



HAL
open science

Dynamique des surfaces planétaires actives : quantification des paysages, modélisation et inversion

Sylvain Breton

► **To cite this version:**

Sylvain Breton. Dynamique des surfaces planétaires actives : quantification des paysages, modélisation et inversion. Sciences de la Terre. Université de Lyon, 2019. Français. NNT : 2019LYSE1280 . tel-02496264

HAL Id: tel-02496264

<https://theses.hal.science/tel-02496264v1>

Submitted on 2 Mar 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 Claude Bernard



Lyon 1

Numéro National de Thèse : 2019LYSE1280

THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE LYON
opérée par
Université Claude Bernard Lyon 1

École Doctorale N° 52
Physique et Astrophysique de Lyon (PHAST)

Spécialité de doctorat : Planétologie
Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

Soutenue publiquement le 10/12/2019 par :

Sylvain BRETON

**Dynamique des surfaces planétaires
actives : quantification des paysages,
modélisation et inversion**

Devant le jury composé de :

Cathy QUANTIN-NATAF	Professeure	Université de Lyon	Directrice
Sylvain BOULEY	Maitre de conférence	Université Paris Sud	Rapporteur
Sylvain DOUTÉ	Directeur de recherche	Université Grenoble Alpes	Rapporteur
Pascal ALLEMAND	Professeur	Université de Lyon	Examinateur
Christoph GROSS	Chercheur	Freie Universitaet Berlin	Examinateur
Laetitia LE DEIT	Maitre de conférence	Université de Nantes	Examinatrice

Table des matières

Liste des figures	vii
Liste des tableaux	xiv
Introduction	1
Chapitre 1	
Les cratères d'impact	5
1.1 Formation des cratères	5
1.1.1 Pénétration dans l'atmosphère	6
1.1.2 L'impact	7
1.1.3 Conséquences des cratères d'impact	13
1.2 Les cratères d'impact, une trace du temps qui passe	14
1.2.1 Les distributions en fréquence de taille de cratères	14
1.2.2 Contraindre le flux d'impacteurs	16
1.2.3 Extrapolation aux autres corps du système solaire	19
1.3 La morphologie des cratères : un outil pour étudier les processus de surface	21
1.4 Effet des processus de surface sur les statistiques de cratères	26
1.5 Mars, une surface active	28
Chapitre 2	
Quantification des paysages	33
2.1 D'une image satellite à une distribution en fréquence de taille de cratères	34
2.1.1 Les données de surface martienne	34

2.1.2	Cartographie des cratères	39
2.1.3	Traitement des cartes de cratères	41
2.1.4	Création des distributions en fréquence de taille	45
2.2	Mesure systématique de la profondeur des cratères	58
2.3	Représenter les densités de cratères en fonction du diamètre et de la profondeur	73
2.3.1	Distribution en fréquence de taille et de profondeur des cratères	73
2.3.2	Estimation de l'erreur	77
2.4	Conclusion	82

Chapitre 3

	Modélisation et Méthodes inverses	83
3.1	Modéliser la cratérisation	84
3.2	Modéliser l'oblitération des cratères	86
3.2.1	Description des modèles	87
3.2.2	Limites et développements potentiels	102
3.2.3	Exemple d'exploitation	103
3.3	Méthodes inverses	110
3.3.1	Méthode des moindres carrés	110
3.3.2	Approche probabiliste	113
3.3.3	Comparaison des différentes méthodes d'ajustement	118
3.3.4	Importance de la gamme de diamètre utilisée pour l'ajustement	119
3.4	Méthode d'ajustement en deux dimensions	122
3.4.1	Description	122
3.4.2	Développements	122

Chapitre 4

	Estimation des taux d'érosion martiens	125
4.1	Des statistiques de cratères à l'évolution temporelle des taux d'oblitération	126
4.1.1	Description des mesures d'oblitération	126
4.1.2	Discussion sur la validité des oblitérations obtenues	128
4.1.3	Tests synthétiques	129

4.2	Mesures d'oblitération à l'échelle de la planète	135
4.2.1	Présentation des données utilisées	135
4.2.2	Présentation des taux d'oblitération obtenus	139
4.2.3	Étude de la relation entre oblitération et diamètre	145
4.2.4	Étude des variations temporelles d'oblitération	152
4.2.5	Discussion sur l'oblitération martienne	160
4.2.6	Conclusion sur l'oblitération martienne	164
4.3	Oblitération à l'échelle CTX : comparaison de différents sites d'atterris- sage de rovers	165
4.3.1	Présentation des sites	166
4.3.2	Spécificité de la méthode sur CTX	171
4.3.3	Comparaison avec les mesures in-situ	177
4.3.4	Taux d'oblitération sur <i>Mawrth Vallis</i>	179
4.3.5	Taux d'oblitération sur <i>Oxia Planum</i>	180
4.3.6	Implications pour le choix des futurs sites d'atterrissage	182

Chapitre 5

	Discussion et perspectives	183
5.1	Les distributions en fréquence de taille et de profondeur enregistrent l'ac- tivité de surface de Mars	185
5.2	Intensité et temporalité des processus de surface martiens	187
5.3	Les données haute résolution nous renseignent sur l'activité actuelle de la surface de Mars	188
5.4	Datation par distribution en fréquence de taille : vers une approche pro- babiliste	190
5.5	Perspectives	191
5.5.1	Étude des populations de cratères lunaires	191
5.5.2	Utilisation de modèles d'évolution des paysages	192
5.5.3	Étude des satellites de glace	192
5.5.4	Étude de la relation entre oblitération et paramètres morphologiques des cratères	193
5.5.5	Introduction de paramètres morphologiques supplémentaires	193

5.6 Conclusion	194
Acronymes	195
Annexe A	
The impact origin and evolution of Chryse Planitia on Mars revealed by buried craters	199



Liste des figures

1	De gauche à droite, le cratère de Manicouagan sur le craton canadien, le cratère lunaire de Giordano Bruno, une photo d'un corps de la ceinture d'astéroïde, Rhéa, et un petit cratère photographié sur Mars par le rover Opportunity.	1
1.1	Trace de la météorite de Chelyabinsk photographiée en Russie en 2013. La fragmentation de cette météorite dans le ciel a entraîné une impressionnante onde de choc (Photo : Nikita Plekhanov/Wikipedia).	7
1.2	Exemples de champs de cratères : A) les cratères de Henbury, en Australie; B) un champ de cratères frais sur Mars (Daubar <i>et al.</i> , 2013).	8
1.3	A) Un cratère simple martien (5°45'N, 166°54'E). B) Le cratère complexe Zunil sur Mars. Noter les échelles différentes.	10
1.4	Série de coupes illustrant les trois phases de formation d'un cratère. Dès le début de la phase de modification, on différencie les cratères simples (à gauche) et les cratères complexes (à droite) (d'après Osinski <i>et al.</i> (2011) et Osinski <i>et al.</i> (2013)).	12
1.5	Exemple de deux surfaces lunaires d'âges différents représentées à la même échelle	15
1.6	Distributions en fréquence de taille de cratères de différents corps du système solaire	17
1.7	Image de la face visible de la Lune présentant les différents sites d'atterrissages Apollo.	18

1.8	Évolution du flux d'impact pour la Lune en fonction du temps avec les différents points de calibration fournis par les missions Apollo(d'après Neukum et al. (2001))	19
1.9	Figure résumant les différents apports des observations et des modèles numériques à la construction des fonctions de productions et des fonctions de chronologie Martiennes et Lunaires.	22
1.10	Photos représentant l'évolution morphologique d'un cratère terrestre au cours du temps (d'après Grant et al. (2006a)).	23
1.11	Les différentes classes morphologiques de cratères martiens et leur profil topographique utilisés par Craddock et al. (1997)	24
1.12	Exemple de profil d'altitude d'un cratère mettant en évidence les notions de diamètre, de hauteur des crêtes, de surface pré-impact et de profondeur du cratère.	25
1.13	Distribution en fréquence de taille de cratère sur Terre, Mars et la Lune .	27
1.14	Carte globale de Mars avec le nom des principales régions. Le fond de carte représente l'altitude mesurée par le laser altimétrique MOLA. . . .	28
1.15	Exemples morphologiques d'activité fluviale au Noachien	29
1.16	Les ères géologiques martiennes comparées aux ères terrestres. Les limites temporelles sont peu contraintes car dépendantes des modèles chronologiques de flux d'impact.	30
1.17	Image MOLA montant l'embouchure des chenaux de débâcle Hespérien. À l'Est, on trouve <i>Ares Vallis</i> l'un des plus importants de ces chenaux. .	32
1.18	Exemples d'activité géologique à l'Amazonien	33
2.1	Aperçu des images martiennes à différentes échelles	35
2.2	Interface de l'application en ligne MarsSI	39
2.3	Schéma explicatif des méthodes de zone tampon (buffering) et d'exclusion des éjectas (non-sparseness) (d'après Riedel et al. (2018))	43
2.4	Organigramme du programme utilisé pour appliquer les méthodes de buffering et de non-sparseness sur nos cartes de cratères.	44
2.5	Illustration des différentes représentations des SFDs conseillées par le CATWG et Robbins et al. (2018a)	46

2.6	Figure illustrant la construction de distribution en fréquence de taille en utilisant l'estimation par noyau (d'après Robbins <i>et al.</i> (2018a))	47
2.7	Exemple d'un cratère indétectable sur CTX malgré son diamètre largement supérieur à 10 pixels	50
2.8	Exemple des erreurs produites par les différentes méthodes de bootstrap proposées (d'après Robbins <i>et al.</i> (2018a))	52
2.9	Figure expliquant le calcul d'intervalles de confiance en utilisant le bootstrapping	53
2.10	Exemple d'application d'une méthode de réflexion des données pour atténuer l'effet d'étalement au niveau des petits cratères causé par l'estimation par noyau	54
2.11	Illustration des différentes méthodes de bootstrapping	55
2.12	Utilisation d'une méthode de réflexion pour supprimer les effets indésirables du bootstrap sur les petits cratères	56
2.13	Limite de l'utilisation de la méthode de réflexion lorsque l'inflexion au niveau des petits cratères est liée à un jeu de donnée incomplet	57
2.14	Représentation dans l'espace diamètre profondeur d'une population de cratères cartographiée sur <i>Oxia Planum</i> . Cette carte a été réalisée à partir de données CTX et comporte 608 cratères sur une surface d'environ 109 km ²	74
2.15	Schéma explicatif du programme de création de distribution en fréquence de taille et de profondeur à partir d'une liste de cratères avec leur diamètre, leur profondeur et leur aire de référence.	75
2.16	Exemple de distribution dans l'espace D, ratio d/D	76
2.17	Exemple d'une distribution en fréquence de taille et de profondeur	78
2.18	Test des méthodes de bootstrapping réalisés sur les distributions en fréquence de taille et de profondeur	80
2.19	Exemple d'une distribution en fréquence de profondeur pour un pas de diamètre présentant des effets indésirables lors de l'utilisation de bootstrap. La courbe bleue représente la densité initiale et les courbes vertes les densités de bootstrap (méthode 4). Le choix des cratères pour réaliser le bootstrap tend à aplatir les distributions.	81

3.1	Schéma explicatif de l'utilisation d'un modèle pour mieux comprendre des données.	84
3.2	Représentation des isochrones Martiennes 0.1, 1, 3 et 4 milliards d'années calculées d'après le système chronologique de Ivanov (2001)	86
3.3	En modélisant l'effet de l'oblitération sur les distributions en fréquence de taille et de profondeur des populations de cratère, on peut, à partir des populations observées sur Mars, remonter à l'histoire des processus de surface de la planète.	87
3.4	Schéma explicatif du fonctionnement du programme de modélisation de populations de cratères. Ce programme fournit une liste de cratères avec leur profondeur, leur diamètre et leur aire associée en fonction d'un âge et d'une histoire de l'oblitération.	88
3.5	Comparaison du choix de la loi aléatoire utilisée pour créer des populations de cratères synthétiques	90
3.6	Exemples de populations de cratères synthétiques : oblitération constante	92
3.7	Exemples de populations de cratères synthétiques : oblitération dépendante de D et de d/D	94
3.8	Exemples de populations de cratères synthétiques : variations d'oblitération avec le temps	95
3.9	Amélioration des populations modélisées avec l'utilisation d'une aire de référence variable	96
3.10	Schéma explicatif du fonctionnement du programme de modélisation de densités de cratères en taille et en profondeur. Ce programme fournit une distribution en fréquence de taille et de profondeur en fonction d'un âge et d'une histoire de l'oblitération.	98
3.11	Exemple de SDFDs synthétiques : oblitération constante	99
3.12	Exemple de SDFDs synthétiques : oblitération dépendante de D et d/D .	100
3.13	Exemple de SDFDs synthétiques : variations d'oblitération avec le temps	101
3.14	Distribution du ratio d/D dans différentes unités de la région de <i>Chryse Planitia</i> (d'après Pan et al. (2019))	105
3.15	Distribution en fréquence de taille des cratères et ratio d/D comparés aux modèles de population de cratères (d'après Pan et al. (2019))	106

3.16	Relation entre diamètre et profondeur et distributions en fréquence des ratio d/D pour des données modélisées avec différent paramètres d'entrée (d'après Pan et al. (2019))	107
3.17	Test d'ajustement entre les données observées sur <i>Chryse</i> et le modèle de population de cratères (d'après Pan et al. (2019))	108
3.18	Représentation de la technique de datation par distribution en fréquence de taille sous la forme d'un problème inverse.	110
3.19	Comparaison entre la SFD d'une population synthétique et différentes isochrones modèles	111
3.20	Exemple d'ajustement d'âge modèle sur une population synthétique . . .	112
3.21	Exemple d'ajustement d'âge modèle sur une petite population synthétique	115
3.22	Exemple d'ajustement d'âge modèle sur des populations synthétiques bruitées	116
3.23	Exemple d'ajustement d'âge modèle sur une population synthétique ayant subi un événement de renouvellement de la surface	120
3.24	Exemple d'ajustement d'âge modèle sur une population synthétique ayant subi une oblitération continue	121
4.1	D'une distribution en fréquence de taille et de profondeur à une mesure d'oblitération	127
4.2	Distribution en fréquence de taille, évolution de la profondeur et oblitération en fonction de l'âge et du diamètre	128
4.3	Source des erreurs des mesures d'oblitération	130
4.4	Test synthétique : oblitération constante	132
4.5	Test synthétique : chute brutale de l'oblitération	133
4.6	Test synthétique : renouvellement de la surface	134
4.7	Exemple d'un artefact dans la base de données de Robbins et Hynek (2012)	136
4.8	Carte des quadrants de Mars	137
4.9	Carte géologique de Tanaka et al. (2014)	138
4.10	Carte géologique simplifiée de Mars, créée à partir de la carte de Tanaka et al. (2014)	138
4.11	Carte du quadrant de <i>Phaethontis</i>	139
4.12	Oblitération du quadrant de <i>Phaethontis</i>	140

4.13	Carte du quadrant d' <i>Oxia Palus</i>	141
4.14	Oblitération du quadrant d' <i>Oxia Palus</i>	142
4.15	Mélange de populations synthétiques ayant subi un événement ponctuel de renouvellement de la surface	143
4.16	Taux d'oblitérations sur la province de <i>Tharsis</i>	144
4.17	Carte de la région des plaines du nord indiquant les surfaces utilisées pour calculer les taux d'oblitération	145
4.18	Oblitération dans les plaines du Nord	146
4.19	Retracer la dépendance entre oblitération et diamètre	147
4.20	Histogramme des lois de puissance entre oblitération et diamètre calculées sur la base de données de Robbins et Hynek (2012)	148
4.21	Histogramme synthétique des lois de puissance entre oblitération et dia- mètre calculées à partir de populations synthétiques	149
4.22	Évolution de la loi de puissance α entre le diamètre et l'oblitération au cours de l'histoire de Mars	150
4.23	Cartes des lois de puissances α entre l'oblitération et le diamètre	151
4.24	Test retraçant les variations temporelles d'oblitération de populations syn- thétiques	153
4.25	Évolution du facteur d'oblitération au cours du temps dans quelques ré- gions martiennes	155
4.26	Carte de l'âge marquant la fin de l'oblitération intense en utilisant le découpage selon les grands quadrants	156
4.27	Carte de l'âge marquant la fin de l'oblitération intense en utilisant le découpage selon la carte géologique simplifiée.	156
4.28	Carte d'oblitération à différentes époques en utilisant le découpage selon les quadrants.	157
4.29	Carte d'oblitération à différentes époques en utilisant le découpage selon les petits quadrants. Le nombre de cratères par quadrant n'est pas suffisant pour réaliser des mesures pour les âges récents.	158
4.30	Carte d'oblitération à différentes époques en utilisant le découpage selon la carte géologique simplifiée.	159

4.31	Modèle d'évolution de la profondeur et du diamètre de cratères soumis à une érosion fluviatile. La profondeur diminue, mais le diamètre augmente aussi (d'après Matsubara et al. (2017))	163
4.32	Carte globale d'altitude de Mars (MOLA) présentant les différents sites étudiés.	166
4.33	Carte de cratères du cône alluvial de <i>Peace Vallis</i> dans <i>Gale crater</i>	168
4.34	Carte de cratères réalisée dans <i>Gusev crater</i>	169
4.35	Carte de cratère réalisée dans <i>Mawrth Vallis</i>	170
4.36	Carte de cratère réalisée sur <i>Oxia Planum</i>	172
4.37	Oblitération sur le site de <i>Gale crater</i>	173
4.38	Tests synthétiques sur les taux d'oblitération mesurés sur CTX	175
4.39	Effet des méthodes de zone tampon et d'exclusion des éjectas sur les mesures d'oblitération	176
4.40	Comparaison entre les taux d'oblitération mesurés sur <i>Gale crater</i> et les données in-situ	178
4.41	Comparaison entre les taux d'oblitération mesurés sur <i>Gusev crater</i> et les données in-situ	179
4.42	Taux d'oblitération mesurés sur <i>Mawrth Vallis</i>	180
4.43	Taux d'oblitération mesurés sur <i>Oxia Planum</i>	181
4.44	Taux d'oblitération mesurés sur des populations synthétiques modélisant des surfaces similaires à celles observées sur <i>Oxia Planum</i>	182
4.45	Comparaison des taux d'oblitération entre les différents sites étudiés	183



Liste des tableaux

1.1	Diamètre minimal en dessous duquel la vitesse terminale de l'impacteur n'est pas suffisante pour être dans un régime d'hypervitesse (d'après Melosh (1989)). Les impacteurs d'un diamètre inférieur à cette limite n'entraînent pas la formation d'un cratère d'impact.	6
1.2	Coefficients décrivant les fonctions de production lunaire et le flux d'impact associé. D'autres systèmes existent mais nous présentons ici uniquement le plus utilisé.	18
1.3	Coefficients décrivant les fonctions de production martiennes et le flux d'impact associé. D'autres systèmes existent mais nous présentons ici le plus utilisé.	21
2.1	Les différents jeux de données Martiens utilisés au cours de la thèse. . . .	36
3.1	Coefficients décrivant les fonctions de production martiennes et le flux d'impact associé.	85
4.1	Pourcentages de cratères dont la profondeur est renseignée dans la base de données de Robbins et Hynke (2012) pour différentes gammes de diamètre.	135

Introduction

Un paysage planétaire peut être défini comme l'ensemble des caractéristiques observées sur la surface d'un corps solide, en particulier sa topographie. Si la définition d'un paysage est complexe, il est encore plus difficile d'y associer des paramètres car de nombreux processus les façonnent. Selon les processus à l'œuvre et leur intensité, les paramètres représentatifs de l'histoire du paysage vont être différents. Ainsi sur Terre, où les terres émergées sont affectées par une érosion fluviale importante, des paramètres décrivant les réseaux de vallées sont utilisés. Sur la Lune, la principale source de reliefs n'est pas l'érosion, mais la cratérisation.

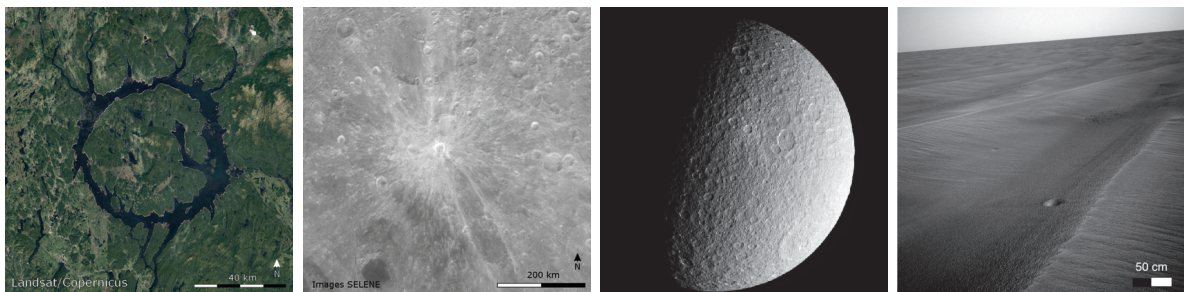


Fig. 1 – De gauche à droite, le cratère de Manicouagan sur le craton canadien, le cratère lunaire de Giordano Bruno, une photo d'un corps de la ceinture d'astéroïde, Rhéa, et un petit cratère photographié sur Mars par le rover Opportunity.

Les cratères d'impact peuvent être observés sur tous les corps solides du système solaire, de la Terre aux astéroïdes en passant par les lunes des géantes gazeuses (figure 1). Ces cratères sont formés par le flux continu de météorites provenant principalement, dans le cas du système solaire interne, de la ceinture d'astéroïdes.

Malgré cette universalité, les populations de cratères varient grandement d'un corps à un autre, de par leur densité mais aussi leur forme. Ces différences sont liées à de nombreux paramètres : d'une part, les variations du flux d'impact liées à la distance à la

ceinture d'astéroïdes et d'autre part, les propriétés du corps étudié (i.e. gravité, présence d'une atmosphère, tectonique, érosion etc.). Les populations de cratères varient aussi d'une région à une autre sur un même corps ; ceci est principalement lié à l'âge de la surface. Les cratères peuvent être considérés comme un marqueur du temps qui passe : plus une surface est âgée, plus le nombre de cratères y est important.

Les populations de cratères présentent l'avantage d'être facilement observables à une échelle globale depuis des orbiteurs ou des télescopes. Leur étude a commencé dès les années 40 (Young, 1940) pour cartographier et étudier les surfaces planétaires, en particulier celle de la Lune. Les premières études des populations de cratères sur la Lune ont permis d'établir une chronologie relative des différentes unités géologiques de la Lune. Les retours d'échantillons des missions Apollo ont permis de calibrer cette échelle relative et de créer une méthode de datation absolue des surfaces planétaires (Stöffler et Ryder, 2001).

L'interprétation des cratères d'impacts ne se limite pas à l'analyse statistique de leur nombre ; leur morphologie est très largement utilisée pour étudier la dynamique des surfaces planétaires actives. En effet, l'état de dégradation d'un cratère apporte de nombreuses informations sur l'histoire géologique de la surface étudiée. Par exemple, l'absence de crêtes indique une forte érosion (Neukum et Hiller, 1981, Mangold *et al.*, 2012) et la présence d'un fond plat indique un remplissage par des coulées de lave ou des sédiments lacustres (Craddock *et al.*, 1997).

En effet, sur certains corps du système solaire, les cratères sont fortement dégradés voir totalement effacés. Cette disparition des cratères vient compliquer les datations décrites précédemment qui supposent que le nombre de cratère sur une surface dépend uniquement de l'âge de la surface. Cependant si l'on arrive à interpréter correctement les cratères manquants, ce n'est plus seulement l'âge d'une surface que l'on pourra retrouver mais aussi l'histoire de sa surface.

Étant donné leur influence sur la surface de nombreux corps avec une faible atmosphère, les cratères sont d'excellent outils pour étudier ces surfaces. Ainsi, le nombre de cratères sur une surface, représenté sous la forme d'une distribution en fréquence de taille peut être considérée comme un paramètre décrivant les surfaces planétaires. De même, les paramètres morphologiques des cratères sont utilisés pour étudier les processus ayant affecté les cratères et par extrapolation, les surfaces sur lesquelles on les observe.

Cependant, l'étude statistique des populations de cratères et l'étude de leur morphologie, n'ont encore jamais été totalement couplées. Le travail présenté dans cette thèse a pour but d'associer ces deux approches en exploitant la morphologie des cratères statistiquement. Pour ce faire, nous avons développé une méthode de mesure systématique de la profondeur des cratères. Nous proposons l'introduction de distributions en fréquence de taille et de profondeur qui permettent d'avoir une image de la répartition d'une population de cratères dans l'espace diamètre et profondeur. Cette représentation est plus représentative de la morphologie de tout les cratères d'une surface que la simple extrapolation de quelques cratères.

Une fois les paramètres pertinents sélectionnés pour décrire un paysage, il faut encore les interpréter en termes de processus. Pour cela l'utilisation de modèles est d'usage courant en sciences de la Terre. La comparaison entre les données observées et les modèles permet de valider ou de rejeter les processus modélisés. Ainsi la datation par distribution en fréquence de taille utilise des modèles d'évolution de population de cratères en fonction du temps, l'âge d'une surface est celui pour lequel le modèle associé est le plus proche des données. Nous avons donc dû développer un modèle d'évolution de population de cratères qui modélisait la profondeur en plus du diamètre et qui prenait en compte l'effacement des cratères par divers processus de surface.

L'ajustement entre les données et les modèles peut être réalisé de différentes manières, les techniques permettant cet ajustement sont regroupées sous le terme général de méthodes inverses. Nous rappellerons dans ce manuscrit les méthodes d'ajustement classiquement utilisées pour dater les surfaces planétaires et présenterons quel ajustement préférentiellement utiliser dans l'optique de comparer des distributions en fréquence de taille observées avec celles modélisées.

L'étude de Mars est particulièrement intéressante dans ce cadre car sa surface présente des caractéristiques mixtes entre celle de la Lune (présence de cratères) et de la Terre (présence de réseaux de vallées). Nous avons donc porté notre attention sur cette planète fortement étudié ces dernières décennies pour tester cette nouvelle approche.

Ce manuscrit est composé d'une présentation générale du processus d'impact ainsi qu'une rapide image de l'histoire géologique de Mars. Nous commencerons par décrire les techniques utilisées pour quantifier les paysages, d'une image satellite à une distributions en fréquence de taille et de profondeur. Puis, nous présenterons les modèles utilisés pour

reproduire des populations de cratère ayant été modifiés par des processus de surface ainsi que les méthodes d'ajustement utilisées. Enfin, nous présenterons nos résultats de mesures d'oblitération sur la planète Mars, d'abord à l'échelle de l'histoire de Mars, puis sur des sites d'étude plus localisés pour des époques récentes.

1

Les cratères d'impact

La formation des cratères résulte d'une série d'événements physiques prévisibles entraînés par la collision entre un bolide et une surface planétaire. Nous allons détailler ces processus physiques afin de comprendre la forme finale du cratère, diamètre et profondeur en particulier, à partir de la taille et la vitesse du bolide. Non seulement, les processus de formation des cratères sont connus, mais le nombre d'impacteurs arrivant à la surface peut aussi être déterminé. Le nombre de cratères en fonction du diamètre dépend alors uniquement des paramètres physiques de la surface impactée et de son âge. Nous allons préciser comment, à partir du nombre de cratères sur une surface on peut estimer son âge. Enfin nous allons illustrer l'utilisation des méthodes de datation et d'étude morphologique des cratères en résumant ce que l'on sait de l'histoire géologique de Mars en utilisant ces approches.

1.1 Formation des cratères

Les cratères d'impact résultent de la collision entre un impacteur et la surface d'un corps solide à une vitesse de plusieurs km/s. Lorsque la vitesse de l'impacteur est supérieure à un certain seuil, l'énergie cinétique liée à l'impact est libérée dans un régime d'hypervitesse. Un tel impact entraîne la formation d'une dépression circulaire en forme de bol de taille supérieure à celle de l'impacteur d'environ un ordre de grandeur ([Melosh, 1989](#)). Cette partie détaille la formation des cratères d'impact, de l'entrée de l'impacteur dans l'atmosphère, si elle existe, à l'observation du cratère actuel.

1.1.1 Pénétration dans l'atmosphère

L'étude des cratères d'impact s'est longtemps concentrée sur la Lune qui ne possède pas d'atmosphère. Cependant lorsqu'on s'intéresse aux corps possédant une atmosphère, la Terre, Vénus, Mars ou encore Titan, l'importance des interactions entre le bolide et l'atmosphère est très importante. Les frottements liés à l'atmosphère entraînent un ralentissement et une abrasion des bolides pouvant aller jusqu'à la rupture en plusieurs morceaux.

Le ralentissement du bolide est directement lié à la masse d'air qu'il traverse (approximée par l'équation 1.1), à son diamètre D_{imp} et à sa densité ρ_{imp} (Melosh, 1989). À partir de ces données, on peut estimer un diamètre minimal des impacteurs pouvant arriver à la surface de la planète avec une vitesse suffisante pour former un cratère. La table 1.1 indique ces diamètres limites pour différents types de météorites. Les bolides d'un diamètre supérieur sont difficilement ralentis et atteignent rapidement une vitesse dite terminale, pour laquelle les forces de frottement sont compensées par l'accélération de la pesanteur.

$$m_{gaz} = \frac{P_{surf}}{g_{surf} \times \sin(\theta)} \quad (1.1)$$

Planète	g_{surf} (m/s^2)	P_{surf} (MPa)	D_{min} (m)		
			Glace	Rocheuse	Ferreuse
Vénus	8,6	9	160	58	20
Terre	9,8	0,1	1,5	0,6	0,2
Mars	3,7	$0,6 \times 10^{-3}$	0,024	0,009	0,003

Tab. 1.1 – Diamètre minimal en dessous duquel la vitesse terminale de l'impacteur n'est pas suffisante pour être dans un régime d'hypervitesse (d'après Melosh (1989)). Les impacteurs d'un diamètre inférieur à cette limite n'entraînent pas la formation d'un cratère d'impact.

Au cours de sa traversée de l'atmosphère, la chaleur induite par les forces de frottement provoque une ablation de l'impacteur. Cette ablation peut parfois être amplifiée par la fragmentation du bolide en plusieurs parties (figure 1.1). Ces fragmentations, liées aux contraintes aérodynamiques aboutissent à la formation de champs de cratères (figure 1.2). Ce phénomène est très courant sur Terre où l'on peut observer la fragmentation



Fig. 1.1 – Trace de la météorite de Chelyabinsk photographiée en Russie en 2013. La fragmentation de cette météorite dans le ciel a entraîné une impressionnante onde de choc (Photo : Nikita Plekhanov/Wikipedia).

des impacteurs dans l'atmosphère (Popova *et al.*, 2013). On observe aussi ce phénomène sur Mars, en particulier pour les petits impacteurs avec l'observation de cratères en grappes (Daubar *et al.*, 2019). Cette fragmentation du bolide augmente l'importance de la décélération et influence donc la vitesse terminale du bolide.

Dans le cas de la Terre et de Vénus ces interactions avec l'atmosphère limitent la formation de cratère à la surface. Les bolides sont soit ralentis par l'atmosphère au point qu'ils ne forment plus de cratères, soit détruits par fragmentation et abrasion. Aujourd'hui sur Mars, l'atmosphère étant très ténue, ces effets sont limités et influencent principalement les petits bolides ; il est cependant possible qu'ils aient été plus importants dans le passé de Mars (Kite *et al.*, 2013).

1.1.2 L'impact

Pour mieux décrire les phénomènes physiques conduisant à la formation d'un cratère d'impact, on peut diviser sa formation en trois phases (Gault *et al.*, 1968) : la phase de compression, la phase d'excavation et la phase de modification. Ces différentes étapes, qui peuvent être concomitantes, sont illustrées dans la figure 1.3 et détaillées dans les paragraphes suivants.

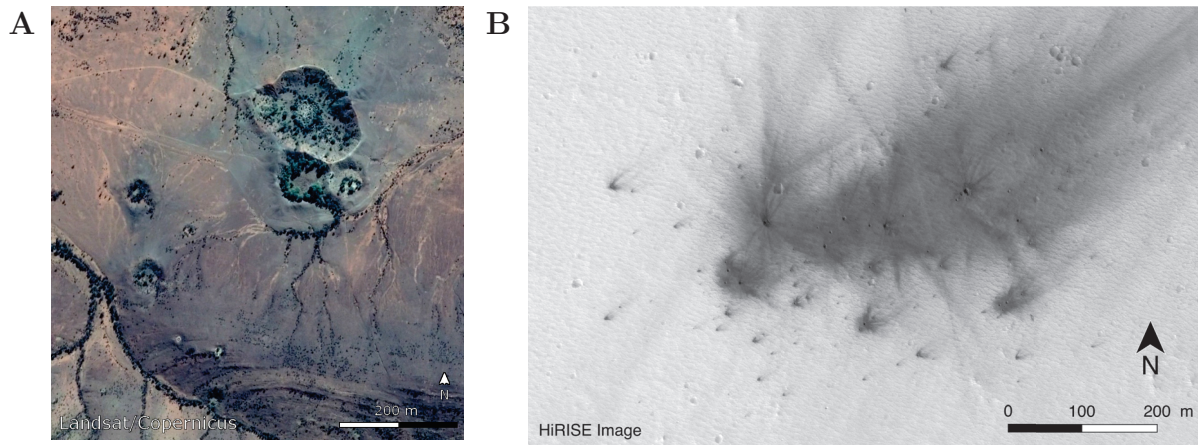


Fig. 1.2 – Exemples de champs de cratères : **A**) les cratères de Henbury, en Australie ; **B**) un champ de cratères frais sur Mars (Daubar *et al.*, 2013).

Phase de compression

La phase de compression est très brève et commence lorsque l'impacteur entre en contact avec la surface du corps impacté. Au cours de cette phase le bolide transmet son énergie et son mouvement au substrat impacté ; cette énergie peut grossièrement être estimée par l'énergie cinétique du bolide, E_{imp} qui dépend de sa masse, m_{imp} , et de sa vitesse, v_{imp} (équation 1.2).

$$E_{imp} = \frac{1}{2} \times m_{imp} \times v_{imp}^2 \quad (1.2)$$

Lors de la pénétration dans la cible, la pression au niveau du contact atteint des valeurs énormes pouvant atteindre plus de 100 GPa (Shoemaker, 1977). Cette pression est relâchée sous la forme d'une onde de choc se propageant à la fois dans la cible et dans le projectile (Melosh, 1989). Lorsque l'onde de choc entre en contact avec la surface externe du bolide, une onde de relâchement des contraintes se propage dans le sens inverse accompagnée d'une importante diminution de la pression. L'augmentation de la pression lors du passage de l'onde de choc entraîne une forte augmentation de la température causant la vaporisation de l'impacteur et d'une partie de la cible (Gault *et al.*, 1968, Melosh, 1989).

La phase de compression prend fin lorsque l'onde de relâchement des contraintes atteint l'interface entre l'impacteur et la cible : en d'autres termes, cela correspond à la vaporisation complète du bolide (Melosh, 1989). À ce moment-là, l'impacteur a pénétré

d'environ 1 à 2 fois son diamètre dans la cible (Kieffer et Simonds, 1980, O'Keefe et Ahrens, 1982).

Phase d'excavation

La phase d'excavation décrit la formation de la cavité en forme de bol qui succède à la phase de contact et compression. De plus, cette phase est marquée par la formation des éjectas qui sont des dépôts caractéristiques des cratères d'impact. L'excavation n'est pas causée par le projectile en lui-même mais par les interactions de l'onde de choc avec la surface de la cible (Melosh, 1989). Cette onde de choc se propage de façon hémisphérique et s'atténue avec la distance à l'impact et finit par se transformer en une onde plastique puis élastique. L'arrivée de l'onde de choc à la surface entraîne une mise en mouvement du matériel composant la cible vers l'extérieur du cratère : on parle de flux d'excavation (Melosh, 1989). Ce déplacement de matière entraîne la formation d'une dépression ayant grossièrement la forme d'un bol qu'on qualifie de cratère transitoire (Dence, 1968, Grieve *et al.*, 1981).

La taille du cratère transitoire est liée à l'énergie libérée par l'impact (équation 1.2), la gravité du corps impacté et l'angle d'impact. Schmidt et Housen (1987) proposent une loi empirique d'échelle donnant le diamètre du cratère transitoire, D_t , en fonction du diamètre de l'impacteur, D_{imp} , des densités de l'impacteur et de la surface, ρ_{imp} et ρ_{target} , de la vitesse et l'angle d'impact v_{imp} et α et g la gravité du corps impacté (équation 1.3).

$$D_t = 1.16 \times \left(\frac{\rho_{imp}}{\rho_{target}} \right)^{1/3} \times D_{imp}^{0.78} \times (v_{imp} \times \sin \alpha)^{0.43} \times g^{-0.22} \quad (1.3)$$

Le diamètre transitoire est supérieur d'environ un ordre de grandeur au diamètre de l'impacteur. On estime souvent que sa forme est parabolique avec une profondeur transitoire environ égale à $\frac{1}{3}$ du diamètre transitoire (Kenkmann *et al.*, 2013).

La formation des éjectas est encore assez mal comprise. On observe une diversité dans les morphologies des éjectas en fonction du corps observé, de la nature du substrat (Barlow et Others, 2005) ou encore de l'angle d'impact (Osinski *et al.*, 2011). Proche du cratère, les éjectas forment une nappe continue, formant notamment les crêtes du cratère (Oberbeck *et al.*, 1975). Cependant ces éjectas ne sont pas que locaux : sur la Lune et Mars, où l'atmosphère est respectivement inexistante et ténue, on peut observer des rais

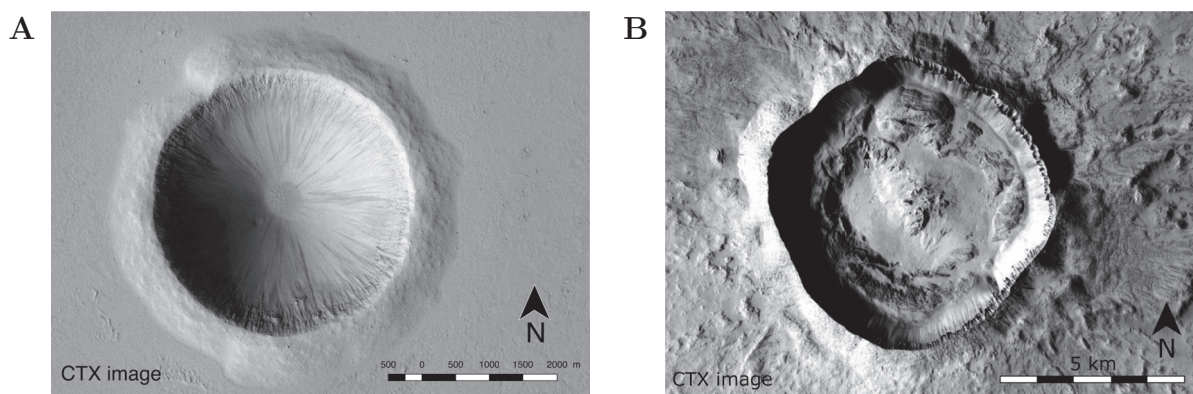


Fig. 1.3 – **A**) Un cratère simple martien ($5^{\circ}45'N$, $166^{\circ}54'E$). **B**) Le cratère complexe Zunil sur Mars. Noter les échelles différentes.

d'éjectas s'étendant à plusieurs milliers de kilomètres de certains cratères (Melosh, 1989, McEwen *et al.*, 2005, Tornabene, 2006). Ces éjectas lointains peuvent aussi prendre la forme de cratères secondaires lorsque les blocs de substrat éjectés forment eux mêmes des cratères (Melosh, 1989).

Le cratère transitoire formé au cours de la phase d'excavation ne doit pas être confondu avec le cratère final. En effet, le diamètre et la profondeur du cratère vont encore changer au cours de la phase de modification.

Phase de modification

La phase de modification, en opposition à la phase d'excavation, est marquée par un flux de matériel vers le centre du cratère contrôlé par la gravité (Melosh, 1989). Ce mouvement gravitaire commence au cours de la phase d'excavation (Turtle *et al.*, 2005) et sa durée dépend de la taille du cratère. Elle est de quelques dizaines de secondes pour un cratère terrestre de 10 km et d'une dizaines de minutes pour un cratère lunaire de 300 km (Melosh, 1989). Les processus à plus long terme comme l'érosion et les phénomènes lithosphériques sont abordés dans la section suivante.

Au cours de cette phase, on différencie deux types de cratères en fonction de leur taille : les cratères simples, de petite taille, et les cratères complexes, plus grands et pour lesquels on observe une morphologie plus complexe (figure 1.3)(Dence, 1965).

Les cratères simples sont caractérisés par une forme en bol très proche de celle du cratère transitoire avec parfois un petit fond plat. Lors de la phase de modification, une partie du matériel situé sur les murs tombe au fond du cratère et forme une brèche. Les

pententes du cratère se stabilisent à une pente d'équilibre d'environ 30° (Melosh, 1989). Cet effondrement entraîne une augmentation du diamètre et une diminution de la profondeur par rapport au cratère transitoire. Le diamètre final est donc plus important que le diamètre transitoire. Croft (1985) propose une loi empirique reliant le diamètre transitoire au diamètre final du cratère (équation 1.4), avec D_* le diamètre critique correspondant au diamètre au début de l'effondrement. D_* dépend principalement de la résistance du matériel impacté et de la gravité. Sur Terre, il est estimé aux alentours de 4 km.

$$D_t = D_*^{0.15} \times D^{0.85} \quad (1.4)$$

La morphologie des cratères complexes est plus diversifiée. Pour ces cratères de plus grande taille, l'effondrement est beaucoup plus important, on observe une importante surface plate au fond du cratère. Le cratère est marqué par des "terrasses" concentriques qui correspondent à des failles normales causées par l'effondrement (Melosh, 1989). De plus ces cratères présentent souvent un pic central qui résulte d'un rebond gravitaire. Pour les plus gros de ces cratères, le pic central commence à s'effondrer sur lui-même formant alors un pic en anneau voire plusieurs anneaux (Melosh, 1989), pour se représenter ce phénomène on peut faire le rapprochement avec les ronds formés par une bille qui est tombée dans de l'eau. Dans les cratères complexes, le fond du cratère est rempli principalement par du matériel qui a fondu contrairement aux cratères simples où ce matériel fondu est absent ou minoritaire.

La transition entre cratères simples et cratères complexes dépend principalement de la gravité; sur la Lune cette transition s'effectue aux alentours de 20 km de diamètre, de 7 km sur Mars et 3 km sur Terre (Melosh, 1989). Cependant les deux populations de cratères se superposent, car cette transition dépend d'autres paramètres, en particulier l'angle d'impact et la nature de la surface impactée.

La morphologie des cratères simples à la fin de la phase de modification est encore aujourd'hui fortement étudiée. De nombreuses lois d'échelle ont été proposées en fonction du corps du système solaire considéré et de la surface impactée. Cependant, cette tâche est complexifiée par les variations apportées par d'autres facteurs comme l'angle d'impact (Robbins *et al.*, 2018b).

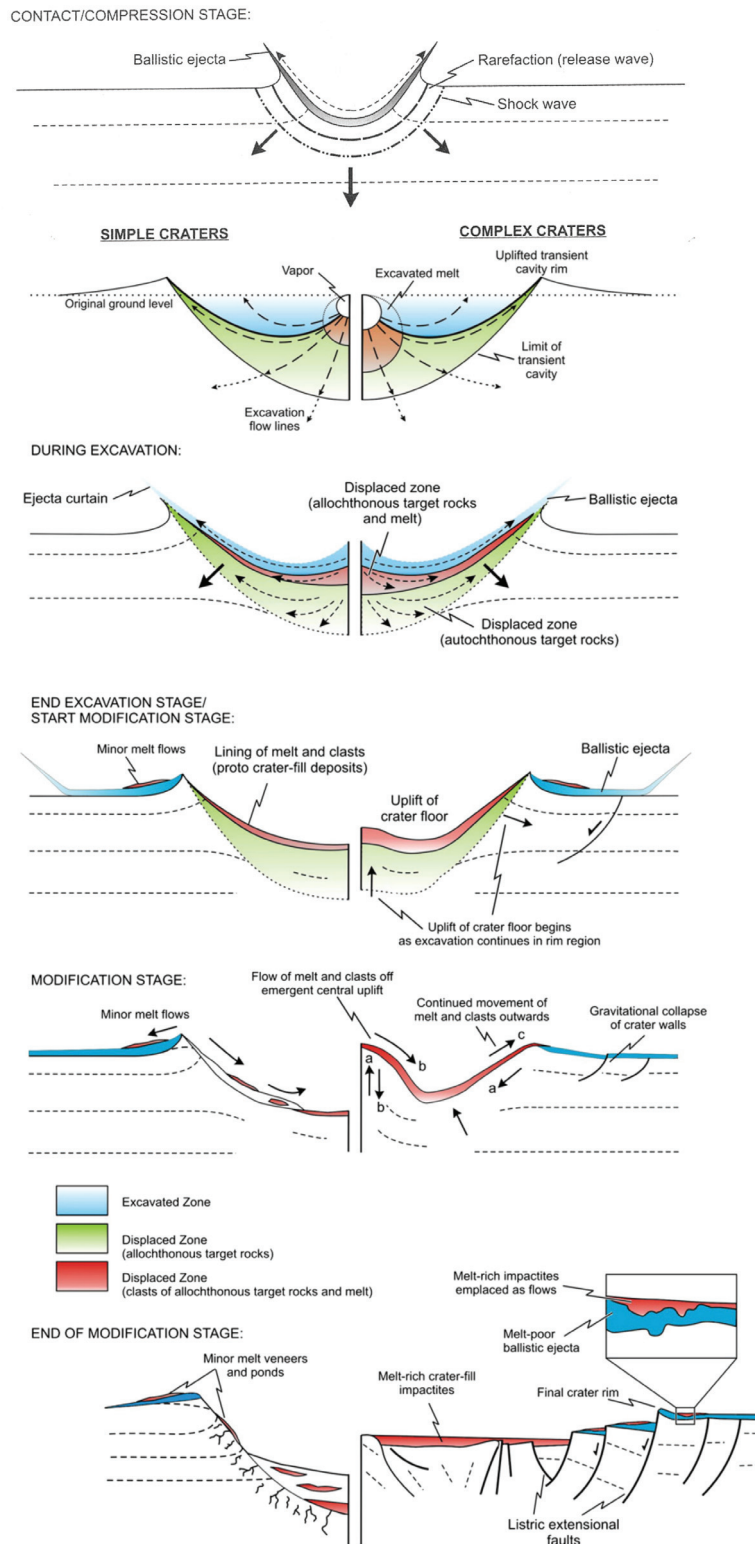


Fig. 1.4 – Série de coupes illustrant les trois phases de formation d'un cratère. Dès le début de la phase de modification, on différencie les cratères simples (à gauche) et les cratères complexes (à droite) (d'après *Osinski et al. (2011)* et *Osinski et al. (2013)*).

Modifications post-impact

Connaître la morphologie des cratères frais est important afin de mieux comprendre les phénomènes physiques de formation des cratères, mais aussi afin de pouvoir comparer les cratères observés actuellement à leur morphologie initiale. En effet, par nature, un cratère est en déséquilibre ; l'état d'équilibre correspond à une disparition de la topographie du cratère. De nombreux processus contribuent à cette pénélénation ; on peut citer l'érosion gravitaire, éolienne et/ou fluviatile des crêtes du cratères ainsi que son remplissage sédimentaire ou volcanique ou encore les processus de réajustement isostasiques.

Sur la Terre, les principaux agents de destruction des cratères sont la tectonique des plaques et l'érosion des crêtes et le dépôt de sédiments dans le cratère par le cycle sédimentaire. Ces processus sont aussi observables, dans une moindre mesure, sur Mars (voir partie 1.5). Les comblements par épanchement de lave sont beaucoup plus importants sur la Lune et sur Mars.

À l'échelle des temps géologiques, il n'existe pas d'état solide "parfait" ; en effet, les matériaux solides peuvent fluer. Ce phénomène participe à la déformation à long terme des cratères : on parle de relaxation. On peut définir un temps de relaxation t_r caractéristique pour un cratère (équation 1.5). Ce temps est fonction de la viscosité du matériel impacté η , de sa masse volumique ρ , de la gravité g et du diamètre du cratère D_{crat} (Melosh, 1989). Ce phénomène de fluage est surtout significatif lorsque la viscosité est faible, en particulier lorsque la surface impactée est composée de glace. C'est donc un processus très important sur les satellites de glace de Jupiter (Melosh, 1989) mais peut-être aussi sur Mars où le sol peut être riche en glaces aux hautes latitudes (Boynton *et al.*, 2002, Feldman, 2002).

$$[h]t_r \simeq \frac{8\eta}{\rho g D_{crat}} \times m_{imp} \times v_{imp}^2 \quad (1.5)$$

1.1.3 Conséquences des cratères d'impact

Nous avons décrit comment l'impact entre une surface planétaire et un bolide entraînait la formation d'une cavité circulaire, cependant les cratères ne sont qu'une des conséquences des impacts. En particulier, on peut pointer de nombreux effets de ces impacts sur la biosphère. Gartner et McGuirk (1979) a le premier proposé que la crise

biologique marquant la fin du Crétacé ait pour cause l'impact qui a formé le cratère de Chixculub au Mexique. L'impact aurait causé la destruction d'une grande partie des forêts américaines et la poussière soulevée par l'impact aurait entraîné un refroidissement global de la Terre.

D'autre part, la formation de cratères est accompagnée d'une augmentation de température de la lithosphère. Cette hausse des températures a entraîné sur Terre la mise en place de circulation hydrothermale au niveau de nombreux cratères (Naumov, 2005). Ce phénomène pourrait être présent sur Mars (Newsom, 1980) où les impacts pourraient causer la fonte de permafrost et la formation de lacs temporaires au fond des cratères (Cabrol *et al.*, 1999). L'existence de tels systèmes hydrothermaux sur Mars aurait des implications importantes sur la recherche de traces de vie sur Mars.

Comme indiqué précédemment, l'onde de choc à l'origine de la formation du cratère finit par s'atténuer en onde sismique. Un cratère de la taille de Chixculub pourrait avoir été à l'origine d'un séisme de magnitude 10 (Melosh, 1989). Sur les planètes sans activité tectonique, les impacts de météorite sont donc les sources de séismes les plus fréquentes.

Enfin, le flux constant d'impacteur contribue à la formation du régolithe qui est défini comme la couche de matériel fragmenté composant la surface des corps sans atmosphère (Melosh, 1989). Il est composé de blocs non granoclassés et de poussières. Les échantillons rapportés par les missions Apollo suggèrent que les fragments formant le régolithe sont principalement représentatifs de la roche mère sous-jacente (Melosh, 1989). Les cratères d'impact sont à l'origine de la formation du régolithe en fragmentant la roche mère mais aussi de son mélange lors de la formation des éjectas (Melosh, 1989).

1.2 Les cratères d'impact, une trace du temps qui passe

1.2.1 Les distributions en fréquence de taille de cratères

L'utilisation du nombre de cratères visibles sur une surface planétaire pour dater cette surface remonte à 1940 (Young, 1940). L'idée est assez intuitive : plus la surface est vieille, plus elle a été exposée au bombardement météoritique et donc plus le nombre de cratères visibles est important (figure 1.5). Pour quantifier le nombre de cratères,

on utilise des densités de cratères en km^{-2} . Le nombre de cratères variant avec leurs diamètres, il faut représenter cette densité en fonction du diamètre des cratères : on parle alors de distribution en fréquence de taille (SFD, pour Size Frequency Distribution) (Young, 1940).

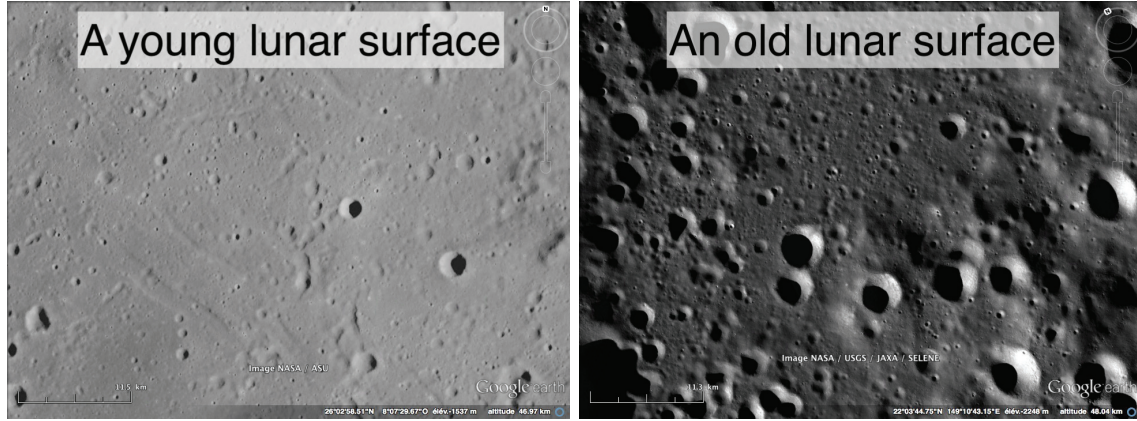


Fig. 1.5 – Exemple de deux surfaces lunaires d'âges différents représentées à la même échelle. La surface de droite, plus ancienne, présente une densité de cratères plus importante.

Les modèles décrivant la densité de cratères en fonction du diamètre sont appelés fonctions de production (PF). Celles-ci ont été historiquement définies par l'observation des populations de cratères lunaires (Young, 1940, Baldwin, 1949, Shoemaker *et al.*, 1968) et sont décrites par une relation linéaire en double logarithme (Young, 1940, Baldwin, 1949, Shoemaker *et al.*, 1968). La relation la plus utilisée aujourd'hui a été définie par Neukum *et al.* (2001) et est donnée par l'équation 1.6, avec D le diamètre du cratère en km, $F_c(D)$ la densité de cratères dont le diamètre est supérieur à D (en km^{-2}), $F_c(1 \text{ km})$ la densité de cratère dont le diamètre est supérieur à 1 km et a_i les coefficients indiqués dans la table 1.2.

$$\log(F_c(D)) = \log(F_c(1 \text{ km})) + \sum_{i=1}^n (a_i \times \log(D)^i) \quad (1.6)$$

La formulation de Neukum *et al.* (2001) s'appuie sur de nombreuses observations et méthodes. L'étude des distributions de cratères lunaires bénéficie alors de catalogues exhaustifs grâce à des images de la Lune de meilleure couverture et résolution. Les distributions observées sur la Lune sont comparées avec les distributions en taille des géocroiseurs (NEO, pour Near Earth Object) et des petits corps de la ceinture d'astéroïdes.

Grâce à ces différentes observations la SFD lunaire est mieux contrainte et l'approximation linéaire en double logarithme a été abandonnée pour un ajustement polynomial (Neukum *et al.*, 1975).

L'étude des SFDs des NEO et de la ceinture d'astéroïdes permet une meilleure compréhension de la fonction de production lunaire. En comparant les distributions en taille des cratères lunaires et des NEO (Brown, 1960), Hartmann (1964) a mis en évidence que les cratères lunaires étaient formés par des impacts de météorites (figure 1.6). La SFD des objets de la ceinture d'astéroïdes est connue à la fois par un inventaire complet (objets de plus de 30 km) et par l'extrapolation d'observations localisées (Van Houten *et al.*, 1970, Bottke *et al.*, 2000). Les distributions en taille des objets à l'origine des cratères peut être reliée aux distributions de cratères observées sur les corps solides du système solaire via des relations d'échelle prenant en compte la gravité, l'atmosphère ou encore la rhéologie de la croûte (figure 1.6).

Les modèles d'évolution de la ceinture d'astéroïdes prédisent une PF constante au cours du temps, la ceinture d'astéroïdes étant dans un état de quasi équilibre (Durda *et al.*, 1998). La stabilité de la fonction de production dans le temps est importante, puisque les SFDs de deux surfaces sont comparables quels que soient leur âges.

On observe sur les surfaces lunaires les plus vieilles un phénomène de saturation, c'est-à-dire que l'apparition de nouveaux cratères est compensée par la destruction de cratères existants. Ce phénomène est visible sur les SFD, dans lesquelles on observe une pente moins importante pour les petits cratères (Hartmann, 1984).

1.2.2 Contraindre le flux d'impacteurs

Les distributions en fréquence de tailles observées à la surface des planètes évoluent lorsque de nouveaux cratères s'ajoutent au cours du temps. De façon relative, les surfaces présentant des densités plus élevées sont plus anciennes Baldwin (1949). Si l'on contraint le flux de nouveaux impacts dans le temps, on peut obtenir une échelle de datation absolue. En observant le nombre de cratères présents sur le craton Canadien, Hartmann (1965), estime le flux de cratères dans le système Terre - Lune et trouve un âge de 3 milliards d'années pour les mers lunaires.

À la fin des années 70, les missions Apollo permettent le retour d'échantillons lunaires. L'analyse de ces roches va permettre un bond dans la description du flux d'impact

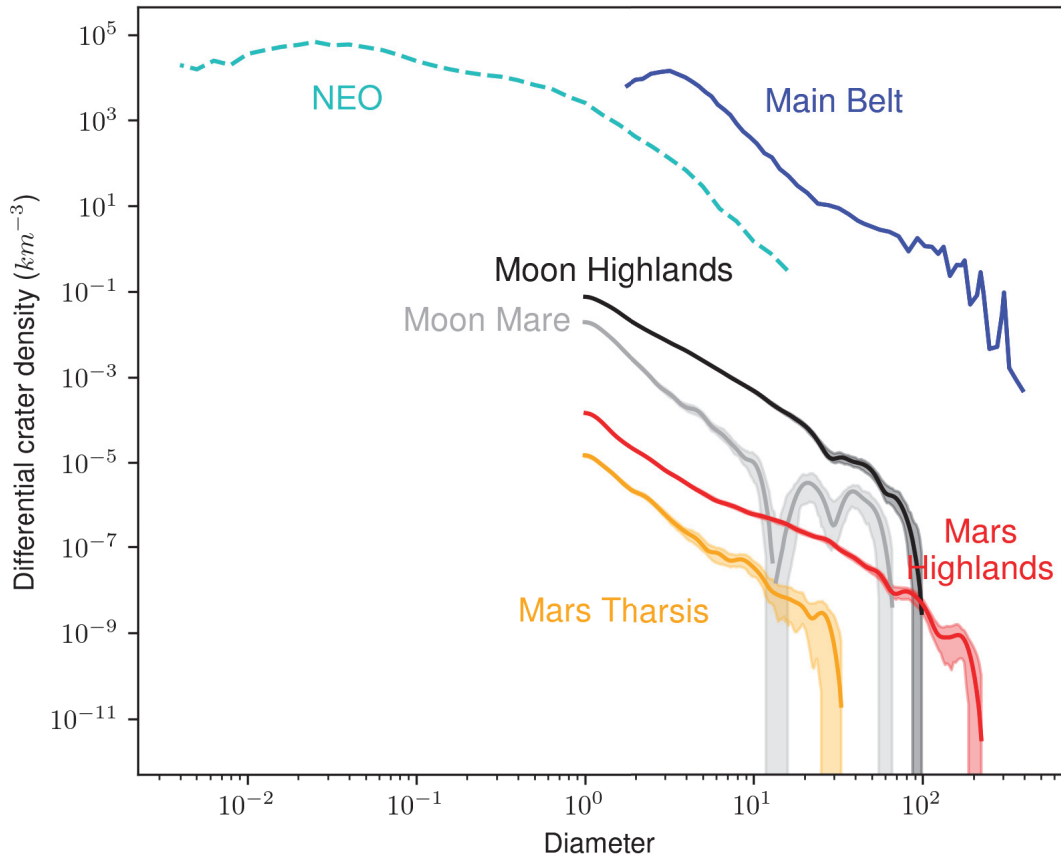


Fig. 1.6 – Distribution en fréquence de taille pour les Highlands lunaires (noir) et une mer lunaire (gris), les Highlands martiens (rouge) et la province de Tharsis (orange), des NEO (cyan) et des corps de la ceinture d'astéroïdes (bleu). Les populations lunaires ont été construites à partir de la base de données de [Robbins \(2019\)](#). La densité des Highlands est constituée par les cratères du quadrant LQ15 (-30 à 0° de latitude et -45 à 0° de longitude) et la densité de la mer est constituée des cratères du quadrant LQ17 (-30 à 0° de latitude et -135 à -90° de longitude). Les cratères martiens proviennent de la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#). La densité des Highlands martiens est calculée à partir des cratères du quadrant Sineus Sabaeus SE (-30 à -15° de latitude et $22,5$ à 45° de longitude) et la densité de la province volcanique à partir des cratères du quadrant Phoenicis Lacus NW (-15 à 0° de latitude et -135 à $-112,5^\circ$ de longitude). La distribution de la ceinture principale provient de [Masiero *et al.* \(2011\)](#) et la distribution des NEO a été extrapolée à partir des intensités lumineuses de [Harris et D'Abramo \(2015\)](#) grâce à la formule $D = \frac{1329}{\sqrt{\text{albedo}=0.14}} \times 10^{-\text{Brightness}/5}$ ([Bowell *et al.*, 1988](#)).

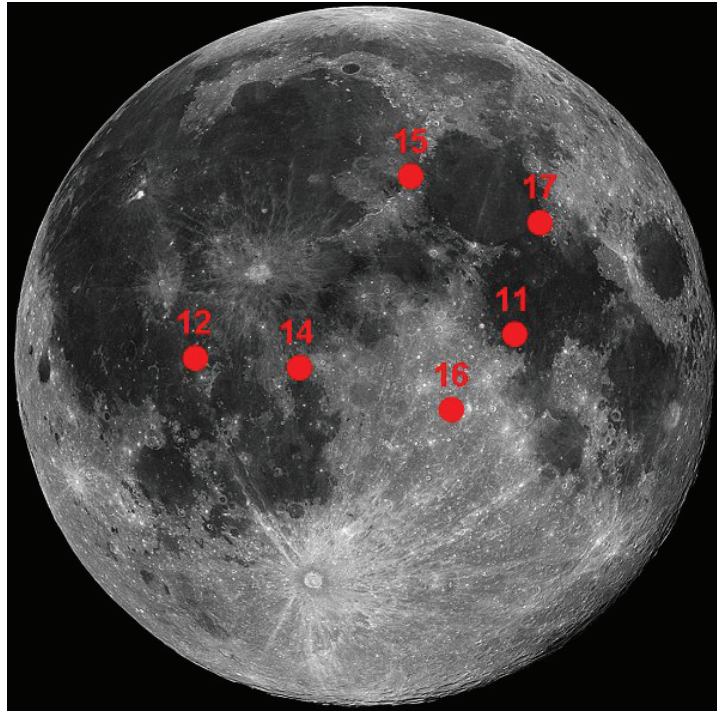


Fig. 1.7 – Image de la face visible de la Lune présentant les différents sites d’atterrissages Apollo.

lunaire. Les missions Apollo 11, 12, 14, 15, 16 et 17 (figure 1.7) ont en effet permis d’échantillonner plus de 300 kg de régolithe lunaire. Ces roches ont été datées de façon absolue en laboratoire par des méthodes isotopiques (Rb-Sr, Sm-Nd et Ar-Ar) (Stöffler et Ryder, 2001). Cependant, de par la nature du régolithe, l’âge des roches le composant peut différer de l’âge de la surface. Au cas par cas, soit la surface considérée est datée par la plus jeune roche la composant, soit le bloc daté est associé à une unité géologique voisine (Stöffler et Ryder, 2001).

Ces datations ont permis de calibrer les densités de cratère en fonction de l’âge des surfaces (figure 1.8). L’intensité du bombardement décroît fortement jusqu’à 3 milliards d’années puis reste constant jusqu’à aujourd’hui. Le modèle décrivant $F_c(1 \text{ km, age})$, la fréquence de cratères de plus de 1 km en fonction de l’âge de la surface, est donné par l’équation (1.7) avec l’âge en milliard d’années et C les coefficients indiqués dans la table 1.2 (Neukum *et al.*, 2001).

$$F_c(1 \text{ km, age}) = C_1 \times (e^{C_2 \times \text{age}} - 1) + C_3 \times \text{age} \quad (1.7)$$

Cependant comme le montre la figure 1.8, la majorité des points de calibration cor-

Coefficients pour les fonctions de production martiennes (Ivanov, 2001)					
a_0	-3.876	a_1	-3.557528	a_2	0.781027
a_3	1.021521	a_4	-0.156012	a_5	-0.444058
a_6	0.019977	a_7	0.086850	a_8	-0.005874
a_9	-0.006809	a_{10}	8.25×10^{-4}	a_{11}	5.54×10^{-5}
Coefficients décrivant le flux d’impact de la Lune (Neukum <i>et al.</i> , 2001)					
C_1	5.44×10^{-14}	C_2	6.93	C_3	8.38×10^{-4}

Tab. 1.2 – Coefficients décrivant les fonctions de production lunaire et le flux d’impact associé. D’autres systèmes existent mais nous présentons ici uniquement le plus utilisé.

respondent à des âges supérieurs à 3 milliards d’années. Il est donc difficile de connaître le flux d’impact récent. De nombreuses études s’intéressent à cette information car elle est reliée au risque d’impact par un géocroiseur. Ainsi, Michael (2013) utilise les observations de NEO pour étudier les flux d’impacts actuels dans le système solaire. Daubar *et al.* (2013) propose une approche différente en observant les cratères frais à la surface de Mars. Cependant, l’échelle de temps d’observation, des NEO et des cratères frais, est beaucoup trop réduite pour être extrapolée sur les échelles de temps utilisées par la datation par distribution en fréquence de taille. De plus, certains auteurs suggèrent que le flux d’impact n’est pas constant mais présente des pics liés à des déstabilisations de la ceinture d’astéroïdes (Culler *et al.*, 2000). S’appuyant sur une approche à l’échelle des datations par distribution en fréquence de taille Quantin *et al.* (2007) remet en question l’utilisation d’un flux constant depuis les 3 derniers milliards d’années et propose un flux décroissant plus en accord avec les modèles d’évolution de la ceinture d’astéroïdes (Neukum *et al.*, 2001, Durda *et al.*, 1998).

1.2.3 Extrapolation aux autres corps du système solaire

Comme décrit précédemment, le développement et la calibration des distributions en fréquence de taille s’est fait à partir de l’étude de la Lune. Cependant cette méthode est possible sur tous les corps du système solaire présentant des cratères. Sans les datations de la surface, la calibration pour donner un âge absolu est plus compliquée mais les SFDs et le flux de cratère peuvent être modélisés pour d’autres corps ; c’est le cas notamment pour Mars. En effet, l’intérêt porté à cette planète a poussé les chercheurs à développer des

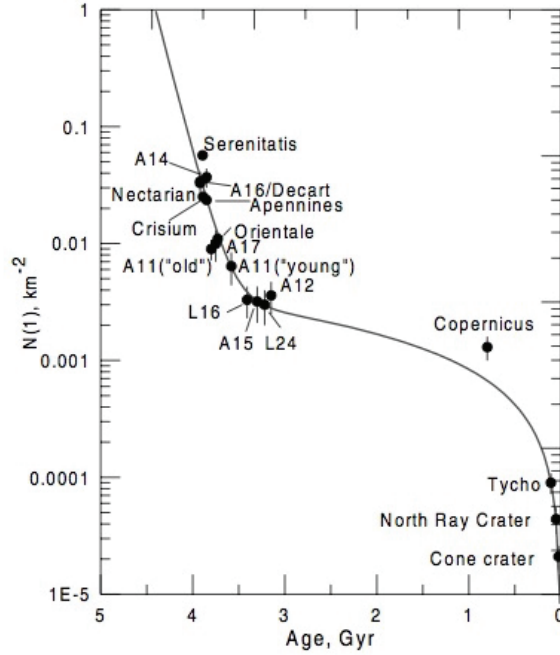


Fig. 1.8 – Évolution du flux d'impact pour la Lune en fonction du temps avec les différents points de calibration fournis par les missions Apollo (d'après [Neukum et al. \(2001\)](#))

méthodes de datations similaires à celles utilisées pour la Lune. Il a donc fallu s'interroger sur deux aspects de cette extrapolation : les différences de SFD entre les deux corps ainsi que les différences de flux d'impact.

La différence de flux d'impact entre Mars et la Lune a été calculée à partir de modèles d'évolution de la ceinture d'astéroïdes. [Ivanov \(2001\)](#) donne un ratio R_{imp} entre Mars et la Lune d'environ 2. En d'autres termes, pour un diamètre donné, Mars reçoit deux fois plus d'impacteurs que la Lune. Cependant, un impacteur de même diamètre ne vas pas donner un cratère de même diamètre sur Mars et sur la Lune. Cet effet est pris en compte par une deuxième correction. En simplifiant les équations 1.4 et 1.3, on peut obtenir une loi d'échelle entre le diamètre du cratère observé et celui de l'impacteur : $D = D_{imp}^{0.43} \times v_{imp}^{0.43} \times g^{-0.22}$ (d'après [Ivanov \(2001\)](#)). Pour un diamètre d'impacteur fixé on obtient alors :

$$\frac{D_{Mars}}{D_{Moon}} = \left(\frac{v_{Mars}}{v_{Moon}} \right)^{0.43} \times \left(\frac{g_{Mars}}{g_{Moon}} \right)^{-0.22} \simeq 0.7 \quad (1.8)$$

En combinant ces deux effets, on obtient un rapport total variant, selon la loi de puissance entre fréquence et diamètre, d'environ 1.3 à 2. Pour un même âge, les SFDs

martiennes présentent donc des densités plus faibles. L'équation 1.9 décrit le modèle chronologique et la fonction de production utilisés pour Mars (Ivanov, 2001) avec les coefficients donnés dans la table 1.3.

Cette extrapolation souffre de nombreuses limites. En particulier, le flux d'impacteurs reste assez mal connu : Hartmann (2007) estime que les variations de l'obliquité de Mars ont pu causer des événements ponctuels de bombardement plus fort.

$$\log(F_c(D, \text{age})) = \log(F_c(1 \text{ km}, \text{age})) + \sum_{i=1}^{11} (a_i \times \log(D)^i) \quad (1.9)$$

$$F_c(1 \text{ km}, \text{age}) = C_1 \times (e^{C_2 \times \text{age}} - 1) + C_3 \times \text{age}$$

Coefficients pour les fonctions de production martiennes (Ivanov, 2001)

a_0	-3.383677	a_1	-3.197453	a_2	1.256814
a_3	7.915374×10^{-1}	a_4	-4.860814×10^{-1}	a_5	-3.630098×10^{-1}
a_6	1.015683×10^{-1}	a_7	6.755923×10^{-2}	a_8	-1.180639×10^{-2}
a_9	-4.753462×10^{-3}	a_{10}	6.232845×10^{-4}	a_{11}	5.805492×10^{-5}

Coefficients décrivant le flux d'impact pour Mars (Ivanov, 2001)

C_1	2.68×10^{-14}	C_2	6.93	C_3	4.13×10^{-4}
-------	------------------------	-------	--------	-------	-----------------------

Tab. 1.3 – Coefficients décrivant les fonctions de production martiennes et le flux d'impact associé. D'autres systèmes existent mais nous présentons ici le plus utilisé.

La figure 1.9 schématise les observations et modèles qui ont permis de construire les modèles de datation par distribution en fréquence de taille pour la Lune et Mars. Ces modèles, largement utilisés en planétologie, permettent, à partir de l'observation des cratères sur une surface planétaire, de dater cette surface. Cependant, ces populations de cratères peuvent être largement modifiées par l'activité des surfaces planétaires. Tectonique, coulées de lave, érosion et sédimentation sont autant de phénomènes qui effacent les cratères. Ceci est particulièrement vrai sur Terre où le nombre de cratères observés est ridiculement petit par rapport à la Lune. Néanmoins, cela s'applique aussi à d'autres corps du système solaire, en particulier Mars à laquelle nous nous sommes intéressés.

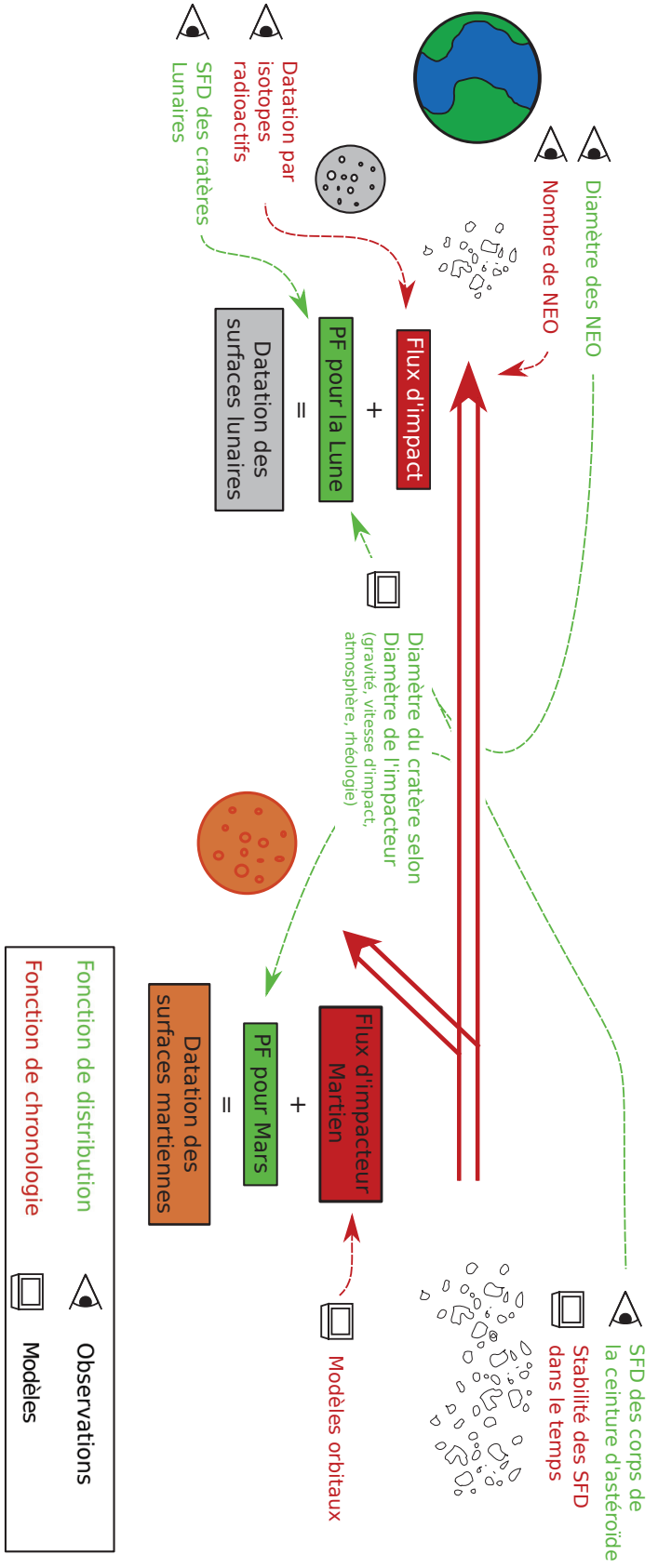


Fig. 1.9 – Figure résumant les différents apports des observations et des modèles numériques à la construction des fonctions de productions et des fonctions de chronologie Martiennes et Lunaires.

1.3 La morphologie des cratères : un outil pour étudier les processus de surface

Comme expliqué précédemment, les mécanismes qui entraînent la formation d'un cratère d'impact peuvent être décrits par une suite d'événements assez bien contraints par des lois physiques. La forme initiale d'un cratère peut donc être estimée en connaissant le corps impacté et le diamètre de l'impacteur, approximé à partir du diamètre du cratère (Melosh, 1989). Cette forme peut varier d'une simple cavité en forme de bol entourée de crêtes, pour les cratères simples, à une large dépression avec un fond plat et éventuellement un pic central dans le cas de cratères complexes (cf. 1.1).

Depuis cette morphologie initiale, les cratères vont, peu à peu, être modifiés jusqu'à atteindre l'état d'équilibre gravitaire. Globalement, les crêtes du cratère vont s'effondrer petit à petit et la cavité va se remplir pour former une plaine. La vitesse de ce processus est très variable selon l'intensité des phénomènes érosifs et sédimentaires sur la surface considérée.

Sur Terre, le principal agent de dégradation des cratères est l'érosion par l'eau sous forme de ruissellement. Sur la Lune, en l'absence d'une atmosphère, c'est la diffusion gravitaire, le comblement par les éjectas des cratères subséquents et le micro bombardement qui contrôlent la disparition des cratères. Sur Mars, de nombreuses études utilisent la morphologie des cratères pour comprendre la formation des paysages martiens et l'histoire des processus de surface.

Grant (1999) a décrit l'évolution des cratères terrestres en créant des classes morphologiques successives, d'un cratère frais à sa disparition (figure 1.10). De même sur Mars, on peut distinguer une grande variété de classes morphologiques de cratères. Craddock *et al.* (1997) décrit 6 classes de cratères basées sur leur forme (figure 1.11) ; il interprète la forme de ces cratères en termes de processus de surface et propose ainsi l'existence d'une importante érosion et sédimentation dans la jeunesse de Mars. De même Mangold *et al.* (2012) propose 3 classes de cratères basées sur la présence d'éjectas et de traces d'activité fluviatile ; la datation de ces classes par distribution en fréquence de taille, permet alors de dater les événements. À une autre échelle, Golombek *et al.* (2006) utilise l'état de dégradation des cratères sur Meridiani Planum pour estimer les taux d'érosion martiens récents.

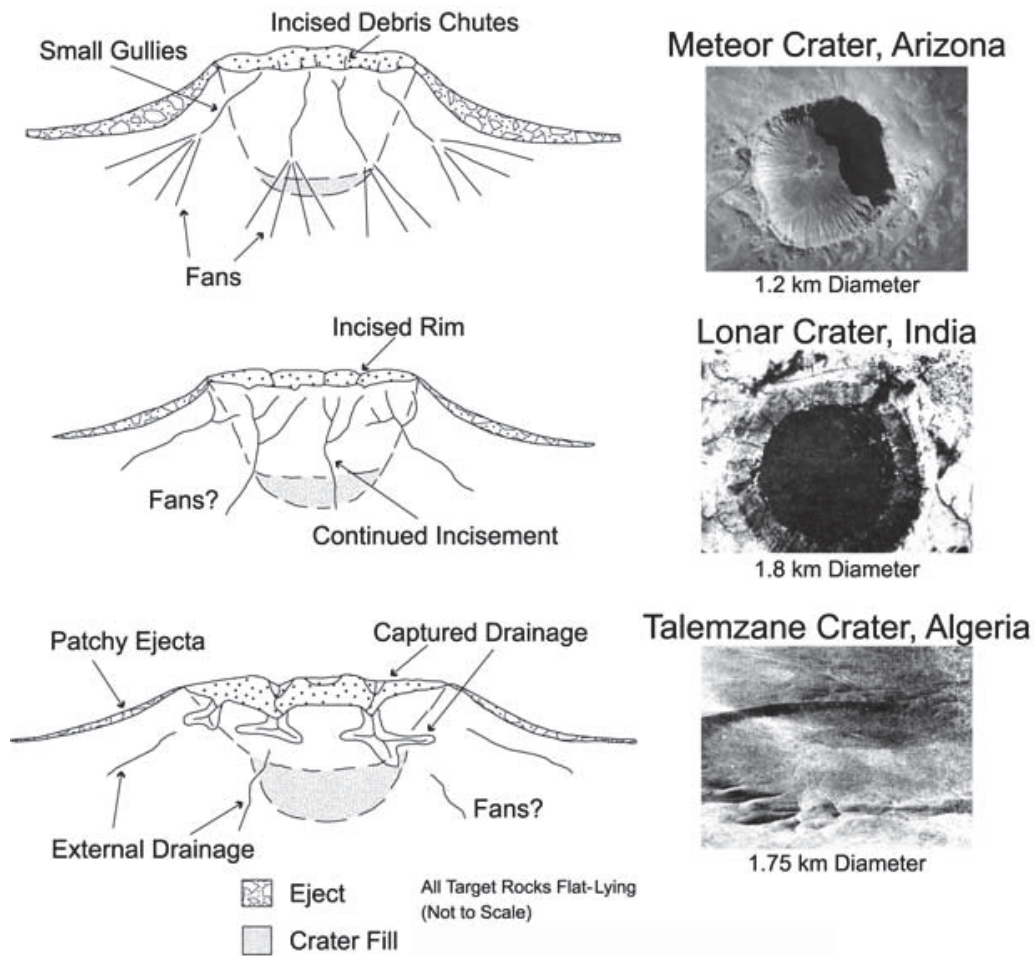


Fig. 1.10 – Photos représentant l'évolution morphologique d'un cratère terrestre au cours du temps (d'après [Grant et al. \(2006a\)](#)).

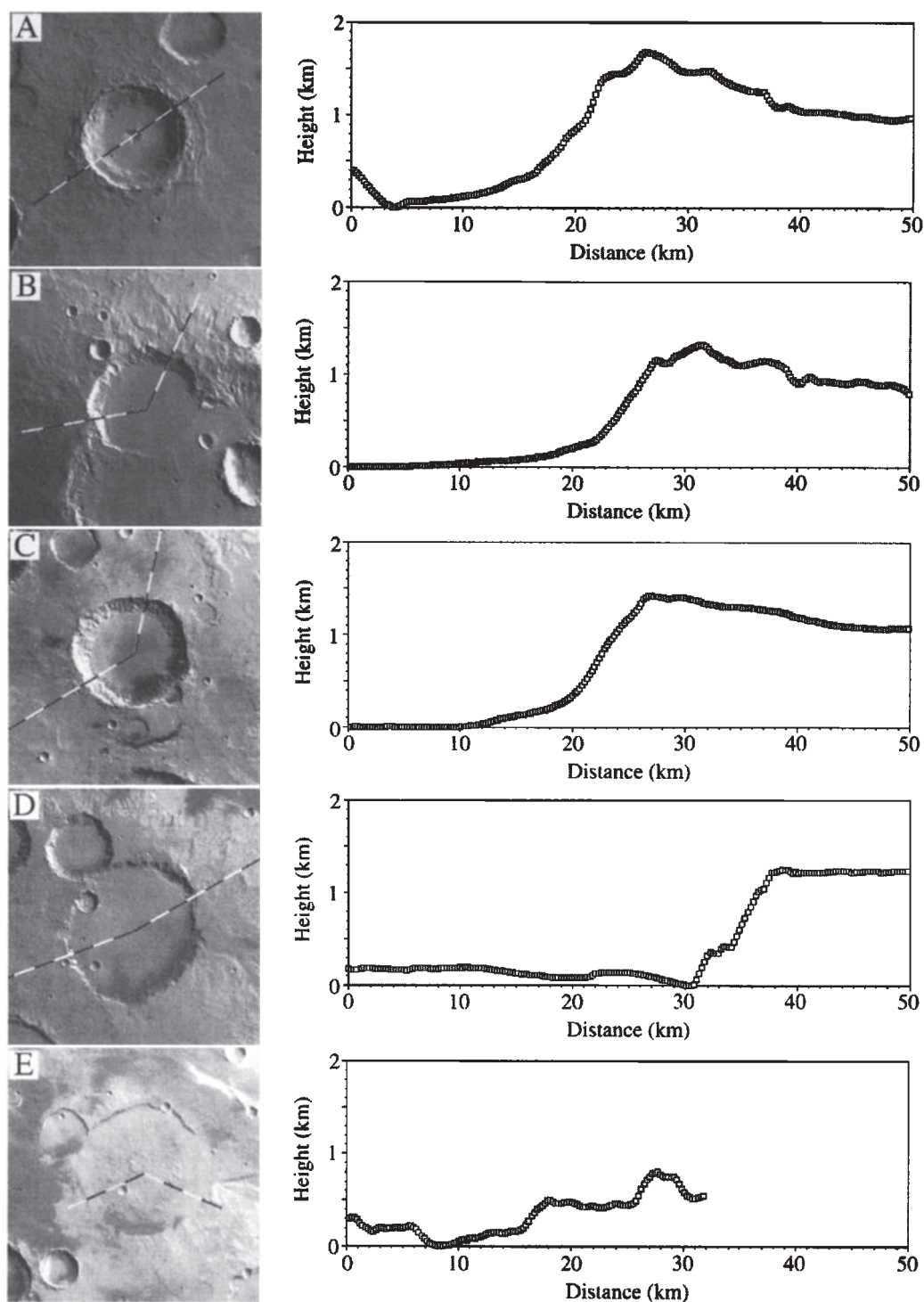


Fig. 1.11 – Les différentes classes morphologiques de cratères martiens et leur profil topographique utilisés par [Craddock *et al.* \(1997\)](#). A) Cratères frais. B) Cratères dégradés avec traces de réseaux fluviaux sur les éjectas. C) Crêtes fortement dégradées et fond plat. D) Crêtes presque entièrement détruites. E) Crêtes absentes et cratère fortement rempli.

