



HAL
open science

Reconstitution du flux d'impact et des variations paléoclimatiques martiennes par la datation des cratères à éjecta lobés

Anthony Lagain

► **To cite this version:**

Anthony Lagain. Reconstitution du flux d'impact et des variations paléoclimatiques martiennes par la datation des cratères à éjecta lobés. Planétologie. Université Paris Saclay (COMUE), 2017. Français. NNT : 2017SACLS430 . tel-01664059

HAL Id: tel-01664059

<https://theses.hal.science/tel-01664059>

Submitted on 14 Dec 2017

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.

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY,
préparée à l'Université Paris-Sud

ÉCOLE DOCTORALE N°579

SMEMaG | Sciences Mécaniques et Énergétiques, Matériaux et Géosciences

Spécialité de doctorat : Structure et évolution de la Terre et des autres planètes

Par

Anthony Lagain

Reconstitution du flux d'impact et des variations paléoclimatiques
martiennes par la datation des cratères à éjecta lobés

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 17 novembre 2017

Composition du Jury :

| | | |
|------------------|--------------------------------------|-----------------------|
| Cécile Engrand | Directrice de Recherche, CNRS, CSNSM | Présidente du jury |
| Nicolas Mangold | Directeur de Recherche, CNRS, LPG | Rapporteur |
| Mark Wieczorek | Directeur de Recherche, CNRS, OCA | Rapporteur |
| Francis Rocard | Directeur de Recherche, CNRS, CNES | Examineur |
| Ernst Hauber | Chercheur, DLR, Berlin | Examineur |
| David Baratoux | Directeur de Recherche, IRD, GET | Chercheur Invité |
| Sylvain Bouley | Maître de Conférences, UPSUD, GEOPS | Directeur de thèse |
| François Costard | Directeur de Recherche, CNRS, GEOPS | Co-directeur de thèse |

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY,
préparée à l'Université Paris-Sud

ÉCOLE DOCTORALE N°579
SMEMAG Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et
géosciences

Spécialité de doctorat: Structure et évolution de la Terre et des
autres planètes

par

M. Anthony LAGAIN

Reconstitution du flux d'impact
et des variations paléoclimatiques martiennes
par la datation des cratères à éjecta lobés.

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 17 novembre 2017

Composition du jury:

| | | |
|------------------|--------------------------------------|-----------------------|
| Cécile Engrand | Directrice de Recherche, CNRS, CSNSM | Présidente du jury |
| Nicolas Mangold | Directeur de Recherche, CNRS, LPG | Rapporteur |
| Mark Wieczorek | Directeur de Recherche, CNRS, OCA | Rapporteur |
| Francis Rocard | Directeur de Recherche, CNRS, CNES | Examineur |
| Ernst Hauber | Chercheur, DLR | Examineur |
| David Baratoux | Directeur de Recherche, IRD, GET | Chercheur Invité |
| Sylvain Bouley | Maître de Conférence, UPSUD, GEOPS | Directeur de thèse |
| François Costard | Directeur de Recherche, CNRS, GEOPS | Co-directeur de thèse |



Titre : Reconstitution du flux d'impact et des variations paléoclimatiques martiennes par la datation des cratères à éjecta lobés.

Mots clés : Mars, Cratère à éjecta lobés, Datation, Chronologie, Variation d'obliquité, Base de données

Résumé : Le comptage de cratères sur une surface planétaire est à l'heure actuelle le seul moyen de préciser la temporalité des événements ayant marqué l'histoire des corps telluriques. Cette technique nécessite de connaître précisément le taux avec lequel se forme les cratères d'impact, c'est-à-dire le flux d'impact, mais aussi son évolution en fonction du diamètre des cratères, la fonction de production. Ensemble, ces deux variables forment le système de chronologie d'un corps planétaire. Il est relativement bien contraint entre 3,9 et 3,5 milliards d'années avant notre ère et considéré comme constant depuis 3 milliards d'années, une hypothèse remise en cause par des observations lunaires et terrestres. Les cratères d'impact à éjecta lobés sont très nombreux sur Mars. Leur morphologie traduit la présence d'une grande quantité de glace d'eau dans le sous-sol au moment de l'impact. La variation spatio-temporelle de cette couche est très peu contrainte. Celle-ci est principalement influencée par l'obliquité de la planète. Leurs nappes d'éjecta sont continues et constituent donc des surfaces idéales pour dater leur formation. L'objectif de cette thèse est de mieux contraindre la chronologie martienne et la variation de l'extension de la couche de volatiles présente sous la surface de Mars responsable de telles morphologies. Par la datation de la mise en place d'une population de cratères à éjecta lobés situés sur Acidalia Planitia, il a été possible de comparer leur fréquence de formation avec le flux d'impact qui a été utilisé pour les dater. Un important désaccord entre nos données et le modèle à flux constant a pu être observé. Un test d'auto-cohérence entre le flux d'impact mesuré et le flux utilisé pour dater chaque cratère a permis de montrer que le taux d'impact le

plus en accord avec nos données était celui présentant un pic de cratérisation entre 0,5 milliards d'années et la période actuelle. Ce pic est associé à deux collisions dans la ceinture principale d'astéroïdes. Néanmoins, cette méthode inverse est soumise à un problème logique mis en évidence par la simulation d'une population de cratères synthétiques. Il apparaît a posteriori que la variable temporelle de la chronologie martienne doit être la fonction de production des cratères d'une centaine de mètres de diamètre. Ces résultats modifient profondément l'âge des surfaces martiennes qui peuvent être mesurés par comptage de cratères. La datation de l'ensemble des cratères martiens dont les nappes d'éjecta lobés sont très étendues a permis également de mettre en évidence une augmentation de l'âge de ces cratères avec la diminution en latitude. Nous avons interprété ces observations comme étant le résultat de l'évolution récente de l'extension de la couche riche en volatils sous la surface de Mars, en lien avec la variation de l'obliquité de la planète. En effet, une diminution de l'angle d'obliquité de Mars il y a 4 millions d'années a restreint l'extension de la couche de volatils à haute latitude. Le lien étroit entre la localisation de ces cratères et leurs âges a permis de poser certaines conditions quant à l'évolution possible de l'obliquité martienne sur les 80 derniers millions d'années. Enfin, la révision de la base de données de cratères martiens la plus complète à ce jour au moyen d'une interface accessible à tous a permis de créer le premier catalogue de cratères adapté à la datation de surfaces martiennes. Nous avons pour cela mis en place une classification des cratères permettant l'exclusion, lors d'une datation, des cratères de type secondaire, fantôme ainsi que des fausses détections contenus dans la base de donnée originelle.

Title : Reconstitution of the impact rate and martian paleoclimatic variations by layered ejecta craters dating.

Keywords : Mars, Layered ejecta craters, Dating, Chronology, Obliquity variations, Database

Abstract : Counting craters on planetary surfaces is currently the only way to precise the events temporality which have marked the history of terrestrial bodies. This technique requires the precise knowledge of the rate with which impact craters are emplaced over time, the impact flux, but also its evolution in function of crater diameter, the production function. Together, these two variables constitute the chronology system of a planetary body. This system is relatively well constrained between 3,9 and 3,5 billion years before present and considered to be constant since 3 billion years, a hypothesis challenged by earthly and lunar observations. Layered ejecta craters are numerous on Mars. Their morphology is related to the presence of ice-rich material in the subsurface at the moment of the impact. The spatial and temporal evolution of this layer is poorly constrained. This one is primarily influenced by the obliquity of Mars. Their ejecta blankets are continuous and therefore constitute ideal surfaces to date the impact itself. The purpose of this thesis is to better constraint the Martian chronology and to better understand the variation of volatiles layer extent present under the surface of Mars. By the dating of the formation of a layered ejecta crater population located on Acidalia Planitia, it has been possible to compare the emplacement frequency of these structures with the impact flux that has been used to date them. An important mismatch between our data and the constant flux has been noted. An auto-consistency test between the measured impact rate and the rate used to date each crater has

shown that the most consistent flux with our data is a cratering spike between 0,5 billion years and the actual period. This spike is associated to two main asteroid break-ups in the main asteroid belt. Nevertheless, this inverse method is challenged by a logical problem highlighted by the simulation of a synthetic population of craters. It appears a posteriori that the temporal fluctuation of the Martian chronology come from the production function of impact craters of hundred meters of diameter. These results modify considerably the age of the Martian surface that we can measure by counting craters. The dating of all craters which exhibits a high extent of their ejecta blankets has also allowed to highlight an increasing of their age with the decreasing of the latitude. We have interpreted this observation by the result of the late evolution of the volatiles layer extent under the surface of Mars, linked to the shift of the obliquity. A decreasing of the Martian obliquity angle there was 4 million years ago has restricted the volatiles layer extent to high latitude. The close link between the location of these craters and their ages has allowed us to set some conditions of possible evolution of the Martian obliquity during the last 80 Myrs. Finally, the correction of the most complete Martian crater database thanks to a web interface accessible to everyone has allowed to create the first crater catalogue adapted to the martian surface dating. We have developed a crater classification allowing the exclusion, during a surface dating, of secondary craters, ghosts craters as well as false detections contained in the original database.





Cette thèse a été préparée au laboratoire de Géosciences de l'Université Paris Sud (GEOPS), unité mixte de recherche (UMR) numéro 8148, et au sein de l'école doctorale SMEMAG (Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences). Ce projet a été soutenu par l'attribution d'une bourse de recherche doctorale Région Ile-de-France, allouée par le Domaine d'Intérêt Majeur pour l'Astrophysique et les Conditions d'Apparition de la Vie (DIMACAV).



ADRESSE DU LABORATOIRE :
GEOPS Géosciences Paris Sud

Université Paris Sud, bâtiment 509

Rue du Belvédère

91405 Orsay

SITES INTERNET :

<http://geops.geol.u-psud.fr>

<http://planeto.geol.u-psud.fr/spip.php?rubrique53&lang=>

<https://dimacav.obspm.fr/>

<https://www.iledefrance.fr/>

INFORMATIONS SUR CE DOCUMENT :

Ce document a été produit sous le logiciel libre LyX. La version numérique contient des liens hypertexte internes permettant de faciliter la navigation, ainsi que des liens externes. La fin du document est composée de deux tables référençant les principaux symboles mathématiques et les acronymes utilisés tout au long du manuscrit. De nombreuses provinces martiennes sont également évoquées. Afin d'aider le lecteur à la localisation de ces régions, une carte toponymique de Mars est présente en Annexe C.

