there is a preferential deposition of ice in the southern highlands at high altitude > 1000 m [3,4]. These climate modelling are supported by a geodynamic modelling which indicates that without the Tharsis dome, the valley network would be in a south tropical band from 40°S to 0°, the same distribution as observed today [5]. This tropical band is located in the same area where the ice can settle and accumulate following the climate modeling [4,5,6]. So, following these models, the valley networks could have been formed under a cold climate. Nevertheless, the "icy-highlands scenario" is often questioned, one of the main argument against this scenario is the a lack of geomorphologic evidence of glacial landscapes in Noachian terrains [2]. However, in a previous study, we demonstrated for the first time, thanks to a detailed morphometrical analysis, the presence of glacial landscape in the south of Terra Sabaea at an elevation > 1000 m in two impact craters and one mountain [7]. These glacial landscapes are composed of glacial cirques linked with glacial valleys (Fig. 1). The glacial landscape in Terra Sabaea have the same morphometric characteristics as terrestrial and martian glacial valleys and cirques. They are also very different from those observed in fluvial valleys on Earth and Mars. The purpose of this paper is to study craters in Terra Sabaea using the same morphometric method described in [7] and understand the distribution and type of glacial landscape at regional scale. We performed a comparison between morphologies found in this area and paleoglaciations found on Earth. By studying the morphometry of the valleys, we can define what was the paleo-environnement in the south of Terra Sabaea 3.6 Ga ago.

Data and method: We used Context Camera image (CTX) with a resolution of 6 m/pixel to characterize the valleys on Mars. Then, to constrain their geometry, we used the Digital Terrain Map Reduced Data Record (DTMRDR) data with 1 m numeric height resolution from High-Resolution Stereo Camera (HRSC). We made our measurements using ArcGIS.

Study area: We focus our study on an area at the southwest of Terra Sabaea, between 8°S to 11°S and 31°E to 33°E. This area is one of the highest part in Terra Sabaea with a mean elevation of 3000 m. We can divide the area into three parts based on their relief: (1) the plateau which is wide and sub-flat with a mean ele-

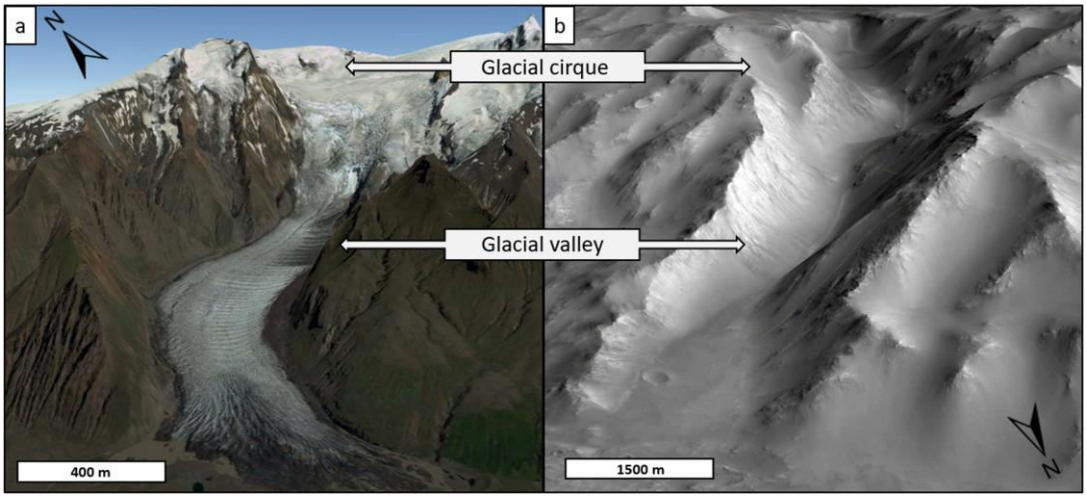


Fig. 1: Comparison between glacial landscapes of (a) the Svinafell glacier in Iceland on Earth and (b) Dawes crater on Mars. Images credit Google Earth

vation of 3150 m, it is the highest zone of the area. (2) 3 large size impact craters on the plateau. These three craters have unmapped valleys on their inner walls. (3) Several valleys flowing downstream radially from the plateau.