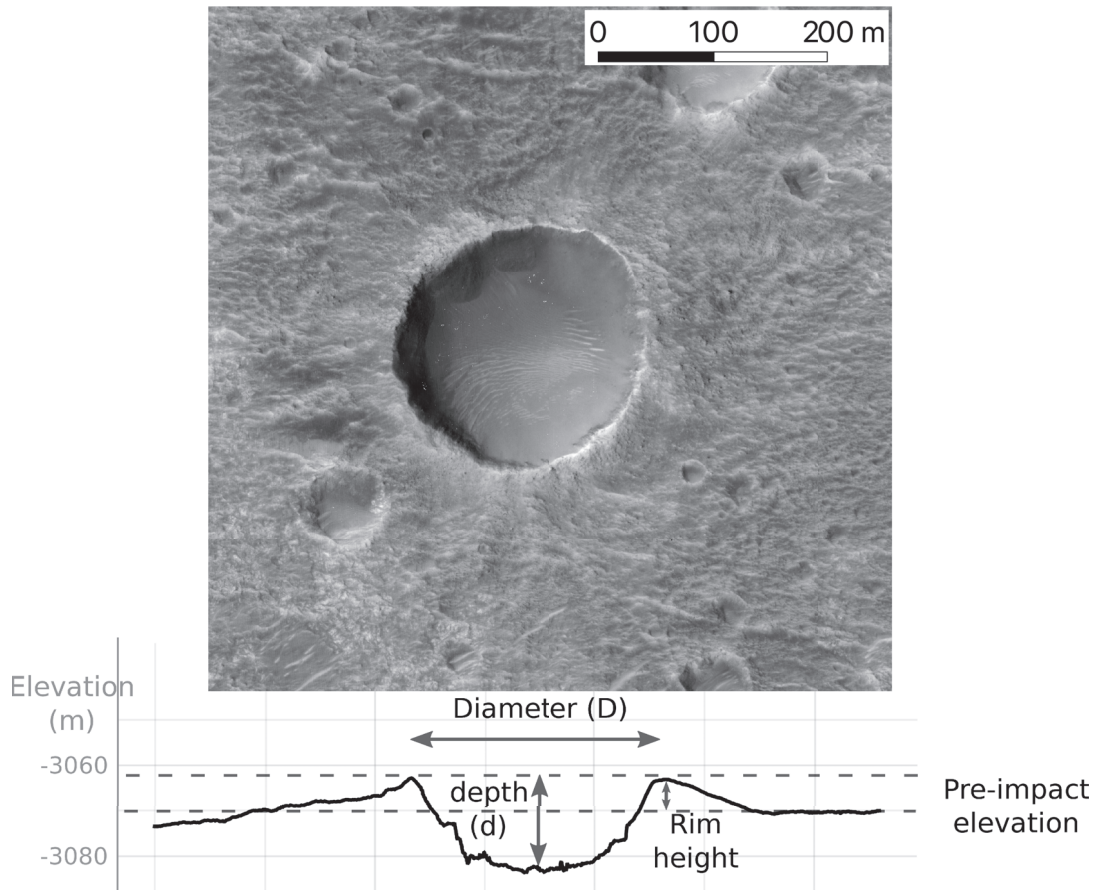


Fig. 1.12 – Exemple de profil d'altitude d'un cratère mettant en évidence les notions de diamètre, de hauteur des crêtes, de surface pré-impact et de profondeur du cratère.

La forme des cratères n'évolue pas de la même façon selon la nature des processus de surface à l'œuvre. Ainsi, le comblement par des phénomènes advectifs (coulées de lave ou dépôts sédimentaires) entraîne la formation de cratères dont le fond est plat alors que les phénomènes diffusifs, comme l'effondrement des crêtes, conservent la forme concave qui s'atténue petit à petit (Craddock *et al.*, 1997). De plus, dans le cas d'érosion fluviale, l'érosion des crêtes est beaucoup plus importante, allant jusqu'à leur disparition. Ainsi, l'observation de cratères ne présentant pas de crêtes sur Mars est un argument en faveur d'une Mars jeune présentant un cycle de l'eau stable (Hartmann, 1973, Neukum et Hiller, 1981, Mangold *et al.*, 2012).

La forme des cratères est donc un témoin de l'histoire géologique d'une surface et il est difficile de résumer cette forme à une seule valeur. En effet, de nombreux paramètres sont pertinents à étudier : la répartition des pentes au sein du cratère (Craddock *et al.*, 1997, Mangold *et al.*, 2012), l'altitude des crêtes (Garvin et Frawley, 1998), la variabilité des

altitudes de la crête ou encore la courbure de la cavité (Mangold *et al.*, 2012). Cependant, le paramètre le plus simple et le plus utilisé est la profondeur, souvent exprimée sous la forme du ratio $r_{d/D}$ entre la profondeur, d , et le diamètre, D (Garvin et Frawley, 1998, Golombek *et al.*, 2006, Martellato *et al.*, 2017, McEwen *et al.*, 2005, Robbins et Hynek, 2012, Stepinski *et al.*, 2009, Warner *et al.*, 2010, Watters *et al.*, 2015, Wood et Andersson, 1978) (figure 1.12). La profondeur d'un cratère n'étant pas précisément définie, il est important de préciser ce que l'on entend par profondeur (Robbins *et al.*, 2018b). Les deux principales définitions sont la profondeur de la cavité par rapport à la surface originale et la différence d'altitude entre le fond du cratère et les crêtes. C'est cette dernière définition que nous avons choisie puisqu'elle est la plus simple à mesurer et reflète à la fois la dégradation des crêtes et le remplissage du cratère.

S'il est intéressant de se pencher sur les cratères observables et leurs modifications, il est tout autant intéressant d'étudier les cratères absents. En effet, si l'on connaît les distributions théoriques des cratères, comme expliqué dans la partie 1.2, on peut comparer ces dernières aux distributions en fréquence de taille observées. On constate alors une diminution de la pente des SFDs pour les corps présentant une activité de surface forte.

1.4 Effet des processus de surface sur les statistiques de cratères

Contrairement à la surface de la Lune, où la disparition des cratères est contrôlée par l'arrivée de nouveaux impacts, sur Mars, mais aussi sur la Terre ou sur les satellites de glace, la disparition des cratères est contrôlée par d'autres phénomènes. La sédimentation, les coulées de lave ou encore l'érosion peuvent effacer rapidement les cratères. On regroupe l'ensemble de ces phénomènes sous le terme générique de processus de surface. Les petits cratères ayant une expression topographique moins importante que les gros cratères, ils sont effacés plus facilement (Hartmann, 1971, Neukum et Hiller, 1981, Hartmann et Werner, 2010, Opik, 1966).

La conséquence de cette différence de temps de résidence entre gros et petits cratères entraîne une inflexion des SFDs pour les petits cratères qui ne s'alignent alors plus sur aucune isochrone. Cet effet est connu sous le nom d'effet Opik d'après Opik (1966) qui

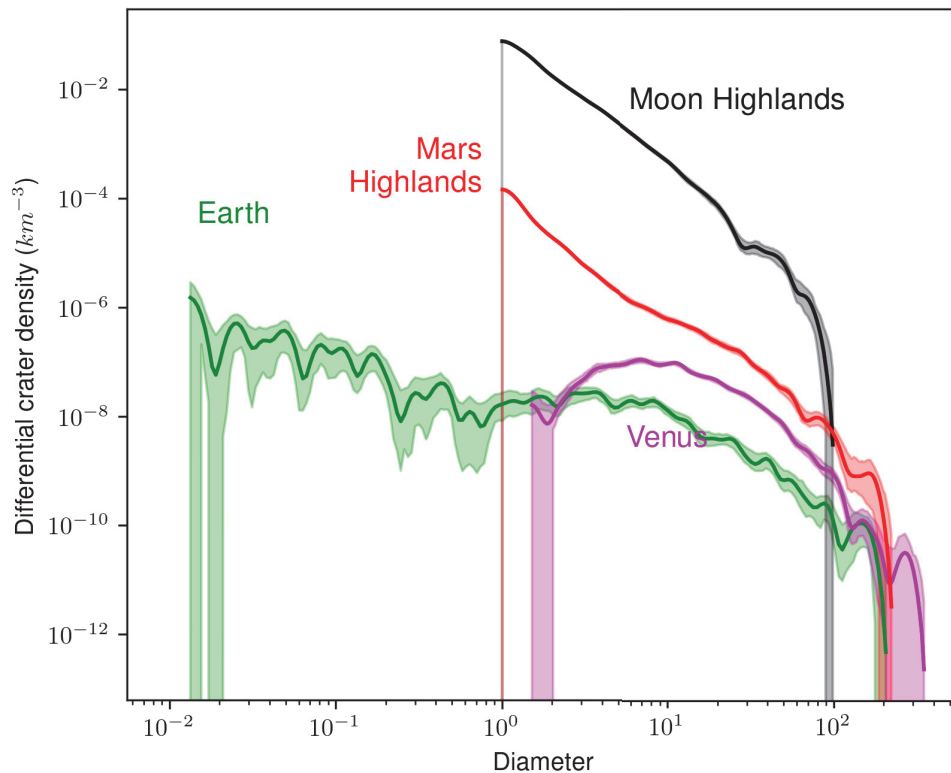


Fig. 1.13 – Distribution en fréquence de taille de cratère sur Terre, Mars et la Lune. Les populations lunaires ont été construites à partir de la base de données de [Robbins \(2019\)](#) avec les cratères du quadrant LQ15 (-30 à 0° de latitude et -45 à 0° de longitude). Les cratères martiens proviennent de la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) et la densité est calculée à partir des cratères du quadrant Sineus Sabaeus SE (-30 à -15° de latitude et $22,5$ à 45° de longitude).

constate une diminution de la pente des SFDs martiennes pour les cratères de moins de 20 km. Si l'on observe les distributions en fréquence de taille sur la Lune, la Terre et Mars, on constate bien cette diminution de la pente des SFDs pour les petits cratères corrélée avec l'activité de surface de la planète (figure 1.13).

Le cas le plus simple de modification d'une SFD par une activité de surface consiste en un événement ponctuel de renouvellement de la surface. Les gros cratères sont indicateurs de l'âge de formation de la surface alors que les cratères en-dessous d'un certain seuil sous lequel tous les cratères ont été effacés par le renouvellement, indiquent l'âge du renouvellement. Les cas d'un renouvellement en plusieurs étapes ou continu sont bien moins étudiés car chaque événement n'affecte alors qu'une gamme de cratère réduite et

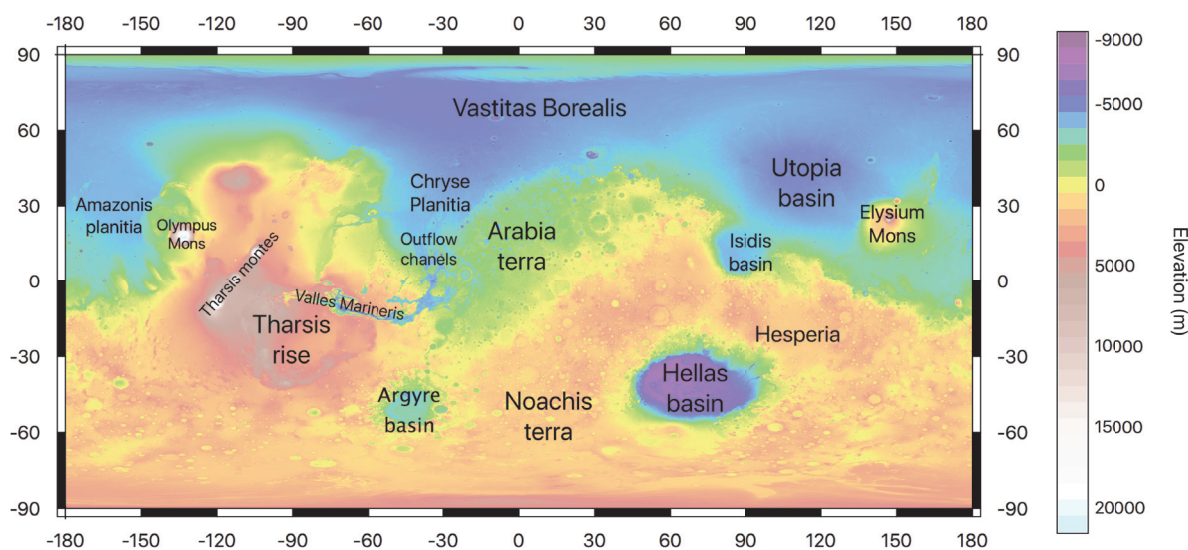


Fig. 1.14 – Carte globale de Mars avec le nom des principales régions. Le fond de carte représente l'altitude mesurée par le laser altimétrique MOLA.

la datation de l'événement est alors bien moins fiable.

Cet effet a été décrit en observant la surface martienne, indiquant que cette planète avait connu une période d'activité bien plus intense que celle constatée aujourd'hui. Ce "manque de cratères" couplée à d'autres observations laissent penser que dans sa jeunesse, l'eau liquide était stable à la surface de Mars. Cependant, la durée exacte de cette période est encore mal connue.

1.5 Mars, une surface active

Mars est la quatrième planète du système solaire et la seconde plus étudiée après la Terre. Sa surface présente une géologie et une topologie variées témoins d'une histoire complexe (figure 1.14). De nombreuses missions spatiales ont été lancées dans le but d'étudier Mars et plus de 12 satellites, dont 5 encore en activité, ont été envoyés en orbite martienne pour imager sa surface. Ces observations ont par ailleurs, été complétées par des mesures in-situ réalisées par les 6 atterrisseurs ayant réussi à se poser à la surface de Mars. Notre intérêt pour cette planète vient de la possibilité que Mars ait pu héberger la vie dans son passé. Parfois qualifiée de "jumelle" de la Terre, Mars a, au cours de son histoire, connu des périodes où l'eau liquide était stable à sa surface. La présence d'eau liquide est attestée par de nombreux indices : la présence de réseaux de vallées (Fassett et Head, 2008) (figure 1.15), l'observation de dépôts deltaïques (Malin et Edgett, 2003),

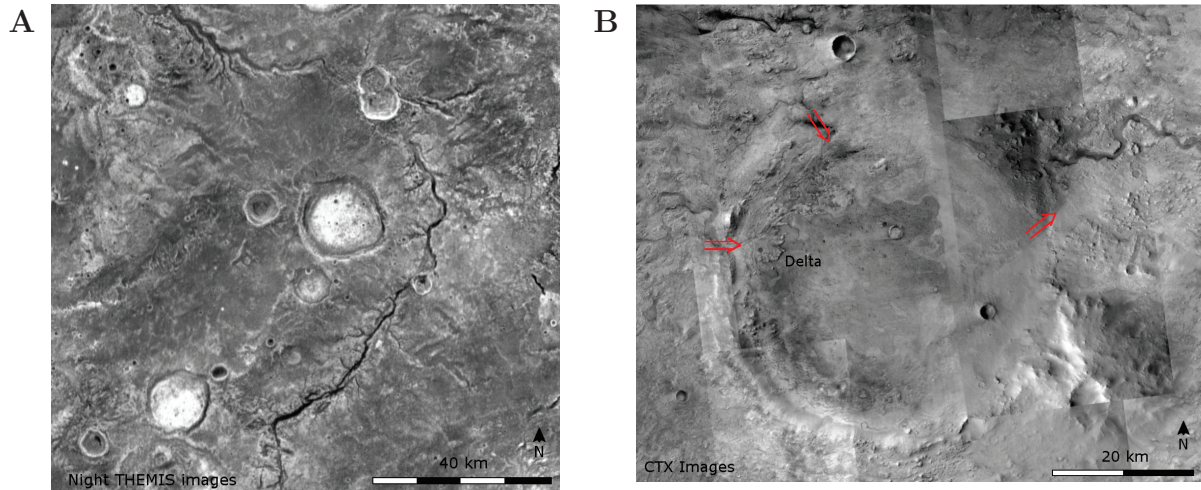


Fig. 1.15 – Le Noachien est marqué par une activité érosive et sédimentaire comme en témoignent de nombreux indices géomorphologiques. **A)** un réseau de vallée Martien situé dans les Highlands du sud ($24^{\circ}S$, $19^{\circ}O$). **B)** le cratère de Jezero présente une embouchure avec un delta à l'Ouest et un exutoire à l'Est (flèches rouges). Jezero a été sélectionné comme site d'atterrissage de la mission Mars2020 de la NASA.

la dégradation et le remplissage des cratères par des sédiments (Craddock *et al.*, 1997, Hartmann, 1973, Neukum et Hiller, 1981, Mangold *et al.*, 2012) ou encore l'observation de minéraux hydratés (Murchie *et al.*, 2009, Bibring *et al.*, 2006).

Cependant, l'intensité et la durée des périodes propices à la présence d'eau liquide sont très mal connues. Deux modèles s'affrontent : d'une part un climat chaud et humide durable avec un cycle de l'eau stable au cours du premier milliard d'années de Mars; d'autre part, des périodes chaudes de très courte durée avec d'importantes débâcles glaciaires. Les cratères jouent un rôle très important dans ce débat. L'étude de leur géomorphologie permet de quantifier et de caractériser ces phénomènes. Leurs statistiques permettent, par ailleurs, de dater les périodes d'érosion et de dépôt. L'histoire de Mars est d'ailleurs divisée en trois grandes périodes définies sur la base des densités de cratères (Scott et Carr, 1978, Tanaka, 1986) (figure 1.16). Nous présentons ici brièvement l'histoire géologique de Mars.

Pré-Noachien

Le refroidissement initial de Mars a été rapide et la croûte martienne s'est formé très tôt dans l'histoire du système solaire. Carr et Head (2010) donne un âge de 4,5 milliards d'années à la croûte martienne. Il n'existe que très peu de surfaces antérieures

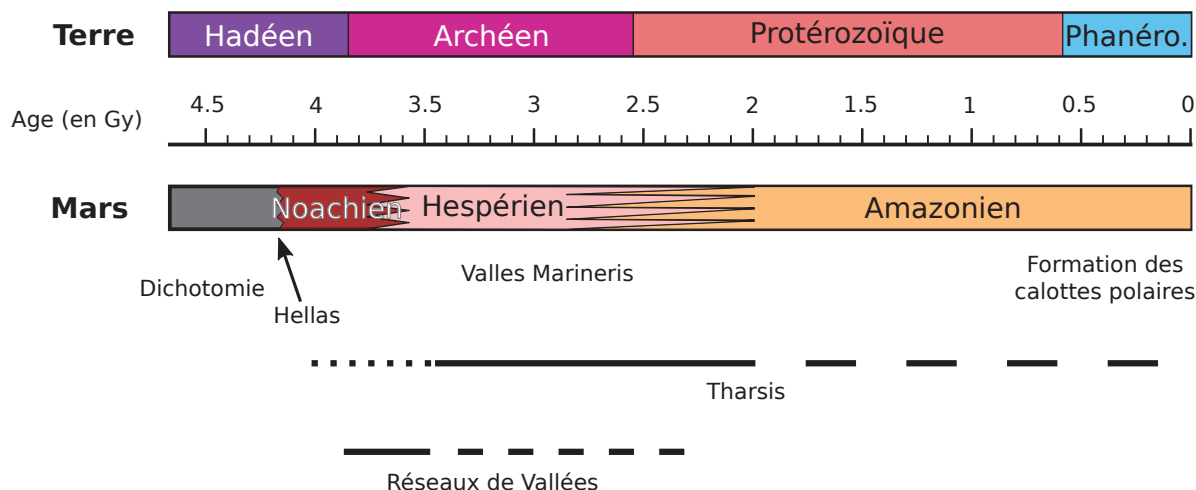


Fig. 1.16 – Les ères géologiques martiennes comparées aux ères terrestres. Les limites temporelles sont peu contraintes car dépendantes des modèles chronologiques de flux d'impact.

au bassin d'*Hellas* qui marque le début du Noachien vers environ 4,1 milliards d'années (Carr et Head, 2010). Cependant, il subsiste de cette époque l'une des caractéristiques géologiques de Mars la plus remarquable : la dichotomie Martienne, qui marque une différence d'altitude, séparant les plaines du nord des *Highlands* du sud. Cette dichotomie est aussi mise en évidence par une variation d'épaisseur crustale (Neumann *et al.*, 2004) et une différence de densité de cratères. Plusieurs auteurs expliquent cette dichotomie par l'existence d'un impact géant (Wilhelms et Squyres, 1984, Andrews-Hanna *et al.*, 2008, Marinova *et al.*, 2008, Nimmo *et al.*, 2008, Frey et Schultz, 1988) dont résulterait la dépression des plaines du nord. Enfin, on peut noter au pré-Noachien l'existence de dépressions quasi circulaires, comme *Chryse* ou *Acidalia planitia*, qui pourraient témoigner d'impacts pré-Noachien enfouis par la suite.

Noachien

Le Noachien débute il y a environ 4,1 milliards d'années avec la formation du bassin d'*Hellas*. Cette période est marquée par un fort flux d'impact avec environ 300 cratères de plus de 100 km de diamètre (Strom *et al.*, 1992). D'après Segura *et al.* (2002), chacun de ces cratères aurait entraîné un dépôt de plus de 300 m d'épaisseur à l'échelle de toute la planète. On assiste donc, à cette époque, à un fort renouvellement de la surface par les cratères d'impact. Cette ère est marquée par un volcanisme intense avec notamment

le début de la formation de la province volcanique de *Tharsis* (Phillips *et al.*, 2001).

La fin du Noachien témoigne d'une activité fluviale (Fassett et Head, 2008). De nombreux réseaux de vallées bien développés sont observés. Les mécanismes de formation de ces vallées sont encore débattus. D'une part un modèle "chaud et humide", dans lequel le cycle de l'eau liquide est stable pendant de longues périodes, avec une érosion causée par ruissellement des précipitations (Craddock et Howard, 2002, Irwin et Howard, 2002, Hynek *et al.*, 2003, Stepinski et Collier, 2003, Howard *et al.*, 2005, Carr, 2007). De l'autre coté un modèle "froid et sec", dans lequel le cycle de l'eau est marqué par des précipitations de neige et remobilisation de l'eau par sublimation, l'érosion est alors contrôlée par des événements de fonte de la neige ponctuels (Wordsworth *et al.*, 2013, 2015, Squyres et Kasting, 1994).

Les réseaux fluviaux sont recoupés par des cratères présentant des embouchures et des exutoires (figure 1.15), laissant penser que ces cratères étaient des lacs (Fassett et Head, 2008). La présence d'un océan sur les plaines du Nord, associé à ces morphologies fluviales, est une question encore grandement débattue. Clifford et Parker (2001) avance des calculs de volume d'eau basés sur la morphologie des vallées et Moore et Wilhelms (2001) propose l'existence d'une paléo-côte. Cependant, les plaines du nord étant entièrement recouvertes par des dépôts d'âge Amazonien, l'existence d'un océan reste largement controversée.

Un indice supplémentaire de la présence d'eau à la surface de Mars, à cette époque, est la présence de minéraux hydratés, en particulier des phyllosilicates (Murchie *et al.*, 2009, Bibring *et al.*, 2006, Carter *et al.*, 2013) qui proviennent de l'altération de roches par l'eau.

Hespérien

L'Hespérien est marqué par une forte diminution du taux d'impact mais aussi des taux d'oblitération (Golombek *et al.*, 2006). Le volcanisme est, en revanche, encore très actif et une grande partie de la surface est renouvelée par des coulées de lave. Head et Wilson (2002) estime que près de 30 % de la surface de Mars a été ainsi recouverte.

Les réseaux de vallées sont beaucoup plus rares et ne peuvent être observés que localement, ce qui laisse penser qu'ils ne sont pas lié à un cycle global de l'eau, mais plutôt à un réchauffement de glace (Gulick, 1998, Fassett et Head, 2008) par géothermie

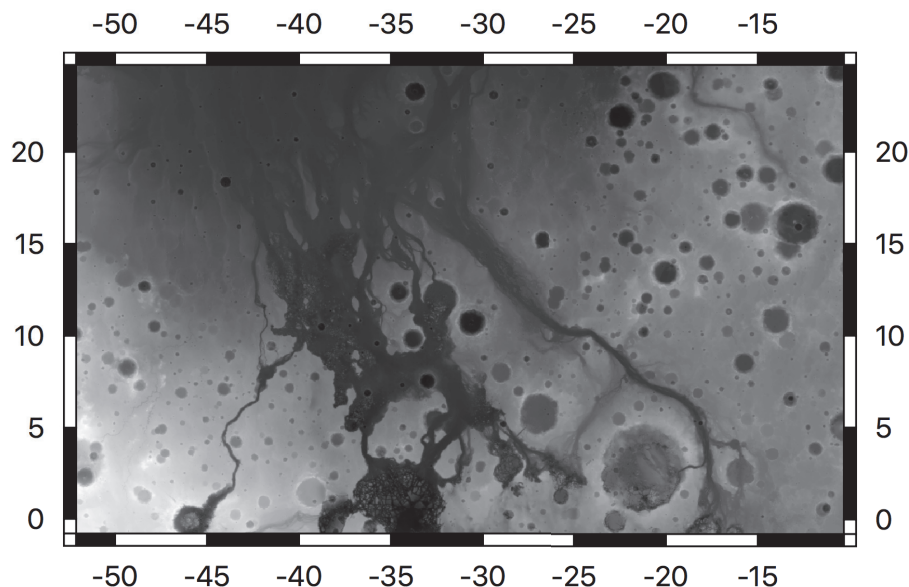


Fig. 1.17 – Image MOLA montrant l'embouchure des chenaux de débâcle Hespérien. À l'Est, on trouve *Ares Vallis* l'un des plus importants de ces chenaux.

ou par un impact.

L'Hespérien présente d'important chenaux de débâcle dont les plus connus sont l'embouchure de *Valles Marineris* et *Ares Vallis* (figure 1.17). L'origine de ces chenaux semble varier : certains auraient pour origine une éruption d'aquifère souterrain (Carr, 1979, Wilson *et al.*, 2004, Ghatan *et al.*, 2005), alors que d'autres résulteraient du drainage soudain d'un lac (McCauley, 1978, Lucchitta *et al.*, 1992, Harrison et Chapman, 2008).

Amazonien

L'ère Amazonienne s'étend sur une grande partie de l'histoire de Mars. Elle est marquée par un très faible taux d'impact et de très faibles taux d'érosion (Golombek *et al.*, 2006). Cependant cette diminution permet l'observation d'autres marqueurs géomorphologiques moins intenses mais tout aussi intéressants comme l'érosion éolienne (figure 1.18) ou encore la relaxation liée à la présence de glace dans le sol.

Le volcanisme à l'Amazonien est encore assez important de façon sporadique (Neukum *et al.*, 2004, 2007, Werner *et al.*, 2009), avec notamment des signes d'activité récente sur *Olympus Mons* (Neukum *et al.*, 2004). Les âges très récents associés aux surfaces de *Tharsis* et *Elysium* (Berman et Hartmann, 2002) et aux météorites Martiennes (McSween, 2002) laissent penser que Mars pourrait encore être active.

Les terrains Amazoniens sont fortement marqués par la présence de glace dans le sol,

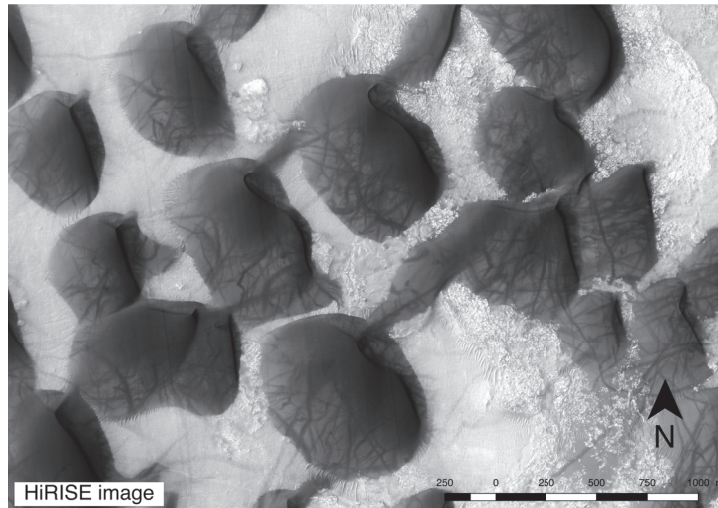


Fig. 1.18 – Un champ de dunes observé sur une image HiRISE situé à 334.7° de longitude et -48.2° de latitude. Ces dunes témoignent d'une activité éolienne encore active à l'Amazonien. En particulier autour du pôle Nord, on observe de nombreux champs de dunes. L'activité géologique de Mars à l'Amazonien est très réduite. Les quelques processus encore à l'œuvre sont principalement éoliens et glaciaires.

attestée par des données orbitales (Feldman, 2002, Boynton *et al.*, 2002), géomorphologiques (Mellon *et al.*, 2009) et observations in-situ (Smith *et al.*, 2009), en particulier au-delà de 60° de latitude. C'est aussi au cours de l'Amazonien que les calottes polaires Martiennes se sont formées (Herkenhoff et Plaut, 2000).

On observe encore quelques chenaux de débâcles au cours de cette période (Mouginis-Mark, 1990, Plescia, 2003, Berman et Hartmann, 2002) mais ils restent rares et petits comparés à leurs équivalents Hespérien.

2

Quantification des paysages

Un paysage planétaire peut être défini comme l'ensemble des caractéristiques visibles d'une zone géographique. Il est donc bien évidemment observable à partir de photographies satellites. Les éléments d'un paysage peuvent cependant être bien mieux caractérisés si l'on inclut la dimension verticale. C'est pourquoi l'utilisation de modèles numériques de terrain (MNT) est très répandue dans les études géomorphologiques.

Les paysages planétaires peuvent être difficiles à paramétrer : ils sont façonnés par une grande diversité de processus et selon l'intensité relative de ces phénomènes, les paramètres représentatifs de l'histoire du paysage sont différents. Ainsi sur Terre, où l'eau est omniprésente, de nombreux paramètres quantifiant les réseaux de vallées ont été définis : taille du bassin versant, longueur moyenne des embranchements, nombre d'embranchements... Sur la Lune, pour laquelle le principal agent de modification est la cratérisation, ce sont les densités en taille de cratères qui sont utilisées pour quantifier les paysages.

Cependant, sur Mars, comme développé dans l'introduction, l'histoire de surface est bien plus compliquée que sur la Lune et la cratérisation est largement modifiée par des phénomènes sédimentaires. Nous avons choisi d'étudier les distributions en fréquence de taille de cratères, mais, pour étudier l'histoire de la surface, plus complexe qu'une simple accumulation de cratères, nous avons cherché de nouveaux paramètres à ajouter à ces distributions. La forme des cratères, dont l'observation est permise par des modèles numériques de terrain, nous a permis d'introduire la dimension verticale dans les statistiques de cratères. Cette partie décrit l'ensemble des techniques permettant, à partir d'une image satellite de la surface de Mars, d'obtenir une distribution en fréquence de

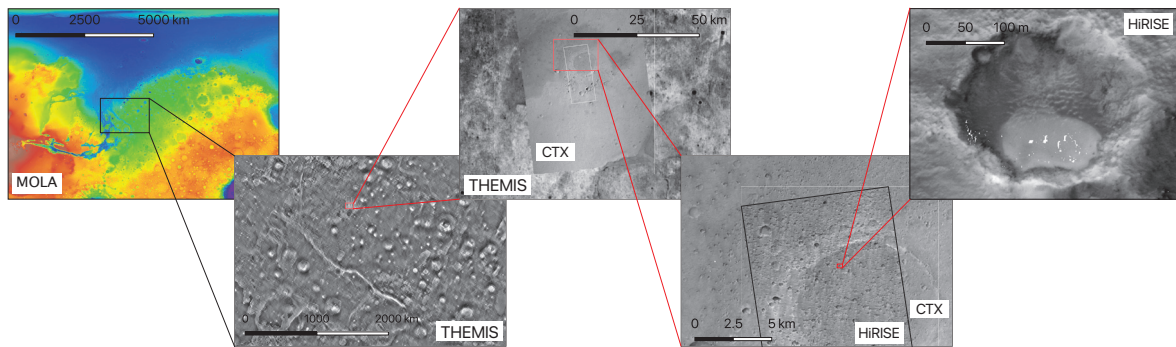


Fig. 2.1 – Aperçu des images martiennes à différentes échelles. De gauche à droite : un modèle numérique de terrain MOLA, une image THEMIS, une image CTX, une image HiRISE et un zoom sur une image HiRISE. On a ainsi des observations allant de la totalité de la planète (image MOLA), à un carré d'environ 300 m avec une résolution de 25 cm/px (image HiRISE).

taille de cratère. De plus, nous expliquons comment et pourquoi nous avons ajouté une dimension aux distributions de cratères en mesurant systématiquement leur profondeur et en proposant l'utilisation de distributions en fréquence de taille et de profondeur.

2.1 D'une image satellite à une distribution en fréquence de taille de cratères

2.1.1 Les données de surface martienne

Images disponibles

La surface de Mars est couverte par de nombreux jeux de données. En effet, depuis les années 70, 12 satellites ont été envoyés avec succès autour de Mars pour imager sa surface. En particulier, les missions de la NASA et de l'ESA ont permis de récolter une grande diversité de données s'étendant sur plus d'une décennie. De nombreuses images monobandes, multispectrales et hyperspectrales sont disponibles pour l'étude de la surface martienne. Le tableau 2.1 synthétise les caractéristiques des jeux de données utilisés au cours de cette thèse et la figure 2.1 illustre certaines de ces données à différentes échelles.

Les données hyperspectrales sont constituées d'images de la surface prises à de nom-

Instrument	Mission	Type de donnée	Résolution	Largeur de l'image	Couverture spatiale
THEMIS	Mars Odyssey	9 bandes dans l'IR	18 m/px	$\simeq 20$ km	100 %
HRSC	Mars Express	9 bandes (5 panchr., R, G, B et IR)	12 à 60 m/px	$\simeq 104$ km	100 %
CTX	MRO	1 bande panchr. MNT potentiels via AMES	6 m/px 6 m/px	$\simeq 30$ km	99.60 % 17 %
HiRISE red		1 bande rouge	25-50 cm/px	$\simeq 6$ km	3.84 %
HiRISE color	MRO	3 bandes (R, IR et G) MNT potentiels via AMES	25-50 cm/px 25-50 cm/px	$\simeq 1.2$ km	0.77 % 0.27 %
Stéréo			25-50 cm/px		
MOLA	MGS	Altimétrie Laser extrapolée sous forme de raster	128 px/°		100 %

Tab. 2.1 – Les différents jeux de données Martiens utilisés au cours de la thèse.

breuses longueurs d'ondes spectrales. Sur Mars, on dispose de trois jeux de données hyperspectrales : TES (Thermal Emission Spectrometer) (Christensen *et al.*, 1992) à bord de Mars Global Surveyor (MGS), CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) (Murchie *et al.*, 2007) à bord de Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) et OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) (Bibring *et al.*, 2004) à bord de Mars Express. Ces jeux de données permettent de caractériser la minéralogie de la surface de Mars et ainsi cartographier différentes unités géologiques.

De nombreux jeux de données ont permis d'imager la surface de Mars dans le visible et dans l'infra-rouge (IR). Les premières images de la surface de Mars à haute résolution (150 à 300 m/px) ont été produites par les orbiteurs Viking (NASA, 1975) ; ces données ont depuis longtemps été remplacées par des images de meilleure résolution. La mission Mars Odyssey (NASA, 2001) a permis d'imager la surface de Mars à 100 m/px dans l'infrarouge grâce à la caméra THEMIS (Thermal Emission Imaging System) (Christensen *et al.*, 2002). Cet instrument possède 9 bandes d'acquisition à différentes longueurs d'onde dans l'infra-rouge. Les images thermiques prises de jour et de nuit permettent d'imager différentes caractéristiques de la surface. En particulier, la différence entre les acquisitions de nuit et de jour permet d'estimer l'inertie thermique des matériaux de surface.

Une seconde source d'images dont la couverture est globale est l'instrument HRSC (High Resolution Stereo Camera) (Gwinner *et al.*, 2016, Heipke *et al.*, 2007, Neukum *et al.*, 2004) à bord de Mars Express (ESA, 2003). Cette caméra fournit des photos avec une résolution maximum de 12 m/px pouvant largement dépasser les 60 m/px selon les paramètres orbitaux du satellite. L'instrument est composé de 9 capteurs (5 panchromatiques, 1 rouge, 1 bleu, 1 vert et 1 infra-rouge). Les différents capteurs sont installés de sorte à pouvoir réaliser des modèles numériques de terrain par stéréo-photogrammétrie, c'est-à-dire calculer des données d'altitude à partir de deux images.

Enfin, la mission MRO (NASA, 2005) permet d'obtenir des images de très haute résolution de la surface martienne avec les instruments ConTeXt camera (CTX) (Kim *et Muller*, 2008, Malin *et al.*, 2007) et High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) (Kirk *et al.*, 2009, McEwen *et al.*, 2007). Les images CTX imagent dans le visible la quasi-totalité de la surface martienne avec une résolution de 6 m/px. Les images HiRISE possèdent une résolution encore supérieure, le plus souvent à 25 cm/px, mais souffrent d'une moindre couverture, principalement concentrée autour de sites d'intérêt

scientifique comme les sites d'atterrissage des missions martiennes.

Altimétrie martienne

Les images satellites permettent une observation en deux dimensions d'un paysage. Cependant, ces paysages sont en réalité en trois dimensions. Afin de décrire le relief, on utilise des modèles numériques de terrain (MNT). Ces MNT sont le plus souvent sous la forme d'une image dont chaque pixel a pour valeur une altitude.

Les données d'altitude martienne sont fournies par MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter)(Smith *et al.*, 2001), un altimètre laser à bord de MGS (NASA, 1996). Cet instrument permet de mesurer l'altitude en un point donné avec une précision de 1 m. Cependant l'incertitude sur la position du satellite est supérieure et la précision réelle sur l'altitude est d'environ 3 m (Lemoine *et al.*, 2001). Les données d'altimétrie de MOLA ont été interpolées en un MNT global d'une résolution de 128 px/°. Cette grille d'altitude a été obtenue à partir de plus de 600 millions de mesures d'altitude prises entre 1999 et 2001 corrigées (Neumann *et al.*, 2003) et extrapolées (Wessel et Smith, 1998).

Une source importante de données altimétriques sur Mars est fournie par le calcul de MNT par stéréo-photogrammétrie. De la même manière que nos deux yeux, en captant deux images, nous permet d'appréhender les distances, la stéréo-photogrammétrie permet à partir de deux images prises sous un angle différent de créer un MNT de la surface observée. Cette méthode est applicable sur les jeux d'images martiennes dans le visible, en particulier les images HRSC, CTX et HiRISE. En plus de produire un MNT, la stéréo-photogrammétrie peut corriger les déformations des images liées au relief. On peut ainsi obtenir une image parfaitement alignée avec le MNT produit.

Au cours du processus de stéréo-photogrammétrie, l'algorithme recherche des points de calibration, communs aux deux images. La recherche de points de calibration peut être compliquée lorsque la zone considérée est uniforme ou redondante, comme dans le cas de champs de dunes ; dans ce cas, les altitudes ne sont pas calculées dans cette zone. Une intervention humaine est possible pour régler au mieux les points de calibration ; dans ce cas la précision finale du MNT est améliorée par rapport à une stéréo-photogrammétrie totalement automatique.

MarsSI

L'ensemble des données décrites précédemment sont disponibles auprès des différentes agences spatiales les produisant. Ces données doivent être calibrées, projetées et éventuellement traitées pour créer des modèles numériques de terrain par stéréophotogrammétrie. Dans cette thèse, ces opérations ont été réalisées grâce à l'application MarsSI (Mars Système d'Information) disponible en ligne ([Quantin-Nataf *et al.*, 2018](#)) (figure 2.2). MarsSI est un service national qui permet, à partir d'une carte interactive, de rapidement sélectionner une large gamme de données ; l'application traite ensuite les données brutes pour les rendre immédiatement utilisables dans des logiciels d'information géographique. En particulier, MarsSI utilise le stéréo-pipeline Ames de la NASA ([Shean *et al.*, 2016](#)) pour calculer des MNT à partir des images CTX et HiRISE en utilisant des paramètres généraux. L'ensemble des images et MNT CTX et HiRISE utilisées dans cette thèse ont été traitées et obtenues via MarsSI.

MarsSI propose donc de calculer un très grand nombre de MNT. L'application détecte l'ensemble des couples d'images photographiant une même zone avec un angle suffisamment différent. MarsSI produit ensuite un MNT à partir du couple d'images sélectionné. La précision de ces MNT produits par MarsSI, avec des paramètres généraux, n'a pas été précisément étudiée, mais on estime que la précision verticale est d'environ un quart de la résolution horizontale ([Shean *et al.*, 2016](#)). Associée à ces MNT, MarsSI et Ames fournissent une ortho-image, corrigée des déformations entraînées par la topographie et parfaitement alignée avec le MNT.

2.1.2 Cartographie des cratères

Comme expliqué dans l'introduction, le nombre de cratères visibles sur une surface est un paramètre porteur d'informations. Il faut donc extraire ces informations des images satellitaires de la surface. À grande échelle, des bases de données de cratères existent. Sur Mars, la base de données la plus utilisée est celle fournie par [Robbins et Hynek \(2012\)](#) constituée d'environ 640 000 cratères observés sur les images THEMIS. [Robbins et Hynek \(2012\)](#) estime qu'elle est complète pour les cratères de moins de 1 km ; cependant, dans les faits, l'observation des surfaces sur des images CTX de meilleure résolution laisse penser que certains cratères de ce diamètre ne sont pas distinguables sur THEMIS. Il

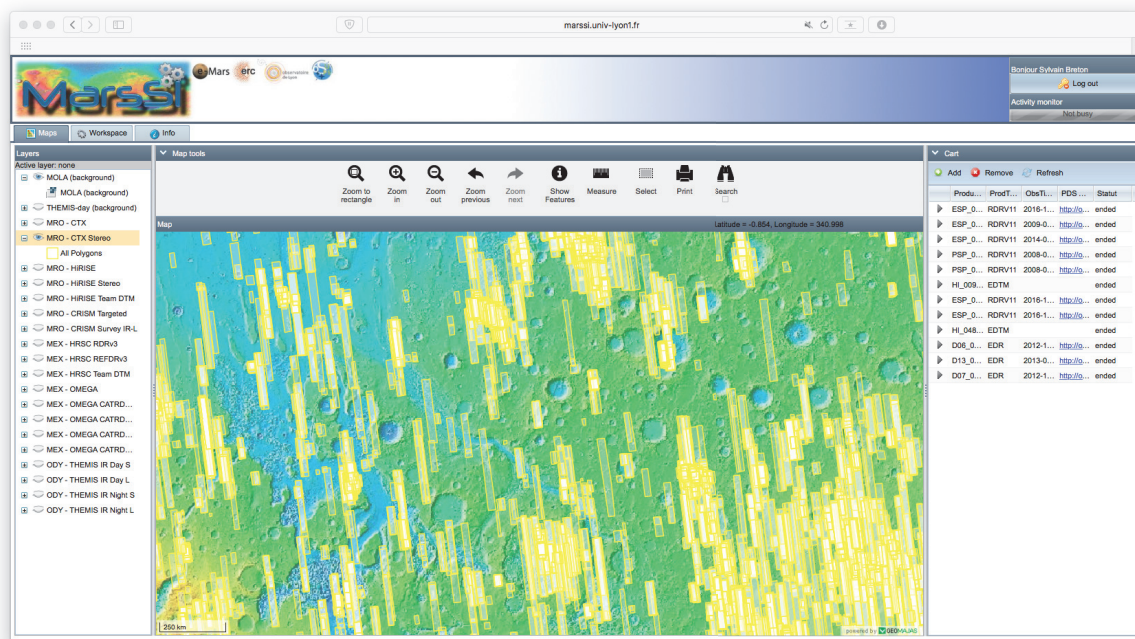


Fig. 2.2 – MarsSI est une application en ligne permettant l'accès et le traitement de nombreuses données satellitaires martiennes. Cette figure présente l'interface du site. Les emprises des données disponibles, ici des MNT CTX, sont représentées sur un fond de carte MOLA (<https://marssi.univ-lyon1.fr/MarsSI/>).

est donc nécessaire, lorsqu'on étudie des surfaces à l'échelle des images CTX ou HiRISE, de réaliser une nouvelle cartographie. En particulier, les cratères de moins de 1 km cartographiés sur ces images à haute résolution permettent d'observer des phénomènes récents voire actuels.

La visualisation des images satellites et la cartographie s'effectuent sur des logiciels de système d'information géographique (SIG) tels que ArcGIS ou QGIS, qui permettent d'afficher de nombreuses couches de données spatiales et de réaliser des opérations géographiques. Les images satellites sont stockées sous la forme de raster, c'est-à-dire une matrice de pixels tous localisés dans l'espace. Le second format de données utilisé en SIG est basé sur des formes vectorielles (polygones, lignes et points) dont chaque point est géoréférencé : on parle de fichier de formes (ou shapefile). Les cartes de cratères sont dans un format shapefile, chaque cratère étant stocké sous la forme d'un polygone.

La première étape de la cartographie consiste à définir la zone d'intérêt à cartographier. Cette zone doit remplir plusieurs conditions. En premier lieu, elle doit représenter une seule unité géologique afin de ne pas mélanger les statistiques de cratère de plusieurs

surfaces ayant des âges différents. Cette surface doit, de plus, être suffisamment grande pour posséder un nombre de cratère statistiquement suffisant. Enfin, si la surface présente un champ de cratères secondaires, la zone correspondante doit être exclue de la surface à étudier.

Ensuite, la cartographie des cratères consiste à tracer les crêtes du cratère sous la forme d'un polygone stocké au format vectoriel. Pour éviter de cartographier précisément les crêtes du cratère et ainsi gagner du temps, on peut approximer les crêtes du cratère par des ellipses ou des cercles. Ceci limite alors la cartographie d'un cratère à 3 pointages sur les crêtes ou 2 pointages sur des points opposés des crêtes dans le cas d'un cercle. Afin de simplifier la cartographie et l'export des données de carte de cratères, une extension du logiciel ArcGIS, est grandement utilisée dans la communauté de planétologie. Cette extension, Crater Tools (Kneissl *et al.*, 2011), propose notamment d'estimer les cratères sous forme de cercle ou d'ellipse avec une série d'outils adaptés.

Robbins *et al.* (2014) a étudié la variabilité d'identification des cratères entre différents cartographes expérimentés. La variation du nombre de cratères observés est de 10 % à 35 %, ce taux étant particulièrement important pour les cratères de moins de 10 pixels. Par ailleurs, la variation du diamètre mesuré est d'environ 10 %. Ces travaux ont permis quantifier l'erreur des cartes de cratères d'un cartographe à un autre.

Avec l'émergence des techniques d'apprentissage automatique, certains auteurs se sont penchés sur la détection automatisée des cratères (Stepinski *et al.*, 2009, Bue et Stepinski, 2007, Sawabe *et al.*, 2006, Bandeira *et al.*, 2007, Kim *et al.*, 2013, Martins *et al.*, 2009, Urbach et Stepinski, 2009). Cependant, la méthode de Stepinski *et al.* (2009) se base sur l'analyse des MNT et manque donc les cratères les plus dégradés pour lesquels la signature topographique est presque nulle. De plus, il est difficile pour ces algorithmes de détecter les champs de cratères secondaires, ce qui implique une inspection visuelle et une correction des cartes. Globalement, ces méthodes sont très récentes et il n'existe pas encore d'algorithme assez fiable pour se passer d'une cartographie manuelle.

L'ensemble de nos cartes de cratères ont été réalisées sur le logiciel QGIS. Les cratères sont cartographiés comme des cercles à partir de deux points opposés sur les crêtes avec un outil de digitalisation intégré dans QGIS.

2.1.3 Traitement des cartes de cratères

Approche classique

À partir des cartes de cratères, on peut facilement obtenir le diamètre du cratère en calculant l'aire des cercles qui les représentent. Dans notre cas, nous avons utilisé l'outil de mesure d'aire de QGIS. Comme expliqué précédemment, la cartographie de cratère est réalisée sur une zone restreinte, que l'on enregistre sous la forme d'un polygone shapefile. Pour obtenir une densité à partir du nombre de cratères, il faut diviser ce nombre par l'aire étudiée, cette aire est calculée par l'outil de mesure d'aire de QGIS. Il est important, dans ces deux opérations, d'utiliser ces outils de mesure dans des projections géographiques qui conservent les surfaces. Les images CTX et HiRISE, sont projetées par MarsSI dans un système de projection sinusoidal local centré sur l'image ; pour ces images, c'est donc ce système de projection local qui est utilisé pour les mesures. En revanche, dans le cas d'études à l'échelle globale, nous avons travaillé avec une projection sinusoidale (IAU2000:49914).

Zone tampon

Classiquement, l'ensemble des cratères dont le centre est situé dans la surface géologique à dater doivent être cartographiés ([Arvidson et al., 1979](#)). Afin d'obtenir un nombre de cratères assez important sur les petites surfaces ou encore pour dater des objets géologiques linéaires (failles, vallées...), il est possible de considérer l'ensemble des cratères touchant la surface étudiée. Pour cela, on utilise une technique dite de buffering ([Fassett et Head, 2008](#), [Hoke et Hynek, 2009](#), [Kneissl et al., 2015](#)) qui se traduit par "zone tampon". L'aire de référence utilisée pour chaque cratère est alors différente et correspond à l'aire de la surface considérée à laquelle est appliquée une zone tampon égale au rayon du cratère considéré (figure 2.3). Dans le cas de cette méthode, les gros cratères sont alors associés à une aire plus importante que les petits cratères.

Exclusion des éjectas

Comme expliqué dans l'introduction, l'un des principaux agents de destruction des cratères est, sur les corps avec peu ou pas d'atmosphère, l'arrivée de nouveaux cratères. Le fond d'un cratère et ses éjectas constituent en effet une surface plus jeune que la

surface géologique à dater. Habituellement, on considère que la surface de ces éjectas est négligeable comparée à la surface étudiée (Kneissl *et al.*, 2016). Cependant cette hypothèse est d'autant plus fautive que la densité de cratères sur la zone étudiée est importante. Dans le cadre de notre travail, cette méthode pourrait nous permettre d'exclure l'effet des impacts subséquents et ainsi obtenir un signal plus significatif des autres phénomènes qui modifient la surface.

Afin d'exclure les éjectas de l'aire considérée, on peut utiliser la méthode dite de "non-sparseness" (Kneissl *et al.*, 2016), traduit littéralement par "à forte densité", ainsi nommée car elle est particulièrement intéressante pour les zones à forte densité de cratères. Les cratères sont traités du plus grand au plus petit. Chaque cratère est associé à la surface étudiée à laquelle a été soustraite tous les cratères de diamètre plus important et leurs éjectas (figure 2.3). En pratique on estime que la zone couverte par les éjectas est un cercle de rayon $k \times D_{crat}$ avec $k > 1$.

Cette technique de "non-sparseness" peut être utilisée simultanément avec le buffering. Nous avons choisi d'utiliser ces deux méthodes simultanément car elles permettent, d'une part, d'augmenter le nombre de cratères utilisables sur une surface et d'autre part limitent l'effet de l'oblitération des cratères par les impacts subséquents. Il est cependant important de rappeler ici que cette technique n'a pas été utilisée lors de la calibration des distributions en fréquence de taille des cratères lunaires. Une étude comparant les distributions en fréquence de taille lunaire avec ou sans exclusion des éjectas permettrait de limiter ce problème.

Implémentation des méthodes de zone tampon et d'exclusion des éjectas

Nous avons implémenté ces deux méthodes dans un algorithme Python, la figure 2.4 représente les principales étapes du programme. Ce code utilise la bibliothèque GDAL qui permet des opérations spatiales. À partir d'une carte de cratère et d'une aire de référence enregistrées dans le même système de projection. Pour chaque cratère de diamètre D_i , du plus grand au plus petit, on vérifie si le cratère est partiellement compris dans l'aire de référence ; on mesure ensuite l'aire de l'aire de référence à laquelle on a appliqué un tampon de $D_i/2$. On calcule ensuite une nouvelle aire de référence en soustrayant à l'aire précédente le cratère auquel on a appliqué un tampon de $k \times D_i/2$. Dans notre cas nous avons choisi $k = 1$, en d'autres mots, on considère que les éjectas s'étendent à une

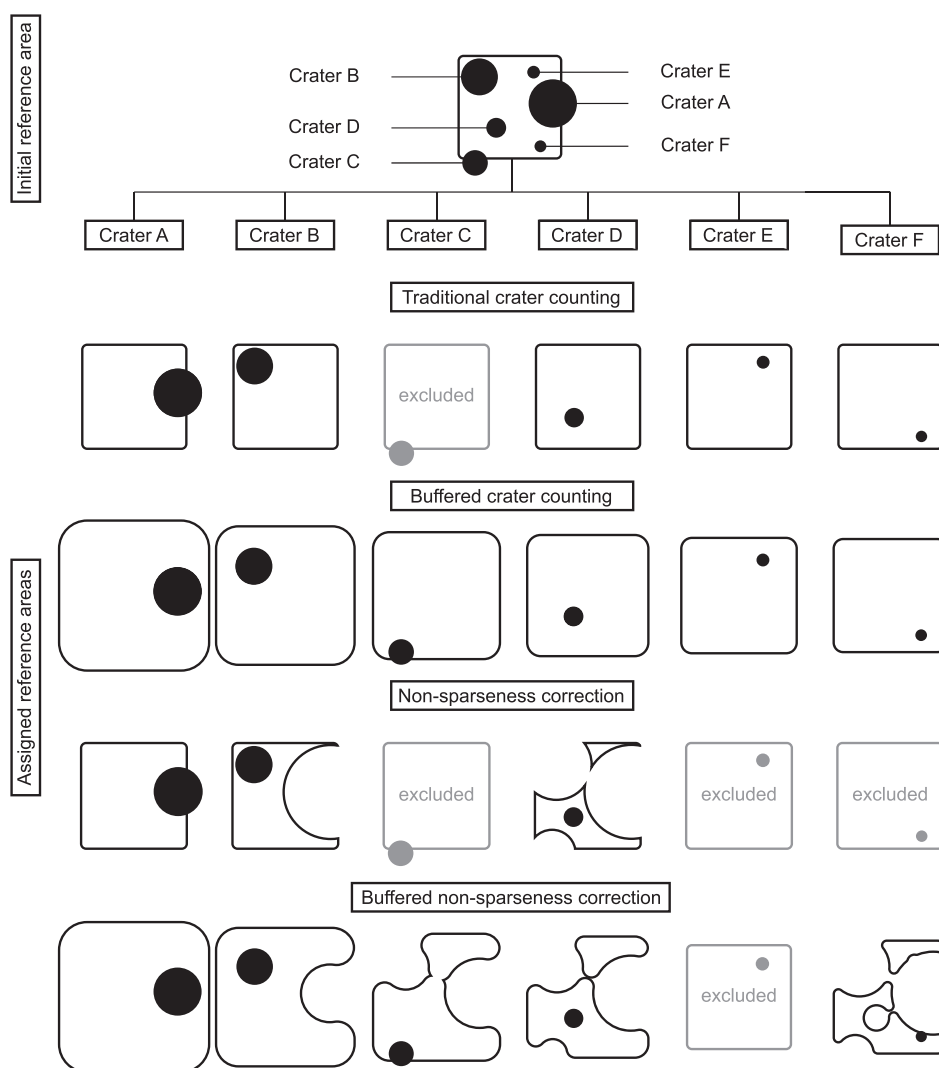


Fig. 2.3 – Schéma explicatif des méthodes de zone tampon (buffering) et d'exclusion des éjectas (non-sparseness). Ces méthodes peuvent être utilisées indépendamment ou conjointement (d'après Riedel *et al.* (2018)).

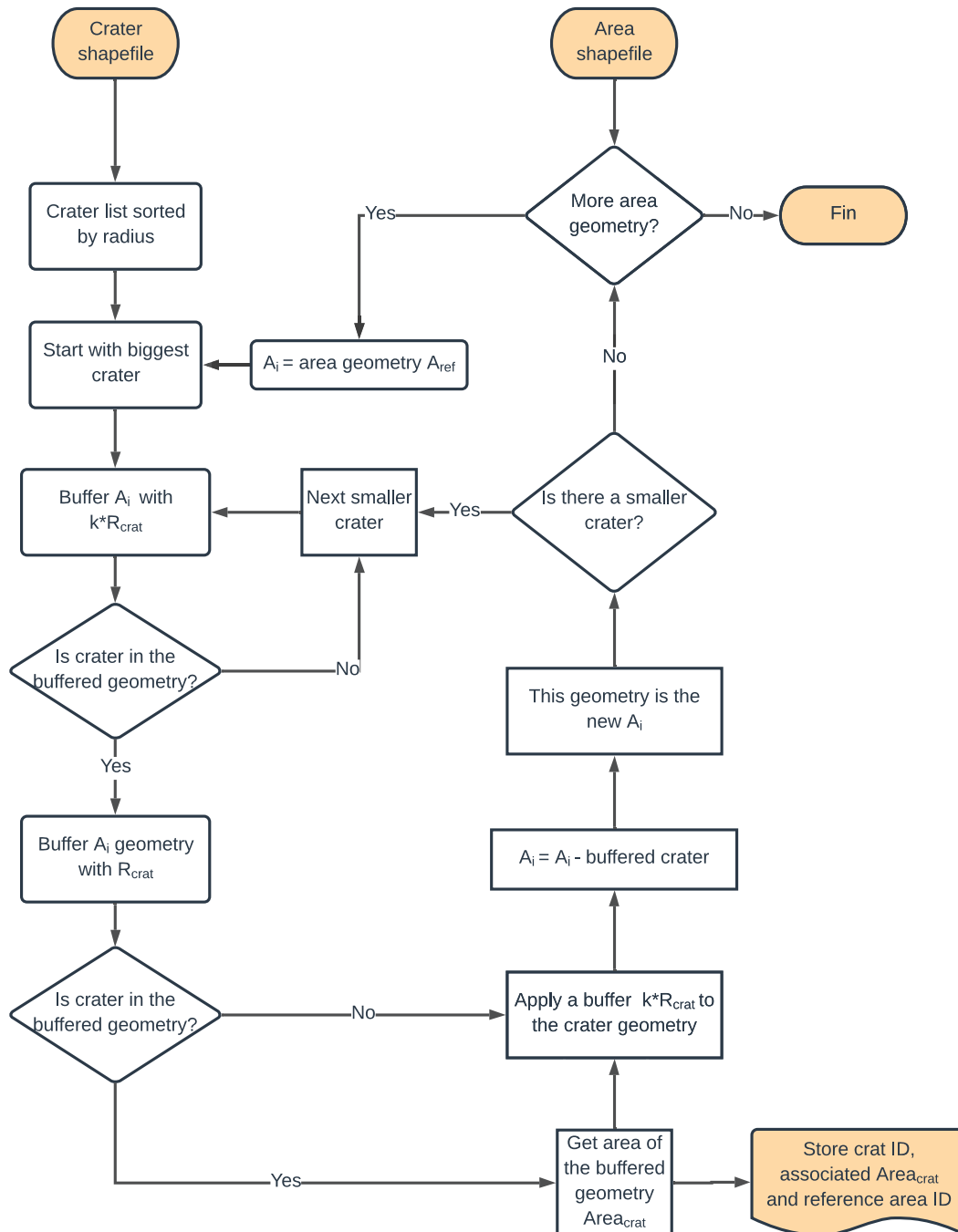


Fig. 2.4 – Organigramme du programme utilisé pour appliquer les méthodes de buffering et de non-sparseness sur nos cartes de cratères.

distance de $D_i/2$ autour du cratère. Le programme peut traiter un shapefile contenant plusieurs surfaces de référence.

2.1.4 Création des distributions en fréquence de taille

Approche historique

Après avoir cartographié les cratères et sélectionné une aire d'étude, il faut transformer une liste de diamètres en distribution en fréquence de taille. Afin de standardiser les représentations de distribution en fréquence de taille, le Crater Analysis Techniques Working Group (CATWG) (Arvidson *et al.*, 1979), a fourni un certain nombre de recommandations, renouvelées plus récemment par le travail de Robbins *et al.* (2018a) qui prend en compte les avancées récentes des techniques statistiques et des puissances de calcul des ordinateurs. Historiquement et aujourd'hui encore dans la plupart des études, les SFDs sont créées en classant les cratères dans un histogramme de taille. Le CATWG recommande en particulier l'utilisation d'histogrammes cumulatifs ou différentiels ainsi qu'une représentation dite relative. Ces trois représentations utilisent des classes de diamètre de taille croissante en racine de 2. Il est recommandé de les représenter en double échelle logarithmique (figure 2.5).

La distribution cumulative représente le nombre de cratères ayant un diamètre supérieur à un diamètre donné divisé par l'aire considérée. L'erreur est estimée par la racine carrée du nombre de cratères, $\sqrt{N_{crat}}$ divisée par la surface étudiée. Cette valeur est directement liée à l'hypothèse selon laquelle l'arrivée de nouveaux impacts suit une loi de Poisson, dans ce cas, $\sqrt{N_{crat}}$ est l'asymétrie d'une loi de Poisson dont l'espérance est égale à N_{crat} . Cette représentation cumulative souffre de nombreux problèmes, en particulier, l'accumulation des cratères pour les petits diamètres tend à rendre invisible la diminution de pente liée aux processus de renouvellement de la surface (Hartmann, 2005, Michael, 2013). De plus, l'erreur, calculée à partir du nombre cumulé de cratères, n'est pas représentative de l'observation à un diamètre précis. Cette représentation est malgré tout encore la plus utilisée aujourd'hui.

La seconde forme d'histogramme, dite différentielle, permet de s'absoudre de ces problèmes au niveau des petits diamètres. En effet, cette forme de représentation ne prend en compte que le nombre de cratères présents dans une classe donnée divisé par

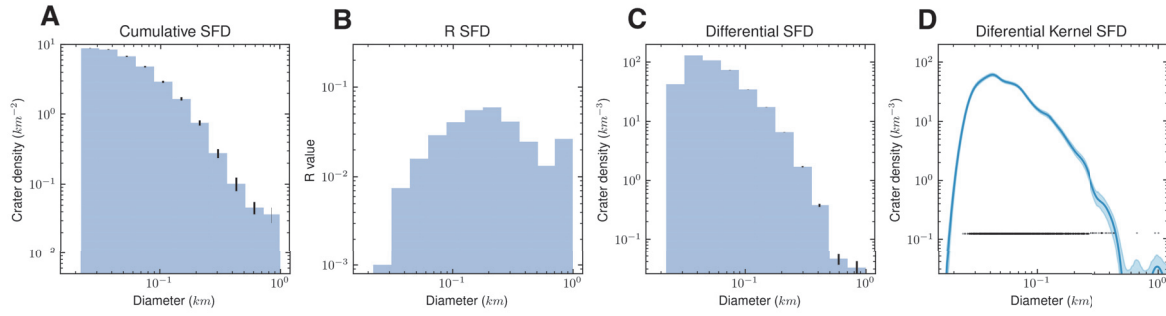


Fig. 2.5 – Illustration des différentes représentations des SFDs conseillées par le CATWG et Robbins *et al.* (2018a). De gauche à droite, **A**) la représentation cumulative, **B**) la représentation relative, **C**) la représentation différentielle sous forme d’histogramme et **C**) avec utilisation d’estimation par noyau. Les cratères représentés proviennent d’une cartographie réalisée sur *Oxia Planum*. La carte comporte 608 cratères sur une surface d’environ 109 km².

la taille de la classe, les densités s’expriment alors en nombre de cratère par km³. En d’autres termes, les SFDs sous forme différentielle sont un histogramme normalisé des diamètres, ou encore l’opposée de la dérivée de la forme cumulative. Cette représentation est beaucoup plus fidèle aux données.

Enfin, la représentation relative est principalement intéressante pour comparer les distributions de différents corps du système solaire. Cette représentation vise à effacer la tendance en puissance -3 des SFDs en multipliant les valeurs d’une distribution différentielle par la médiane des diamètres \overline{D}_i situés dans cette classe à la puissance 3, $R_i = \overline{D}_i^3 \times N_i / (A \times (D_i - D_{i+1}))$.

Cependant, ces représentations souffrent d’un problème important, inhérent aux histogrammes. Ainsi, dans le cas de données peu denses, par exemple pour les grands cratères, la taille des classes de diamètre peut modifier le résultat final. Des classes trop grandes entraînent une perte de résolution, mais trop diminuer la taille des classes ne permet pas d’avoir un nombre de cratères statistiquement représentatifs dans chaque classe. Robbins *et al.* (2018a) recommande l’utilisation d’estimations par noyau qui présentent l’intérêt de produire des SFDs continues, sans se préoccuper de la taille des classes et qui prend en compte l’erreur sur les mesures de diamètre.

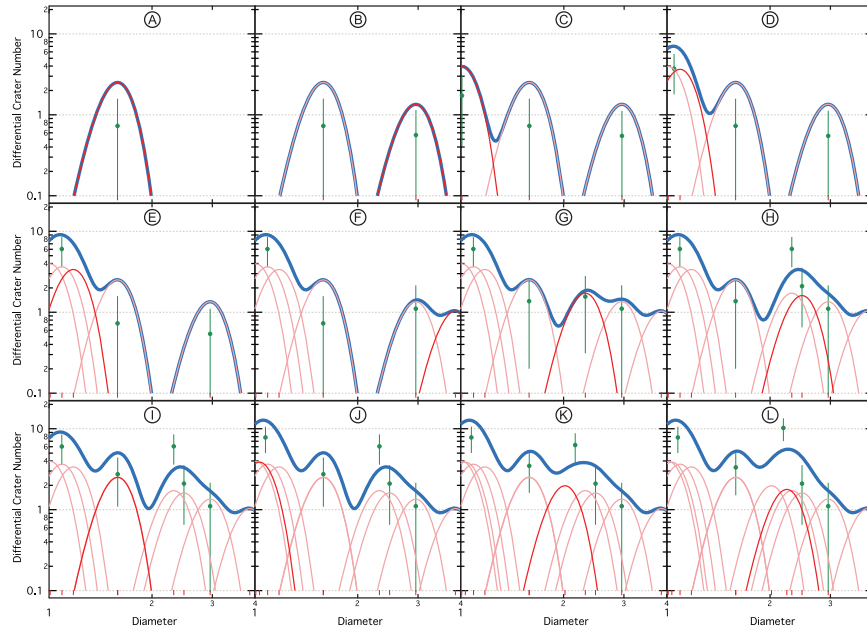


Fig. 2.6 – Figure illustrant la construction de distribution en fréquence de taille en utilisant l'estimation par noyau. Chaque cratère est représenté par une gaussienne (courbes rouges), la distribution totale (courbe bleue) est la somme de toutes les gaussiennes (d'après Robbins *et al.* (2018a)). De A à L, pour chaque nouvelle figure, on ajoute un nouveau cratère à la distribution.

Estimation par noyau

L'avancée des statistiques et des capacités des ordinateurs ont rendu la représentation sous forme d'histogramme obsolètes. Robbins *et al.* (2018a) est le premier à recommander l'utilisation d'estimation par noyau pour représenter au mieux les distributions en fréquence de taille de cratères.

Cette méthode consiste à appliquer une convolution par une gaussienne sur chaque cratère. Les cratères sont donc "étalés" et ne sont plus comptés dans une unique classe mais répartis autour du diamètre observé (figure 2.6). La discrétisation n'est alors plus limitée par les problèmes mentionnés précédemment. Il est alors possible de réduire la taille des classes, jusqu'à les rendre invisible à l'œil, on remplacera d'ailleurs le nom de classe par "pas de diamètre", Robbins *et al.* (2018a) recommande d'utiliser plusieurs centaines de classes pour obtenir une résolution suffisante pour la visualisation des figures.

De plus, la convolution par une gaussienne offre l'intérêt de prendre en compte l'erreur. De façon générale, un paramètre observé Obs est différent de la véritable valeur de ce paramètre $Real$, l'erreur sur la mesure σ est représentative de cette différence. Dans

le cas des mesures de diamètres de cratères, [Robbins *et al.* \(2014\)](#) estime que l'erreur suit une loi gaussienne avec un écart type de $0.1 \times D$. Il recommande donc d'utiliser ce paramètre dans la construction des distributions en fréquence de taille ([Robbins *et al.*, 2018a](#)), ce qui permet d'obtenir une représentation finale prenant en compte l'erreur sur les mesures de diamètre des cratères.

Numériquement, pour chaque cratère, on itère sur le diamètre et on calcule la portion de ce cratère situé entre deux pas de diamètre. Pour gagner en temps de calcul, on peut limiter l'itération à une distance fixée autour du diamètre du cratère ; en effet, les queues de la gaussienne ne représentent qu'une fraction très faible du cratère. [Robbins *et al.* \(2018a\)](#) conseille de se limiter aux valeurs comprises entre plus et moins $4 \times \sigma$ autour du diamètre observé. La densité est ensuite normalisée par la taille des pas de diamètre et par l'aire de la surface considérée.

Cependant, cette représentation souffre encore de certaines limites ; en effet, chaque cratère étant étalé, les diamètres minimal et maximal représentés sont différents des diamètres minimal et maximal observés (D_{max} et D_{min}). En particulier, dans le cas des petits cratères, on observe une décroissance du nombre de cratères aux environs de $1.3 \times D_{min}$, cette inflexion est différente de la limite de résolution de la cartographie. Il est important de ne pas considérer cette partie de la SFD lors de l'analyse des données ([Robbins *et al.*, 2018a](#)).

Les cas d'effets aux limites peuvent être résolus par différentes techniques qui peuvent être regroupées en quatre groupes, la réflexion des données, la transformation des données, les méthodes de pseudo-données et les méthodes de noyau aux limites. Le principe de la première méthode consiste à calculer la densité au-delà des limites puis d'ajouter ces données dans la partie définie symétriquement par rapport à la limite. La seconde méthode consiste à appliquer une fonction sur les données à classer afin de limiter les effets au niveau des limites. Les méthodes de pseudo-données sont basées sur l'ajout de données au-delà de la limite afin d'atténuer les effets aux limites. Enfin, on peut faire varier la taille du noyau au niveau des limites, c'est à dire diminuer l'écart-type des gaussiennes utilisées. Il est important de noter que ces techniques doivent être adaptées en fonction des situations. Ainsi, on peut utiliser des méthodes différentes aux deux extrémités d'une distribution.

[Robbins *et al.* \(2018a\)](#) décrit une méthode de variation des noyaux aux limites et

une méthode utilisant des pseudo-données. La première consiste à faire varier l'écart-type utilisé pour les cratères dont le diamètre est compris entre D_{min} et $D_{min} + n \times \sigma$ ($n > 3$) de telle sorte qu'ils ne s'étalent plus en dessous de D_{min} . Cette méthode n'est pas recommandée par l'auteur, en effet la normalisation par la taille du pas de diamètre δD augmente artificiellement les densités de cratères. La seconde méthode est basée sur l'utilisation de cratères aléatoires choisis entre D_{min} et $D_{min} - n \times \sigma$ à partir de modèles théoriques de populations de cratères. Cependant la solution recommandée par [Robbins et al. \(2018a\)](#) est avant tout de ne pas prendre en compte la portion de SFD comprise entre D_{min} et $D_{min} + n \times \sigma$.

Estimation de l'erreur par bootstrapping

Les sources d'erreurs des distributions en fréquence de taille sont variées et restent globalement peu étudiées ([Robbins et al., 2014](#)). Tout d'abord, l'erreur sur les mesures de diamètre a été estimée par [Robbins et al. \(2014\)](#) à environ 10 % de la valeur mesurée. Dans la même étude, [Robbins et al. \(2014\)](#) mentionne la complétude des données, c'est à dire, la fraction de cratères ont bien été cartographiés. Cette question est d'autant plus importante pour les petits cratères, [Robbins et al. \(2014\)](#) a demandé à différents cartographes la limite en terme de pixels au-dessus de laquelle ils estimaient leur jeu de données être complet. Cette limite était estimée aux alentours de 10 pixels et une partie des cartographes avaient sous-estimé cette limite avec des jeux de données incomplets au-dessus de la limite qu'ils indiquaient.

L'identification de cratères reste subjective [Greeley et Gault \(1970\)](#) et le nombre total de cratères peut varier en fonction du cartographe. L'incidence solaire, la nature de la surface géologique étudiée ([Robbins et al., 2014](#)), l'état de dégradation des cratères ou encore la résolution de l'image (figure 2.7) sont de nombreux autres paramètres qui peuvent biaiser les distributions produites.

Enfin, l'occurrence d'un cratère est aléatoire et peut être décrite par une loi de Poisson. Il est donc possible sur deux surfaces de même taille et de même âge d'observer un nombre de cratères différent car l'une des surfaces n'aura pas eu la "chance" d'être impactée. Ce phénomène est d'autant plus marqué que le nombre de cratères est petit. Cette source d'erreur est donc particulièrement importante pour les gros cratères peu nombreux. C'est d'ailleurs historiquement le choix fait, avec l'erreur estimée par $\sqrt{N_{crat}}$

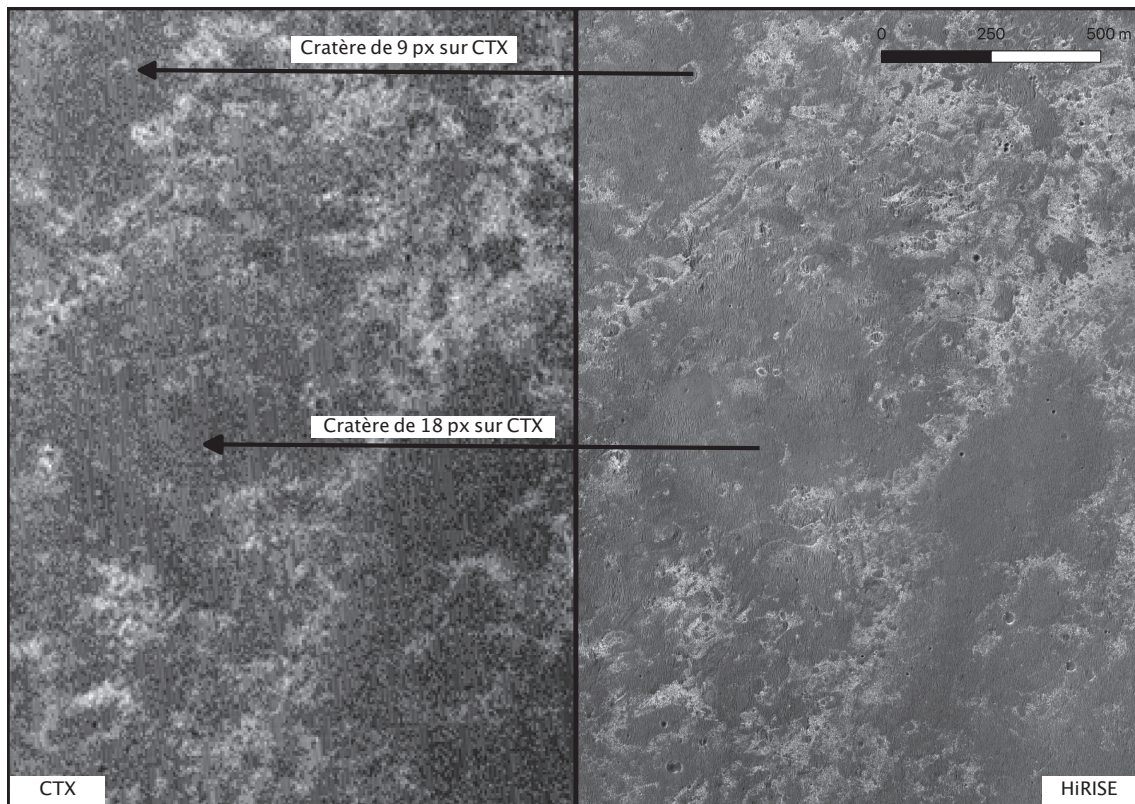


Fig. 2.7 – Exemple d’un cratère indétectable sur CTX malgré son diamètre largement supérieur à 10 pixels. Les deux images, de même emprise sont situées sur *Meridiani Planum*, à gauche l’image CTX (6 m/px) et à droite l’image HiRISE. Les flèches illustrent le fait que certains cratères sont impossibles à observer dans les images à faible résolution même s’ils sont au-dessus du seuil de détection estimé par de nombreux cartographes (Robbins *et al.*, 2014). Ces cratères sont fortement dégradés, ce qui explique ce phénomène.

dans les histogrammes, qui correspond à l'asymétrie d'une loi de Poisson d'espérance N_{crat} .

Comme expliqué précédemment l'utilisation de fonction de noyau permet de prendre en compte l'erreur sur le diamètre mesuré lors de la construction des distributions en densités de taille de cratères. Cependant, cette méthode ne fournit pas d'erreur sur les densités obtenues. Afin d'estimer cette erreur, [Robbins et al. \(2018a\)](#) propose l'utilisation de méthodes de bootstrap. Les méthodes de bootstrap échantillonnent le jeu de données considéré pour étudier sa variabilité. Concrètement, en prenant l'exemple d'une distribution en fréquence de taille créée à partir de N cratères, on commence par calculer la distribution en fréquence de taille. Puis on choisit aléatoirement N cratères parmi les N cratères (certains peuvent alors être pris plusieurs fois). On calcule alors une nouvelle densité à partir de ce tirage aléatoire et on répète cette opération un très grand nombre de fois. Enfin, à partir de la distribution des densités synthétiques autour de la densité originelle, on peut estimer l'erreur sur cette dernière.

On peut diviser cette méthode en deux étapes, d'une part la création d'un jeu de données synthétiques et d'autre part l'estimation de l'erreur à partir des distributions de densités. Pour ce qui est de la première étape, [Robbins et al. \(2018a\)](#) propose plusieurs solutions ; la première, qui est aussi la plus simple consiste à tirer N cratères parmi le jeu de données originelles (figure 2.8B)(méthode 1). Cependant [Robbins et al. \(2018a\)](#) constate que les erreurs produites ne sont pas représentatives, en particulier pour les grands diamètres où les données sont peu denses. Pour résoudre ce problème, on peut ajouter du bruit sur les cratères sélectionnés aléatoirement (figure 2.8B)(méthode 1.2). La seconde manière de créer un jeu synthétique est d'utiliser la distribution en fréquence de taille. La distribution, sous sa forme cumulative et normalisé, est équivalente à une fonction de distribution aléatoire. On fait alors N tirages aléatoire en utilisant cette fonction de distribution pour créer un nouveau jeu de données, (figure 2.8C)(méthode 2). Cette façon de faire produit des erreurs utilisables pour les gros cratères mais entraîne des artefacts pour les petits cratères où les données sont denses. [Robbins et al. \(2018a\)](#) conseille au final d'utiliser la première méthode pour les diamètres où le nombre de cratères est important et la seconde méthode pour les diamètres où les cratères sont peu nombreux (figure 2.8D)(méthode 3).

Pour calculer des intervalles de confiance à partir des densités produites par boots-

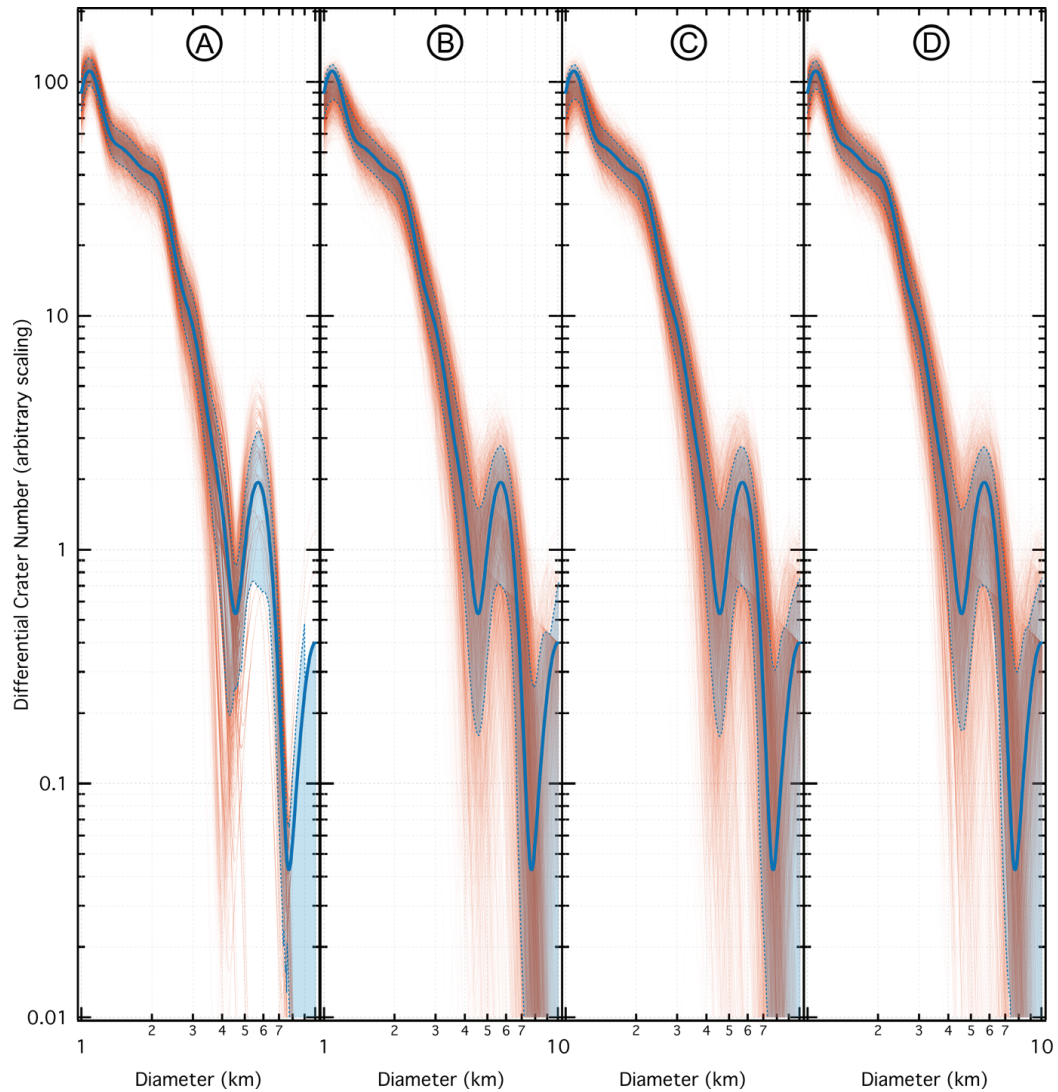


Fig. 2.8 – Exemple des erreurs produites par les différentes méthodes de bootstrap proposées par Robbins *et al.* (2018a). La courbe bleue représente la SFD, chaque courbe rouge est la SFD créée à partir d'un jeu de données synthétiques, la surface bleue représente les limites au sein desquelles 68 % (1σ) des SFDs synthétiques sont comprises. De droite à gauche **A**) sélection aléatoire de cratères au sein du jeu de données, **B**) avec ajout de bruit, **C**) échantillonnage à partir de la SFD originelle et **D**) version mixte. (d'après Robbins *et al.* (2018a))

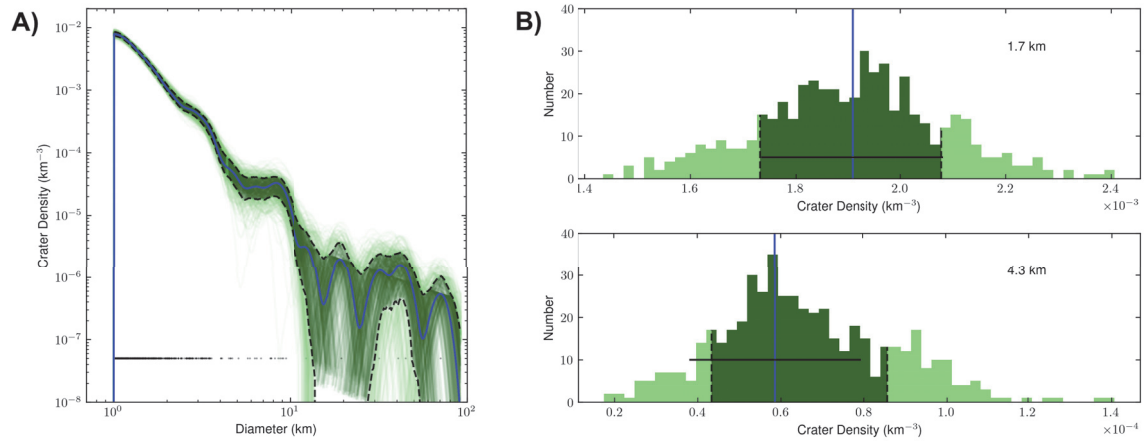


Fig. 2.9 – **A)** Pour mesurer l'erreur sur une distribution en fréquence de taille de cratères (courbe bleue) par bootstrapping, on crée aléatoirement de nombreuses densités synthétiques (courbes vertes) à partir de la donnée d'origine. **B)** histogramme des densités synthétiques pour deux pas de diamètre différents. La courbe verticale bleue est la densité initiale, la partie vert sombre représente l'enveloppe 1σ , soit 68 % des densités autour de la densité initiale. Les lignes en pointillés noirs représentent la limite de cette enveloppe. Le trait noir horizontal représente l'écart-type de la distribution.

trap, [Robbins *et al.* \(2018a\)](#) propose d'utiliser les valeurs marquant l'enveloppe σ et 2σ , respectivement les 68,3 % et 95,5 % des données autour de la densité mesurée (figure 2.9).