L'image en première de couverture est une portion de l'image intitulée « Hephaestus Fossae perspective view » acquise par la caméra HRSC le 5 juin 2009 (crédit : ESA/DLR/FU Berlin, G. Neukum). Cette image illustre un réseau de vallées ramifiées traduisant l'écoulement d'eau à la surface de Mars. Ce réseau est recoupée par un cratère à éjecta lobés d'une vingtaine de kilomètres de diamètre, dont la formation est postérieure à celle de ces structures fluviales. La morphologie de ces éjecta révèle la présence d'eau sous la surface de Mars au moment de l'impact. La formation de ces deux structures l'une après l'autre traduit le refroidissement global et la perte d'atmosphère qu'a subi la planète Mars à un moment de son histoire.

La science est un moyen de lutter contre la violence, laquelle n'est pas la fille de la pauvreté mais de l'inculture.

André Brahic

Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu mes deux directeurs de thèse, Sylvain Bouley et François Costard, qui ont eu l'idée, il y a bientôt quatre ans, de proposer un sujet de stage de M2 qui a débouché sur cette thèse passionnante. La confiance que vous avez eu à mon égard, votre enthousiasme et votre humanité sont pour moi un exemple. Vos encouragements dans les moments difficiles, particulièrement lorsque je ne voyais que des cratères autour de moi et quand le comptage devenait une vraie torture a été indispensable tout au long de cette thèse.

Je remercie Sylvain de m'avoir permis de réaliser ce qui aura sans doute été le voyage de ma vie, en Mongolie. Deux mois à me perdre dans les steppes mongoles et à boire de l'aïrag m'ont permis de tester les limites de mon estomac mais aussi d'apprendre et de grandir. Merci de m'avoir donné la liberté de pouvoir entreprendre tous les projets que j'avais en tête, en parallèle de ma thèse, et de m'avoir permis de transmettre ma passion pour l'astronomie. Merci François d'avoir été à l'écoute des pistes de recherche que je pouvais lancer et de dédramatiser le moindre de mes problèmes de doctorant avec tes blagues et ta bonne humeur. Vous avez tous les deux été très complémentaires durant ces trois ans, tant sur le plan professionnel que sur le plan humain, et cette thèse ne serait pas ce qu'elle est sans vous.

Je remercie également David Baratoux, tu as été d'une grande aide tout au long de ces trois années. Merci pour ta réactivité quand je t'envoyais des mails désespérés à 2 heures du matin parce que mon code n'avait pas envie de tourner ! Merci pour l'investissement, la pédagogie et l'enthousiasme que tu as et que tu continues d'insuffler dans tous mes travaux. J'espère pouvoir transmettre ma passion avec autant d'engouement que vous m'avez transmis tous les trois la vôtre.

Je souhaite également exprimer ma reconnaissance à l'ensemble des membres de mon jury : Nicolas Mangold, Mark Wiczorek, Cécile Engrand, Ernst Hauber et Francis Rocard pour leur lecture approfondie du manuscrit et tout particulièrement pour le débat, aussi long que passionnant, que nous avons eu lors de la soutenance. Il a réellement permis d'enrichir ce manuscrit mais également de mettre en lumière les nombreuses pistes de recherche qui découlent de cette thèse.

Parce que ceux qui encadrent sont aussi importants que ceux qui entourent, merci à toute l'équipe de géomorpho planétaire de GEOPS, c'est sans doute grâce à la bonne ambiance qui règne dans cette équipe que le bâtiment 509 ne s'écroule pas ! Merci à Antoine, je serai toujours dispo pour être ton décorateur d'intérieur, après ton bureau, je peux aussi refaire ton appart' ! Merci à Julien, Fred et tous les footeux pour ces parties mémorables qui m'ont fait décompresser quand j'en avais vraiment besoin. Merci à Laure et Hélène pour votre bonne humeur et tous les moments de décompression partagés. Merci à Chiara et Omar d'avoir été aussi disponibles et efficaces pour la réalisation de cette base de données, grâce à vous, plus de 50 personnes ont pu se tuer les yeux à cliquer sur des cratères pendant des heures, bravo !

L'ambiance de l'équipe ne serait pas la même sans les thésards. Merci à Jennifer de m'avoir tant appris durant mon stage de M1 et bonne chance pour la suite. François 2e du nom, ton franc parler raisonnera encore longtemps dans les murs fissurés de la salle des thésards ! France 3, même galère, même combat, j'espère que tu me passeras quelques tuyaux pour me sortir la tête des couches. Poupoule, merci d'avoir été là dans les moments de galère, de doute, ta tête a toujours été là où il fallait pour réceptionner (avec aisance et grâce) les projectiles qui fusaient dans la salle ! Jinjin, merci pour toutes ces bonnes pâtisseries chinoises.

Viens maintenant le tour des thésards du bas, les autres comme on les appelle en haut. Inès, la toulousaine, livrée avec ou sans accent, bon courage pour les deux années qui te restent, parce que tu le vaux bien ! Merci aussi à Alina et Axel pour tous ces bons moments et bienvenue à Élodie ! Merci également aux stagiaires qui m'ont supporté comme encadrant, je pense en particulier à Anthony, Nicolas, Marine, Bastien et Maël.

Merci également aux personnes qui ont facilité mon intégration au sein du département géosciences durant ma mission d'enseignement. Je pense tout particulièrement à Sophie, Laure, Xavier et Giuseppe. Je tiens aussi à remercier le personnel administratif du laboratoire, notamment Georgette et Chantal pour leur professionnalisme et leur gentillesse lorsqu'il s'agissait de me sauver des méandres du remboursement de mes missions. Sans elles l'administration de la fac ressemblerait à la maison des fous dans « Les 12 travaux d'Astérix » !

Je tiens également à remercier les planétos qui sévissent aux quatre coins de la France et d'ailleurs pour tous les bons moments que l'on a pu partager depuis le M2 : Batiste, Lucile, Anne, Laura, Marietta, Jason, Zuri, Kevin, mais aussi Killian et Damien. Sans vous et les week-ends que l'on a pu s'organiser, la thèse aurait été bien différente ! Et parce que C'EST NOOOTRE PROJET!!! que de crapahuter dans les montagnes, vivement la prochaine rando où l'on souffrira pour autre chose que la thèse !

J'ai également une pensée pour mon groupe d'amis Renaud, Laurent, Xavier, Kévin, Quentin et tous les autres pour leur soutien sans failles et la curiosité qu'ils ont eu à l'égard de mon travail.

Merci aussi à l'AFA, à Nicolas et à tous les animateurs avec qui je prends toujours autant de plaisir à faire de l'animation astro. Que ce soit en haut de la tour Montparnasse ou dans je ne sais quel parc parisien, qu'il fasse beau ou non, ces moments sont toujours de grands moments avec une équipe comme la nôtre.

Merci à Carte Noire, Lavazza, Grand-Mère, Nescafé, Maison du Café, Malongo, Segafredo et tous les autres pour leur soutien indéfectible et leur efficacité à me tenir éveillé durant ces trois années, années qui d'ailleurs sont passer bien trop vite.

Je tiens également à remercier du fond du coeur mes parents Marie-Laure et Pascal, ainsi que ma sœur Mélanie. Vous m'avez laissé penser que la passion d'un gosse de huit ans pouvait se transformer en un métier. Jusqu'à présent, vous ne vous êtes pas trompés ! Merci pour l'énergie, le soutien et l'intérêt que vous m'avez porté durant toutes ces années. Merci d'avoir cru, et de croire toujours en moi !

Enfin, mon dernier remerciement revient tout naturellement à celle qui partage ma vie depuis maintenant sept ans, Camille, toi qui me soutient (supporte) au quotidien, toi qui a toujours cru en moi. Merci de m'avoir donné la force d'entreprendre et de réaliser tous ces projets et surtout de me faire le plus beau des cadeaux : Théo.

Table des matières

| | |
|---|----------|
| Résumé-Abstract | iv |
| Adresse du laboratoire GEOPS | vii |
| Remerciements | xi |
| Table des matières | xv |
| Introduction générale | 1 |
| 1 Les cratères d'impact, fenêtres sur l'histoire du Système Solaire | 5 |
| 1.1 La cratérisation : un chronomètre géologique | 5 |
| 1.1.1 Généralités | 5 |
| 1.1.2 Historique | 7 |
| 1.1.2.1 Les prémices de la datation par comptage de cratères | 7 |
| 1.1.2.2 Après Apollo, les premiers modèles de datation lunaires | 12 |
| 1.1.2.3 Calcul des isochrones lunaires | 15 |
| 1.1.2.4 Adaptation du modèle aux autres corps planétaires, l'exemple de la chronologie martienne | 17 |
| 1.1.3 Incertitudes de la datation par comptage de cratères | 23 |
| 1.1.3.1 Un flux d'impact lunaire récent mal contraint | 23 |

| | | |
|---------|--|----|
| 1.1.3.2 | Une cratérisation lunaire hétérogène | 24 |
| 1.1.3.3 | La cratérisation secondaire | 28 |
| 1.1.3.4 | La variation de l'excentricité des corps impactés | 30 |
| 1.1.3.5 | L'influence des propriétés géologiques des surfaces impactées | 31 |
| 1.1.4 | Évolution du flux d'impact dans le Système Solaire interne | 33 |
| 1.1.5 | Conclusion | 36 |
| 1.2 | Morphologie des cratères et de leurs éjecta | 37 |
| 1.2.1 | Origine et morphologie des cratères | 37 |
| 1.2.1.1 | Dynamique lors de l'impact | 37 |
| 1.2.1.2 | Morphologie et morphométrie des cratères | 39 |
| 1.2.2 | Mise en place et morphologie des éjecta | 41 |
| 1.2.2.1 | Dynamique des éjecta | 41 |
| 1.2.2.2 | Diversité et classification de la morphologie des éjecta sur Mars | 42 |
| 1.2.3 | Modèle de mise en place des éjecta lobés | 46 |
| 1.2.3.1 | Le modèle des vortex atmosphériques | 47 |
| 1.2.3.2 | Le modèle de la couche riche en matériaux volatils | 48 |
| 1.2.3.3 | Le modèle intermédiaire | 49 |
| 1.2.3.4 | Le modèle du découplage de la source des deux nappes lors de l'impact | 49 |
| 1.2.3.5 | Le modèle du substrat glaciaire | 50 |
| 1.2.3.6 | Le modèle de déstabilisation du rempart du cratère | 51 |
| 1.2.4 | Confrontation des modèles de mise en place des cratères à éjecta lobés et plus spécifiquement des DLERS | 51 |