Morphometric comparison: The morphometric measurement allowed us to characterized 183 valleys from different locations.

The morphometric analysis revealed that the valleys are similar to terrestrial and martian glacial valleys. In fact, they have a length to width ratio > 1, which is more similar to Dawes crater glacial valleys than to Bakhuysen fluvial valleys which have a length to width ratio >> 1. Their cross-sectional/drainage area ratio are four times larger than Bakhuysen fluvial valleys and similar to the Dawes crater glacial valleys (Fig. 2). On Earth, this value of four is characteristic between glacial and fluvial valleys [8]. Finally, the valleys are at an elevation around 2275 m which is similar to the elevation where we found glacial landscape in a nearby region in Terra Sabaea [7].

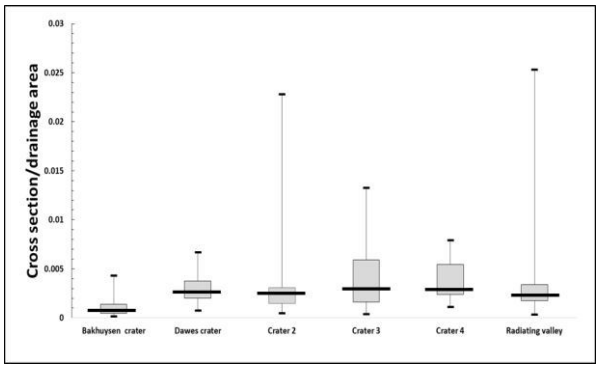


Fig. 2: Box and whisker plot of cross-sectional area/ drainage area for the studied valleys.

Interpretation: On Earth, ice caps are known to be ineffective agents of erosion by their cold-based regime [9,10]. But it had been demonstrated that at the ice cap margin, the erosion rates are much higher than the averaged across the ice cap as a whole and closely resemble at the erosion rate of alpine glacier with surface meltwater accessing the glacier bed at the distance of tens of kilometers from the terminus [10].

By analogy to several sites on Earth (Scotland, Cantal, Tibetan plateau…) we proposed that the glacial landscape in Terra Sabaea was characterized by an erosional polythermal regime where the highest elevation were protected by a cold-based plateau ice cap while, at the margin of this plateau and at lower-altitude, warmed-based alpine glacial valleys flowed radially from the plateau on the slopes and craters inner walls (Fig. 3).

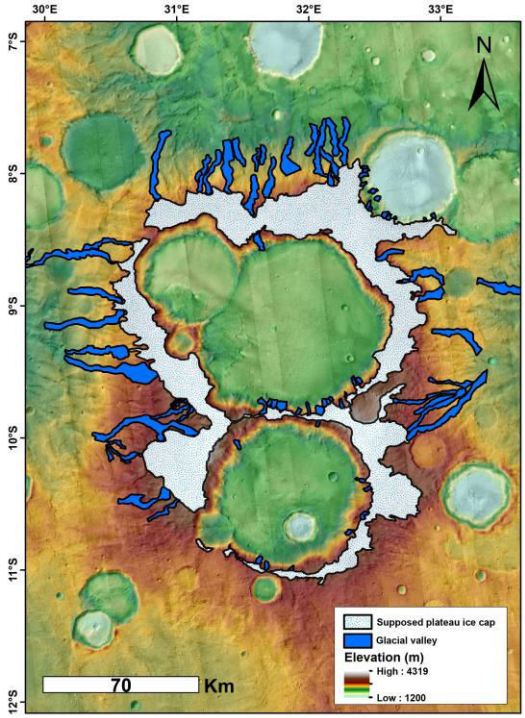


Fig. 3: Distribution of the glacial valleys on the inner walls of Crater 2, 3 and 4 and the supposed plateau ice cap.