Selon [Robbins *et al.* \(2018a\)](#), l'utilisation de bootstrapping permet de s'affranchir de l'hypothèse de la distribution selon une loi de Poisson des cratères. L'erreur mesurée est représentative des erreurs pouvant survenir lors de la cartographie telle que les faux cratères, les cratères manquants ou encore la cartographie de cratères secondaires.

Compléments sur les estimations par noyau et le bootstrapping

Afin de compléter les indications fournies par [Robbins *et al.* \(2018a\)](#) nous avons implémenté une méthode corrigeant les effets de bord entre D_{min} et $D_{min} + n \times \sigma$ avec une méthode de réflexion des données. Pour cela, on crée des classes de diamètre en dessous du diamètre minimal ayant une taille égale à celles symétriquement opposée par rapport à cette valeur minimale. La distribution en fréquence de taille est alors créée normalement, puis on additionne les classes créées en dessous du diamètre minimal avec leur symétrique. La figure 2.10 représente la distribution obtenue ainsi que la distribution originale. Cette méthode semble retirer les effets aux limites de façon efficace.

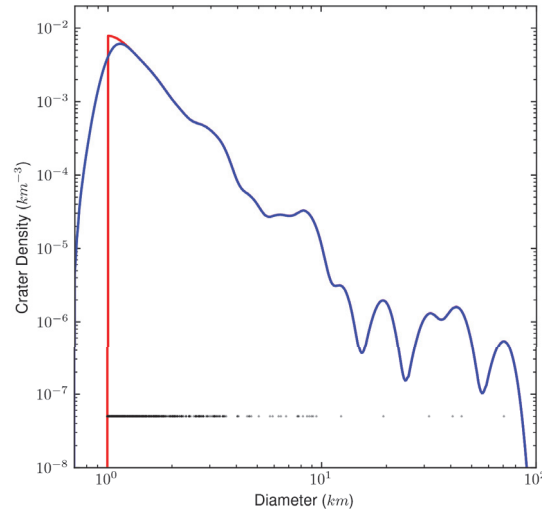


Fig. 2.10 – Exemple d’application d’une méthode de réflexion des données pour atténuer l’effet d’étalement au niveau des petits cratères. La courbe bleue est une densité calculée avec une estimation par noyau sans correction, la courbe rouge est la même densité avec une correction des effets à la limite inférieure par une méthode de réflexion des données. La densité est construite à partir de l’ensemble des cratères lunaires situés entre 356° et 0° de longitude et -4° et 0° de latitude (base de données de Robbins (2019)) (504 cratères sur une surface d’environ 100000 km^2)

Nous avons reproduit les méthodes de bootstrapping proposées par Robbins *et al.* (2018a). L’utilisation d’une méthode mixte, avec une méthode de sélection différente pour les gros cratères et les petits cratères, suppose une source d’erreur différente pour ces deux populations. Cette hypothèse est partiellement vraie, cependant, les méthodes d’échantillonnages proposées ne reflètent pas ces différences. Nous proposons donc quelques alternatives aux méthodes de bootstrapping décrits par Robbins *et al.* (2018a).

Premièrement, afin de représenter l’erreur statistique en loi de Poisson pour les gros cratères, nous proposons d’utiliser la distribution mesurée comme paramètre d’entrée pour une loi de Poisson. Pour chaque pas de diamètre i , on crée un nombre aléatoire de cratères selon une loi de Poisson ayant pour espérance $k = f_i \times Area \times \delta D_i$ (méthode 4). Cette méthode produit des résultats similaires à l’échantillonnage selon la densité de probabilité (figure 2.11). On observe les effets indésirables pour les petits cratères, décrits par Robbins *et al.* (2018a). Les densités de bootstrap sont sous-estimées aux environs de $D_{min} + n \times \sigma$ et sur-estimées au niveau de $D_{min} - n \times \sigma$.

Cet effet indésirable est entraîné par l’étalement du jeu de données causé par l’estimation par noyau. Les jeux de données synthétisés contiennent alors des cratères avec

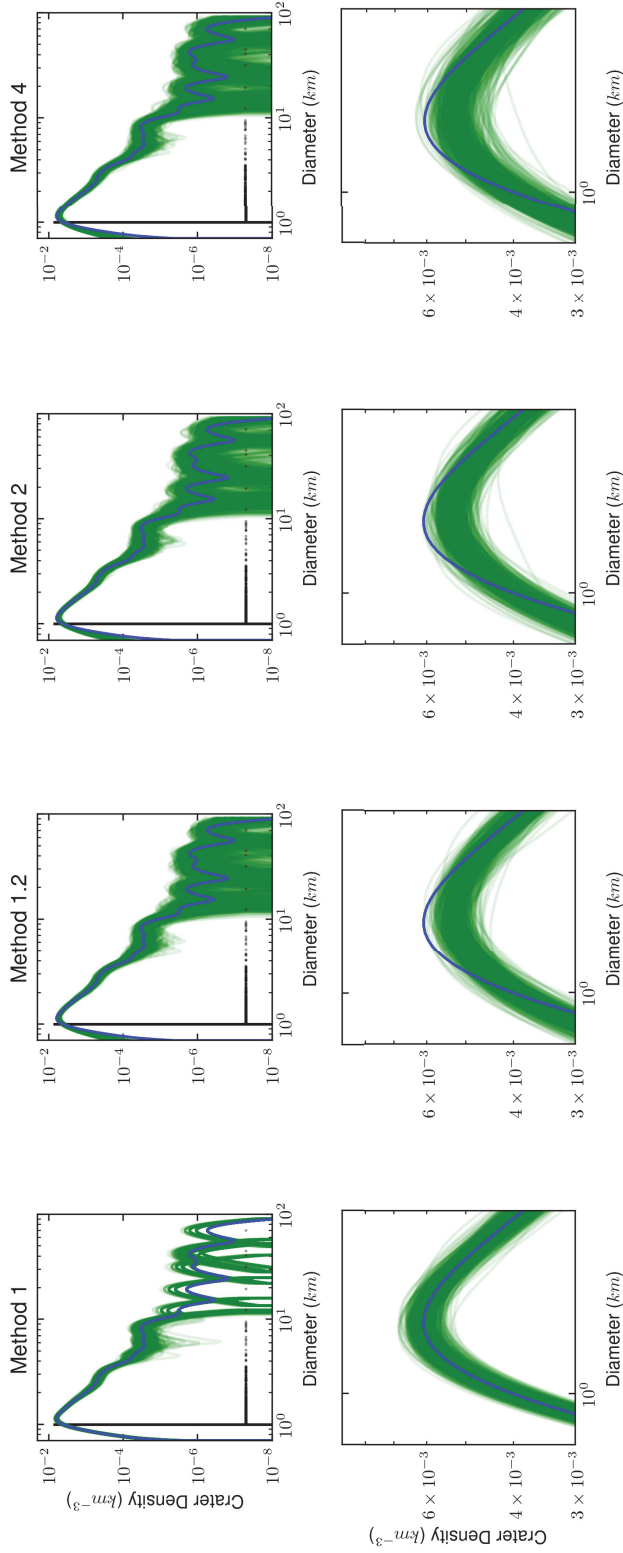


Fig. 2.11 – Illustration des différentes méthodes de bootstrapping sur une distribution lunaire (base de données de Robbins (2019) entre 356° et 0° de longitude et -4° et 0° de latitude). La ligne du dessous est un zoom sur les petits cratères illustrant les effets indésirables décrits par Robbins *et al.* (2018a). De droite à gauche échantillonnage de la population initiale (méthode 1), avec ajout de bruit (méthode 1.2), échantillonnage à partir de la distribution (méthode 2) et utilisation d'une loi de Poisson dont l'espérance est calculée à partir de la distribution (méthode 4). Chaque ligne verte est une distribution calculée à partir d'un jeu de donnée synthétique, les lignes verticales marquent les diamètres minimum et maximum du jeu de données.

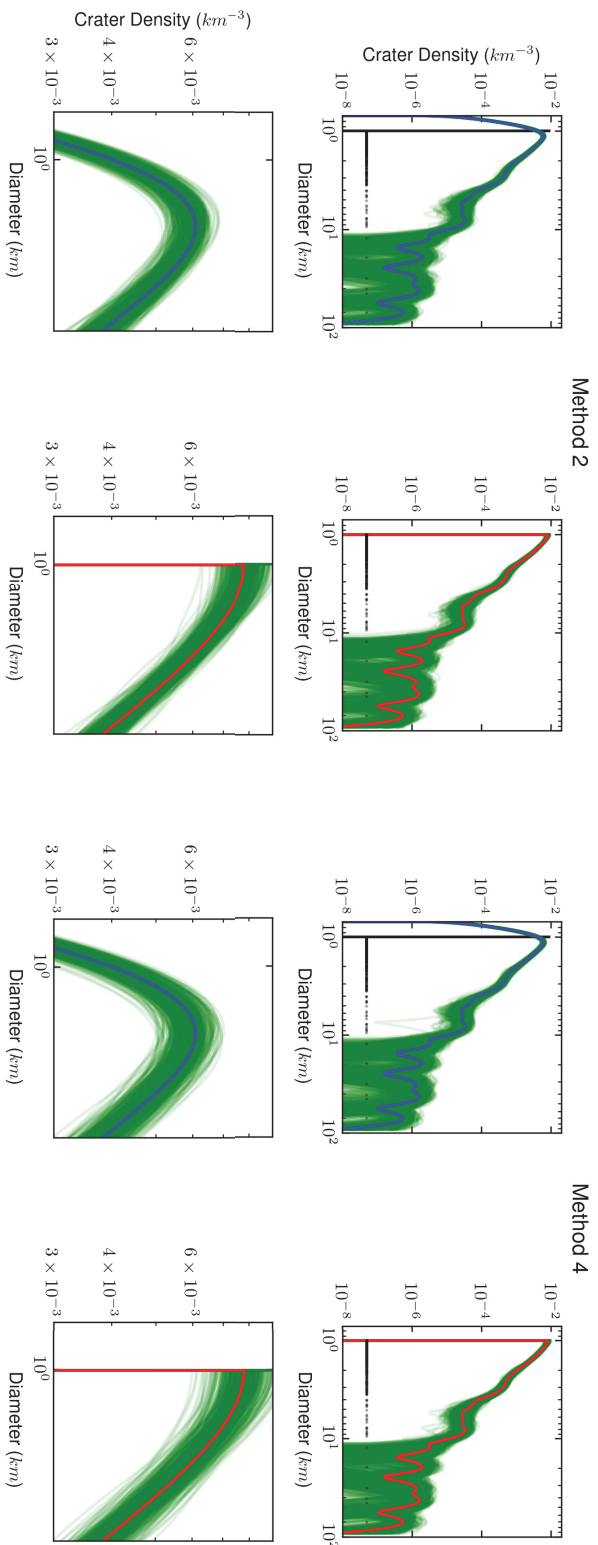


Fig. 2.12 – L'utilisation d'une méthode de réflexion permet de supprimer les effets indésirables du bootstrap pour les petits cratères. La densité utilisée pour synthétiser les données dans les méthodes 2 et 4 est calculée en utilisant la réflexion des données. La densité affichée peut être calculée sans utiliser la réflexion des données (courbes bleues) ou avec (courbes rouges). La population étudiée provient de la base de données de [Robbins \(2019\)](#) entre 356° et 0° de longitude et -4° et 0° de latitude. La ligne du bas est un zoom sur les petits cratères illustrant les effets aux limites.

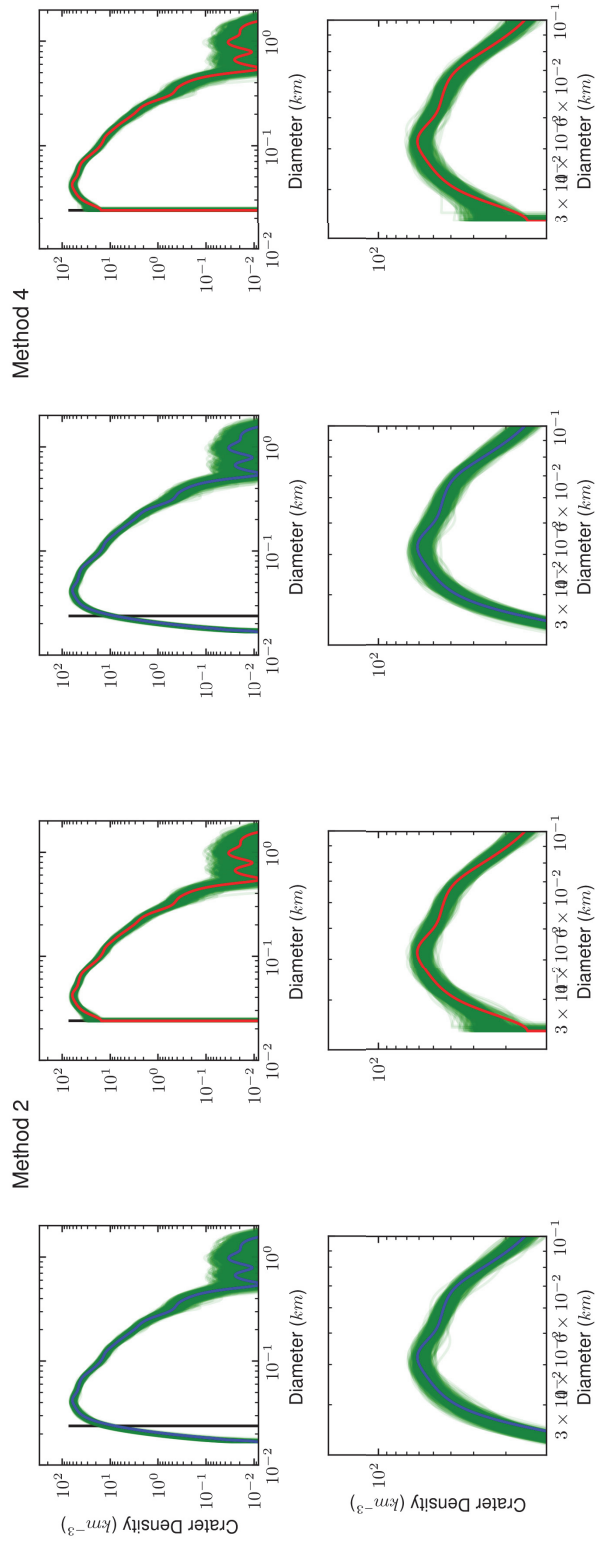


Fig. 2.13 – Exemple d'application de correction du bootstrapping sur un jeu de données pour lequel la carte de cratère est exhaustive uniquement au-dessus de 60 m de diamètre. L'inflexion causée par le manque de petits cratères n'est pas compensée par la réflexion des données aux limites dans le cas de l'utilisation de la méthode 2. La méthode 4, utilisant une loi de Poisson présente en revanche des densités de bootstrap exploitables. Cependant, la m Les cratères représentés proviennent d'une cartographie réalisée sur *Oxia Planum*. La carte comporte 608 cratères sur une surface d'environ 109 km².

un diamètre hors de la gamme des cratères initialement observés. Afin de compenser ce problème nous avons appliqué la correction par réflexion des données décrites précédemment pour calculer la densité utilisée dans les cas où la population synthétique est calculée à partir de la densité. La figure 2.12 présente les résultats obtenus, l'utilisation de la réflexion des données semble concluante et permet d'utiliser une unique méthode de bootstrapping pour l'ensemble de la gamme de diamètre.

Cependant cette méthode ne peut résoudre que les cas où l'inflexion est uniquement liée à l'étalement par l'estimation par noyau. Si l'inflexion est causée par un jeu de données non complet pour les petits diamètres, le bootstrapping par échantillonnage de la SFD entraîne encore des erreurs (figure 2.13). Il est donc important de repérer le diamètre minimal pour lequel le jeu de données est complet.

2.2 Mesure systématique de la profondeur des cratères

L'utilisation de la taille des cratères permet d'étudier les paysages planétaires, à partir d'une image satellite on obtient une distribution en fréquence de taille de cratère. Dans l'objectif de compléter cette quantification nous avons voulu introduire la notion de distribution en fréquence de profondeur. La profondeur est liée à l'état de dégradation des cratères, de nombreuses études ont utilisé la profondeur des cratères pour étudier l'histoire géologique des surfaces planétaires, cependant, les mesures de profondeur sont coûteuses en temps et nécessitent l'utilisation d'un modèle numérique de terrain.

L'augmentation de la couverture spatiale des images martiennes permet de calculer de plus en plus de modèles numériques de terrain par stéréo-photogrammétrie. Ainsi, 17 % de la surface de Mars est couverte par deux images CTX permettant de faire de la stéréo-photogrammétrie via le pipeline Ames de la NASA. L'application internet MarsSI permet de calculer facilement et rapidement ces MNT. Dans le but d'exploiter cette masse de données à notre disposition nous avons développé un outil de mesure systématique des profondeurs de cratères. Nous avons créé un algorithme python qui à partir d'une carte de cratère réalisée sur une image alignée avec un MNT et ce MNT, calcule la profondeur de l'ensemble des cratères cartographiés. Afin de calibrer au mieux cet algorithme et d'estimer l'erreur de nos mesures, nous avons comparé les mesures réalisées par notre

algorithme automatique avec des profondeurs mesurées plus précisément sur des modèles numériques de terrain produits à partir d'images HiRISE.

Notre algorithme calcule la profondeur à partir des statistiques des pixels couverts par chaque cratère. L'altitude du fond du cratère est estimée à partir du troisième centile des altitudes dans le cratère et l'altitude des crêtes par le soixantième centile des pixels touchant le bord du cratère. Nous avons aussi pu montrer que l'utilisation de l'altitude minimale au sein du cratère était à éviter car elle induit une erreur importante. Les mesures réalisées sur des MNT CTX présentent une erreur d'environ 6 m.

La section suivante est un article soumis au journal *MethodX* dans le but de partager cet algorithme. Cet article décrit en détail les mesures réalisées par notre algorithme, les données utilisées, ainsi que les utilisations possibles des données. L'introduction est générale et recoupe des points déjà abordés dans le chapitre 1.



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

MethodsX

journal homepage: www.elsevier.com/locate/mex

Method Article

Semi-automated crater depth measurements

Sylvain Breton*, Cathy Quantin-Nataf, Thomas Bodin,
Damien Loizeau, Matthieu Volat, Loic Lozac'h

Université Lyon 1, France



A B S T R A C T

Impact cratering is a major process driving planetary landscape evolution. Statistics of craters spatial density is extensively used to date planetary surfaces. Their degradation state and morphometry are also key parameters to understand surface processes.

To exploit the increasing coverage of digital terrain models (DEM) on Mars at high spatial resolution, we propose a semi-automated pipeline for crater depth measurement based on coupled optical images and DEM. From a craters map shapefile coupled with a co-registered DEM, we propose to measure crater depth as the difference between the 60th percentile of elevation values on the edge of the crater and the 3rd percentile value of the elevations within the crater. We present here this method and its calibration.

- Aside to this paper, we provide a simple python code of this pipeline.
- This method can rapidly produce crater depth dataset big enough to be interpreted statistically.
- We provide solid tests on the precision of measured crater depth. Especially, we show that minimal elevation value within a crater, sometime used as crater floor elevation, is a far less precise approximation than a low percentile of elevation.

© 2019 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

A R T I C L E I N F O

Method name: Semi-automated crater depth measurements

Keywords: Mars, Surface, Cratering, Image processing

Article history: Received 20 May 2019; Accepted 7 August 2019; Available online 23 August 2019

* Corresponding author.

E-mail addresses: sylvain.breton@univ-lorraine.fr (S. Breton), cathy.quantin-nataf@univ-lyon1.fr (C. Quantin-Nataf), thomas.bodin@ens-lyon.fr (T. Bodin), icdamien@gmail.com (D. Loizeau), matthieu.volat@univ-lyon1.fr (M. Volat).

<https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.08.007>

2215-0161/© 2019 The Authors. Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

Specifications Table

Subject Area:	Earth and Planetary Sciences
More specific subject area:	Crater morphometry
Method name:	Semi-Automated Crater Depth Measurements
Resource availability:	Python code in the supplementary material

Background

Impact craters are observed on every solid body of the solar system and drive the landscape evolution on many planetary surfaces. Their number, spatial density and shape hold key clues to planetary landscapes evolution [1–4].

The most common use of impact craters statistics is the analysis of their size-frequency distribution to study the exposure age of a planetary surface to meteoritic bombardment [5–7]. Thanks to the Apollo sample-return missions, a correlation has been established between the crater size-frequency distribution of lunar geological units and ages provided by radiometric dating [7,8]. Since then, we can attribute an absolute model age to planetary surfaces based on their crater size-frequency distribution [8]. However, the number of craters visible on a planetary surface can be affected by other parameters. Several studies investigated how crater size-frequency distributions were affected by phenomena such as resurfacing events by surfaces processes [9–12] or how the presence of a thick atmosphere modified the number of small craters [13]. Investigating these processes requires more complex models and thus complementary observations of crater shapes and densities.

Craters morphometry analysis is widely used, as parameters describing the shape and geometry of craters are affected by a wide range of phenomena [14,3,15,16]. First, the shape of the craters depends on impact dynamics. In cases of strength-dominated impacts, craters feature simple bowl-shape while in cases of gravity-dominated impacts, complex craters with a central peak are observed [3]. The target properties also play a role in the initial crater shape [14,17–19].

The observed shape of an impact crater not only depends on its formation conditions but also on its evolution. A wide range of surface processes affects the morphometry of craters. Among those processes, we can include sedimentary cycles (e.g. [12,20]), lava flows and degradation by new craters (e.g. [21,22]). Analyzing crater modification from their pristine shape is a way to probe the geological history of the crater vicinity.

Observation of degradation states of craters demonstrate that Noachian craters were highly degraded while Hesperian craters were less modified and Amazonian craters were rarely modified (e.g. [20,23]). To quantify crater degradation processes, the ratio between the crater depth and its diameter is widely used [14,24–31]. Assuming the initial depth of a crater, its observed depth to diameter ratio depends on age and obliteration rate, as the crater is filled by deposits and the rims are eroded [32].

Studies of Martian craters morphometry have already been conducted. Some provide scaling laws between depth and diameter for fresh craters ([33] and therein), while other focus on crater degradation with time [32,34,35]. However, those studies often rely on a restricted number of craters or mainly focus on large craters. Robbins and Hynes [27] database provide crater depth for Martian craters with a diameter larger than 3 km. With the growth of high-resolution imagery, below 10 m/pixel, it becomes now possible to study the dynamics and degradation of small impact craters on Mars (smaller than 100 m). In this diameter range, target properties may affect the initial crater/depth ratio [3,14,28]. This diameter range also covers many secondary craters which are generally shallower than primaries [26,36]. The increasing coverage of Martian surface by the Context Camera (CTX) images from The Mars Reconnaissance Orbiter mission (MRO) makes it possible to massively compute digital terrain models (DEM) using stereo-photogrammetry. Thousands of CTX DEMs are now available or computable for analyzing Martian small craters morphometry [37].

In their review of crater depth measurements, Robbins et al. [33] recommend avoiding unsupervised depth determination algorithms. For instance, automatic craters mapping programs detect circular depressions on DEM and give depth measurements [28], but those methods miss the shallowest craters. On the other hand, manual extraction of individual crater morphometry is time-consuming. Semi-automated depth measurements seem to be a good compromise between the two approaches.

Here we present a semi-automatic algorithm for measuring crater depths on a DEM. Crater depths are measured as the difference between the high 60th percentile value of elevations on the edge of the crater and the low 3rd percentile value of elevations within the crater. We describe the algorithm and the used imagery, which allows to rapidly produce large datasets of crater depth. We calibrated the parameters of the method by comparing produced depths with measurements made at higher spatial resolution. This comparison also provides error estimates on our measured depth. Quantification of the error allows a more robust exploitation of crater statistics with the kernel density estimation, providing continuous depth or diameter distributions.

Imagery datasets and processing

Mars surface elevation is described by various elevation datasets. First, a global model was produced by Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA) onboard Mars Global Surveyor (MGS). Elevations from MOLA have been converted into a global DEM with a spatial resolution (R_s) of 463 m/pixel [38]. Other Martian DEMs are produced by stereo-photogrammetry, from two images taken from different observation angles, and are aligned on MOLA data.

Mainly three instruments are used to perform stereo-photogrammetry on Mars. The High Resolution Stereo Camera (HRSC) onboard Mars Express ($R_s = 12\text{--}25$ m/pixel) [39,40], CTX onboard MRO ($R_s = 6$ m/pixel) [41,42] and HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment) also onboard MRO mission ($R_s = 50$ or 25 cm/pixel) [43,44].

The increasing coverage of Mars by visible imagery allows creating DEMs by stereo-photogrammetry with a better spatial resolution than MOLA. The calculated DEMs have at best the spatial resolution of the used images. The vertical resolution (R_v) of the DEM is not precisely determined but is expected to be around $1/4$ of the horizontal resolution of the images used for the stereo-photogrammetry [45]. The use of CTX and HiRISE stereo-photogrammetry data has been recommended to study crater morphometry, even for large craters, as the precision of these data is better than Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data [46].

All the management of images: images download, calibration, map-projection, DEM and ortho-images calculation have been performed thanks to the MarsSI application. The MarsSI application uses the AMES stereo-pipeline [45] to produce CTX or HiRISE DEMs and associated ortho-images on demand [37]. MarsSI produces DEMs with generic parameters, this allows easier and faster production of DEMs. However, computed products may contain more noise than a manually calibrated DEM. In order to quantify the coverages, we computed global coverages of the various data-set using MarsSI footprints.

Despite being the highest spatial resolution, HiRISE data suffers very low spatial coverage (~4% of image coverage and 0.3% of stereo-coverage). CTX images offer a very good trade-off between coverage and resolution with a resolution allowing to assess the morphometry of craters down to 50 m of diameter and a coverage large enough to provide sufficient crater statistics (almost 100% of image coverage and 17% of stereo-coverage). To better explore the ever larger CTX dataset, we propose a semi-automated depth measurements workflow, with a manual crater mapping a CTX image and an automatic rim to floor depth extraction from an aligned DEM.

In order to design and calibrate our automatic measurements and assess the precision of our depth measurements, we performed manual crater rim to floor depth measurements using HiRISE DTMs and orthoimages, as this data-set has a higher spatial resolution and precision than CTX data set.

Description of the semi-automatic pipeline

Manual crater mapping on CTX images

The fact that Ames stereo-pipeline provides a DEM perfectly aligned with an ortho-image is crucial. Visible imagery allows precise and rapid mapping of craters, even of the most degraded ones. With a crater map aligned with the DEM, it is possible to extract elevation information within and around the crater in order to measure depth.

We perform crater mapping on the CTX ortho-images under GIS environment (QGIS). Each crater is represented by a circle manually drawn from 2 points on opposite sides of the rim and stored as a polygon shapefile. Fig. 1 illustrates the mapping approach. This method may not be the most precise as it introduces an error on non-circular craters and craters with degraded rims [47]. However, the mapping is rapid and similar to the one proposed by the CraterTools extension of ArcGIS, a widely used tool in planetary science [48].

Description of the automatic pipeline

We provide aside this paper a code written in python. From a craters map saved as a shapefile and an associated DEM in the same projection system, this program computes depth for each crater and adds it, as a new attribute, to the shapefile. This section describes the algorithm used to measure depth.

The elevation of the floor of the crater can simply be estimated by the minimum elevation within the crater. However, DEMs may contain artifacts both of natural origin (subsequent craters on the floor) or artificial origin (DEM computation errors). To better assess the deepest point of the initial crater, we choose to use a low percentile. For each crater, we extract the elevation values of each pixel within the circle. Those elevation values are weighted by the area of the surface of the pixel included within the circle. From these elevations and weights, we compute a histogram and extract percentiles values (Fig. 1C).

The rim elevation is more difficult to estimate. Indeed, the rim can be unequally degraded, by surface processes and/or affected by younger impact craters. In order to consider this bias, we not only compute the median elevation value of the pixels touching the edge of the crater, but also higher percentiles value of those values. The provided code computes crater depth as the difference between the 60th percentile of elevation values on the edge of the crater and the 3rd percentile value of the elevations within the crater according the tests we present in the following section.

Parametrization

Creation of the test dataset

In order to design and calibrate our automatic measurements and assess the precision of our depth measurements, we performed manual crater rim to floor depth measurements using HiRISE DTMs and orthoimages, as this data-set has a higher spatial resolution than CTX data set. Our calibration set is composed of 182 craters depth measurements at HiRISE scale where HiRISE and CTX DEM were overlapping. Table 1 lists the used images. Fig. 2 is a histogram of diameters and depth of the test sample, the size frequency distribution follows a power law, which is representative of a classic crater database [49].

Crater depth can be either defined as the difference between the local surface and the bottom of the crater elevations or as the difference between the rim and the crater bottom elevations ([33] and references therein). We exclude the first method as the local surface is never homogenous in impacted surfaces, which may lead to large error in the measurements. We focus here on rim to floor depth. To perform such a measurement, a precise map of the rim is required, excluding local anomalies caused, for example, by other subsequent craters on the rim.

We manually mapped the floor and the rim of the crater on HiRISE images. The lowest point of the crater floor has been mapped as a polygon using HiRISE DEMs and images. The rim has been mapped

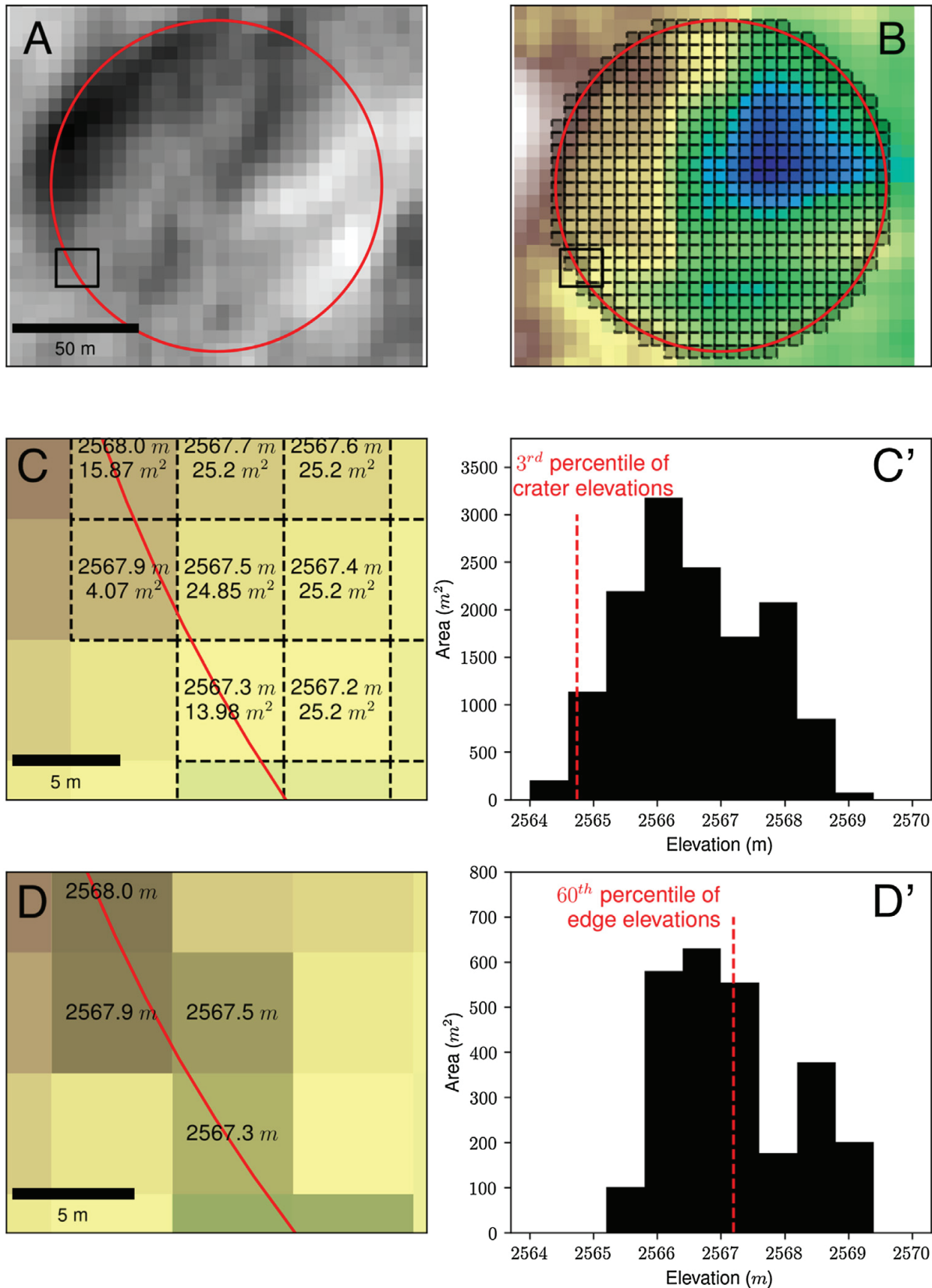


Fig. 1. The crater (red circle) is mapped on a CTX stereo-image (A). Depth is measured from the associated CTX DEM (B). (C) and (D) are close-ups on the crater edge. (C) illustrates how the pixels elevation values are weighted according to the intersecting area with the crater resulting in a weighted histogram (C'). (D) illustrates how the pixels representing the rim are selected, from those pixel values, the 60th percentile of elevation is computed (D').

Table 1

list of the used images for the test set.

Site ID	HiRISE orthoimages	DEM source	CTX orthoimages MarsSI and AMES	Number of craters
1	PSP_001782_1655 PSP_002204_1655	AMES stereo-pipeline	P02_001782_1657_XI_14S321W P03_002204_1657_XI_14S321W	10
2	ESP_011365_1365 ESP_011642_1365	HiRISE DEM Team	B04_011365_1364_XN_43S239W B05_011642_1364_XN_43S239W	19
3	ESP_017417_1655 ESP_016916_1655	AMES stereo-pipeline	B19_016916_1654_XN_14S230W B20_017417_1657_XN_14S230W	48
4	ESP_013213_1705 ESP_013635_1705	AMES stereo-pipeline	J04_046377_1728_XN_07S296W J05_046588_1709_XN_09S296W	34
5	ESP_024222_1590 ESP_024723_1590	AMES stereo-pipeline	G15_024222_1590_XN_21S252W G17_024723_1590_XN_21S253W	34
6	ESP_019346_1690 ESP_020190_1690	HiRISE DEM Team	G05_020190_1689_XN_11S334W G03_019346_1689_XN_11S334W	5
7	ESP_025174_1660 ESP_028207_1660 and ESP_028629_1660	AMES stereo-pipeline	G18_025174_1656_XN_14S325W D05_029051_1659_XN_14S325W	10
7'	ESP_029908_1660 ESP_029974_1660 and ESP_028629_1660 ESP_029051_1660	AMES stereo-pipeline	D05_029051_1659_XN_14S325W D07_029908_1662_XN_13S325W	22

as a polyline using HiRISE image excluding the parts of the rim degraded by other craters. We applied a 1 m buffer around the rim polyline (Fig. 3). Floor and rim elevation were then extracted as the median elevations of respectively the floor polygon and the rim buffer, using the raster statistic tool of QGIS.

These depth measurements at HiRISE scale are used to calibrate the parameters of the algorithm used to measure the depth on CTX data. We do not consider HiRISE measurements as foolproof, but we

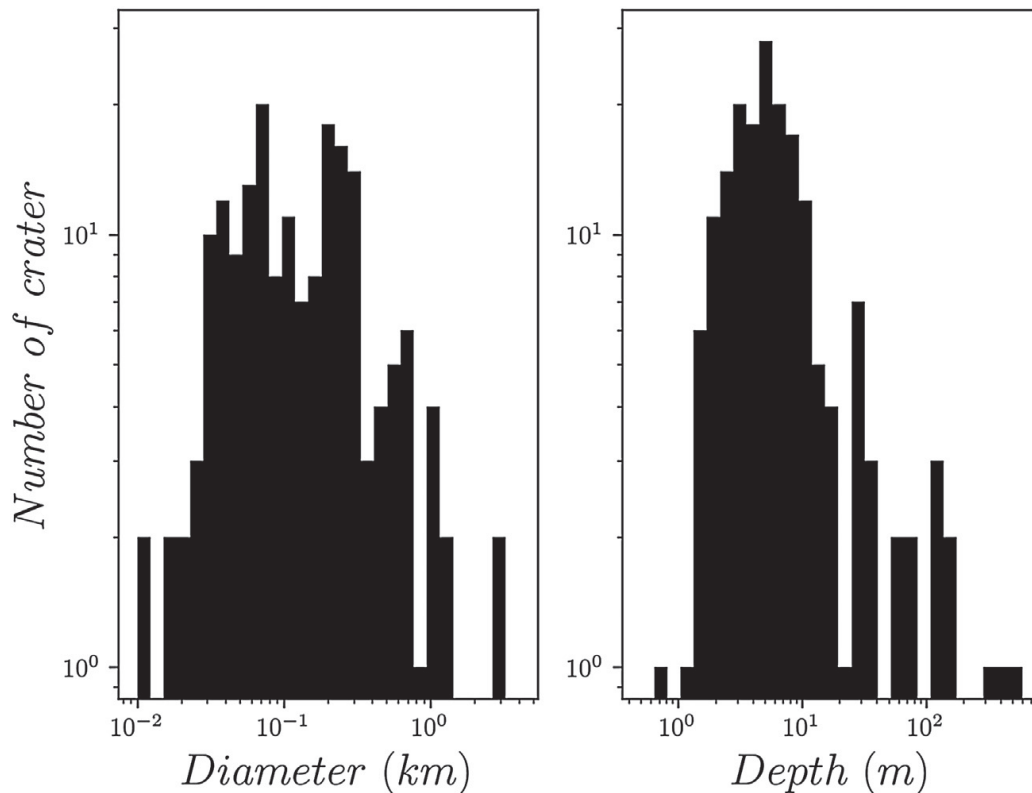


Fig. 2. Histogram of the diameters and depths of the test dataset. Both distributions are logarithmic. Our test sample presents depth and diameter distribution similar to observed crater populations.

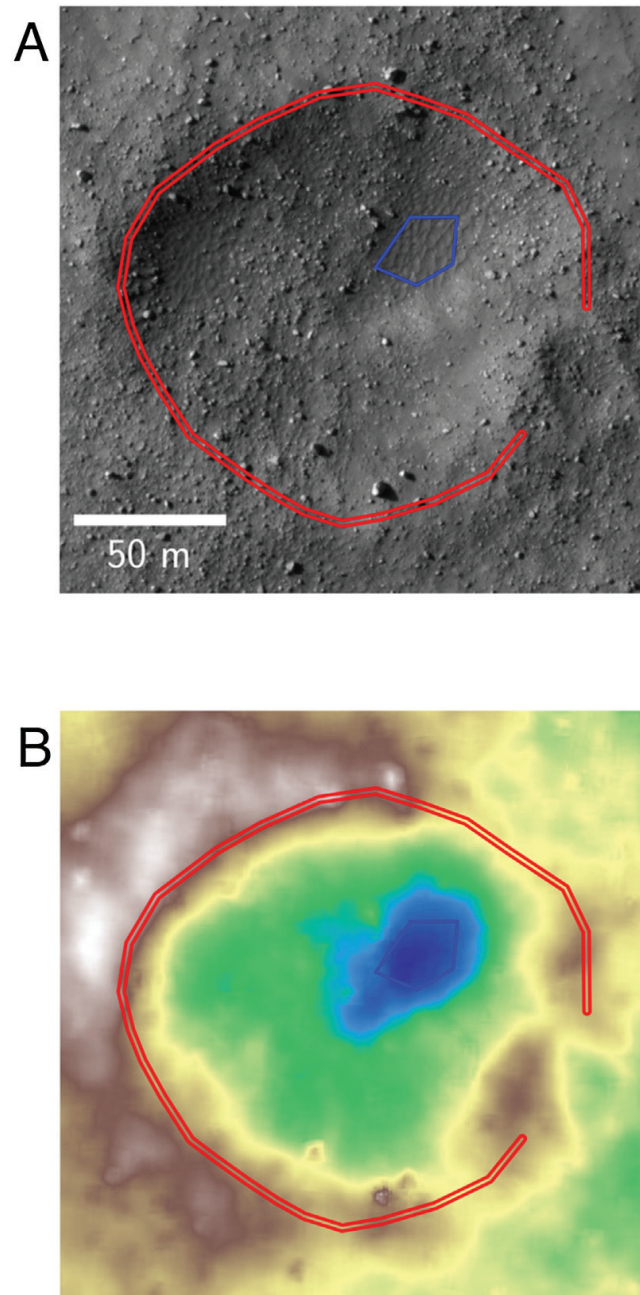


Fig. 3. Crater rim (red) and floor (blue) mapping on HiRISE stereo-image (A) and elevation map from HiRISE DEM (B). Crater represented is the same than in Fig. 1.

estimated that their error is negligible compared to CTX measurements. The next section describes how we used this test dataset to find the best floor and the rim elevation estimations.

Parameter tests

For a crater i , we note $\mathbf{d}_{a,i}$, the depth measured by our algorithm on CTX dataset and $\mathbf{d}_{m,i}$, the precise data measured on HiRISE (we consider the error on this measurement to be negligible). We note $\mathbf{r}_i = \mathbf{d}_{a,i} - \mathbf{d}_{m,i}$ the residual error and \mathbf{R} the set of the 182 residual errors.

We computed the sum of the absolute values of residual error $\chi = \sum_i |\mathbf{r}_i|$ to test the different percentile values. The lowest sum of residual error will determine the best percentile to use. We computed χ using different estimations of floor elevation and rim elevation. Fig. 4 represents the result of this computation for various combination of tested rim and floor elevations.

Crater floor estimation	<i>Min</i>	1491.0	1529.0	1539.0	1550.0	1563.0	1581.0	1597.0
	Z_1	806.0	773.0	776.0	777.0	780.0	788.0	794.0
	Z_2	727.0	681.0	681.0	679.0	681.0	686.0	691.0
	Z_3	708.0	652.0	648.0	643.0	643.0	645.0	648.0
	Z_4	737.0	675.0	668.0	663.0	659.0	661.0	662.0
	Z_5	777.0	709.0	701.0	692.0	687.0	685.0	685.0
	Z_{10}	962.0	878.0	869.0	856.0	848.0	842.0	838.0
	Z_{15}	1143.0	1044.0	1032.0	1017.0	1004.0	990.0	980.0
		<i>Edge_{med}</i>	<i>Edge₅₇</i>	<i>Edge₅₈</i>	<i>Edge₅₉</i>	<i>Edge₆₀</i>	<i>Edge₆₁</i>	<i>Edge₆₂</i>
		<i>Crater rim estimation</i>						

Fig. 4. Sum of residual errors represented relative to the different parameters used to estimate floor elevation and rim elevation. Z_i refers to i^{th} percentile of elevations within the crater and $Edge_i$ refers to the i^{th} percentile of elevations on the crater edge. Residual errors are both written and represented as a color. The lowest residual error corresponds to the 60th percentile of elevation values of pixel touching the crater edge minus the third percentile of elevation within the crater. For clarity reasons, only the parameters around the best estimation are represented.

As shown in Fig. 4, the floor elevation estimated as the 3rd percentile of elevation value within the crater, and the rim elevation as the 60th percentile of elevation values on the circle edge are the measurements minimizing the error. We set these parameters of our python code, but they can be easily tuned. Fig. 4 shows that simply taking the median of elevation around the crater and the minimum elevation within the crater results in large residual error. Especially, crater floor elevation should not be approximated by the minimal elevation within the crater. Using a low percentile value provide better results for a slightly higher computation time. The minimum elevation is probably too sensitive to DEM artifacts and local elevation anomalies like smaller craters on the floor. Fig. 5 shows a

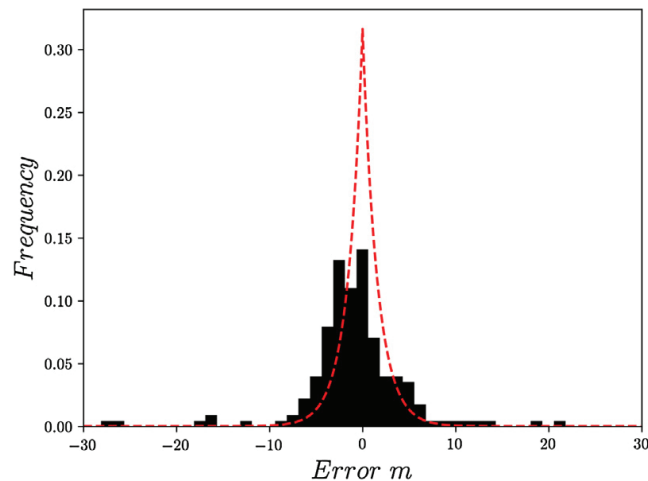


Fig. 5. Histogram of the residual error between depth computed by our program and precise HiRISE depth measurements. Red curve is the best fit with a Laplacian distribution, with a standard deviation of 5 m.

histogram of the residual error. This histogram can be described by a Laplacian law with a standard deviation of 5 m. This standard deviation seems independent from diameter or depth.

Discussion

Sources of error

We have estimated the error of our measurements to be about 5 m. This error can originate from the CTX DEM resolution. Indeed, automatically computed DEM may contain artifacts or holes, especially in area where it is difficult to correlate the stereo pairs. For instance, craters filled with sand have very smooth floors. On such smooth surfaces, correlation is challenging resulting in noisy or incomplete DEM. In such cases, the estimation of the bottom elevation of the crater may be challenging.

On the other hand, errors can also come from the approximations we made in our pipeline. For example, estimating the rim by a circle may be an issue in case of dissymmetric craters, such as the one resulting from low angle impacts, like in the case of secondary craters fields [36]. Along with this problem, we can cite the differences in diameter found by various mappers [47]. This error is estimated around 10% of the diameter of the crater. However, we expect our method to be stable regarding those variations, as the disk representing the crater has a high probability to contain both the bottom of the crater and a part of the rim. Only highly degraded craters may be a source of error as their rim can be unequally degraded.

Finally, overlapping craters can produce errors, either by increasing depth if they are within the measured crater, or by decreasing depth when located on the rim of the measured crater.

Interpretation of measured depths

This method allows the extraction of an extended crater morphometry dataset. However, the error on the measure is quite important for shallow craters. Considering a maximum depth over diameter ratio of 0.2 ([33] and therein), most craters less than 100 m of diameter are expected to have a depth less than 5 m. We recommend not to use this pipeline to measure depth for crater smaller than 100 m on CTX image. We also recommend not to use depth measured with this algorithm to interpret single crater depth as the error from a single crater depth measure may be large while on a wider data-set, the results can be statistically significant.

This algorithm is, indeed, designed to compute depth statistics for a large number of craters, typically a crater set of several hundred craters like the ones used for crater-based chronology. Depth measurements would actually add a new dimension to crater statistics. By analogy to crater size-frequency distributions, we propose the use of crater diameter vs depth frequency distributions. Those two-dimension distributions, can be used to determine, along with the age of the surface, the resurfacing history.

Conclusion

We present an algorithm that returns crater depth values from a crater map shapefile and an aligned DEM. We designed this algorithm to better interpret CTX digital terrain models (DEM). From a manually mapped crater shapefile and an aligned DEM we compute the depth as the difference between the 3rd percentile of elevation value within the crater and the 60th percentile of elevation values on the circle edge.

The calibration from HiRISE help us to constrain the error of the depth value extracted by our algorithm on CTX stereo-images. The error follows a Laplacian law with a standard deviation of about 5 m. We therefore, recommend using this pipeline to measure crater depth for crater larger than 100 m on CTX images.

HiRISE calibration shows that minimum elevation value within a crater must be avoided to estimate crater floor elevation, probably linked with local elevation anomalies or DEM errors.

We provide a python code that reproduce our pipeline. With this program and the MarsSI application, it becomes easy to compute large dataset of crater depth. This method may be extended to other datasets, as long as a crater shapefile is associated with a DEM. In this case, supplementary work should be done to assess errors on the measurements.

With about 17% of global coverage by CTX DEM, the algorithm offers large perspective to widely analyze the depth distribution of Martian craters down to 100 m. Such large depth dataset should help to better understand to interaction between surfaces processes and cratering mechanisms based on their shape distribution.

Acknowledgments

The research leading to these results has received funding from the European Research Council under the European Union's Seventh Framework Program (FP7/2007-2013)/ERC Grant agreement n° 280168. This paper has received the advice of Stuart Robbin and Gregory Michael.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary material related to this article can be found, in the online version, at doi:<https://doi.org/10.1016/j.mex.2019.08.007>.

References

- [1] M.H. Carr, J.W. Head, Geologic history of Mars, *Earth Planet. Sci. Lett.* 294 (2010) 185–203, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>.
- [2] C.R. Chapman, Cratering on Mars I. Cratering and obliteration history, *Icarus* 22 (1974) 272–291, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035\(74\)90177-8](http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(74)90177-8).
- [3] H.J. Melosh, *Impact Cratering: A Geologic Process*, (1989).
- [4] D.E. Wilhelms, The geologic history of the Moon, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1348 (1987) 302, doi:<http://dx.doi.org/10.1007/s13398-014-0173-7.2>.
- [5] W.K. Hartmann, G. Neukum, Cratering chronology and the evolution of Mars, *Space Sci. Rev.* 96 (2001) 165–194, doi:<http://dx.doi.org/10.1023/A:1011945222010>.
- [6] G.G. Michael, G. Neukum, Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: partial resurfacing events and statistical age uncertainty, *Earth Planet. Sci. Lett.* 294 (2010) 223–229, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.041>.
- [7] G. Neukum, B.A. Ivanov, W.K. Hartmann, Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system, *Space Sci. Rev.* 96 (2001) 55–86, doi:<http://dx.doi.org/10.1023/A:1011989004263>.
- [8] D. Stöffler, G. Ryder, Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units: chronological standard for the inner Solar System, *Space Sci. Rev.* (2001) 9–54.
- [9] W.K. Hartmann, Martian cratering III: theory of crater obliteration, *Icarus* 15 (1971) 410–428, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035\(71\)90119-9](http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(71)90119-9).
- [10] G.G. Michael, Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting, *Icarus* 226 (2013) 885–890, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2013.07.004>.
- [11] G.G. Michael, T. Kneissl, A. Neesemann, Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Poisson timing analysis, *Icarus* 277 (2016) 279–285, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.019>.
- [12] C. Quantin-Nataf, R.A. Craddock, F. Dubuffet, L. Lozac'h, M. Martinot, Decline of crater obliteration rates during early martian history, *Icarus* 317 (2019) 427–433, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2018.08.005>.
- [13] E.S. Kite, J. Williams, A. Lucas, O. Aharonson, Constraints on early Mars atmospheric pressure inferred from small ancient craters, *Astrophys. Astron.* (2013) 1–27.
- [14] E. Martellato, V. Vivaldi, M. Massironi, G. Cremonese, F. Marzari, A. Ninfo, J. Haruyama, Is the Linné impact crater morphology influenced by the rheological layering on the Moon's surface? Insights from numerical modeling, *Meteorit. Planet. Sci.* 52 (2017) 1388–1411, doi:<http://dx.doi.org/10.1111/maps.12892>.
- [15] P.J. Mouginiis-Mark, Martian fluidized crater morphology: variations with crater size, latitude, altitude, and target material, *J. Geophys. Res.* 84 (1979) 8011–8022.
- [16] W.A. Watters, L.M. Geiger, M. Fendrock, R. Gibson, C.B. Hundal, The role of strength defects in shaping impact crater planforms, *Icarus* 286 (2017) 15–34, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.12.024>.
- [17] N. Krishna, P.S. Kumar, Impact spallation processes on the Moon: a case study from the size and shape analysis of ejecta boulders and secondary craters of Censorinus crater, *Icarus* 264 (2016) 274–299, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2015.09.033>.
- [18] L.L. Tornabene, W.A. Watters, G.R. Osinski, J.M. Boyce, T.N. Harrison, V. Ling, A.S. McEwen, A depth versus diameter scaling relationship for the best-preserved melt-bearing complex craters on Mars, *Icarus* 299 (2018) 68–83, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2017.07.003>.
- [19] A.E. Williams, M.A. Persechino, The effect of projectile properties on target cratering, *Int. J. Impact Eng.* 5 (1987) 709–728.

- [20] N. Mangold, S. Adeli, S. Conway, V. Ansan, B. Langlais, A chronology of early Mars climatic evolution from impact crater degradation, *J. Geophys. Res. E: Planets* 117 (2012) 1–22, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2011JE004005>.
- [21] C.I. Fassett, B.J. Thomson, Crater degradation on the lunar maria: topographic diffusion and the rate of erosion on the Moon, *J. Geophys. Res. Planets* (2014) 1–17, doi:<http://dx.doi.org/10.1002/2014JE004698>.Received.
- [22] J.W. Head, Processes of Lunar Crater degradation: changes in style with Geologic Time, *Moon* 12 (1975) 299–329, doi:<http://dx.doi.org/10.1007/BF02629699>.
- [23] T. De Haas, E. Hauber, M.G. Kleinhans, Local late Amazonian boulder breakdown and denudation rate on Mars, *Geophys. Res. Lett.* 40 (2013) 3527–3531, doi:<http://dx.doi.org/10.1002/grl.50726>.
- [24] J.B. Garvin, J.J. Frawley, Geometric properties of Martian impact craters: preliminary results from the mars orbiter laser altimeter, *Geophys. Res. Lett.* 25 (1998) 4405–4408, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/1998GL900177>.
- [25] M.P. Golombek, J.A. Grant, L.S. Crumpler, R. Greeley, R.E. Arvidson, J.F. Bell, C.M. Weitz, R.J. Sullivan, P.R. Christensen, L.A. Soderblom, S.W. Squyres, Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars, *J. Geophys. Res. E: Planets* 111 (2006) 1–14, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002754>.
- [26] A.S. McEwen, B.S. Preblich, E.P. Turtle, N.A. Artemieva, M.P. Golombek, M. Hurst, R.L. Kirk, D.M. Burr, P.R. Christensen, The rayed crater Zunil and interpretations of small impact craters on Mars, *Icarus* 176 (2005) 351–381, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2005.02.009>.
- [27] S.J. Robbins, B.M. Hynek, A new global database of Mars impact craters ≥ 1 km: 1. Database creation, properties, and parameters, *J. Geophys. Res. E: Planets* 117 (2012) 1–18, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2011JE003966>.
- [28] T.F. Stepinski, M.P. Mendenhall, B.D. Bue, Machine cataloging of impact craters on Mars, *Icarus* 203 (2009) 77–87, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.026>.
- [29] N. Warner, S. Gupta, S.Y. Lin, J.R. Kim, J.P. Muller, J. Morley, Late Noachian to Hesperian climate change on Mars: evidence of episodic warming from transient crater lakes near Ares Vallis, *J. Geophys. Res. Planets* 115 (2010), doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2009JE003522>.
- [30] W.A. Watters, L.M. Geiger, M. Fendrock, R. Gibson, Morphometry of small recent impact craters on Mars: size and terrain dependence, short-term modification, *J. Geophys. Res. Planets* 120 (2015) 226–254, doi:<http://dx.doi.org/10.1002/2014JE004630>.
- [31] C.A. Wood, L. Andersson, New morphometric data for fresh lunar craters, *Lunar Planet. Sci. Conf. 9th*, Houston, Tex., 1978.
- [32] N.K. Forsberg-Taylor, A.D. Howard, R.A. Craddock, Crater degradation in the Martian highlands: morphometric analysis of the Sinus Sabaeus region and simulation modeling suggest fluvial processes, *J. Geophys. Res.* 109 (2004) E05002, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2004JE002242>.
- [33] S.J. Robbins, W.A. Watters, J.E. Chappelow, V.J. Bray, I.J. Daubar, R.A. Craddock, R.A. Beyer, M. Landis, L.R. Ostrach, L.L. Tornabene, J.D. Riggs, B.P. Weaver, Measuring impact crater depth throughout the solar system, *Meteorit. Planet. Sci.* 53 (2018) 583–637, doi:<http://dx.doi.org/10.1111/maps.12956>.
- [34] R.A. Craddock, T.A. Maxwell, Geomorphic evolution of the Martian highlands through ancient fluvial processes, *J. Geophys. Res. Planets* 98 (1993) 3453–3468, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/92JE02508>.
- [35] Y. Matsubara, R.P. Irwin, R.A. Craddock, A.D. Howard, L. Bandeira, Impact crater depth and diameter changes on Noachian Mars, *Lunar Planet. Sci. Conf.* 48 (2017) 2818.
- [36] C. Quantin-Nataf, O. Popova, W.K. Hartmann, S.C. Werner, Young Martian crater Gratteri and its secondary craters, *J. Geophys. Res. Planets* 121 (2016) 1118–1140, doi:<http://dx.doi.org/10.1002/2015JE004864>.
- [37] C. Quantin-Nataf, L. Lozac'h, P. Thollot, D. Loizeau, B. Bultel, J. Fernando, P. Allemand, F. Dubuffet, F. Poulet, A. Ody, H. Clenet, C. Leyrat, S. HARRISON, MarsSI: Martian surface data processing information system, *Planet. Space Sci.* 150 (2018) 157–170, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2017.09.014>.
- [38] E. Smith, M.T. Zuber, V. Frey, J.B. Garvin, O. Muhleman, H. Pettengill, R.J. Phillips, H.J. Zwally, C. Duxbury, G. Lemoine, A. Neumann, D.D. Rowlands, O. Aharonson, P.G. Ford, A.B. Iranov, L. Johnson, J. McGovern, J.B. Abshire, R.S. Afzal, X. Sun, Mars Orbiter Laser Altimeter: experiment summary after the first year of global mapping of Mars, *J. Geophys. Res. Atmos.* 106 (2001) 689–722.
- [39] K. Gwinner, R. Jaumann, E. Hauber, H. Hoffmann, C. Heipke, J. Oberst, G. Neukum, V. Ansan, J. Bostelmann, A. Dumke, S. Elgner, G. Erkeling, F. Fueten, H. Hiesinger, N.M. Hoekzema, E. Kersten, D. Loizeau, K.D. Matz, P.C. McGuire, V. Mertens, G.G. Michael, A. Pasewaldt, P. Pinet, F. Preusker, D. Reiss, T. Roatsch, R. Schmidt, F. Scholten, M. Spiegel, R. Stesky, D. Tirsch, S. Van Gasselt, S.H.G. Walter, M. Wählisch, K. Willner, The High Resolution Stereo Camera (HRSC) of Mars express and its approach to science analysis and mapping for Mars and its satellites, *Planet. Space Sci.* 126 (2016) 93–138, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2016.02.014>.
- [40] C. Heipke, J. Oberst, J. Albers, M. Attwenger, P. Dorninger, E. Dorrer, M. Ewe, J.R. Kim, R.L. Kirk, H. Mayer, J.P. Muller, R. Rengarajan, M. Rentsch, R. Schmidt, F. Scholten, J. Shan, M. Spiegel, M. Wa, Evaluating planetary digital terrain models—the HRSC DTM test, *Planet. Space Sci.* 55 (2007) 2173–2191, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2007.07.006>.
- [41] J.R. Kim, J.P. Muller, Very high resolution stereo DTM extraction and its application to surface roughness estimation over Martian surface, *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* 37 (2008) 993–998.
- [42] M.C. Malin, J.F. Bell, B.A. Cantor, M.A. Caplinger, W.M. Calvin, R.T. Clancy, K.S. Edgett, L. Edwards, R.M. Haberle, P.B. James, S. W. Lee, M.A. Ravine, P.C. Thomas, M.J. Wolff, Context camera investigation on board the mars reconnaissance orbiter, *J. Geophys. Res.* 112 (2007) 1–25, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2006JE002808>.
- [43] R.L. Kirk, E. Howington-Kraus, M.R. Rosiek, J.A. Anderson, B.A. Archinal, K.J. Becker, D.A. Cook, D.M. Galuszka, P.E. Geissler, T. M. Hare, I.M. Holmberg, L.P. Keszthelyi, B.L. Redding, W.A. Delamere, D. Gallagher, J.D. Chapel, E.M. Eliason, R. King, A.S. McEwen, Ultrahigh resolution topographic mapping of Mars with MRO HiRISE stereo images: meter-scale slopes of candidate Phoenix landing sites, *J. Geophys. Res. Planets* 114 (2009) 1–31, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2007JE003000>.
- [44] A.S. McEwen, E.M. Eliason, J.W. Bergstrom, N.T. Bridges, C.J. Hansen, W.A. Delamere, J.A. Grant, V.C. Gulick, K.E. Herkenhoff, L.P. Keszthelyi, R.L. Kirk, M.T. Mellon, S.W. Squyres, N. Thomas, C.M. Weitz, Mars reconnaissance orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE), *J. Geophys. Res.* 112 (2007) 1–40, doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2005JE002605>.
- [45] D.E. Shean, O. Alexandrov, Z.M. Moratto, B.E. Smith, I.R. Joughin, C. Porter, P. Morin, An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 116 (2016) 101–117, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>.

- [46] P.J. Mouginiis-Mark, J.M. Boyce, V.L. Sharpton, H. Garbeil, Determination of Mars crater geometric data: insights from high-resolution digital elevation models, *Meteorit. Planet. Sci.* 15 (2017) 1–15, doi:<http://dx.doi.org/10.1111/maps.12895>.
- [47] S.J. Robbins, I. Antonenko, M.R. Kirchoff, C.R. Chapman, C.I. Fassett, R.R. Herrick, K.N. Singer, M. Zanetti, C. Lehan, D. Huang, P.L. Gay, The variability of crater identification among expert and community crater analysts, *Icarus* 234 (2014) 109–131, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.02.022>.
- [48] T. Kneissl, S. Van Gasselt, G. Neukum, Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments—new software tool for ArcGIS, *Planet. Space Sci.* 59 (2011) 1243–1254, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2010.03.015>.
- [49] J. Young, A statistical investigation of diameter and distribution of lunar craters, *J. Br. Astron. Assoc.* 50 (1940) 309–326.

2.3 Représenter les densités de cratères en fonction du diamètre et de la profondeur

2.3.1 Distribution en fréquence de taille et de profondeur des cratères

Description

Par analogie avec les distributions en fréquence de taille nous avons développé les distributions en fréquence de taille et de profondeur. Après avoir cartographié les cratères et extrait les profondeurs de chaque cratère grâce à notre programme décrit précédemment, on peut représenter chaque cratère dans l'espace diamètre profondeur (figure 2.14). À partir de ces données nous avons créé des distributions équivalentes aux distributions en fréquence de taille incluant des informations de profondeur.

Afin d'obtenir une représentation continue de nos données de cratères, nous avons choisi d'utiliser des estimations par noyau en deux dimensions ; le principe est le même que celui décrit par [Robbins *et al.* \(2018a\)](#) mais les cratères sont cette fois-ci étalés selon une distribution normale en 2D. Cette distribution est centrée autour de la position (D_i, d_i) qui correspond aux données mesurées et la densité de probabilité est décrite par l'équation 2.1, avec σ_D et σ_d l'erreur sur les mesures de diamètre et de profondeur. On suppose ici que les erreurs sur le diamètre et la profondeur sont indépendantes. Cette hypothèse a été partiellement vérifiée puisque dans le cas de mesures faites avec notre programme de mesure, les tests sur les données HiRISE ont montré que l'erreur sur les mesures de profondeur ne dépendait pas du diamètre.

$$P(D, d) = \frac{1}{2 \times \pi \times \sigma_D \times \sigma_d} \times \exp\left(-\frac{(D - D_i)^2}{2\sigma_D^2} - \frac{(d - d_i)^2}{2\sigma_d^2}\right) \quad (2.1)$$

La densité finale est la somme de l'ensemble de ces gaussiennes normalisées par les pas de diamètre et de profondeur et l'aire de la surface étudiée. Afin de gagner du temps de calcul, nous avons limité chaque gaussienne à son enveloppe $3 \times \sigma$, ce qui correspond à 99,5 % du cratère. Les distributions de cratère étant en double loi de puissance, les pas de diamètre sont en échelle logarithmique. Le pas de profondeur est lui linéaire. Le programme python, permettant à partir d'une liste de diamètres, de profondeurs et

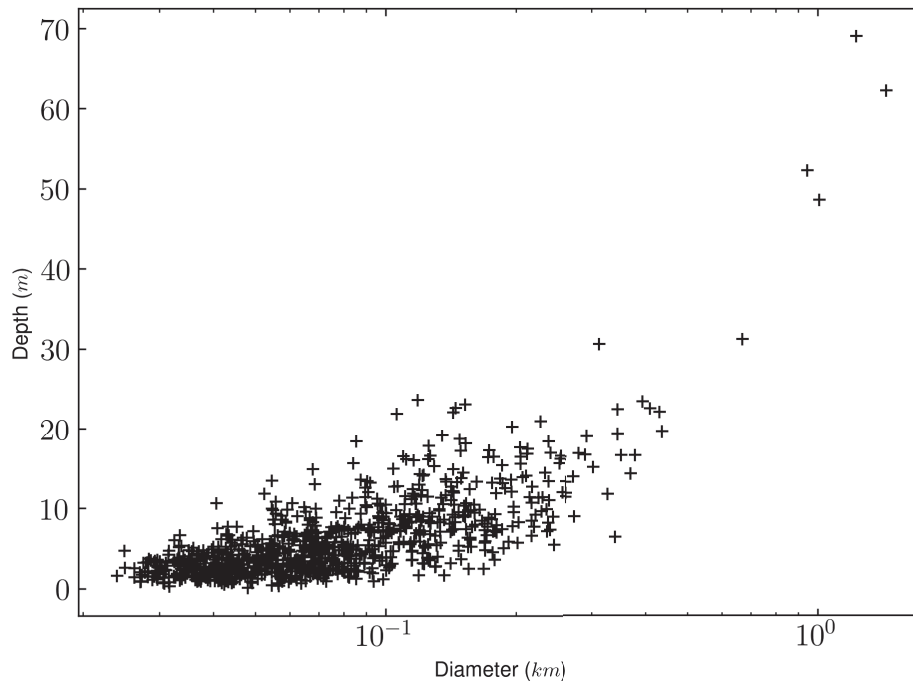


Fig. 2.14 – Représentation dans l’espace diamètre profondeur d’une population de cratères cartographiée sur *Oxia Planum*. Cette carte a été réalisée à partir de données CTX et comporte 608 cratères sur une surface d’environ 109 km².

d’aires associées à chaque cratère, est schématisé par la figure 2.15.

Au cours de la création de ces densités, nous nous sommes demandé sous quelle forme utiliser la profondeur. En effet, un paramètre très couramment utilisé est le ratio profondeur sur diamètre noté d/D . Ce ratio présente l’avantage d’être compris entre 0,3 et 0 quelle que soit la taille du cratère. Cependant, nous avons préféré représenter directement la profondeur sur une échelle logarithmique. D’une part, une telle représentation est plus lisible et compréhensible et les deux paramètres sont bien observables, d’autre part, l’erreur sur la profondeur pouvait entraîner des valeurs aberrantes de ratio d/D pour les petits cratères (figure 2.16).

Représentation graphique

Les distributions en fréquence de taille et de profondeur se présentent sous la forme de matrices; afin de fournir une représentation de cette information, nous proposons d’utiliser une carte de chaleur. En plus de cette carte de chaleur, nous représentons une distribution en fréquence taille permettant de visualiser rapidement de façon plus

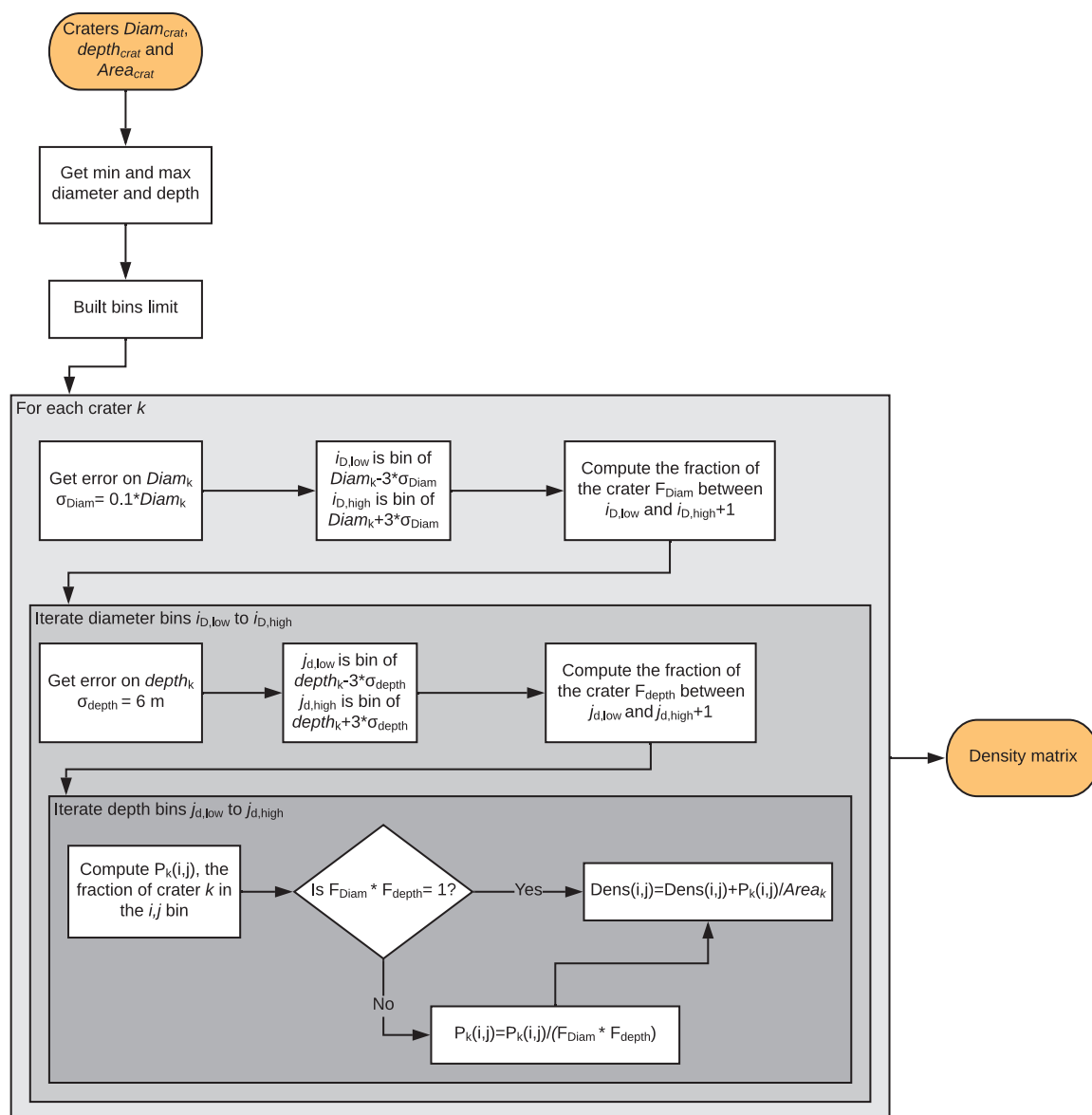


Fig. 2.15 – Schéma explicatif du programme de création de distribution en fréquence de taille et de profondeur à partir d'une liste de cratères avec leur diamètre, leur profondeur et leur aire de référence.

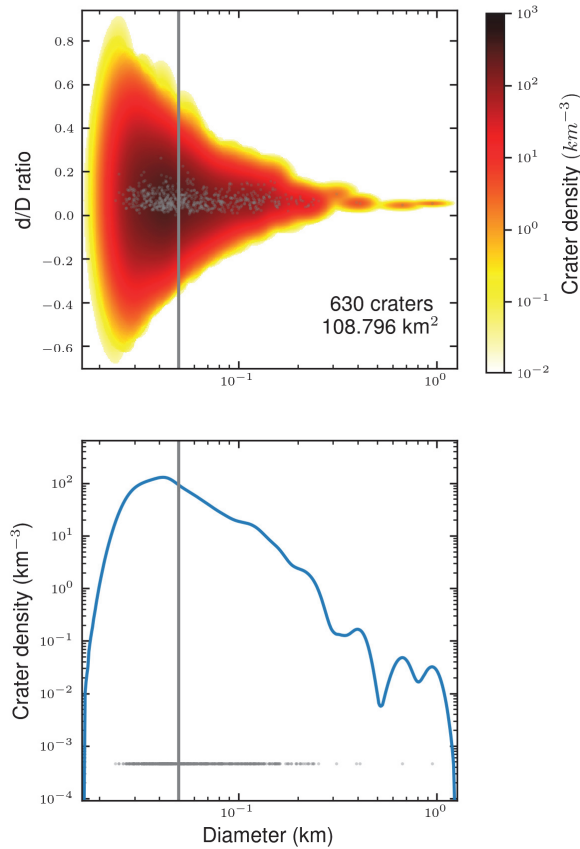


Fig. 2.16 – Exemple de distribution dans l'espace diamètre, ratio profondeur sur diamètre. Chaque point gris représente un cratère. La ligne grise signale le diamètre en dessous duquel la carte n'est pas complète. L'utilisation du ratio au lieu de la profondeur rend la carte de densité très peu informative, mettant plus en évidence l'augmentation de l'erreur sur le ratio pour les petits cratères que la variation des profondeurs avec le diamètre. La carte a été réalisée sur une image CTX de *Oxia Planum* et comporte 608 cratères sur une surface d'environ 109 km^2 .

classique la population de cratères.

Par analogie avec les distributions en fréquence de taille, les axes de diamètre et l'échelle de couleur représentant les densités de cratères sont en échelle logarithmique. L'utilisation d'un axe de profondeur linéaire permet une lecture plus claire des données. Il est à noter que, à cause de l'étalement causé par l'utilisation d'estimation par noyau, les cratères de moins de 3σ de profondeur (18 m dans notre cas) sont parfois "étalés" jusqu'à des valeurs négatives. La profondeur nulle en dessous de laquelle les densités calculées sont des artefacts est représentée par une ligne grise. De même, le diamètre au-dessous duquel la carte n'est plus complète est identifié à partir de la distribution en fréquence de taille et représenté par une ligne noire (figure 2.17).

Le diamètre est exprimé en kilomètres; nous avons choisi d'exprimer la profondeur en mètre, car cette unité est plus adaptée à l'échelle des profondeurs observées.

La densité de cratère est un nombre de cratère par aire (km^2) normalisé par le pas de diamètre (km) et le pas de profondeur (m); pour des raisons de lisibilité la densité est exprimée en km^{-4} .

Comme recommandé par Robbins *et al.* (2018a), il est important de pouvoir visualiser les données à l'origine de la carte de chaleur ainsi que la limite de résolution. Chaque cratère est donc représenté par un point vert (figure 2.17), ce qui permet de rapidement visualiser les zones résultant de l'étalement des données par l'estimation par noyau. Le nombre de cratères utilisé et l'aire de la surface cartographiée sont mentionnés dans la figure

Enfin, il est nécessaire d'associer une erreur aux mesures de densités, à la fois pour visualiser rapidement la précision des données, mais aussi pour exploiter ces densités dans des interprétations plus complexes. La partie suivante est dédiée à l'estimation de cette erreur.

2.3.2 Estimation de l'erreur

Bootstrapping

Afin d'estimer l'erreur sur les densités mesurées nous avons utilisé des méthodes de bootstrapping. Nous avons implémenté les différentes méthodes décrites dans la partie précédente. La méthode 1 avec sélection aléatoire parmi les cratères ayant servi à

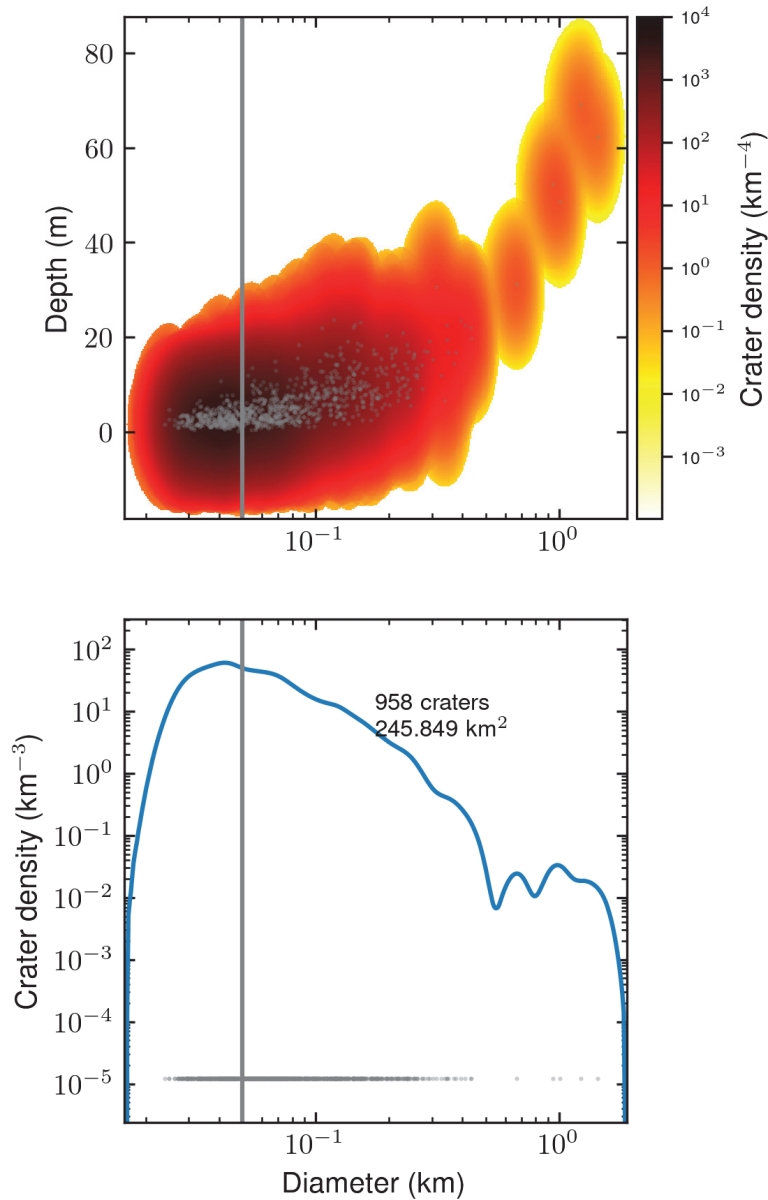


Fig. 2.17 – Proposition de formalisme pour représenter les distributions en fréquence de taille et de profondeur de cratères. La figure du haut représente la densité, les points gris représentent les cratères utilisés pour calculer la distribution. La figure du bas est une distribution en fréquence de taille différentielle, les points gris représentent les cratères utilisés pour calculer la distribution. Le traits gris vertical représente le diamètre minimal en dessous duquel la carte est incomplète. La carte a été réalisée sur une image CTX de *Oxia Planum* et comporte 608 cratères sur une surface d'environ 109 km^2 .

construire la densité, la méthode 1.2 similaire avec ajout de bruit sur les diamètres et profondeur, la méthode 2 qui utilise la densité initiale comme fonction de distribution et la méthode 4 qui utilise la densité initiale comme espérance d'une loi de Poisson pour créer les distributions synthétiques. Pour chacune de ces méthodes, nous avons mesuré l'enveloppe 1σ et l'écart type calculé par bootstrapping.

La figure 2.18 présente les cartes d'erreur obtenues. Les pixels noirs représentent les zones pour lesquelles la valeur de densité initiale est située en dehors de la distribution des densités synthétiques ; par exemple pour la ligne supérieure ceci signifie que toutes des densités de bootstrap sont inférieures à la densité initiale. Il est donc impossible de calculer une erreur dans ces zones avec la méthode de bootstrap concernée. Ces effets indésirables sont semblables à ceux rencontrés à la limite inférieure des distributions en fréquence de taille (figure 2.11). Dans notre cas en deux dimensions, l'origine de ces effets indésirables est encore une fois l'étalement des données causé par l'estimation par noyau. L'utilisation de la méthode de réflexion au niveau de la limite inférieure de diamètre décrite dans le cas des distributions en une dimension ne permet pas de résoudre ces problèmes. La figure 2.19 représente une distribution en fréquence de profondeur pour un diamètre présentant ces effets indésirables. Les densités de bootstrap sont systématiquement surestimées aux limites et sous-estimées au centre de la distribution ; l'utilisation de méthodes de correction des effets aux limites des estimations par noyaux pourrait peut-être résoudre ce problème mais nous n'avons pas trouvé de correction adéquate.

En l'absence de solution pour résoudre ces effets indésirables du bootstrap, l'utilisation des méthodes 1.2, 2 et 4 est donc exclue. La méthode 1 est aussi exclue pour les mêmes raisons que dans le cas 1D avec des erreurs très faibles dans les zones sans données.

Discussion sur l'utilisation du bootstrapping

Le bootstrapping est une méthode de calcul de l'erreur qui mesure la variabilité d'un résultat si l'on introduit de légers changements dans le jeu de donnée de base. Ici ces légers changements de base peuvent être la non détection d'un cratère, ou encore l'ajout d'une dépression n'étant pas un cratère. Cependant, on peut se demander si cette approche est la plus pertinente, en effet le choix aléatoire des cratères ne dépend pas de leur diamètre ou de leur profondeur, or, les chances de détection d'un cratère dépendent directement

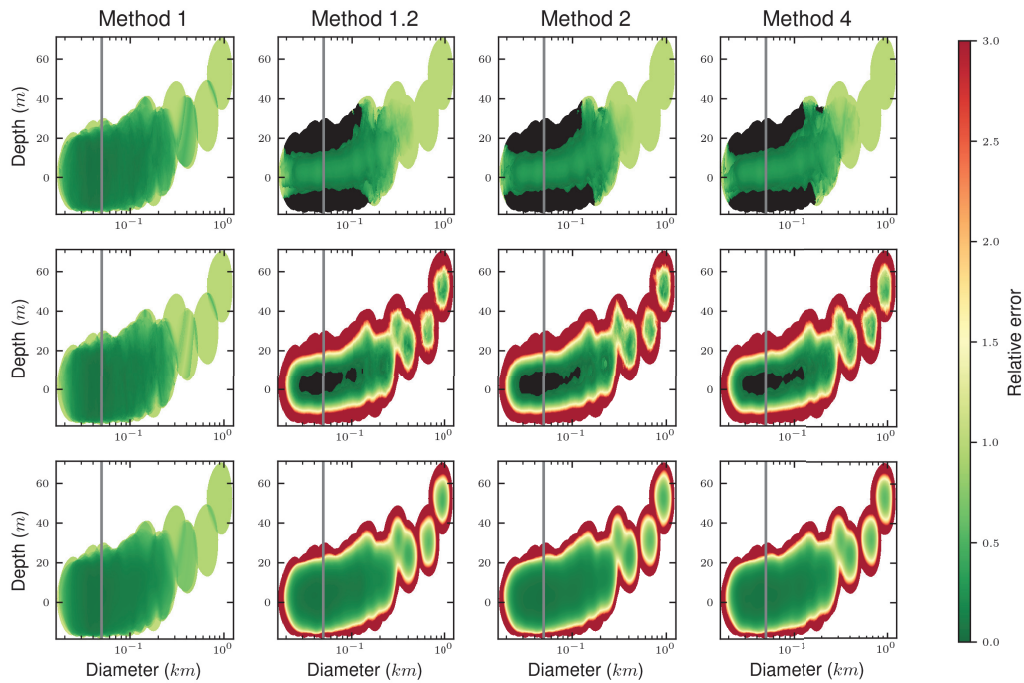


Fig. 2.18 – Erreurs relatives sur les densités, calculées par bootstrapping. Les différentes colonnes représentent différentes techniques de bootstrap. de gauche à droite, sélection aléatoire parmi les cratères initiaux (méthode 1), avec ajout de bruit (méthode 1.2), création d’une population synthétique en utilisant la densité comme distribution de probabilité (méthode 2) et utilisation de la densité comme espérance d’une loi de Poisson pour créer une population synthétique (méthode 4). La ligne du haut représente l’enveloppe inférieure 1σ , la ligne du milieu l’enveloppe supérieure 1σ et la ligne du bas l’écart-type des densités de bootstrap. Les zones noires représentent les points pour lesquels la densité initiale est plus petite que la plus petite des densités de bootstrap (ligne du haut) ou plus grande que la plus haute des densités de bootstrap (ligne du milieu).