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1.2.5 | Les bases de données de cratères martiens | 52 |
| 1.2.6 | Conclusion | 55 |
| 1.3 | Bilan et objectifs | 56 |
| 2 | Données et méthodologie développée pour l'étude des cratères à éjecta lobés mar- | |
| | tiens | 59 |
| 2.1 | Les données | 61 |
| 2.1.1 | Les images de la caméra CTX | 61 |
| 2.1.2 | Les données d'imagerie thermique THEMIS | 61 |
| 2.1.3 | Complémentarité et applications des données THEMIS et CTX | 62 |
| 2.2 | Outils pour la datation des surfaces planétaires | 63 |
| 2.2.1 | Extraction des populations de cratères sur une surface, l'outil CraterTools | 64 |
| 2.2.2 | Exclusion des régions à cratérisation hétérogène | 65 |
| 2.2.3 | Détermination de l'âge des terrains | 69 |
| 2.3 | Datation d'un cratère d'impact martien | 71 |
| 2.3.1 | Étude morphologique et comptage de cratères | 72 |
| 2.3.2 | Variabilité de la densité de cratérisation | 74 |
| 2.3.3 | Âge du cratère Arandas | 80 |
| 2.4 | Validation de la méthode de datation des cratères | 82 |
| 2.4.1 | Les cratères doubles à éjecta lobés | 82 |
| 2.4.2 | Datation d'un cratère double à éjecta lobés | 83 |
| 2.4.3 | Résultats des datations et interprétations | 85 |
| 2.5 | Conclusions et synthèse de la méthode de datation | 87 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 3 | La variation du flux d'impact martien | 91 |
| 3.1 | Objectifs | 91 |
| 3.2 | Méthodes | 93 |
| 3.2.1 | Sélection de la zone d'étude et datations | 93 |
| 3.2.2 | Control clock vs Model clock et premières observations | 100 |
| 3.2.3 | Les scénarios testés | 106 |
| 3.3 | Résultats des différents scénarios | 107 |
| 3.3.1 | La variation linéaire | 107 |
| 3.3.2 | La variation non linéaire, polynomiale | 108 |
| 3.3.3 | La variation par pic de cratérisation | 110 |
| 3.4 | Comparaison avec les études antérieures | 113 |
| 3.5 | Discussion sur la signification du désaccord entre model clock et control clock . | 115 |
| 3.6 | Implications pour l'histoire géologique de Mars | 122 |
| 3.7 | Conclusions et perspectives | 124 |
| | | |
| 4 | Datation des LARLE et variations paléoclimatiques | 127 |
| 4.1 | Objectifs | 127 |
| 4.2 | Les cratères LARLE, morphologie et localisation | 128 |
| 4.3 | Datation de la formation des cratères LARLE | 131 |
| 4.3.1 | Degrés de confiance des datations | 131 |
| 4.3.2 | Âge de formation des LARLE | 134 |
| 4.4 | Distribution latitudinale des âges des cratères | 136 |
| 4.5 | Relations entre l'âge et l'obliquité martienne | 139 |
| 4.6 | Implications et discussion | 144 |
| 4.7 | Conclusions et perspectives | 148 |

| | | |
|----------|---|------------|
| 5 | La base de données de cratères martiens, un outil indispensable à la compréhension de l'histoire de la planète rouge | 151 |
| 5.1 | Objectifs | 151 |
| 5.2 | Classification des cratères | 153 |
| 5.3 | Protocole de correction de la base de données | 157 |
| 5.3.1 | Interface de la correction | 157 |
| 5.3.2 | Découpage et distribution de la base de données | 162 |
| 5.4 | Résultats de la correction | 165 |
| 5.4.1 | Objectivité de la correction | 165 |
| 5.4.2 | Résultats généraux | 168 |
| 5.4.3 | Âges des surfaces martiennes issus de la base de données | 178 |
| 5.4.3.1 | Âges des surfaces à l'échelle globale | 178 |
| 5.4.3.2 | Adaptation de la base de données aux outils de datation | 186 |
| 5.5 | Distribution de la base de données et perspectives | 188 |
| 6 | Synthèse, discussion et perspectives | 191 |
| 6.1 | La densité de cratérisation des cratères superposés aux nappes d'éjecta lobés | 192 |
| 6.2 | La variation du flux d'impact martien | 194 |
| 6.3 | La datation des LARLE et la variation de l'obliquité martienne | 197 |
| 6.4 | La nouvelle base de données de cratères martiens | 201 |
| 6.5 | Bilan | 207 |
| | Conclusion générale | 211 |
| | Bibliographie | 215 |

| | |
|--|------------|
| Annexes | 239 |
| Annexes relatives à l'étude de la variation du flux d'impact martien | 240 |
| Annexes relatives à l'étude de la variation de l'obliquité de Mars | 295 |
| Annexes relatives à la révision de la base de données de cratères martiens | 299 |
| Liste des principaux symboles mathématiques | 303 |
| Liste des acronymes | 307 |
| Table des figures | 311 |
| Liste des publications et communications | 329 |

Introduction générale

« Le point initial de tout volcan, est un jet liquide qui se fait jour de bas en haut, à travers l'écorce extérieure, et qui, en arrivant au dehors, forme un petit cône. Si la force éruptive est violente, elle lance les matériaux qu'elle rencontre à une grande hauteur, et les disperse tout autour d'elle, en formant un cratère circulaire. La continuité de cette action élargira la cavité primitive, et amènera peu à peu l'élévation d'un rempart plus ou moins vaste tout autour de la bouche volcanique. Aussi longtemps que chaque éruption sera plus violente que celle qui l'a précédée, l'excavation grandira et le rempart annulaire s'étendra davantage. Mais lorsque cette violence aura cessé et que des éruptions postérieures plus faibles et plus calmes succéderont aux premières, les matériaux élançés retomberont sur la bouche volcanique elle-même et formeront un cône central plus ou moins élevé. » C'est par ces mots qu'en 1874 James Nasmyth explique la formation des cratères lunaires dans son livre intitulé « The Moon considered as a planet, a world, and a satellite ».

Près de cent ans plus tard, l'origine volcanique des cratères d'impact est totalement rejetée au profit de l'origine météoritique. La confirmation de la nature des cratères lunaires a dès lors permis de développer nos connaissances sur la formation et l'évolution du Système Solaire, la composition des surfaces et des intérieurs planétaires mais aussi leur âge. Ces objets géologiques apparaissent comme de formidables outils pour mieux comprendre comment les corps planétaires ont évolué depuis leur formation mais aussi pour cibler les régions de grand intérêt dans le cadre de leur exploration par des missions spatiales.

La couronne d'éjecta entourant ces cratères d'impact constitue une surface de grand intérêt scientifique car leur morphologie dépend de la nature du terrain impacté. Les cratères à éjecta lobés, présents dans une grande proportion sur la planète Mars, en sont le parfait exemple. En effet, leur morphologie constitue l'une des preuves de l'existence de matériaux volatils, comme la glace d'eau, sous la surface de Mars. La datation de leur mise en place par la méthode du comptage de cratères est donc susceptible de nous informer sur l'évolution spatio-temporelle de cette couche, encore mal contrainte aujourd'hui. Ces informations sont d'une grande importance dans le cadre des missions spatiales futures telles qu'ExoMars ou Mars 2020 qui visent

notamment à détecter des traces éventuelles d'une forme de vie conservée sous la surface de Mars.

Néanmoins la datation des surfaces planétaires est remise en question par la méconnaissance du flux d'impact sur les 3 derniers milliards d'années de l'histoire du Système Solaire. Ce flux conditionne les âges qui peuvent être déduits du comptage de cratères sur une surface. Dans ce contexte, la datation de la mise en place des cratères à éjecta lobés martiens peut nous permettre d'apporter des précisions quant à l'évolution du taux de cratérisation. La méthode du comptage de cratères est indispensable pour connaître la période de formation des structures géologiques et la durée des événements ayant façonné la surface des corps planétaires. Cependant, cette méthode nécessite la mesure précise du diamètre d'un grand nombre de cratères afin de déduire un âge. Cette approche rend donc ces mesures longues et fastidieuses. La nécessité de disposer d'une base de données référençant les cratères présents sur une unité apparaît donc indispensable afin de réduire le temps de mesure.

Cette thèse propose d'établir une méthode de détermination précise de l'âge de formation des cratères à éjecta lobés au moyen de différents jeux de données d'imagerie et d'outils permettant d'analyser la distribution spatiale des cratères présents sur leur nappe d'éjecta (voir chapitre 2). Appliquée à une large population de ce type de cratères, cette méthode permettra dans un premier temps de mieux contraindre le flux d'impact et les méthodes de datation des surfaces planétaires (voir chapitre 3). Nous verrons dans un second temps que la méthodologie développée au cours de cette thèse est particulièrement prometteuse pour comprendre comment la couche riche en matériaux volatils présente sous la surface de Mars a pu évoluer et comment l'obliquité de la planète a contraint son extension (voir chapitre 4). Enfin, nous aborderons la réalisation d'une base de données référençant la morphologie des cratères de plus d'1 km de diamètre présents sur toute la surface de Mars (voir chapitre 5). Cette base de données adaptée à la datation des surfaces constituera le point de départ d'études futures visant à mieux contraindre l'histoire géologique de Mars.