Conclusion: The morphometrical analyses allowed us to identified glacial valleys and a supposed glacial ice cap located on a high plateau in Terra Sabaea at an elevation > 2000 m, this glacial landform have morphological and geometrical similarities with glacial landforms on Earth. This study strongly supports the presence of englaced landscape in Terra Sabaea during the Noachian/early Hesperian and adds 71 glacial valleys and a supposed plateau ice cap to the previous demonstrated glacial landscape.

References: [1] Mars at war. Nature Geoscience 11 (4), 219_219 [2] Ramirez, R. M., Craddock, R. A., 2018 Nature Geoscience 11 (4), 230_237 . [3] Forget, et al;, jan 452 2013 Icarus 222 (1), 81_99. [4] Wordsworth, et al., 2013. Icarus 222 (1), 1_19 [5] Bouley, S. et al, Nature 2016. [6] Head, J. W., Marchant, D. R., 2014, Antarctic Science 26 (06), 774_800 [7] Bouquety, et al., 2019. Geomorphology 334, 91 _111 [8] Montgomery, D. R.; geology, geological Society of America, 2002, 30, 1047 [9] Fu et al., 2013a [10] Cowton et al., 2012. Geology 40 (4), 343_346.

université PARIS-SACLAY
ÉCOLE DOCTORALE
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Titre : Etude morphométrique de la cryosphère ancienne de Mars: Implications paléo-climatique

Mots clés : Mars, morphométrie, vallées glaciaires, paléo-climat, Noachien/Hespérien

Résumé : Les différentes missions en orbite autour de la planète Mars nous donne accès à un large éventail de données. Parmi elles se trouvent des données d'imageries de très haute résolution et des données topographiques donnant des informations sur les différentes altitudes à la surface de Mars. Grâce à ces données, l'objectif de cette thèse est d'étudier la surface de la planète Mars de manière à identifier si les structures de surfaces ont une origine fluviatile ou glaciaire. Mieux contraindre l'origine de ces structures permet de mieux contraindre les conditions climatiques régnant à la surface de la planète rouge il y a 3.6 Ga. Connaître la météo martienne de cette époque permet de mieux reconstituer l'histoire de la planète et voir si les conditions étaient favorables avec l'apparition de la vie. Ces structures constituent des héritages morphologiques des activités climatiques passées. Afin de caractériser au mieux l'origine érosive de ces structures, nous avons créé une nouvelle méthode d'analyse morphométrique à partir de différentes méthodes terrestres et martiennes. Cette nouvelle méthode permet d'extraire plus de 20 données exploitables par vallée. Il a donc été question de mesurer un maximum de vallée afin d'établir une base de données que nous avons comparée avec des bases de données de morphologies terrestres et martiennes. Grâce à cette analyse, il a été possible de mettre en évidence, la présence d'un paysage glaciaire dans la région de Terra Sabaea.

Title : Morphometrical study of the cryosphere of early Mars: Paleo-climatic implications

Keywords : Mars, morphometry, glacial valleys, paleo-climate, Noachian/Hesperian

Abstract: The various missions in orbit around the planet Mars gives us access to a wide range of data. Among them are very high resolution imagery data and topographic data giving information on the different altitudes on the surface of Mars. Thanks to these data, the objective of this thesis is to study the surface of the Mars planet in order to identify if the surface structures have a fluvial or glacial origin. Better constrain the origin of these structures makes it possible to better constrain the climatic conditions prevailing on the surface of the red planet there is 3.6 Ga. To know the Martian weather of this time allows to better reconstitute the history of the planet Mars and to see if the conditions were favorable with the appearance of life. These structures constitute morphological legacies of past climatic activities. In order to better characterize the erosive origin of these structures, we have created a new method of morphometric analysis from different terrestrial and Martian methods. This new method makes it possible to extract more than 20 exploitable data per valley. It was therefore a question of measuring a valley maximum in order to establish a database that we compared with databases of terrestrial and Martian morphologies. Thanks to this analysis, it has been possible to highlight the presence of glacial landscape in the Terra Sabaea region.

Université Paris-Saclay
Espace Technologique / Immeuble Discovery
Route de l'Orme aux Merisiers RD 128 / 91190 Saint-Aubin, France