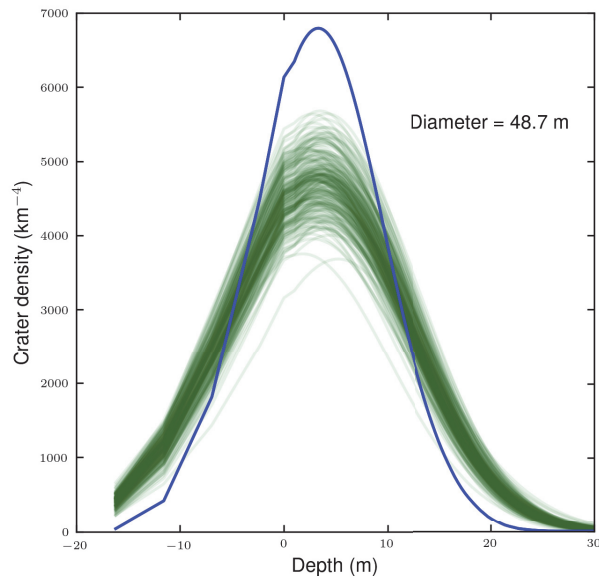


Fig. 2.19 – Exemple d’une distribution en fréquence de profondeur pour un pas de diamètre présentant des effets indésirables lors de l’utilisation de bootstrap. La courbe bleue représente la densité initiale et les courbes vertes les densités de bootstrap (méthode 4). Le choix des cratères pour réaliser le bootstrap tend à aplatir les distributions.

de son état de conservation. Il faudrait alors s’interroger en détail sur les pourcentages de détection de cratères en fonction de leur diamètre et intégrer cette information lors du choix aléatoire des cratères.

De plus, dans notre cas, l’étalement des profondeurs liées à l’estimation par noyau entraîne des artefacts lors de l’application du bootstrapping. Des tests supplémentaires pourraient permettre de trouver une solution aux effets indésirables du bootstrapping, en réfléchissant notamment à des méthodes de réflexion des données.

A défaut de mesurer la sensibilité des densités aux jeux de donnée utilisés, nous avons utilisé l’hypothèse originale selon laquelle l’occurrence des cratères suis une loi de Poisson. En particulier, dans les gammes de diamètre pour lesquelles le nombre de cratères est faible, cette source d’erreur est la plus importante. Ceci n’est d’ailleurs pas capturé par les méthodes de bootstrapping.

Dans le cadre de cette hypothèse, les barres d’erreurs peuvent être construite à partir de l’asymétrie de la loi de Poisson égale à la racine carré de l’espérance λ avec ici $\lambda = Area \times f(D, d)$.

2.4 Conclusion

Nous avons donc vu dans ce chapitre comment, à partir d'une image satellite et d'un MNT associé nous avons pu calculer une distribution en fréquence de taille et de profondeur.

La création de MNT par stéréo photogrammétrie permet d'obtenir une très large couverture à haute résolution, en particulier en utilisant les images CTX pour lesquelles la couverture globale est presque de 100%. On peut alors cartographier les cratères sur les images associées au MNT et extraire leur profondeur grâce à un algorithme développé au cours de la thèse.

Ces populations discrètes de cratères avec leur diamètre et leur profondeur associés sont ensuite transformées en distributions en fréquence de taille et de profondeur continues. L'utilisation d'une estimation par noyau permet une meilleure extrapolation de ces populations. De plus l'utilisation des erreurs estimées sur les mesures de diamètre et de profondeur permet un traitement des données plus rigoureux.

Lors du développement de notre algorithme de mesure de profondeur nous avons déterminé une erreur de 6 m sur les mesures réalisées sur CTX. Cependant, cette valeur est relativement importante, ce qui entraîne un fort étalement des données pour les petits cratères. Nous recommandons de limiter les analyse aux cratères de plus de 150 m de diamètre, dont la profondeur théorique est de plus de 30 m et donc significativement différente d'une valeur nulle.

Suivant les recommandations de [Robbins *et al.* \(2018a\)](#), nous avons essayé d'utiliser des méthodes de bootstrapping pour estimer l'erreur sur nos mesures de fréquence de cratères. Cette méthode ne s'est pas montrée efficace pour calculer des barres d'erreur, nous avons donc finalement choisi d'utiliser l'hypothèse selon laquelle le nombre de cratères et donc les densités calculées suivent une loi de Poisson.

3

Modélisation et Méthodes inverses

L'utilisation de modèles est très répandue en sciences de la Terre. Qu'ils soient analogiques ou numériques, leur objectif est d'essayer de reproduire au mieux des observations. En comparant les résultats des modèles aux données, on peut valider ou invalider les paramètres d'entrée du modèle. La simple constatation de ressemblance entre un modèle et des observations n'est bien sûr pas suffisante et il est important de préciser et quantifier l'observation étudiée avec des valeurs numériques, d'où l'importance du travail de quantification des paysages que nous avons réalisé.

La comparaison entre les données observées et les données modélisées, ainsi que le choix du meilleur modèle peuvent être regroupés sous le terme méthodes inverses par opposition aux cas où une méthode permet de retrouver les paramètres d'entrée directement (figure 3.1). Dans cette partie, nous allons décrire les modèles utilisés pour reproduire des populations de cratères, ainsi que les méthodes utilisées pour déterminer le meilleur modèle.

Tout au long de cette thèse, nous avons développé un modèle d'évolution des populations de cratères prenant en compte l'oblitération. Nous présentons ici ce modèle en détail. De plus, nous incluons un article qui utilise ce modèle afin d'interpréter les populations de cratères dans la région de Chryse. Nous présenterons aussi les possibles développements et exploitations futures du modèle.

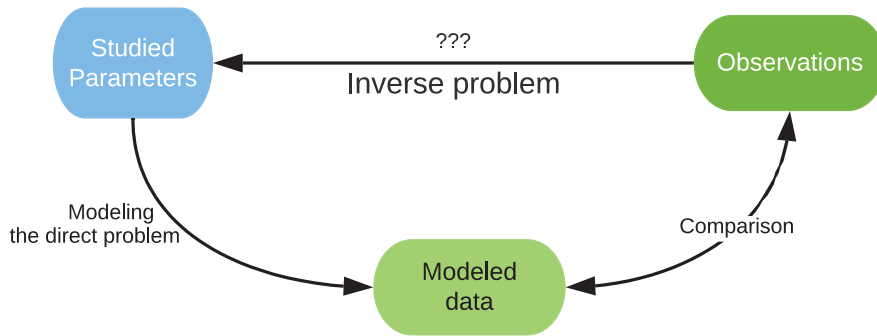


Fig. 3.1 – Schéma explicatif de l'utilisation d'un modèle pour mieux comprendre des données.

3.1 Modéliser la cratérisation

Le nombre de cratères sur une surface a été relié à l'âge de la surface grâce aux retours d'échantillons des missions Apollo, d'abord sur la Lune mais aussi sur d'autres corps du système solaire par extrapolation (voir la partie 1.2 pour plus de détails). La distribution en fréquence de taille est décrite par une fonction de production qui est multipliée par une fonction de chronologie reproduisant l'accumulation des cratères au cours du temps. Ces deux fonctions sont données par l'équation 3.1. Pour Mars il existe deux systèmes de chronologie utilisés présentant différents coefficients. Plus précisément, il existe une fonction de production décrite par Ivanov (2001) et deux fonctions de chronologie décrites respectivement par Ivanov (2001) et Hartmann et Neukum (2001) (table 3.1). Nous avons utilisé au cours de cette thèse, la fonction de production et la fonction de chronologie de Ivanov (2001).

$$\log(F_c(D, age)) = \log(F_c(1km, age)) + \sum_{i=1}^{12} (a_i \times \log(D)^i) \quad (3.1)$$

$$F_c(1km, age) = C_1 \times (e^{C_2 \times age} - 1) + C_3 \times age$$

L'utilisation de distributions en fréquence de taille sous leur forme différentielle, plutôt que sous leur forme cumulative est plus pertinente, d'autant plus lorsqu'on souhaite observer les phénomènes d'oblitération des petits cratères. La forme dérivée des distributions est le plus souvent calculée par différence finie $f(D, age) = \frac{-\Delta F_c}{\Delta Diam}$, mais nous

avons également utilisé la dérivée de cette fonction (équation 3.2).

$$f(D, age) = \frac{F_c(D, age)}{D} \times \sum_{i=1}^{11} (a_i \times i \times \log(D)^{i-1}) \quad (3.2)$$

Coefficients pour les fonctions de production martiennes (Ivanov, 2001)

a_0	-3.383677	a_1	-3.197453	a_2	1.256814
a_3	7.915374×10^{-1}	a_4	-4.860814×10^{-1}	a_5	-3.630098×10^{-1}
a_7	1.015683×10^{-1}	a_7	6.755923×10^{-2}	a_8	-1.180639×10^{-2}
a_9	-4.753462×10^{-3}	a_{10}	6.232845×10^{-4}	a_{11}	5.805492×10^{-5}

Coefficients pour les fonctions de production martiennes (Neukum, 1983)

a_0	-3.7887	a_1	-2.9076	a_2	1.187
a_3	3.8419×10^{-1}	a_4	-3.9553×10^{-1}	a_5	-1.6517×10^{-1}
a_6	5.8655×10^{-2}	a_7	2.6348×10^{-2}	a_8	-3.6585×10^{-2}
a_9	-1.6354×10^{-3}	a_{10}	7.3875×10^{-5}	a_{11}	2.8421×10^{-5}

Coefficients décrivant le flux d'impact pour Mars (Ivanov, 2001)

C_1	2.68×10^{-14}	C_2	6.93	C_3	4.13×10^{-4}
-------	------------------------	-------	--------	-------	-----------------------

Coefficients décrivant le flux d'impact pour Mars (Hartmann et Neukum, 2001)

C_1	3.22×10^{-14}	C_2	6.93	C_3	4.875×10^{-4}
-------	------------------------	-------	--------	-------	------------------------

Tab. 3.1 – Coefficients décrivant les fonctions de production martiennes et le flux d'impact associé.

Ces deux fonctions, en estimant le nombre de cratères sur une surface en fonction de son âge constituent un modèle. La figure 3.2 représente différentes isochrones produites à partir du modèle de Ivanov (2001).

Il est important ici de préciser que ces modèles sont loin d'être parfaits; Neukum *et al.* (2001) estime que les densités estimées pourraient différer des densités réelles d'un facteur 2. Cette incertitude est causée par l'impossibilité de contraindre le flux d'impacteur à partir de datations d'échantillons de roches martiennes, l'extrapolation du flux lunaire à Mars est uniquement basée sur des modèles d'évolution du système solaire, eux mêmes assez peu contraints. Malgré ces problèmes, la datation par distribution en fréquence de taille de cratère est la seule manière de dater les surfaces martiennes. De plus, l'ensemble des études datant Mars prennent pour postulat ces modèles; les âges donnés sont donc comparables d'une étude à une autre et les valeurs relatives sont justes. On préférera donc parler d'âges modèles lorsqu'on parle des âges donnés par les distributions en fréquence de taille (Hartmann (2005)); l'erreur absolue sur ces âges est

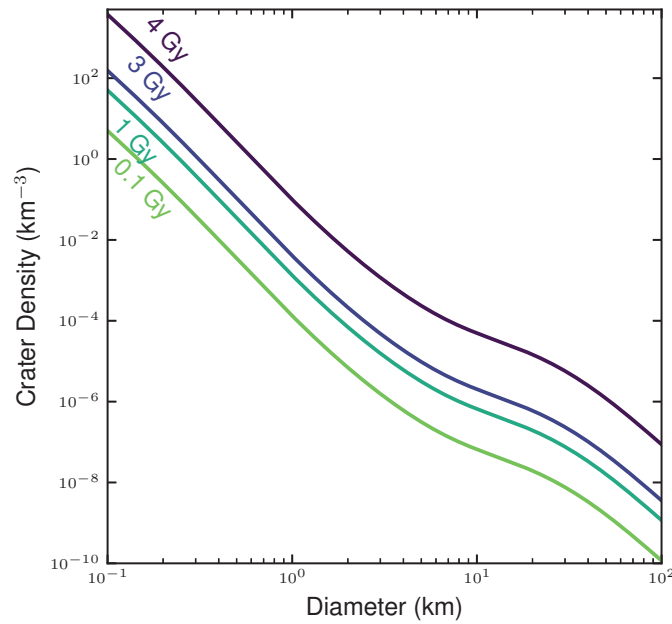


Fig. 3.2 – Représentation des isochrones Martiennes 0.1, 1, 3 et 4 milliards d’années calculées d’après le système chronologique de [Ivanov \(2001\)](#).

donc beaucoup plus importante que l’erreur habituellement affichée qui est une erreur statistique. Cette erreur statistique représente l’adéquation entre le modèle et les données et peut être assimilée à une erreur relative entre différentes datations utilisant le même modèle..

3.2 Modéliser l’oblitération des cratères

Le modèle de cratérisation proposé ci-dessus reste très simple, on ne considère qu’un seul phénomène : la cratérisation. Sur certaines surfaces, on observe une différence entre ce modèle et les SFDs observées, en particulier pour les petits cratères. Les SFDs des petits cratères ont une pente moins importante que les isochrones. Ce phénomène, également appelé effet Opik ([Opik, 1966](#)), est caractéristique de processus de renouvellement de la surface. Les processus de renouvellement de la surface incluent l’érosion, la sédimentation ou encore le remplissage par des coulées de lave. De manière générale, on parlera de processus d’oblitération des cratères. Cette inadéquation entre les modèles et les données peut poser problème mais est aussi, en soit, une source d’informations (figure 3.3). Afin de mieux comprendre l’évolution des populations de cratères soumises à des phénomènes de renouvellement de la surface, nous avons modélisé de telles po-

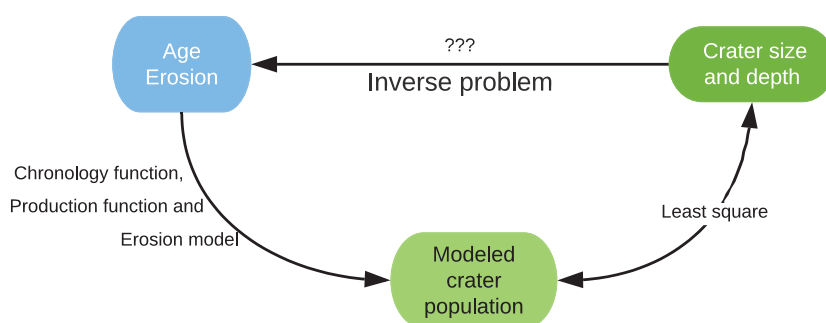


Fig. 3.3 – En modélisant l’effet de l’oblitération sur les distributions en fréquence de taille et de profondeur des populations de cratère, on peut, à partir des populations observées sur Mars, remonter à l’histoire des processus de surface de la planète.

pulations. Comme expliqué dans le chapitre précédent, la complexification du modèle s’accompagne d’une complexification des données. Nous avons donc ajouté la profondeur des cratères dans nos modèles. Cette partie décrit les programmes que nous avons développés afin de modéliser l’évolution des populations de cratères martiennes en nombre et en profondeur, en fonction de leur âge et de l’oblitération qu’elles ont subies.

3.2.1 Description des modèles

Modéliser une population de cratères

Afin de mieux comprendre les modifications des populations de cratères par l’oblitération, nous avons développé un modèle d’évolution de population de cratères utilisant les systèmes chronologiques existants et en ajoutant un modèle d’oblitération. La figure 3.4 décrit le processus de création de ces populations de cratères en détail.

Ce modèle renvoie une liste de diamètres et de profondeur de cratères ; il prend en paramètres d’entrée l’âge et l’aire de la surface modélisée, la gamme de diamètre sur laquelle on veut modéliser la population et l’oblitération en fonction du temps. Par défaut, le système chronologique utilisé est celui de [Ivanov \(2001\)](#) mais il peut facilement être changé par l’utilisateur. De plus, une loi d’échelle décrivant la profondeur des cratères frais est nécessaire, par défaut celle de [Garvin et Frawley \(1998\)](#) est utilisée (3.3), encore une fois cette loi est facilement changeable.

$$d = \begin{cases} 0.21 \times D^{0.81} & \text{if } D < 7km \\ 0.36 \times D^{0.49} & \text{if } D > 7km \end{cases} \quad (3.3)$$

La gamme de diamètre modélisée ainsi que le temps sont discrétisés. À chaque pas de temps :

1. On ajoute les nouveaux cratères :

- (a) Pour chaque pas de diamètre, on détermine le taux de cratérisation $\lambda = (f(D, age + \delta age) - f(D, age)) \times \delta D \times Area$.
- (b) Pour chaque pas de diamètre, on ajoute un nombre de cratères aléatoire selon une loi de Poisson de taux λ .
- (c) Pour chacun de ces nouveaux cratères, on stocke le diamètre et la profondeur selon la loi d'échelle.

2. Oblitération :

- (a) Pour chaque cratère, on réduit la profondeur en fonction de l'érosion
- (b) Pour chaque cratère, si la profondeur est inférieure à 0 m on supprime le cratère de la liste.

La sélection aléatoire des cratères introduit une variabilité entre deux modèles ayant les mêmes paramètres d'entrée. La sélection se fait selon une loi de Poisson mais nous avons aussi implémenté une approche différente (Michael *et al.*, 2016). Dans ce cas, à chaque pas de temps, on ajoute un nombre total de cratères égal à l'arrondi du flux total, on sectionne ensuite aléatoirement les diamètres de ces cratères en utilisant la fonction de production comme densité de probabilité. La figure 3.5 compare ces deux approches. La loi de Poisson fournit des résultats plus variables au niveau des gros cratères, en particulier pour les petites populations de cratères. Cependant, cette forte variabilité est caractéristique des populations observées ; nous avons donc conservé cette sélection par une loi de Poisson.

Le modèle d'oblitération est simpliste, chaque cratère est rempli selon une même loi d'oblitération, cette loi peut être une constante, ou bien dépendre du diamètre ou de la profondeur du cratère. L'utilisation d'un modèle simple permet de porter un premier regard sur le phénomène d'oblitération sans faire d'à priori sur les processus à l'origine de l'oblitération et ainsi limiter les degrés de liberté du modèle. Pour les mêmes raisons,

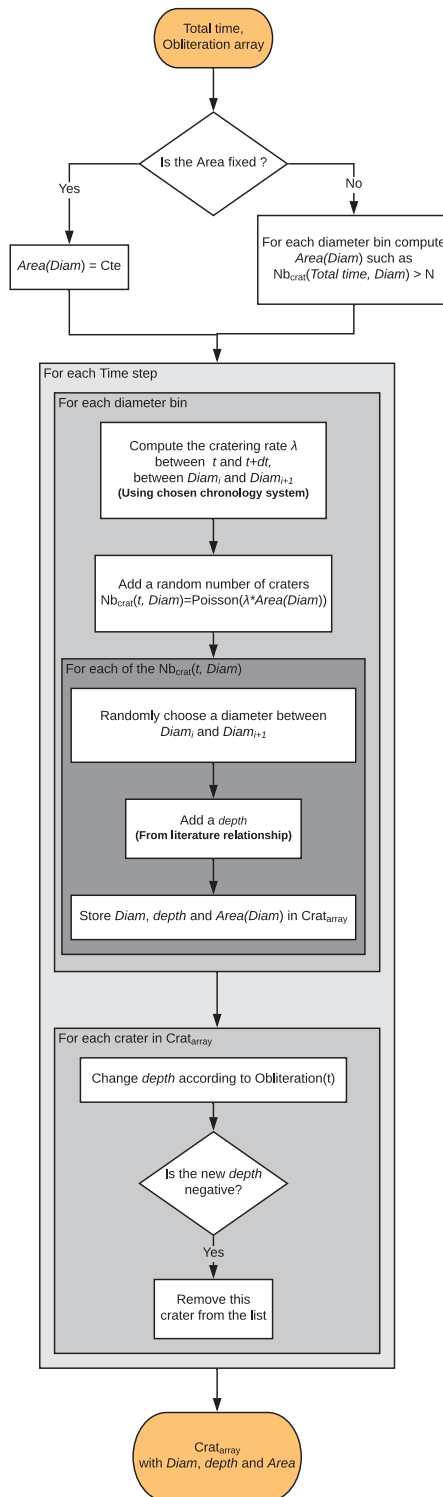


Fig. 3.4 – Schéma explicatif du fonctionnement du programme de modélisation de populations de cratères. Ce programme fournit une liste de cratères avec leur profondeur, leur diamètre et leur aire associée en fonction d'un âge et d'une histoire de l'oblitération.

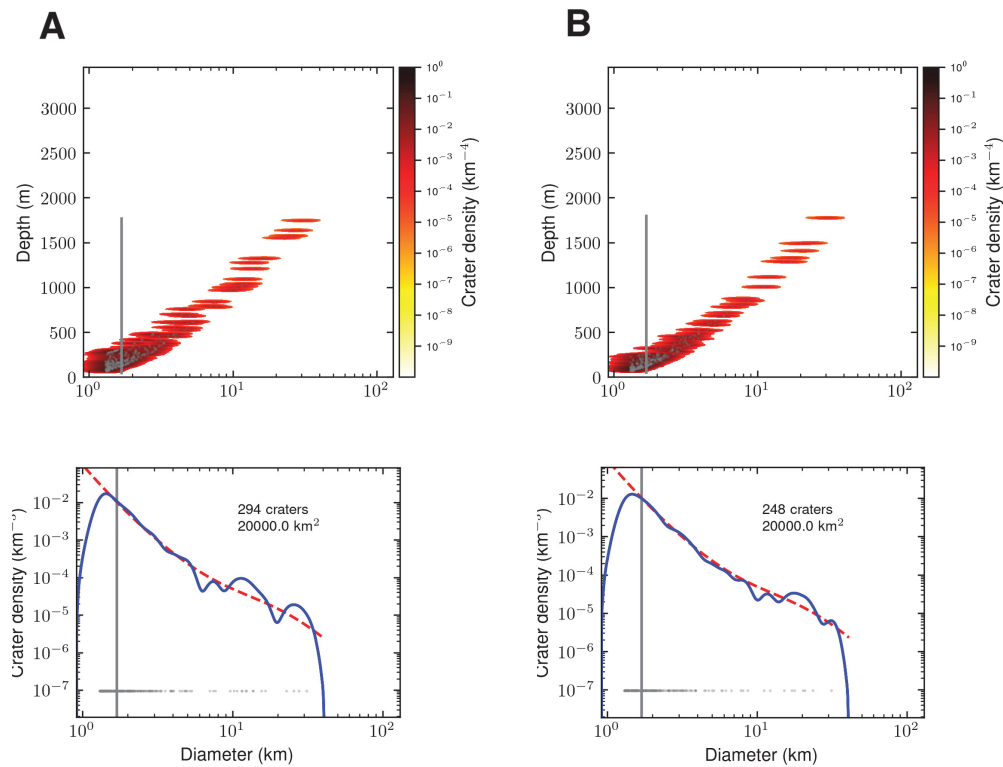


Fig. 3.5 – La modélisation de population de cratères nécessite un choix aléatoire. On peut **A** utiliser le taux de cratérisation théorique comme paramètre d’une loi de Poisson ou **B** utiliser la distribution en fréquence de taille comme densité de probabilité pour choisir les diamètres. Les résultats des deux modèles sont très similaires.

dans ce modèle, le diamètre n'est pas modifié par l'oblitération malgré l'importance du phénomène de backwashing (Craddock *et al.*, 1997) qui augmente le diamètre observé des cratères dégradés.

Les figures 3.6, 3.7 et 3.8 sont des exemples de populations de cratères créées à partir de ce modèle et représentées sous forme de distributions en fréquence de taille et de profondeur. La figure 3.6 représente des populations de cratères sur une surface soumise à une oblitération constante. Ce scénario est peu probable mais permet d'avoir un premier regard sur les résultats fournis par le modèle. On constate que l'oblitération est observable à la fois sur les distributions en fréquence de taille et sur les distributions en fréquence de taille et de profondeur. Plus le taux d'oblitération est grand, plus il est observable au niveau des grands diamètres. Il est intéressant de noter que la modélisation d'une oblitération constante crée deux populations de cratères distinctes, l'une de grands cratères peu profonds et la seconde de petits cratères profonds. Cette bimodalité peut être expliquée par le faible taux de cratérisation dans les temps récents ; les gros cratères sont presque tous âgés de plus de 3 milliards d'années, et ont donc été fortement oblitérés. Les petits cratères de cette époque ont été tous oblitérés et seuls restent les cratères récents et donc peu érodés.

Lorsque les taux d'oblitération sont faibles, on observe une discontinuité autour de 7 km causée par la transition entre les cratères simples et complexes. Cet artefact est directement lié à la loi utilisée pour calculer la profondeur des cratères frais, même s'il n'est pas observable sur toutes les populations, ce problème reste présent quels que soient les paramètres utilisés.

Comme indiqué précédemment, notre modèle permet l'introduction d'une dépendance de l'oblitération au diamètre et/ou à la profondeur. Deux cas nous intéressent principalement, le cas d'une oblitération proportionnelle à la racine carrée du diamètre et le cas d'une proportionnalité au ratio profondeur sur diamètre d/D . Au premier ordre, la profondeur des cratères est proportionnelle à leur diamètre, un plus grand diamètre implique donc une topographie plus importante et donc une oblitération plus importante (Opik, 1966). Nous avons donc testé l'introduction d'une dépendance en $D^{0.5}$ (d'après les observations du chapitre 4). D'autre part, plus le cratère est comblé, plus il est proche de l'état d'équilibre et donc moins soumis aux processus de comblement et d'érosion, d'où la variation en d/D . Il est à noter que ces deux dépendances marquent probable-

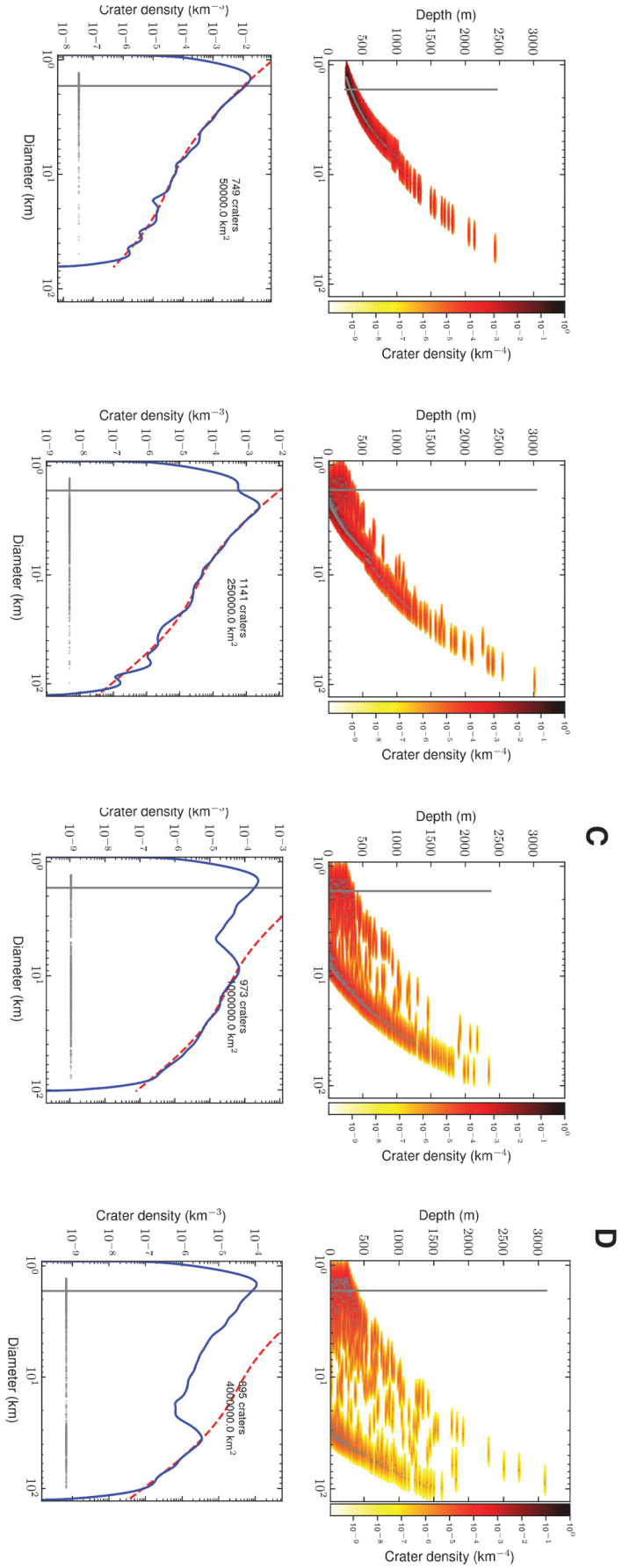


Fig. 3.6 – Exemple de populations de cratères synthétiques représentées sous forme de distributions en fréquence de taille et de profondeur. Les 4 populations ont toutes le même âge de 4 milliards d'années, l'aire modélisée est indiquée sur les figures du bas, des taux d'oblitération constants ont été appliqués. De gauche à droite **A** 0 m/Ga, **B** 100 m/Ga, **C** 250 m/Ga et **D** 500 m/Ga.

ment des phénomènes de natures différentes et peuvent ainsi varier au cours du temps ou d'une surface à une autre. La figure 3.7 représente des populations modélisées avec ces paramètres.

La dépendance en $D^{0.5}$ est caractérisée par une pente du ratio d/D des cratères les plus anciens plus faible que dans le cas d'une oblitération constante. La gamme de profondeur couverte par les cratères augmente lorsque le diamètre augmente. On peut alors observer l'influence de l'oblitération quelle que soit le diamètre. Au contraire, dans le cas d'une dépendance en d/D , les plus grands cratères ne sont que faiblement affectés par l'oblitération. L'ajout d'une variation temporelle de l'oblitération ne modifie pas ces observations.

On peut introduire dans notre modèle une variation de l'oblitération au cours du temps. Dans le cadre de l'étude de la surface Martienne, nous nous sommes intéressés à des cas de décroissance de l'oblitération et d'événements soudains de renouvellement de la surface. La figure 3.8 présente des populations de cratères modélisées avec des taux d'oblitérations variables au cours du temps.

Il est important de noter qu'au premier abord il est difficile de différencier le cas d'une oblitération constante (figure 3.6) des cas d'une oblitération décroissante (figure 3.8A et B). En effet les très forts flux de cratérisation du Noachien entraînent, dans tous les cas, une forte densité de cratères peu profonds. En revanche, le cas d'un arrêt brut de l'oblitération à la fin du Noachien est caractérisé par deux populations de cratères distinctes, une population de cratères profonds non oblitérés et une population de cratères noachiens peu profonds, on observe dans ce cas quelques cratères ayant subi une oblitération intermédiaire. Le cas d'un événement ponctuel de renouvellement de la surface entraîne deux populations distinctes, l'une postérieure à l'événement et l'autre antérieure. Il est intéressant de noter que la représentation en distribution en fréquence de taille et de profondeur permet d'observer cet événement sur une gamme de diamètres beaucoup plus importante qu'une simple distribution en fréquence de taille.

Comme mentionné précédemment, ce modèle est limité par la nature en double logarithme des distributions de cratères. En effet, obtenir des statistiques suffisantes sur les grands cratères nécessite une aire importante et par conséquent un très grand nombre de petits cratères, rendant la population plus difficile à étudier et manipuler numériquement. Nous avons donc implémenté une fonctionnalité qui permet de modifier l'aire modélisée

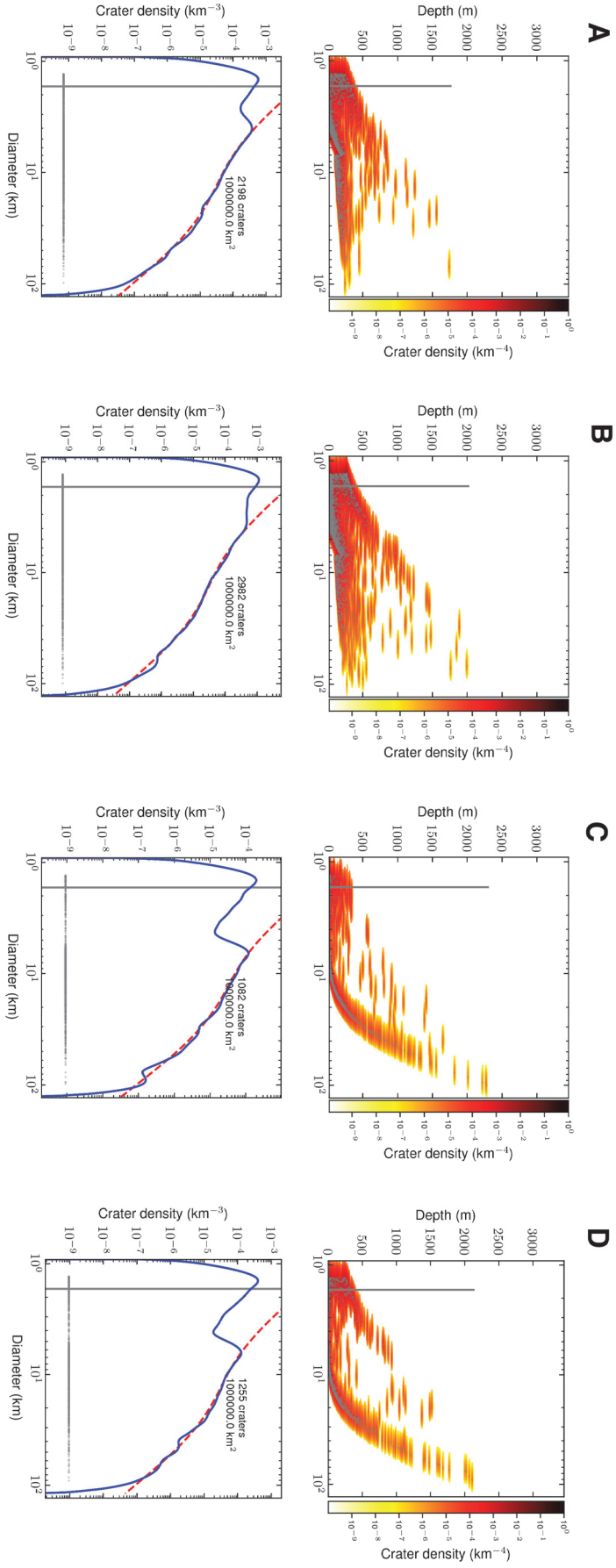


Fig. 3.7 – Exemples de populations de cratères synthétiques représentées sous forme de distributions en fréquence de taille et de profondeur. Les 4 populations ont toutes le même âge de 4 milliards d'années, l'aire modélisée est indiquée sur les figures du bas. Les figures **A** et **B** présentent une oblitération dépendant de la racine carrée du diamètre. Les figures **C** et **D** présentent une oblitération dépendante du ratio profondeur sur diamètre d/D . L'oblitération est constante au cours du temps pour les figures **A** et **D** et décroissante pour les figures **B** et **C**. **A**) $Ob(D, age) = 80 \times D^{0.5}$, **B**) $Ob(D, age) = 160 \times \frac{age}{4} \times D^{0.5}$, **C**) $Ob(d/D, age) = 10^4 \times d/D$, **D**) $Ob(d/D, age) = 2 \times 10^4 \times \frac{age}{4} \times d/D$.

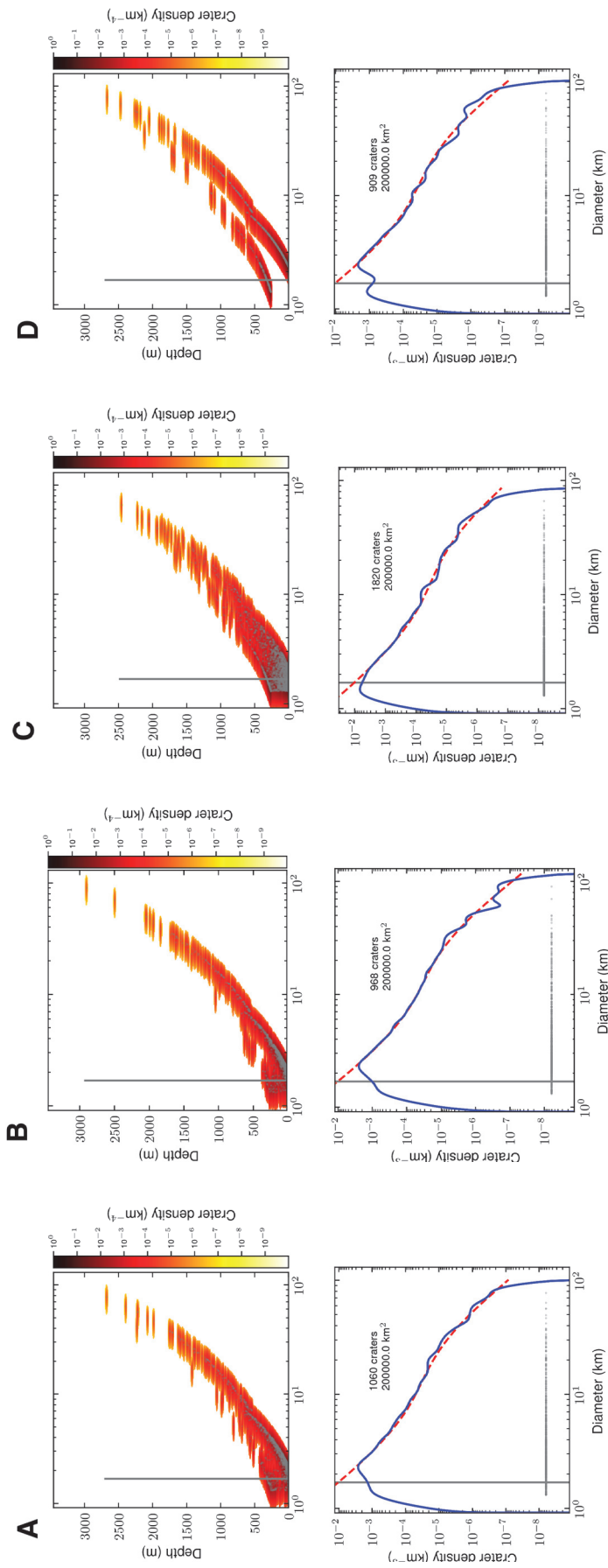


Fig. 3.8 — Exemple de populations de cratères synthétiques représentées sous forme de distributions en fréquence de taille et de profondeur. Les 4 populations ont toutes le même âge de 4 milliards d'années, l'aire modélisée est indiquée sur les figures du bas. La figure **A** a été modélisée avec un taux d'oblitération décroissant linéairement au cours du temps de 200 m/Ga à 0 m/Ga, pour la figure **B** le taux d'oblitération est décroissant exponentiellement de 168 m/Ga à 52 m/Ga (demie vie de 0.6 Ga). La figure **C** a été modélisée avec un taux d'oblitération chutant de 800 m/Ga à 0 m/Ga à la fin du Noachien (3.5 Ga) et la figure **D** a été modélisée avec un événement de renouvellement de la surface de 400 m à la fin du Noachien (3.5 Ga). Les 4 populations ont été soumises à une même oblitération totale de 400 m au cours des 4 milliards d'années.

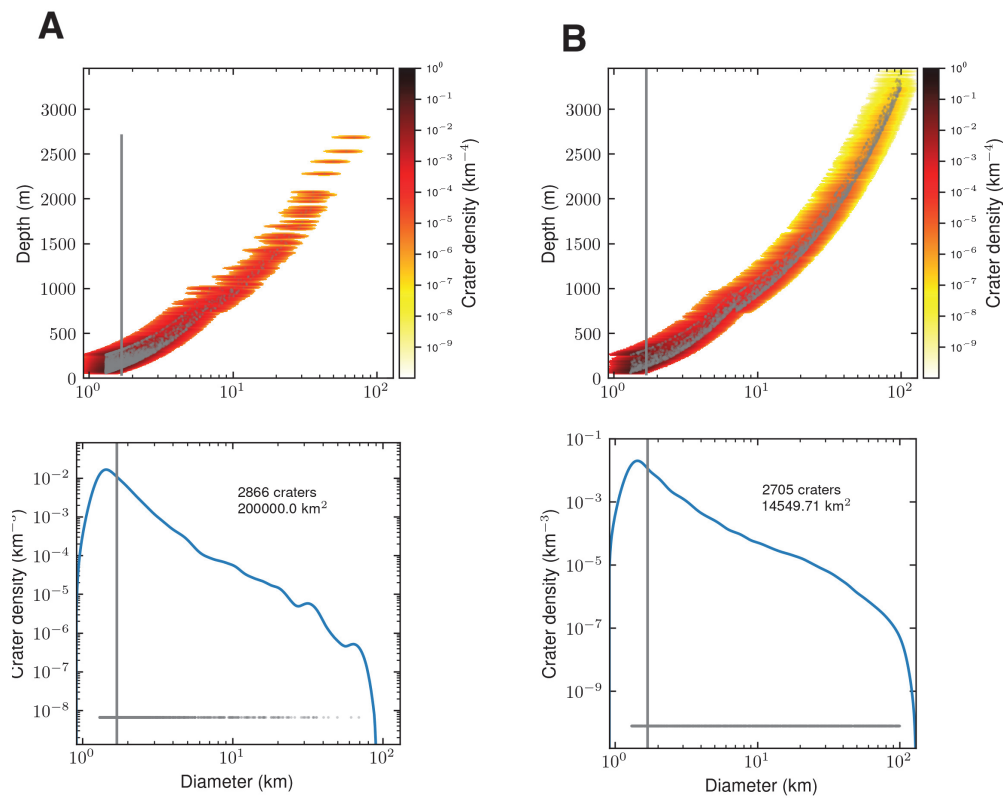


Fig. 3.9 – Comparaison entre **A** une population de cratères modélisée avec une aire constante et **B** une population modélisée avec une aire augmentant avec le diamètre. L’aire variable est choisie de telle sorte que chaque pas de diamètre contienne au total 5 cratères. Les deux populations ont été modélisées avec une oblitération de 800 m/Ga au Noachien(3.5 Ga) et 0 m/Ga ensuite.

en fonction du diamètre considéré. Dans ce cas, chaque cratère est alors associé à une aire propre, comme dans le cas de l’utilisation des méthodes de zone tampon et d’exclusion des éjectas. La figure 3.9 présente deux populations avec les mêmes paramètres d’entrée, la figure de gauche utilise une aire fixée alors que la figure de droite utilise une aire croissante en fonction du diamètre. L’utilisation de cette fonctionnalité permet de modéliser des populations de cratères bien plus continues, en particulier pour les gros cratères. On peut alors choisir de modéliser une gamme de diamètres plus importante en conservant un nombre de cratères raisonnable.

Ce modèle permet donc de modéliser l’évolution d’une population de cratères en prenant en compte le phénomène d’oblitération. L’observation des distributions en fréquence de taille et de diamètre des populations modélisées va nous permettre de mieux interpré-

ter les distributions observées sur Mars. Cependant, malgré la possibilité d'augmenter l'aire modélisée en fonction du diamètre pour obtenir des distributions plus continues, les densités créées restent le résultat d'une interpolation de données discrètes. Nous avons donc créé un modèle qui synthétise directement des distributions en fréquence de taille et de profondeur de cratères.

Modéliser une densité en fréquence de taille et de profondeur

Afin d'obtenir des distributions en fréquence de taille et de profondeur modèles sans passer par une population de cratères synthétiques, nous avons développé un programme modélisant de telles densités à partir d'une gamme de diamètre et de profondeur souhaités, d'un âge total et d'un vecteur de l'oblitération en fonction de l'âge.

La figure 3.10 décrit le processus de création de ces densités. Pour chaque pas de diamètre, on détermine la profondeur des cratères frais à partir des données ou d'une loi provenant de la bibliographie. On itère ensuite vers les profondeurs inférieures en fonction de l'oblitération, jusqu'à atteindre la profondeur 0 ou bien l'âge total fixé, en ajoutant au fur et à mesure les densités de cratères calculées en fonction du système chronologique choisi.

Les figures 3.11, 3.12 et 3.13 présentent les résultats fournis par ce modèle avec des paramètres d'entrées similaires aux figures 3.6, 3.7 et 3.8. Ces densités sont beaucoup plus précises que celles créées à partir des populations synthétiques. L'utilisation de l'estimation par noyau introduit, dans le cas de données modélisées, un bruit indésirable. De plus, ce modèle permet d'éviter la discrétisation via une loi aléatoire et donc évite la faible densité de données pour les gros cratères.

Encore une fois, on observe une discontinuité au niveau de la transition entre les cratères simples et les cratères complexes. Il est cependant possible, en particulier si l'on essaie de modéliser une population observée, d'utiliser une profondeur initiale calculée en fonction des données. Dans ce cas, on crée une enveloppe contenant l'ensemble des cratères dans l'espace diamètre profondeur et on utilise la limite supérieure de cette enveloppe comme profondeur initiale. Cette technique a ses limites, en particulier lorsqu'il n'existe pas de cratères frais dans cette gamme de diamètre. De plus, cela signifie que l'on considère que les cratères les plus profonds correspondent aux cratères frais ce qui n'est pas toujours le cas (Robbins *et al.*, 2018b).

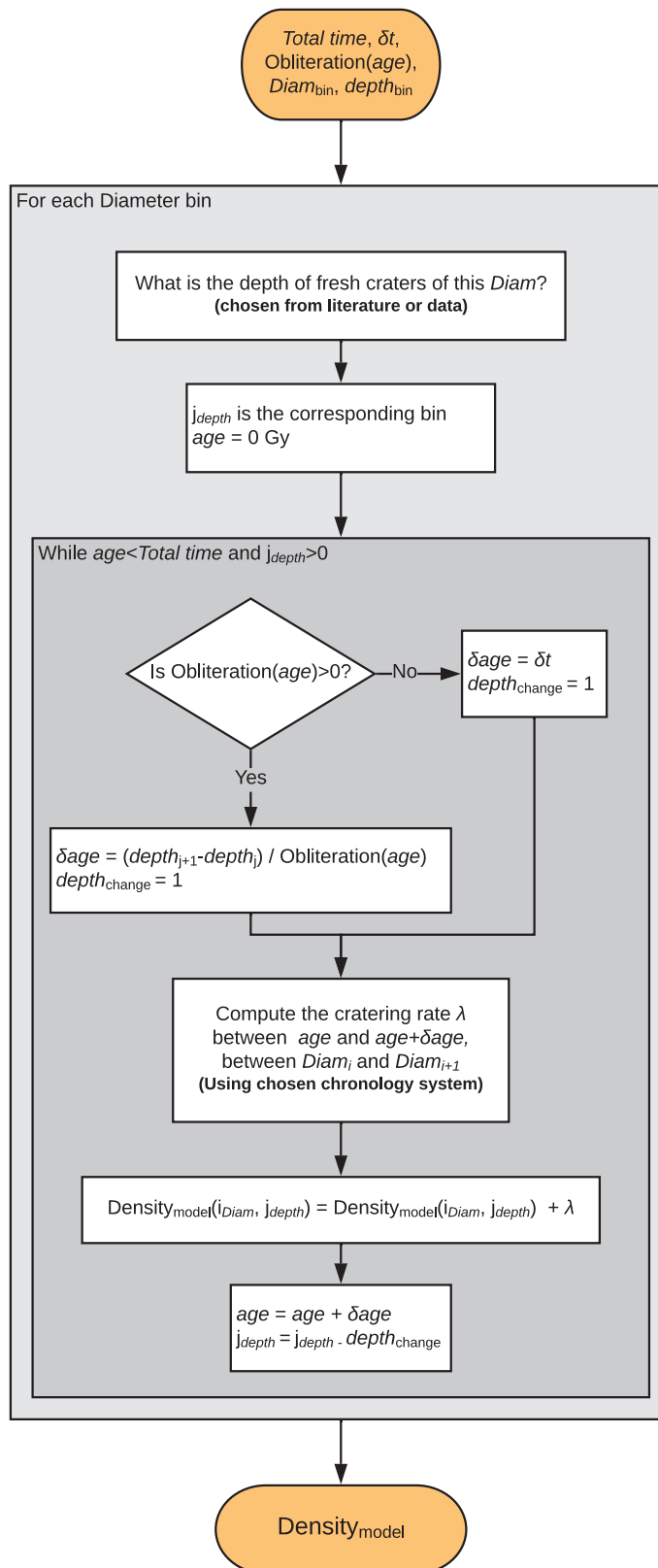


Fig. 3.10 – Schéma explicatif du fonctionnement du programme de modélisation de densités de cratères en taille et en profondeur. Ce programme fournit une distribution en fréquence de taille et de profondeur en fonction d'un âge et d'une histoire de l'oblitération.

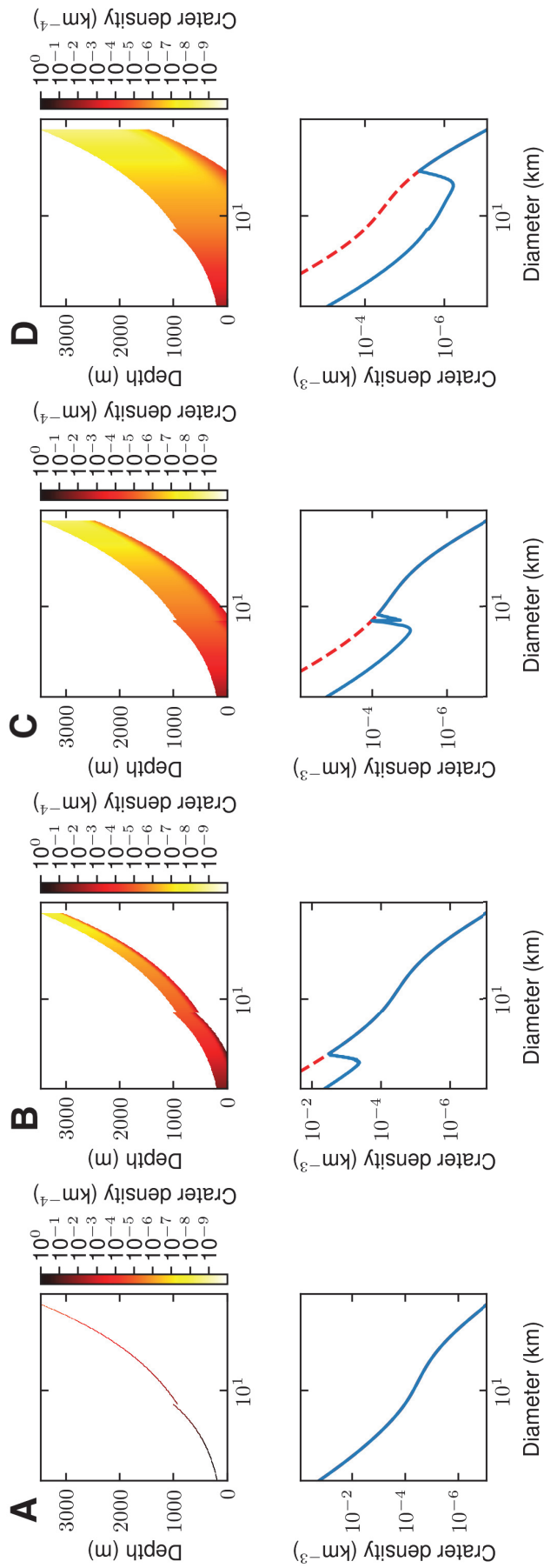


Fig. 3.11 – Exemple de densités synthétiques. Les 4 densités ont toutes le même âge de 4 milliards d'années, avec des taux d'oblitérations constants. De gauche à droite **A** 0 m/Ga, **B** 100 m/Ga, **C** 250 m/Ga et **D** 500 m/Ga.

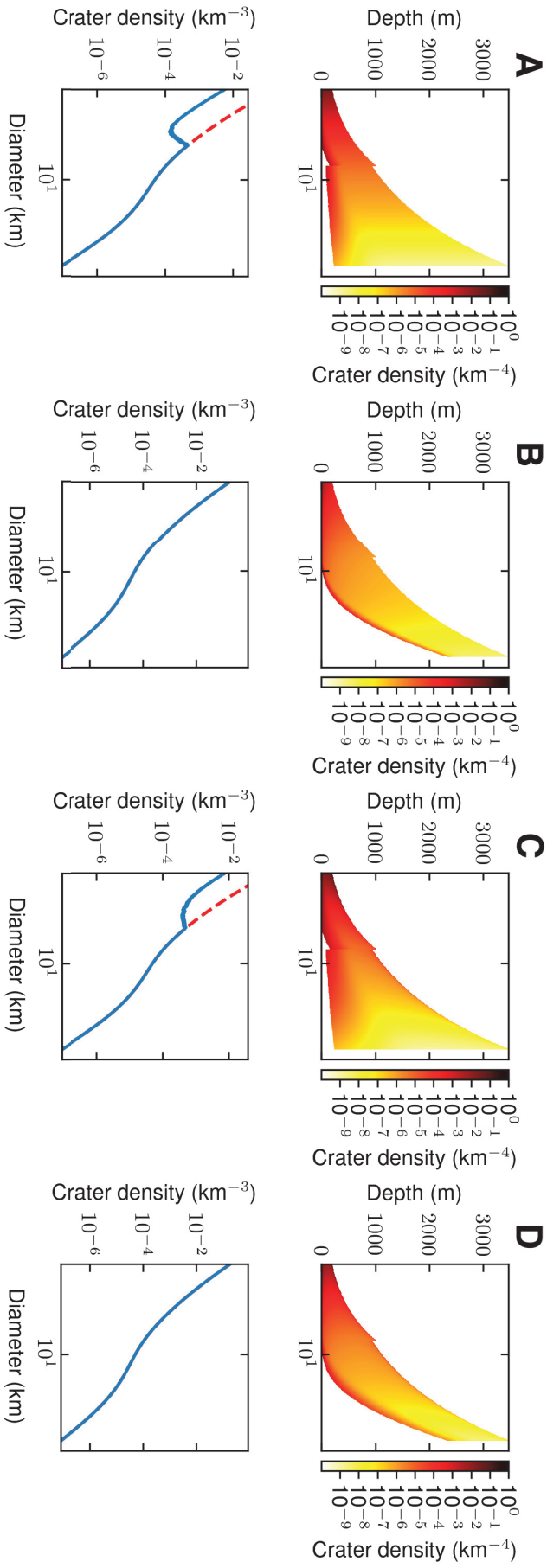


Fig. 3.12 – Exemple de densités synthétiques. Les 4 densités ont toutes le même âge de 4 milliards d'années. Les figures **A** et **B** présentent une oblitération dépendant de la racine carré du diamètre. Les figures **C** et **D** présentent une oblitération dépendante du ratio profondeur sur diamètre d/D . L'oblitération est constante au cours du temps pour les figures **A** et **D** et décroissante pour les figures **B** et **C**. **A**) $Ob(D, age) = 80 \times D^{0.5}$, **B**) $Ob(D, age) = 160 \times \frac{age}{4} \times D^{0.5}$, **C**) $Ob(d/D, age) = 10^4 \times d/D$, **D**) $Ob(d/D, age) = 2 \times 10^4 \times \frac{age}{4} \times d/D$.

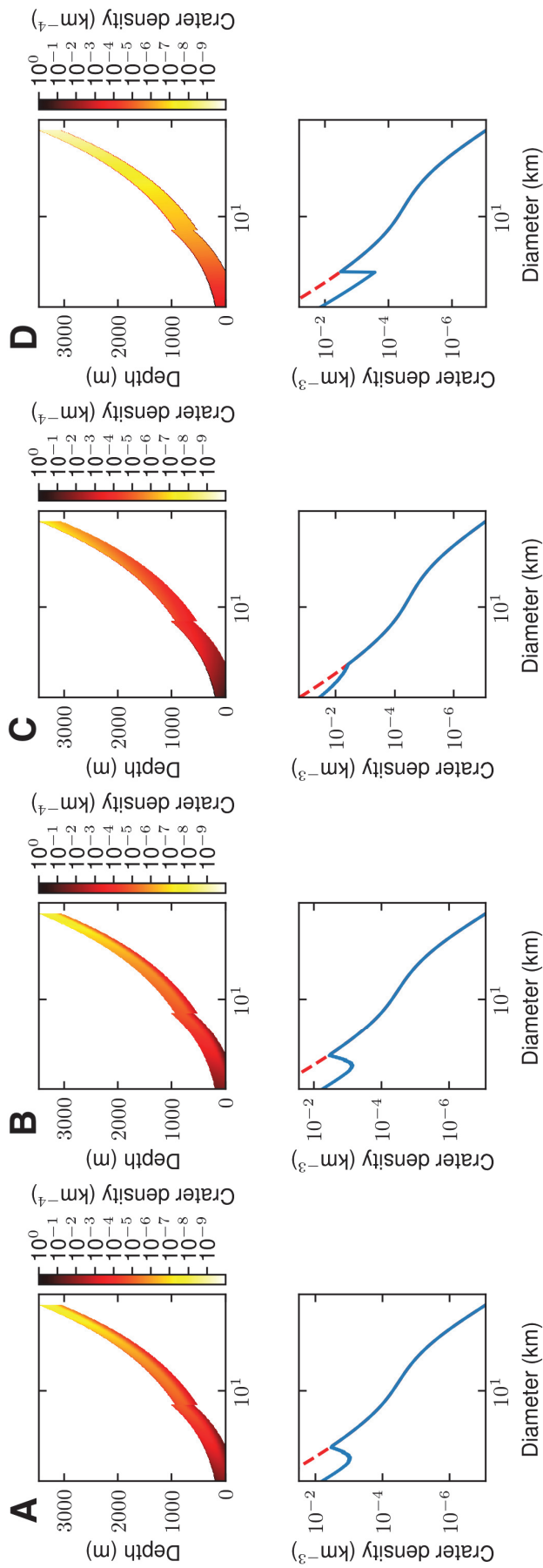


Fig. 3.13 – Exemple de densités synthétiques. Les 4 densités ont toutes le même âge de 4 milliards d'années. La figure **A** a été modélisée avec un taux d'oblitération décroissant linéairement au cours du temps de 200 m/Ga à 0 m/Ga, pour la figure **B** le taux d'oblitération est décroissant exponentiellement de 168 m/Ga à 52 m/Ga (dernie vie de 0.6 Ga). La figure **C** a été modélisée avec un taux d'oblitération chutant de 800 m/Ga à 0 m/Ga à la fin du Noachien (3.5 Ga) et la figure **D** a été modélisée avec un événement de renouvellement de la surface de 400 m à la fin du Noachien (3.5 Ga). Les 4 densités ont été soumises à une même oblitération totale de 400 m au cours des 4 milliards d'années.

La modélisation directe des distribution en fréquence de taille et de profondeur permet donc d'obtenir une densité continue, bien plus adaptée pour réaliser un ajustement sur des données que le modèle de population de cratères.

3.2.2 Limites et développements potentiels

Limites

Ces deux modèles permettent respectivement de modéliser des populations de cratères ayant subi une oblitération et les distributions en fréquence de taille et de profondeur correspondantes. Ils reposent sur trois équations principales : un système de chronologie qui modélise l'évolution du nombre de cratères en fonction du temps, une loi d'échelle qui indique la profondeur des cratères frais et une loi d'oblitération qui modélise le changement de forme du cratère en fonction du temps.

La précision de la première équation a déjà largement été discutée dans les parties précédentes. En quelques mots, le flux d'impact martien est très peu contraint, mais l'ensemble des études portant sur la planète utilisent ces équations. On peut donc affirmer que cette partie de notre modèle est optimale dans l'état actuel de nos connaissances du flux d'impact Martien.

La seconde équation est bien plus sujette à controverse ; en effet, il existe de nombreuses relations donnant la profondeur des cratères frais. [Robbins *et al.* \(2018b\)](#) fournit une compilation de ces relations. De plus, de nombreuses études suggèrent que ces relations peuvent varier en fonction de la surface impactée ([Boyce *et al.*, 2006](#)). Il est donc important, lorsqu'on essaie de modéliser une surface donnée, de choisir avec soin la relation utilisée qui est alors facilement changeable dans notre modèle. Pour cela, il faut étudier la nature géologique de la surface cartographiée et vérifier l'adéquation entre les données et l'équation sélectionnée. Une autre approche consiste à utiliser les données observées pour constituer une loi spécifique à la surface cartographiée ; dans ce cas, on utilise les profondeurs maximales observées en fonction du diamètre, en supposant que les cratères les plus profondes sont les plus jeunes.

La dernière équation est volontairement simpliste ; on considère uniquement un taux d'oblitération sans différencier érosion et sédimentation. Nous avons étudié les effets d'une dépendance en $D^{0.5}$ et en d/D mais aucune équation plus complexe n'a été testée.

Comme indiqué lors de la présentation du modèle, ce choix nous permet, dans un premier temps, d’éviter toute hypothèse sur la nature des phénomènes d’oblitération. Cependant, si la nature de l’oblitération et sa vitesse peuvent être contraintes par d’autres sources, il serait intéressant de changer le modèle d’oblitération.

Développements futurs

Ces modèles sont fortement modulables, on peut facilement changer les équations modélisant le flux d’impact, la profondeur des cratères frais et l’oblitération. Il serait notamment intéressant de modéliser différents processus d’oblitération et de comparer les résultats obtenus. [Craddock *et al.* \(1997\)](#) ou encore [Howard \(2007\)](#) utilisent des modèles d’évolution de la forme des cratères en 2D en fonction de différents processus de surface. Ces modèles incluent l’augmentation du diamètre avec l’oblitération par backwashing et il serait intéressant et facile de remplacer la loi d’érosion par ces modèles. L’étape suivante pourrait être l’utilisation de modèles d’évolution des paysages en 3D. L’utilisation de ces modèles est courante pour étudier les surfaces planétaires ([Tewelde *et al.*, 2013](#), [Howard, 1997, 1994](#), [Barnhart *et al.*, 2009](#), [Howard *et al.*, 2016](#)). Cependant, ces modèles n’ont encore jamais été utilisés couplés à l’utilisation de distributions en fréquence de taille.

Les résultats de nos modèles permettent de mieux comprendre les distributions en fréquence de taille et de profondeur observées sur Mars. En particulier, la comparaison entre les données modélisées et les données observées va nous permettre de mieux comprendre l’histoire des processus de surface de Mars. Le modèle de densité est particulièrement adapté pour réaliser un ajustement entre les données et le modèle (partie 3.4). Le modèle de population de cratères fournit des populations synthétiques qui, une fois bruitées, permettent de tester les méthodes d’interprétation des populations de cratères.

3.2.3 Exemple d’exploitation

Le modèle de population de cratères a d’ores et déjà été utilisé au sein de notre équipe pour interpréter les populations de cratères dans la région martienne de *Chryse Planitia*. Ce travail a fait l’objet d’une publication dans *Nature Communication* ([Pan *et al.*, 2019](#)). Nous présentons ici les principaux résultats de cette étude traduits en français et comment le modèle de population de cratères a été utilisé pour arriver à ces conclusions, la publication complète est intégrée dans l’annexe [A](#).

Introduction

Les impacts assez grands pour former de larges bassins ont fortement influencé les surfaces planétaires, principalement lors du premier milliard d'année de la formation du système solaire, lorsque le flux d'impact était largement supérieur (Fassett et Minton, 2013). Cependant sur Mars, seulement 4 grands bassins d'impact ont été identifiés avec certitude (*Hellas*, *Argyre*, *Utopia* et *Isidis*). Ce nombre réduit pourrait indiquer une décroissance du flux d'impact plus rapide que sur la Lune ou Mercure (Bottke et Andrews-Hanna, 2017). Une autre explication est que ces impacts ont été effacés postérieurement par des événements de renouvellement de la surface (Schultz *et al.*, 1982, Frey et Schultz, 1988, Frey *et al.*, 2002).

Chryse Planitia est un bassin d'environ 2000 km de largeur situé dans les plaines du nord près de la dichotomie martienne et à la terminaison de deux des plus importants chenaux de débâcle martiens (e.g. *Ares Vallis* et *Kasei Vallis*). Une origine liée à un impact a déjà été proposée par plusieurs auteurs (Schultz *et al.*, 1982, Frey, 2008, 2006) mais cette question est restée débattue car le bassin ne présente pas de signature topographique évidente et la signature gravitaire semblait faible et non circulaire.

Cette étude revisite la possibilité que *Chryse* soit effectivement un bassin d'impact en utilisant de nouvelles données gravimétriques (Genova *et al.*, 2016) et topographiques de meilleure résolution (Smith, 1999). De plus, cette étude utilise les statistiques des cratères enfouis sous *Chryse* pour déterminer la topographie initiale du bassin.

Présentation des données utilisées

La région de *Chryse* a été divisée en plusieurs unités basées sur les données de gravimétrie (figure 3.14). On distingue ainsi deux unités avec une anomalie gravitaire, l'unité principale de *Chryse* d'environ 100 km de diamètre et une unité plus petite au nord de la première et deux unités adjacentes. À partir de la base de données globale de Robbins et Hynke (2012), les cratères présents sur chacune de ces unités ont été isolés. Cette base de données, plus amplement décrite dans la partie 4.2.1 contient une carte globale de cratères martiens de plus de 1 km avec de nombreux paramètres et en particulier leur profondeur.

Les distributions en fréquence des ratios d/D des populations de cratères des différentes unités présentent une hétérogénéité entre des cratères avec un fort d/D , d'environ

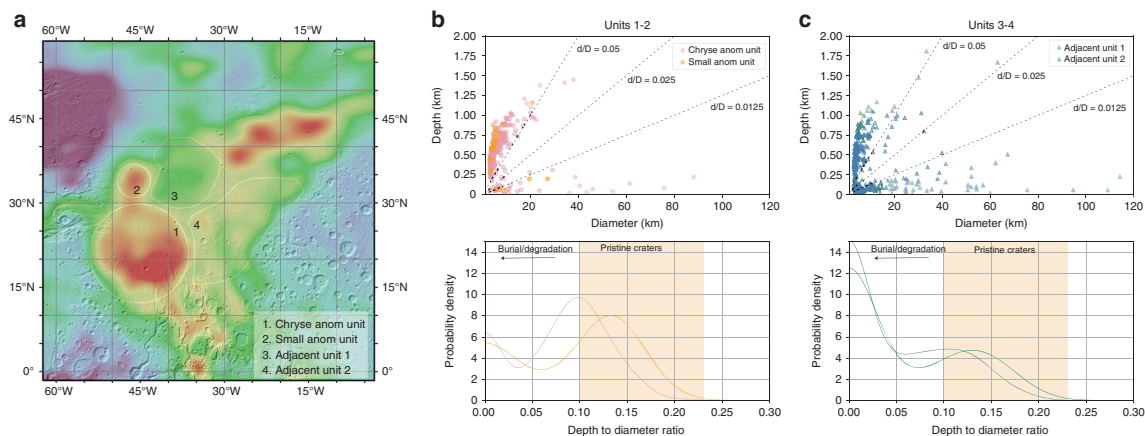


Fig. 3.14 – Distribution du ratio d/D dans différentes unités de la région de *Chryse Planitia*. **a** Carte d'anomalie de Bouguer (Genova *et al.*, 2016). **b**, **c** Ratio d/D en fonction du diamètre et distribution en fréquence du ratio d/D . La zone grisée représente les ratios d/D des cratères frais dans la gamme de diamètre étudiée. **b** Dans les unités de l'anomalie de *Chryse* et de la petite anomalie. **c** Sur les unités adjacentes 1 et 2 (d'après Pan *et al.* (2019)).

0.1 à 0.2, correspondant à des cratères peu dégradés. et d'autre part des cratères avec un ratio d/D inférieur à 0.05 correspondant à des cratères très dégradés ou enfouis (figure 3.14). Cette hétérogénéité est interprétée comme résultant de modifications de la surface. En particulier, par opposition à une oblitération constante qui crée des distributions en fréquence de ratio d/D unimodales (figure 3.16), ces événements de modification de la surface sont interprétés comme des événements uniques et intenses de renouvellement de la surface.

Les différentes unités présentent une proportion relative entre cratères dégradés et cratères peu dégradés différente. Sur l'anomalie de *Chryse*, la proportion de cratères peu dégradés est plus importante que la proportion de cratères dégradés tandis que sur l'unité adjacente, la proportion de cratères dégradés est plus importante. Cette différence pourrait alors être interprétée comme résultant de processus de renouvellement de la surface distincts.

Apport du modèle de population de cratères

L'étude des distributions en fréquence de taille de cratères met en évidence des changements de pente soudain dans les distributions (figure 3.14) qui sont typiques d'événements de renouvellement de la surface ou de changements dans les taux d'oblitération

(Michael, 2013). Le coude observé dans la distribution en fréquence de taille pour l'unité adjacente peut être interprété comme un événement de renouvellement de la surface il y a 3.7 Ga. Pour les deux unités, les distributions en fréquence de taille des cratères de moins de 7 km présentent une pente inférieure aux isochrones ce qui est probablement dû à une oblitération constante ou bien à plusieurs événements de renouvellement de la surface. Les cratères de moins de 7 km sont donc écartés de cette étude pour se concentrer sur l'événement de renouvellement de la surface daté de 3.7 Ga.

Des populations de cratères sont alors modélisés en utilisant le modèle présenté dans la partie 3.2.1 avec un âge de 3.9 Ga sur des surfaces équivalentes à celles des unités étudiées et un événement unique de renouvellement de la surface à 3.7 Ga. Plusieurs épaisseurs de remplissages sont testées et les distributions en fréquence de ratio d/D comparées avec les données. La figure 3.14 représente les modèles avec la meilleure adéquation avec les données. Une épaisseur de remplissage de 500 m est trouvée pour l'unité de *Chryse* et une épaisseur de remplissage de 100 m est trouvée pour l'unité adjacente. Ces résultats permettent donc de mettre en évidence une ancienne dépression de 400 m de profondeur dans la zone de l'anomalie de *Chryse*, venant renforcer l'idée que cette unité correspond à une ancienne dépression.

Comparaison des effets d'un événement de renouvellement de la surface et d'une oblitération constante

Le matériel supplémentaire de Pan *et al.* (2019) propose de plus quelques tests à l'appui de la conclusion principale. En particulier l'utilisation d'un moindre carré pour ajuster le modèle et les données. La figure 3.14 présente ces tests pour lesquels on a fait varier l'intensité de l'événement de renouvellement de la surface et de l'oblitération continue. L'utilisation d'un ajustement utilisant un moindre carré suppose que l'erreur est uniforme entre les fréquences des petits ratio d/D et des grands ratio d/D . Pour ces raisons les valeurs retrouvées sur cette figure sont différentes de celles trouvées par l'ajustement précédent. Cependant, pour un taux d'oblitération fixé, on retrouve systématiquement des taux de remplissages plus importants pour *Chryse* que pour l'unité adjacente. De plus on observe une dépendance entre taux d'oblitération continue et épaisseur de remplissage.

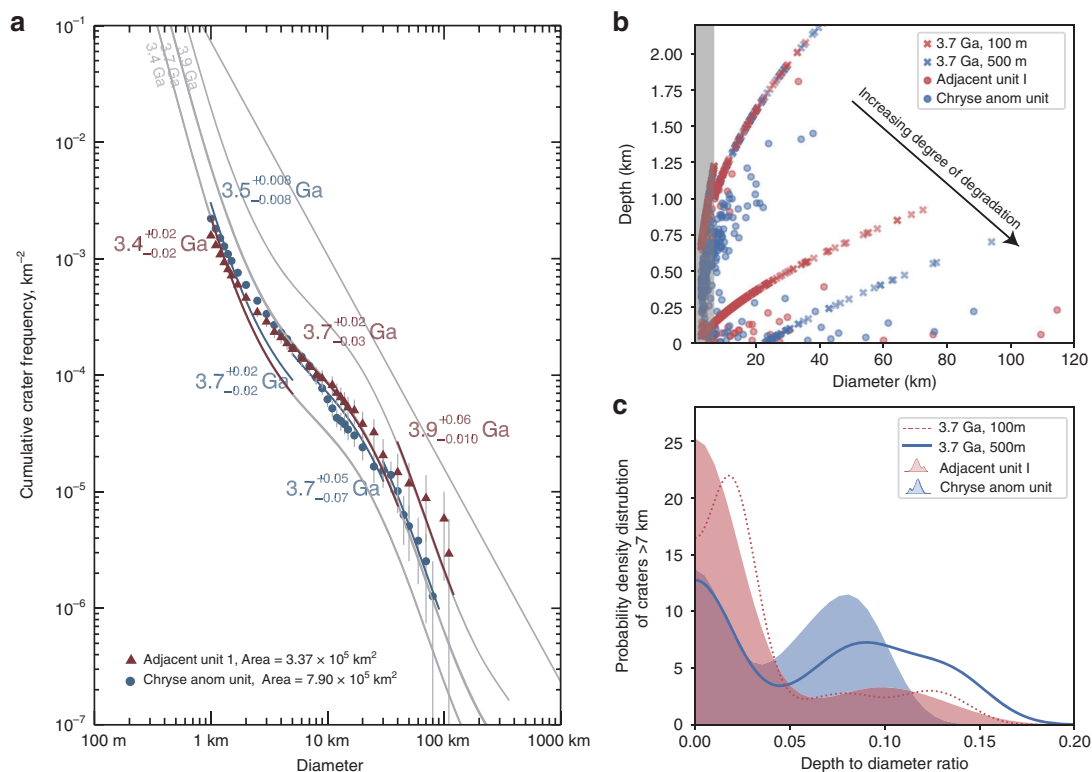


Fig. 3.15 – Distribution en fréquence de taille des cratères et ratio d/D comparés aux modèles de population de cratères. **a** Ajustement cumulatif de la distribution en fréquence de taille montrant les âges des principaux événements de renouvellement de la surface sur l'anomalie de *Chryse* (bleue) et l'unité adjacente (rouge) en utilisant Craterstats (Michael et Neukum, 2010). Les isochrones 3.4, 3.7 et 3.9, calculées selon la fonction de production de Ivanov (2001) et la fonction de chronologie de Hartmann et Neukum (2001) sont représentées en gris. **b, c** Profondeurs et distributions en fréquence du ratio d/D de population de cratères modélisées avec un événement de renouvellement de la surface aux alentours de 3.7 Ga comparées aux données. **b** Relation entre diamètre et profondeur des données modélisées (croix) comparées aux observations (cercles). Les cratères de moins de 7 km sont masqués dans la zone ombrée. **c** Distribution en fréquence du ratio d/D représentant l'abondance relative entre cratères frais et enfouis pour les données modélisées (ligne en pointillés) et les données observées (ombré). Les distributions ont été calculées uniquement avec les cratères de plus de 7 km (d'après Pan *et al.* (2019)).

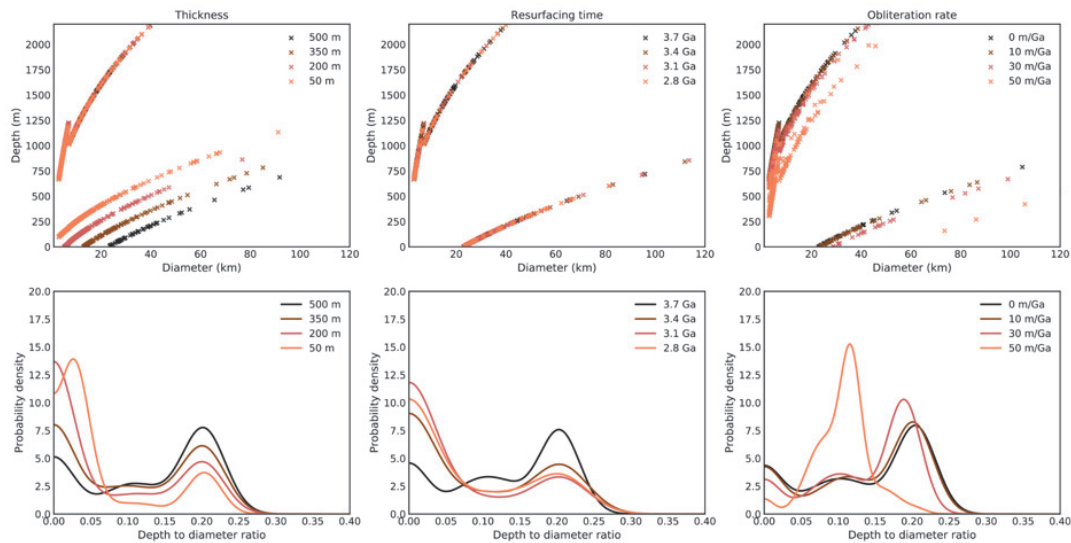


Fig. 3.16 – Relation entre diamètre et profondeur et distributions en fréquence des ratio d/D pour des données modélisées avec différents paramètres d'entrée. Les figures représentent des variations autour d'un événement de renouvellement de la surface de 500 m il y a 3.7 Ga. De droite à gauche variation de l'épaisseur du renouvellement de la surface, de l'âge de l'événement de renouvellement de la surface et ajout d'un taux d'oblitération constant (matériel supplémentaire de [Pan et al. \(2019\)](#)).

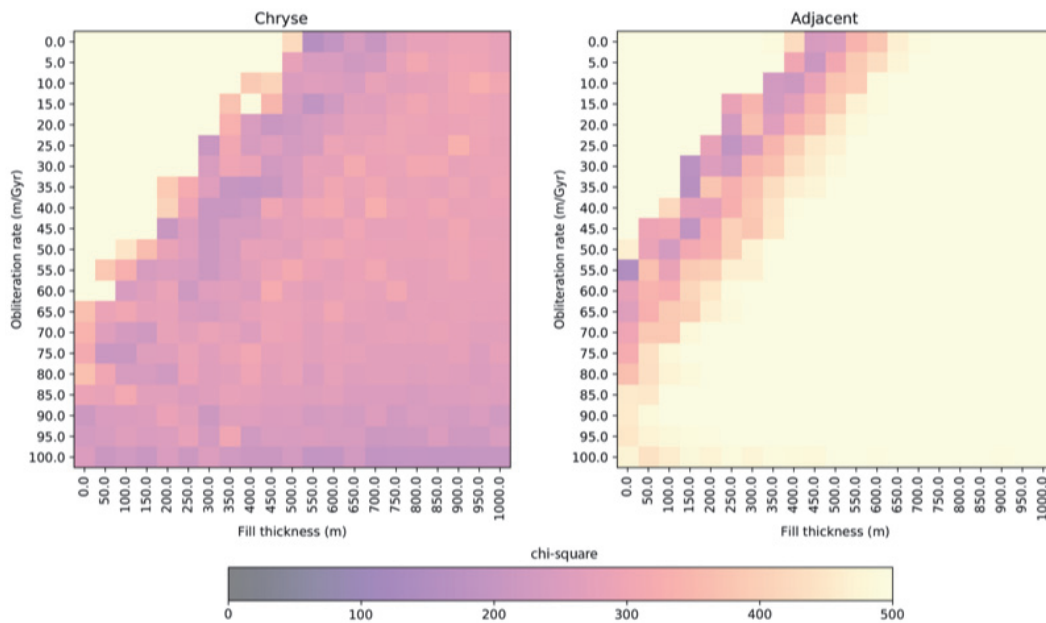


Fig. 3.17 – Test d'ajustement entre les données observées et des modèles avec un événement de renouvellement de la surface d'épaisseur variable à 3.7 Ga et un taux d'oblitération constant variable. L'échelle de couleur représente un test χ^2 calculé à partir des distributions en fréquence de ratio d/D des cratères de plus de 7 km et avec un ratio d/D de moins de 0.04 (matériel supplémentaire de [Pan et al. \(2019\)](#)).

Conclusion

Cette étude a donc mis en évidence, à la fois par l'étude des populations de cratères et l'étude de la signature gravimétrique (non présentée ici) une ancienne dépression quasi circulaire d'au moins 500 m avec un diamètre d'environ 1000 km. Cette dépression est aujourd'hui complètement remplie. Ces nouveaux éléments permettent d'affirmer que *Chryse* est un ancien bassin d'impact, probablement antérieur, étant donné son état de dégradation, aux autres bassins observés sur Mars. Le remplissage s'est potentiellement fait par des sédiments et des coulées de laves, cependant la signature gravimétrique exclut un remplissage exclusif par des sédiments.

L'existence de ce bassin d'impact est un élément important, non seulement pour comprendre l'histoire géologique de cette région particulièrement intéressante mais aussi afin de mieux contraindre le flux d'impact dans l'histoire précoce de Mars.

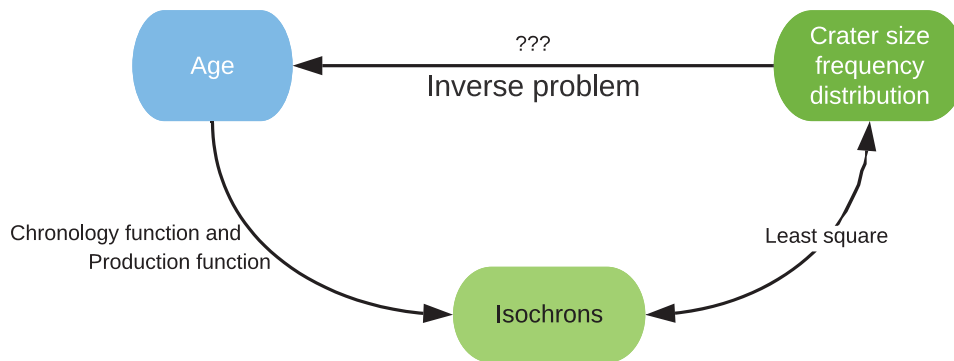


Fig. 3.18 – Représentation de la technique de datation par distribution en fréquence de taille sous la forme d’un problème inverse.

3.3 Méthodes inverses

Les systèmes de chronologie martienne permettent donc de modéliser des distributions en fréquence de taille de cratère en fonction de l’âge. Il est ensuite nécessaire de comparer ces modèles aux distributions en fréquence de taille mesurées afin de trouver l’âge de la surface étudiée (figure 3.18). Michael et Neukum (2010) ont développé un logiciel permettant de facilement exploiter les cartes de cratères. Ce logiciel, Craterstats, permet de construire les histogrammes à partir d’une liste de cratères, de trouver l’isochrone la plus proche de l’histogramme produit et de représenter ces résultats. Ce logiciel, propose deux principales méthodes d’ajustement que nous allons détailler.

3.3.1 Méthode des moindres carrés

La méthode la plus souvent utilisée est l’utilisation des moindres carrés (Robbins *et al.*, 2018a). Cette méthode consiste simplement à minimiser la somme du carré des résidus, c’est à dire la somme des carrés des différences entre la SFD observée, f_{obs} , et l’isochrone modélisée, f_m , pour chaque diamètre considéré. L’isochrone pour laquelle cette somme est minimale est considérée comme l’âge modèle.

$$\chi = \sum_i^{\nu_{fit}} (f_{i,m} - f_{i,obs}(age))^2 \quad (3.4)$$

Avec ν_{fit} l’ensemble des diamètres sur lesquels on réalise l’ajustement. La figure 3.20

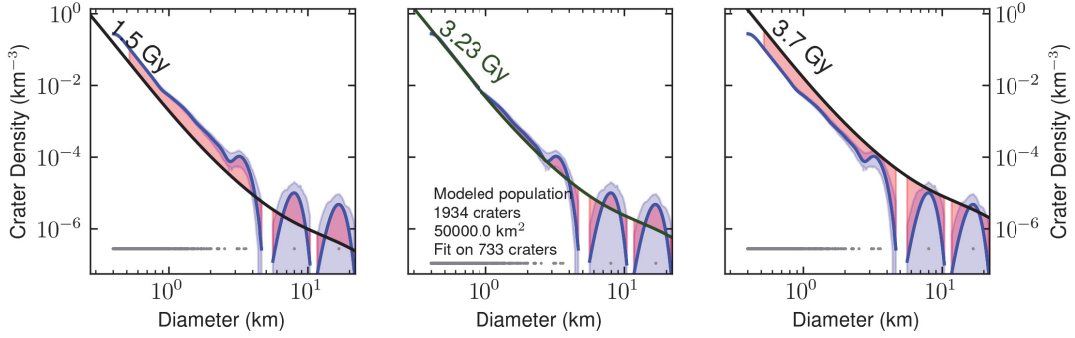


Fig. 3.19 – Exemple de comparaison entre la distribution en fréquence de taille d’une population synthétique et 3 isochrones différentes. La courbe bleue représente la distribution en fréquence de taille de la population datée. La population a été synthétisée selon le modèle décrit en section 3.2.1 avec un âge de 3.23 milliards d’années. La distribution en fréquence de taille a été calculée en utilisant une estimation par noyau, les intervalles de confiance ont été calculé par bootstrapping. L’isochrone sur laquelle la distribution synthétique est censée s’aligner est représentée en vert au milieu, à droite et à gauche les isochrones 2.5 et 3.7 milliards d’années sont représentées pour visualiser la variation de l’erreur résiduelle (surface rouge).

représente la variation de χ en fonction de l’âge considéré sur une population de cratères synthétiques (partie 3.2.1 pour les détails de création des populations synthétiques).