La cratérisation des corps telluriques du Système Solaire a laissé de nombreux indices permettant de mieux comprendre nos origines, laissons nous guider !

Les cratères d'impact, fenêtres sur l'histoire du Système Solaire

1.1 La cratérisation : un chronomètre géologique

1.1.1 Généralités

De la nébuleuse protoplanétaire à l'obtention de corps planétaires sphériques en passant par les phases accrétionnelles du Système Solaire, tous les objets ont vu leur surface modifiée par les impacts. Qu'ils soient de taille sub-millimétrique à pluri-kilométrique, les impacteurs ont tous joué - et jouent encore - un rôle prépondérant dans l'évolution du Système Solaire. Très nombreux entre 4 et 3,8 milliards d'années, cet intervalle de temps définit le grand bombardement tardif responsable d'une grande majorité de cratères à la surface des corps telluriques (*Gomes et al.*, 2005). Puis, leur nombre s'est vu brutalement décroître à partir de la fin de cet évènement. Des réservoirs d'astéroïdes existent encore actuellement et sont la principale source des impacteurs continuant de consteller de cratères les surfaces planétaires depuis la fin du bombardement tardif jusqu'à aujourd'hui. Le plus important d'entre-eux est la grande ceinture d'astéroïdes située entre Mars et Jupiter dont le centre de masse est situé à 2,8 unités astronomiques (UA) (*McBride and Hughes*, 1990).

Des déstabilisations gravitationnelles dues à l'influence de la planète géante située à proximité et aux chocs entre astéroïdes appartenant à cette ceinture provoquent parfois l'éjection de matériel vers le Système Solaire interne. Ces débris rentrent en collision avec les planètes et les satellites que leur trajectoire rencontre formant ainsi les cratères que nous contemplons depuis des siècles (*Bottke et al.*, 2000; *O'Brien and Greenberg*, 2005). Cependant, l'origine météoritique des cratères ne fut démontrée et admise que dans les années 60 grâce à Eugène Shoemaker (*Shoemaker and Hackman*, 1962; *Shoemaker et al.*, 1962) et les lois physiques régissant la dynamique de mise en place des cratères ne furent véritablement levées que dans les années 80, notamment par H. Jay Melosh (*Melosh*, 1984, 1989).

Sur Terre, les cratères d'impact sont relativement peu nombreux. On en compte à l'heure actuelle 190 avec des diamètres allant de quelques mètres à 300km pour le plus imposant, Vredefort situé en Afrique du Sud. Même si de nombreux cratères restent à découvrir, et en particulier sous les océans, leur localisation n'est pas aléatoire comme en atteste la carte de répartition des cratères d'impact terrestre (figure 1.1). La densité de cratères sur Terre est très hétérogène. En effet, ceux-ci sont très nombreux sur les terrains arides, désertiques et vieux comme le bouclier scandinave ou encore l'Australie. On en dénombre beaucoup moins dans les zones recouvertes de végétation ou de glace et sur les régions présentant des terrains récents comme l'Afrique subsaharienne ou la forêt amazonienne.

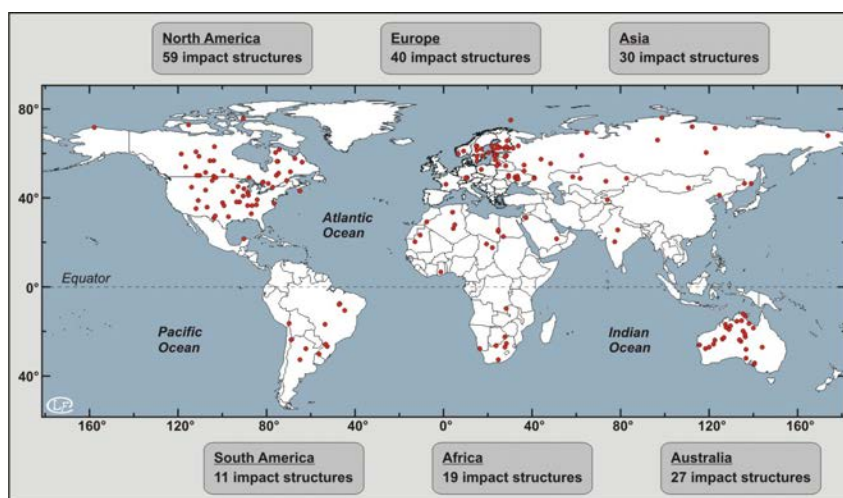


FIGURE 1.1 – Carte de répartition des cratères d'impact terrestre. On notera l'importante disparité du nombre de cratères découverts entre les terrains désertiques et âgés (Amérique du Nord, bouclier scandinave, Australie, Sahara, Patagonie...) et les régions d'âge plus récent recouvertes de forêts ou de glace (Sibérie, Afrique subsaharienne, forêt amazonienne, Groenland...).

Cette observation est à mettre en relation avec l'âge d'exhumation des roches terrestres. En effet, sur Terre, la tectonique des plaques resurface presque intégralement la planète à chaque cycle de Wilson (environ tout les 250 millions d'années). Couplé aux conditions érosives que présentent des régions comme les forêts ou les continents glacés, la Terre ne conserve pas la mémoire du bombardement météoritique qu'elle subit depuis sa formation. Cela veut donc dire que l'âge de mise en place des roches, sur Terre comme sur tout autre corps solide, est fonction du nombre de cratères présents sur une surface. Cette correspondance entre densité de cratérisation et âge des terrains a donné lieu à d'innombrables études depuis le début des années 70 qui voient ici un moyen de dater les surfaces planétaires. De cette découverte jusqu'aux modèles de datation et ses subtilités, ce chapitre présente un état des connaissances et les limites de la méthode de datation par comptage de cratères.

1.1.2 Historique

1.1.2.1 Les prémices de la datation par comptage de cratères

Alors même que l'origine des cratères lunaires n'était toujours pas résolue et lorsque certains avançaient l'hypothèse d'une origine volcanique, Young étudie en 1940 la distribution en taille et la fréquence de 1300 cratères sur la Lune (*Young*, 1940). En 1961, Fielder examine cette distribution (*Fielder*, 1961) et, tout comme Young, conclut à une corrélation entre la taille et la fréquence des cratères selon une loi de puissance. Cette corrélation sera dès lors employée très largement dans la littérature et appelée "crater size-frequency distribution" ou CSFD. Les auteurs réfutent ainsi l'origine volcanique des cratères d'impact, incompatible avec leurs observations et privilégient le bombardement météoritique sur les surfaces planétaires pour expliquer la formation des cratères lunaires. *Shoemaker and Hackman* (1962), *Shoemaker et al.* (1962) puis *Baldwin* (1963) reconnaissent et assoient cette théorie qui fait aujourd'hui l'unanimité. Ils utilisent la CSFD pour dater de manière relative certaines régions lunaires en se basant sur la densité de cratérisation que présentent ces terrains. En effet, plus une surface est ancienne et plus elle a été exposée au bombardement météoritique. Elle sera donc plus cratérisée qu'une surface récente (voir figure 1.2).

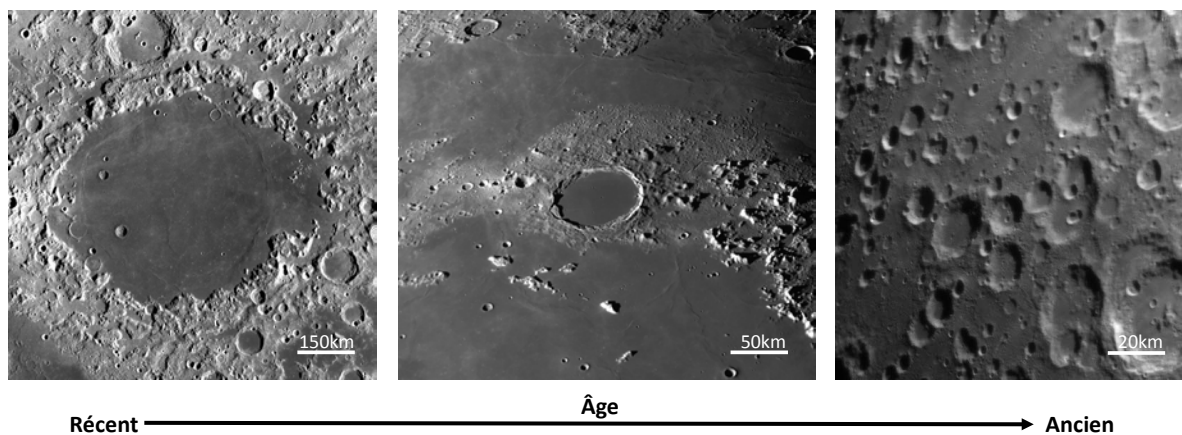


FIGURE 1.2 – Augmentation de la densité de cratères avec l'âge de la surface sur la Lune. Plus une surface est ancienne et plus elle a été exposée au bombardement météoritique.

William Hartmann présente dans sa toute première étude (*Hartmann, 1964*), une correspondance évidente entre la SFD des astéroïdes et celle des cratères. Il confirme ainsi de manière définitive l'origine collisionnelle des cratères d'impact. Avant 1964, toutes les études portant sur la CSFD ne se basaient que sur une portion de la gamme de diamètre de cratères existants sur la Lune. En effet, en l'absence de sonde en orbite lunaire, les observations se faisaient depuis la Terre et seuls les cratères de plus de 4 km de diamètre étaient étudiés.