Si l’on note $f_{i,m}(age) = \beta(age) \times PF_i$ avec $PF_i = \prod_{i=1}^{12} 10^{a_i \times \log(D)^i}$ et que l’on dérive l’équation 3.18 pour localiser son minimum on peut trouver :

$$\beta(age) = \frac{\sum_i^{\nu_{fit}} f_{i,obs} \times PF_i}{\sum_i^{\nu_{fit}} PF_i^2} \quad (3.5)$$

On peut alors directement résoudre l’équation :

$$\beta(age) = C_1 \times (e^{C_2 \times age} - 1) + C_3 \times age \quad (3.6)$$

A partir de l’équation 3.18, Robbins *et al.* (2018a) en déduit une estimation des intervalles de confiance sur $\beta(age) \pm t \times \sigma_\beta$ qui peut être transposée en erreur statistique sur l’estimation de l’âge. Avec t les valeurs critiques d’un test de Student avec $\nu_{fit} - 1$ degrés de liberté et σ_β l’écart-type :

$$\sigma_\beta^2 = \frac{\sum_i^{\nu_{fit}} f_{i,obs} - \beta(age) \times PF_i}{(\nu_{fit} - 1) \times \sum_i^{\nu_{fit}} PF_i^2} \quad (3.7)$$

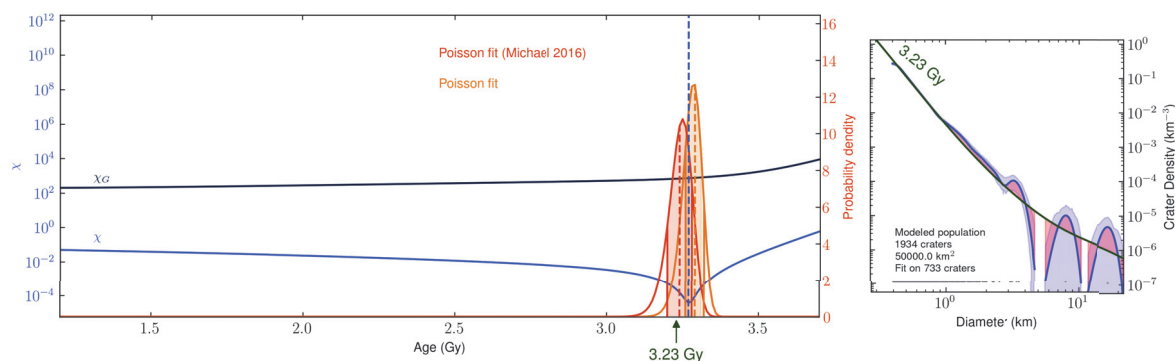


Fig. 3.20 – Exemple d’ajustement d’âge modèle sur une population synthétique. La figure de gauche représente la variation des valeurs d’adéquation en fonction de l’âge testé. La flèche verte à 3.23 Ga représente l’âge utilisé pour modéliser la population de cratères. Les courbes bleu clair et bleu foncé représentent respectivement l’évolution du moindre carré et l’évolution du maximum de vraisemblance Gaussienne. Pour ces courbes le meilleur ajustement correspond à la valeur minimum et est marqué par les lignes verticales en pointillés. Les courbes rouges et orange représentent respectivement la probabilité calculée selon la méthode de [Michael *et al.* \(2016\)](#) et la méthode similaire que nous proposons. Dans le cas de ces courbes, on peut lire la médiane de la distribution (ligne en pointillé rouge) ou la probabilité maximale (ligne en pointillé orange). Les surfaces orange et rouges représentent l’enveloppe 1σ des distributions. La distribution sur laquelle l’ajustement est réalisé est représentée sur la figure de gauche ainsi que l’isochrone théorique. L’ajustement par une méthode probabiliste Gaussienne ne permet pas de retrouver l’âge de la population. Notre approche probabiliste utilisant une loi de Poisson donne des résultats très similaires à la méthode de [Michael *et al.* \(2016\)](#).

Cependant, cette méthode d’ajustement et les formules proposées pour calculer les intervalles de confiance ne sont valides que dans le cas où l’erreur sur les densités de cratères est gaussienne et constante pour tous les diamètres. Or, cette hypothèse est fautive ([Robbins *et al.*, 2018a](#)).

Si l’on connaît la distribution des SFDs autour des isochrones, c’est-à-dire si l’on connaît l’erreur sur les densités mesurées pour chacun des diamètres, on peut utiliser une approche probabiliste aussi appelée maximum de vraisemblance. L’utilisation de ces techniques nécessite une connaissance de l’erreur sur les mesures de densité ainsi que le type de loi décrivant la distribution de ces erreurs. Nous avons tenté d’exploiter deux pistes, d’une part utiliser les erreurs produites par bootstrapping d’autre part exploiter l’hypothèse selon laquelle le nombre de cratères sur une surface suit une loi de Poisson.

3.3.2 Approche probabiliste

Analyse des populations de cratères par loi de Poisson

L'utilisation d'une approche probabiliste utilisant une loi de Poisson a été proposée par [Michael *et al.* \(2016\)](#). Cette méthode est implémentée dans le logiciel Craterstats ; nous détaillons ici le fonctionnement de cette méthode et proposons de la transposer à des distributions créées en utilisant les estimations par noyaux.

Une loi de Poisson décrit la probabilité d'occurrence d'un nombre d'événements k en fonction d'un taux moyen connu de λ :

$$P(k, \lambda) = \frac{\lambda^k}{k!} \times e^{-\lambda} \quad (3.8)$$

Dans notre cas, k est un nombre de cratères dans une classe de diamètre et λ est le taux de cratérisation théorique $f_m(\text{age}, D)$ pour cette classe de diamètre. Si l'on applique cette loi de probabilité à l'équation 3.18 on peut exprimer la probabilité d'observer une certaine distribution de taille de cratères \mathbb{D} séparés dans n classes sur l'intervalle ν_{fit} .

$$P(\mathbb{D} \mid \text{age}) = \prod_{\nu_{fit}} \frac{\lambda_i(\text{age})^{k_i}}{k_i!} \times e^{-\lambda_i(\text{age})} \quad (3.9)$$

Lorsque le nombre de classes de diamètre est assez grand, chaque cratère est compris dans une classe différente, chaque classe contient alors 1 ou 0 cratères et l'équation 3.9 peut alors s'écrire :

$$P(\mathbb{D} \mid \text{age}) = \frac{\prod_{\nu_{fit}} P(k=0, \lambda_i(\text{age}))}{\prod_{D_i \in \mathbb{D}} P(k=0, \lambda_i(\text{age}))} \times \prod_{D_i \in \mathbb{D}} P(k=1, \lambda_i(\text{age})) \quad (3.10)$$

La première partie de l'équation représente les classes sans cratère et la seconde les classes avec cratères. En remplaçant $P(k, \lambda)$ par leurs expressions, on obtient :

$$P(\mathbb{D} \mid \text{age}) = \prod_{\nu_{fit}} e^{-\lambda_i(\text{age})} \times \prod_{D_i \in \mathbb{D}} \lambda_i(\text{age}) \quad (3.11)$$

Si $n \rightarrow \text{inf}$ on peut donc utiliser l'équation 3.2 pour exprimer $\lambda_i(\text{age}) = f(D, \text{age}) \times \text{Area} \times \delta D$. De plus en notant D_{min} et D_{max} les limites de l'intervalle ν_{fit} :

$$\begin{aligned}
\lim_{n \rightarrow \text{inf}} \left(\prod_{\nu_{fit}} \exp(-\lambda_i(\text{age})) \right) &= \lim_{n \rightarrow \text{inf}} \left(\exp \left(\sum_{\nu_{fit}} -\lambda_i(\text{age}) \right) \right) \\
&= \exp \left(\int_{D_{min}}^{D_{max}} -f(D, \text{age}) \times \text{Area} \times \delta D \right) \\
&= \exp \left(-\text{Area} \times [F_c]_{D_{min}}^{D_{max}} \right)
\end{aligned} \tag{3.12}$$

On peut, au final, décrire la probabilité d'une certaine configuration de cratères uniquement en fonction des diamètres mesurés, d'une fonction de production, de la gamme de cratères utilisée pour l'ajustement et d'un âge modèle :

$$P(\mathbb{D} | \text{age}) = (\text{Area} \times \delta D)^{N_{\mathbb{D}}} \times \exp \left(-\text{Area} \times [F_c]_{D_{min}}^{D_{max}} \right) \times \prod_{D_i \in \mathbb{D}} f_i(\text{age}) \tag{3.13}$$

Les probabilités données par l'équation 3.13 sont très faibles car il existe un très grand nombre de configurations de diamètres possibles. Afin d'obtenir une fonction de distribution de probabilité (PDF) de l'âge en connaissant la configuration de cratères $Pdf(\text{age} | \mathbb{D})$, on utilise le théorème de Bayes :

$$\begin{aligned}
Pdf(\text{age} | \mathbb{D}) &= \frac{P(\text{age}) \times P(\mathbb{D} | \text{age})}{P(\mathbb{D})} \\
&= \frac{P_{prior}(\text{age}) \times P(\mathbb{D} | \text{age})}{\int_0^{\text{inf}} P_{prior}(t) \times P(\mathbb{D} | t) \times dt}
\end{aligned} \tag{3.14}$$

Ici $P_{prior}(\text{age})$ représente l'état de connaissance initial sur l'âge de la surface en l'absence de données. Michael *et al.* (2016) propose l'utilisation d'une probabilité constante sur l'intervalle d'âges testés; en d'autres mots, on ne possède aucune connaissance à priori sur la surface. L'équation 3.14 peut donc être simplifiée en :

$$Pdf(\text{age} | \mathbb{D}) = \frac{P(\mathbb{D} | \text{age})}{\int_0^{\text{inf}} P(\mathbb{D} | t) \times dt} \tag{3.15}$$

La distribution de probabilité obtenue (figure 3.20) représente donc la vraisemblance des âges modèles. Afin de résumer cette distribution sous la forme d'un âge et de ses intervalles de confiance, Michael *et al.* (2016) conseille de représenter la médiane, ainsi que l'enveloppe 1 σ de la distribution.

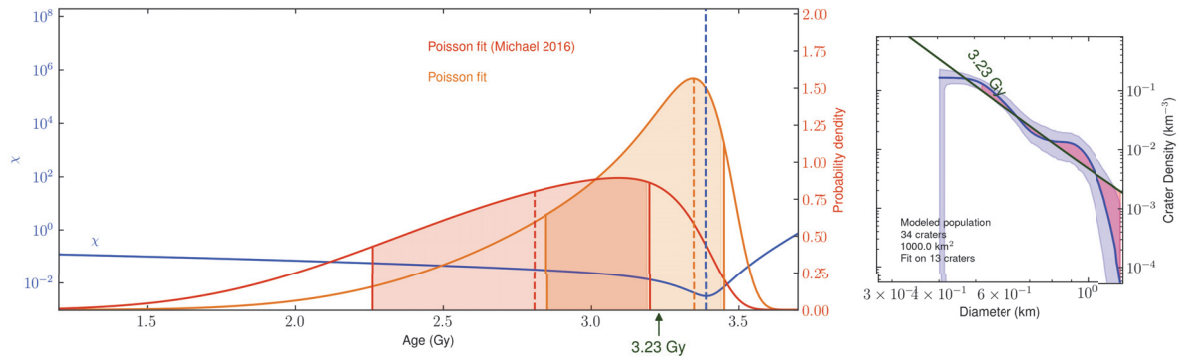


Fig. 3.21 – Exemple d’ajustement d’âge modèle sur une population synthétique d’un âge de 3.23 milliards d’années. L’ajustement est réalisé sur seulement 16 cratères. On peut constater que les densités de probabilités fournies par les deux approches probabilistes sont plus étalées que dans le cas d’une population plus importante. Pour une description détaillée des courbes représentées se référer à la figure 3.20.

Cette méthode d’ajustement utilisant une approche probabiliste permet de s’absoudre de l’utilisation d’histogrammes, la densité de probabilité obtenue ne dépend que de la gamme de cratères étudié et du diamètre de ces cratères. De plus, cette technique permet de prendre en compte les classes de cratères vides, permettant même de dater une surface sans cratère observé (Michael *et al.*, 2016). La représentation de la densité de probabilité permet de rapidement observer la précision de l’âge modèle donné, ainsi que d’une potentielle asymétrie. Cependant, cette technique ne permet pas de considérer une aire de référence non constante comme cela est le cas lorsqu’on souhaite appliquer les méthodes de zone tampon et de suppression des éjectas. De plus, comme expliqué précédemment, l’utilisation d’estimation par noyau permet de considérer les erreurs de mesure sur les diamètres et les profondeurs de cratères. Nous avons donc tenté d’appliquer un ajustement prenant en compte l’hypothèse selon laquelle l’occurrence de cratères suit une loi de Poisson tout en conservant l’utilisation des distributions en fréquence de taille.

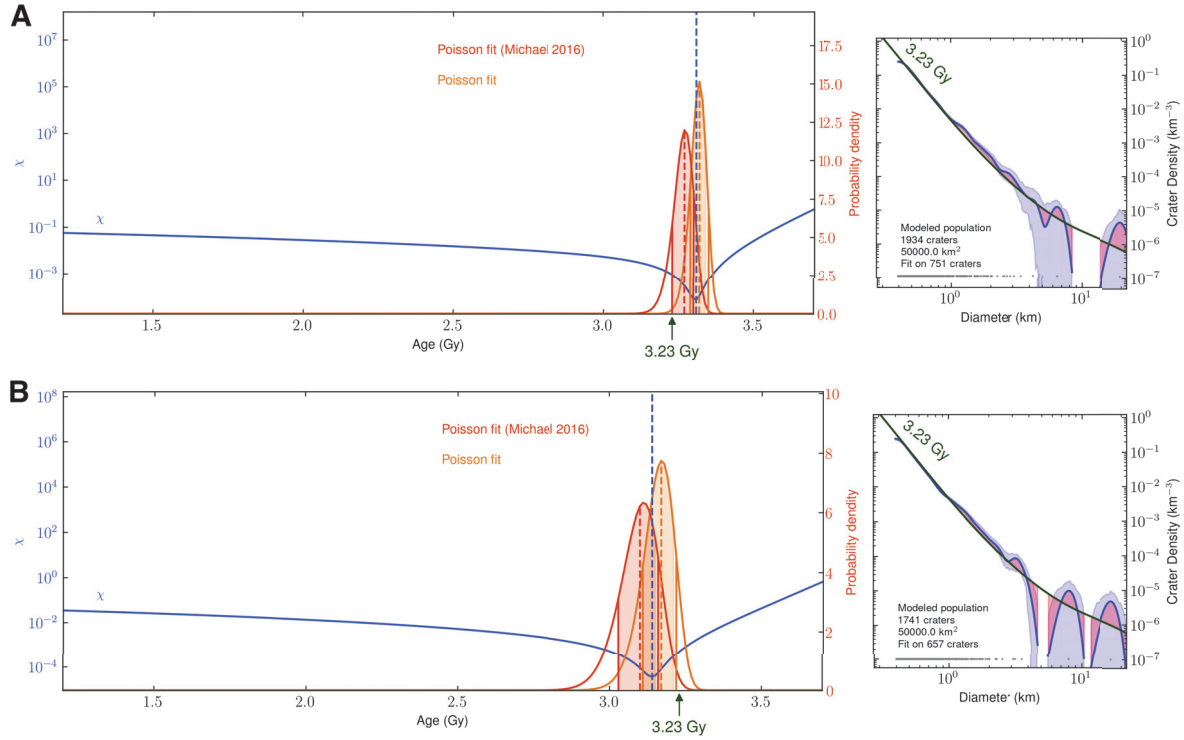


Fig. 3.22 – Exemple d’ajustement d’âge modèle sur des populations synthétiques bruitées. **A)** En ajoutant du bruit sur les diamètres produits. **B)** en supprimant aléatoirement 10% des cratères. Pour une description détaillée des courbes représentées se référer à la figure 3.20.

Ajustement des distributions en fréquence de taille par loi de Poisson

Nous avons utilisé l’équation 3.9 pour chaque pas de diamètre en utilisant la fonction Γ qui généralise la fonction factorielle sur \mathbb{R}^+ :

$$P(SFD | age) = \prod_{\nu_{fit}} \frac{f_{i,m}(age)^{f_{i,obs}}}{\Gamma(f_{i,obs} + 1)} \times e^{-f_{i,m}(age)} \quad (3.16)$$

Cette probabilité est calculée pour chaque âge testé puis normalisée selon l’équation 3.15. De plus, nous proposons l’utilisation du mode de la probabilité, qui correspond à l’âge le plus vraisemblable, plutôt que de la médiane. L’intervalle de confiance est alors calculé en utilisant l’enveloppe de 68% de probabilité de chaque côté du mode.

La figure 3.20 représente la densité de probabilité calculée sur une population de cratères synthétiques. Les résultats fournis par cette méthode d’ajustement sont très concluants et souvent semblables à ceux fournis par la méthode de Michael *et al.* (2016).

Hypothèse d'une erreur Gaussienne

Une seconde approche probabiliste consiste à utiliser les erreurs estimées sur les mesures. En effet, une erreur lorsqu'elle est correctement définie, décrit la probabilité de trouver la valeur vraie du paramètre en fonction de la valeur mesurée. Ainsi, un diamètre mesuré de $D_{obs} = 1 \pm 0.1$ km, peut être compris comme : D_{true} est situé aléatoirement autour de D_{obs} selon une loi de probabilité avec un écart-type de 0.1 ou $D_{true} \sim PDF(D_{obs}, \sigma = 0.1)$. Le cas le plus courant est l'utilisation d'une loi Gaussienne. Si l'on souhaite réduire l'écart entre les valeurs vraies et les valeurs modélisées, il est possible d'utiliser ces lois de probabilité. On souhaite avoir $x_{true} = x_{model}$, on peut donc écrire :

$$P(x_{model}) = P(x_{true} = x_{model}) = Fct(x_{obs}, \sigma_x) \quad (3.17)$$

En notant X_{obs} l'ensemble des observations $x_{obs,i}$, on peut écrire :

$$P(X_{model}) = \prod_i Fct(x_{obs,i}, \sigma_{x,i}) \quad (3.18)$$

Le modèle présentant la plus forte probabilité $P(X_{model})$ est donc le plus vraisemblable, on parle d'ailleurs de maximum de vraisemblance. Il est intéressant de remarquer que la méthode des moindres carrés découle directement de l'équation 3.18 dans le cas d'une loi Gaussienne et d'un σ_x constant.

Si l'on considère une distribution de l'erreur Gaussienne, dans notre cas d'ajustement des isochrones aux densités, la maximisation de l'équation 3.18 peut être simplifiée par la minimisation de :

$$\chi_G(age) = \sum_{\nu_{fit}} \frac{(f_{i,m}(age) - f_{i,obs}(age))^2}{\sigma_{f,i}^2} \quad (3.19)$$

Avec $\sigma_{f,i} = (f_{inf,i} + f_{sup,i})/2$ où $f_{inf,i}$ et $f_{sup,i}$ sont les limites de l'intervalle de confiance fournies par bootstrapping (partie 2.1.4).

Nous avons testé l'utilisation de cette formule pour ajuster les isochrones aux densités de cratères mesurées la figure 3.20 représente la variation de χ_G en fonction de l'âge sur une population de cratères synthétiques. On peut constater que l'ajustement par cette méthode donne des âges largement différents de l'âge réel. De plus, la valeur minimum

de χ_G est très peu marquée contrairement à celle de χ . Il est donc exclu d'utiliser les intervalles de confiance fournis par le bootstrapping dans l'ajustement du modèle.

La raison pour laquelle cette technique ne permet pas un ajustement correct est principalement liée à la très faible erreur en termes absolus pour les gros cratères (ici gros se réfère aux plus grands cratères de la population). Le nombre de gros cratères étant faible, les densités mesurées sont très faibles ainsi que leurs erreurs. Cependant, comme expliqué précédemment, l'occurrence de ces gros cratères suit une loi de Poisson et ils peuvent être aussi bien présents qu'absents sur une surface. On constate donc, ici, l'importance d'utiliser une loi de distribution de l'erreur adéquate; une loi Gaussienne ne semble pas pertinente, en particulier si l'on souhaite exploiter les marges d'erreurs fournies par bootstrapping.

3.3.3 Comparaison des différentes méthodes d'ajustement

La méthode la plus couramment utilisée est celle des moindres carrés. Cependant, l'utilisation de cette méthode fait l'hypothèse que les erreurs sur les densités sont gaussiennes et indépendantes. Même si la variabilité des distributions en fréquence de taille est encore peu étudiée, il est déjà possible d'affirmer que ces hypothèses ne sont pas valides (partie 2.1.4).

Si l'on écarte les erreurs liées à l'identification des cratères et aux mesures de diamètres, le nombre de cratères observables sur une surface suit une loi de Poisson dont l'espérance est modélisée par les fonctions de chronologie multipliée par la surface considérée. Il est donc raisonnable d'utiliser cette hypothèse afin de réaliser un ajustement probabiliste. C'est l'idée de la méthode proposée par [Michael *et al.* \(2016\)](#) qui permet de s'absoudre de la construction de distribution en fréquence de taille et permet d'obtenir une probabilité donnant la vraisemblance des différents âges testés. Cependant, cette méthode ne permet pas d'intégrer des cratères avec une aire de référence variable, comme c'est le cas lorsqu'on utilise les méthodes de zone tampon et de suppression des éjectas.

Nous proposons donc une méthode intermédiaire qui permet d'ajuster des distributions en fréquence de taille avec des isochrones en utilisant une méthode probabiliste utilisant l'hypothèse selon laquelle la distribution des densités suit une loi de Poisson.

Nous avons testé ces méthodes sur des données synthétiques, le processus de créa-

tion des données synthétiques est détaillé dans la partie 3.2.1. Nous avons synthétisé la population de cratères de plus de 400 m d'une surface de 3.23 Ga sur des aires de 10000 km² et 2000 km², ces populations sont composées respectivement d'environ 400 et 80 cratères. De plus, nous avons également testé l'ajustement après avoir ajouté du bruit sur les diamètres de la population de 400 cratères, ainsi qu'après avoir supprimé aléatoirement 10% des cratères, afin de tester la stabilité de ces méthodes. Les résultats de notre méthode d'ajustement des distributions selon une distribution de Poisson sont très proches de ceux des deux autres techniques décrites. L'ajout de bruit ne modifie pas spécialement l'âge trouvé, en revanche, la suppression aléatoire de cratères réduit grandement l'âge trouvé (figure 3.22). Ce dernier point montre l'importance d'utiliser un jeu de cratères vraiment complet. Il serait intéressant d'augmenter le nombre de tests sur ces méthodes avec un plus grand nombre de populations synthétiques afin de mieux comprendre la précision statistique des âges trouvés.

3.3.4 Importance de la gamme de diamètre utilisée pour l'ajustement

Un point très important de l'ajustement est le choix de la gamme de cratère ν_{fit} sur laquelle on réalise l'ajustement. En effet, comme signalé dans la partie 2.1.4, lorsqu'on utilise une estimation par noyau pour construire la distribution en fréquence de taille on observe des artéfacts jusqu'à $1.3 \times D_{min}$ qui sont causés par l'étalement des cratères. Le diamètre minimal de ν_{fit} doit donc être supérieur à $1.3 \times D_{min}$.

De plus, en particulier sur Mars, les distributions en fréquence de taille peuvent être modifiées par des processus de surface postérieurs à la formation de la surface. Nous avons modélisé une population de cratères synthétique pour une surface âgée de 3.23 Ga de 10000 km² avec un événement de dépôt de 194 m à 1.5 Ga. La figure 3.23 représente la distribution en fréquence de taille de cette population ainsi que les ajustements réalisés sans précaution sur la gamme de diamètre utilisée. La distribution en fréquence de taille présente deux parties s'alignant sur deux isochrones différentes, les cratères de plus de 1 km de diamètre s'alignent sur l'isochrone 3.23 Ga alors que les cratères plus petits s'alignent eux sur l'isochrone 1.5 Ga correspondant à l'événement de renouvellement de la surface qui a effacé l'ensemble des cratères dans cette gamme de diamètre.

Il est possible par inspection visuelle des distributions en fréquence de taille de repérer

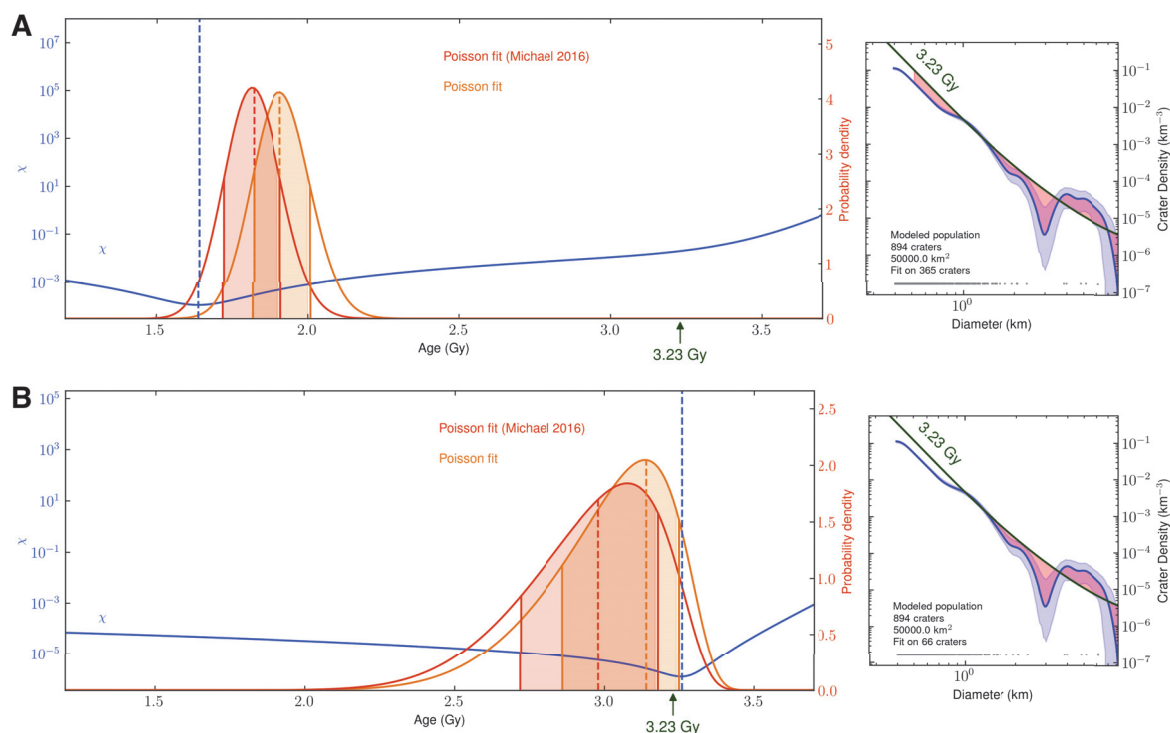


Fig. 3.23 – Exemple d’ajustement d’âge modèle sur une population synthétique ayant subi un événement de renouvellement de la surface. La population a été synthétisée en appliquant un événement de renouvellement de la surface de 194 m à 1.5 milliard d’années. **A)** Si l’ajustement est réalisé sur l’ensemble de la gamme de diamètres, l’âge renvoyé est largement erroné. **B)** si l’on utilise uniquement les cratères d’un diamètre supérieur à l’inflexion observée à 1 km pour réaliser l’ajustement, on retrouve l’âge originel de la population. Pour une description détaillée des courbes représentées se référer à la figure 3.20.

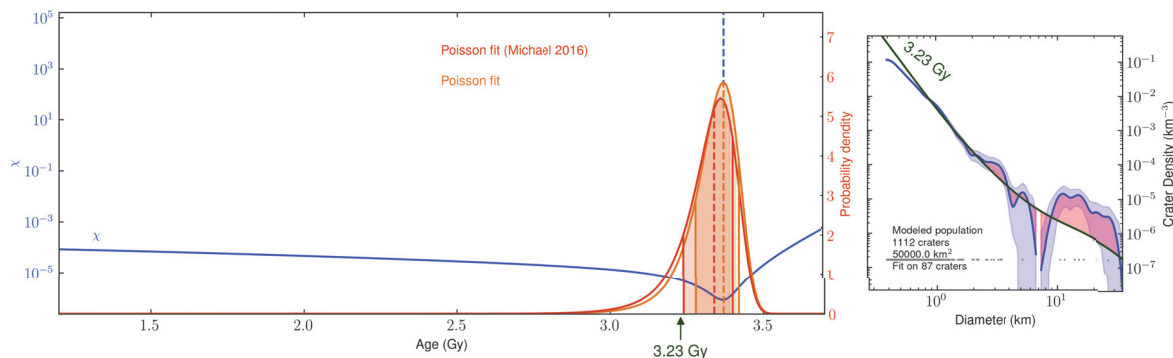


Fig. 3.24 – Exemple d’ajustement d’âge modèle sur une population synthétique ayant subi une oblitération continue. La population a été synthétisée en appliquant un taux d’oblitération constant de 60 m/Ga. Dans ce cas, il est impossible de repérer le diamètre à partir duquel des cratères ont complètement été effacés par l’oblitération, Il est alors compliqué de choisir une gamme de diamètre adaptée pour réaliser l’ajustement. Pour une description détaillée des courbes représentées, se référer à la figure 3.20.

de tels événements qui sont marqué par des sauts ou des changements de pente dans les SFDs (Michael, 2013). Il est alors important de choisir une gamme de diamètres ν_{fit} qui correspond à la surface initiale et n’a pas été affectée par le renouvellement de la surface (figure 3.23). Cet exercice est facilement réalisable lorsque le changement d’isochrone est bien visible, comme dans le cas d’un événement géologique de courte durée. Robbins *et al.* (2018a) utilise les intervalles de confiance fournis par bootstrapping pour identifier les inflexions statistiquement significatives.

En revanche, dans le cas de processus d’oblitération des cratères continus, il est plus difficile d’observer les inflexions des distributions en fréquence de taille. La figure 3.24 représente les distributions en fréquence de taille et les ajustements réalisés sur une population de cratères synthétiques ayant subi une oblitération constante. Dans ce cas, on ne peut pas observer d’inflexion significative au niveau du diamètre limite de 1 km en dessous duquel certains cratères ont été complètement oblitérés.

Il est donc important, avant de réaliser l’ajustement, de s’interroger sur la gamme de cratères utilisée pour l’ajustement. Ces phénomènes d’oblitération complique la datation des surfaces, cependant, leur détection et caractérisation est simplifiée par l’utilisation de distributions en fréquence de taille et de profondeur. L’utilisation de la dimension verticale pourrait donc permettre un meilleur ajustement des données en prenant en compte ces événements.

3.4 Méthode d’ajustement en deux dimensions

3.4.1 Description

Si l’oblitération des cratères peut compliquer la datation des surfaces martiennes, le nombre de cratères manquants est directement lié aux taux d’oblitérations. On peut donc comparer les SFDs à des SFDs modélisées en prenant en compte l’oblitération ([Quantin-Nataf *et al.*, 2019](#)). Comme expliqué précédemment, nous avons choisi de développer cette approche en ajoutant des données de profondeurs de cratère à l’ajustement.

Le principe de l’ajustement est le même que celui expliqué dans la partie précédente. Dans un premier temps, on crée des distributions en fréquence de taille et de profondeur comme décrit dans le chapitre 3. On modélise ensuite différentes distributions avec différents âges et taux d’oblitération avec le modèle décrit dans la partie 3.2.1. Enfin, on compare les deux densités par moindre carré ou par une approche probabiliste.

L’espace des paramètres à explorer (âge, intensité de l’oblitération et changement temporel d’oblitération) est alors bien plus important que de simples variations d’âge des surfaces. Afin de limiter le temps nécessaire à calculer les modèles il est important de limiter les paramètres à explorer ; par exemple, l’âge total de la surface peut être fixé préalablement en datant les plus grands cratères de la population comme réalisé par [Pan *et al.* \(2019\)](#). L’algorithme d’ajustement est déjà écrit, mais de nombreux développements sont encore nécessaires pour optimiser l’exploration des paramètres.

3.4.2 Développements

Comme indiqué précédemment, il est encore nécessaire d’effectuer des tests pour s’assurer que l’ajustement entre distributions en fréquence de taille et de profondeur observées et modélisées produit des résultats intéressants. Pour cela, il faut se pencher sur l’exploration de l’espace des paramètres, c’est à dire, quels âges et taux d’oblitération modéliser. De nombreuses possibilités s’offrent à nous, en premier lieu, une exploration de l’espace systématique ; cependant, même en réduisant les variations d’oblitérations testées aux périodes géologiques de Mars, le nombre de modèles à tester est très important. Une seconde solution pourrait être une méthode de Monte-Carlo avec une sélection aléatoire des paramètres à modéliser. Cependant, de nombreuses méthode existent pour

optimiser les temps de calculs en convergeant vers la solution la plus probable ce qui pourrait améliorer notre inversion.

Avant d'implémenter ces méthodes d'exploration de l'espace et l'ajustement entre modèles et données, nous avons essayé de comprendre au mieux comment interpréter les distributions en fréquence de taille et de profondeur sur Mars. Nous avons notamment utilisé les modèles chronologiques martiens pour obtenir des mesures d'oblitération à différentes échelles.

4

Estimation des taux d'érosion martiens

Nous avons décrit dans le chapitre précédent les programmes que nous avons développés pour modéliser l'évolution des populations de cratères martiens en prenant en compte l'oblitération. Cependant, ces modèles sont très peu contraints, ce qui rend l'inversion peu pertinente en l'état de notre compréhension. Il est donc nécessaire dans un premier temps de contraindre certains de ces paramètres. Comme mentionné précédemment, il est possible, par exemple, de déterminer l'âge total de la surface à partir de l'étude des plus gros cratères. Afin de mieux comprendre les modes d'oblitération nous nous sommes intéressés à l'étude des distributions en fréquence de taille et de profondeur. L'étude de ces distributions nous a permis de porter un premier regard sur la relation entre oblitération et diamètre ou encore sur les gammes de taux d'oblitération observés sur Mars.

Nous nous sommes principalement intéressés à deux jeux de données, d'une part une base de données de cratères globale qui nous a permis d'estimer les taux d'oblitération sur une large période de temps à l'échelle globale. D'autre part, nous avons réalisé de nombreuses cartographies de cratères à l'échelle de la centaine de mètres grâce à des images CTX. Ces données nous ont permis d'observer des taux d'oblitération beaucoup plus récents et ainsi comparer l'activité de surface actuelle dans différentes régions de Mars. L'utilisation de données à différentes échelles spatiales permet d'interpréter des taux d'oblitération à différentes échelles temporelles, offrant ainsi des images complémentaires de l'activité de surface présente et passée de la planète.

4.1 Des statistiques de cratères à l'évolution temporelle des taux d'oblitération

4.1.1 Description des mesures d'oblitération

Afin d'interpréter au mieux les distributions en fréquence de taille et de profondeur, nous avons utilisé les modèles chronologiques martiens pour retracer les variations de profondeurs de cratères au cours du temps. Carr (1992) utilise la répartition des cratères dans l'espace diamètre-profondeur pour estimer les taux d'érosion Martiens, à partir de l'enveloppe du nuage de points, il détermine une variation de profondeur qu'il transcrit en taux d'oblitération en datant la population de cratères à l'aide d'un système chronologique Martien. Il trouve des taux d'oblitération d'environ 20 m/Ga à l'Amazonien et de 2000 à 10 000 m/Ga au Noachien. L'utilisation de distributions en fréquence de taille et de profondeur nous a permis, grâce à une méthode similaire à celle proposée par Carr (1992), de retracer les taux d'oblitération au cours du temps.

Si l'on observe une distribution en profondeur pour un diamètre donné (figure 4.1), on peut prédire les fréquences attendues pour différents âges. Nous avons fait l'hypothèse que les cratères les plus profonds étaient les plus récents ; ainsi si l'on observe une distribution en fréquence de profondeur cumulée (figure 4.1), les cratères les plus récents sont situés à droite et l'âge des cratères augmente lorsque la profondeur diminue. Selon cette hypothèse, la distribution en fréquence de profondeur cumulée peut être interprétée comme la fréquence de cratère, non plus uniquement , dont la profondeur est inférieure à une profondeur donnée, mais aussi dont l'âge est supérieur à un âge donné. Cet âge peut alors être déterminé à partir de la fréquence donnée grâce aux systèmes de chronologie martiens.

Pour un pas de diamètre donné, on peut associer à chaque âge une profondeur de cratère. En répétant cette opération sur l'ensemble des pas de diamètre, on obtient une matrice de profondeurs en fonction de l'âge et du diamètre (figure 4.2). À partir de la grille de profondeur, on peut calculer une grille d'oblitération, en calculant la variation de profondeur sur le pas de temps. On obtient alors pour chaque pas de temps et de diamètre une valeur d'oblitération (figure 4.2).

Le choix du pas de temps utilisé est important ; il est nécessaire d'observer plusieurs

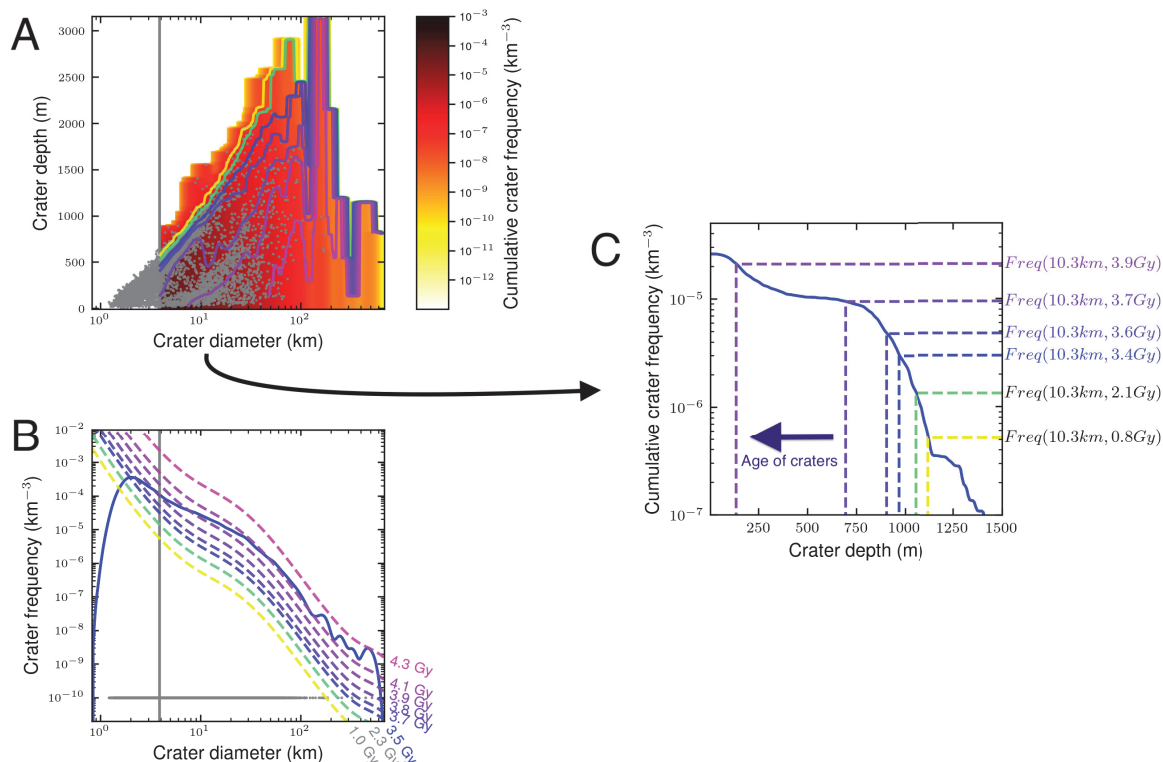


Fig. 4.1 – Illustration des mesures de profondeur en fonction de l'âge et du diamètre du cratère. Les cratères utilisés proviennent de la base de données martiennes de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) sur le quadrant de textitSinus Sabaeus (0 à 45° de longitude et 0 à -30° de latitude). **A**) Distribution en fréquence de taille et de profondeur cumulative. Chaque point gris représente un des cratères utilisés pour créer la distribution ; la ligne grise représente le diamètre minimal sous lequel la distribution en fréquence de taille n'est pas complète. Les lignes de couleur représentent les profondeurs pour un âge donné déterminées à partir de l'isochrone correspondante. **B**) Distribution en fréquence de taille de la population, les courbes de couleur représentent les différentes isochrones utilisées pour déterminer la profondeur. **C**) Distribution en fréquence de profondeur cumulative pour le pas de diamètre 10.3 km. La courbe représente la fréquence de cratères dont la profondeur est inférieure à l'axe des abscisses. Pour chaque pas de temps, on détermine la fréquence théorique grâce au modèle chronologique ; on peut alors associer une profondeur à l'âge.

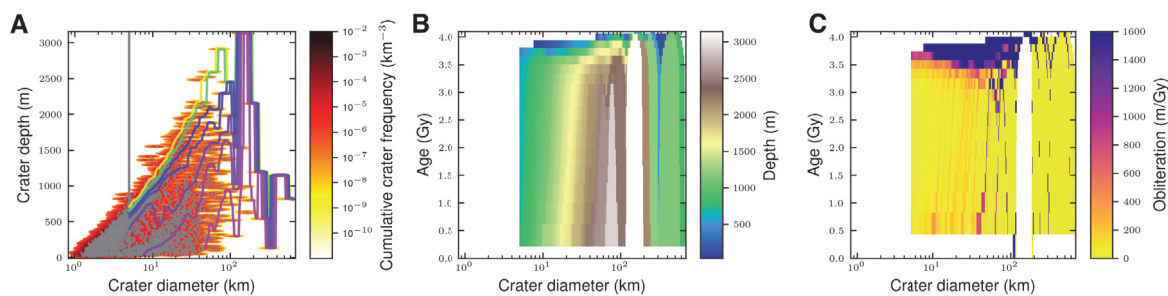


Fig. 4.2 – Illustration des différentes étapes du calcul de l'oblitération. textbfA) distribution en fréquence de taille et de profondeur. Les courbes de couleur correspondent à des isochrones. textbfB) Évolution de la profondeur en fonction du diamètre et de l'âge. textbfC) Évolution de l'oblitération en fonction du diamètre et de l'âge. Les cratères utilisés proviennent de la base de données martiennes de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) sur le quadrant de textitSinus Sabaeus (0 à 45° de longitude et 0 à -30° de latitude).

cratères entre chaque pas d'âge pour que la variation de profondeur soit significative. Le flux de cratères augmentant de façon exponentielle avec l'âge de la surface, nous avons utilisé un pas de temps variable, proportionnel à $-\exp(\text{age})$. Nos grilles d'oblitération présentent donc une meilleure résolution temporelle pour les âges anciens que pour les périodes récentes.

4.1.2 Discussion sur la validité des oblitérations obtenues

Cette méthode est innovante et permet d'obtenir des taux d'oblitération de cratère avec une résolution et une extension temporelle encore inédite. Il est cependant important de noter ici un certain nombre de limites. Tout d'abord comme mentionné précédemment, les taux d'oblitération mesurés sont dépendant du système chronologique utilisé, on peut donc parler de taux d'oblitération modèle. Cependant comme expliqué dans le chapitre précédent, la quasi totalité des études de la surface martienne utilisent les mêmes modèles ce qui permet une comparaison entre les différents résultats.

Deuxièmement, l'hypothèse selon laquelle les cratères les plus profonds sont les plus jeunes est parfaitement critiquable ([Robbins et al., 2018b](#)). En effet la profondeur initiale des cratères dépend de nombreux autres paramètres. C'est pour cette raison que nous ne recommandons pas d'utiliser sans vérification préalable les valeurs de profondeur en fonction du temps, en particulier pour déterminer la profondeur des cratères frais. Cependant, si l'on considère que les variations de profondeur initiale ne changent pas au cours

du temps, l'utilisation de variation relative des profondeurs, sous forme d'oblitération, permet d'éviter ce biais si le nombre de cratères observé est suffisant.

En effet, le nombre de cratères utilisés entre deux pas de temps doit être suffisant pour calculer une véritable variation de profondeur et non l'étalement entraîné par l'utilisation de l'estimation par noyau. Un exemple de ce problème peut être observé sur la figure 4.2, où, pour les cratères de plus de 100 km de diamètre l'oblitération est uniquement mesurée à partir de 1 cratère. Ce problème est particulièrement présent lorsqu'on essaie de retracer l'oblitération des cratères amazoniens. En effet, le flux d'impact est très faible et par conséquent le nombre de cratère entre deux pas de temps n'est pas assez important. Nous avons donc, pour chaque matrice d'oblitération en fonction de l'âge et du diamètre calculé, le nombre théorique de cratères observables sur l'aire considéré pour chaque pas de diamètre et de temps. Si ce nombre est inférieur à un certain seuil, l'oblitération mesurée résulte uniquement de l'étalement par l'estimation par noyau. Nous avons fixé ce seuil à 5 cratères, la figure 4.3 représente, par un masque noir, les diamètres et âges pour lesquels le nombre théorique de cratères est trop faible.

Enfin, une autre source d'erreur possible résulte de l'utilisation de l'estimation par noyau. Comme expliqué dans le chapitre 2 les distributions calculées grâce à une estimation par noyau présentent une inflexion au niveau des limites du nuage de points. Dans ce précédent chapitre, nous avons discuté de l'inflexion observée pour les petits diamètres, mais nous n'avons pas traité en détail de l'inflexion dans le cas des distributions fréquence de taille et de profondeur. En effet, le développement d'une correction de l'inflexion est alors beaucoup plus complexe. Lors du calcul des oblitérations, l'inflexion peut jouer un rôle au niveau des cratères les plus profonds et donc sur les âges récents, et au niveau des cratères les moins profonds, ce qui se traduit par une erreur sur les taux d'oblitération les plus anciens. Dans le cas des cratères profonds, la correction appliquée sur le nombre théorique minimal de cratères, limite l'utilisation de la partie de la distribution affectée par l'inflexion. Afin d'estimer ces différents effets, nous avons réalisé des tests sur des données synthétiques.

4.1.3 Tests synthétiques

Afin de tester la validité des mesures d'oblitérations fournies par notre méthode, nous avons réalisé une série de tests synthétiques. Nous avons utilisé notre modèle de

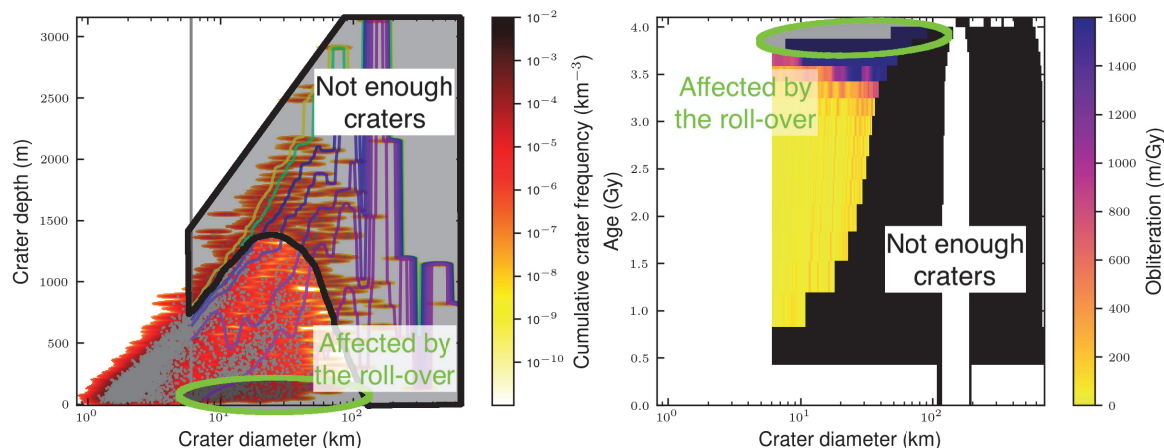


Fig. 4.3 – Illustration des sources d'erreurs des mesures d'oblitération. La figure de gauche représente la distribution en fréquence de taille et de profondeur utilisée pour calculer l'oblitération (figure de droite). Les cratères utilisés proviennent de la base de données martiennes de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) sur le quadrant de textitSinus Sabaeus (0 à 45° de longitude et 0 à -30° de latitude).

population de cratères (section 3.2.1) pour modéliser des populations de cratères ayant subi différentes oblitérations. Nous avons ensuite bruité la profondeur et le diamètre de ces populations et appliqué la méthode décrite ci-dessus pour mesurer l'oblitération.

Les figures 4.4, 4.5 et 4.6 présentent des exemples d'oblitération mesurée à partir de populations modélisées dont l'histoire est connue. La différence entre l'oblitération initiale connue et celle retrouvée par notre méthode est indiquée par les sous-figures E. Dans les trois cas présentés ici, l'oblitération présente des pics en forme de parabole; ainsi, pour un âge donné, l'oblitération se concentre sur quelques diamètres avec une erreur négative importante, tandis que la plupart des diamètres présentent une petite erreur positive. L'origine de cette erreur en forme de parabole provient de l'étalement des cratères par l'estimation par noyau. Des tests sont encore en cours afin de mieux comprendre l'origine de ces artefacts et ainsi les éliminer. Une solution temporaire est, lorsqu'on souhaite étudier l'oblitération à une époque particulière d'utiliser la moyenne des valeurs plutôt que la médiane afin de bien prendre en compte ces valeurs extrêmes.

Un second effet de ces artefacts est l'étalement des oblitérations sur une période plus importante que celle initiale. Dans le cas de l'oblitération s'arrêtant après 2.7 Ga, on observe une persistance des pics d'oblitération jusqu'à 2 Ga. Le cas de l'événement de renouvellement de la surface illustre encore mieux ce problème. L'événement est bien

observable dans la matrice d'oblitération, cependant son âge est sous estimé et varie légèrement selon le diamètre (figure 4.6).

L'erreur observée pour les valeurs écartées due au trop petit nombre de cratères théorique est très importante, puisque les oblitérations mesurées sont très souvent nulles. La correction décrite précédemment, consistant à ne pas considérer les oblitérations mesurées pour des diamètres et des âges pour lesquels le nombre théorique de cratères est inférieur à 10, se révèle donc efficace pour éliminer ces erreurs.

Le cas d'une oblitération constante et de l'événement de renouvellement de la surface montre une augmentation des taux d'oblitération pour les âges les plus anciens. Ainsi dans le cas de l'événement de renouvellement de la surface on observe des oblitérations allant jusqu'à 100 m/Ga alors que l'oblitération d'origine est de 0 m/Ga. Cette erreur est causée par l'inflexion des distributions en fréquence de profondeur liée à l'utilisation de l'estimation par noyau décrite précédemment.

L'utilisation de données synthétiques permet donc de démontrer que notre méthode permet effectivement de retracer l'évolution des taux d'oblitération au cours des temps martiens. Cependant, la nature des données et l'utilisation de l'estimation par noyau entraîne un certain nombre d'artefacts à garder à l'esprit. Tout d'abord, les valeurs de diamètres et d'âges pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10 ne doivent pas être interprétés. De plus, les oblitérations obtenues à partir des cratères les moins profonds, correspondant aux oblitérations les plus anciennes doivent être considérées avec précaution puisqu'on peut observer une sur-estimation de l'oblitération allant jusqu'à 1000 m/Ga. Enfin, l'utilisation de taux moyen est conseillée en raison d'artefacts qui concentrent localement l'oblitération. Des tests synthétiques supplémentaires sont présentés dans les parties suivantes en parallèle des mesures réalisées sur les données réelles.

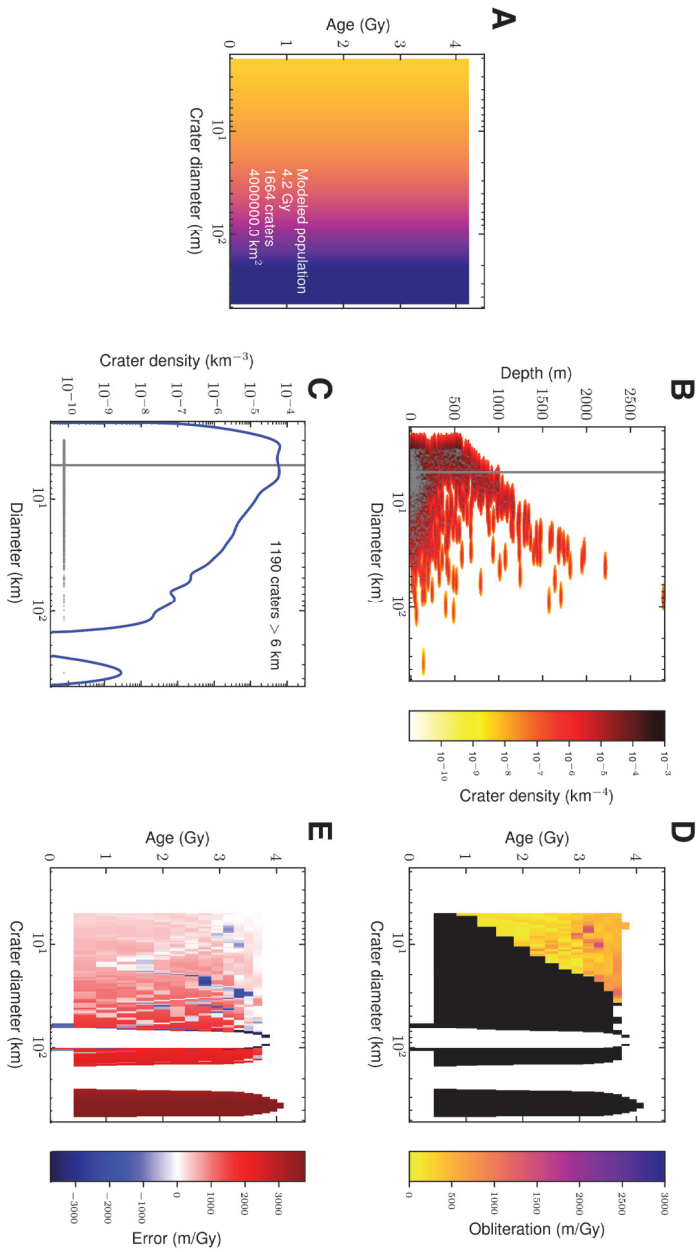


Fig. 4.4 – Exemple de mesure d'oblitération sur une population modélisée. L'oblitération d'entrée est proportionnelle à $D^{1/2}$ et constante dans le temps. **A)** Oblitération entrée dans le modèle. **B)** Distribution en fréquence de taille et de profondeur de la population modélisée et bruitée. **C)** Distribution en fréquence de taille de la population modélisée. **D)** Oblitération mesurée grâce à notre méthode. Les valeurs pour lesquelles le nombre de cratère théorique est insuffisant est masqué de noir. **E)** Différence entre l'oblitération d'entrée et l'oblitération mesurée.

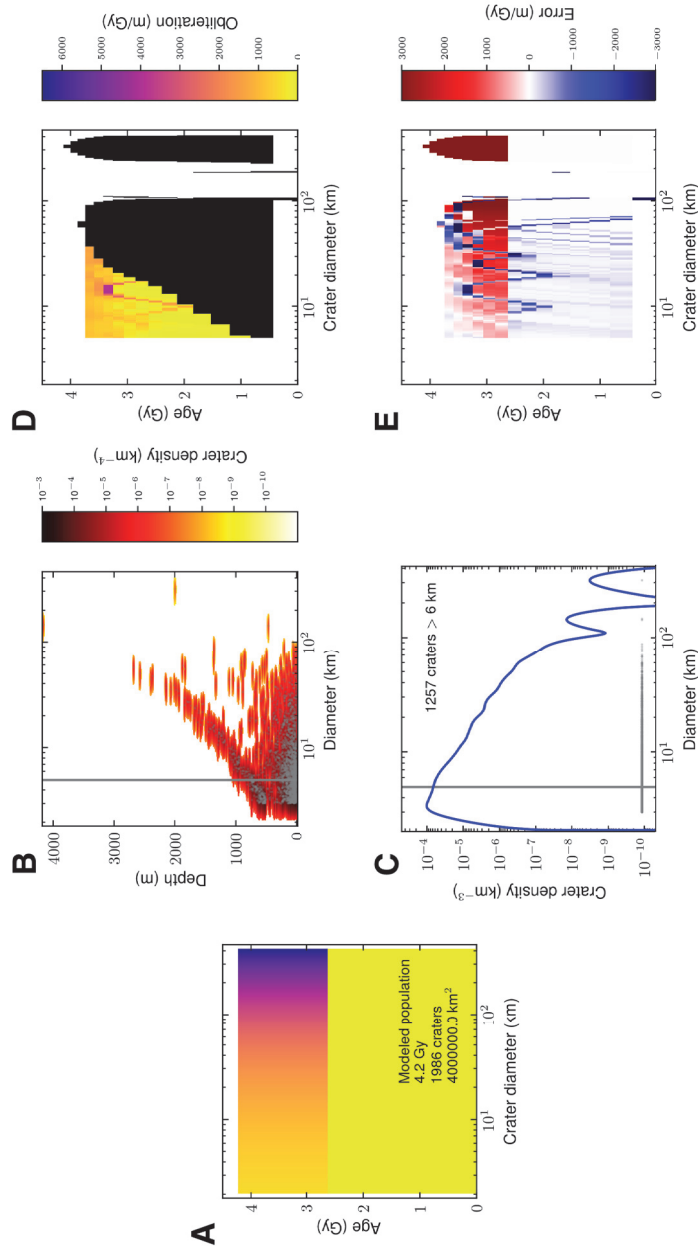


Fig. 4.5 – Exemple de mesure d'oblitération sur une population modélisée. L'oblitération d'entrée est proportionnelle à $D^{1/2}$ et s'arrête à partir de 2.7 Ga. **A)** Oblitération entrée dans le modèle. **B)** Distribution en fréquence de taille et de profondeur de la population modélisée et bruitée. **C)** Distribution en fréquence de taille de la population modélisée. **D)** Oblitération mesurée grâce à notre méthode. Les valeurs pour lesquelles le nombre de cratère théorique est insuffisant sont masquées de noir. **E)** Différence entre l'oblitération d'entrée et l'oblitération mesurée.

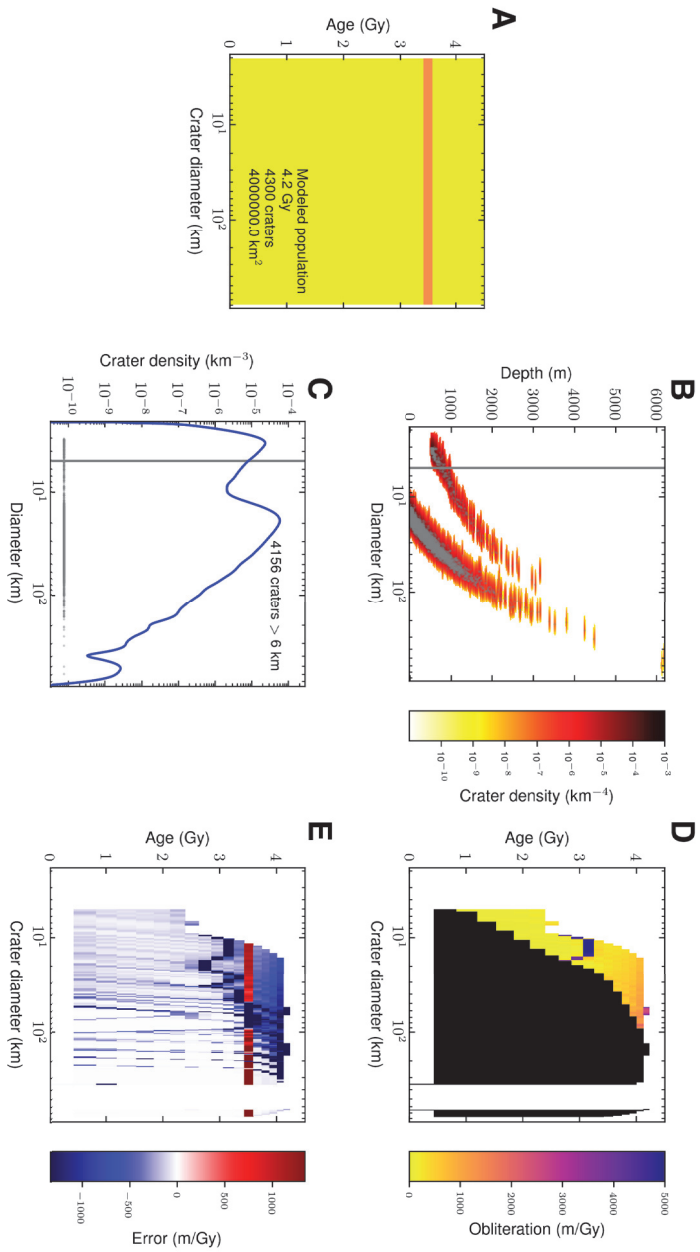


Fig. 4.6 – Exemple de mesure d'oblitération sur une population modélisée. L'oblitération d'entrée présente un événement ponctuel de renouvellement de la surface à 3.5 Ga. **A**) Oblitération entrée dans le modèle. **B**) Distribution en fréquence de taille et de profondeur de la population modélisée et bruitée. **C**) Distribution en fréquence de taille de la population modélisée. **D**) Oblitération mesurée grâce à notre méthode. Les valeurs pour lesquelles le nombre de cratères théorique est insuffisant sont masquées de noir. **E**) Différence entre l'oblitération d'entrée et l'oblitération mesurée.

4.2 Mesures d'oblitération à l'échelle de la planète

4.2.1 Présentation des données utilisées

Base de données de cratères

Il existe de nombreuses bases de données de cratères globales sur Mars, la plus complète d'entre elle étant celle de [Robbins et Hynek \(2012\)](#). Cette base de données est complète, selon les auteurs, pour les cratères de plus de 2 km de diamètre. De plus, une profondeur est associée à tous les cratères de plus de 3 km de diamètre, cette profondeur est mesurée comme la différence entre l'altitude médiane des crêtes et l'altitude du fond du cratère. Avec plus de 75 000 cratères dont la profondeur est renseignée, sur l'ensemble de la surface de Mars, cette base de données est idéale pour mesurer les taux d'oblitération martiens à grande échelle. De plus, la base de données inclut les cratères enfouis et les dépressions quasi circulaires, uniquement visibles sur les données d'altimétrie ([Frey et al., 2002](#)), ce qui permet dans notre cas de remonter à des taux d'oblitération plus anciens.

Bien que cette base de données de profondeurs soit censée être complète pour les cratères de plus de 3 km, un nombre important de cratères entre 3 et 6 km ne possèdent aucune information de profondeur. La table 4.1 résume le pourcentage de cratères possédant une information de profondeur en fonction de leur diamètre. Afin de travailler sur des gammes de diamètres pour lesquelles l'ensemble des cratères peut être exploité, nous avons limité notre étude aux cratères de plus de 5 km de diamètre.

Diamètre	3 à 4 km	4 à 5 km	5 à 6 km	6 à 10 km	>10 km
Cratères avec une profondeur	68%	77%	85%	90%	96%

Tab. 4.1 – Pourcentages de cratères dont la profondeur est renseignée dans la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) pour différentes gammes de diamètre.

Bien que cartographiée manuellement, cette base de données présente des artefacts dans les mesures de profondeur comme l'illustre la figure 4.7. Cet exemple est facilement remarquable en raison de la profondeur négative enregistrée, mais il est difficile d'estimer la fréquence de tels problèmes.

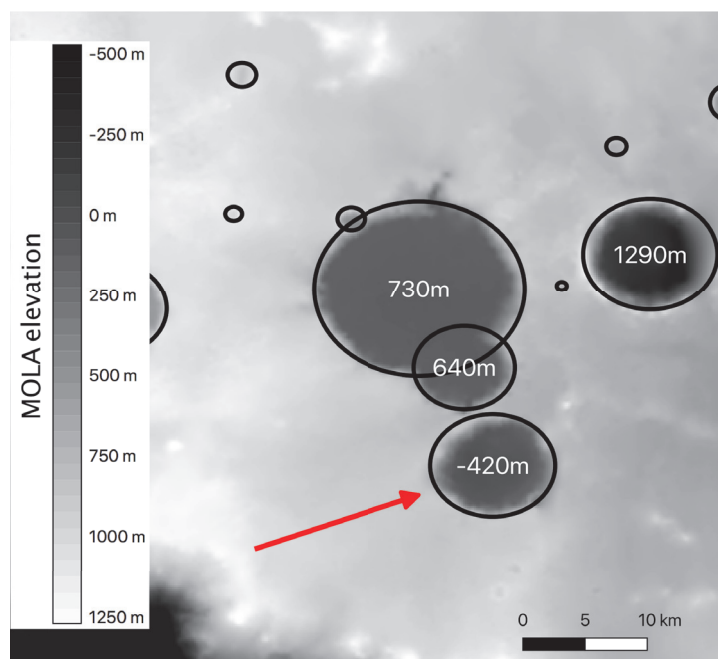


Fig. 4.7 – Exemple d'un artefact observé sur la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#). La profondeur indiquée par la base de données est négative alors que le cratère présente en réalité une profondeur d'environ 500 m. Cet exemple est anecdotique mais il est difficile d'estimer la proportion d'artefacts similaires.

Malgré ces quelques limites, cette base de données offre une opportunité unique d'étudier la surface de Mars à l'échelle globale.

Lors de la construction des distributions en fréquence de taille et de profondeur, nous avons utilisé comme valeur du noyau 6 m pour convoluer les cratères en profondeur. Cette valeur correspond à l'erreur trouvée sur nos mesures de profondeur sur CTX en comparant les profondeurs produites par notre algorithme avec des valeurs mesurées sur HiRISE (chapitre 3). L'utilisation d'un noyau plus adapté aux données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#) sera l'un des premier point à améliorer pour le traitement de ces données.

Aires de référence

Afin d'étudier les variations spatiales des taux d'oblitération, nous avons utilisé des aires de référence découpant la surface de Mars. Dans un premier temps, nous avons utilisé les quadrants qui divisent la surface de Mars en 30 zones ainsi que les petits quadrants (figure 4.8). L'utilisation des quadrants entraîne cependant le mélange de différentes unités géologiques et moyenne alors les taux d'oblitération des différentes unités géologiques couvertes.

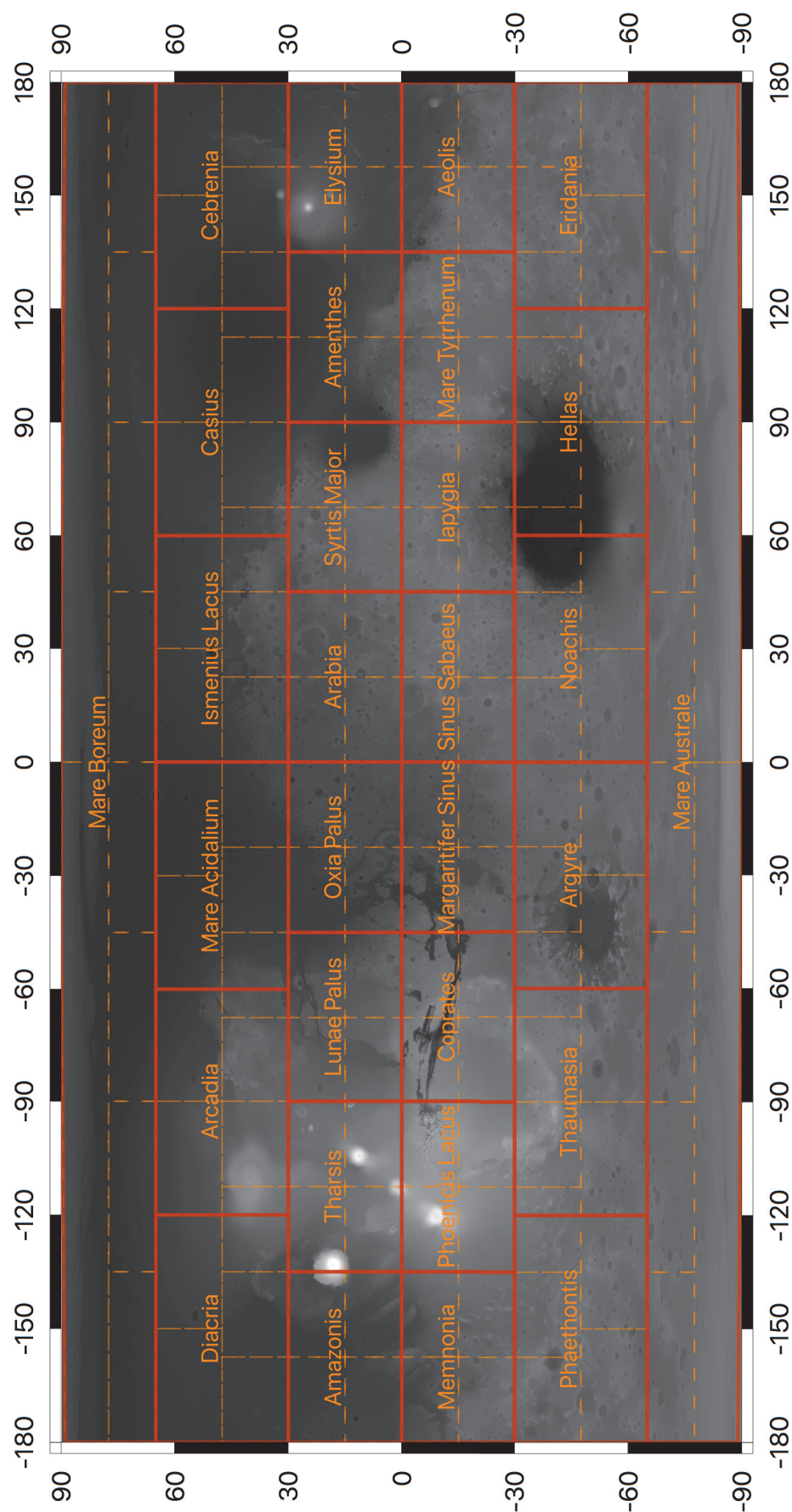


Fig. 4.8 – Carte des quadrants affichant leur noms. Les petits quadrants sont limités par les traits en pointillés. Le fond de carte correspond à la topographie MOLA.

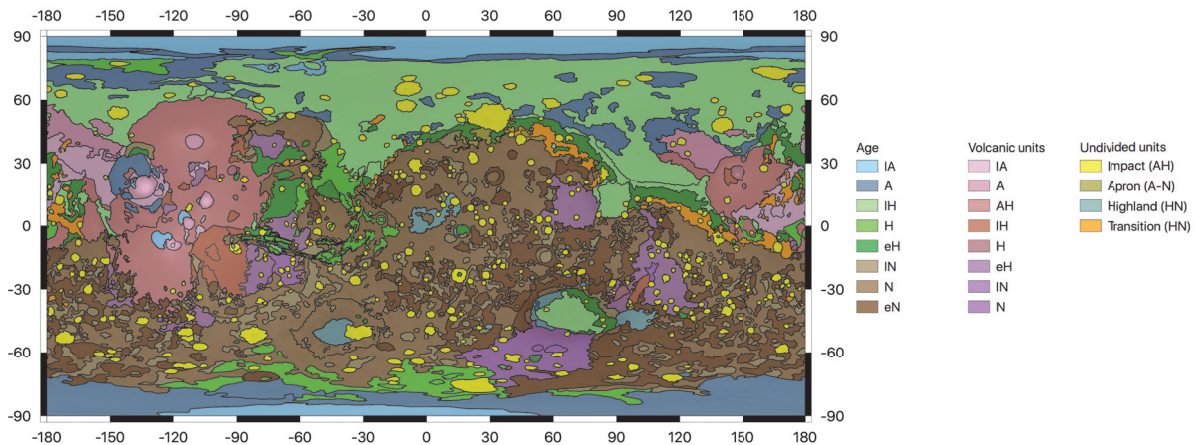


Fig. 4.9 – Carte géologique de Tanaka *et al.* (2014)

Dans le but d'étudier plus précisément chaque unité géologique, nous avons souhaité exploiter la carte géologique de Tanaka *et al.* (2014) (figure 4.9). Cependant, cette carte n'est pas utilisable telle quelle pour travailler sur les statistiques de cratères. La principale raison est que les impacts postérieurs à une surface géologique sont cartographiés comme une nouvelle unité, ces cratères ne sont alors pas identifiés comme appartenant à la surface la plus ancienne.

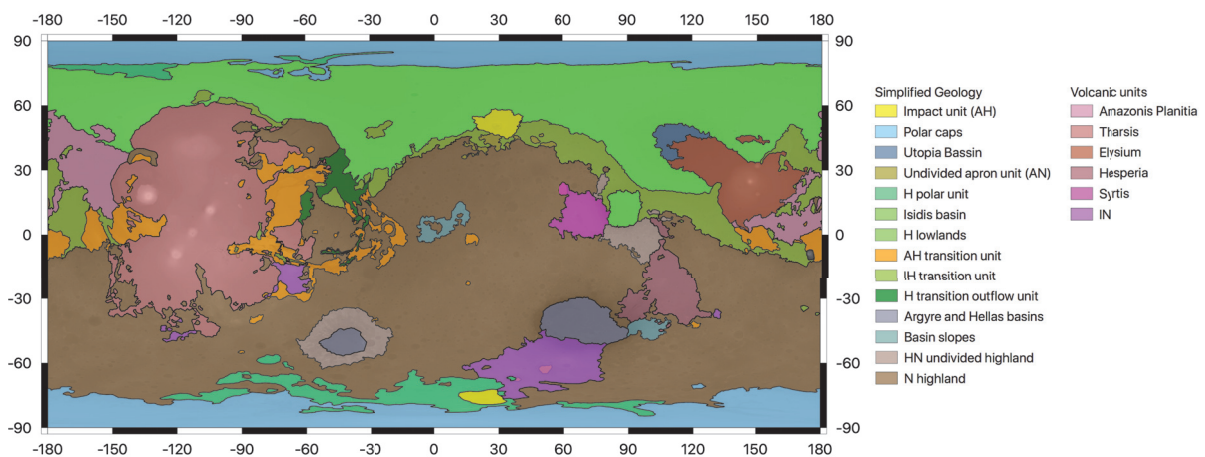


Fig. 4.10 – Carte géologique simplifiée de Mars, créée à partir de la carte de Tanaka *et al.* (2014)

Afin de résoudre ce problème, nous avons modifié la carte de Tanaka *et al.* (2014) pour inclure les cratères postérieurs dans l'unité géologique impactée. De plus, nous avons regroupé certaines unités géologiques afin d'obtenir un nombre de cratères statistiquement plus important sur chaque surface. La carte simplifiée est présentée dans la figure 4.10. L'un des principaux défaut de notre carte est le regroupement de l'ensemble

des *Highlands* en une seule unité géologique. En effet, les terrains du Noachien inférieur sont très morcelés et en partie recoupés par des cratères Noachien plus tardifs. Il est donc compliqué de diviser les *Highlands* en différentes unités ; cependant dans cette région, la carte des petits quadrants présente des statistiques de cratères suffisantes pour produire des résultats avec une meilleure résolution spatiale.

4.2.2 Présentation des taux d'oblitération obtenus

Phaethontis

Les taux d'oblitération obtenus sont présentés accompagnés des distributions en fréquence de taille et de profondeur correspondant. La figure 4.12 présente les taux d'oblitération obtenus dans le quadrant de *Phaethontis* situé dans les *Highlands* martiens (figure 4.11). Les taux d'oblitération moyens mesurés à l'Amazonien sont d'environ 70 m/Ga. Cette valeur, bien que légèrement plus importante est du même ordre de grandeur que les 20 m/Ga estimés par Carr (1992). L'oblitération commence à augmenter à partir de 3 Ga pour atteindre des valeurs allant jusqu'à plus de 3000 m/Ga au Noachien. Les taux de variation observés au Noachien augmentent avec le diamètre des cratères concernés. Les taux d'oblitération mesurés sont donc cohérents avec ceux déterminés par Carr (1992) ainsi qu'avec les estimations d'oblitération au Noachien (Golombek et Bridges, 2000, Quantin-Nataf *et al.*, 2019, Craddock *et al.*, 1997).

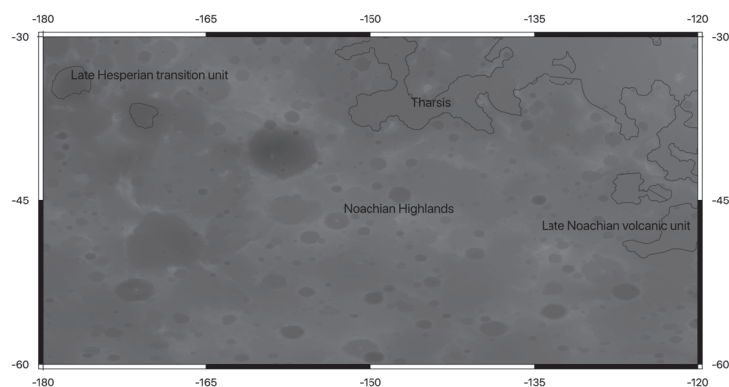


Fig. 4.11 – Carte du quadrant de *Phaethontis*. Les différentes surfaces géologiques observables à la surface sont indiquées. Le fond est une carte d'altitude MOLA.

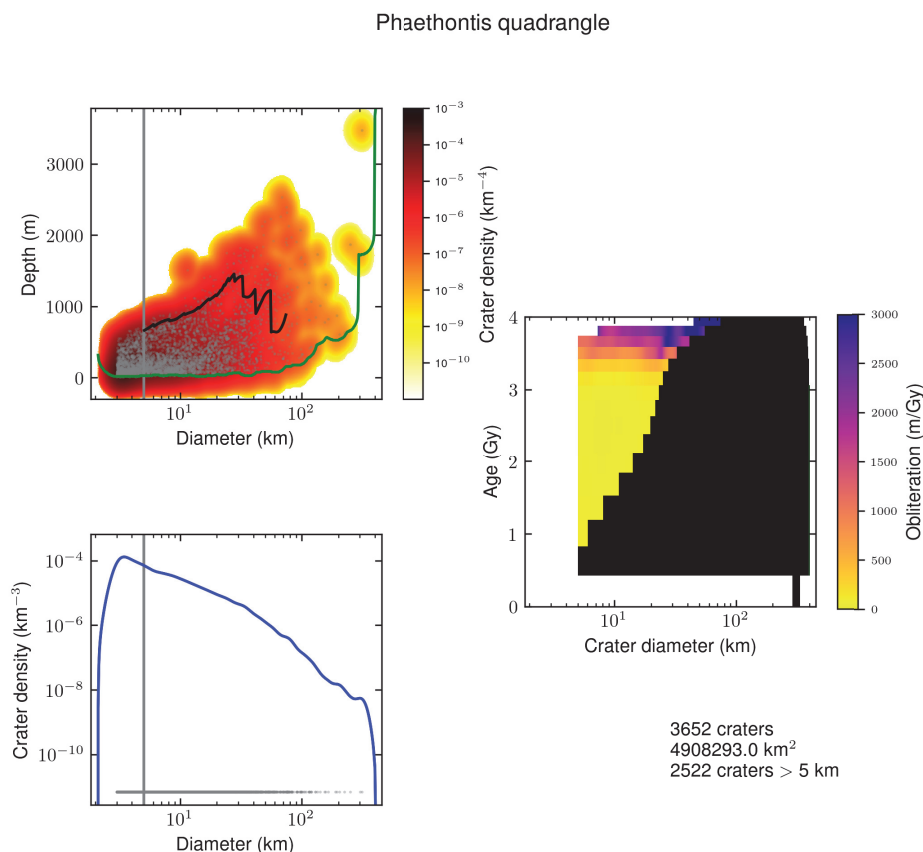


Fig. 4.12 – Taux d'oblitération mesurés sur le quadrant de *Phaethontis* (-180 à -120° de longitude et -30 à -60° de latitude) à partir de la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#). **A)** Distribution en fréquence de taille et de profondeur. **B)** Distribution en fréquence de taille. **C)** Taux d'oblitération, la surface noire masque les taux d'oblitération pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10.

Oxia Palus

La figure 4.14 présente les taux d'oblitération calculés sur le quadrant d'*Oxia Palus* (figure 4.13), qui contient notamment l'embouchure de *Valles Marineris* et *Ares Vallis*. Les taux d'oblitération sont similaires à ceux observés sur les *Highlands*, soit environ 65 m/Ga à l'Amazonien et 3000 m/Ga au Noachien. Il est intéressant de comparer ces résultats avec ceux fournis par les petits quadrants sur la même zone. Les taux d'oblitération mesurés selon les petits quadrants sont représentés à côté de la figure principale. En raison de la petite taille des quadrants, la gamme de diamètres et d'âges observables est beaucoup plus restreinte.

Si l'on regarde le taux moyen d'érosion à l'Amazonien, on constate que les quadrants

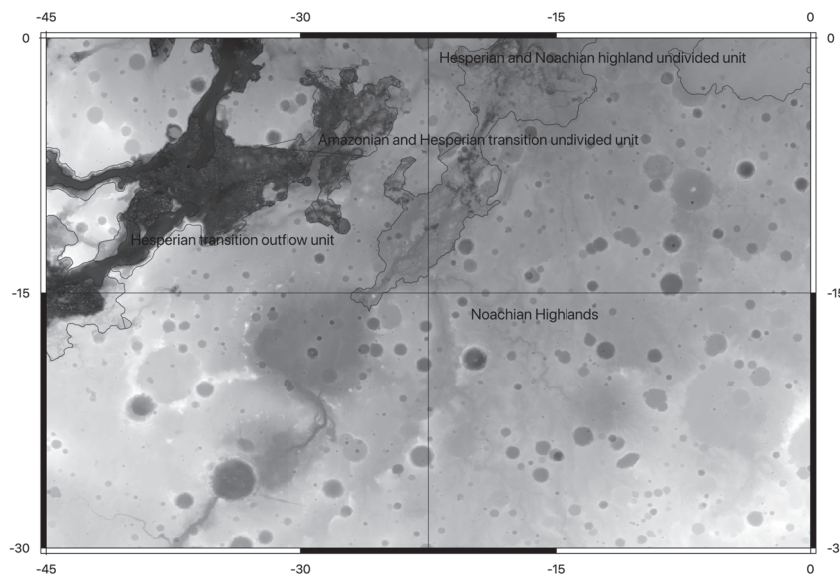


Fig. 4.13 – Carte du quadrant d'*Oxia Palus*. Les petits quadrants sont aussi représentés. Les différentes surfaces géologiques observables à la surface sont indiquées. Le fond est une carte d'altitude MOLA.

Ouest présentent des taux d'oblitération d'environ 50 m/Ga, plus importants qu'à l'Est avec environ 30 m/Ga au Nord et 40 m/Ga au Sud. Ces taux d'oblitération sont en moyenne plus faibles que ceux observés sur le quadrant entier car ils sont mesurés sur des cratères de diamètre moins important. Il est donc nécessaire de s'interroger sur la gamme de diamètre observée avant de comparer différentes surfaces.

Cette différence de taux d'oblitération au sein du quadrant de *Casius* est intéressante car elle est corrélée à la présence des embouchures des chenaux de débâcle, en particulier *Valles Marineris* à l'Ouest. Cette observation pourrait alors être liée à l'activité d'érosion et de sédimentation des chenaux, beaucoup plus intense que sur le reste de la planète. Une autre explication pourrait être la présence de matériaux moins résistants aux processus d'oblitération.

Tharsis

La figure 4.16 présente les taux d'oblitération mesurés dans la région de *Tharsis*. Les oblitérations mesurées selon le découpage en quadrant présente, à l'Amazonien, un pic d'oblitération pour les cratères entre 1 et 2 km de diamètre. Ce pic est aussi observable sur les oblitérations mesurées sur l'unité géologique complète (figure 4.16). Une explication possible de cette observation est le mélange de populations de cratère avec des âges et

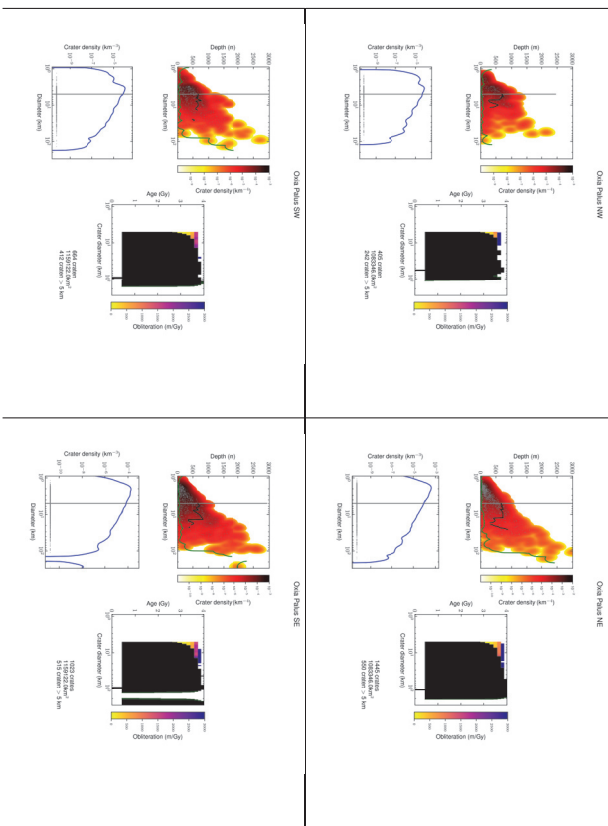
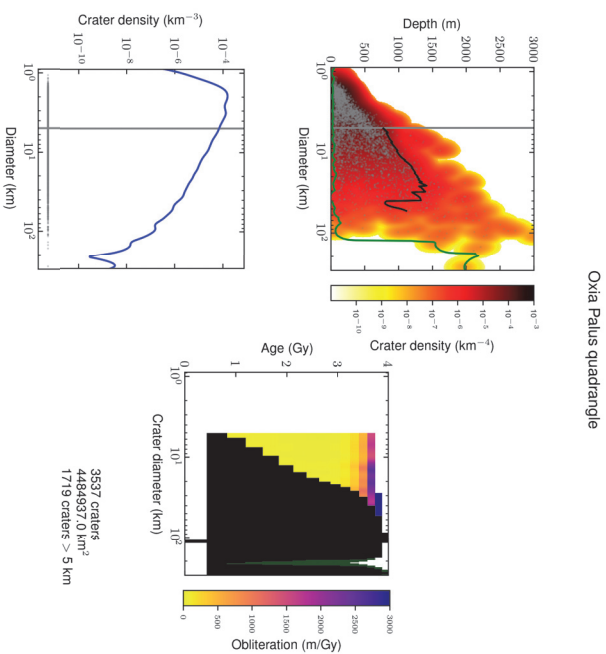


Fig. 4.14 – Taux d'oblitération mesurés sur le quadrant de *Oxia Palus* à partir de la base de données de [Robbins et Hynes \(2012\)](#). Les 4 sous figures représentent les résultats pour les petits quadrants. **A)** Distribution en fréquence de taille et de profondeur. **B)** Distribution en fréquence de taille. **C)** Taux d'oblitération, la surface noire masque les taux d'oblitération pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10.

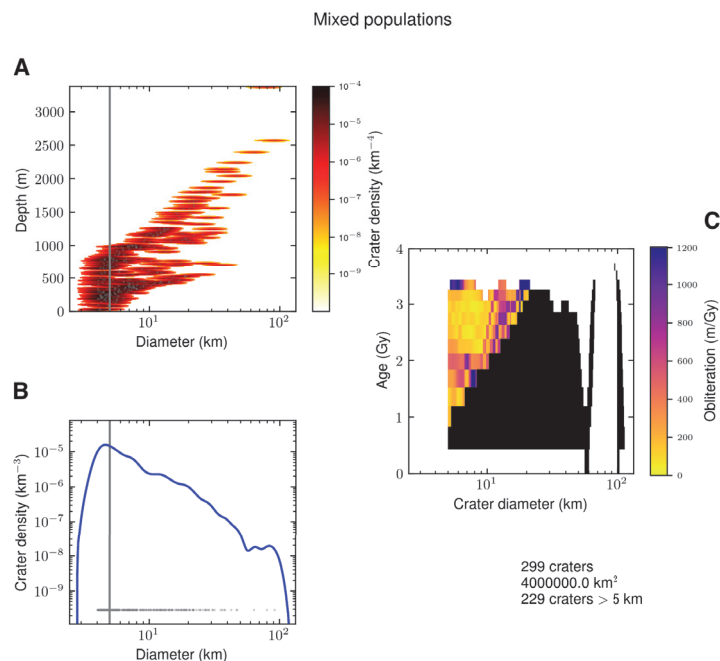


Fig. 4.15 – Exemple d'une population créée à partir de 41 populations de cratères synthétiques. La population principale a été modélisée sur une surface de 500000 m^2 avec un taux d'oblitération constant égal à 60 m/Ga . Les 40 autres populations sont âgées de 3 Ga et ont subies un renouvellement de la surface entre 300 et 1500 m un âge aléatoire entre 0.7 et 3 Ga sur une surface de 87500 m^2 .

des histoires d'oblitérations différentes. Afin de tester cette hypothèse, nous avons créé une série de populations de cratères ayant subi un événement de renouvellement de la surface ponctuel, à un âge aléatoire que nous avons mélangé avec une population ayant subi une oblitération constante sur une surface plus grande. La figure 4.15 représente les taux d'oblitération obtenus à partir de ce mélange de population. Cependant, cette approche est uniquement préliminaire et nécessite de nombreux tests supplémentaires pour mieux comprendre cette observation.

Dans le cas où cette diminution du taux d'oblitération est bien expliquée par un mélange de populations ayant subi différents événements successifs de renouvellement de la surface, compte tenu du contexte géologique, on peut proposer que ce pic résulte de la formation de coulées de lave successives. La persistance du pic au cours de l'Amazonien résulterait donc d'une l'activité volcanique persistant à cette période. Les forts taux d'oblitération moyens à l'Amazonien, environ 320 m/Ga pour le quadrant et 230 m/Ga pour la surface géologique confirme cette activité récente. Encore une fois, les taux

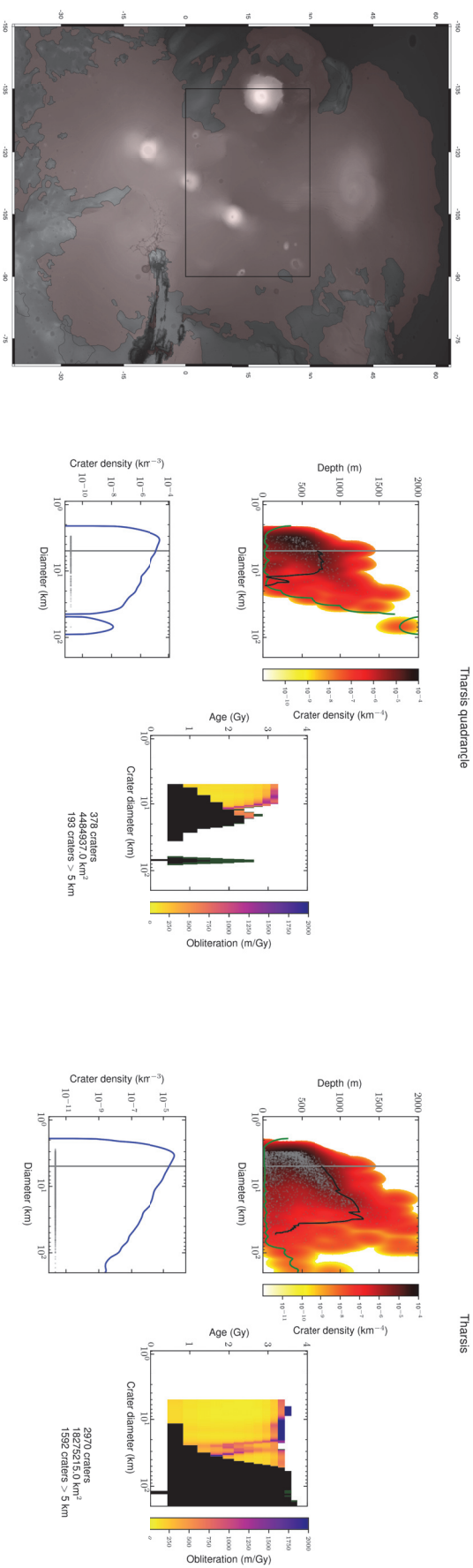


Fig. 4.16 – De gauche à droite : une carte de *Tharsis* indiquant les zones étudiées, les taux d'oblitération mesurés sur le quadrangle de *Tharsis* et les taux d'oblitérations calculés sur la province entière. La surface géologique utilisée est colorié en rose et le quadrangle de *Tharsis* est indiqué par un rectangle noir. Le fond est une carte d'altitude MOLA. Les cratères utilisés proviennent de la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#). Les sous figures pour chaque surface représentent **A**) la distribution en fréquence de taille et de profondeur, **B**) la distribution en fréquence de taille et **C**) le taux d'oblitération, la surface noire masque les taux d'oblitération pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10.

d'oblitération Noachien sont très élevés allant jusqu'à 4000 m/Ga.

Afin de supprimer cet artefact lié à la présence de plusieurs surfaces différentes, on pourrait être tenté de cartographier plus précisément chaque coulée de lave. Cependant, le nombre total de cratères sur le quadrant de *Tharsis* est déjà très faible en raison de l'âge relativement récent des coulées de lave le recouvrant. On peut d'ailleurs constater, en comparant les deux surfaces sur la figure 4.16, que l'utilisation de la carte géologique simplifiée, permet d'obtenir une surface d'étude avec un nombre de cratères plus important. On observe ainsi l'oblitération sur des gammes de diamètre et d'âge plus importantes. Une approche complémentaire pourrait consister à réaliser des cartes de cratères à plus petite échelle sur des images CTX par exemple.

Plaines du nord

La figure 4.18 représente les taux d'oblitération mesurés sur le quadrant de *Casius* qui est largement couvert par les plaines hespériennes du Nord (figure 4.17) et l'oblitération mesurée sur l'ensemble des plaines du Nord.

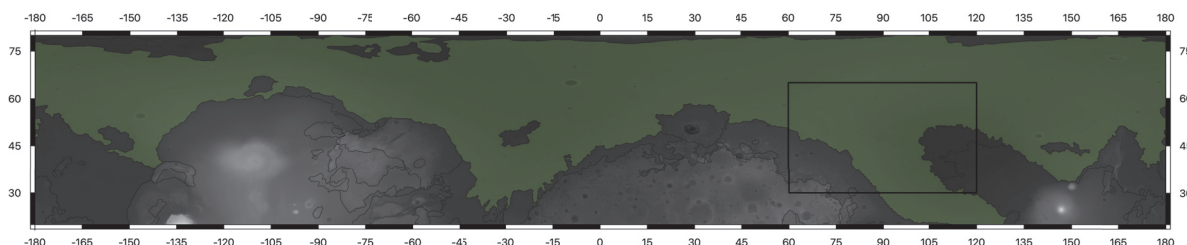


Fig. 4.17 – Carte de la région des plaines du nord indiquant les surfaces utilisées pour calculer les taux d'oblitération. La surface géologique correspondant au plaines du nord est coloriée en vert, le quadrant de *Casius* est délimité par le rectangle noir. Le fond est une carte d'altitude MOLA.

Les taux d'oblitération moyens à l'Amazonien sont beaucoup plus importants que sur les autres lieux considérés précédemment avec respectivement 250 m/Ga sur *Casius* et 390 m/Ga sur l'ensemble de l'unité géologique. Cette activité de surface forte dans les plaines du nord est difficile à interpréter, mais est particulièrement importante car elle pourrait être liée à la présence de glace aux hautes latitudes (Feldman, 2002, Boynton *et al.*, 2002, Smith *et al.*, 2009, Mellon *et al.*, 2009). Cette observation est discutée plus amplement dans la partie 4.2.5.

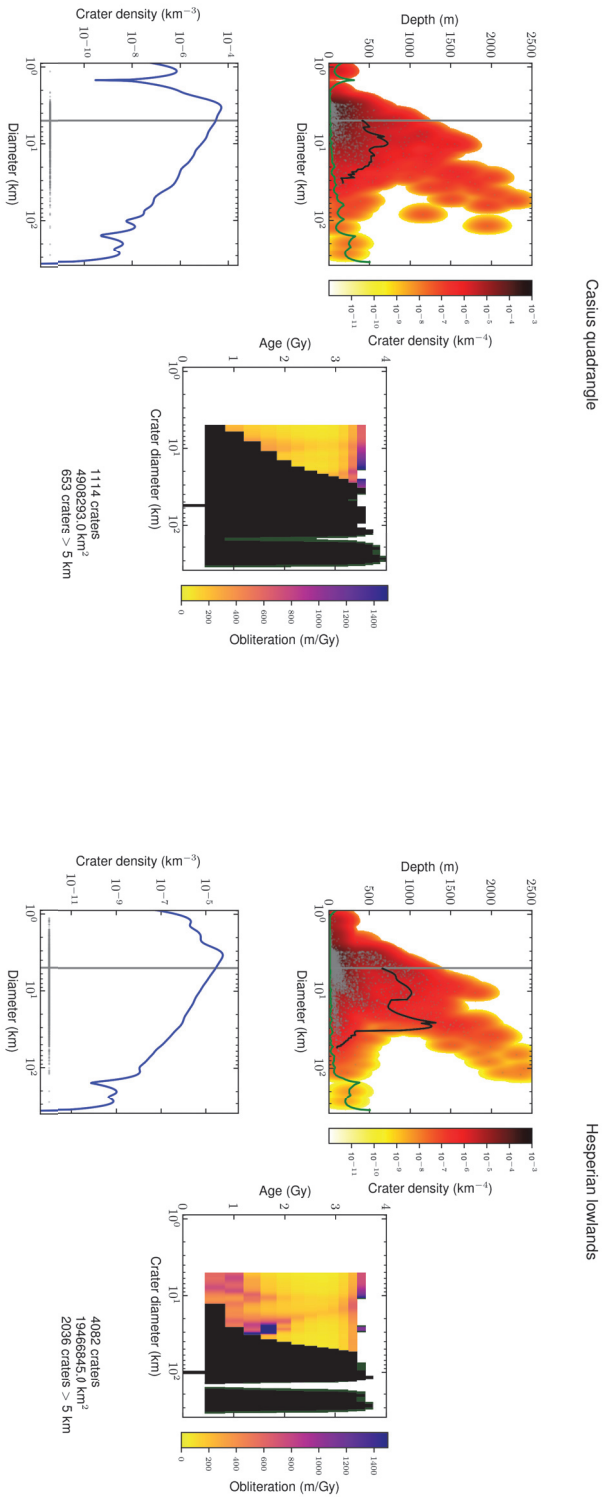


Fig. 4.18 – Taux d'oblitération mesurés sur le quadrangle de *Casius* (à gauche) et sur les plaines du Nord (à droite). Les cratères utilisés sont tirés de la base de données de [Robbins et Hynes \(2012\)](#). Les sous figures pour chaque surface représentent **A**) la distribution en fréquence de taille et de profondeur, **B**) la distribution en fréquence de taille et **C**) le taux d'oblitération, la surface noire masque les taux d'oblitération pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10.

4.2.3 Étude de la relation entre oblitération et diamètre

Comme décrit précédemment, on observe sur la plupart des grilles d'oblitération une augmentation des taux d'oblitération avec le diamètre. En effet, au premier ordre, un plus grand diamètre implique une plus grande profondeur, un déséquilibre gravitaire plus grand et donc, par conséquent, une vitesse d'oblitération plus importante. Cependant, cela dépend fortement des processus impliqués dans l'oblitération des cratères. Afin d'estimer plus précisément cette relation, nous avons réalisé, pour chaque âge, de chaque surface étudiée une régression linéaire entre le diamètre et l'oblitération en double logarithme. La pente renvoyée par la régression indique alors la loi de puissance α reliant le diamètre et l'oblitération selon la relation $Ob = Ob_f \times D^\alpha$.

La figure 4.19 présente un exemple des points utilisés pour réaliser de telles régressions linéaires. Les taux d'oblitération pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10 ne sont pas utilisés ; la régression linéaire est uniquement réalisée si le nombre de points utilisables est supérieur à 50, ce qui correspond environ à une gamme de diamètre minimale allant de D à $2 \times D$.

La figure 4.20 représente un histogramme des lois de puissance retrouvées sur l'ensemble des âges et des aires de références étudiés. Chaque couleur correspond à un découpage de la surface de Mars différent. Les lois de puissance varient d'environ -1.5 à 2.5, avec une dispersion assez forte ; les valeurs médianes de ces lois de puissance sont très proches de 0.5 (respectivement 0.52, 0.40 et 0.47 pour le découpage selon les quadrants, les petits quadrants et notre carte géologique simplifiée). La dispersion pourrait soit être liée à la diversité des processus ayant affecté les cratères, selon l'âge et la localisation de la population considérée. Une autre explication possible est que cette dispersion est causée par notre méthode de mesure.

Afin de vérifier la validité de notre méthode, nous avons synthétisé des populations de cratères oblitérés en utilisant des lois de puissance différentes. La figure 4.21 montre les lois de puissance obtenues à partir de l'étude de ces populations de cratères synthétiques bruitées. Les valeurs médianes correspondent bien aux valeurs entrées dans les modèles. Cependant, la dispersion est effectivement forte.

Nous avons donc utilisé, d'une part les valeurs médianes de toutes les surfaces pour un âge donné afin de représenter les variations de la loi de puissance au cours du temps et

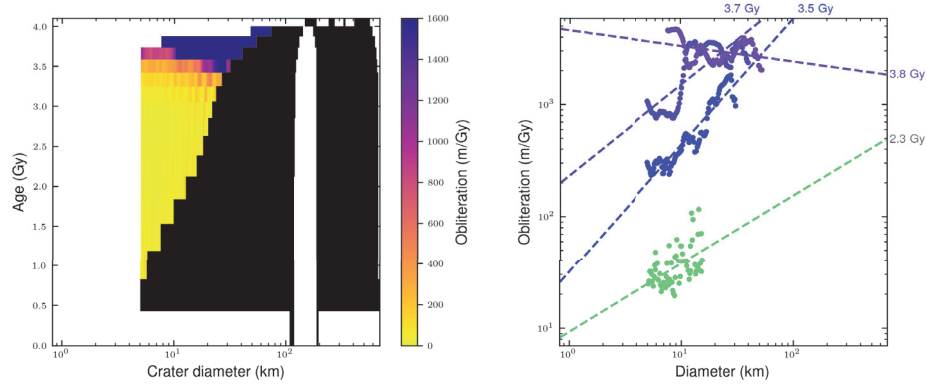


Fig. 4.19 – Exemple d'interprétation d'une grille d'oblitération en terme de relation entre le diamètre et l'oblitération. La figure de droite représente l'oblitération mesurée sur le quadrant de *Sinus Sabaeus* (0 à 45° de longitude et 0 à -30° de latitude) à partir de la base de données martiennes de Robbins et Hynek (2012). Les valeurs de diamètre et d'âge pour lesquelles le nombre de cratères théorique est inférieur à 10 sont masquées par un aplat noir. La figure de droite représente les valeurs d'oblitération en fonction du diamètre en double logarithme pour différents âges. Les gros points représentent les valeurs d'oblitération utilisées pour réaliser la régression linéaire ; les courbes en pointillés représentent la pente moyenne obtenue par régression linéaire.

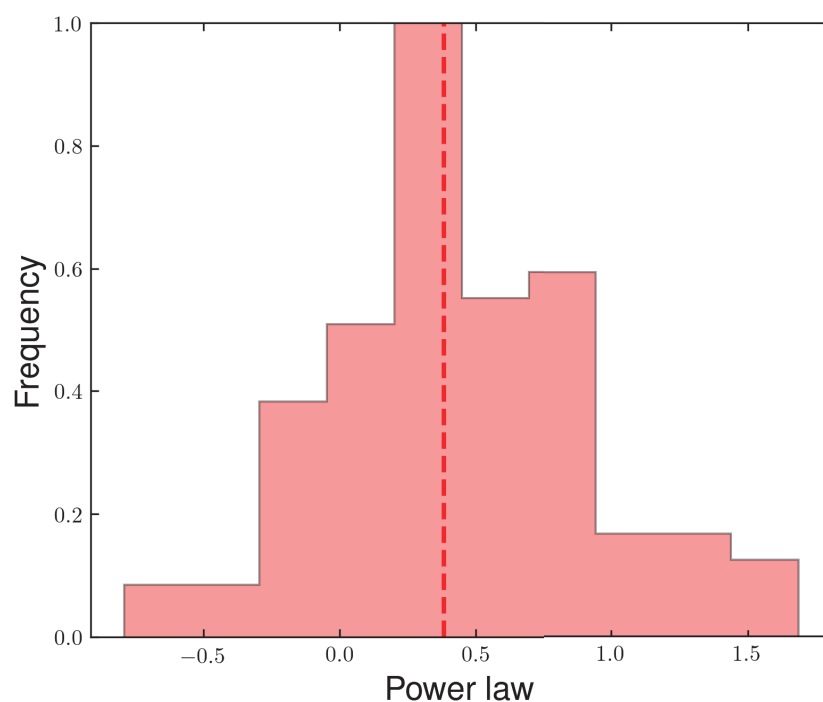


Fig. 4.20 – Histogramme des lois de puissance, α entre oblitération et diamètre calculées à partir des cratères de la base de données de [Robbins et Hynek \(2012\)](#). L'ensemble des lois de puissance est utilisée, quelle que soit leur âge ou leur localisation. La ligne verticale représente la valeur médiane des distributions. Chaque couleur correspond à un découpage différent de la surface de Mars : respectivement vert, rouge et bleu pour les quadrants, les petits quadrants et la carte géologique simplifiée.

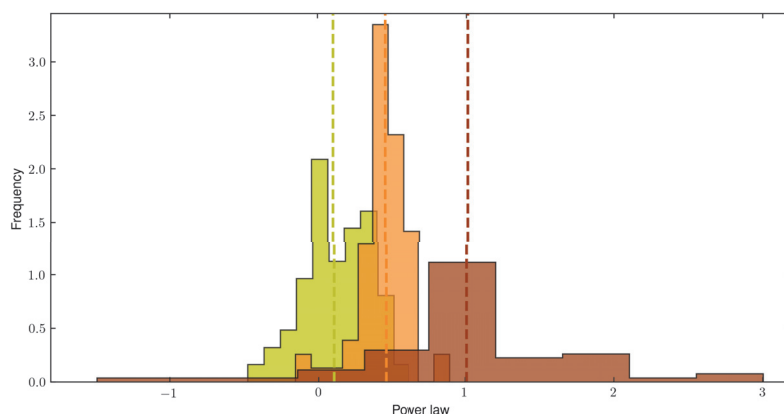


Fig. 4.21 – Tests synthétiques sur le calcul de la loi de puissance entre diamètre et oblitération. Des populations ont été modélisées avec une oblitération indépendante du diamètre (jaune), une oblitération proportionnelle à \sqrt{D} (orange) et une oblitération proportionnelle à D (marron). Dans chaque cas, 20 populations ont été synthétisées avec différentes histoires d'oblitération. Ces populations ont été ensuite bruitées et la dépendance entre oblitération et diamètre calculées avec la méthode décrite précédemment. Les lignes verticales en pointillés indiquent les valeurs médianes des histogrammes.

d'autre part, les valeurs médianes de chaque surface. Les figures 4.22 et 4.21 présentent respectivement la variation au cours du temps et les variations spatiales.

La loi de puissance entre oblitération et diamètre semble être constante au cours du temps avec une valeur proche de 0.5. Les valeurs les plus récentes et les plus anciennes ne représentent que quelques zones et ne sont donc pas prises en compte. En revanche, on observe une variation spatiale plus marquée avec des lois de puissance plus importantes sur le quadrant de *Tharsis*, sur *Syrtis*, sur *Isidis* et au niveau des pôles. Il est surprenant d'observer des lois de puissance plus importantes sur les provinces volcaniques. En effet, on s'attend à ce que l'oblitération soit contrôlée par l'épanchement de coulées de lave dans ces régions et ne dépende donc pas du diamètre. Une explication possible est que le mélange de différentes coulées de laves d'âges différents cause des artefacts tel que décrits dans la partie précédente dans le cas de *Tharsis*.

Il est encore difficile d'interpréter ces résultats en termes de processus d'oblitération des cratères. De plus, il serait particulièrement intéressant de tester d'autres paramètres que le diamètre, en particulier la profondeur et le ratio d/D .

L'étude de la relation entre l'oblitération et la morphologie des cratères pourrait permettre de mieux comprendre les variations temporelles et spatiales des processus

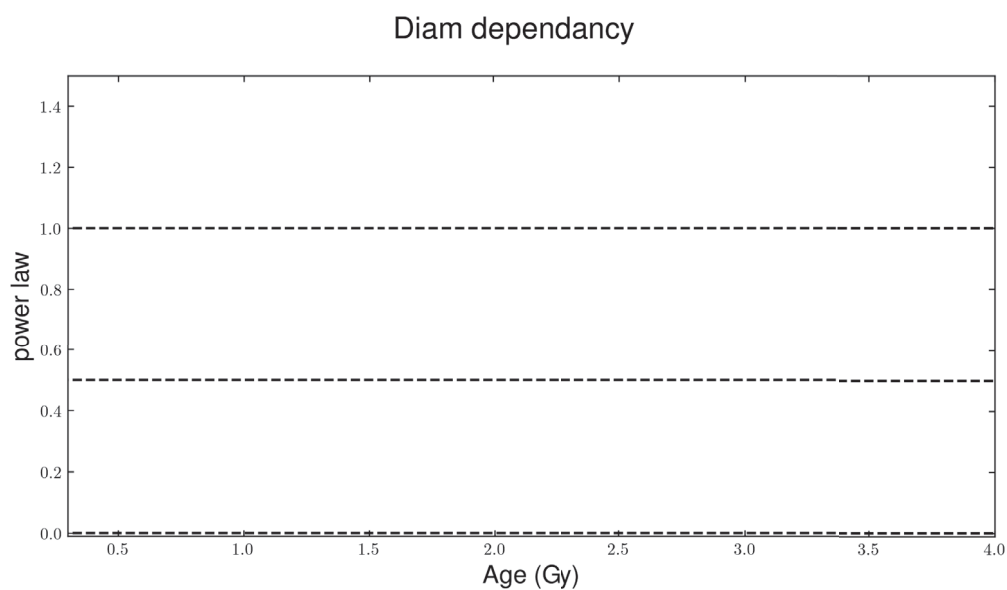


Fig. 4.22 – Évolution de la loi de puissance α entre le diamètre et l'oblitération au cours de l'histoire de Mars. La ligne verte représente les valeurs médianes à un âge donné pour l'ensemble des quadrants. La ligne bleue correspond au découpage selon la carte géologique. Les barres d'erreur représentent l'écart type des lois de puissance observées à un âge donné. Les âges sous 1.5 Ga et au dessus de 3.7 Ga ne présentent qu'un nombre réduit de valeurs. D'une part, on ne trouve que peu de zones assez grandes pour fournir des statistiques de cratères suffisantes en dessous de 1.5 Ga. D'autre part, pour les surfaces de plus de 3.7 Ga, la plupart des petits cratères ont été complètement effacés et le nombre de grands cratères est insuffisant.

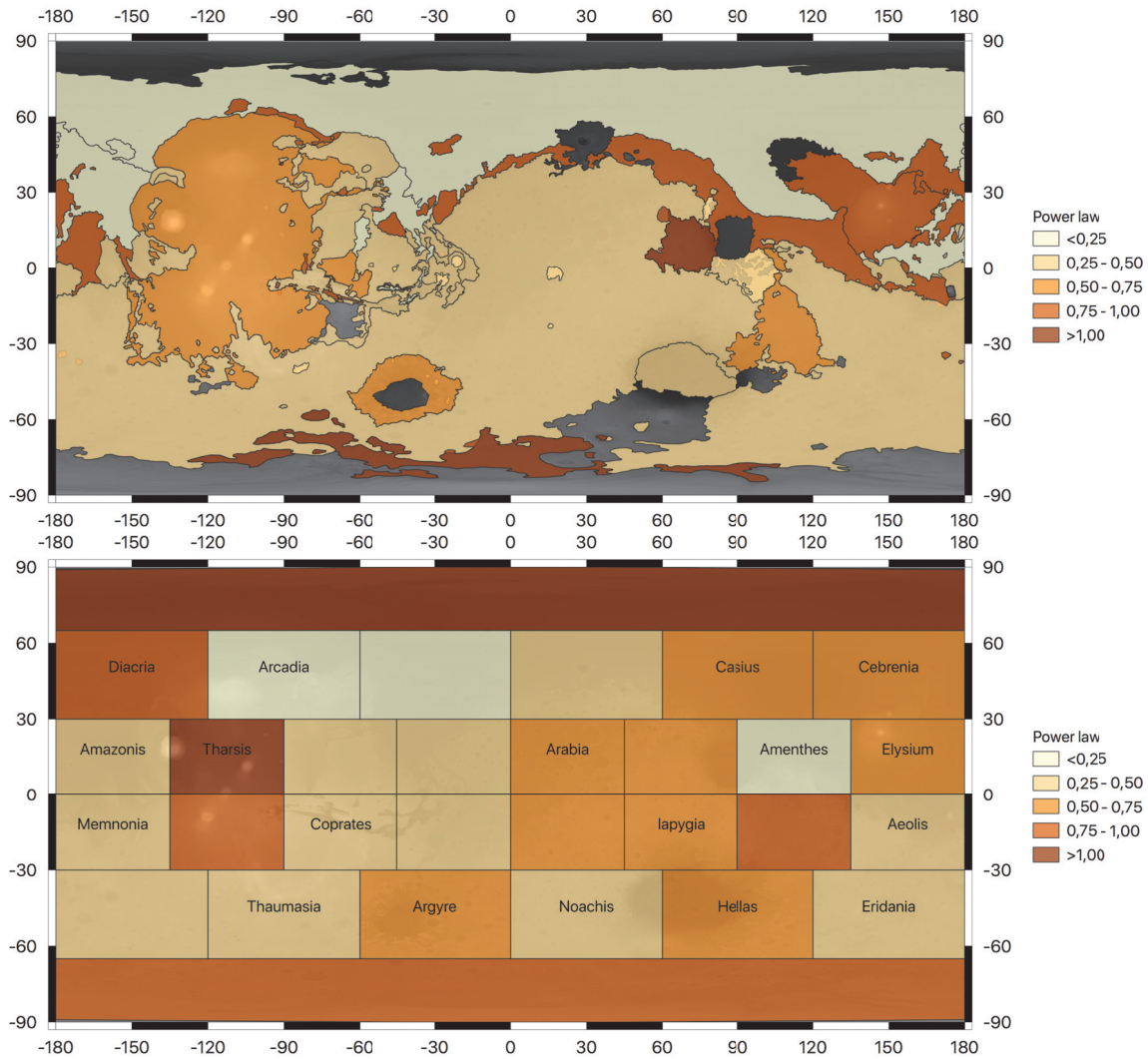


Fig. 4.23 – Cartes représentant les lois de puissances α entre l'oblitération et le diamètre. La plus grande partie de la surface de Mars présente des lois de puissance comprises entre 0.25 et 0.75. Les régions avec une loi de puissance plus importante sont très localisées et correspondent principalement aux provinces volcaniques et aux formations proches des pôles.

ayant façonné la surface de Mars. Les test synthétiques montrent que notre méthode de mesure de l'oblitération est efficace pour retracer ces variations. Même si l'on ne semble pas observer de variation temporelle de cette relation, certaines régions de Mars, en particulier les provinces volcaniques, semblent être marquées par une dépendance entre oblitération et diamètre plus forte.

4.2.4 Étude des variations temporelles d'oblitération

Calcul du facteur d'oblitération

Afin de diminuer l'effet des variations de l'oblitération avec le diamètre, et ainsi pouvoir comparer des zones avec une gamme de diamètre variable, nous avons préféré travailler sur un facteur d'oblitération plutôt que sur l'oblitération absolue. Nous avons divisé l'ensemble des valeurs d'oblitération par \sqrt{D} qui correspond à la valeur médiane des lois de puissance observées (figure 4.20).

$$Ob_f = \frac{Ob}{\sqrt{D}} \quad (4.1)$$

L'utilisation du facteur d'oblitération permet aussi de moyenniser les mesures d'oblitération et ainsi limiter les effets observés sur les données synthétiques. On peut alors, pour chaque région cartographiée, simplifier la représentation de l'oblitération. Les facteurs d'oblitération moyens sont calculés et l'écart type de leur distribution sert à estimer l'erreur. On utilise uniquement les moyennes calculées à partir d'un nombre de valeurs d'oblitération supérieur à 15 afin de limiter de potentiels artefacts. Cette limite de 15 points a été choisie à partir des test synthétiques et correspond à une gamme de diamètre minimale d'environ D à $1.2 \times D$.

Le diamètre s'exprime le plus souvent en km et l'oblitération en m/Ga; afin de simplifier les notations, nous avons exprimé le facteur d'oblitération en $m^{1/2}/Ga$.

Tests synthétiques

La figure 4.24 représente des tests synthétiques effectués pour vérifier si notre méthode de mesure d'oblitération permet bien de retrouver l'histoire d'une population de cratères.

L'étude des populations synthétiques nous permet d'affirmer que notre méthode permet de retracer efficacement les taux d'oblitération subis par la population. Les valeurs

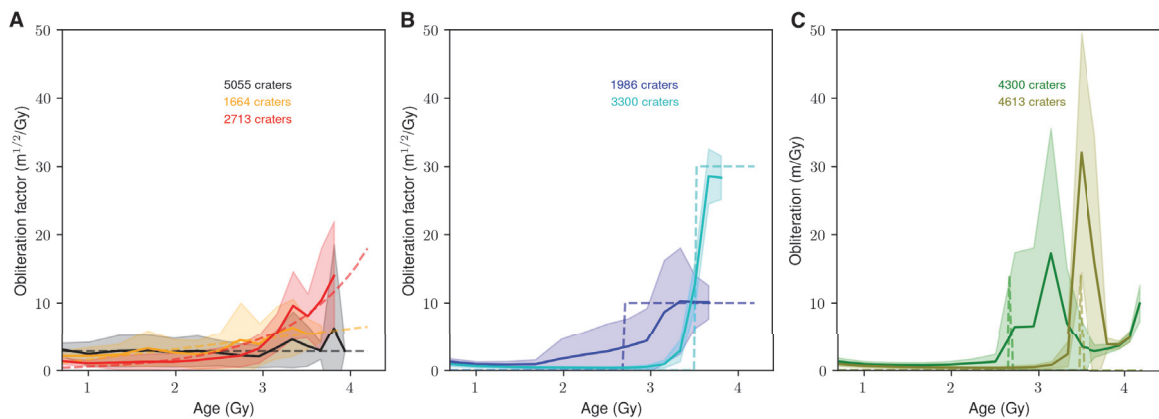


Fig. 4.24 – Test synthétique sur notre méthode de mesure d’oblitération. Des populations de cratères sont modélisées avec une variation d’oblitération connue (lignes en pointillés). Ces population de cratères sont bruitées et l’oblitération est mesurée grâce à notre méthode. La moyenne des oblitérations pour chaque âge est représentée, les barres d’erreurs correspondent à l’écart-type des valeurs utilisées pour calculer la moyenne. **A**) Taux d’oblitération continus, proportionnels à $D^{0.5}$, noir constant ($Ob = 2.8 \times D^{0.5}$), jaune décroissance constante ($Ob = 6.5 \times \frac{age}{age_{tot}} \times D^{0.5}$), rouge décroissance exponentielle ($Ob = 6.5 \times \exp\left(C \times \left(1 - \frac{age}{age_{tot}}\right)\right) \times D^{0.5}$). **B**) Chute brutale de l’oblitération, cyan de $30 \times D^{0.5}$ à 0 il y a 3.5 Ga et bleu de $10 \times D^{0.5}$ à 0 il y a 2.7 Ga. **C**) Événements de renouvellement de la surface, vert 1400 m à 2.7 Ga et olive 1400 m à 3.5 Ga.

entrées en modèle sont systématiquement compris dans les barres d'erreurs, excepté dans le cas de changements brusques.

Les variations temporelles sont aussi enregistrées, cependant on observe une diffusion au niveau des changements brusques. En particulier, dans le cas de l'arrêt de l'oblitération à 2.7 Ga, l'oblitération semble décroître à partir de 3.2 Ga jusqu'à 2 Ga. Bien que cela soit moins visible, on observe aussi une anomalie négative d'oblitération entre 3 et 2.5 Ga dans le cas d'une décroissance exponentielle. D'autres tests ont montré qu'il semblait effectivement difficile de retracer les variations d'oblitération entre 3 et 2 Ga. Cet artefact pourrait s'expliquer par le changement de pente du flux d'impact à 3 Ga. Ce changement de pente couplé à "l'étalement" des cratères par l'estimation par noyau entraînerait un brouillage du signal aux âges considérés. Dans le cas des événements de renouvellement de la surface on constate que l'événement d'entrée à 2.7 Ga est décalé vers des âges plus anciens. Cet artefact pourrait être encore une fois causé par ce même problème.

Enfin dans le cas des renouvellements de la surface, pour lesquels l'oblitération ne dépend pas du diamètre, on observe une augmentation des taux d'oblitération pour les âges les plus anciens. Cette augmentation est un artefact causé par l'inflexion des distributions en fréquence de profondeur au niveau de la limite inférieure de profondeur. Cependant, dans les autres cas, les oblitérations affectées par ce phénomène ont été filtrées par le nombre de cratères théorique limite.

Évolution du facteur d'oblitération sur Mars

Le calcul du facteur d'oblitération nous a permis de comparer l'évolution des taux d'oblitération sur différentes surface de Mars. La figure 4.25 représente l'évolution des taux d'oblitération pour les zones présentées dans la partie 4.2.2.

La plus grande partie de la surface de Mars a connu des taux d'oblitération intenses avec des facteurs d'oblitération compris entre 15 et 30 $m^{1/2}/Ga$ jusqu'à environ 3 Ga. La plus grande partie de l'Amazonien et de l'Hespérien présente des taux d'oblitération de l'ordre de 1 $m^{1/2}/Ga$.

Pour certaines zones plus localisées, comme le quadrant de *Tharsis* le déclin de l'oblitération a été beaucoup plus lent avec des facteurs d'oblitération importants jusqu'à 2.5 Ga.

Les plaines du nord présentent un taux récent plus fort que le reste des zones étudiées

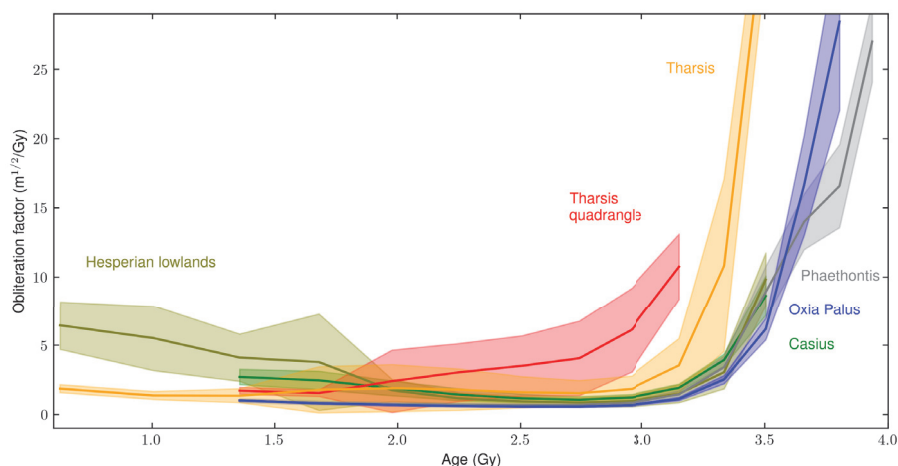


Fig. 4.25 – Évolution du facteur d'oblitération au cours du temps dans les secteurs d'intérêt présentés précédemment.

avec un facteur d'oblitération d'environ $5 \text{ m}^{1/2}/\text{Ga}$ à partir de 1.7 Ga. Cette augmentation, est beaucoup moins visible si on s'intéresse uniquement au quadrant de *Casius*. Ces forts taux d'oblitération sont encore mal compris, mais ils pourraient être liés à la mise en place de la formation de *Vastitas Borealis* comme détaillé dans la partie 4.2.5.

Âge du déclin de l'oblitération

On peut à partir de l'évolution des facteurs d'oblitération, au cours du temps, identifier l'âge de la fin de l'oblitération intense observée pour les surfaces les plus vieilles. Les figures 4.26 et 4.27 représentent l'âge à partir duquel le facteur d'oblitération est significativement différent des facteurs Amazoniens ($Ob(t) > \bar{Ob}_{Ama} \pm \sigma(Ob_{Ama})$).

La plus grande partie de la surface de Mars a vu cette période d'oblitération intense s'arrêter entre 3.2 et 3.4 Ga, ce qui correspond au début de l'Hespérien. Cependant, la province volcanique d'*Elysium* et le centre de la province de *Tharsis* ont vu cette période de forte intensité perdurer jusqu'à la fin de l'Hespérien.

Cartes globale d'oblitération

En plus de se pencher sur l'évolution temporelle de l'oblitération, nous avons produit des cartes globales représentant l'oblitération dans les différentes régions de Mars à différentes époques. Les figures 4.28, 4.29 et 4.30 représentent ces cartes selon différents

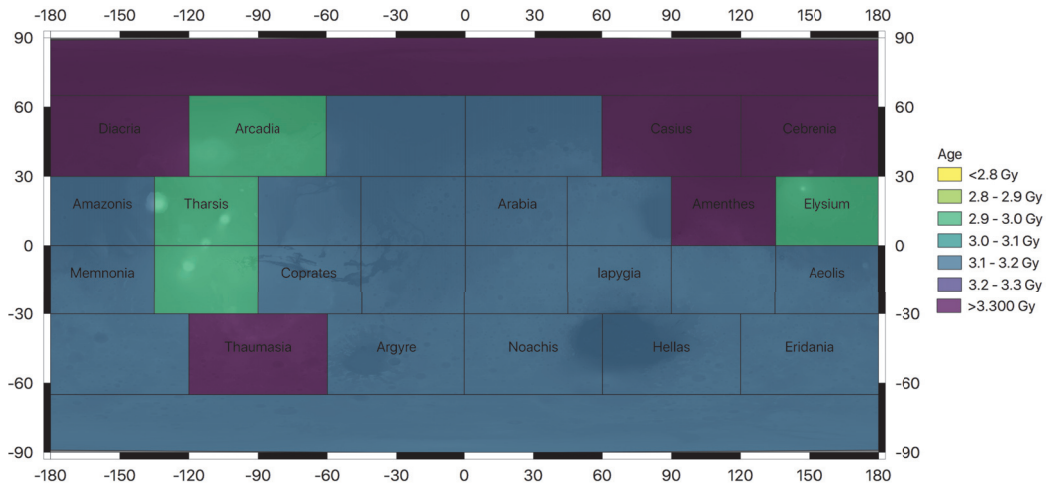


Fig. 4.26 – Carte de l'âge marquant la fin de l'oblitération intense en utilisant le découpage selon les grands quadrants. Les valeurs obtenues dans les plaines du nord sont calculées à partir des cratères enfouis, les taux d'oblitération Amazoniens moyens (\bar{Ob}_{Ama}) étant plus importants que sur le reste de la planète, l'âge de fin à partir duquel $Ob(t) > \bar{Ob}_{Ama} \pm \sigma(Ob_{Ama})$ est plus important que sur le reste de la planète.

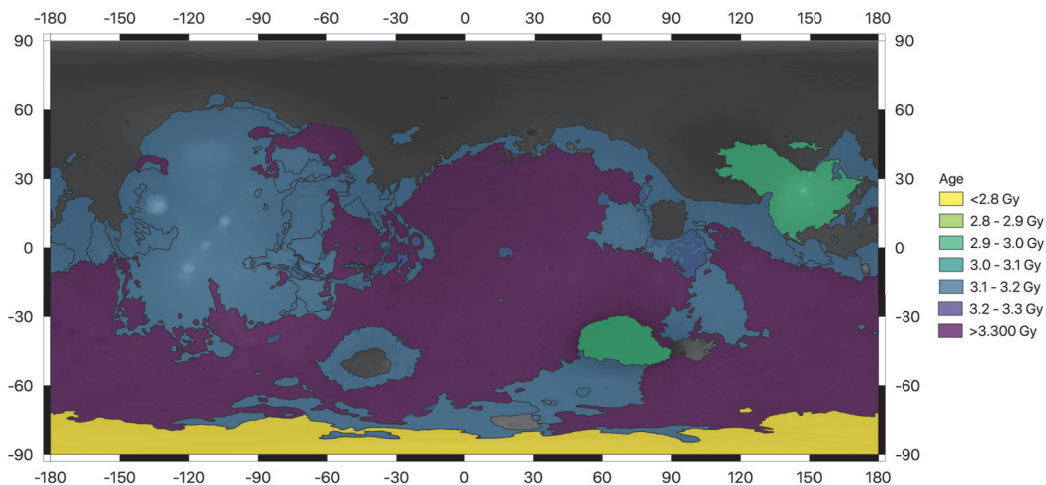


Fig. 4.27 – Carte de l'âge marquant la fin de l'oblitération intense en utilisant le découpage selon la carte géologique simplifiée.

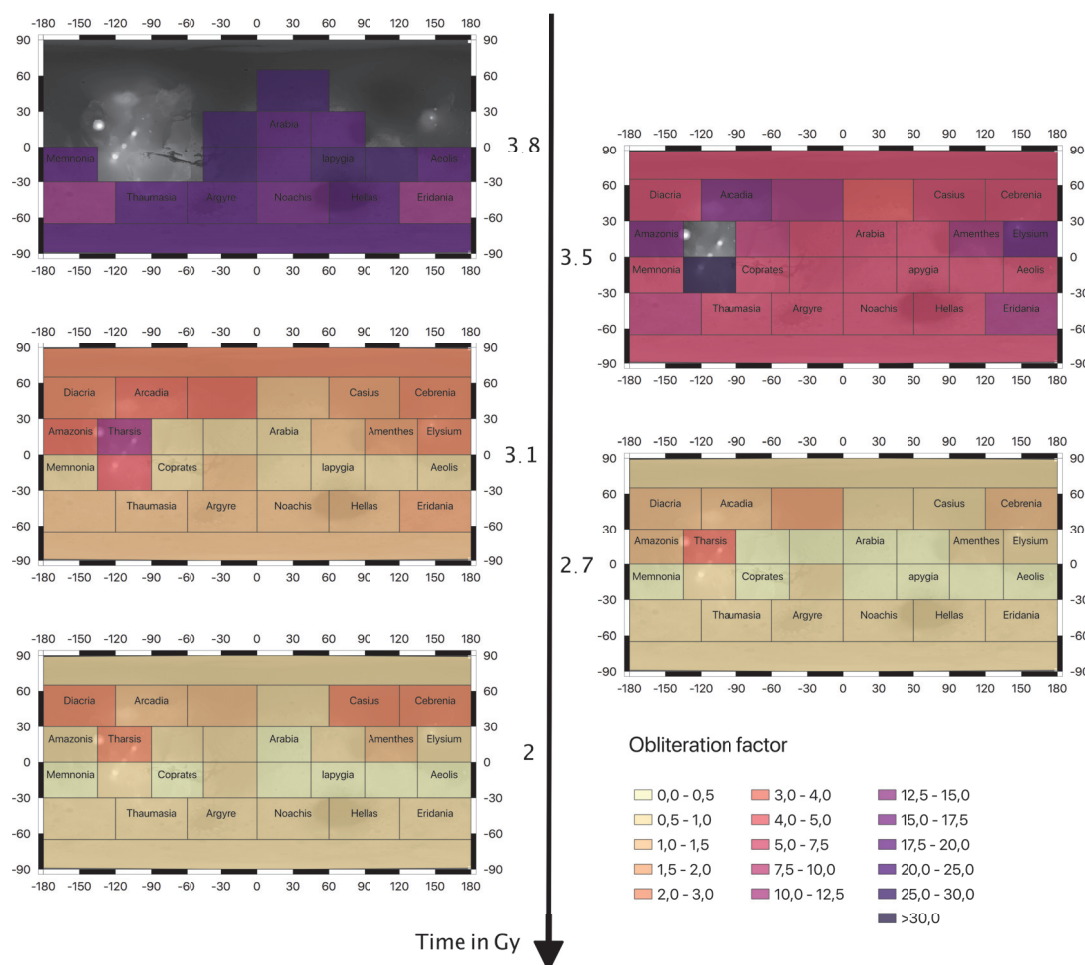


Fig. 4.28 – Carte d'oblitération à différentes époques en utilisant le découpage selon les quadrants.

découpages de la surface martienne.

Au Noachien, les facteurs d'oblitération sont globalement importants avec des variations fortes allant de 25 à plus de 30 $m^{1/2}/Ga$. Les zones les plus actives correspondent à la province volcanique d'*Hesperia*. De plus, les pentes autour des bassins d'impact géant d'*Isidis* et d'*Argyre* présentent des facteurs d'oblitération plus importants que sur les *Highlands*. Cette observation est intéressante car on pourrait effectivement s'attendre à des taux d'érosion plus forts en raison de la topographie importante.

La fin du Noachien est marquée par une activité intense de *Tharsis*. Les taux d'oblitération dans les *Highlands* ont déjà fortement chuté par rapport à 3.8 Ga passant de plus de 25 à moins de 10 $m^{1/2}/Ga$. La zone de transition ainsi que la région de Valles Marineris sont affectées par des taux d'oblitération plus forts que sur le reste de la planète.

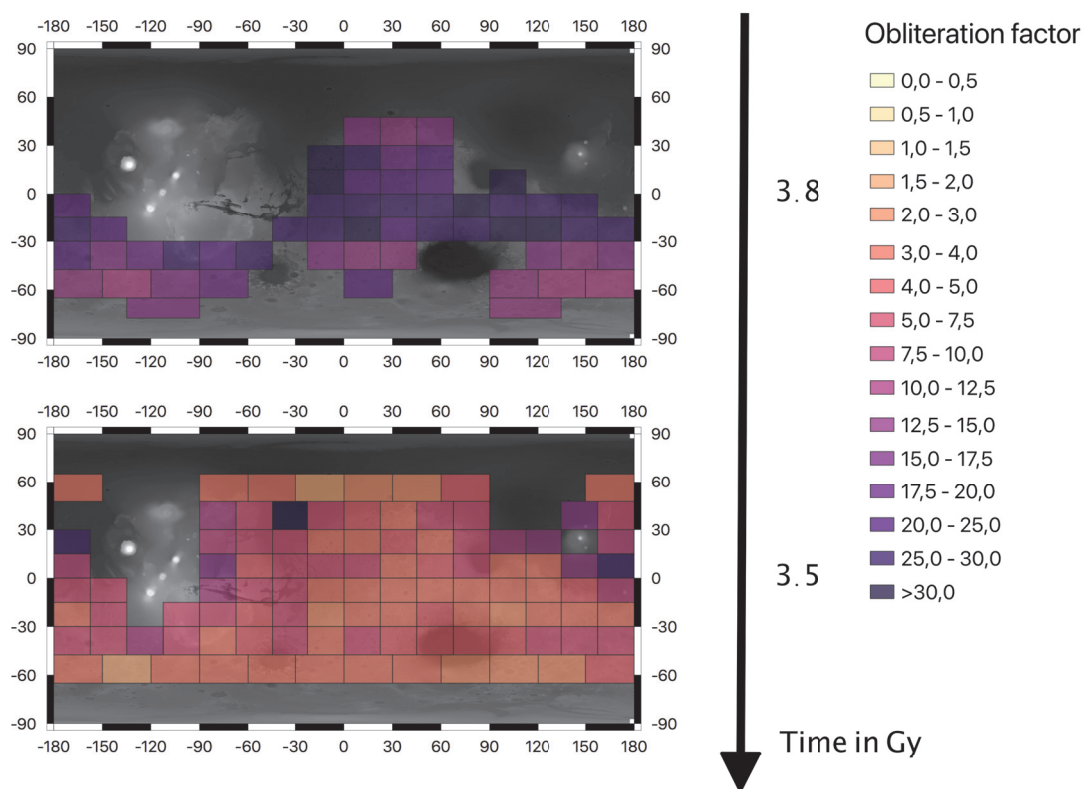


Fig. 4.29 – Carte d'oblitération à différentes époques en utilisant le découpage selon les petits quadrants. Le nombre de cratères par quadrant n'est pas suffisant pour réaliser des mesures pour les âges récents.

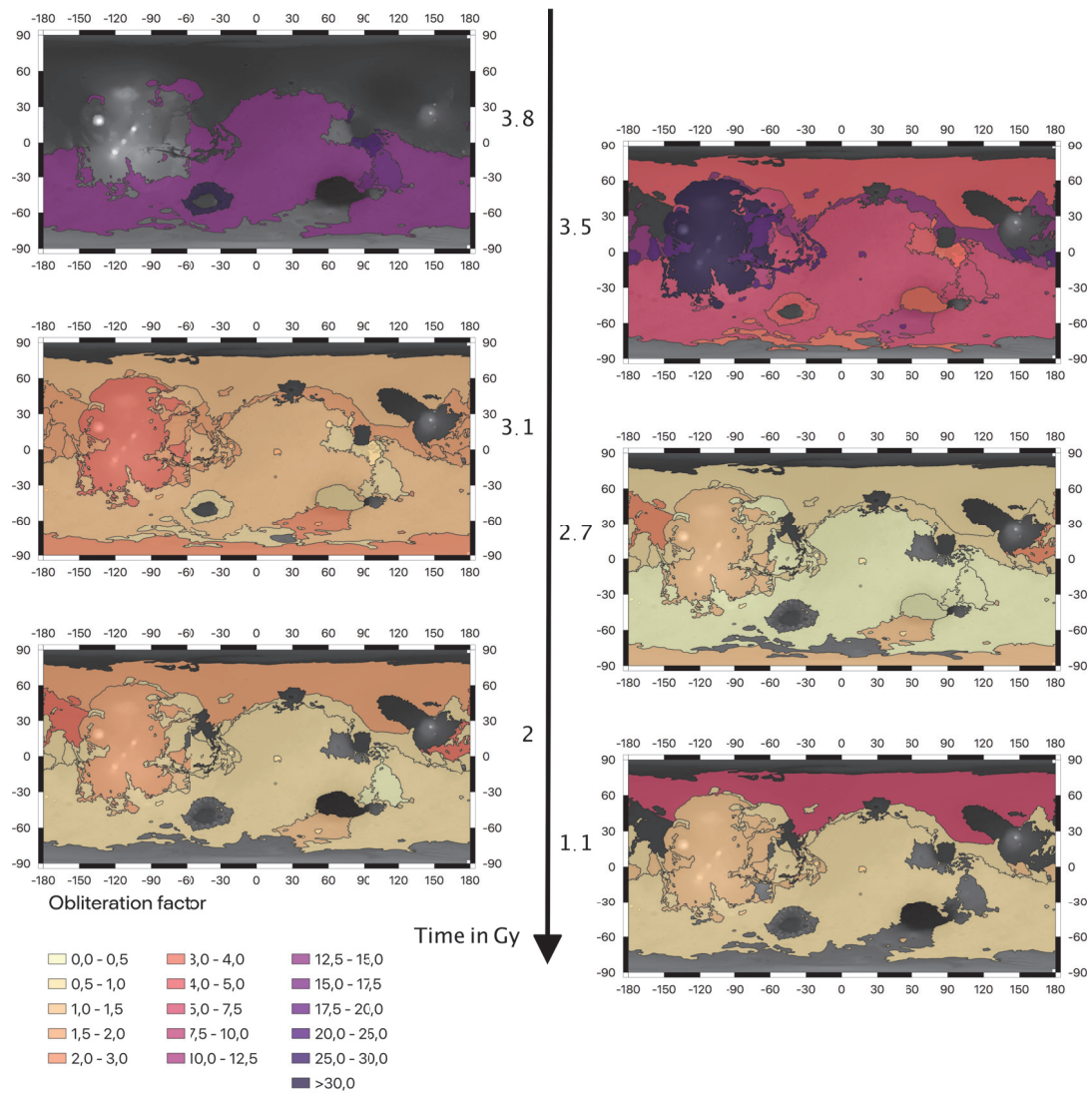


Fig. 4.30 – Carte d'oblitération à différentes époques en utilisant le découpage selon la carte géologique simplifiée.

Durant l'Hespérien, les facteurs d'oblitération diminuent globalement pour atteindre les valeurs actuelles, d'environ $1 \text{ m}^{1/2}/\text{Ga}$. Localement, on observe encore des taux d'oblitération supérieurs à $2 \text{ m}^{1/2}/\text{Ga}$ sur les provinces volcaniques.

À l'Amazonien, on observe une augmentation des taux d'oblitération sur *Amazonis Planitia* ainsi qu'une augmentation sur les plaines du nord avec des taux 5 fois plus importants que sur le reste de la planète.

4.2.5 Discussion sur l'oblitération martienne

Évolution des taux d'oblitération au cours du temps

L'étude de l'évolution des taux d'oblitération globaux sur Mars permet une vision inédite de l'histoire de la planète. Notre méthode permet au premier ordre d'observer une diminution rapide des taux d'oblitération avec une fin de la période intense d'activité de surface avant 3.2 Ga. Cependant, localement, on peut observer une persistance de fort taux d'oblitération à l'Hespérien. En particulier, la zone de transition et les chenaux de débâcle qui sont encore soumis à une importante oblitération. Cependant, nos mesures restent incertaines lors de transitions brusques d'oblitération.

Cet aperçu global correspond bien à ce qu'on connaît de l'histoire de Mars. En particulier, nos estimations de taux d'érosion sont similaires aux taux d'érosion trouvés dans la littérature par des méthodes différentes (Golombek et Bridges, 2000, Quantin-Nataf *et al.*, 2019, Craddock *et al.*, 1997, Carr, 1992).

La question de la nature des processus entraînant la forte oblitération au Noachien reste ouverte. D'autres observations, en particulier les réseaux de vallées, laisse penser qu'une partie au moins de cette oblitération était liée à l'érosion et à la sédimentation. Dans ce cas, la chute brutale de l'oblitération pourrait être liée à la perte de l'atmosphère martienne qui a entraîné une chute de température et la disparition de l'eau liquide à la surface de Mars. Il est intéressant de noter que dans les *Highlands*, l'oblitération chute rapidement dès 3.3 Ga réduisant les zones avec une forte oblitération aux chenaux de débâcle et à la zone de transition. Cette distribution inégale de l'oblitération laisse penser que l'eau liquide n'était déjà plus stable en surface dès cette période.

Relation entre oblitération et diamètre

L'observation d'une dépendance entre le diamètre et l'oblitération observée est encore largement sous interprétée. Il serait intéressant de réaliser des études plus localisées et détaillées afin d'associer une loi de puissance à un processus géologique particulier. De plus, il serait nécessaire de tester les relations entre l'oblitération et le ratio d/D pour répondre à ces questions.

Au premier ordre, cette observation d'une oblitération croissante avec le diamètre est logique, puisqu'un plus grand diamètre implique un plus grand déséquilibre gravitaire. Cependant la profondeur est un paramètre plus pertinent à regarder pour quantifier le déséquilibre gravitaire.

L'importance des processus volcaniques

Nos mesures semblent être fortement influencées par l'activité volcanique de la planète. En effet, on observe des taux d'oblitération importants sur les provinces volcaniques dont l'exemple le plus marquant est la province de *Tharsis*. Ces taux d'oblitération peuvent être expliqués par le remplissage de cratères par des coulées de lave qui diminuent alors la profondeur.

Il est intéressant de noter que à l'Amazonien, l'activité de surface liée au volcanisme est un ordre de grandeur plus important que les autres processus. En particulier, *Tharsis* présente une décroissance de l'oblitération beaucoup plus lente que dans les autres régions martiennes. Cette décroissance différente peut laisser penser que les processus d'oblitération observables au Noachien n'étaient pas dominés par l'activité volcanique.

Ces données sur l'activité volcanique sont de première importance car ces phénomènes sont l'expression de surface de la dynamique interne de Mars. Ainsi, une meilleure contrainte sur l'intensité du volcanisme de *Tharsis* au cours de l'Amazonien pourrait permettre de mieux contraindre les modèles de dynamique interne.

Mise en place de *Vastitas Borealis*

L'une des observations souvent pointée est l'augmentation des taux d'oblitération sur les plaines du nord à partir de 2 Ga pour atteindre des valeurs d'un ordre de grandeur au dessus du reste de la surface de Mars. Cette observation n'est possible que sur le

découpage selon la carte géologique simplifiée, les autres découpages ne permettant pas d'obtenir des statistiques de cratères suffisantes.

L'activité de surface des plaines du nord est effectivement importante à l'Amazonien, avec des processus glaciaires et une importante activité éolienne avec la présence de champs dunes autour de la calotte polaire (Tanaka *et al.*, 2005).

Nous proposons deux hypothèses pour expliquer ce phénomène, une étude en détail des cratères permettrait de préciser nos interprétations. La première possibilité est que cette diminution de profondeur des cratères soit liée à des dépôts de glace. Dans ce cas, notre méthode pourrait estimer le début de la mise en place de ces dépôts. De plus on pourrait assez facilement à partir des taux d'oblitération calculer des volumes de glace déposer et ainsi mieux contraindre la quantité d'eau présente sur Mars.

Notre seconde hypothèse est liée à l'une des formations les plus étendue sur les plaines du Nord, la *Vastitas Borealis* Formation (VBF) qui est encore mal comprise. Certaines études la date de la fin de l'Hespérien (Kreslavsky et Head, 2002) et l'interprètent comme étant concomitante des chenaux de débâcle. Cependant, les cratères utilisés pour réaliser les datations sont parfois dégradés et il peut être difficile de savoir s'ils sont antérieurs à la formation. En particulier, Tanaka *et al.* (2005), affirme que la formation de la VBF date de l'Amazonien inférieur et est donc postérieure aux chenaux de débâcle.

Nos résultats laissent penser que la mise en place de la VBF a été assez tardive, aux alentours de 2 Ga. De plus, son activité a perduré pendant une large période de temps, suggérant que cette mise en place résulte de processus perdurant dans le temps. Un processus de formation pouvant correspondre à cette histoire, est proposé par Salvatore et Christensen (2014), avec l'éjection d'une couche de boue enfouie dans une formation sédimentaire. La couche de boue aurait alors été déposée à l'Hespérien avant 3 Ga puis recouverte. À l'Amazonien, cette couche de boue est expulsée à la surface entraînant la mise en place de la VBF.

L'un des points forts de notre approche est de cartographier l'ensemble des cratères observés sans essayer, lors de la cartographie, de les attribuer à l'unité la plus superficielle ou bien à une unité antérieure. Cette absence d'hypothèse pourrait permettre de mieux comprendre et dater la mise en place de la VBF.

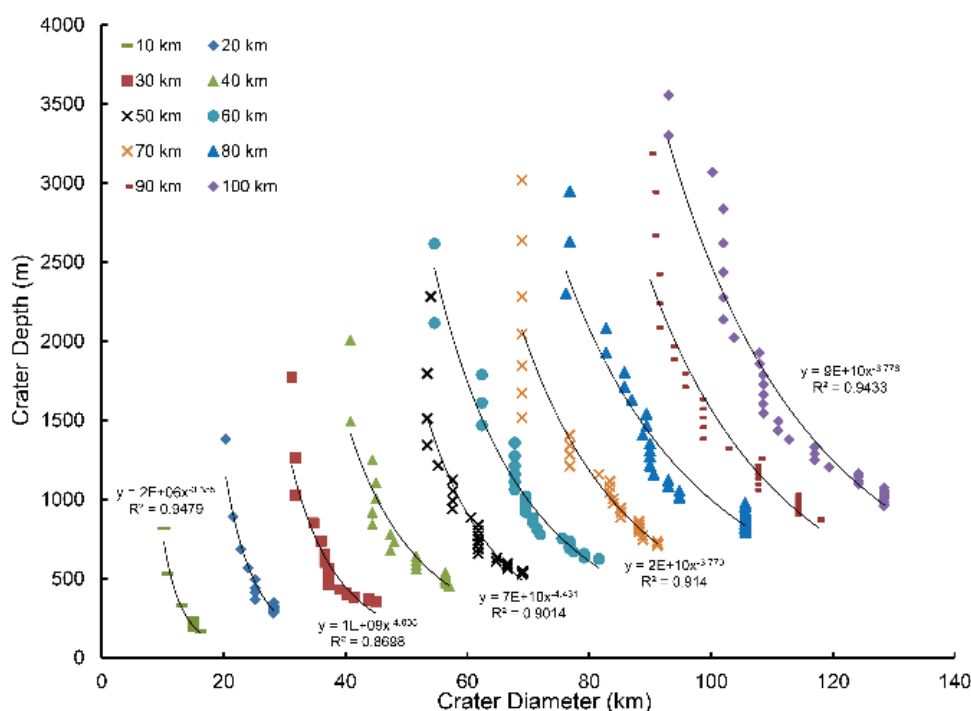


Fig. 4.31 – Modèle d'évolution de la profondeur et du diamètre de cratères soumis à une érosion fluviatile. La profondeur diminue, mais le diamètre augmente aussi (d'après Matsubara *et al.* (2017))

Limites

Cette méthode permet donc de retracer l'oblitération des cratères sans faire d'*a priori* sur leur profondeur initiale ou sur les processus d'oblitération à l'œuvre. Cependant, notre approche part de l'hypothèse que la profondeur des cratères est uniquement dépendante de leur âge. Or, cette hypothèse ignore les variations de profondeur initiale pouvant dépendre des conditions d'impact, mais surtout de la surface impactée. Si l'on mélange des populations présentant des profondeurs initiales différentes, nos résultats sont alors faussés. Cependant, les différents découpages de la surface de Mars n'entraînent pas de grande différence dans l'oblitération mesurée, ce qui laisse penser que cet effet n'est pas, au premier ordre, significatif.

De plus, nous avons étudié la diminution de la profondeur avec l'âge en supposant que le diamètre restait constant. Cette hypothèse néglige totalement le phénomène dit de 'backwashing'. En effet, lorsque les crêtes d'un cratère disparaissent, son diamètre apparent augmente (figure 4.31). Il serait intéressant de considérer cette trajectoire des

cratères dans l'espace diamètre profondeur pour réaliser nos mesures d'oblitération.

4.2.6 Conclusion sur l'oblitération martienne

Ces résultats sont encore préliminaires et les applications possibles très diversifiées. Notre méthode de mesure des taux d'oblitération a montré son efficacité en permettant de retracer la diminution des taux d'érosion martien à l'Hespérien et la mise en place des provinces volcaniques. De plus ces résultats globaux offrent un regard nouveau sur la mise en place de la VBF, encore mal comprise.

De nombreuses questions restent encore en suspens et de nombreuses pistes d'amélioration sont possibles. Dans un premier temps, la cartographie de zones d'intérêt plus limitées pourrait répondre plus précisément aux questions soulevées par ce premier aperçu. Une meilleure compréhension de la relation de l'oblitération avec le diamètre, mais aussi avec la profondeur, pourrait permettre d'affiner nos résultats en indiquant la nature des processus géologiques à l'origine de l'oblitération.

Nous avons ici principalement détaillé les résultats sur l'oblitération martienne, mais les étapes intermédiaires de notre calcul pourraient aussi mériter un plus ample examen. En particulier, grâce à la grille de profondeur en fonction du diamètre et de l'âge, on peut essayer de retracer l'âge de chaque cratère de la carte. Cette idée n'est qu'un exemple d'un des nombreux développements possibles de cette approche.

4.3 Oblitération à l'échelle CTX : comparaison de différents sites d'atterrissage de rovers

L'utilisation d'une base de données globale nous a permis d'étudier les taux d'oblitération sur Mars au Noachien et à l'Hespérien. Cependant, les taux Amazonien ne sont que peu contraints pour deux raisons, d'une part le nombre de cratères de plus de 5 km au cours de l'Amazonien commence à être insuffisant pour obtenir des statistiques suffisantes, d'autre part, les mesures de profondeur des cratères de moins de 10 km commencent à être difficiles à réaliser avec MOLA. Afin d'étudier les taux d'oblitération récents sur Mars, nous avons réalisé des cartes de cratères à partir d'images et de MNT CTX. Ces données permettent de réaliser des cartes de cratères allant de 50 m à 1 km environ. Les cartes sont complètes pour les cratères de plus de 70 m (11 px).

L'étude des taux d'oblitération récents est intéressante pour plusieurs raisons. Aux hautes latitudes, la vitesse d'oblitération des cratères pourrait permettre de quantifier la quantité de glace dans le sol et ainsi estimer l'activité de la cryosphère martienne actuelle ou encore détecter des zones avec un sol riche en glace dans l'optique de l'étudier et de l'exploiter au cours d'une éventuelle mission humaine. Une autre possibilité d'étude pourrait consister à comparer les variations actuelles de taux d'oblitération avec les modèles climatiques globaux martiens pour estimer l'action de l'érosion éolienne.

La connaissance des taux de renouvellement actuels de la surface est particulièrement importante dans la recherche de traces de vie sur Mars. En effet, la recherche de molécules organiques est l'un des objectifs des missions d'exploration martiennes, en particulier la mission d'atterrissage ExoMars de l'ESA. L'un des problèmes majeurs de la détection de telles molécules est leur conservation. En effet, en l'absence de champ magnétique et d'atmosphère, la surface de Mars est soumise à un intense rayonnement cosmique et UV. Les molécules organiques, très sensibles à ces rayonnements, ne peuvent persister longtemps à la surface de Mars ce qui rend leur détection encore plus difficile. Une approche pour contourner ce problème est de chercher des zones en érosion rapide, en effet, si la roche n'est à l'affleurement que depuis un âge récent, les chances de trouver des molécules organiques augmentent.

Le choix d'un site d'atterrissage est un processus long faisant intervenir différents experts. Il doit répondre à des contraintes scientifiques mais aussi techniques. Ainsi,

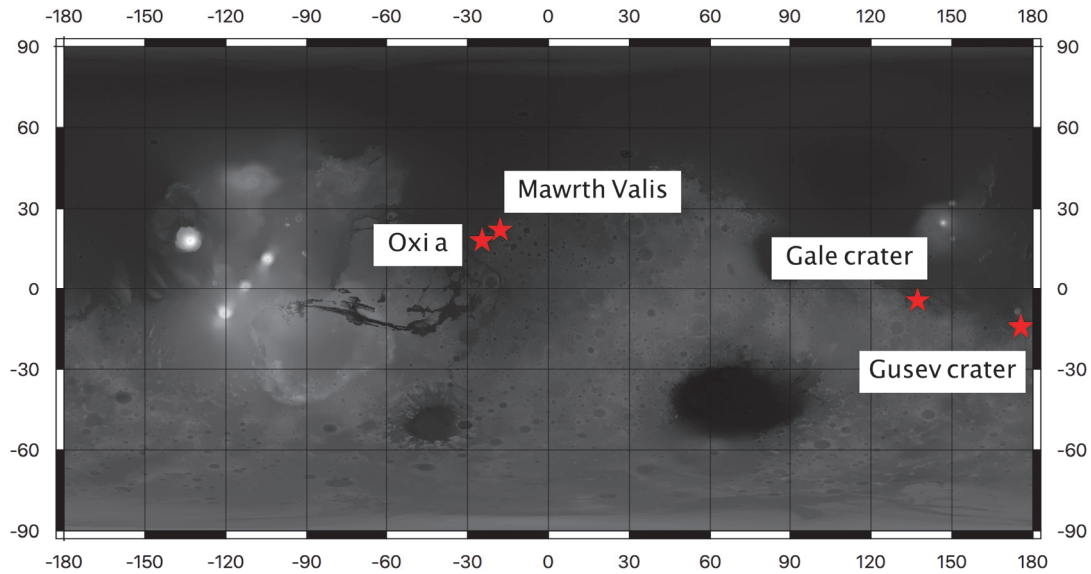


Fig. 4.32 – Carte globale d'altitude de Mars (MOLA) présentant les différents sites étudiés.

le site d'atterrissage de la mission ExoMars a été choisi en 2019 pour *Oxia Planum* (figure 4.32). Nous avons appliqué notre méthode de mesure d'oblitération sur ce site d'*Oxia Planum* ainsi que sur l'autre site finaliste *Mawrth Vallis* afin de comparer leur potentiel de conservation de la matière organique. D'autre part, l'étude d'autres sites visités par des rovers nous a permis de comparer nos mesures d'oblitération avec des mesures prises in-situ. En effet, dans *Gale crater* et *Gusev crater*, les sites d'atterrissage des rovers Curiosity et Spirit, des estimations des taux d'érosion ont été réalisées à partir des images et mesures isotopiques prises par les rovers.

Nous présentons ici nos mesures des taux d'oblitération sur ces quatre sites. Dans un premier temps nous comparerons nos mesures avec les estimations in-situ puis nous discuterons des résultats obtenus sur *Oxia Planum* et *Mawrth Vallis*.

4.3.1 Présentation des sites

Gale crater

Gale crater est le site d'atterrissage du rover Curiosity, situé aux coordonnées 5.4°S 137.8°E sur la zone de transition entre les *Highlands* et les plaines du Nord. Le centre du cratère est rempli par une formation sédimentaire nommée *Aeolis Mons*. Le rover s'est posé au pied de cette formation dans la partie Nord-Ouest du cratère de Gale très

proche d'un ancien cône alluvial nommé *Peace Vallis* (Le Deit *et al.*, 2013). La figure 4.33 représente la carte de cratères réalisée dans la région du cône alluvial. Malheureusement, la surface couverte par le cône n'est pas assez grande pour cartographier un nombre de cratères suffisant (uniquement 34 cratères de plus de 150 m), par conséquent nous avons élargi la zone d'étude comme représenté sur la figure 4.33. La carte finale comporte 87 cratères de plus de 150 m. Les profondeurs ont été calculées à partir de MNT calculés par stéréo-photogrammétrie en utilisant l'algorithme présenté dans la partie 2.

Gusev crater

Gusev est un cratère de 166 km situé dans le quadrant d'Aeolis aux coordonnées 14.5°S 175.4°E. Ce cratère a été le terrain d'opération du rover Spirit de 2004 à 2009. La figure 4.34 représente la carte de cratère réalisée autour du trajet du rover. Cette carte est complète jusqu'aux cratères de 700 m et comprend 2317 cratères dont 143 de plus de 150 m. Le nombre de cratères utilisables pour calculer l'oblitération est encore une fois très réduit par rapport aux mesures réalisées sur la base de données globale.

Mawrth Vallis

Mawrth Vallis, située dans le quadrant d'*Oxia Palus*, est l'une des grandes vallées martiennes débouchant sur les plaines du Nord. Les roches observées dans les murs et plateaux de cette vallée présentent une stratification et les observations réalisées grâce aux données multispectrales, indiquent une importante diversité minéralogique. Cette diversité indique une histoire géologique complexe. C'est pour ces raisons que ce site a été l'un des sites finalistes pour le choix de l'atterrissage du rover ExoMars. Le site d'atterrissage proposé se situait au dessus de la vallée, sur une surface couverte par deux principales unités géologiques, une unité dite de capping qui serait d'origine volcanique (laves ou cendres non altérées) et une unité plus ancienne, stratifiée et riche en argiles qui serait sédimentaire ou volcano-sédimentaire (Loizeau *et al.*, 2010).

Nous avons utilisé deux images CTX différentes pour étudier cette zone (figure 4.35) qui présentent des surfaces légèrement différentes, avec des proportions variables de capping et d'unité riche en argiles. Nous avons essayé d'utiliser une carte précise des différentes unités géologiques, mais elles sont dans cette zone très morcelées et donc difficiles à délimiter précisément. Nous avons donc pour l'instant conservé deux surfaces

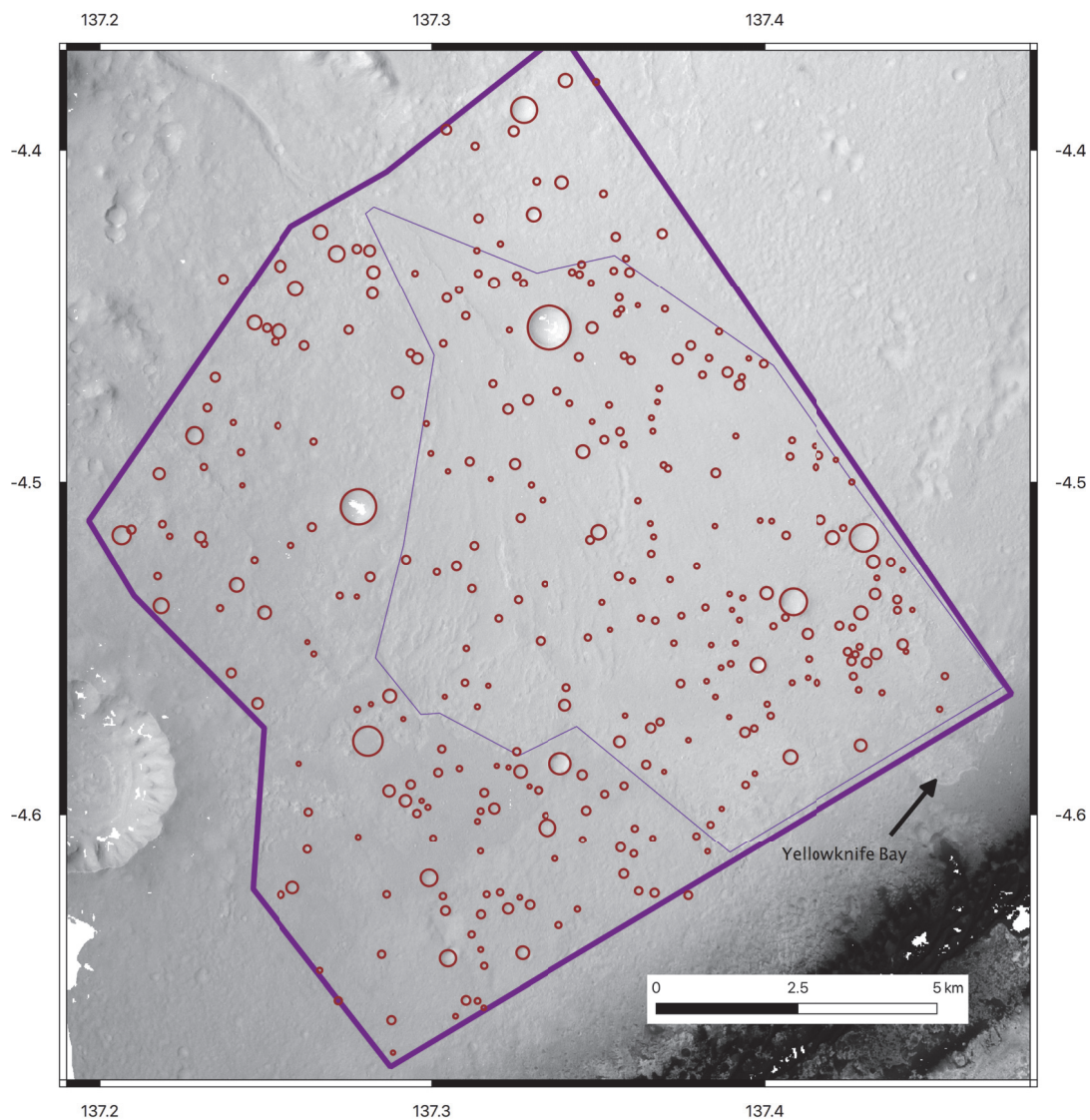


Fig. 4.33 – Carte de cratères réalisée sur le site de *Gale crater*. Seul les cratères de plus de 70 m sont représentés. La surface cartographiée est de 161.3 km² et la carte est composée de 469 cratères dont 87 de plus de 150 m. Le cône alluvial de *Peace Vallis* est représenté par le trait fin. Le site d'atterrissage du rover est situé juste à l'Ouest de Yellowknife Bay où a été réalisée une mesure de taux de dénudation. Le fond est une stéréo-image CTX.

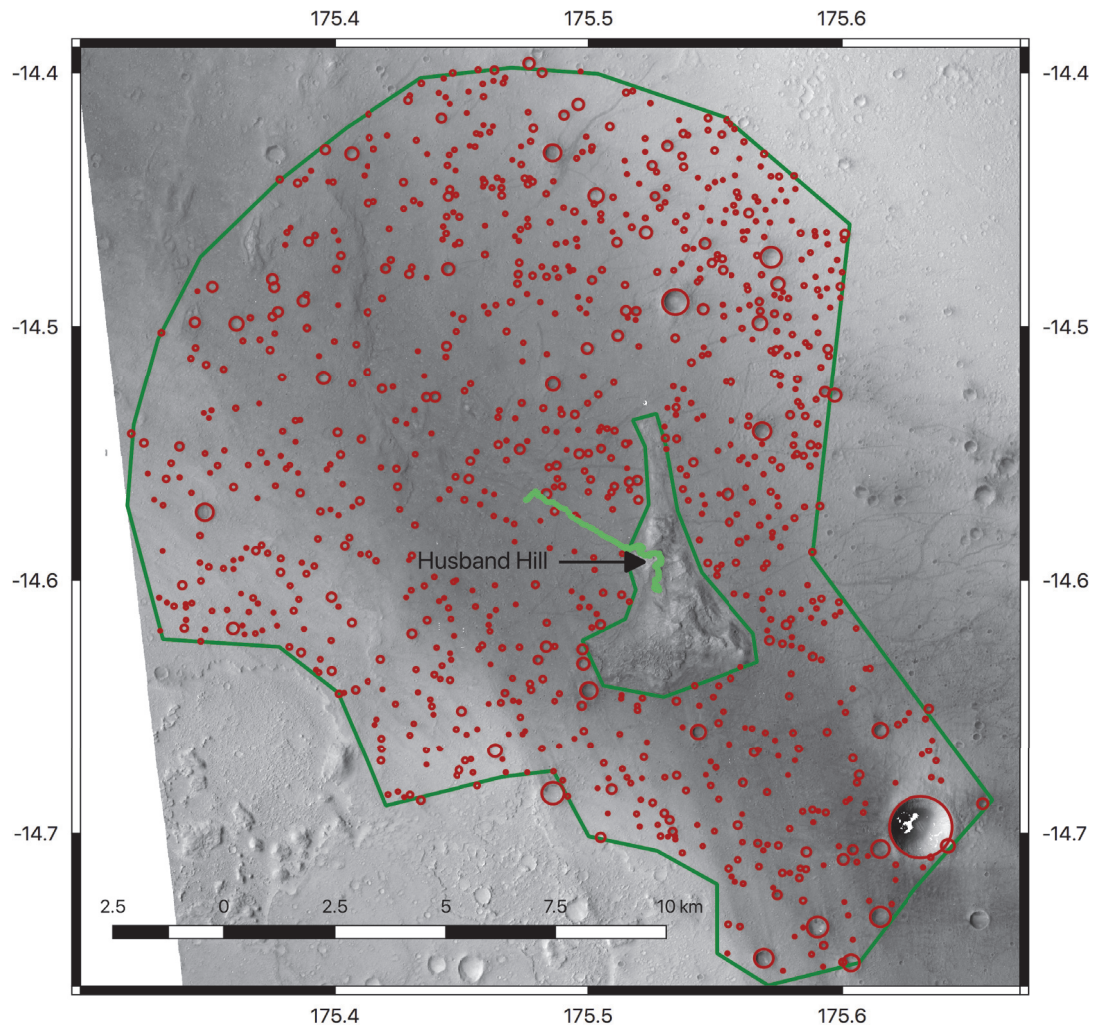


Fig. 4.34 – Carte de cratères réalisée sur le site de *Gusev crater*. Seul les cratères de plus de 70 m sont représentés. La surface cartographiée est de 243.8 km² et la carte est composée de 2317 cratères dont 143 de plus de 150 m. Le chemin du rover Spirit est indiqué par le trait vert clair. Le fond est une stéréo-image CTX.