Lors du crash contrôlé de la sonde américaine Ranger 7 en 1964, les photos prises permirent aux études sur la CSFD qui suivirent d'augmenter la gamme de diamètre étudiée et de préciser la pente de la CSFD en deçà de 4 km. Ainsi, si la pente de la branche 12-20 km établie par *Shoemaker et al. (1962)* et précisée par *Hartmann (1964)* est relativement importante. La pente de la branche de la CSFD où le diamètre est inférieur à 2 km est nettement plus raide (*Shoemaker, 1965, 1968*) comme le montre la figure 1.4 représentant la première estimation de la fonction de production de cratères lunaires (*Hartmann, 1965b*). Cette observation est interprétée comme étant le résultat d'une part de la production de débris par collision entre astéroïdes générant une multitude de petits impacts et d'autre part de la cratérisation secondaire (*Shoemaker, 1968*) (voir section 1.1.3.3). Dès le premier survol de Mars par la sonde américaine Mariner 4 en 1964, *Öpik* étudie la CSFD martienne pour des cratères d'une dizaine de kilomètres de diamètre (*Öpik, 1964, 1965*). Il note une pente bien inférieure à celle de la Lune pour cette gamme de diamètres et conclut à un effet d'oblitération des cratères à la surface de Mars par des rem-

plissages de dépôts éoliens. Par ces travaux, Öpik est le premier à utiliser la CSFD dans le but de comprendre les processus de surface des corps planétaires. *Sharp* (1968) reprendra ces travaux quelques années plus tard et comparera la CSFD lunaire et martienne. Il confirme ainsi les conclusions d'Öpik sur la modification et l'oblitération des petits cratères d'impact martiens ($D < 10\text{km}$) par les processus de surface (voir figure 1.3).

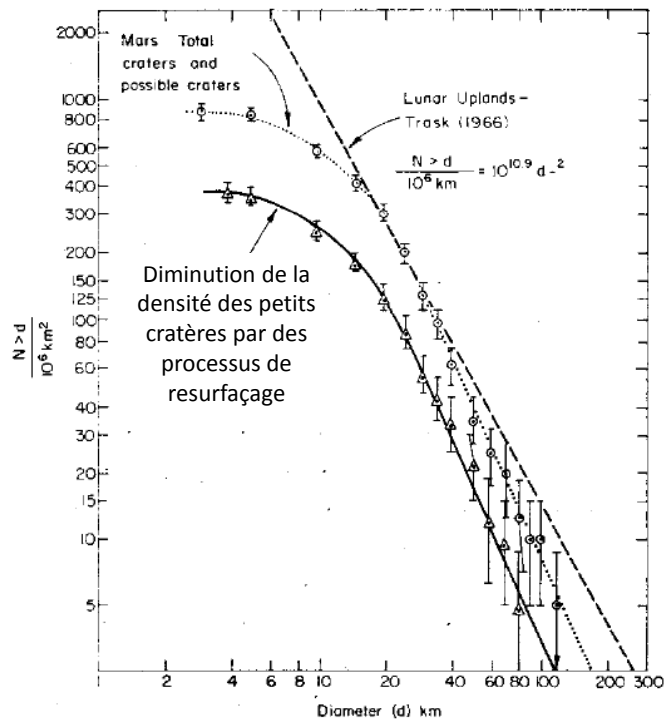


FIGURE 1.3 – Nombre de cratères supérieurs à D diamètre par unité de surface en fonction du diamètre des cratères. *Sharp* (1968) démontre par cette figure la dégradation des cratères d'impact martiens plus petits que 20 km de diamètre. La distribution des cratères des continents lunaires est comparée à celle existant sur Mars. On observe une diminution significative du nombre de petits cratères sur la planète rouge traduisant ainsi des processus de resurfaçage intenses sur Mars.

Jusqu'au début des années 70, l'âge des surfaces planétaires, et en particulier des mers lunaires avaient pu être estimé à partir de la fréquence de formation des très grands cratères terrestres. La plupart furent datée par des méthodes isotopiques et un flux d'impact des bolides pluri-kilométriques a pu en être déduit. Ainsi, *Hartmann* (1965a) estime à 3,6 milliards d'années l'âge des bassins lunaires. À partir de l'étude de la CSFD lunaire, deux fonctions de production empiriques de cratères d'impact ont été établies : la fonction de production d'Hartmann et la fonction de production de Neukum.

— La fonction de production d'Hartmann. À partir des âges des roches lunaires et des mesures de densité sur les mers lunaires, *Hartmann* (1972) présente sa fonction de production reliant la densité des cratères sur une surface lunaire (n) à leur diamètre (D). Les régions sur lesquelles les mesures de densité ont été réalisées ont été sélectionnées de manière à réduire d'éventuels biais de mesure : ces régions sont pratiquement dépourvues de reliefs, les unités géologiques sont relativement bien définies et elles présentent une large gamme de diamètre de cratères (*Werner*, 2005). Cette fonction se décompose en trois branches dont chacune dépend de la densité de cratérisation pour une gamme de diamètre de cratères donnée (voir figure 1.4). Il s'agit donc d'une loi incrémentale où chaque partie de la courbe est associée à une loi de puissance. La première branche dite "raide" s'applique aux cratères dont le diamètre est inférieur à 1,41 km. Cette partie de la fonction de production, dont la pente est égale à -3,82, fut interprétée comme étant le résultat de la cratérisation secondaire (*Shoemaker*, 1965) (voir section 1.1.3.3). Cependant, *Hartmann* (1969) et *Neukum and Ivanov* (1994) observent cette caractéristique de la CSFD sur des petits corps de la ceinture principale dont la gravité ne permet pas de retenir suffisamment de débris après un impact pour former des cratères secondaires. L'équation 1.1 décrit la branche raide de la fonction de production (*Hartmann and Gaskell*, 1997) où n représente la densité de cratères sur une surface (voir Annexe 6.5) :

$$\log(n) = -2,312 - 3,82 \times \log(D) \text{ pour } D < 1,41 \text{ km} \quad (1.1)$$

La partie dite "douce" de la fonction de production correspond aux diamètres de cratères compris entre 1,41 km et 64 km et est décrite par l'équation 1.2 :

$$\log(n) = -2,92 - 1,8 \times \log(D) \text{ pour } 1,41 \text{ km} < D < 64 \text{ km} \quad (1.2)$$

Enfin, la branche "tournée vers le bas" est décrite par l'équation 1.3 :

$$\log(n) = -2,198 - 2,2 \times \log(D) \text{ pour } D > 64 \text{ km} \quad (1.3)$$

Cette fonction de production fut définie pour des cratères dont le diamètre est au minimum de 11 m.

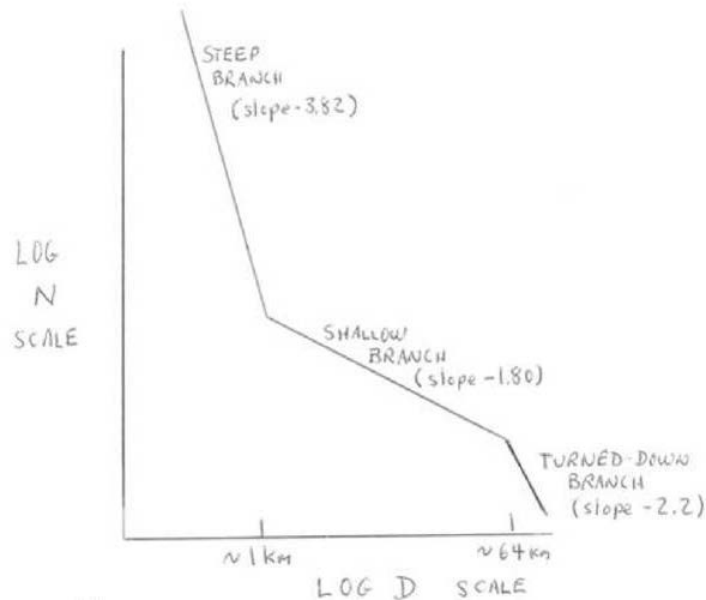


FIGURE 1.4 – Première estimation de la fonction de production de cratères lunaires d’après *Hartmann* (1965b). Densité de cratères en fonction de la gamme de diamètre.

- La fonction de production de Neukum. La fonction de production de Neukum est cumulative, c’est-à-dire qu’elle décrit le nombre cumulé de cratères dont le diamètre est supérieur à D par unité de surface (nb/km²). Celle-ci est représentée par un polynôme du 11e degré et fut établie, tout comme celle d’Hartmann, par des mesures de densité de cratères sur les mers lunaires et les sites d’atterrissage des missions Apollo et Luna. Cette fonction de production est utilisable pour des gammes de diamètre allant de 10 m à 300 km et est décrite par l’équation 1.4 :

$$\log(n \geq D) = \sum_{j=0}^{11} a_j x [\log(D)]^j \quad (1.4)$$

L’étude du flux d’impact et de la datation des surfaces planétaires pris un tournant au début des années 70 grâce au programme Apollo et ses nombreux retours d’échantillons lunaires. L’apport des ces missions dans la méthode de datation et de l’étude de la CSFD sera détaillée dans la prochaine section.

1.1.2.2 Après Apollo, les premiers modèles de datation lunaires

Avant les premiers retours d'échantillons lunaires par les missions Apollo, les âges des formations lunaires n'étaient que très peu contraints par les méthodes décrites précédemment. Une exposition prolongée d'une surface planétaire au bombardement météoritique se traduisant par une forte densité de cratères, l'étude de la CSFD ne permettait alors que de comparer deux surfaces aux périodes d'exhumation ou de formation très différentes.

Au cours du programme Apollo, près de 382kg de roches lunaires ont été prélevées à six endroits différents sur la face visible entre 1969 (Apollo 11) et 1972 (Apollo 17) (voir figure 1.5). Les missions soviétiques robotisées Luna ont également contribué à la récolte d'échantillons mais dans une moindre mesure (voir tableau 1.1).

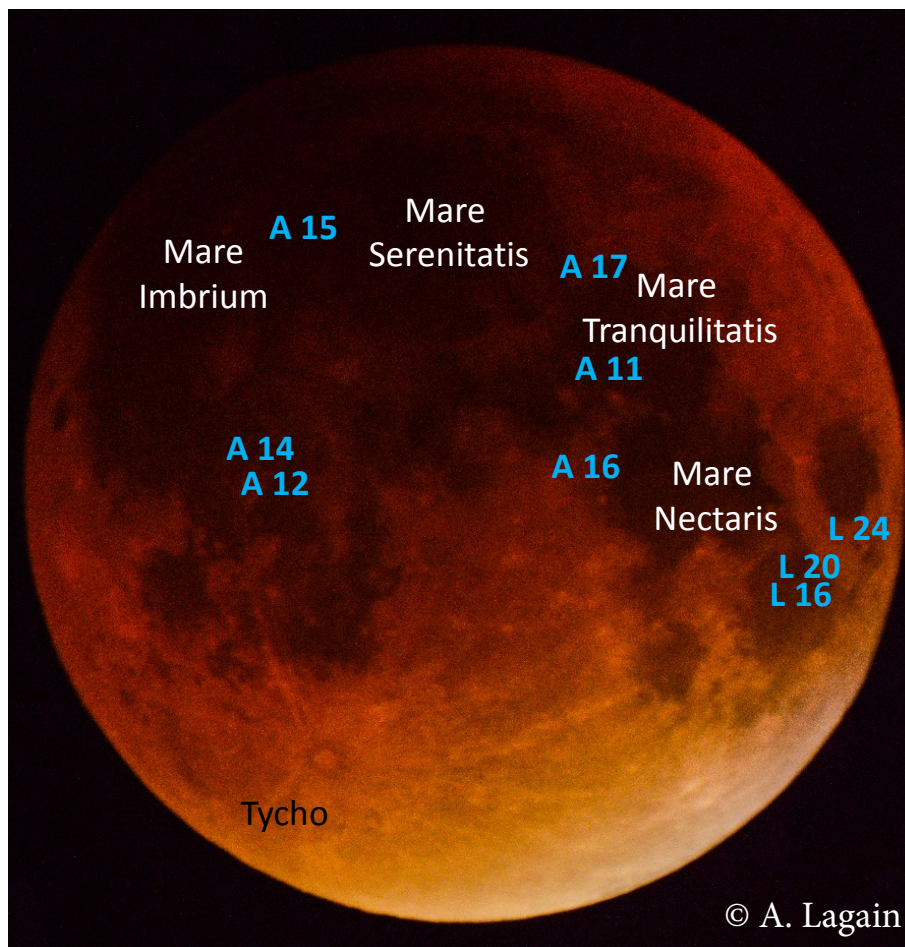


FIGURE 1.5 – Carte de la répartition des échantillons lunaires récoltés par les missions Apollo (A) et Luna (L).

| Mission | Masse d'échantillon rapportée [kg] | Année |
|-----------|------------------------------------|-------|
| Apollo 11 | 21,6 | 1969 |
| Apollo 12 | 34,3 | 1969 |
| Luna 16 | 0,101 | 1970 |
| Apollo 14 | 42,3 | 1971 |
| Apollo 15 | 77,3 | 1971 |
| Apollo 16 | 95,7 | 1972 |
| Apollo 17 | 110,4 | 1972 |
| Luna 20 | 0,055 | 1972 |
| Luna 24 | 0,17 | 1976 |

TABLE 1.1 – Tableau récapitulatif des retours d'échantillons lunaires par les missions habitées Apollo et robotisées Luna entre 1969 et 1972, d'après *Stoffler and Ryder* (2001).

Les datations de ces échantillons permirent de comparer l'âge des terrains lunaires sur lesquels ils ont été prélevés à la CSFD des terrains eux-mêmes. Une correspondance entre âge absolu et densité de cratérisation par classe de diamètre de cratères a ainsi pu être mise en place.

Entre 1970 et 1975, William Hartmann (*Hartmann*, 1970, 1972) et Gerard Neukum (*Neukum et al.*, 1975) étudient indépendamment le rapport entre l'âge des roches lunaires et la densité de cratérisation et montrent tous deux une nette diminution du flux d'impact entre 3,9 et 3,2 milliards d'années, intervalles de temps correspondant à l'intervalle des âges des échantillons mesurés en laboratoire.

L'extrapolation du flux obtenu à partir de ces mesures vers des terrains plus anciens comme les continents lunaires montre une saturation en cratères (impossibilité de former un nouveau cratère sans en effacer un autre) et de ce fait une impossibilité de dater ces surfaces par le comptage de cratères (*Hartmann*, 1970).

Le flux étant bien contraint entre 3,9 et 3,2 milliards d'années (voir figure 1.6.a), la partie la plus récente de la courbe du flux fut calibrée notamment à partir de la densité de cratérisation mesurée sur les éjecta du cratère Tycho (*Hartmann*, 1968; *Strom and Fielder*, 1968; *Wood and Hartmann*, 1970) comparée à l'âge de l'échantillon de la mission Apollo 17. L'âge du cratère Copernicus et de deux autres cratères ont également permis d'extrapoler la variation du flux pour les périodes récentes. Cependant, ces datations sont très contestées, cela sera discuté dans la section 1.1.3.1.

Si le flux durant la période de formation des mers lunaires est bien connu, le flux d'impact fut considéré comme constant dans les modèles de datation malgré un faible nombre de données de 3,2 milliards d'années jusqu'à nos jours (*Hartmann*, 1970, 1973, 1999, 2005, 2007; *Neukum et al.*, 1975; *Neukum*, 1983; *Neukum et al.*, 2001).

Ces deux modèles de datation présentent des différences en terme de flux d'impact. Ces différences sont essentiellement dues à l'interprétation des âges absolus obtenus en laboratoire. Plusieurs mesures sur un même échantillon donnent des âges différents. Selon les modèles, l'âge retenu est soit l'âge minimum de la roche soit l'âge qui a la plus forte occurrence.

La correspondance entre la densité de cratérisation pour une gamme de diamètre de cratère et l'âge d'exposition d'une surface lunaire a pu alors être établie. *Neukum* (1983) relie ces paramètres dans l'équation 1.5 de la chronologie lunaire (voir figure 1.6.a) :

$$n(\geq 1 \text{ km}) = 5,44 \cdot 10^{-14} \times (\exp(6,93T) - 1) + 8,38 \cdot 10^{-4}T \quad (1.5)$$

avec $n(\geq 1 \text{ km})$, la densité de cratères dont le diamètre est supérieur à 1 km en nb/km² et T, l'âge d'exposition au bombardement en milliards d'années.

À partir de la dérivée de l'équation de la chronologie lunaire, il est possible de calculer le flux d'impact, \dot{n} (voir Annexe 6.5) en fonction du temps (voir équation 1.6 et figure 1.6.b) :

$$\dot{n} = \frac{dn(\geq 1 \text{ km})}{dT} = 3,77 \cdot 10^{-13} \times \exp(6,93T) + 8,38 \cdot 10^{-4} \quad (1.6)$$

La fonction du flux d'impact est considérée comme exponentiellement décroissante de 4 à 2,7 milliards d'années puis constante jusqu'à aujourd'hui. À partir de ce modèle de flux, des fonctions de production à un instant donné (isochrones) et pour un corps en particulier peuvent être définies.

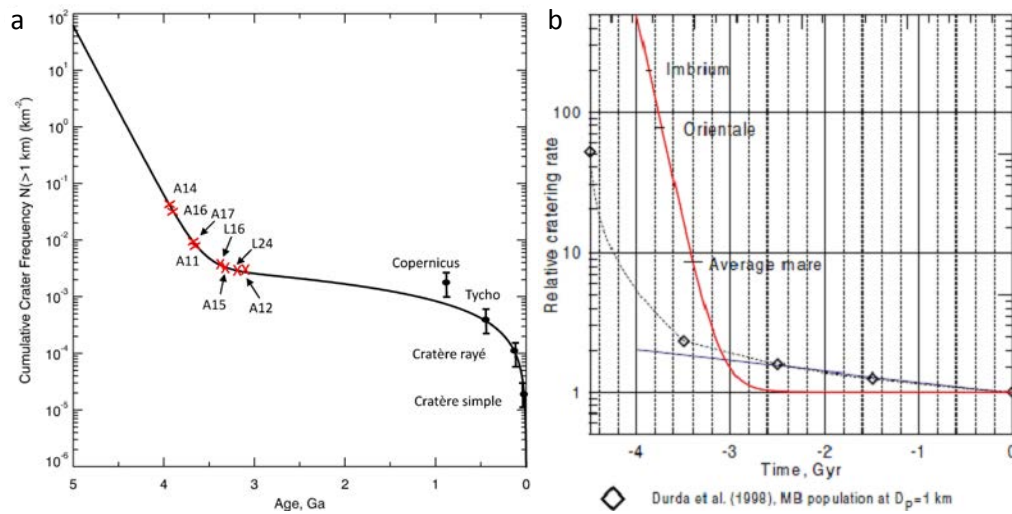


FIGURE 1.6 – a : Chronologie lunaire d’après *Neukum* (1983). Les âges des échantillons des missions Luna et Apollo sont symbolisés en rouge. Tous ces échantillons ont un âge compris entre 3.9 et 3,2 milliards d’années. Cette partie de la courbe du flux est donc bien contrainte. Les âges du cratère Tycho, Copernicus et des deux autres cratères récents sont censés contraindre le flux pour la période actuelle d’après *Hartmann* (1970) mais leur validité est très discutée. b : Flux d’impact normalisé (courbe rouge) selon *Neukum et al.* (2001).

1.1.2.3 Calcul des isochrones lunaires

Les isochrones définissent à un instant donné, de manière théorique, le nombre de cratères par unité de surface en fonction des classes de diamètres des cratères. Elles peuvent se représenter dans un diagramme cumulatif (*Neukum et al.*, 2001) ou incrémental (*Hartmann*, 1970). Les intervalles de diamètre de cratères utilisés sont centrés sur le diamètre du cratère D avec pour limite inférieure D_{inf} et limite supérieure D_{sup} , par incrément de $\sqrt{2}$ (voir Annexe 6.5), tel que décrit par l’équation 1.7 :

$$D_{sup} = \sqrt{2} \times D_{inf} \text{ où } D_{inf} < D < D_{sup} \quad (1.7)$$

Les classes de diamètre sont donc définies par incrément de $\sqrt{2}$. La densité cumulative de cratères présente l’inconvénient de lisser toute variation de pente de la CSFD mesurée. La représentation d’Hartmann, incrémentale permet quant à elle de distinguer les écarts éventuels de la CSFD mesurée aux isochrones et donc de donner une idée de la fiabilité de la mesure d’âge d’une surface planétaire.