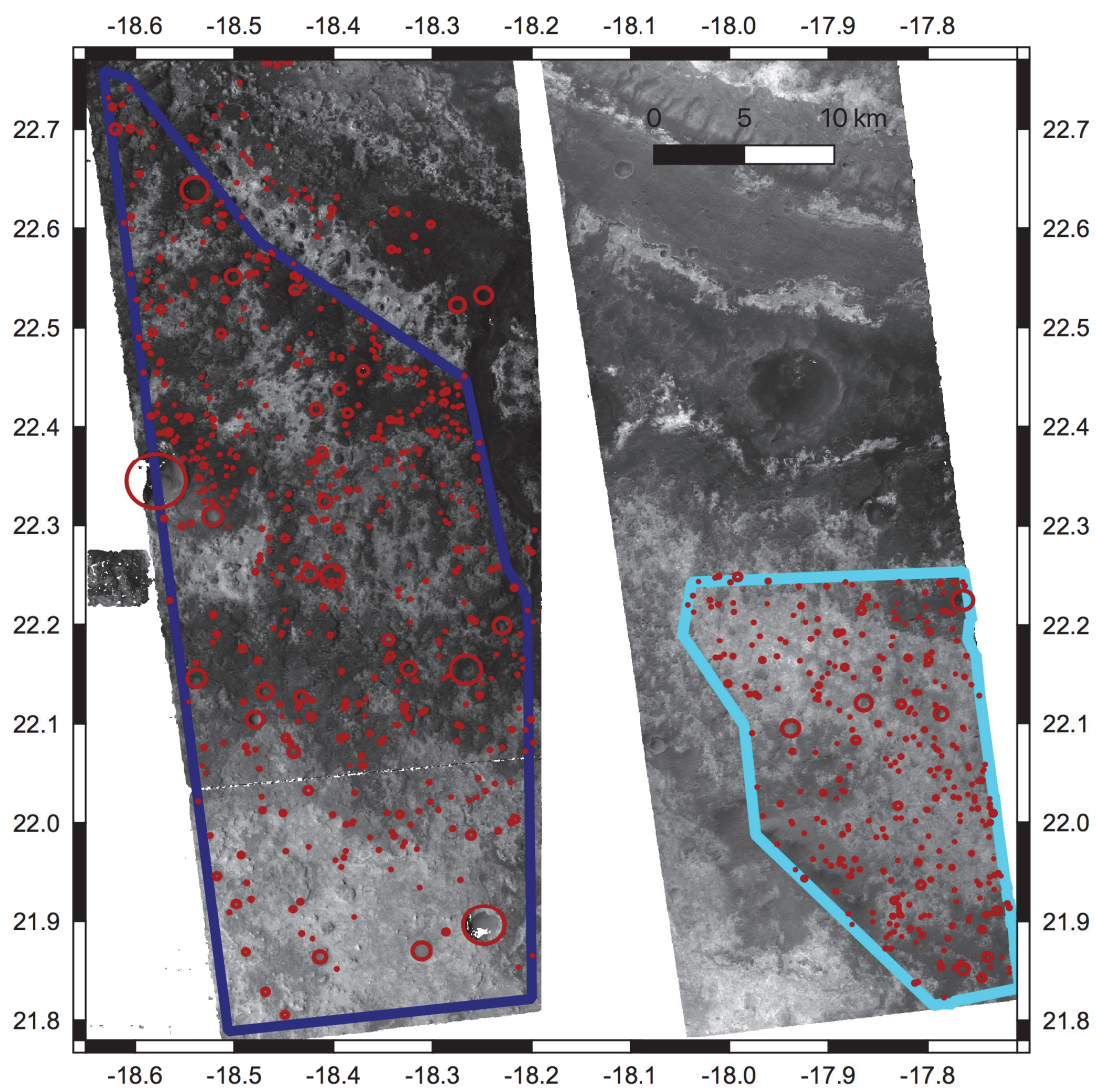


Fig. 4.35 – Carte de cratère réalisée sur le site de *Mawrth Vallis*. Seuls les cratères de plus de 70 m sont représentés. À l'Ouest, la surface cartographiée est de 846.2 km² et la carte est composée de 676 cratères dont 206 de plus de 150 m. À l'Est, la surface cartographiée est de 312.8 km² et la carte est composée de 707 cratères dont 75 de plus de 150 m. La capping apparaît sombre sur les images CTX et l'unité riche en argiles apparaît beaucoup plus claire.

de référence différentes, une pour chaque image CTX utilisée. Dans la carte situé à l'Ouest l'unité riche en argiles est en grande partie recouverte par la capping. La zone à l'Est présente une surface où l'unité riche en argiles est dénudée bien plus étendue. Les cartes sont complètes pour les cratères de plus de 70 m avec 676 cratères (dont 206 de plus de 150 m) pour la carte à l'Ouest et 707 cratères (dont 75 de plus de 150 m) pour la carte à l'Est.

Oxia Planum

Le site d'*Oxia Planum* est situé dans le quadrant d'*Oxia Palus* aux coordonnées 18.3°N -24°E. Ce site est situé sur une grande plaine, sur laquelle on observe deux principales lithologies, une unité stratifiée d'âge Noachien riche en argiles d'un intérêt exobiologique et une unité plus récente massive non altérée et plus résistante à l'érosion. L'unité sombre récente et non altérée est surtout située dans les points bas topographiques et est interprétée comme des dépôts volcaniques (Quantin-Nataf *et al.*). Ce site a été sélectionné comme site d'atterrissage pour le rover ExoMars afin de chercher des traces de molécules organiques dans l'unité riche en argiles.

Nous avons cartographié ces deux unités (figure 4.36) avec une limite de résolution de 70 m. Le nombre total de cratères est de 1933 cratères dont 209 de plus de 150 m. La capping comprend 908 cratères dont 69 de plus de 150 m et l'unité riche en argiles 958 cratères dont 122 de plus de 150 m. Il est important de pointer la présence de cratères secondaires sur l'unité riche en argiles qui ont été exclus de la surface cartographiée.

4.3.2 Spécificité de la méthode sur CTX

De la même manière que sur la base de données globale, une distribution en fréquence de taille et de profondeur est construite à partir de la carte de cratères. Puis l'oblitération est calculé en interprétant les distributions en fréquence de profondeurs cumulées à l'aide d'un modèle chronologique martien. La figure 4.37 représente les distributions en fréquence de taille et de profondeur de la population cartographiée sur Gale ainsi que la grille d'oblitération en fonction de l'âge et du diamètre.

On peut directement remarquer, que le nombre de cratères est bien moins important que pour la base de données globale. Les taux d'oblitération sont calculés à partir de quelques centaines de cratères, soit un ordre de grandeur de moins que pour un quadrant.

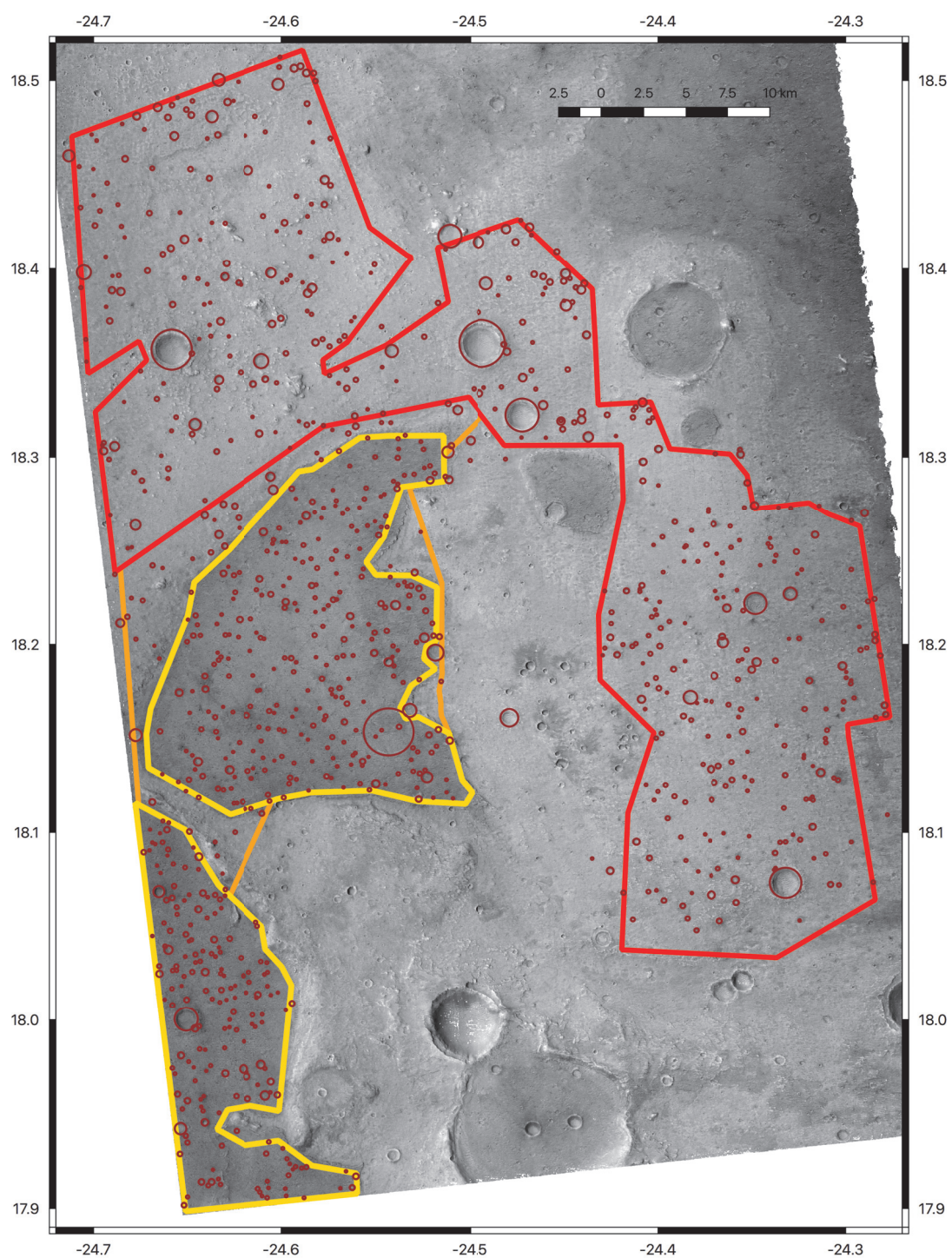


Fig. 4.36 – Carte de cratères réalisée sur le site d'*Oxia Planum*. Seuls les cratères de plus de 70 m sont représentés. Pour la capping, la surface cartographiée, entourée en jaune, est de 111.8 km² et la carte est composée de 908 cratères dont 69 de plus de 150 m. Pour l'unité riche en argiles, la surface cartographiée, entourée en rouge, est de 245.8 km² et la carte est composée de 958 cratères dont 122 de plus de 150 m. La capping apparaît sombre sur les images CTX et l'unité riche en argiles apparaît beaucoup plus claire.

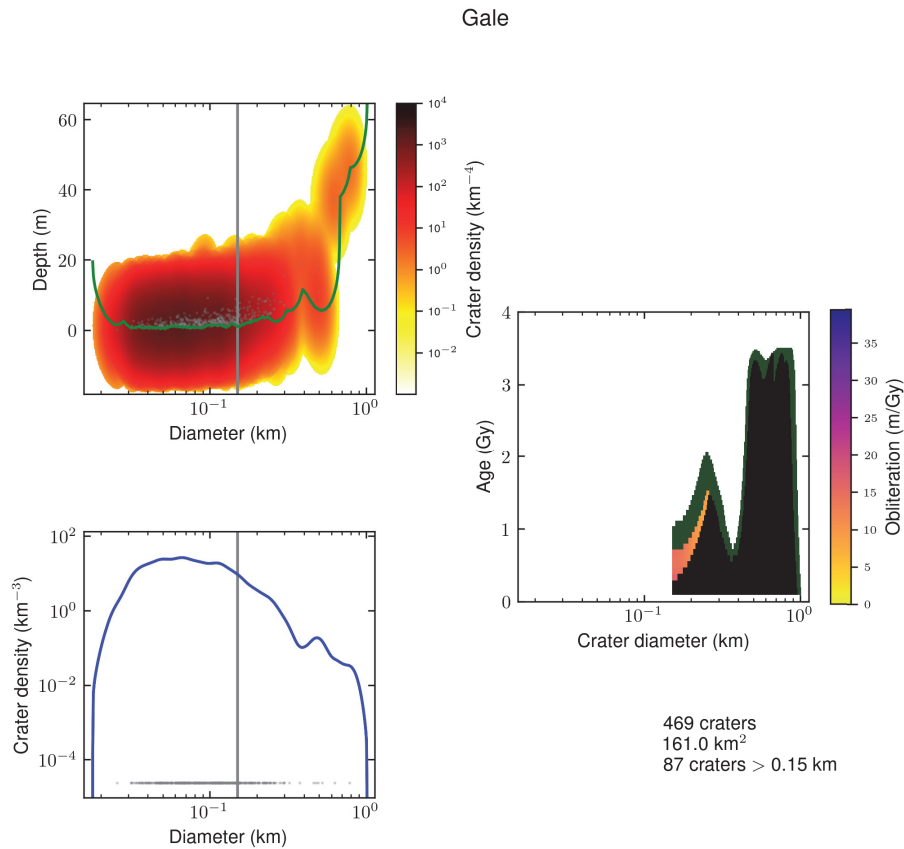


Fig. 4.37 – Taux d'oblitération mesurés sur le site de *Gale crater* à partir de la carte présentée dans la figure 4.33. **A)** Distribution en fréquence de taille et de profondeur. La ligne grise marque la limite inférieure de résolution de 150 m. La ligne verte représente la profondeur minimale observée pour chaque gamme de diamètre. **B)** Distribution en fréquence de taille. **C)** Taux d'oblitération en fonction du diamètre et de l'âge. La surface noire masque les taux d'oblitération pour lesquels le nombre de cratères théorique est inférieur à 10. La surface verte masque les taux d'oblitération pour lesquels, la profondeur est inférieure à la profondeur minimale observée pour cette gamme de cratères.

Par conséquent l'oblitération est mesurée sur des âges bien plus récents, d'au maximum 2 Ga. Le pas de temps a donc été réduit en conséquence pour les âges récents.

De plus, dans le cas des mesures sur CTX, l'erreur utilisée pour l'estimation par noyau de 6 m est bien plus importante comparée aux profondeurs représentées. On a donc un étalement des cratères en profondeur bien plus important avec, par endroit, des valeurs de profondeurs négatives. Cet étalement entraîne des effets indésirables pour les âges les plus anciens et les plus récents pour un diamètre donné. Afin de limiter cet effet, nous avons commencé par augmenter le diamètre minimal sur lequel l'oblitération est calculée à 150 m. Ce diamètre correspond à une profondeur initiale théorique d'environ 30 m soit plus de 3σ .

Ces effets aux bords peuvent être en partie corrigés; le filtre basé sur le nombre théorique de cratères minimal permet d'éliminer l'augmentation de l'oblitération pour les âges récents pour une grande partie de la gamme de diamètre. Cependant, les diamètres compris entre 150 et 200 m présentent un nombre de cratères théorique supérieur à la limite fixée. On a donc pour cette gamme de diamètre une persistance de cet artefact. Malgré cet artefact on peut comparer l'intensité relative de l'oblitération sur différents sites. Nous avons donc choisi de représenter ces taux d'oblitération, car sur les surfaces les plus petites, cette gamme de diamètre est la seule à présenter un nombre de cratères suffisant pour permettre le calcul d'une oblitération.

Symétriquement on observe le même effet pour les âges les plus anciens. Contrairement aux âges récents, l'effet n'est pas éliminé par le filtre sur le nombre minimal de cratères théorique. Nous avons donc rajouté un second filtre limitant le calcul de l'oblitération lorsque la profondeur est inférieure à la profondeur minimale observée pour le pas de diamètre.

L'étalement causé par l'estimation par noyau a deux principaux effets sur les taux d'oblitération produits. D'une part, sous un certain seuil d'oblitération, la différence de profondeur liée à l'oblitération est inférieure au bruit sur les mesures. On a donc une oblitération minimale observable; afin de déterminer ce minimum, nous avons, pour chaque surface étudiée, produit une population synthétique sur une surface identique avec une oblitération nulle. Ce taux d'oblitération minimum dépend de l'aire de la surface étudiée. Dans les cas des cartes réalisées sur les sites d'atterrissage, il est compris entre 5 et 20 m/Ga avec une augmentation pour les âges récents. La figure 4.38 présente cette

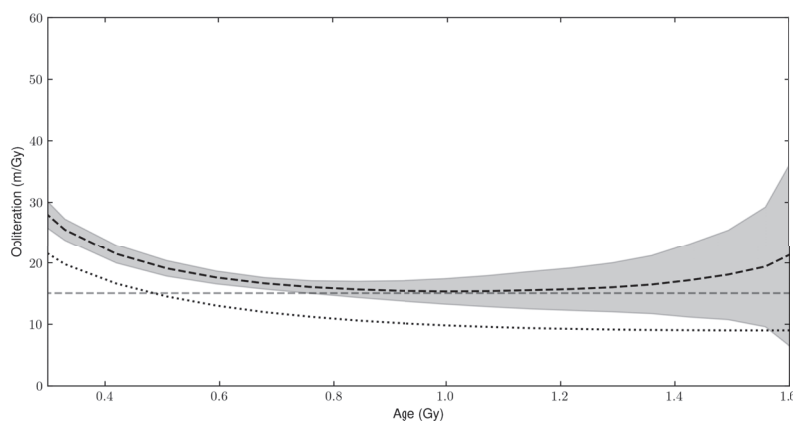


Fig. 4.38 – Tests synthétiques sur les taux d'oblitération mesurés sur CTX. Les populations de cratères ont été modélisées sur une surface de 161 m^2 avec un âge de 2.7 Ga. Du bruit est ajouté sur les profondeurs et diamètres des populations synthétiques et l'oblitération est mesurée en utilisant la méthode présentée dans la partie 4.1.1. La ligne en tirets noire représente l'oblitération retrouvée pour une population synthétique ayant subi une oblitération constante de 15 m/Ga . La ligne en pointillés représente l'oblitération pour une population de cratères modélisée sans oblitération. Cette ligne en pointillés représente la limite inférieure de résolution de notre méthode.

oblitération limite sur une surface équivalente à celle cartographiée sur Gale.

Un second effet de l'étalement est une augmentation artificielle des taux d'oblitération ; ainsi la figure 4.38 représente l'oblitération mesurée sur une population modélisée avec une oblitération de 15 m/Ga . L'oblitération retrouvée correspond à la valeur d'entrée de 0.8 à 1.2 Ga. On observe, au delà de ces âges, une augmentation de l'oblitération mesurée. Il est à noter que pour les âges de plus de 1.2 Ga, la valeur d'entrée est toujours située dans les barres d'erreurs tandis que les taux d'oblitération récents présentent une augmentation artificielle non prise en compte par nos barres d'erreur.

Les cartes réalisées sur CTX présentent un nombre de cratères peu important en raison de la taille des surfaces cartographiées et du temps nécessaire à la réalisation des cartes. Il est donc plus difficile d'obtenir des statistiques robustes pour réaliser nos mesures d'oblitération. De plus, pour les cratères les plus petits, la gamme de profondeurs mesurées est comprise dans l'erreur sur les mesures. Ces limitations rendent le calcul des taux d'oblitération plus compliqué. Afin de pouvoir comparer certaines surfaces nous avons du conserver des valeurs d'oblitération affectées par ces artefacts. En conséquence, on observe une augmentation artificielle des taux d'oblitération récents sur nos résultats.

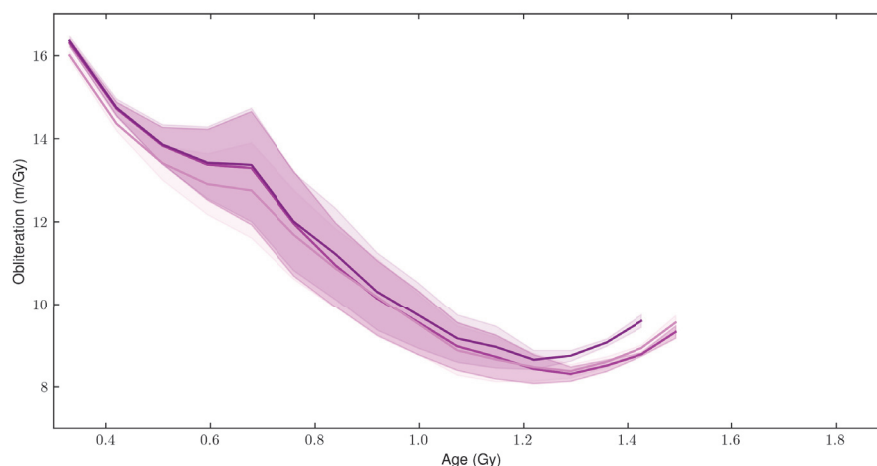


Fig. 4.39 – Taux d'oblitération mesurés sur *Gale crater* en utilisant : une carte classique (violet), la méthode de zone tampon (violet foncé), les méthodes de zone tampon et d'exclusion des éjectas (violet clair).

Afin de comparer nos résultats au taux d'oblitération basal lié à l'étalement par l'estimation par noyau, nous avons représenté le taux d'oblitération limite calculé à partir d'une population de cratères synthétique non modifiée par de l'oblitération.

Apport des méthodes de zone tampon et d'exclusion des éjectas

Nous avons testé l'effet des méthodes de zone tampon et d'exclusion des éjectas présentées dans le chapitre 2 sur les mesures d'oblitération. La figure 4.39 présente les taux d'oblitération mesurés dans *Gale crater* en utilisant ou non ces différentes techniques. On constate que l'utilisation de ces méthodes ne permet pas une amélioration significative des mesures d'oblitération.

L'utilisation de la méthode de zone tampon, qui a pour but d'augmenter le nombre de cratères utilisés pour étudier une surface donnée, ne permet pas d'ajouter un nombre de cratères significatif. En effet, la création de distribution en fréquence de taille et de profondeur nécessite un nombre de cratères beaucoup plus important que la création d'une distribution en fréquence de taille. Si l'utilisation de la méthode de zone tampon permet d'améliorer la distribution en fréquence de taille, le nombre de cratères ajouté ne permet pas d'améliorer significativement les statistiques des distributions en fréquence de taille et de profondeur. La méthode d'exclusion des éjectas est principalement utile lorsque la densité de cratères est très forte, son utilisation n'est donc pas pertinente dans

notre cas et ne change presque pas les résultats obtenus.

Artefacts liés aux taux de cratérisation

Sur *Gale crater*, on observe aux alentours de 0.6 Ga une rupture de pente, avec pour les âges plus récents une oblitération inférieure à la résolution limite. La même rupture de pente est observée sur l'unité riche en argiles d'*Oxia Planum* (figure 4.43). Il est pour l'instant difficile d'interpréter cette observation qui pourrait résulter du bruit sur les données. Cependant étant donné que les données synthétiques ne présentent pas de telle rupture de pente, on peut se demander si cette observation n'a pas pour origine un changement d'oblitération ou bien encore un changement dans le flux d'impact martien.

En effet, le flux d'impact utilisé pour calculer les taux d'oblitération est mal contraint pour les âges récents. Ainsi, si l'on sous-estime le flux d'impact, on va par conséquent sous-estimer les taux d'oblitération. Il pourrait donc être particulièrement intéressant de se pencher sur cet artefact. Si l'on observe une variation inattendue d'oblitération pour les âges récents, on pourrait essayer de corriger le flux d'impact.

4.3.3 Comparaison avec les mesures in-situ

Gale crater

Le cratère de Gale et, en particulier, le cône alluvial au sommet duquel s'est posé le rover Curiosity, a été l'objet de nombreuses études. [Palucis et al. \(2014\)](#) a utilisé la morphologie des chenaux du delta pour estimer des taux d'érosion allant de 1 à 5 m/Ga. De plus, [Farley et al. \(2013\)](#) propose des taux d'érosion de 25 à 37 m/Ga à partir de mesures d'isotopes cosmogéniques réalisées par le rover au niveau de *Yellowknife Bay* (figure 4.33). Ces mesures sont particulièrement intéressantes à comparer avec nos mesures d'oblitération. Cependant, il faut garder à l'esprit que nos mesures sont prises à une échelle spatiale plus grande. En particulier, la mesure d'érosion réalisée sur *Yellowknife Bay* est très localisée spécifiquement sur un talus en retrait et donc particulièrement sujet à l'érosion.

Notre méthode de mesure d'oblitération nous a permis d'obtenir une valeur d'oblitération d'environ 10 m/Ga sur *Gale crater*. Cependant, cette valeur correspond à la limite de résolution de notre méthode et ne représente donc qu'une valeur maximale d'oblité-

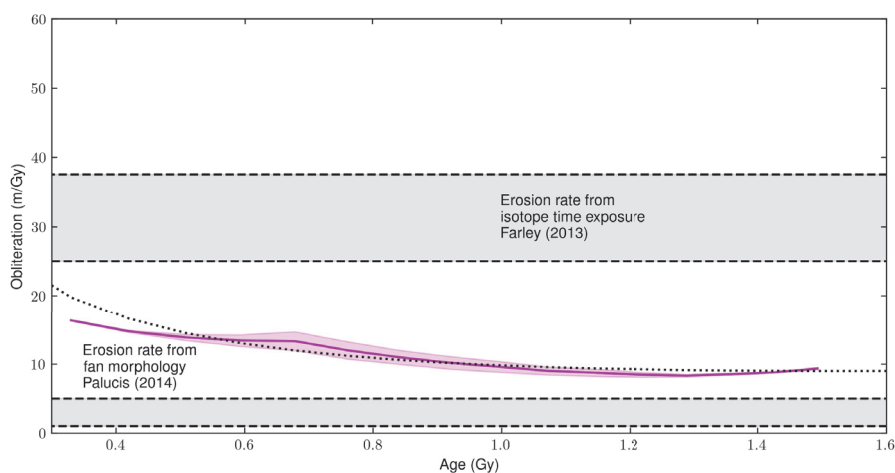


Fig. 4.40 – Taux d'oblitération mesurés sur *Gale crater*, la ligne indique la valeur moyenne des oblitérations pour chaque pas d'âge et les barres d'erreur représentent l'écart-type des valeurs utilisées pour calculer la moyenne. Les valeurs calculées in-situ à partir d'analyse d'isotopes cosmogéniques (Farley *et al.*, 2013) et celles calculées à partir de la morphologie du delta de *Peace Vallis* (Palucis *et al.*, 2014) sont représentées par les lignes en tirets noirs. La ligne noire pointillée représente la limite de résolution de notre méthode.

ration. Nos estimations sont cohérentes avec les mesures in-situ (figure 4.40) même s'il est compliqué d'estimer plus en détail la précision de notre méthode, étant donné qu'elle ne fournit qu'une valeur maximale d'oblitération.

Une cartographie d'une plus grande surface permettrait d'augmenter le diamètre minimal utilisé et ainsi réduire la limite de résolution des taux d'oblitération obtenus via notre méthode, mais inclurait, par le même fait, différentes unités géologiques. Une seconde solution pourrait être l'utilisation de cartes de cratères réalisées sur des MNT et des images HiRISE avec une plus grande précision sur les profondeurs mesurées.

Gusev crater

En tant que site d'atterrissage, *Gusev crater* a aussi été l'objet de nombreuses études régionales. Golombek *et al.* (2014) a utilisé la morphologie des cratères observés par le rover pour déterminer un taux d'érosion de 3 à 8 cm/Ga. De plus, Grant *et al.* (2006b) a estimé l'érosion de *Husband Hill* à environ 0.8 m/Ga en mesurant les distributions en fréquence de taille des blocs observés par le rover. En supposant que ces blocs sont les derniers restes d'un régolithe, leur nombre à la surface est alors proportionnel à l'épaisseur

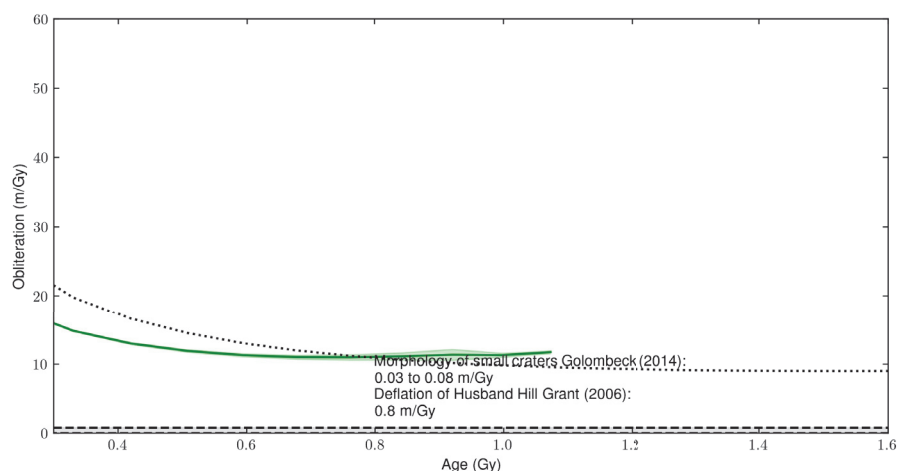


Fig. 4.41 – Taux d’oblitération mesurés sur *Gusev crater*, la ligne indique la valeur moyenne des oblitérations pour chaque pas d’âge et les barres d’erreur représentent l’écart-type des valeurs utilisées pour calculer la moyenne. Les valeurs calculées in-situ à partir de l’analyse des petits cratères photographiés par le rover Spirit (Golombek *et al.*, 2014) et celles calculées à partir de la morphologie de Husband Hill (Grant *et al.*, 2006a) sont représentées par les lignes en tirets noirs. La ligne noire pointillée représente la limite de résolution de notre méthode.

de régolithe érodé. Les taux sur *Gusev crater* sont largement inférieurs à ceux observés sur *Gale crater* probablement en raison de la nature des roches à l’affleurement (McSween *et al.*, 2004).

Encore une fois, nos mesures d’oblitération sont confondues avec la limite de résolution (figure 4.41). Elles sont donc, par conséquent, largement supérieures aux mesures in-situ. L’utilisation de données HiRISE permettrait d’utiliser une gamme de cratères semblable à celle observée par le rover et utilisée par Golombek *et al.* (2014).

4.3.4 Taux d’oblitération sur *Mawrth Vallis*

L’analyse des cartes de cratères de *Mawrth Vallis* nous a permis de calculer des taux d’oblitération cette fois ci supérieurs à la limite de résolution, avec des taux d’environ 20 m/Ga sur la carte à l’Ouest, où l’unité riche en argiles est fortement recouverte par la capping (figure 4.42). La valeur exacte du taux d’oblitération sur la surface située à l’Est et correspondant à l’unité riche en argiles est plus difficile à quantifier, en raison de l’augmentation artificielle de l’oblitération estimée pour les âges les plus récents.

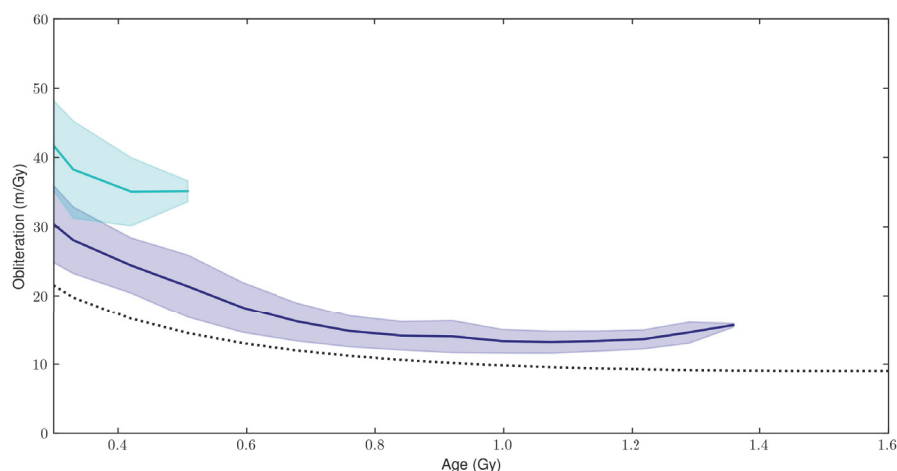


Fig. 4.42 – Taux d'oblitération mesurés sur *Mawrth Vallis*, la ligne indique la valeur moyenne des oblitérations pour chaque pas d'âge et les barres d'erreurs représentent l'écart-type des valeurs utilisées pour calculer la moyenne. La ligne bleu sombre représente les taux d'oblitération mesurés sur la surface située à l'Est principalement recouverte de capping. La ligne bleu clair représente les taux d'oblitération mesurés sur la surface à l'Ouest principalement recouverte par l'unité riche en argiles. La ligne noire pointillée représente la limite de résolution de notre méthode.

Cependant, on peut affirmer que ces taux sont supérieurs à ceux observés sur la surface principalement recouverte de capping.

Ces résultats sont très intéressants. Il semblerait que les taux d'oblitération soient liés à la nature lithologique des couches ; en effet, la surface principalement recouverte de capping s'oblitére beaucoup plus lentement que la couche riche en argiles. Cette observation est très importante pour le choix d'un futur site d'atterrissage ; la couche riche en argiles présente des taux d'oblitération récents très importants comparés aux sites d'atterrissage des rovers Spirit et Opportunity. Ce site de *Marwth Vallis* semble donc un site très prometteur pour les futures missions d'objectif exo-biologique.

4.3.5 Taux d'oblitération sur *Oxia Planum*

Sur *Oxia Planum*, nos mesures d'oblitération permettent de comparer les vitesses d'oblitération de l'unité volcanique et de l'unité sédimentaire. Les valeurs mesurées sur l'unité volcanique sont faibles, atteignant parfois la limite de résolution. Au contraire, les taux d'oblitération mesurés sur l'unité riche en argiles sont plus importants, d'environ

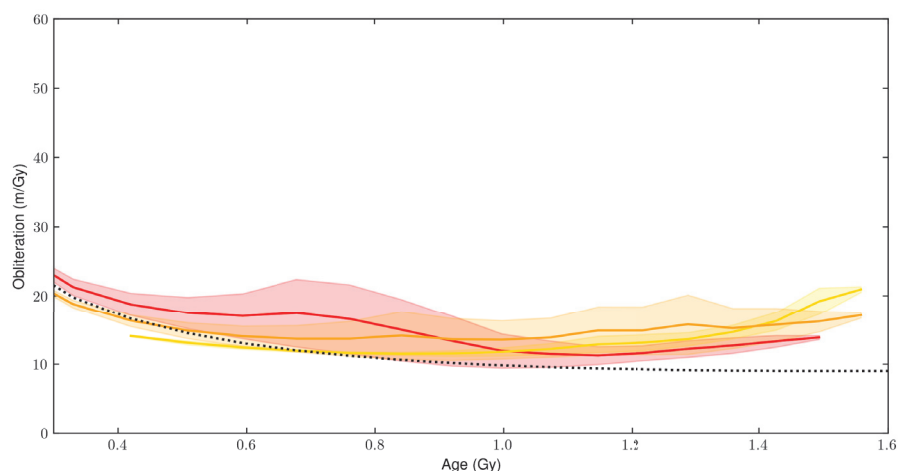


Fig. 4.43 – Taux d'oblitération mesurés sur *Oxia Planum*, la ligne indique la valeur moyenne des oblitérations pour chaque pas d'âge et les barres d'erreurs représentent l'écart-type des valeurs utilisées pour calculer la moyenne. La ligne jaune représente les taux d'oblitération mesurés sur la capping. La ligne rouge représente les taux d'oblitération mesurés sur l'unité riche en argile. La ligne orange représente les taux d'oblitération mesurés en utilisant les deux surfaces considérées. La ligne noire pointillée représente la limite de résolution de notre méthode.

20 m/Ga avant 0.8 Ga (figure 4.43).

Il est cependant intéressant de noter que, au delà des artefacts d'augmentation des taux mesurés pour les âges extrêmes, les taux d'oblitération de l'unité riche en argiles ne semblent pas constants avec un maximum d'activité entre 0.8 et 0.6 Ga. La comparaison avec les taux mesurés sur des populations synthétiques confirme que l'oblitération de l'unité riche en argiles ne semble pas constante au cours du temps (figure 4.44).

Il est intéressant de noter que lorsqu'on utilise l'ensemble des cratères des deux surfaces, on obtient des taux d'oblitération intermédiaires. Ceci laisse penser que notre méthode moyenne les taux d'oblitération des différentes surfaces.

Une interprétation possible de la chute de l'oblitération pour les âges plus anciens pourrait être expliquée par la mise à l'affleurement de l'unité riche en argiles il y a environ 1 Ga. En effet, on peut observer localement des buttes témoins d'unité volcanique laissant penser qu'elle recouvrait l'unité riche en argiles lors de sa mise en place (Quantin-Nataf *et al.*). Une cartographie plus étendue permettrait d'améliorer la précision de nos mesures pour les âges plus anciens que 1 Ga et ainsi préciser cette hypothèse. À l'inverse, l'utilisation d'une carte de cratères réalisée sur HiRISE pourrait permettre d'étudier plus

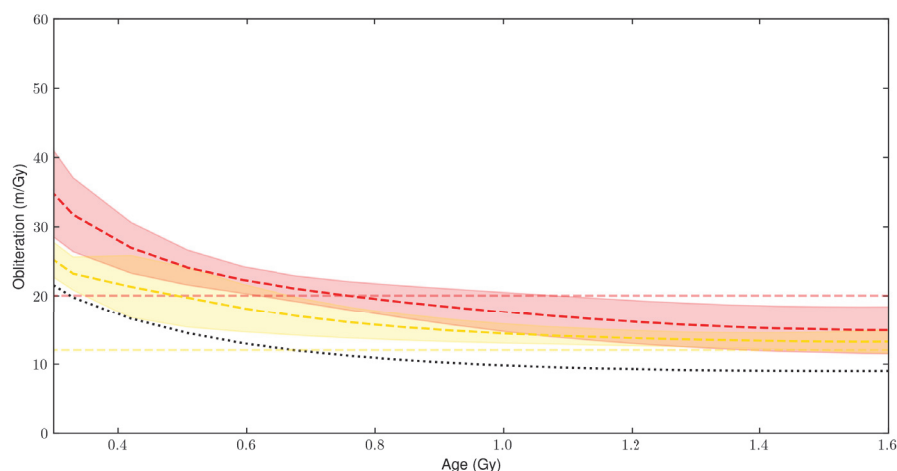


Fig. 4.44 – Taux d'oblitération mesurés sur des populations synthétiques bruitées. La ligne rouge représente l'oblitération mesurée sur une population synthétique modélisée sur une surface de 246 km^2 avec une oblitération constante de 20 m/Ga pour un âge de 2.7 Ga . La ligne jaune représente l'oblitération mesurée sur une population synthétique modélisée sur une surface de 112 km^2 avec une oblitération constante de 12 m/Ga pour un âge de 2.7 Ga . Les lignes horizontales représentent les taux utilisés en entrée des modèles. La ligne noire pointillée représente la limite de résolution de notre méthode.

précisément les variations d'oblitération plus récentes que 0.6 Ga .

4.3.6 Implications pour le choix des futurs sites d'atterrissage

Notre méthode s'est donc révélée efficace pour étudier les taux d'oblitération locaux en utilisant des cartes de cratères réalisées sur CTX. La comparaison des différents sites d'atterrissage (figure 4.45) permet d'affirmer que *Oxia Planum* et *Mawrth Vallis* présentent des taux d'oblitération plus élevés que les sites choisis lors des missions d'atterrissage précédentes. En particulier, les unités riches en argiles observées sur *Mawrth* présentent des taux d'oblitération largement supérieurs à ceux observés sur les autres sites. L'exploration de cette unité riche en argiles serait très intéressante d'un point de vue de conservation de la matière organique.

Le calcul de taux d'oblitération via notre méthode est donc particulièrement intéressant dans le choix d'un site d'exploration martienne. Nous allons continuer à étudier les sites présentés plus en détail et ajouter les sites de *Meridiani Planum* et *Jezero crater* dans notre étude. À terme, il serait intéressant de réaliser de telles mesures d'oblitération

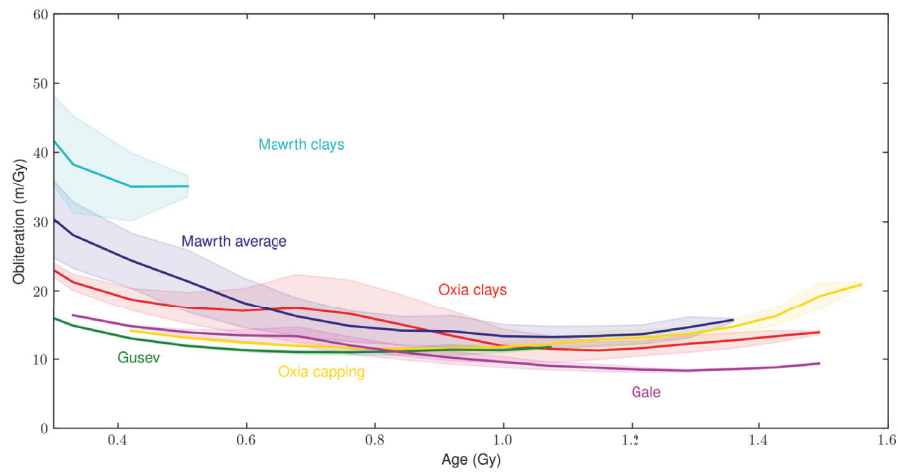


Fig. 4.45 – Comparaison des taux d'oblitération entre les différents sites étudiés.

lors du choix de sites d'atterrissage, en particulier si le rover est équipé d'instruments cherchant à détecter des traces de matière organique.

5

Discussion et perspectives

Au cours de cette thèse, nous avons combiné l'étude statistique des populations de cratères, en utilisant des modèles d'évolution de population de cratères, et l'étude morphologique de ces derniers en incluant la profondeur des cratères dans nos analyses. Cette approche a permis avec succès de remonter aux taux d'oblitération subis par différentes populations de cratères.

Pour ce faire, nous avons réfléchi à une nouvelle représentation des fréquences de cratères prenant en compte leur morphologie. Nous avons donc proposé l'utilisation de distributions en fréquence de taille et de profondeur de cratères qui décrivent l'état morphologique d'une population de cratères dans son entier. Afin de construire ces distributions, il est nécessaire d'obtenir une profondeur et un diamètre pour chaque cratère. Afin de réaliser facilement des cartes de cratères sur images CTX, nous avons développé un programme qui calcule la profondeur de cratères cartographiés sur une stéréo-image à partir du MNT aligné.

L'utilisation de modèles afin d'interpréter les distributions en fréquence de taille est déjà largement répandue pour dater les surfaces planétaires. En complexifiant ces modèles, en considérant la profondeur et l'oblitération, nous avons développé une meilleure compréhension des distributions en fréquence de taille observées. En particulier le modèle de population de cratères a été utilisé par un de nos collaborateurs pour détecter une dépression désormais remplie sous *Chryse Planitia*.

L'utilisation de modèles est liée à la notion d'inversion, nous avons pu aborder cette question en insistant sur l'intérêt d'une approche probabiliste en lieu et place d'un simple test des moindres carrés. Malheureusement, l'idée d'utiliser un ajustement probabiliste

entre distributions en fréquence de taille et de profondeur observées et modélisées n'a pas été testé même si l'ensemble des outils nécessaires ont été développés. Si cette inversion n'a pas encore été réalisée c'est principalement en raison de la complexité des processus à l'œuvre et du nombre de paramètres importants, nous avons donc dans un premier temps favorisé une approche plus simple afin de mieux comprendre l'information portée par les distributions en fréquence de taille et de profondeur.

L'exploitation des distributions en fréquence de taille et de profondeur grâce aux modèles chronologiques nous a offert un aperçu de l'histoire de la surface de Mars encore inédit. En utilisant une base de données globale fournissant les profondeurs des cratères de plus de 5 km sur toute la surface de Mars nous avons pu retracer les taux d'oblitération de la planète de la fin du Noachien au milieu de l'Amazonien. En plus de cette analyse globale, nous avons montré l'utilité de notre approche en étudiant les taux d'oblitération récents de sites d'intérêt à l'échelle de la centaine de mètres en utilisant des cartes de cratères réalisées sur des images CTX.

Nous revenons ici sur les principaux résultats de notre travail en rappelant notre méthodologie innovante et applicable à n'importe quelle surface cratérisée avec une information de topographie, puis, en détaillant les principaux résultats scientifiques que nos premiers tests ont fournis, d'un point de vue global mais aussi à plus haute résolution. Enfin nous développerons les potentielles utilisations et améliorations de cette méthode.

5.1 Les distributions en fréquence de taille et de profondeur enregistrent l'activité de surface de Mars

Sur Mars, notre cas d'étude, on constate immédiatement l'importance de la cratérisation dans le paysage, cependant, de nombreux cratères sont affectés par des processus fluviaux, sédimentaires, volcaniques, éoliens et glaciaires. Ces phénomènes modifient les distributions en fréquence de taille de cratères, ce qui peut poser problème lorsqu'on utilise ces distributions pour dater des surfaces sans prendre de précautions. Cependant, si l'on étudie cette interaction entre statistiques de cratères et processus de surface, on

peut en tirer des informations sur l'intensité et la temporalité de ces derniers.

Nous avons donc combiné les études statistiques des populations de cratères et l'analyse de leur morphologie. Pour ce faire nous avons utilisé la profondeur des cratères et développé une méthode de représentation des densités de cratères dans l'espace diamètre et profondeur avec l'introduction des distributions en fréquence de taille et de profondeur.

Afin de créer ces distributions en fréquence de taille nous avons utilisé les outils mathématiques et statistiques recommandés dans les études les plus récentes sur les distributions en fréquence de taille. Ainsi, l'utilisation d'estimations par noyau permet de transformer une population de cratères discrète en une distribution continue de fréquence. De plus cette méthode permet de prendre en compte l'erreur sur les diamètres et profondeurs mesurées.

Malgré ces avantages, l'estimation par noyau souffre d'autres limitations, en particulier aux limites des données observées. Ainsi, l'inflexion observée dans les distributions en fréquence de taille pour les petits cratères est aussi présente en deux dimensions au niveau des cratères les moins profonds et les plus profonds. Nous avons pu, grâce à une méthode de réflexion des données, éliminer cet artefact dans les distributions en fréquence de taille. Malheureusement cette méthode ne s'est pas montrée efficace pour limiter cet effet sur les profondeurs.

L'utilisation de méthodes de bootstrapping pour calculer des barres d'erreurs sur les densités de cratères mesurées n'a pas fonctionné pour les distributions en fréquence de taille et de profondeur. Cependant, on peut se questionner sur la nature des erreurs capturées par le bootstrapping. En tirant au hasard des cratères du jeu de donnée et en leur appliquant du bruit, cette méthode suppose que les sources d'erreurs des valeurs de densité sont d'une part l'omission d'un cratère lors de la cartographie, d'autre part une mesure inexacte des diamètres et des profondeurs. Si ces deux affirmations sont vraies, la probabilité d'omission d'un cratère dépend largement de son diamètre et de sa profondeur. Or dans le cas des bootstrapping présentés, cet effet n'est pas pris en compte du tout. Par conséquent nous n'avons pas utilisé de bootstrapping avec nos distributions en fréquence de taille et de profondeur. Par la suite nous avons estimé que la principale source d'erreur sur les densités mesurées était statistique selon l'hypothèse que le nombre de cratère sur une surface suit une loi de Poisson. Dans ce cas l'erreur peut alors être calculée à partir de la densité.

En plus d’offrir un nouveau regard sur les populations de cratères, les distributions en fréquence de taille et de profondeur se sont montrées très utiles pour étudier la vitesse de comblement des cratères, aussi appelée taux d’oblitération, à plusieurs échelles temporelles et spatiales. Nous avons utilisé les modèles d’évolution de population de cratères, classiquement utilisés pour dater les surfaces, pour ajouter une dimension temporelle à nos distributions en fréquence de taille et de profondeur. Après l’ajout de cette temporalité nous avons pu calculer des taux d’oblitération. Cette méthode est potentiellement applicable à n’importe quelle surface tant que l’on connaît le diamètre et la profondeur de tout les cratères de la surface.

Cette approche permettant de retrouver des taux d’oblitération est complètement inédite, elle est permise par l’augmentation de la couverture de données d’altitude à disposition sur Mars. L’étude des populations de cratère a déjà été réalisée sur plusieurs populations datées selon leur état de dégradation ([Mangold *et al.*, 2012](#)). Cependant, notre approche permet un aperçu bien plus continu des taux d’oblitération en particulier à l’Hespérien et au Noachien. [Quantin-Nataf *et al.* \(2019\)](#) proposait d’utiliser un modèle prenant en compte l’oblitération en utilisant uniquement les distributions en fréquence de taille, on pouvait alors calculer pour chaque zone un âge et un taux d’oblitération unique. L’utilisation des statistiques des profondeurs de cratères nous a permis d’obtenir pour chaque surface les variations des taux d’oblitération en fonction du temps. Pour tester le potentiel de cette méthode nous l’avons appliqué sur une base de données martienne globale et sur des données à haute résolution.

5.2 Intensité et temporalité des processus de surface martiens

Les mesures d’oblitération sur la base de donnée globale nous offrent un aperçu inédit de la surface de Mars. Si certains résultats confirment des études précédentes, certaines mesures ouvrent de nouvelles interprétations et perspectives.

Au premier ordre, la surface de Mars a subi une décroissance rapide de son activité de surface avec des taux d’oblitération de plusieurs milliers de m/Ga au Noachien puis une chute rapide dès l’Hespérien pour atteindre des taux d’environ une dizaine de m/Ga à l’Amazonien. Les taux d’oblitération observés au Noachien sont similaires à ceux observés

sur Terre dans des milieux à faible érosion mais malgré tout dominés par l'eau liquide (Saunders et Young, 1983, Hagke *et al.*, 2014) ce qui laisse penser que, à cette époque, la surface de Mars était dominée par des processus liés à l'eau liquide. On observe localement une persistance de forts taux d'oblitération jusqu'au milieu de l'Hespérien sur la zone de transition et dans les chenaux de débâcle, marquant probablement les écoulements catastrophiques associés à ces chenaux.

L'un des résultats marquant de notre étude est l'importance des processus volcaniques, en particulier, nos mesures retracent particulièrement bien l'activité de la province volcanique de *Tharsis*. Contrairement à l'activité du reste de la planète, l'activité de *Tharsis* décroît de façon régulière. Cette décroissance semble donc différente de la chute brutale des taux d'oblitération à l'Hespérien inférieur, laissant penser que la plupart de l'oblitération au Noachien est causé par des phénomènes différents du volcanisme et donc probablement par l'érosion et la sédimentation. De plus, une meilleure contrainte de l'activité volcanique de la planète pourrait permettre de mieux contraindre l'activité interne de la planète. On pourrait d'ailleurs pousser l'exploitation des mesures d'oblitération plus loin en calculant des volumes de lave émis à partir de ces dernières.

Enfin, nous avons observé sur les plaines du nord des taux d'oblitération Amazonien largement supérieurs au reste de de la planète. Nous pensons que cette anomalie pourrait être en lien avec la mise en place de la *Vastitas Borealis Formation* (VBF), une unité géologique encore mal comprise mais particulièrement intéressante. En effet, on ignore encore précisément la nature des roches ayant remplies les plaines du Nord. Certains auteurs interprètent la VBF comme résultant de dépôts sédimentaires Hespérien mais nos résultats laissent penser que la mise en place de la VBF est largement postérieure aux chenaux de débâcle et s'est étalée sur une longue période de temps. Des études supplémentaires plus locales permettraient de préciser cette interprétation et apporter de nouveaux éclairages sur les processus géologiques des hautes latitudes, encore mal compris en raison de structures géomorphologiques inhabituelles (Conway et Balme, 2014) probablement liées à la présence de glace dans le sol (Feldman, 2002, Boynton *et al.*, 2002, Smith *et al.*, 2009, Mellon *et al.*, 2009).

Ce premier aperçu à grande échelle pourra être complété par des observations plus locales. Il serait notamment intéressant d'utiliser des modèles numériques de terrain réalisés par HRSC pour obtenir des cartes de cratères avec une limite inférieure de diamètre

plus basse et ainsi pouvoir étudier des régions plus petites. Ces études plus locales permettraient de calculer des taux d'oblitérations plus récents avec des statistiques plus robustes pour les petits cratères. En particulier ceci serait de première importance sur les zones d'intérêt que sont la VBF et *Tharsis*.

Les taux d'oblitération noachiens sont encore largement peu contraints. En effet, dans la gamme de diamètre proposée par la base de donnée de [Robbins et Hynek \(2012\)](#), la surface nécessaire pour obtenir assez de cratères pour avoir des statistiques suffisantes sur les cratères Noachien est largement supérieure à la taille d'un grand quadrant. Il est donc nécessaire de compléter les cartes de cratères sous 5 km pour obtenir des statistiques suffisantes pour mieux étudier les taux les plus anciens. Il faudrait pour cela réaliser des cartes de cratères sur HRSC avec une emprise équivalente à un quadrant, ce qui représente un travail de cartographie très long (plus de 30000 cratères de plus de 700 m par quadrant pour un âge de 3.5 Ga).

5.3 Les données haute résolution nous renseignent sur l'activité actuelle de la surface de Mars

Comme indiqué précédemment, cette méthode est applicable à n'importe quelle surface tant que l'on peut cartographier un nombre suffisant de cratères et obtenir leur profondeur. Nous avons donc essayé d'exploiter des données haute résolution fournies par la caméra CTX. Cet instrument présente l'avantage de posséder une couverture spatiale suffisante pour réaliser de nombreux MNTs par stéréo-photogrammétrie. Nous avons donc développé un algorithme qui calcule à partir d'une carte de cratère et d'un MNT aligné la profondeur pour chaque cratère.

Nous avons appliqué notre méthode de mesure d'oblitération sur des cartes de cratères réalisées sur des sites visités par des rovers et des sites candidats à un atterrissage. L'un des premiers obstacles auquel nous nous sommes heurté est le nombre de cratères nécessaires pour obtenir des statistiques à même de produire des taux d'oblitération corrects. En effet, le nombre optimal de cratères est de l'ordre du millier, et la cartographie d'un tel nombre de cratères est coûteuse en temps.

Nous avons malgré cela réussi à obtenir des taux d'oblitération intéressants sur deux sites. Nous avons pu affirmer que les taux d'oblitération sur le site de *Mawrth Vallis*

étaient très important atteignant 40 m/Ga. De plus, on observe une nette dépendance de ces taux d'oblitération à la nature de l'unité cartographiée. De même, sur *Oxia Planum*, des taux d'érosion différents ont été mesurés sur les deux unités observables sur le site. Ces résultats sont particulièrement importants dans le cadre de la recherche de traces de matière organique, en effet, un taux d'oblitération important limite le temps d'exposition des affleurements aux rayonnements cosmiques qui détruisent les molécules organiques. Le rover exoMars sera équipé d'une foreuse permettant de creuser à 2 m de profondeur, mais on ignore si cette profondeur pourra réellement être atteinte et si elle sera suffisante. D'où l'intérêt de rechercher des zones avec une forte érosion. Ainsi, notre méthode pourrait être utilisée pour rechercher les sites les plus intéressants dans cette optique. En particulier, il serait très pertinent d'étudier les taux d'oblitérations sur le site de *Jezero crater*, site d'atterrissage du rover Mars2020. En effet, cette mission prévoit un retour d'échantillons vers la Terre. Localiser les unités les plus en érosion à l'échelle HiRISE permettrait de choisir les sites d'échantillonnages les plus favorables à la conservation de la matière organique.

Nous avons encore à notre disposition d'autres cartes de cratères réalisées sur CTX qui seront bientôt analysées de manière similaire. Cependant, le temps nécessaire pour cartographier ces images est important, car notre méthode nécessite un nombre de cratères beaucoup plus important qu'une simple datation par distribution en fréquence de taille. Le développement d'outils de cartographie par apprentissage automatique pourrait grandement simplifier le processus de cartographie et ainsi ouvrir la voie à une application beaucoup plus facile de notre méthode.

Il serait intéressant de réitérer nos mesures d'oblitération sur les sites d'atterrissages en utilisant des cartes de cratère réalisées sur HiRISE. En effet, ces sites bénéficient d'une très bonne couverture HiRISE ce qui rend possible la création de MNT par stéréophotogrammétrie. L'utilisation de données HiRISE pourrait permettre d'obtenir des mesures de profondeur plus précises et ainsi utiliser un noyau différent lors de la création des distributions en fréquence de taille et de profondeur. De plus, Ces mesures pourraient permettre de vérifier la reproductibilité de nos mesures d'une échelle à une autre.

En effet il est compliqué de comparer les valeurs d'oblitération obtenues globalement et celle obtenues sur les cartes CTX car le saut d'échelle, spatiale et temporelle, est beaucoup trop important. L'utilisation de MNT HRSC permettrait de combler ce fossé.

Cependant, la différence d'échelle entre HiRISE et CTX est beaucoup moins importante (environ un ordre de grandeur) et la comparaison entre les différentes mesures serait alors possible.

5.4 Datation par distribution en fréquence de taille : vers une approche probabiliste

Afin de mieux comprendre les distributions en fréquence de taille observées nous avons développé deux modèles qui permettent respectivement de modéliser une population de cratères ayant subi une oblitération et directement la distributions en fréquence de taille et de profondeur équivalente.

Ces modèles ont pour objectif final d'être utilisés afin de réaliser un ajustement entre les distributions en fréquence de taille et de profondeur observées et modélisées. Afin de réaliser cet ajustement, nous nous sommes penchés sur les ajustements classiquement utilisés lors d'une datation par distribution en fréquence de taille. On peut distinguer l'approche du moindre carré de l'approche probabiliste qui ne nécessite pas de créer une distribution en fréquence de taille. Nous proposons ici une méthode intermédiaire qui permet de réaliser une approche probabiliste tout en créant un histogramme, ce qui peut se révéler utile dans certaines circonstances. En particulier lorsqu'on utilise les méthodes de zone tampon ou d'exclusion des éjectas, l'aire de référence varie d'un cratère à l'autre et le passage par un histogramme est obligatoire. L'approche probabiliste utilise l'hypothèse selon laquelle l'occurrence d'un cratère sur une surface suit une loi de Poisson. Elle offre l'avantage de fournir une distribution de probabilité qui permet d'identifier rapidement la précision d'une mesure.

Bien que nous n'ayons pas encore réalisé d'inversion entre les distributions en fréquence de taille et de profondeur des données et de nos modèles, nous suggérons d'utiliser une approche probabiliste pour réaliser l'ajustement. Cependant, la plus grande difficulté de l'inversion ne réside pas dans l'ajustement mais plutôt dans l'exploration de l'espace modélisé : quelle intensité d'oblitération modéliser ? Quelle temporalité ? Quelle relation entre diamètre et oblitération ?

L'espace des paramètres à modéliser peut déjà être limité par d'autres moyens. Par exemple, [Pan *et al.* \(2019\)](#) fixe l'âge total de la surface et l'âge des événements de

renouvellement de la surface modélisée en étudiant les distributions en fréquence de taille de cratère. Ce type de contrainte limite grandement le temps nécessaire à explorer l'espace des possibles.

5.5 Perspectives

Au cours de cette thèse, nous avons développé un grand nombre de méthodes et de programmes. Ainsi, notre méthode de mesure de l'oblitération doit être vue comme un outil à réutiliser pour étudier d'autres surfaces planétaires. Dans cette logique, notre modèle d'évolution de population de cratères a déjà été utilisé par l'un de nos collaborateurs.

La méthode utilisée pour mesurer les taux d'oblitération pourra être reproduite sur de nombreuses autres surfaces, d'une part pour préciser les interprétations et mieux contraindre les modèles dans l'optique d'une future inversion. D'autre part, de nombreux corps du système solaire présentant des processus de surface pourraient être mieux compris grâce à cette analyse. Nous présentons dans cette partie des pistes d'exploitation potentielles pour notre technique.

5.5.1 Étude des populations de cratères lunaires

À une échelle globale : une surface témoin

Les populations de cratères lunaires sont très bien étudiées, il existe notamment des catalogues équivalents à celui que nous avons utilisé sur Mars. L'application de notre méthode à une telle base de données pourrait être particulièrement intéressante pour plusieurs raisons. La surface lunaire pourrait être utilisée comme une surface témoin pour laquelle les processus sédimentaires ou érosifs sont absents. D'autre part, l'étude des SDFDs lunaires pourrait permettre d'étudier le volcanisme lunaire et ainsi préciser la signature de l'activité volcanique dans nos mesures. De plus, cette étude pourrait permettre de comparer les valeurs d'oblitération obtenues avec et sans application de la méthode d'exclusion des éjectas et éventuellement quantifier précisément l'effet du remplissage par des éjectas de cratères postérieurs.

Mesures récentes d'oblitération pour tester la validité du flux d'impact utilisé

À une autre échelle, il serait intéressant d'étudier les taux d'oblitération récents mesurés sur la Lune. On s'attend à ce que ces taux soient constants au cours du temps. Toute variation serait alors probablement liée aux hypothèses utilisées. Particulièrement, si le modèle de flux d'impact est incorrect, on observera des oblitérations non constantes. Or, le flux d'impact récent est très peu contraint y compris sur la Lune, on pourrait alors essayer de corriger le flux d'impact de telle sorte que le taux d'oblitération obtenu soit constant pour les âges récents. Pour réaliser une telle étude il faudrait réaliser des cartes à haute résolution d'une taille assez importante pour éviter le bruit que nous avons pu observer sur les données CTX.

5.5.2 Utilisation de modèles d'évolution des paysages

Les modèles numériques d'évolution du paysage utilisent des lois physiques assez bien contraintes. Étudier l'évolution de populations de cratères dans de tels modèles améliorerait la compréhension des lois de puissance entre diamètre et oblitération. Pour cela il suffirait d'utiliser un modèle d'évolution des paysages déjà existant et y ajouter un module de cratérisation qui ajoute à chaque pas de temps un nombre de cratères déterminé par les fonctions de chronologies. Les SDFDs obtenues en sortie du modèle pourrait alors être comparées au paramètres utilisés pour modéliser l'érosion et la sédimentation.

5.5.3 Étude des satellites de glace

Les satellites de glace seraient un sujet d'étude particulièrement intéressant, en effet, leurs surfaces présentent des âges très jeunes. Deux raisons peuvent expliquer ces âges très récents, d'une part la relaxation des cratères, d'autre part des phénomènes tectoniques. L'étude de la vitesse à laquelle la profondeur de ces cratères diminue serait donc particulièrement intéressante pour estimer les vitesses de relaxation des cratères d'impact. Cependant, l'étude de ces corps est particulièrement compliquée pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il existe pas ou peu d'images de la surface, il est donc très rare de pouvoir calculer un MNT de la surface. De plus, le flux d'impact sur ces satellites est beaucoup moins bien contraint que dans le système solaire interne.

5.5.4 Étude de la relation entre oblitération et paramètres morphologiques des cratères

Comme expliqué, l'étude de la relation entre oblitération et les paramètres morphologiques des cratères est capitale pour comprendre les mécanismes à l'origine de l'oblitération et mieux quantifier l'intensité de l'oblitération. Nous avons étudié l'influence du diamètre mais il serait autant voir plus intéressant d'étudier la dépendance entre profondeur et oblitération.

L'étude de zones ne présentant qu'un type de processus (surface lunaire pour le volcanisme, surface des satellites de glace pour la relaxation, surfaces plus localisées sur Mars...) pourrait permettre de mieux isoler la signature de ces processus dans nos mesures d'oblitération. Nous commencerons par réaliser une meilleure cartographie de certaines régions de Mars afin de calculer des taux d'oblitération sur des surfaces plus localisées.

Ainsi, en réalisant une cartographie plus précise des coulées de laves successives de Tharsis, nous pourrions mieux comprendre les taux d'oblitération observés sur Tharsis et l'influence du mélange de plusieurs populations au sein d'une même surface de référence.

5.5.5 Introduction de paramètres morphologiques supplémentaires

L'introduction de la profondeur en tant que paramètre statistique a été permis par le nombre important de MNT disponibles. Nous avons choisi ce paramètre car il était facile à calculer et était le plus instinctif. Selon les processus ayant modifié les cratères il serait particulièrement intéressant d'étudier statistiquement d'autres paramètres morphologiques comme la pente moyenne ou maximale. L'extraction de tel paramètres pourrait être réalisée rapidement après quelques modifications de notre algorithme d'extraction de profondeur de cratères. Il est donc nécessaire d'avoir une réflexion plus approfondie sur l'influence des différents processus que l'on cherche à étudier sur les différents paramètres morphologiques des cratères.

5.6 Conclusion

Nous avons donc, au cours de cette thèse développé l'interprétation statistique des profondeurs de cratères en utilisant les modèles chronologiques classiquement utilisés pour dater les surfaces planétaires. La profondeur des cratères, associée aux modèles chronologiques permet de mesurer des vitesses de comblement de cratères.

Nous avons appliqué cette méthode innovante à la surface de Mars. Cette approche indique des taux d'oblitération au Noachien équivalents à ceux trouvés par d'autres approches. Cependant, nous apportons une vision globale et une résolution temporelle encore inédite. En plus de fournir des mesures globales permettant une meilleure compréhension de l'histoire des processus de surface de Mars, notre méthode permet d'estimer depuis l'orbite des taux d'oblitération locaux à l'échelle CTX.

Nous allons continuer à développer cette approche afin de fournir à la communauté scientifique des outils robustes pour interpréter les populations de cratères d'impact en terme de processus d'oblitération.



Bibliographie

Jeffrey C ANDREWS-HANNA, Maria T ZUBER et Steven A HAUCK : Strike-slip faults on Mars : Observations and implications for global tectonics and geodynamics. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 113(E8), 2008.

Raymond E. ARVIDSON, Joseph M. BOYCE, Clark R. CHAPMAN, M CINTALA, M FULCHIGNONI, H MOORE, Gerhard NEUKUM, P SCHULTZ, L. A. SODERBLOM, Robert G. STROM, A WORONOW et R YOUNG : Standard techniques for presentation and analysis of crater size-frequency data. *Icarus*, 37(2) :467–474, 1979. ISSN 10902643.

Ralph Belknap BALDWIN : The face of the moon. [*Chicago*] Univ. of Chicago Press [1949], 1949.

Lourenço BANDEIRA, José SARAIVA et Pedro PINA : Impact crater recognition on mars based on a probability volume created by template matching. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(12) :4008–4015, 2007. ISSN 01962892.

Nadine G BARLOW et OTHERS : A review of Martian impact crater ejecta structures and their implications for target properties. *Large meteorite impacts III*, 384 :433–442, 2005.

Charles J. BARNHART, Alan D. HOWARD et Jeffrey M. MOORE : Long-term precipitation and late-stage valley network formation : Landform simulations of Parana Basin, Mars. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 114(1) :1–21, 2009. ISSN 01480227.

Daniel C BERMAN et William K. HARTMANN : Recent fluvial, volcanic, and tectonic activity on the Cerberus plains of Mars. *Icarus*, 159(1) :1–17, 2002.

Jean-Pierre BIBRING, Yves LANGEVIN, John F MUSTARD, François POULET, Raymond E. ARVIDSON, Aline GENDRIN, Brigitte GONDET, Nicolas MANGOLD, P PINET, F FORGET et OTHERS : Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data. *science*, 312(5772) :400–404, 2006.

Jean-Pierre BIBRING, A SOUFFLOT, M BERTHÉ, Y LANGEVIN, B. GONDET, P DROS-SART, M BOUYÉ, M COMBES, P PUGET, A SEMERY et OTHERS : OMEGA : Ob-servatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. *In Mars Express : the scientific payload*, pages 37—49. 2004. ISBN 9783540773405.

W. F. BOTTKÉ, R. JEDICKE, A. MORBIDELLI, J. M. PETIT et Brett J. GLADMAN : Understanding the distribution of near-earth asteroids. *Science*, 288(5474) :2190–2194, 2000. ISSN 00368075.

William F. BOTTKÉ et Jeffrey C. ANDREWS-HANNA : A post-accretionary lull in large impacts on early Mars. *Nature Geoscience*, 10(5) :344–348, 2017. ISSN 17520908.

Edward BOWELL, Bruce HAPKE, Kari LUMME, Alan W. HARRIS, Deborah DOMINGUE et Jouni PELTONIEMI : Application of photometric models to asteroids. *In Asteroids II*, pages 524–556. 1988. URL <http://adsabs.harvard.edu/abs/1989aste.conf..524B>.

Joseph M. BOYCE, Peter MOUGINIS-MARK, Harold GARBEIL et Livio L. TORNABENE : Deep impact craters in the Isidis and southwestern Utopia Planitia regions of Mars : High target material strength as a possible cause. *Geophysical Research Letters*, 33 (6) :2–5, 2006. ISSN 00948276.

William V BOYNTON, W C FELDMAN, Steven W. SQUYRES, T H PRETTYMAN, J BRÜ-CKNER, L G EVANS, R C REEDY, R STARR, J R ARNOLD, D M DRAKE et OTHERS : Distribution of hydrogen in the near surface of Mars : Evidence for subsurface ice deposits. *science*, 297(5578) :81–85, 2002.

Harrison BROWN : The Density and Mass Distribution of Meteoritic Bodies in the Neighborhood of the Earth ' s Orbit. 65(5), 1960.

Brian D. BUE et Tomasz F. STEPINSKI : Machine Detection of Martian Impact Craters

- From From Digital Topography Data. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(1) :265–274, 2007.
- Nathalie A. CABROL, Edmond A. GRIN, Horton E. NEWSOM, Ragnhild LANDHEIM et Christopher P. MCKAY : Hydrogeologic Evolution of Gale Crater and Its Relevance to the Exobiological Exploration of Mars. *Icarus*, 139(2) :235–245, jun 1999. ISSN 00191035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0019103599960992>.
- Michael H. CARR : Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 84(B6) :2995, jun 1979. ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JB084iB06p02995>.
- Michael H. CARR : Post-Noachian Erosion Rates : Implications for Mars Climate Change. *In Lunar and Planetary Science Conference*, pages 205–206, 1992. URL <http://adsabs.harvard.edu/full/1992LPI....23..205C>.
- Michael H. CARR : *The surface of Mars*, volume 6. Cambridge University Press, 2007.
- Michael H. CARR et James W. HEAD : Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4) :185–203, 2010. ISSN 0012821X. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>.
- J. CARTER, F. POULET, J. P. BIBRING, N. MANGOLD et S. MURCHIE : Hydrous minerals on Mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers : Updated global view. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 118(4) :831–858, 2013. ISSN 01480227.
- Philip R CHRISTENSEN, Donald L ANDERSON, Stillman C CHASE, Roger N CLARK, Hugh H KIEFFER, Michael C. MALIN, John C PEARL, James CARPENTER, F Gerald BROWN et Steven SILVERMAN : Thermal Emission Spectrometer Experiment : Mars Observer Mission. *Analysis*, 97(92) :7719–7734, 1992.
- Philip R CHRISTENSEN, Bruce M JAKOSKY, Hugh H KIEFFER, Michael C. MALIN, Harry Y MCSWEEN, Kenneth NEALSON, Greg L MEHALL, Steven H SILVERMAN, Steven FERRY, Michael CAPLINGER et Michael RAVINE : THE THERMAL EMIS-

- SION IMAGING SYSTEM (THEMIS) FOR THE MARS 2001 ODYSSEY MISSION. *Space Science Reviews*, 110 :85–130, 2002. URL <https://link.springer.com/content/pdf/10.1023/2FB/3ASPAC.0000021008.16305.94.pdf>.
- Stephen M CLIFFORD et Timothy J PARKER : The evolution of the Martian hydrosphere : Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains. *Icarus*, 154(1) :40–79, 2001.
- Susan J. CONWAY et Matthew R. BALME : Decameter thick remnant glacial ice deposits on Mars. *Geophysical Research Letters*, 41(15) :5402–5409, aug 2014. ISSN 00948276. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2014GL060314>.
- Robert A. CRADDOCK et Alan D. HOWARD : The case for rainfall on a warm, wet early Mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107(E11) :21, 2002.
- Robert A. CRADDOCK, Ted a. MAXWELL et Alan D. HOWARD : Crater morphometry and modification in the Sinus Sabaeus and Margaritifer Sinus regions of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 102(E6) :13321, 1997. ISSN 0148-0227.
- Steven K. CROFT : The scaling of complex craters. *Journal of Geophysical Research*, 90(S02) :C828, 1985. ISSN 0148-0227.
- Timothy S. CULLER, Timothy A. BECKER, Richard A. MULLER et Paul R. RENNE : Lunar impact history from (40)Ar/(39)Ar dating of glass spherules. *Science*, 287 (5459) :1785–8, mar 2000. ISSN 1095-9203. URL <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/10710300>.
- Ingrid J. DAUBAR, M. E. BANKS, N. C. SCHMERR et Matthew P. GOLOMBEK : Recently Formed Crater Clusters on Mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 2019. ISSN 21699100.
- Ingrid J. DAUBAR, Alfred S. MCEWEN, Shane BYRNE, M. R. KENNEDY et Boris A. IVANOV : The current martian cratering rate. *Icarus*, 225(1) :506–516, 2013. ISSN 00191035. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2013.04.009>.
- Michael Robert DENCE : The extraterrestrial origin of Canadian craters. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 123(2) :941–969, 1965.

- Michael Robert DENCE : Shock zoning at Canadian craters : Petrography and structural implications. *Contributions from the Dominion Astrophysical Observatory in Victoria*, 8, 1968.
- D. D. DURDA, R. GREENBERG et R. JEDICKE : Collisional Models and Scaling Laws : A New Interpretation of the Shape of the Main-Belt Asteroid Size Distribution. *Icarus*, 135 :431–440, 1998. ISSN 00191035.
- K A FARLEY, C MALESPIN, P MAHAFFY et J P GROTZINGER : In Situ Radiometric and Exposure Age Dating of the Martian Surface. (December) :1–9, 2013.
- Caleb I. FASSETT et James W. HEAD : Valley network-fed, open-basin lakes on Mars : Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus*, 198(1) :37–56, nov 2008. ISSN 00191035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0019103508002728>.
- Caleb I. FASSETT et David A. MINTON : Impact bombardment of the terrestrial planets and the early history of the Solar System. *Nature Geoscience*, 6(7) :520–524, 2013. ISSN 17520894. URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1841>.
- W. C. FELDMAN : Global Distribution of Neutrons from Mars : Results from Mars Odyssey. *Science*, 297(5578) :75–78, jul 2002. ISSN 00368075. URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1073541><http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1073722>.
- Herbert V. FREY : Impact constraints on, and a chronology for, major events in early Mars history. *Journal of Geophysical Research*, 111(E8) :E08S91, 2006. ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JE002449>.
- Herbert V. FREY : Ages of very large impact basins on Mars : Implications for the late heavy bombardment in the inner solar system. *Geophysical Research Letters*, 35 (13) :1–4, 2008. ISSN 00948276.
- Herbert V. FREY, James H. ROARK, Kelly M. SHOCKEY, Erin L. FREY et Susan E. H. SAKIMOTO : Ancient lowlands on Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(10) : 22–1–22–4, 2002.

- Herbert V. FREY et Richard A. SCHULTZ : Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophysical Research Letters*, 15(3) :229–232, mar 1988. ISSN 00948276. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/GL015i003p00229>.
- Stefan GARTNER et James P. MCGUIRK : Terminal cretaceous extinction scenario for a catastrophe. *Science*, 206(4424) :1272–1276, jun 1979. ISSN 00368075. URL <https://science.sciencemag.org/content/208/4448/1095>.
- James B. GARVIN et James J. FRAWLEY : Geometric properties of Martian impact craters : Preliminary results from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Geophysical Research Letters*, 25(24) :4405–4408, 1998. ISSN 0094-8276.
- Donald E. GAULT, W.L. QUAIDE et Verne R. OBERBECK : Impact cratering mechanics and structures. *In Shock Metamorphism of Natural Materials*, pages 87–99, 1968.
- Antonio GENOVA, Sander GOOSSENS, Frank G. LEMOINE, Erwan MAZARICO, Gregory A. NEUMANN, David E. SMITH et Maria T. ZUBER : Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science. *Icarus*, 272 :228–245, 2016. ISSN 10902643. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.02.050>.
- Gil J. GHATAN, James W. HEAD et Lionel WILSON : Mangala Valles, Mars : assessment of early stages of flooding and downstream flood evolution. *Earth, Moon, and Planets*, 96(1-2) :1–57, 2005.
- Matthew P. GOLOMBEK et Nathan T BRIDGES : Erosion rates on Mars and implications for climate change ' Constraints from the Pathfinder landing site features such as an exhumed former sculpted and of 3-7 cm of material . The presence of barchan and argues for erosion by saltating particles entrained. 105 :1841–1853, 2000.
- Matthew P. GOLOMBEK, John A. GRANT, L. S. CRUMPLER, Ronald GREELEY, Raymond E. ARVIDSON, James F. BELL, Catherine M WEITZ, R. J. SULLIVAN, Philip R. CHRISTENSEN, L. A. SODERBLOM et Steven W. SQUYRES : Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 111(12) :1–14, 2006. ISSN 01480227.
- Matthew P. GOLOMBEK, Nicholas H WARNER, V GANTI, M P LAMB, Tim J. PARKER,

- R. L. FERGASON et R. J. SULLIVAN : Small crater modification on Meridiani Planum and implications for erosion rates and climate change on Mars M. pages 2522–2547, 2014. ISSN 21699380.
- John A. GRANT : Evaluating the evolution of process specific degradation signatures around impact craters. *International Journal of Impact Engineering*, 23(1) :331–340, dec 1999. ISSN 0734743X. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0734743X99000846>.
- John A. GRANT, Raymond E. ARVIDSON, L. S. CRUMPLER, Matthew P. GOLOMBEK, B. HAHN, A. F.C. HALDEMANN, Rongxing LI, L. A. SODERBLOM, Steven W. SQUYRES, Shawn P. WRIGHT et W. A. WATTERS : Crater gradation in Gusev crater and Meridiani Planum, Mars. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 111(2) :1–23, 2006a. ISSN 01480227.
- John A. GRANT, S. A. WILSON, S. W. RUFF, Matthew P. GOLOMBEK et D. L. KOESTLER : Distribution of rocks on the Gusev Plains and on Husband Hill, Mars. *Geophysical Research Letters*, 33(16) :2–7, 2006b. ISSN 00948276.
- Ronald GREELEY et Donald E. GAULT : Precision size-frequency distributions of craters for 12 selected areas of the lunar surface. *The Moon*, 2(1) :10–77, sep 1970. ISSN 0027-0903. URL <http://link.springer.com/10.1007/BF00561875>.
- Richard A.F. GRIEVE, P B ROBERTSON et Michael Robert DENCE : Constraints on the formation of ring impact structures, based on terrestrial data. *In Multi-ring basins : Formation and evolution*, pages 37–57, 1981.
- Virginia C GULICK : Magmatic intrusions and a hydrothermal origin for fluvial valleys on Mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 103(E8) :19365–19387, 1998.
- K. GWINNER, R. JAUMANN, Ernst HAUBER, Harald HOFFMANN, C. HEIPKE, J. OBERST, Gerhard NEUKUM, V. ANSAN, J. BOSTELMANN, A. DUMKE, S. ELGNER, G. ERKELING, F. FUETEN, H. HIESINGER, N. M. HOEKZEMA, E. KERTSEN, D. LOIZEAU, K. D. MATZ, P. C. MCGUIRE, V. MERTENS, G. G. MICHAEL, A. PASEWALDT, P. PINET, F. PREUSKER, D. REISS, T. ROATSCH, R. SCHMIDT, F. SCHOLTEN, M. SPIEGEL, R. STESKY, D. TIRSCH, S. VAN GASSELT, S H G WAL-

- TER, M. WÄHLISCH et K. WILLNER : 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, 2016. ISSN 00320633. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2016.02.014>.
- Christoph Von HAGKE, Vamsi GANTI, Dirk SCHERLER, Michael P. LAMB, Woodward FISHER et Jean-Philippe AVOUAC : Climatic variability results in the persistence of transience in estimated erosion rates over millennial to million year timescales in glaciated landscapes. *EGU General Assembly 2014, held 27 April - 2 May, 2014 in Vienna, Austria, id.9160*, 16 :9160, 2014. URL <http://adsabs.harvard.edu/abs/2014EGUGA...16.9160V>.
- Alan W. HARRIS et Germano D'ABRAMO : The population of near-Earth asteroids. *Icarus*, 257 :302–312, 2015. ISSN 10902643. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2015.05.004>.
- Keith P HARRISON et Mary G CHAPMAN : Evidence for ponding and catastrophic floods in central Valles Marineris, Mars. *Icarus*, 198(2) :351–364, 2008.
- William K. HARTMANN : On the Distribution of Lunar Crater Diameters. *Communications of the Lunar and Planetary Laboratory, Volume 2, Part 1, p.197-204*, 2 :197–204, 1964. URL <http://adsabs.harvard.edu/abs/1964CoLPL...2..197H>.
- William K. HARTMANN : Secular changes in meteoritic flux through the history of the solar system. *Icarus*, 4(2) :207–213, may 1965. ISSN 0019-1035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/001910356590062X>.
- William K. HARTMANN : Martian cratering III : Theory of crater obliteration. *Icarus*, 15(3) :410–428, 1971. ISSN 10902643.
- William K. HARTMANN : Martian Cratering, 4, Mariner 9 initial analysis of cratering chronology. *Journal of Geophysical Research*, 78(20) :4096–4116, jul 1973. ISSN 01480227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JB078i020p04096>.
- William K. HARTMANN : Does crater saturation equilibrium occur in the solar system? *Icarus*, 60(1) :56–74, oct 1984. ISSN 0019-1035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/001910358490001>.

[com/science/article/abs/pii/0019103584901386](https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0019103584901386).

William K. HARTMANN : Martian cratering 8 : Isochron refinement and the chronology of Mars. *Icarus*, 174(2 SPEC. ISS.) :294–320, 2005. ISSN 00191035.

William K. HARTMANN : Martian cratering 9 : Toward resolution of the controversy about small craters. *Icarus*, 189(1) :274–278, jul 2007. ISSN 0019-1035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0019103507000978>.

William K. HARTMANN et Gerhard NEUKUM : Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96(1-4) :165–194, 2001. ISSN 00386308.

William K. HARTMANN et Stephanie C. WERNER : Martian Cratering 10. Progress in use of crater counts to interpret geological processes : Examples from two debris aprons. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4) :230–237, 2010. ISSN 0012821X.

James W. HEAD et Lionel WILSON : Mars : a review and synthesis of general environments and geological settings of magma-H₂O interactions. *Geological Society, London, Special Publications*, 202(1) :27–57, 2002.

C. HEIPKE, J. OBERST, J ALBERTZ, M ATTWENGER, P DORNINGER, E DORRER, M EWE, S. GEHRKE, K. GWINNER, H. HIRSCHMÜLLER, J. R. KIM, R. L. KIRK, H MAYER, J. P. MULLER, R RENGARAJAN, M RENTSCH, R. SCHMIDT, F. SCHOLTEN, J SHAN, M. SPIEGEL, M. WÄHLISCH et Gerhard NEUKUM : Evaluating planetary digital terrain models-The HRSC DTM test. *Planetary and Space Science*, 55(14) : 2173–2191, nov 2007. ISSN 00320633. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0032063307001973>.

Kenneth E HERKENHOFF et Jeffrey J PLAUT : Surface ages and resurfacing rates of the polar layered deposits on Mars. *Icarus*, 144(2) :243–253, 2000.

Monica R.T. HOKE et Brian M. HYNEK : Roaming zones of precipitation on ancient Mars as recorded in valley networks. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 114(8), 2009. ISSN 01480227.

Alan D. HOWARD : A detachmentlimited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7) :2261–2285, 1994. ISSN 19447973.