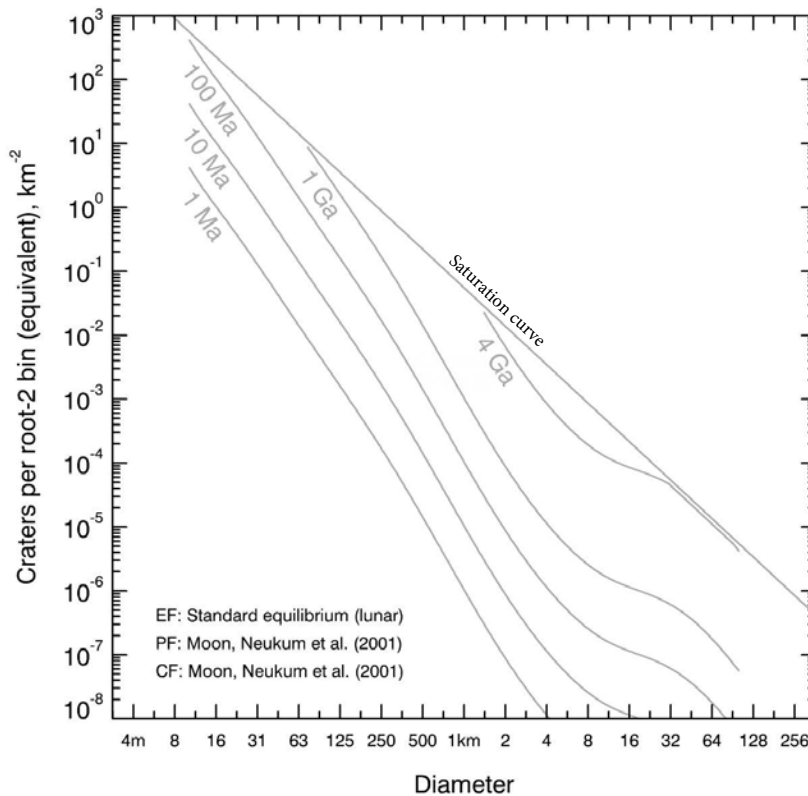


FIGURE 1.7 – Représentation incrémentale des isochrones établies par *Neukum et al.* (2001). La courbe de saturation indique la densité de cratères maximale par diamètres de cratère que la Lune peut présenter dans ce modèle. Cette densité maximale correspond à une surface criblée de cratères sur laquelle il est impossible de former un autre cratère sans en effacer un.

Les isochrones présentées en figure 1.7 sont toutes calculées à partir de la fonction de production déterminée par comptage de cratères sur les mers lunaires. Les isochrones définissant les âges compris entre 3,5 et 3 Ga sont toutes calculées selon la tendance exponentiellement décroissante du flux d'impact durant cette période (voir figure 1.6.b). Les isochrones définissant des périodes plus récentes sont quant à elles calculées à partir de la constance du flux durant les trois derniers milliards d'années (*Hartmann, 2005*). La courbe de saturation présentée en figure 1.7 traduit la densité de cratères maximale qu'une surface lunaire peut avoir. Cette densité limite correspond à une surface criblée de cratères sur laquelle l'ajout d'un autre cratère d'impact aurait pour effet d'en effacer un par manque d'espace disponible. (*Hartmann and Gaskell, 1997*) ont proposé une équation de saturation empirique sur la surface lunaire (équation 1.8) à partir d'observations sur les surfaces très cratérisées des continents de la Lune :

$$\log(n) = -1,33 - 1,83 \times \log(D) \quad (1.8)$$

Si le flux d'impact sur la Lune est considéré comme constant depuis environ 3 Ga, il en est de même des fonctions de productions de cratères lunaires à partir de cette période. Les différentes sources d'impacteurs sont présentées dans la littérature comme ayant peu évoluée, en particulier la ceinture principale d'astéroïde, source majeure des projectiles impactant les surfaces planétaires du Système Solaire interne (*Neukum and Ivanov, 1994; Bottke et al., 2000, 2005a,b, 2015*). Cela signifie donc que la SFD des astéroïdes contenus dans la ceinture principale est considérée comme étant dans un état quasi-stable, sans évolution temporelle, depuis cette période post-LHB. Or, nous verrons à la section 1.1.4 que des théories émettant l'hypothèse d'un flux d'impact variant notamment à cause de collisions entre astéroïdes sont émises et que ces événements peuvent potentiellement être également responsable d'une évolution temporelle de la fonction de production.

1.1.2.4 Adaptation du modèle aux autres corps planétaires, l'exemple de la chronologie martienne

La Lune est le seul corps planétaire dont nous avons des échantillons qui ont été datés et dont l'âge a pu être comparé à la densité de cratères de la zone de laquelle ils proviennent. Les échantillons de roches martiennes ou de la planète naine Vesta que nous avons à disposition ne sont que des météorites issues des débris d'impacts ayant eu lieu sur ces corps mais dont la provenance précise reste encore inconnue.

La datation des surfaces des autres corps telluriques est rendue possible par le fait que la source des impacteurs est la même : la cratérisation des surfaces est en grande partie alimentée par la ceinture principale d'astéroïdes (*Neukum et al., 2001*). À partir de cela et en connaissant la chronologie lunaire, la fonction de production de la Lune a été adaptée et utilisée comme analogue à toutes les planètes telluriques du Système Solaire interne.

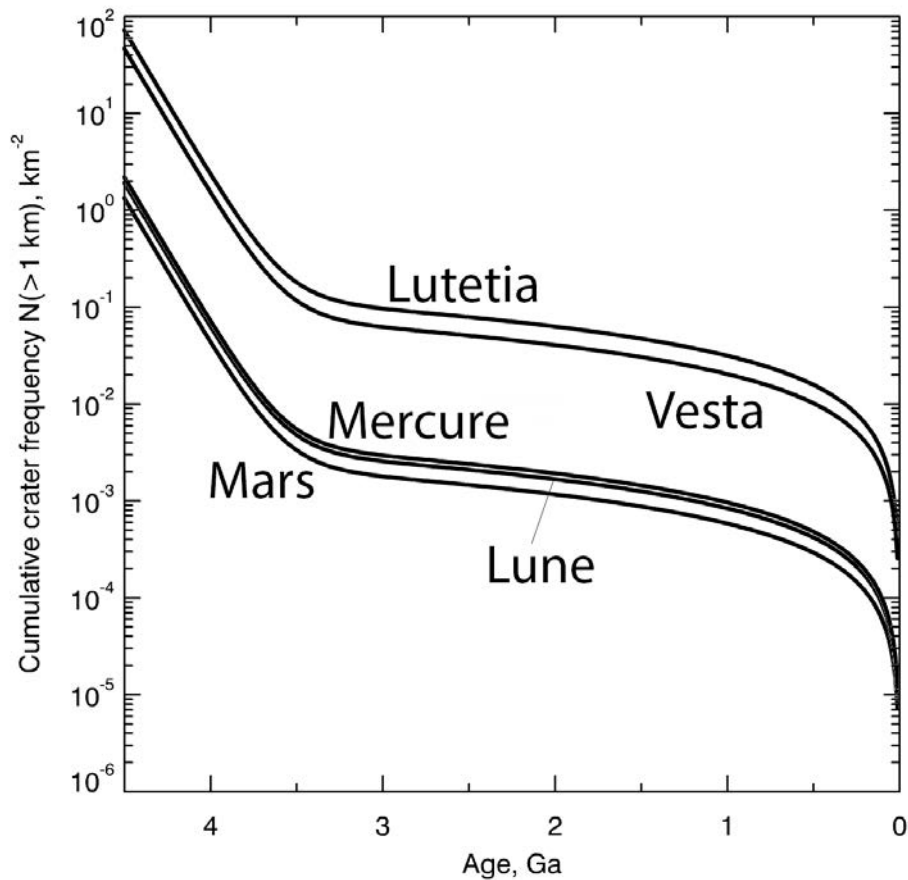


FIGURE 1.8 – Fonctions de chronologie pour des cratères de diamètre supérieurs à 1 km pour des objets de la ceinture principale : Lutetia et Vesta (*Williams et al.*, 2014), et pour des objets du Système Solaire interne : Mercure (*Strom and Neukum*, 1988) et Mars (*Hartmann*, 2005). Tous ces modèles sont dérivés de la chronologie d'impact lunaire de *Neukum et al.* (2001) également représenté sur la figure.

En ce qui concerne la chronologie martienne, celle-ci fût adaptée de la chronologie lunaire en tenant compte de la différence de gravité entre Mars et la Lune, de l'influence de la Terre dans le système Terre-Lune, de la différence de l'atmosphère martienne et lunaire (qui joue un rôle pour les petits impacteurs) et de la proximité de Mars avec la ceinture d'astéroïdes, mais aussi de l'excentricité de l'orbite de la planète (*Le Feuvre and Wieczorek*, 2008, 2011). De manière générale, le paramètre permettant de passer d'une chronologie adaptée à un corps planétaire à celle adaptée à un autre corps est le R_{bolide} , défini par les modèles d'évolution collisionnelle du Système Solaire. Dans le cas de Mars par exemple, celui-ci traduit le rapport entre le nombre d'impacteurs entrant dans l'atmosphère terrestre et ceux qui impactent la surface lunaire (*Ivanov*, 2001).

1.1. LA CRATÉRISATION : UN CHRONOMÈTRE GÉOLOGIQUE

Les chronologies représentées sur la figure 1.8 présentent toute la même pente pour les gammes d'âges déjà citées dans le cas lunaires. Cependant, le flux est très variable selon les corps considérés. Lutetia et Vesta sont deux corps de la ceinture principale et de ce fait baignent dans un nuage de débris. Ils sont donc plus sujets au bombardement météoritique (*Williams et al.*, 2014). La proximité de Mercure au Soleil entraîne une forte attraction des débris interplanétaires sur son orbite et engendre un flux plus important que sur Mars ou sur la Lune (*Strom and Neukum*, 1988), lesquelles, malgré leur proximité à la ceinture d'astéroïdes, ne présentent pas une gravité importante comparée à celle du Soleil..