- Alan D. HOWARD : Badland morphology and evolution : Interpretation using a simulation model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(3) :211–227, 1997. ISSN 01979337.
- Alan D. HOWARD : Simulating the development of Martian highland landscapes through the interaction of impact cratering, fluvial erosion, and variable hydrologic forcing. *Geomorphology*, 91(3-4) :332–363, 2007. ISSN 0169555X.
- Alan D. HOWARD, Sylvain BRETON et Jeffrey M. MOORE : Formation of gravel pavements during fluvial erosion as an explanation for persistence of ancient cratered terrain on Titan and Mars. *Icarus*, 270 :100–113, 2016. ISSN 10902643. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2015.05.034>.
- Alan D. HOWARD, Jeffrey M. MOORE et Rossman P. IRWIN : An intense terminal epoch of widespread fluvial activity on early Mars : 1. Valley network incision and associated deposits. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 110(12) :1–20, 2005. ISSN 01480227.
- Brian M HYNEK, Roger J PHILLIPS et Raymond E. ARVIDSON : Explosive volcanism in the Tharsis region : Global evidence in the Martian geologic record. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 108(E9), 2003.
- Rossman P. IRWIN et Alan D. HOWARD : Drainage basin evolution in Noachian Terra Cimmeria, Mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 107(E7), 2002.
- Boris A. IVANOV : Mars/moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews*, (November 2000), 2001.
- Thomas KENKMANN, Gareth S COLLINS et Kai WÜNNEMANN : The modification stage of crater formation. *Impact Cratering : Processes and Products*, pages 60–75, 2013.
- Susan Werner KIEFFER et Charles H. SIMONDS : The role of volatiles and lithology in the impact cratering process. *Reviews of Geophysics*, 18(1) :143–181, feb 1980. ISSN 19449208. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/RG018i001p00143>.
- Jung Rack KIM et Jan Peter MULLER : Very high resolution stereo DTM extraction and its application to surface roughness estimation over Martian surface. *International*

- Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37(B4) :993–998, 2008.
- Jung Rack KIM, Jan-Peter MULLER, Stephan van GASSELT, Jeremy G MORLEY et Gerhard NEUKUM : Automated Crater Detection, A New Tool for Mars Cartography and Chronology. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 71(10) :1205–1217, 2013. ISSN 00991112.
- Randolph L. KIRK, E. HOWINGTON-KRAUS, M. R. ROSIEK, J A ANDERSON, B A ARCHINAL, K J BECKER, D. A. COOK, D. M. GALUSZKA, Paul E. GEISSLER, T. M. HARE, I. M. HOLMBERG, Laszlo P. KESZTHELYI, B. L. REDDING, W Alan DELAMERE, D. GALLAGHER, J. D. CHAPEL, Eric M ELIASON, R. KING et Alfred S. MCEWEN : Ultrahigh resolution topographic mapping of Mars with MRO HiRISE stereo images : Meter-scale slopes of candidate Phoenix landing sites. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114(3) :1–31, 2009. ISSN 01480227.
- Edwin S. KITE, Jean-pierre WILLIAMS, Antoine LUCAS et Oded AHARONSON : Constraints on early Mars atmospheric pressure inferred from small ancient craters. pages 1–27, 2013.
- T. KNEISSL, G. G. MICHAEL, T PLATZ et S. H.G. WALTER : Age determination of linear surface features using the Buffered Crater Counting approach - Case studies of the Sirenum and Fortuna Fossae graben systems on Mars. *Icarus*, 250 :384–394, apr 2015. ISSN 10902643. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.12.008><https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0019103514006885>.
- T. KNEISSL, G. G. MICHAEL et N. SCHMEDEMANN : Treatment of non-sparse cratering in planetary surface dating. *Icarus*, 277 :187–195, 2016. ISSN 10902643. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.05.015>.
- T. KNEISSL, S. VAN GASSELT et Gerhard NEUKUM : Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments - New software tool for ArcGIS. *In Planetary and Space Science*, volume 59, pages 1243–1254. Elsevier, 2011. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2010.03.015>.
- Mikhail A. KRESLAVSKY et James W. HEAD : Fate of outflow channel effluents in the

- northern lowlands of Mars : The Vastitas Borealis Formation as a sublimation residue from frozen ponded bodies of water. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 107 (12) :4–1, 2002. ISSN 01480227.
- Laetitia LE DEIT, Ernst HAUBER, Frank FUETEN, Monica PONDRELLI, Angelo Pio ROSSI et Ralf JAUMANN : Sequence of infilling events in Gale Crater, Mars : Results from morphology, stratigraphy, and mineralogy. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 118(12) :2439–2473, dec 2013. ISSN 21699097. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2012JE004322>.
- Frank G. LEMOINE, D. E. SMITH, D. D. ROWLANDS, M. T. ZUBER, Gregory A. NEUMANN, D. S. CHINN et D. E. PAVLIS : An improved solution of the gravity field of Mars (GMM-2B) from Mars Global Surveyor. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23359–23376, oct 2001. ISSN 01480227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JE001426>.
- D. LOIZEAU, Nicolas MANGOLD, F. POULET, V. ANSAN, Ernst HAUBER, J. P. BIBRING, B. GONDET, Y. LANGEVIN, P. MASSON et Gerhard NEUKUM : Stratigraphy in the Mawrth Vallis region through OMEGA, HRSC color imagery and DTM. *Icarus*, 205 (2) :396–418, 2010. ISSN 00191035. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.018>.
- Baerbel K LUCCHITTA, Alfred S. MCEWEN, Gary D CLOW, Paul E. GEISSLER, R B SINGER, R A SCHULTZ et Steven W. SQUYRES : The canyon system on Mars. *Mars*, pages 453–492, 1992.
- Michael C. MALIN, James F. BELL, Bruce A CANTOR, Michael A CAPLINGER, Wendy M CALVIN, R Todd CLANCY, Kenneth S. EDGETT, Lawrence EDWARDS, Robert M HABERLE, Philip B JAMES, Steven W LEE, Michael A RAVINE, Peter C THOMAS et Michael J WOLFF : Context Camera Investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, 112(E5) :E05S04, may 2007. ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JE002808>.
- Michael C MALIN et Kenneth S. EDGETT : Evidence for Persistent Flow and Aqueous Sedimentation on Early Mars. *Science*, 302(5652) :1931–1934, dec 2003. ISSN 0036-

8075. URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1090544>.

Nicolas MANGOLD, S. ADELI, S. CONWAY, V. ANSAN et B. LANGLAIS : A chronology of early Mars climatic evolution from impact crater degradation. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 117(4) :1–22, 2012. ISSN 01480227.

Margarita M MARINOVA, Oded AHARONSON et Erik ASPHAUG : Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. *Nature*, 453(7199) :1216, 2008.

Elena MARTELLATO, Valerio VIVALDI, Matteo MASSIRONI, Gabriele CREMONESE, Francesco MARZARI, Andrea NINFO et Junichi HARUYAMA : Is the Linné impact crater morphology influenced by the rheological layering on the Moon's surface? Insights from numerical modeling. *Meteoritics and Planetary Science*, 52(7) :1388–1411, 2017. ISSN 10869379.

Ricardo MARTINS, Pedro PINA, Jorge S. MARQUES et Margarida SILVEIRA : Crater detection by a boosting approach. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6 (1) :127–131, 2009. ISSN 1545598X.

Joseph R. MASIERO, A. K. MAINZER, T. GRAV, J. M. BAUER, R. M. CUTRI, J. DAILEY, P. R.M. EISENHARDT, R. S. MCMILLAN, T. B. SPAHR, M. F. SKRUTSKIE, D. THOLEN, R. G. WALKER, E. L. WRIGHT, E. DEBAUN, D. ELSBURY, T. GAUTIER, S. GOMILLION et A. WILKINS : Main belt asteroids with WISE/NEOWISE. I. Preliminary albedos and diameters. *Astrophysical Journal*, 741(2), 2011. ISSN 15384357.

Y. MATSUBARA, Rossman P. IRWIN, Robert A. CRADDOCK, Alan D. HOWARD et L. BANDEIRA : Impact crater depth and diameter changes on Noachian Mars. *Lunar and Planetary Science Conference*, 48 :2818, 2017.

John F MCCAULEY : Geologic map of the Coprates quadrangle of Mars. Rapport technique, 1978.

Alfred S. MCEWEN, Eric M ELIASON, James W BERGSTROM, Nathan T BRIDGES, Candice J HANSEN, W Alan DELAMERE, John A. GRANT, Virginia C GULICK, Kenneth E HERKENHOFF, Laszlo KESZTHELYI, Randolph L. KIRK, Michael T MEL-

- LON, Steven W. SQUYRES, Nicolas THOMAS et Catherine M WEITZ : Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). *Journal of Geophysical Research*, 112(E5) :E05S02, may 2007. ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JE002605>.
- Alfred S. MCEWEN, Brandon S. PREBLICH, Elizabeth P. TURTLE, Natalia A. ARTEMIEVA, Matthew P. GOLOMBEK, Michelle HURST, Randolph L. KIRK, Devon M. BURR et Philip R. CHRISTENSEN : The rayed crater Zunil and interpretations of small impact craters on Mars. *Icarus*, 176(2) :351–381, 2005. ISSN 00191035.
- H. Y. MCSWEEN, R. E. ARVIDSON, J. F. BELL, D. BLANEY, N. A. CABROL, P. R. CHRISTENSEN, B. C. CLARK, J. A. CRISP, L. S. CRUMPLER, D. J. DES MARAIS, J. D. FARMER, R. GELLERT, A. GHOSH, S. GOREVAN, T. GRAFF, John A. GRANT, L. A. HASKIN, K. E. HERKENHOFF, J. R. JOHNSON, B. L. JOLLIFF, G. KLINGELHOEFER, A. T. KNUDSON, S. MCLENNAN, K. A. MILAM, J. E. MOERSCH, R. V. MORRIS, R. RIEDER, S. W. RUFF, P. A. DE SOUZA, Steven W. SQUYRES, H. WÄNKE, A. WANG, M. B. WYATT, A. YEN et J. ZIPFEL : Basaltic rocks analyzed by the Spirit rover in Gusev crater. *Science*, 305(5685) :842–845, 2004. ISSN 00368075.
- Harry Y. MCSWEEN : The rocks of Mars, from far and near. *Meteoritics and Planetary Science*, 37(1) :7–25, jan 2002. ISSN 10869379. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1945-5100.2002.tb00793.x>.
- Michael T. MELLON, Raymond E. ARVIDSON, Jeffrey J. MARLOW, Roger J. PHILLIPS et Erik ASPHAUG : Periglacial landforms at the Phoenix landing site and the northern plains of Mars, 2009. ISSN 01480227.
- H. J. MELOSH : Impact cratering : A Geologic Process, 1989.
- G. G. MICHAEL : Planetary surface dating from crater sizefrequency distribution measurements : Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting. *Icarus*, 226(1) :885–890, 2013. ISSN 00191035. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0019103513003059>.
- G. G. MICHAEL, T. KNEISSL et A. NEESEMANN : Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements : Poisson timing analysis. *Icarus*,

- 277 :279–285, 2016. ISSN 10902643.
- G. G. MICHAEL et Gerhard NEUKUM : Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements : Partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4) :223–229, 2010. ISSN 0012821X. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X1000004X>.
- Jeffrey M. MOORE et Don E WILHELMS : Hellas as a possible site of ancient ice-covered lakes on Mars. *Icarus*, 154(2) :258–276, 2001.
- Peter J. MOUGINIS-MARK : Recent water release in the Tharsis region of Mars. *Icarus*, 84(2) :362–373, 1990.
- Scott MURCHIE, R. ARVIDSON, P. BEDINI, K. BEISSER, J. P. BIBRING, J. BISHOP, J. BOLDT, P. CAVENDER, T. CHOO, R. T. CLANCY, E. H. DARLINGTON, D. J. DES MARAIS, R. ESPIRITU, D. FORT, R. GREEN, E. GUINNESS, J. HAYES, C. HASH, K. HEFFERNAN, J. HEMMLER, G. HEYLER, D. HUMM, J. HUTCHESON, N. IZENBERG, R. LEE, J. LEES, D. LOHR, E. MALARET, T. MARTIN, J. A. MCGOVERN, P. MCGUIRE, R. MORRIS, J. MUSTARD, S. PELKEY, E. RHODES, M. ROBINSON, T. ROUSH, E. SCHAEFER, G. SEAGRAVE, F. SEELOS, P. SILVERGLATE, S. SLAVNEY, M. SMITH, W. J. SHYONG, K. STROHBEHN, H. TAYLOR, P. THOMPSON, B. TOSSMAN, M. WIRZBURGER et M. WOLFF : Compact Connaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 112(5) :1–57, 2007. ISSN 01480227.
- Scott L MURCHIE, John F MUSTARD, Bethany L EHLMANN, Ralph E MILLIKEN, Janice L BISHOP, Nancy K MCKEOWN, Eldar Z NOE DOBREA, Frank P SEELOS, Debra L BUCZKOWSKI, Sandra M WISEMAN et OTHERS : A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114(E2), 2009.
- Mikhail V. NAUMOV : Principal features of impact-generated hydrothermal circulation systems : Mineralogical and geochemical evidence, 2005. ISSN 14688115. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/j.1468-8123.2005.00092.x>.

- G. NEUKUM : Meteoritenbombardement und datierung planetarer oberflächen. *Habilitation Dissertation for Faculty Membership, Ludwig-Maximilians-Univ.*, 1983.
- G. NEUKUM et K. HILLER : Martian ages. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 86(B4) :3097–3121, 1981.
- Gerhard NEUKUM, A T BASILEVSKY, Mary G CHAPMAN, Stephanie C. WERNER, S. VAN GASSELT, R. JAUMANN, Ernst HAUBER, Harald HOFFMANN, U. WOLF, James W. HEAD et OTHERS : The geologic evolution of Mars : episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of martian meteorites. *In Lunar and Planetary Science Conference*, volume 38, page 2271, 2007.
- Gerhard NEUKUM, Boris A. IVANOV et William K. HARTMANN : Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system. *Space Science Reviews*, 96(1-4) :55–86, 2001. ISSN 00386308.
- Gerhard NEUKUM, Ralf JAUMANN, Harald HOFFMANN, Ernst HAUBER, James W. HEAD, A T BASILEVSKY, Boris A. IVANOV, S C WERNER, S VAN GASSELT, J B MURRAY et OTHERS : Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature*, 432(7020) :971, 2004.
- Gerhard NEUKUM, B KÖNIG, H. FECHTIG et D STORZER : Cratering in the Earth-Moon system-Consequences for age determination by crater counting. *In Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, volume 6, pages 2597–2620, 1975.
- Gregory A. NEUMANN, David E. SMITH et Maria T. ZUBER : Two Mars years of clouds detected by the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 108(4) :4–1, 2003. ISSN 01480227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JE001849>.
- Gregory A. NEUMANN, M T ZUBER, M A WIECZOREK, P J MCGOVERN, Frank G. LEMOINE et David E SMITH : Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 109(E8), 2004.
- Horton E. NEWSOM : Hydrothermal alteration of impact melt sheets with implications

- for Mars. *Icarus*, 44(1) :207–216, oct 1980. ISSN 00191035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/0019103580900664>.
- Francis NIMMO, S. D. HART, D. G. KORYCANSKY et C. B. AGNOR : Implications of an impact origin for the martian hemispheric dichotomy. *Nature*, 453(7199) :1220–1223, jun 2008. ISSN 14764687. URL <http://www.nature.com/articles/nature07025>.
- Verne R. OBERBECK, Robert H. MORRISON et Friedrich HÖRZ : Transport and emplacement of crater and basin deposits. *The Moon*, 13(1-3) :9–26, 1975. ISSN 0027-0903. URL <http://link.springer.com/10.1007/BF00567505>.
- John D. O’KEEFE et Thomas J. AHRENS : Cometary and meteorite swarm impact on planetary surfaces. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 87(B8) :6668–6680, aug 1982. ISSN 01480227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JB087iB08p06668>.
- E. J. OPIK : The Martian Surface. *Science*, 153(3733) :255–265, jul 1966. ISSN 0036-8075. URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.153.3733.255>.
- Gordon R. OSINSKI, Richard A.F. GRIEVE et Livio L. TORNABENE : Excavation and impact ejecta emplacement. *Impact Cratering : Processes and Products*, pages 43–59, 2013.
- Gordon R. OSINSKI, Livio L. TORNABENE et Richard A.F. GRIEVE : Impact ejecta emplacement on terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3-4) : 167–181, 2011. ISSN 0012821X. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.08.012>.
- Marisa C PALUCIS, William E DIETRICH, Alexander G HAYES, Rebecca M E WILLIAMS, Sanjeev GUPTA, Nicolas MANGOLD, Horton E. NEWSOM, Craig HARDGROVE, Fred J. CALEF et Dawn Y SUMNER : The origin and evolution of the Peace Vallis fan system that drains to the Curiosity landing area, Gale Crater, Mars. pages 705–728, 2014.
- Lu PAN, Cathy QUANTIN-NATAF, Sylvain BRETON et Chloé MICHAUT : The impact origin and evolution of Chryse Planitia on Mars revealed by buried craters. *Nature Communications*, 10(1) :4257, dec 2019. ISSN 2041-1723. URL <http://dx.doi.org/10.1038/s41467-019-12162-0http://www.nature.com/>

[articles/s41467-019-12162-0](#).

Roger J PHILLIPS, Maria T ZUBER, Sean C. SOLOMON, Matthew P. GOLOMBEK, Bruce M JAKOSKY, W. Bruce BANERDT, David E SMITH, Rebecca M E WILLIAMS, Brian M HYNEK, Oded AHARONSON et OTHERS : Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. *Science*, 291(5513) :2587–2591, 2001.

J B PLESCIA : Cerberus Fossae, Elysium, Mars : A source for lava and water. *Icarus*, 164(1) :79–95, 2003.

Olga POPOVA, P. JENNISKENS, V. SHUVALOV, V. EMEL'YANENKO, Y. RYBNOV, Kharlamov V., A. KARTASHOVA, E. BIRYUKOV, S. KHAIBRAKHMANOV, D. GLAZACHEV et I. TRUBETSKAYA : Chelyabinsk meteoroid entry and airburst damage. *Proceedings of Meteoroids 2013 Conference*, pages 119–124, 2013. URL https://www.researchgate.net/publication/260122967_{ }Chelyabinsk_{ }meteoroid_{ }entry_{ }and_{ }airburst_{ }damage.

Cathy QUANTIN, Nicolas MANGOLD, William K. HARTMANN et Pascal ALLEMAND : Possible long-term decline in impact rates. *Icarus*, 186(1) :1–10, jan 2007. ISSN 00191035. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0019103506002430https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0019103506002430>.

Cathy QUANTIN-NATAF, J. CARTER, L. MANDON, P. THOLLOT, Lu PAN, M. VOLAT, C. MILLOT, S. BRETON, E. DEHOUCK, P. FAWDON, Joel DAVIS, Peter GRINDROD, S. GUPTA, M. BALME, J. BROYER, D. LOIZEAU, Anouck ODY, Loic LOZAC'H, Pascal ALLEMAND et Benjamin BULTEL : An overview of the geological setting of Oxia Planum : the landing site for the 2020 ExoMars Rosalind Franklin Rover Mission. *In preparation*.

Cathy QUANTIN-NATAF, Robert A. CRADDOCK, Fabien DUBUFFET, Loick LOZAC'H et Melissa MARTINOT : Decline of crater obliteration rates during early martian history. *Icarus*, 317 :427–433, jan 2019. ISSN 00191035. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0019103518300447>.

Cathy QUANTIN-NATAF, Loick LOZAC'H, P. THOLLOT, D. LOIZEAU, B. BULTEL,

- J. FERNANDO, P ALLEMAND, Fabien DUBUFFET, F. POULET, A. ODY, H. CLENET, C. LEYRAT et S. HARRISSON : MarsSI : Martian surface data processing information system. *Planetary and Space Science*, 150 :157–170, 2018. ISSN 00320633. URL <https://doi.org/10.1016/j.pss.2017.09.014>.
- Christian RIEDEL, G. G. MICHAEL, T. KNEISSL, Csilla ORGEL, Harald HIESINGER et Carolyn H. van der BOGERT : A New Tool to Account for Crater Obliteration Effects in Crater Size-Frequency Distribution Measurements. *Earth and Space Science*, 5 (6) :258–267, 2018. ISSN 23335084.
- Stuart J. ROBBINS : A New Global Database of Lunar Impact Craters >12km : 1. Crater Locations and Sizes, Comparisons With Published Databases, and Global Analysis. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 124(4) :871–892, 2019. ISSN 21699100.
- Stuart J. ROBBINS, Irene ANTONENKO, Michelle R. KIRCHOFF, Clark R. CHAPMAN, Caleb I. FASSETT, Robert R. HERRICK, Kelsi N. SINGER, Michael ZANETTI, Cory LEHAN, Di HUANG et Pamela L. GAY : The variability of crater identification among expert and community crater analysts. *Icarus*, 234 :109–131, 2014. ISSN 00191035. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2014.02.022>.
- Stuart J. ROBBINS et Brian M. HYNEK : A new global database of Mars impact craters 1 km : 1. Database creation, properties, and parameters. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 117(5) :1–18, 2012. ISSN 01480227.
- Stuart J. ROBBINS, Jamie D. RIGGS, Brian P. WEAVER, Edward B. BIERHAUS, Clark R. CHAPMAN, Michelle R. KIRCHOFF, Kelsi N. SINGER et Lisa R. GADDIS : Revised recommended methods for analyzing crater size-frequency distributions. *Meteoritics and Planetary Science*, 53(4) :891–931, 2018a. ISSN 10869379.
- Stuart J. ROBBINS, Wesley A. WATTERS, John E. CHAPPELOW, Veronica J. BRAY, Ingrid J. DAUBAR, Robert A. CRADDOCK, Ross A. BEYER, Margaret LANDIS, Lillian R. OSTRACH, Livio TORNABENE, Jamie D. RIGGS et Brian P. WEAVER : Measuring impact crater depth throughout the solar system. *Meteoritics & Planetary Science*, 53(4) :583–637, apr 2018b. ISSN 10869379. URL <http://doi.wiley.com/10.1111/maps.12956>.

- M. R. SALVATORE et P. R. CHRISTENSEN : On the origin of the Vastitas Borealis Formation in Chryse and Acidalia Planitiae, Mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 119(12) :2437–2456, 2014. ISSN 21699100.
- Ian SAUNDERS et Anthony YOUNG : Rates of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8(5) :473–501, 1983. ISSN 10969837.
- Y. SAWABE, T. MATSUNAGA et S. ROKUGAWA : Automated detection and classification of lunar craters using multiple approaches. *Advances in Space Research*, 37(1) :21–27, 2006. ISSN 02731177.
- Robert M. SCHMIDT et Kevin R. HOUSEN : Some recent advances in the scaling of impact and explosion cratering. *International Journal of Impact Engineering*, 5(1-4) :543–560, jan 1987. ISSN 0734-743X. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0734743X87900698>.
- Peter H. SCHULTZ, Richard A. SCHULTZ et John ROGERS : The structure and evolution of ancient impact basins on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 87(B12) :9803, 1982. ISSN 0148-0227.
- David H. SCOTT et Michael H. CARR : Geologic map of Mars. Rapport technique, 1978.
- Teresa L SEGURA, Owen B TOON, Anthony COLAPRETE et Kevin ZAHNLE : Environmental effects of large impacts on Mars. *Science*, 298(5600) :1977–1980, 2002.
- David E. SHEAN, Oleg ALEXANDROV, Zachary M. MORATTO, Benjamin E. SMITH, Ian R. JOUGHIN, Claire PORTER et Paul MORIN : An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 116 :101–117, 2016. ISSN 09242716. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>.
- E M SHOEMAKER, R M BATSON, H E HOLT, E. C. MORRIS, J J RENNILSON et E A WHITAKER : Television observations from Surveyor VII. *Surveyor VII Mission Report, Part II : Science Results, Tech. Rep. 32*, 1264 :9–76, 1968.

- Eugene M. SHOEMAKER : Penetration mechanics of high velocity meteorites, illustrated by Meteor Crater, Arizona. *Meteorite Craters, Benchmark Papers in Geology*, page 170, 1977.
- David E. SMITH : The Gravity Field of Mars : Results from Mars Global Surveyor. *Science*, 286(5437) :94–97, oct 1999. ISSN 00368075. URL <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.286.5437.94>.
- David E. SMITH, Maria T ZUBER, Herbert V. FREY, James B. GARVIN, James W. HEAD, Duane O. MUHLEMAN, Gordon H. PETTENGILL, Roger J. PHILLIPS, Sean C. SOLOMON, H Jay ZWALLY, W. Bruce BANERDT, Thomas C. DUXBURY, Matthew P. GOLOMBEK, Frank G. LEMOINE, Gregory A. NEUMANN, David D ROWLANDS, Oded AHARONSON, Peter G FORD, Anton B. IVANOV, Catherine L. JOHNSON, Patrick J. MCGOVERN, James B ABSHIRE, Robert S AFZAL et Xiaoli SUN : Mars Orbiter Laser Altimeter : Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106(E10) :23689–23722, oct 2001. ISSN 01480227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000JE001364>.
- P. H. SMITH, L. K. TAMPPARI, R. E. ARVIDSON, D. BASS, D. BLANEY, W. V. BOYNTON, A. CARSWELL, D. C. CATLING, B. C. CLARK, T. DUCK, E. DEJONG, D. FISHER, W. GOETZ, H. P. GUNNLAUGSSON, M. H. HECHT, V. HIPKIN, J. HOFFMAN, S. F. HVIID, H. U. KELLER, S. P. KOUNAVES, C. F. LANGE, M. T. LEMMON, M. B. MADSEN, W. J. MARKIEWICZ, J. MARSHALL, C. P. MCKAY, M. T. MELLON, D. W. MING, R. V. MORRIS, W. T. PIKE, N. RENNO, U. STAUFER, C. STOKER, P. TAYLOR, J.A. WHITEWAY et A. P. ZENT : H₂O at the Phoenix Landing Site. *Science*, 325(5936) :58–61, jul 2009. ISSN 0036-8075. URL <http://www.sciencemag.org/lookup/doi/10.1126/science.1172339>.
- Steven W. SQUYRES et James F. KASTING : Early mars : How warm and how wet ? *Science*, 265(5173) :744–749, 1994. ISSN 00368075.
- T F STEPINSKI et M L COLLIER : Drainage densities of computationally extracted Martian drainage basins. *In Sixth International Conference on Mars*, 2003.
- Tomasz F. STEPINSKI, Michael P. MENDENHALL et Brian D. BUE : Machine cataloging

- of impact craters on Mars. *Icarus*, 203(1) :77–87, 2009. ISSN 00191035.
- D. STÖFFLER et G RYDER : Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units : chronological standard for the inner Solar System. pages 9–54, 2001.
- Robert G. STROM, Steven K. CROFT et Nadine G BARLOW : The Martian impact cratering record. *Mars*, pages 383–423, 1992.
- Kenneth L. TANAKA : The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 91(B13) :E139—E158, 1986. ISSN 0148-0227.
- Kenneth L. TANAKA, James A. SKINNER et Trent M HARE : Geologic Map of the Northern Plains of Mars. 2005.
- Kenneth L. TANAKA, Jr. SKINNER, J.A., J.M. DOHM, Rossman P. IRWIN, E.J. KOLB, C.M. FORTEZZO, T. PLATZ, G. G. MICHAEL et T. M. HARE : Geologic map of Mars. *USGS*, 2014.
- Yodit TEWELDE, J. Taylor PERRON, Peter G FORD, Scott MILLER et Benjamin BLACK : Estimates of fluvial erosion on Titan from sinuosity of lake shorelines. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 118(10) :2198–2212, 2013. ISSN 01480227.
- L L TORNABENE : Identification of large (210 km) rayed craters on Mars in THEMIS thermal infrared images : Implications for possible Martian meteorite source regions. *J. Geophys. Res.*, 111 :10006, 2006. URL <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2005JE002600>.
- E P TURTLE, E PIERAZZO, G S COLLINS, Gordon R. OSINSKI, H. J. MELOSH, J V MORGAN et W U REIMOLD : Impact structures : What does crater diameter mean. *Large meteorite impacts III*, 384 :1–24, 2005.
- Erik R URBACH et Tomasz F. STEPINSKI : Automatic detection of sub-km craters in high resolution planetary images. *Planetary and Space Science*, 57(7) :880–887, jun 2009. ISSN 00320633. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0032063309000956>.
- C. J. VAN HOUTEN, I. VAN HOUTEN-GROENEVELD, P. HERGET et T. GEHRELS : The Palomar-Leiden survey of faint minor planets. *Astronomy and Astrophysics Supple-*

ment, 1970.

Nick WARNER, Sanjeev GUPTA, Shih Yuan LIN, Jung Rack KIM, Jan Peter MULLER et Jeremy G MORLEY : Late Noachian to Hesperian climate change on Mars : Evidence of episodic warming from transient crater lakes near ares vallis. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 115(6), 2010. ISSN 01480227.

Wesley A. WATTERS, L. M. GEIGER, M. FENDROCK et R. GIBSON : Morphometry of small recent impact craters on Mars : Size and terrain dependence, short-term modification. *Journal of Geophysical Research : Planets*, 120(2) :226–254, 2015. ISSN 21699100.

Stephanie C. WERNER, Boris A. IVANOV et Gerhard NEUKUM : Theoretical analysis of secondary cratering on Mars and an image-based study on the Cerberus Plains. *Icarus*, 200(2) :406–417, 2009. ISSN 00191035. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2008.10.011>.

Paul WESSEL et Walter H. F. SMITH : New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47) :579–579, nov 1998. ISSN 00963941. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/98E000426>.

Don E WILHELMS et Steven W. SQUYRES : The Martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact. *Nature*, 309(5964) :138, 1984.

Lionel WILSON, Gil J. GHATAN, James W. HEAD et Karl L. MITCHELL : Mars outflow channels : A reappraisal of the estimation of water flow velocities from water depths, regional slopes, and channel floor properties. *Journal of Geophysical Research*, 109 (E9) :E09003, sep 2004. ISSN 0148-0227. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2004JE002281>.

Charles.A. WOOD et Leif ANDERSSON : New Morphometric Data for Fresh Lunar Craters. *Lunar and Planetary Science Conference*, 9 :16–91, 1978. URL http://articles.adsabs.harvard.edu/cgi-bin/nph-iarticle?_query?1978LPSC...9.3669W&data{}_type=PDF{}_HIGH&whole{}_paper=YES&type=PRINTER&filetype=.pdf.

R. WORDSWORTH, F. FORGET, E. MILLOUR, J. W. HEAD, J. B. MADELEINE et B. CHARNAY : Global modelling of the early martian climate under a denser CO₂ atmosphere : Water cycle and ice evolution. *Icarus*, 222(1) :1–19, 2013. ISSN 00191035. URL <http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2012.09.036>.

Robin D. WORDSWORTH, Laura KERBER, Raymond T. PIERREHUMBERT, Francois FORGET et James W. HEAD : Comparison of "warm and wet" and "cold and icy" scenarios for early Mars in a 3-D climate model. *Journal of Geophysical Research E : Planets*, 120(6) :1201–1219, 2015. ISSN 21699100.

J. YOUNG : A statistical investigation of diameter and distribution of lunar craters. *Journal of the British Astronomical Association*, 1940.



Acronymes

- **NEO** : Géocroiseurs ou Near Earth Objects
- **MNT** : modèle numérique de terrain
- **SFD** : Distribution en fréquence de taille de cratères (Crater Size Frequency Distribution)
- **PF** : Fonction de Production
- **SDFD** : Distribution en fréquence de taille et de profondeur de cratères (Crater Size and Depth Frequency Distribution)
- **MB** : Ceinture d'astéroïdes ou Main Belt
- **VBF** : Vastitas Borealis Formation
- **SIG ou GIS** : Système d'Information Géographique
- **MRO** : Mars Reconnaissance Orbiter
- **MGS** : Mars Global Surveyor
- **CTX** : Context Camera
- **HiRISE** : High Resolution Imaging Science Experiment
- **HRSC** : High Resolution Stereo Camera
- **MOLA** : Mars Orbiter Laser Altimeter
- **THEMIS** : Thermal Emission Imaging System
- \mathbb{D} : Ensemble des cratères observés sur une surface
- D : Diamètre
- d : Profondeur
- d/D : Ratio profondeur sur diamètre
- D_t : Diamètre transitoire du cratère
- D_{imp} : Diamètre de l'impacteur
- F_c : Fréquence cumulative de taille de cratères

- f : Fréquence différentielle de taille de cratères

Annexes

A

The impact origin and evolution of
Chryse Planitia on Mars revealed by
buried craters

ARTICLE

<https://doi.org/10.1038/s41467-019-12162-0>

OPEN

The impact origin and evolution of Chryse Planitia on Mars revealed by buried craters

Lu Pan ¹, Cathy Quantin-Nataf¹, Sylvain Breton¹ & Chloé Michaut ¹

Large impacts are one of the most important processes shaping a planet's surface. On Mars, the early formation of the Martian crust and the lack of large impact basins (only four unambiguously identified: Hellas, Argyre, Utopia, and Isidis) indicates that a large part of early records of Mars' impact history is missing. Here we show, in Chryse Planitia, the scarcity of buried impact craters in a near-circular area could be explained by a pre-existing topographic depression with more intense resurfacing. Spatially correlated with positive Bouguer anomaly, this near-circular region with a diameter of ~1090 km likely originated from an impact. This proposed large impact basin must have been quickly relaxed or buried after its formation more than 4.0 billion years ago and heavily modified by subsequent resurfacing events. We anticipate our study to open a new window to unravelling the buried records of early Martian bombardment record.

¹Université de Lyon, Université Claude Bernard Lyon 1, ENS de Lyon, CNRS, UMR 5276 Laboratoire de Géologie de Lyon -Terre, Planètes, Environnement, 69622 Villeurbanne, France. Correspondence and requests for materials should be addressed to L.P. (email: lu.pan@univ-lyon1.fr)

Large basin-forming impacts significantly modified planetary surfaces and crusts, especially in the first billion years of solar system history when the impactor flux was orders of magnitude higher than at present¹. On Mars, a hemispheric dichotomy formed during this period, possibly as a result of one giant impact^{2,3}, resulting in a dramatic elevation difference of 5–6 kilometers between the southern highlands and northern lowlands. Large basin-forming impacts have played a major role in shaping Mars' surface and its climate, through interactions with the hydrosphere or cryosphere^{4,5}. However, the early cratering record on Mars is not as clear as the Moon and Mercury since it has been modified via erosion and resurfacing events. Although the Martian crust may have formed within a hundred million years from solar system formation^{6,7} during which impact flux was expected to be high, currently on Mars only four large basins (diameter >780 km) have been identified with confidence (Hellas, Argyre, Utopia, and Isidis) among which only Isidis impacted onto the dichotomy. The observed cratering record may imply a decrease in the impactor flux during Mars' post-accretionary phase⁸. Alternatively, many large basins could have existed on Mars^{9–11} but the evidence that commonly supports the identification of large impact basins are obscured by later resurfacing, lending some uncertainties to their identification. The confirmation of these ancient basins would advance our understanding of the impactor flux in the early period before ~4 Ga and place crucial constraints on the timing of the dichotomy forming event and the thermal evolution of Mars.

Impact basins have near-circular topographic depressions with surrounding ringed structures, and mostly show positive Bouguer anomalies in gravity data. Extensive studies on the moon showed circular, positive Bouguer anomalies form in impact basins as a result of a combination of crustal thinning, uplift of the mantle beneath, and later infill of dense materials^{12–15}. These features in early basin-forming impacts may be obscured by subsequent crustal relaxation and burial beneath Hesperian and Amazonian aged lava-plains and sediments, especially within the northern lowlands of Mars^{16,17}. Chryse Planitia is a ~2000 km wide basin within the northern lowlands near the dichotomy, located at the termini of Mars' most prominent outflow channels (e.g., Ares Valles and Kasei Valles). An impact origin for the basin has been proposed previously^{9,18,19}, but was debated since there is no clear topographic depression compared to the adjacent lowlands, the gravity signature appeared weak and non-circular and any surface feature has been removed. With the recent advent of high-resolution gravity models²⁰ and comprehensive imagery²¹ and topography data²² of the planet, we revisit the possibility of Chryse Planitia being originated as an impact basin. Instead of the surficial geologic features, we investigate the subsurface pre-fill topography in Chryse Planitia using the morphology and distribution of buried craters.

Impact craters have predictable initial morphologies, depending on target properties and impactor mass and velocity¹⁵. Crater depth and rim height, subject to erosion and infill, decrease as varying functions of time, and the number density of a crater population can be predicted by the time-integrated impactor flux assuming a production and chronology function^{23–25}. The observed morphology and distribution of impact craters at present, as a consequence, can be used to trace the extent, timing and intensity of crater modification processes in the past^{26–28}, as well as to constrain the thicknesses of specific geologic deposit^{29–32}. Here we identify distinct crater populations within a circular area in Chryse compared to the adjacent region, which could be related to a more intense resurfacing event in a topographic depression. This region also shows a quasi-circular positive gravity anomaly, which combined with the buried topography from impact crater statistics, suggests that the circular region

could be the original Chryse impact basin, which subsequently underwent heavy degradation.

Results

Impact crater populations of Chryse and Acidalia region. Several categories of crater morphology that differ from pristine impact craters have been identified on Mars since the era of Mariner 9 images, including flat-floor craters and even more degraded ghost craters³³. With higher resolution images, a greater variety of modified impact crater morphology has been resolved. Although multiple classes of degraded craters are found in the southern highlands³⁴, most of the impact craters in the northern lowlands can be classified into two distinct groups, the relatively pristine craters, and the degraded craters. The degraded craters have been previously documented based on different criteria of identification: e.g., quasi-circular depressions (QCD), sometimes with corresponding positive Bouguer anomalies (previously recognized as crustal thinned areas (CTA))^{11,18,35–37}; and smaller, filled stealth craters widespread in the extent of the Vastitas Borealis Formation¹⁷. While these results clearly suggest different levels of burial in the northern lowlands, the identification of these degraded impact craters may be challenging since some local depressions from sublimation, collapse or volcanic eruption could be misidentified as impacts due to the high degree of degradation and lack of geologic context. To reconcile the different criteria for identification of buried impact craters, we extract previously mapped impact craters within the Chryse and Acidalia region^{38,39} and systematically classify them based on their confidence of identification and degrees of burial (Methods, Crater morphology classification).

Although the surface topography has no sign of a circular basin in the current Chryse/Acidalia region, the Goddard Mars Model 3 Bouguer gravity map²⁰ shows two near-circular positive Bouguer anomalies in the southwest part of Chryse Planitia (Fig. 1) that are denoted as Chryse anomaly unit and Small anomaly unit thereafter. Initial mapping of buried impact craters shows their distribution is highly heterogeneous within Chryse and Acidalia Planitia regardless of their degrees of degradation (Fig. 1). This heterogeneous distribution does not correlate well with geological units mapped previously based on the morphology of surficial units⁴⁰ and likely reflects a different modification history of the subsurface. Following the gravity contours, we extract the depth and diameter information for all the impacts in the two anomaly units as well as in two adjacent units outside the prominent positive Bouguer anomaly (Fig. 2). The bimodal distribution of the depth-diameter ratio in all of these regions confirms the existence of two distinct crater populations (Fig. 2b, c), one relatively pristine population following the expected depth-diameter relationship and the other representing buried impact craters with much-reduced depth compared to pristine craters. Regions correlating with a positive Bouguer anomaly (Chryse and Small anomaly units) have a smaller probability density of buried craters relative to pristine craters, whereas in the adjacent regions, the probability density of buried craters is much higher than that of the pristine craters. This discrepancy in crater populations in these different units could be related to distinct resurfacing histories in these two types of regions.

Crater degradation and modification. Since the fresh crater population in the anomaly and adjacent units follows a common trend in the depth-diameter relationship (Fig. 2b, c), there is likely negligible difference in the initial morphology of impact craters. Continuous, non-variant obliteration in the history of Mars is inconsistent with the two distinct types of crater populations (Fig. 2c, d) observed within both types of units, since a constant

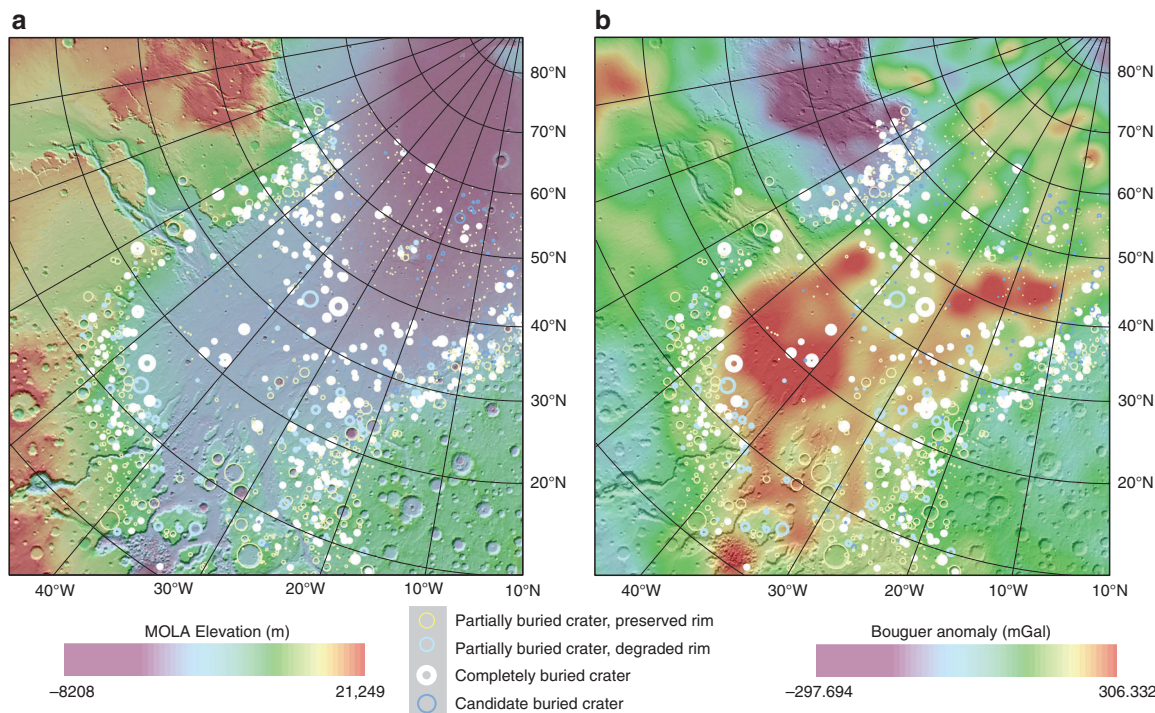


Fig. 1 Map of buried crater distribution within the Chryse and Acidalia Planitia overlain on **a** Topography from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data;²² and **b** Goddard Mars Model 3 gravity data, Bouguer anomaly²⁰. The base maps are projected using the Mars North Polar Stereographic Projection

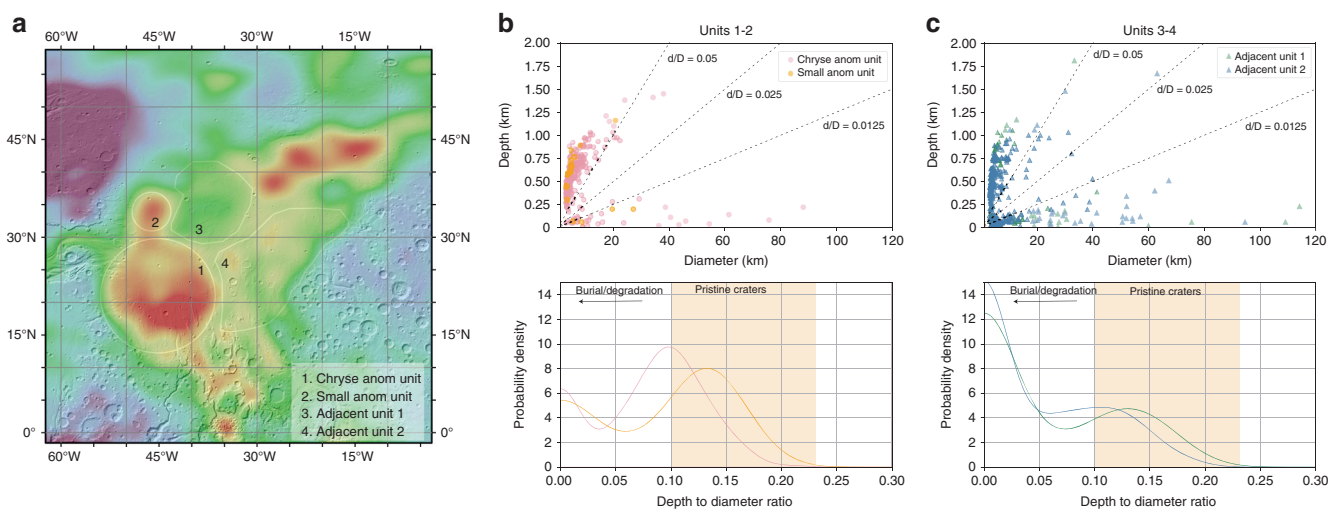


Fig. 2 Depth-to-diameter ratio distribution in different units within the Chryse Planitia. **a** Bouguer gravity anomaly map²⁰ of the Chryse and Acidalia Planitia showing the location of the anomaly units and adjacent units in Mars Simple Cylindrical Projection. **b, c** The depth-diameter scatter plot (upper) and probability density distribution of depth/diameter ratio (lower). **b** the Chryse anomaly unit and Small anomaly unit; **c** The Adjacent units 1 and 2. Shaded regions indicate the distribution of the depth-to-diameter ratio of pristine craters

obliteration rate only permits a unimodal impact crater population (Methods, Crater accumulation and modification). The observed bimodal populations indicate a catastrophic resurfacing event early in Mars’ history where many impact craters are modified by infill and/or erosion, resulting in reduced depths. The different probability densities of craters of given depth-to-diameter ratio observed within the anomaly units compared to adjacent units may be due to a difference in the timing or intensity (i.e., differential infilling or erosion) of the catastrophic event.

Comparing Chryse anomaly unit and Adjacent unit 1, the size-frequency diagram of all impacts (pristine and degraded)

shows sudden changes in slope or kinks (Fig. 3a), which are indicative of resurfacing events or changes in obliteration rate²³ assuming a constant crater production function over time. With comparable overall crater areal density, the anomaly unit has fewer large impacts but more small impacts than the adjacent units. If the crater production remains unchanged, the kink at around 30 km could be interpreted as a major resurfacing event around 3.7 Ga. For craters smaller than 7 km the size-frequency distribution continually cross isochrons, probably due to continuous crater obliteration process⁴¹ or a secondary, small scale resurfacing event until ~3.4–3.5 Ga for both units.

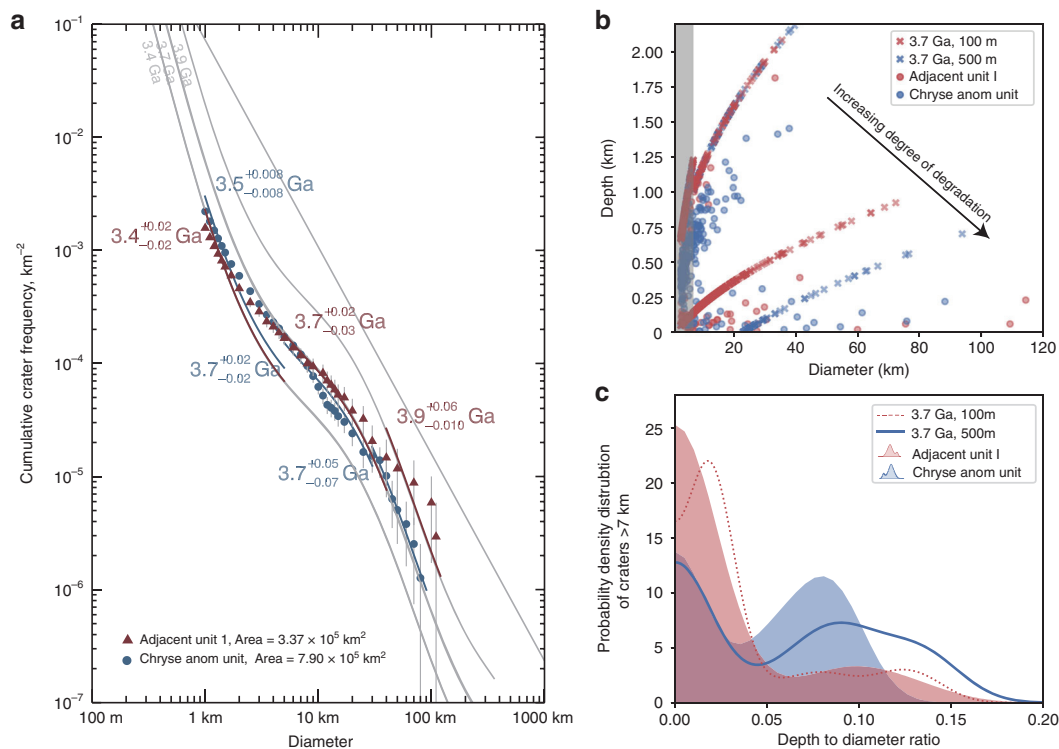


Fig. 3 Impact crater size frequency and crater depth to diameter ratio compared to crater accumulation models. **a** Cumulative fit on the crater size-frequency diagram showing the periods of major resurfacing events in the Chryse anomaly unit (blue) and the Adjacent unit 1 (red) using Craterstats²³. The isochrons of 3.4, 3.7, and 3.9 Ga are plotted in grey lines, calculated based on the crater production function²⁴ and chronology function²⁵. The tabulated data are attached in the Supplementary Tables 2–3. **b, c** Modeled impact crater morphology and probability density for a common instantaneous resurfacing event around 3.7 Ga with zero obliteration rate, compared to observations. **b** The depth-diameter relationship of modeled results (crosses) compared to observations (circles) with craters smaller than 7 km masked in the shaded zone. **c** The probability density distribution of depth to diameter ratio as a proxy for the relative abundance of modeled pristine and filled impact craters (non-shaded) compared to observations (shaded). The distribution is calculated for craters larger than 7 km

To investigate the evolution of crater morphology and crater population with time, we model the crater population by incrementing, at each timestep, impact craters with an initial morphometry predicted by the morphometry statistics of Martian impact craters⁴², assuming a known impactor flux as a function of time^{24,25} (Methods, Crater accumulation and modification), starting from 3.9 Ga. Since the preserved rim and flat-floored morphology of most buried craters in the region clearly suggests that burial by either volcanic or sedimentary deposits is a dominant process^{17,35,36} (Supplementary Note 1, Supplementary Fig. 1), we consider a resurfacing event of varying thicknesses occurring at 3.7 Ga that leads to a reduction of the rim height and crater depth and to the removal of small impact craters that are completely filled (i.e., their rim heights are smaller than the thickness of fill). The crater population and morphometry are also modified by a long-term obliteration process, with reduced crater depth at each timestep. The model results are compared to the observation for craters larger than 7 km assuming the smaller impact craters are mostly affected by secondary modification or infill. Figure 3b, c shows the resulting crater population when there is no obliteration, with a differential fill at 3.7 Ga with 100 m and 500 m thickness. In the case of zero obliteration rate, the observed population of buried craters in Chryse anomaly unit can be best fit by a one-time event with fill thickness larger than 500 m, whereas Adjacent unit may require a smaller fill thickness or the modification of a secondary resurfacing event. Although the obliteration rate and secondary infilling events may be important for smaller impact craters (Supplementary Note 2; Supplementary Fig. 2), the difference in resurfacing history between the Chryse

and adjacent units plays a primary role in shaping the crater morphometry distribution for larger impact craters. The infilling of fluvial or volcanic deposits within the Chryse anomaly unit is consistent with a pre-existing topographic depression in the circular anomaly unit centered at 315°E 21°N, with a diameter of ~1090 km.

Estimate of the thickness of fill. In order to understand the evolution of the possible Chryse basin, we estimate the average thickness of fill directly based on the morphometry of buried impact craters, either partially or completely buried, as a function of distance to the center of the basin. We treat completely buried impact craters similarly as partially buried craters (Fig. 4a, b) (See Supplementary Note 3), assuming the excess of fill (Δ) is small, allowing visual observation on MOLA topography.

The expected fill is then predicted as shown in Eq. (1).

$$T_{fill} = R_h(D) - d \quad (1)$$

here T_{fill} is the thickness of fill; d is the observed crater rim-to-floor depth; D is the observed diameter of the crater; R_h is the original rim height calculated from the statistics of fresh crater rims in Acidalia Planitia⁴².

The average thickness of fill for partially filled craters does not vary as much as that for the completely filled craters (Fig. 4). Unlike partially filled craters, the completely filled craters are less prone to aeolian and fluvial erosion. In particular, the estimated thickness of fill for completely filled craters increases immediately within the radius of the anomaly unit, with a slight decrease

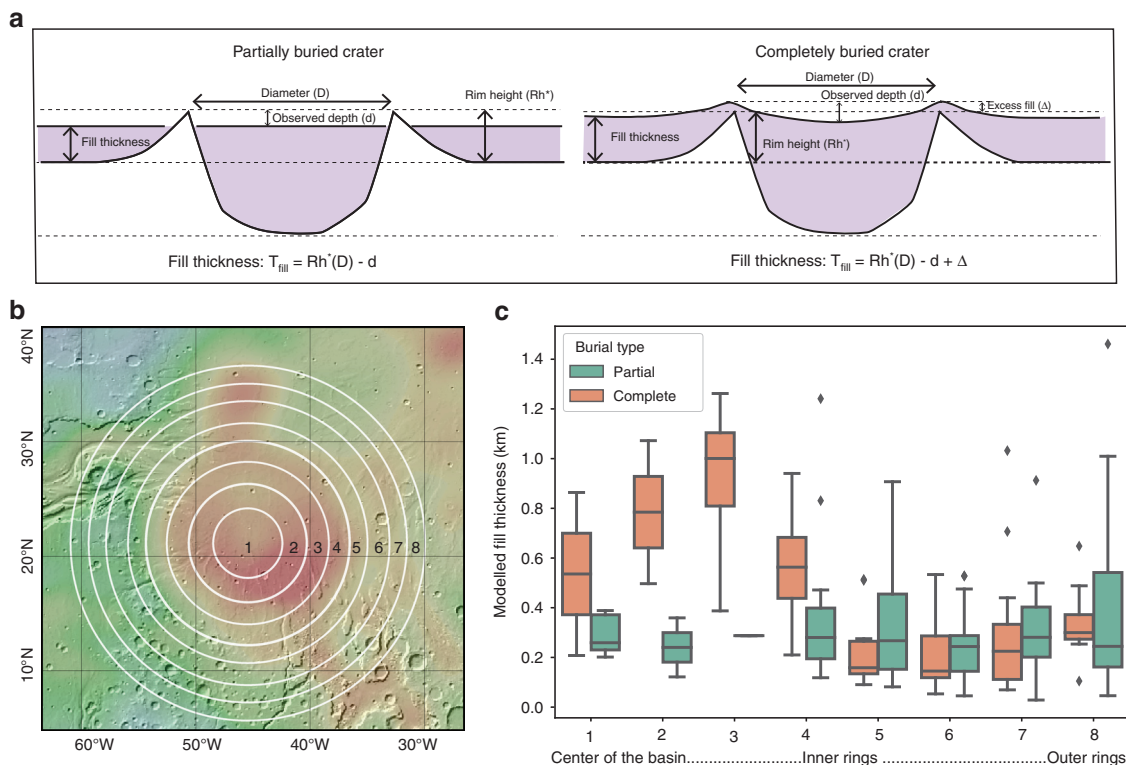


Fig. 4 The estimated thickness of fill based on crater morphometry in the region of Chryse Anomaly unit. **a** Schematics of the morphological parameters used to calculate fill thickness for partially and completely buried craters. **b** Geographic locations of the regions for the calculation of impact crater thickness in **c**, with Mars Bouguer gravity anomaly as the base map²⁰. **c** Variation of the calculated fill thickness with distance to the center of the anomaly. The colored box indicates the range of values from the lower to upper quartile for each column, with a black horizontal line at the median value. The whiskers extending from the box show the total range of the data, except for outlier points which are indicated using black diamonds

toward the center of the unit. This increase inside the anomaly unit is indicative of an increase of fill up to ~600–1000 m, similar to our previous estimate, whereas outside the anomaly the fill thickness ranges from 150–350 m.

Discussion

Our two different methods point to an infilling of more than 500 m within a rather flat circular area that coincides with a quasi-circular-positive Bouguer anomaly. This suggests the existence of a pre-fill topographic depression. The correlating gravity anomaly is heterogeneous within the unit with a maximum of ~350 mgal. Assuming a simple plateau model, such a large amplitude (Supplementary Note 4, Supplementary Fig. 3) cannot be produced by an infill of up to 1 km of dense basaltic lava flows, and thus requires a thinned crust probably due to mantle uplift in a large impact. We consider that an impact is a possible origin for the anomaly unit within Chryse Planitia. In analogy to other impact basins on the Moon, the observed circular region, which has a diameter (D) of ~1090 km, would represent the diameter of the inner ring of the potential impact basin; this would indicate that the main rim has a diameter of at least $\sqrt{2}D$ (1500 km)^{15,43}.

Interestingly, both the amplitude of topographic depression and the gravity signature are small compared to the expected values for an impact basin of this size. For example, Isidis basin (~1500 km in diameter) also formed at the Martian dichotomy, has a moderate amount of degradation or fill. Isidis has a depth around 4–5 km, and a gravity anomaly maximum of ~850 mgal, in contrast to the depth of 0–1 km and a gravity anomaly of ~350 mgal for Chryse. The gravity anomaly in Chryse is much smaller than Isidis and Argyre but close to that of Utopia⁴⁴, another

buried impact basin within the northern lowlands. The diminished gravity and small topographic expression (observed from impact craters populations) both indicate that the basin was quickly relaxed and filled after the impact. Since Chryse basin probably formed early in Mars’ history, the impact structure could be prone to viscous relaxation, due to higher geothermal gradient^{45,46}. Alternatively, the basin could have been quickly filled up since the impact with low-density sedimentary deposits, possibly originating from the early activity of the outflow channels¹⁶. Filling can also attenuate the gravitational signature from the uplifted mantle. Assuming an original impact basin with 5–8 km in depth, the volume of low-density sedimentary deposits would be $1.4\text{--}2.3 \times 10^7 \text{ km}^3$, an order of magnitude higher than the total estimated volume of eroded sediments in the circum-Chryse outflow region^{16,47,48}. It is thus unlikely that infill of sedimentary deposits is the sole reason for the reduced gravity anomaly within the basin, whereas this reduced gravity anomaly signature could have been a common feature of early impact basins on Mars like Utopia and Chryse.

The oldest age (~4.0 Ga) within the Chryse basin units is found in a small region near the dichotomy^{49,50}, which sets the lower limit of the age of the basin. Considering both the degradation state and the inferred degree of relaxation, it is likely that Chryse is older than the better-preserved large basins on Mars (Isidis, Argyre, and Hellas). Utopia basin, on the other hand, has diminished gravity signature and topographic expression similar to Chryse, which may have formed during the same period. Chryse impact overlies the dichotomy boundary, so the age of the impact basin also constrains the formation age of the dichotomy and indicates that the dichotomy formation event predates probably the oldest surfaces on Mars, as suggested previously^{18,19,50}. Chryse

basin-formation event (and other buried impact basins on Mars) is probably representative of the time period between the dichotomy formation and the rest of Mars' surface.

Early energetic impacts could have heavily fractured the upper crust of Mars⁵¹, remobilized groundwater at the time of the impact, which would initialize catastrophic floods and outflow channels or induce regional hydrothermal systems^{4,5}. Identification of impact basins that may have been relaxed and/or buried like Chryse is crucial to understanding the unknown early impactor flux before the period of 3.8–4.1 Ga, and would also provide further insight on how these impacts have modified Mars' crust and influenced the early climate. Other than Chryse anomaly, the small circular anomaly unit to the north of Chryse is likely another previously unknown impact basin with a diameter of 500 km. Other possible large basins, such as Acidalia⁹, Daedalia⁵², could also have formed in the early era of Mars and their surficial expressions largely modified in a similar way by later erosion or volcanic infill. Lunar impact basins show a change in relaxation state between 4.2–4.4 Gyr, which has been interpreted as the cooling of the base of the lunar crust^{53–55}. Since a wet rheology and a hotter interior both favor crustal relaxation, the same type of change in the relaxation state may have occurred later on Mars. A thorough investigation into the ages and relaxation state of these large impact basins on Mars may thus reveal important constraints on the thermal evolution of the planet. We expect the buried records of the earliest epoch of Mars' history would be revealed with further detailed analysis involving depth as the third dimension in crater statistics, facilitating our understanding of this important period of Mars' history.

Methods

Crater morphology classification. To map the impact craters in the Chryse and Acidalia Planitia, we first subtracted all the impact craters within the region of the northern lowlands⁴⁸ from the Mars crater database^{38,39}. A small set of circular features likely with an impact origin that were not included in the database are also examined. These craters are then classified into five categories according to their observed morphology: partially filled craters with a pristine rim structure; partially filled crater with a degraded rim, completely filled craters, candidate filled craters, and unclear circular features.

The workflow is as follows:

- (1) First, we identify if the impact craters have been substantially filled. We use both a cutoff threshold for a depth-to-diameter ratio of 0.05 as well as visually checking their morphology on the THEMIS global mosaic²¹. Only impact craters with substantial fill that significantly differ from the initial morphology of fresh impact craters are included.
- (2) These degraded impacts are further classified into partially and completely buried depending on the exposure of crater rim. If more than 50% of the crater rim is visible and preserved, they are classified as partially buried craters with preserved rim. If less than 50% but more than 10% of the crater rim is preserved, we classify them as partially filled craters, with degraded rim.
- (3) For those circular features with less than 10% rim visible, we investigate their topographic expressions using MOLA Mission Experiment Gridded Data Records (MEGDR) (for craters larger than 5 km) and MOLA Precision Experiment Data Record (PEDR) data profile (for craters smaller than 5 km). If more than 50% of the raised rim is observed in the topographic data, the crater is classified into completely buried crater.
- (4) A near-circular depression feature with less than 10% of rim exposed in imagery and less than 50% of raised rim visible in topographic data would be classified as candidate buried crater.
- (5) If a topographic depression is observed and mapped in the crater database^{38,39}, but the crater rim is not obvious and the topographic expression is non-circular, we classify them as unclear category.

We show a type of example for each category (Supplementary Fig. 1). Although these classifications can be well diagnosed within the Chryse region and its surroundings, this classification regime does not account for all crater morphologies outside of the study region and is not intended to distinguish different degradation processes. For example, many degraded impact craters in the southern highlands³⁴ show both a retreating, rounded crater rim and flat crater floor, consistent with fluvial or wind erosion rather than volcanic infill. Within the Vastitas Borealis Formation (VBF), smaller infilled craters that stand above the surrounding terrain often have preserved crater ejecta. These infilled craters previously referred to as pedestal craters^{56,57}, show distinct morphology to the partially buried impact craters in the Chryse region. Although these are classified as

partially degraded impact craters, they have definitive morphological features indicating degradation processes likely due to sublimation of ice-rich subsurface terrain, which is not related to the degradation process within Chryse Planitia.

Kernel density estimation. We estimate the crater probability distribution with kernel density estimators^{58–60} instead of binned frequency distributions, to account for the underlying uncertainties of the impactor population, impactor to crater scaling and degradation process, including but not limited to: varying impactor and target conditions; variation of infilling/erosion processes spatially, and the errors on depth and diameter measurements. This distribution estimated by kernel density in theory shows the same shape as the binned frequency distributions, with a similar approach previously suggested to better present and analyze crater size-frequency distribution⁶¹. This also enables assessment of a continuous distribution with no prior assumptions about the distribution of the sample. Here the estimated probability distribution $\hat{f}_h(x)$ is given as:

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{Nh} \sum_{i=1}^N K\left(\frac{x-x_i}{h}\right) \quad (2)$$

where N is the total number of samples, h is the bandwidth and K is the kernel function chosen. The type of kernel chosen for this estimation does not change the overall shape of the density distribution^{60,61}. Here we choose a Gaussian function as kernel, so we have:

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{Nh} \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-x_i)^2}{2h^2}} \quad (3)$$

The effect of varying bandwidth changes the range over which the probability density distribution function would be smoothed. Since the errors in the measurements of impact crater depth on different Martian datasets have not been addressed in detail, we here test a variety of bandwidths including the non-parametric rules of thumb method⁶⁰ and taking constant bandwidths (e.g., $h = 0.1-0.5$). Smaller bandwidths create spikes in the distribution and thus increase the variance, since the kernel functions do not overlap with adjacent points. As a general case, we here apply the rules of thumb normal method⁶⁰, where the bandwidth h is estimated by:

$$h = 1.059 * \sigma * n^{-\frac{1}{5}} \quad (4)$$

σ is the standard deviation of the sample.

An intrinsic artifact to apply kernel density estimation to depth-to-diameter ratio (d/D) is that the function (Eq. 2) predicts positive probability for negative values near $d/D = 0$. Since we don't expect the depth of a crater to be negative, the probability distribution of d/D should be discontinuous beyond $x = 0$, which creates a boundary at $x = 0$ for the probability density function. To account for this boundary effect, we calculate the ordinary kernel estimate based on augmented data⁶⁰ ($-x_n, \dots, -x_2, -x_1, x_1, x_2, \dots, x_n$), with a bandwidth based on the original sample size N , so that the probability of negative values is accounted for near $x = 0$. Such modification corrects for the probability of negative depth to diameter ratios and thus presents a better estimate to the probability density function of depth-to-diameter ratio of impact craters.

Crater accumulation and modification. We implement a numerical model to account for the impact crater production and modification processes. We first generate synthetic crater size and depth distributions assuming a fresh surface at the starting time $t_0 = 3.9$ Ga, set by the oldest surface age based on large impact craters ($D > 30$ km) in the size-frequency diagram (Fig. 3). We investigate here a crater diameter range from 3 to 1000 km, where the smallest crater size corresponds to the crater diameter in the observation limited by MOLA data resolution and the largest is set by the area investigated. The diameter range is distributed into 50 bins in the logarithm space. The number of craters added for each diameter bin D at age t for a unit with area A follow a Poisson distribution with an average number \bar{n} :

$$\bar{n}(D, t) = A * N(D, t) \quad (5)$$

Here $N(D, t)$ is the crater number density of a given diameter bin and time, which can be separated into two functions: the production function $f(D)$, characterizing the number density of given diameter bin, and $N_1(t)$ the number of craters larger than 1 km at a given time t ²⁵.

$$N(D, t) = f(D) * N_1(t) \quad (6)$$

The number density of given diameter can be calculated following the polynomial:

$$\log_{10}f(D) = a_0 + \sum_{n=1}^{11} a_n [\log_{10}(D)]^n \quad (7)$$

Here a_n is one of the 12 coefficients for the polynomial (Supplementary Table 1). $N_1(t)$ is set by the chronology function:²⁵

$$N_1(t) = 2.68 * 10^{-14} (e^{6.93t} - 1) + 4.13 * 10^{-4} t \quad (8)$$

We model the number density of craters in its time derivative form:

$$\frac{\partial N(D, t)}{\partial t} = f(D) * N_1'(t) \quad (9)$$

Thus, with the initial condition $N(D, t_0) = 0$, for each timestep $\Delta t = 0.01$ Ga, we model the incremented number of impact craters and integrate between t and $t + \Delta t$ ²⁴.

$$\Delta N(D, t) = f(D)[N_1(t + \Delta t) - N_1(t)] \quad (10)$$

Given the number of incrementing impacts at each timestep for each diameter bin, we compute their initial crater depth and rim height following geometric relations to their diameter for simple and complex craters, respectively. We adopt a transition diameter of 7 km from simple to complex craters for Mars from Mars global crater statistics^{39,62}. Within Chryse Planitia, the surface geologic units do not indicate distinct materials in the anomaly and adjacent units, so the same geometric relationship should apply. However, significant variabilities in crater morphometry have been observed in previous work between the northern and southern hemispheres, which has been attributed to different target properties^{39,42}. To account for this difference, we apply the impact crater morphometry based on fresh craters in Acidalia Planitia, adjacent to Chryse⁴². The depth (d) is scaled with the diameter (D) for simple craters as follows:

$$d(D) = 0.302D^{0.72} \dots (D < 7\text{km}) \quad (11)$$

$d(D)$ for complex craters ($D \geq 7$ km) were missing in the original reference (personal communication) so we calculate the rim-to-floor depth by adding the surface-to-floor depth (d_s) and rim height (H_R) of the crater.

$$d(D) = d_s(D_s) + H_R(D) = 0.384D_s^{0.38} + 0.072D^{0.62} \dots (D \geq 7\text{km}) \quad (12)$$

The diameter at the pre-impact surface D_s is scaled to the rim-to-rim diameter

$$\frac{D_R}{D_s} = 1.09D_R^{0.013} \quad (13)$$

Therefore, we have:

$$d(D) = 0.372D^{0.375} + 0.072D^{0.62} \dots (D \geq 7\text{km}) \quad (14)$$

The initial rim height, relevant in the resurfacing process, is calculated as followed⁴²:

$$R_h(D) = 0.082D^{0.54} \dots (D < 7\text{km}) \quad (15)$$

$$R_h(D) = 0.072D^{0.62} \dots (D \geq 7\text{km}) \quad (16)$$

Taking different assumptions on crater initial morphometry relations results in only minimal variations on the resulting crater population (Supplementary Note 5, Supplementary Fig. 4). The depth-to-diameter ratio following the above relationship is 0.17–0.3 for simple craters and 0.04–0.13 for complex craters smaller than 50 km. Assuming a distribution of crater diameter as predicted by the production function²⁴, the depth-to-diameter ratio follows a distribution dominated by small craters with a mean depth-to-diameter ratio at 0.19–0.2. Fresh complex craters are clustered at 0.1, but they are of smaller probability densities compared to the simple craters. With constant erosion and infill that affects small craters more easily, the depth-to-diameter distribution of a single geologic unit evolves into a left-skewed, unimodal distribution. The depth and rim height for craters between 7–10 km may be underestimated since impact craters in this transitional diameter range on Mars may fall into both simple and complex craters due to local varying target property.

We model the crater modification process with a constant obliteration rate (b) such that the impact crater depth (d_i) is reduced at each timestep by the product of obliteration rate and time interval (Δt). The obliteration rate is in the unit of m/Gyr.

$$d(t) = d_0 - \int_{t_0}^t b dt \quad (17)$$

In the case for a one-time infill event, we assume the upper surface of the infill of crater depth to be at equal elevation with the infill surrounding the impact craters (fill thickness) (Fig. 4a). At a specific timestep (e.g., 3.7 Ga), a one-time infill event would reduce the rim height (R_h) and crater depth (d) accordingly:

$$R_h' = d' = R_h(D) - T_{\text{fill}} \quad (18)$$

R_h' and d' represent the new rim height and depth after infill; t is the thickness of the unit.

After each timestep, impact craters are removed if their depth is equal to or smaller than zero. As such, the time series of crater addition and obliteration continues until the present (0 Ga). The resulting crater size, morphology, and distribution are output to understand the effect on crater population from different obliteration processes. The sensitivity to varying starting time and obliteration rates are tested and further discussed in Supplementary Note 6 (Supplementary Fig. 5). We calculate the chi-square statistic for the number of buried impact craters ($d/D < 0.04$) with a diameter larger than 7 km in 10 linear diameter bins, so that we could evaluate if the model reproduces the observed crater population by

minimizing the chi-squared value.

$$\chi_c^2 = \sum \frac{(N_{\text{model}} - N_{\text{data}})^2}{N_{\text{data}}} \quad (19)$$

where N_{model} and N_{data} are the number of craters in each diameter bin based on the density distribution of the model and the data, respectively.

Data availability

The Mars data analyzed in this study are publicly available from the Geosciences Node of the Planetary Data System (<http://pds-geosciences.wustl.edu/>). The analysis that supports the findings of this study is available from the corresponding author upon reasonable request.

Received: 7 June 2019 Accepted: 31 July 2019

Published online: 18 September 2019

References

- Fassett, C. I. & Minton, D. A. Impact bombardment of the terrestrial planets and the early history of the Solar System. *Nat. Geosci.* **6**, 520–524 (2013).
- Andrews-Hanna, J. C., Zuber, M. T. & Banerdt, W. B. The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy. *Nature* **453**, 1212–1215 (2008).
- Marinova, M. M., Aharonson, O. & Asphaug, E. I. Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. *Nature* **453**, 1216–1219 (2008).
- Abramov, O. & Kring, D. A. Impact-induced hydrothermal activity on early Mars. *J. Geophys. Res. Planets* **110**, 1–19 (2005).
- Schwenzer, S. P. & Kring, D. A. Impact-generated hydrothermal systems capable of forming phyllosilicates on Noachian Mars. *Geology* **37**, 1091–1094 (2009).
- Agee, C. B. et al. Unique meteorite from early Amazonian Mars: Water-rich basaltic breccia Northwest Africa 7034. *Science* **339**, 780–785 (2013).
- Bouvier, L. C. et al. Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature* **558**, 586 (2018).
- Botke, W. F. & Andrews-Hanna, J. C. A post-accretionary lull in large impacts on early Mars. *Nat. Geosci.* **10**, 344–348 (2017).
- Schultz, P. H., Schultz, R. A. & Rogers, J. The structure and evolution of ancient impact basins on Mars. *J. Geophys. Res.* **87**, 9803–9820 (1982).
- Frey, H. V. & Schultz, R. A. Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophys. Res. Lett.* **15**, 229–232 (1988).
- Frey, H. V. Ancient lowlands on Mars. *Geophys. Res. Lett.* **29**, 0–3 (2002).
- Bratt, S. R., Solomon, S. C., Head, J. W. & Thurber, C. H. The deep structure of lunar basins; clues to the understanding of basin formation and modification. Reports Planet. Geol. Geophys. Program **87563**, 491–493 (1985).
- Zuber, M. T., Smith, D. E., Lemoine, F. G. & Neumann, G. A. The shape and internal structure of the Moon from the Clementine Mission. *Science* **266**, 1839–1843 (1994).
- Neumann, G. A., Zuber, M. T. & Wieczorek, M. A. Lunar impact basins revealed by Gravity Recovery and Interior Laboratory measurements. *Science* **1**, 1–10 (2015).
- Melosh, H. J., *Impact Cratering—A Geologic Process*. Oxford, New York, 1989, 245 pp.
- Tanaka, K. L. Sedimentary history and mass flow structures of Chryse and Acidalia Planitiae, Mars. *J. Geophys. Res.* **102**, 4131–4149 (1997).
- Head, J. W., Kreslavsky, M. A. & Pratt, S. Northern lowlands of Mars: evidence for widespread volcanic flooding and tectonic deformation in the Hesperian Period. *J. Geophys. Res.* **107**, 5003 (2002).
- Frey, H. V. Impact constraints on, and a chronology for, major events in early Mars history. *J. Geophys. Res. Planets* **111**, 1–11 (2006).
- Frey, H. V. Ages of very large impact basins on Mars: implications for the late heavy bombardment in the inner solar system. *Geophys. Res. Lett.* **35**, 1–4 (2008).
- Genova, A. et al. Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science. *Icarus* **272**, 228–245 (2016).
- Edwards, C. S. et al. Mosaicking of global planetary image datasets: 1. Techniques and data processing for Thermal Emission Imaging System (THEMIS) multi-spectral data. *J. Geophys. Res. Planets* **116**, 1–21 (2011).
- Smith, D. E. et al. The global topography of Mars and implications for surface evolution. *Science* **284**, 1495–1503 (1999).
- Michael, G. G., Platz, T., Kneissl, T. & Schmedemann, N. Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: spatial randomness and clustering. *Icarus* **218**, 169–177 (2012).
- Ivanov, B. A. Mars/Moon cratering rate ratio estimates. *Chronol. Evol. Mars* **96**, 87–104 (2001).
- Hartmann, W. K. & Neukum, G. Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Sci. Rev.* **96**, 165–194 (2001).

26. Hartmann, W. K. Martian cratering III: theory of crater obliteration. *Icarus* **15**, 410–428 (1971).
27. Chapman, C. R. & Jones, K. L. Cratering and obliteration history of Mars. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **5**, 515–540 (1977).
28. Smith, M. R., Gillespie, A. R. & Montgomery, D. R. Effect of obliteration on crater-count chronologies for Martian surfaces. *Geophys. Res. Lett.* **35**, 2–7 (2008).
29. Platz, T., Michael, G. G. & Neukum, G. Confident thickness estimates for planetary surface deposits from concealed crater populations. *Earth Planet. Sci. Lett.* **293**, 388–395 (2010).
30. Baldwin, R. B. A new method of determining the depth of the lava in Lunar Maria. *Publ. Astron. Soc. Pac.* **82**, 857–864 (1970).
31. de Hon, R. A. Thickness of mare material in the Tranquillitatis and Nectaris basins. in *5th Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 53–59 (Houston, TX, 1974).
32. de Hon, R. A. Martian volcanic materials—Preliminary thickness estimates in the eastern Tharsis region. *J. Geophys. Res.* **87**, 9821–9828 (1982).
33. Arvidson, R. E. Morphologic classification of Martian craters and some implications. *Icarus* **22**, 264–271 (1974).
34. Craddock, R. A., Bandeira, L. & Howard, A. D. An assessment of regional variations in Martian modified impact crater morphology. *J. Geophys. Res. Planets* **123**, 763–779 (2018).
35. Buczkowski, D. L., Frey, H. V., Roark, J. H. & McGill, G. E. Buried impact craters: a topographic analysis of quasi-circular depressions, Utopia Basin, Mars. *J. Geophys. Res. Planets* **110**, E03007 (2005).
36. Buczkowski, D. L. Stealth quasi-circular depressions (sQCDs) in the northern lowlands of Mars. *J. Geophys. Res. Planets* **112**, 1–17 (2007).
37. Edgar, L. A. & Frey, H. V. Buried impact basin distribution on Mars: contributions from crustal thickness data. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L02201 (2008).
38. Robbins, S. J. & Hynek, B. M. A new global database of Mars impact craters ≥ 1 km: 1. Database creation, properties, and parameters. *J. Geophys. Res. Planets* **117**, 1–18 (2012).
39. Robbins, S. J. & Hynek, B. M. A new global database of Mars impact craters ≥ 1 km: 2. Global crater properties and regional variations of the simple-to-complex transition diameter. *J. Geophys. Res. Planets* **117**, 1–21 (2012).
40. Tanaka, K. L., Robbins, S. J., Fortezzo, C. M., Skinner, J. A. & Hare, T. M. The digital global geologic map of Mars: Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history. *Planet. Space Sci.* **95**, 11–24 (2014).
41. Quantin-Nataf, C., Craddock, R. A., Dubuffet, F., Lozac'h, L. & Martinot, M. Decline of crater obliteration rates during early martian history. *Icarus* **317**, 427–433 (2019).
42. Stewart, S. T. & Valiant, G. J. Martian subsurface properties and crater formation processes inferred from fresh impact crater geometries. *Meteorit. Planet. Sci.* **41**, 1509–1537 (2006).
43. Spudis, P. D. *The Geology of Multi-Ring Impact Basins*. (Cambridge, UK, Cambridge University Press, 1993).
44. McGill, G. E. Buried topography of Utopia, Mars: persistence of a giant impact depression. *J. Geophys. Res.* **94**, 2753–2759 (1989).
45. Nimmo, F. & Stevenson, D. J. Estimates of Martian crustal thickness from viscous relaxation of topography. *J. Geophys. Res. Planets* **106**, 5085–5098 (2001).
46. Mohit, P. S. & Phillips, R. J. Viscous relaxation on early Mars: a study of ancient impact basins. *Geophys. Res. Lett.* **34**, 1–6 (2007).
47. Carr, M. H. Water on Mars. *Nature* **326**, 30–35 (1987).
48. Tanaka, K. L., Skinner Jr., J. A. & Hare, T. M. Geologic map of the Northern Plains of Mars. *US Geol. Surv.* 80225, <https://pubs.usgs.gov/sim/2005/2888/> (2005).
49. Werner, S. C. *Major Aspects of the Chronostratigraphy and Geologic Evolutionary History of Mars*. (Freien Universitat Berlin, Berlin, Germany, 2005).
50. Werner, S. C. The early Martian evolution—Constraints from basin formation ages. *Icarus* **195**, 45–60 (2008).
51. MacKinnon, D. J. & Tanaka, K. L. The impacted Martian Crust: structure, hydrology, and some geologic implications. *J. Geophys. Res.* **94**, 17359–17370 (1989).
52. Craddock, R. A., Greeley, R. & Christensen, P. R. Evidence for an ancient impact basin in Daedalia Planum, Mars. *J. Geophys. Res.* **95**, 10729–10741 (1990).
53. Evans, A. J. et al. Reexamination of early lunar chronology with grail data: terranes, basins, and impact fluxes. *J. Geophys. Res. Planets* **123**, 1596–1617 (2018).
54. Nimmo, F. A sharper picture of the moon's bombardment history from gravity data. *J. Geophys. Res. Planets* **123**, 2244–2247 (2018).
55. Conrad, J. W., Nimmo, F., Fassett, C. I. & Kamata, S. Lunar impact history constrained by GRAIL-derived basin relaxation measurements. *Icarus* **314**, 50–63 (2018).
56. Kadish, S. J., Head, J. W., Barlow, N. G. & Marchant, D. R. Martian pedestal craters: marginal sublimation pits implicate a climate-related formation mechanism. *Geophys. Res. Lett.* **35**, 1–5 (2008).
57. Kadish, S. J., Barlow, N. G. & Head, J. W. Latitude dependence of Martian pedestal craters: evidence for a sublimation-driven formation mechanism. *J. Geophys. Res. Planets* **114**, 1–25 (2009).
58. Rosenblatt, M. Remarks on some nonparametric estimates of a density function. *Ann. Math. Stat.* **27**, 832–837 (1956).
59. Parzen, E. On estimation of a probability density function and mode. *Ann. Math. Stat.* **33**, 1065–1076 (1962).
60. Scott, D. W. *Multivariate density estimation: theory, practice, and visualization*. (Hoboken, NJ, John Wiley & Sons, 2015).
61. Robbins et al. Revised recommended methods for analyzing crater size-frequency distributions. *Meteorit. Planet. Sci.* **53**(Nr 4), 891–931 (2018).
62. Garvin, J. B., Sakimoto, S. E. H. & Frawley, J. J. Craters on Mars: global geometric properties from gridded MOLA topography. *Sixth Int. Conf. Mars*. 7–9 (Pasadena, CA, 2003).

Acknowledgements

This research has received funding from European Union's Horizon 2020 research and innovation program under the Marie Skłodowska-Curie Actions grant agreement 751164 to L.P. C.M. acknowledges financial support from the IDEXLyon Project of the University of Lyon in the frame of the Programme Investissements d'Avenir (ANR-16-IDEX-0005). The authors also acknowledge insightful discussions with Suzanne Smrekar.

Author contributions

L.P. conceived the study, performed the data analysis, and prepared the early draft of the manuscript. C.Q. supervised the project and participated in early discussions. S.B. provided the original model for impact crater accumulation and modification. C.M. assisted in the gravity data interpretation. C.Q. C.M., and S.B. contributed to science discussions and revision of the manuscript.

Additional information

Supplementary Information accompanies this paper at <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12162-0>.

Competing interests: The authors declare no competing interests.

Reprints and permission information is available online at <http://npg.nature.com/reprintsandpermissions/>

Peer review information *Nature Communications* thanks Boris Ivanov and the other, anonymous, reviewer for their contribution to the peer review of this work. Peer reviewer reports are available.

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons license, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons license, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons license and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this license, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

© The Author(s) 2019

Résumé : Les cratères d'impact sont indispensables dans l'étude des surfaces planétaires. D'une part, les statistiques de leur nombre permet de dater les surfaces planétaires, d'autre part, leurs formes révèlent les processus de surface qu'ils ont connus. Cette thèse propose de coupler les études statistiques et morphologiques afin d'étudier la temporalité et l'importance des processus sédimentaires et/ou volcaniques des surfaces planétaires. L'utilisation systématique de la profondeur des cratères permet l'introduction des distributions en fréquence de taille et de profondeur (SDFD), qui offrent un aperçu des modifications morphologiques d'une population de cratères. Nous avons développé en conséquence des modèles permettant de modéliser l'évolution d'une telle population en prenant en compte les phénomènes d'oblitération. La surface Mars est largement cratérisée, mais les cratères ont, pour la plupart, été fortement modifiés par des processus volcaniques et/ou sédimentaires. À partir des SDFDs, nous avons estimé les taux d'oblitération martiens à une échelle globale. Ces taux sont, au Noachien, de plusieurs milliers de m/Ga, mais décroissent rapidement dès l'Hespérien inférieur et sont proches de 0 à l'Amazonien. L'oblitération sur la province de Tharsis a décliné beaucoup moins rapidement suggérant une persistance du volcanisme à l'Amazonien inférieur. Les plaines du nord à l'Amazonien sont marquées par des taux d'oblitération un ordre de grandeur au-dessus du reste de la planète, qui pourraient indiquer la mise en place continue de la Vastitas Borealis Formation au cours de l'Amazonien moyen. En complément de notre approche à l'échelle globale, nous avons déterminé des taux d'oblitération actuels à partir de cartographies de cratères réalisées à haute résolution spatiale sur des sites d'atterrissage de rovers actuels et futurs. Les sites de *Mawrth Vallis* et d'*Oxia Planum* présentent les taux d'oblitération actuels les plus importants en particulier au niveau de leurs unités géologiques riches en minéraux hydratés.

Mots clés : Mars, cratères d'impact, évolution des paysages

Dynamic of active planetary surfaces: quantification, modeling and inverse method

Abstract: Impact crater are often used in the study of planetary surfaces. On the one hand, statistics on crater number provide the age of the surface, on the other hand, their shapes reflect the surface processes they witnessed. This study combines the statistic and morphology approaches in order to investigate the timing and intensity of sedimentary and volcanic processes of planetary surfaces. The use of crater depth measurements add a dimension to frequency distributions with the introduction of size and depth frequency distribution (SDFD). SDFDs can be interpreted in term of crater obliteration rates thanks to crater chronology models. We also developed models of crater population taking into account obliteration. Mars surface is highly cratered with many craters displaying signs of modifications by volcanic process, sedimentation and erosion. We interpreted SDFDs using a classic crater chronology system, to produce global maps of obliteration at different epochs of Mars. During Noachian, obliteration rates reach several thousands m/Gy, but rapidly decrease during early Hesperian and are close to 0 during Amazonian. Obliteration on the province of Tharsis decreased slower, suggesting a persistence of volcanic activity until early Amazonian. Northern lowlands witness Amazonian obliteration rates one order of magnitude higher than the rest of the planet, which may indicate the continuous formation of Vastitas Borealis during middle Amazonian. In addition to our global approach, we computed recent obliteration rates from mapping of high resolution images on landing sites of rover missions. Mawrth Vallis and Oxia Planum present significant obliteration rates, especially on units containing hydrated minerals.

Keywords: Mars, impact craters, landscape evolution