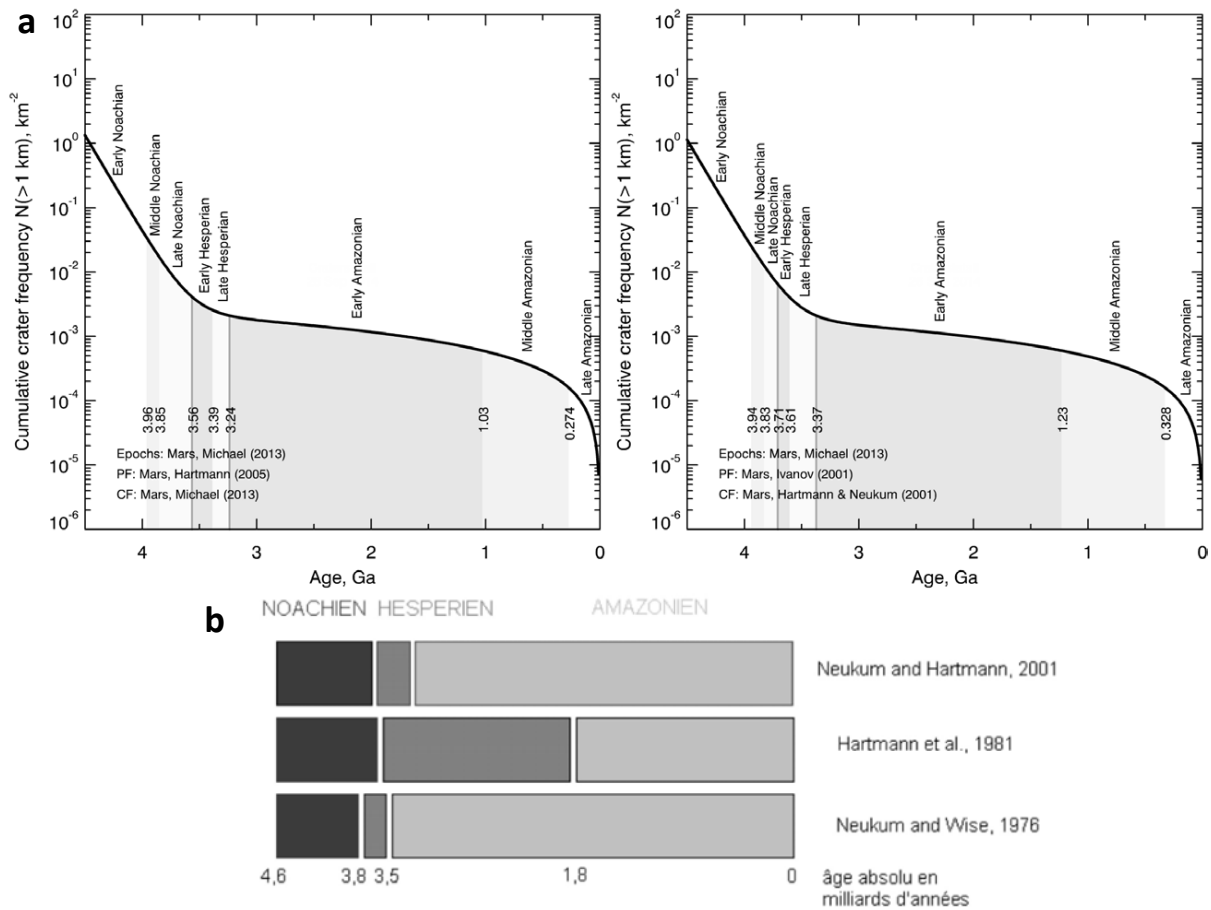


FIGURE 1.9 – a : Modèle de chronologie martienne d'*Hartmann* (2005) (à gauche) et de *Neukum et al.* (2001) (à droite). b : Comparaison des limites des grandes époques géologiques martiennes entre le modèle d'*Hartmann and Neukum* (2001), *Hartmann et al.* (1981) et *Neukum and Wise* (1976) de *Neukum et al.* (2001) d'après *Meresse* (2006).

Les deux principaux modèles de chronologie martienne utilisés actuellement sont les modèles d'*Hartmann* (2005) et de *Neukum et al.* (2001) (voir figure 1.9). Ils sont tous les deux le fruit

de la transposition du flux lunaire et de nombreuses mesures de densités de cratérisation à la surface de Mars (*Tanaka, 1986*) depuis les premières images prises par la sonde Mariner 4 en 1964 (*Opik, 1964; Hartmann, 1973, 1999, 2005; Ivanov, 2001; Neukum, 1983; Neukum and Ivanov, 1994; Neukum et al., 2001*).

À partir des grandes différences de densité de cratérisation que présente la surface de la planète rouge, les auteurs ont pu déterminés trois grandes périodes de son histoire géologique : le Noachien, l'Hespérien et l'Amazonien. Les limites temporelles de ces périodes varient grandement en fonction du modèle utilisé car les auteurs se basent sur des âges d'échantillons lunaires - donc de flux d'impact lunaire - différents (voir figure 1.9). Ces trois époques correspondent à des épisodes d'activité géologique de la planète bien distinctes dont la description ci-dessous offre un bref état des connaissances, centré sur l'histoire de l'activité aqueuse :

- Le Noachien ($\gtrsim 3,7$ Ga) est la période la plus ancienne de Mars et caractérisée par un flux d'impact important, la formation d'un régolite et d'une activité hydrothermale et volcanique intense. L'incision par des réseaux de vallées des terrains datant de cette époque (*Craddock and Howard, 2002; Fassett and Head, 2008; Ansan et al., 2008*), les taux d'érosion relativement important constatés sur ces surfaces (*Craddock and Howard, 2002*) et la présence de minéraux hydratés, comme des phyllosilicates, issus de l'altération aqueuse (*Bibring et al., 2006*) suggèrent un climat chaud et humide durant le Noachien. Même en cas d'échappement atmosphérique par la perte du champ magnétique, le dégazage de grandes quantités de dioxyde de carbone et de vapeur d'eau par la formation du dôme volcanique de Tharsis (voir figure 1.10) a permis à ce climat de persister.
- L'Hespérien ($\sim 3,7$ Ga - 3 Ga) est notamment caractérisé par une diminution de l'impactisme et un climat globalement plus froid. De nombreux réseaux de vallées datant de cette période montrent que l'activité fluviale perdure à cette époque (*Mangold et al., 2004b; Bouley et al., 2010*). Les vallées de débâcles (outflows) incisant ces terrains sont les plus anciens de la planète (voir figure 1.10) et suggèrent le relarguage d'une grande quantité d'eau provenant d'aquifères souterrains, de lacs ou encore de fonte brutale de glace de sol (due à l'épaississement progressif d'une cryosphère par onde de gel)

durant cette période *Baker et al.* (1991); *Clifford et al.* (2010). Leur convergence vers les basses plaines de l'hémisphère Nord (Acidalia, Utopia et Arcadia Planitia) indiquent que ce relarguage brutal d'eau a pu conduire à la formation d'un océan recouvrant ces plaines. L'hypothèse de l'existence d'un océan hémisphérique durant l'Hespérien a récemment été renforcé suite à la découverte de dépôts de tsunamis provenant des plaines en direction des régions constituant la dichotomie martienne (*Rodriguez et al.*, 2016; *Costard et al.*, 2017). La co-existence de ces vallées de débâcle et des réseaux de vallées incisant des terrains hespériens (*Bouley and Craddock*, 2014; *Mangold et al.*, 2016), similaires à ceux existant au Noachien, amènent à penser que le climat alternait à cette époque entre des périodes glaciaires et interglaciaires (*Head and Marchant*, 2014; *Mangold et al.*, 2016). L'activité volcanique est néanmoins très intense puisque les principales phases de construction du dôme de Tharsis sont attribuées à cette période (*Grott*, 2013). C'est à cette époque que se forment les premiers modelés d'érosion et de dépôts d'origine glaciaire (*Head and Pratt*, 2001), indiquant que la tendance générale du climat à cette période est au refroidissement. Débutée au Noachien, l'arrêt de la dynamo interne se poursuit durant l'Hespérien engendrant un échappement atmosphérique important.

- L'Amazonien ($\lesssim 3$ Ga), période la plus récente dans l'histoire géologique martienne est marquée par une diminution de l'activité érosive et volcanique *Carr and Head* (2010) (voir figure 1.10) ainsi qu'une baisse du flux d'impact météoritique (supposé constant depuis le début de cette époque). C'est à cette époque que se sont formées les calottes polaires boréale et australe (*Herkenhoff and Plaut*, 2000). Si on estime que le stockage de l'eau en profondeur sous la forme d'un pergélisol riche en glace s'est produit à la transition Hespérien / Amazonien, la persistance et l'évolution latitudinale de celui-ci durant les dernières phases d'évolution géologique de Mars est un des événements marquants de l'Amazonien (*Costard and Kargel*, 1995; *Morgenstern et al.*, 2007; *Kreslavsky and Head*, 2002; *Head et al.*, 2003). L'activité des outflows et, dans une moindre mesure, celle des réseaux de vallées est encore perceptible durant cette période (*Chapman*

et al., 2010). Le volcanisme perdure encore à l'Amazonien (*Platz et al.*, 2013; *Mangold et al.*, 2016) et jusqu'à des périodes très récentes (<100Ma pour les dernières périodes d'activité Olympus Mons (*Neukum et al.*, 2004). Le climat à cette époque est donc probablement comparable à celui qui règne actuellement sur Mars limitant ainsi la présence d'eau liquide à la surface. C'est principalement à cette période que se sont formés la plupart des cratères à éjecta lobés dont nous discuterons de leur morphologie et de leur mode de formation dans les sections 1.2.2.2 et 1.2.3.

Notons que l'intensité et la durée des processus ayant marqués l'histoire géologique de Mars sont directement dépendantes du modèle de chronologie utilisé pour dater les terrains qui ont enregistré ces événements géologiques. La méthode de datation par comptage de cratères permet donc non seulement de caler dans le temps des événements ponctuels mais aussi de reconstruire l'ensemble de l'histoire géologique d'un corps en précisant la durée et l'intensité des processus à l'œuvre sur la surface, à l'intérieur du corps considéré mais aussi d'apporter des informations sur l'évolution de son éventuelle atmosphère.

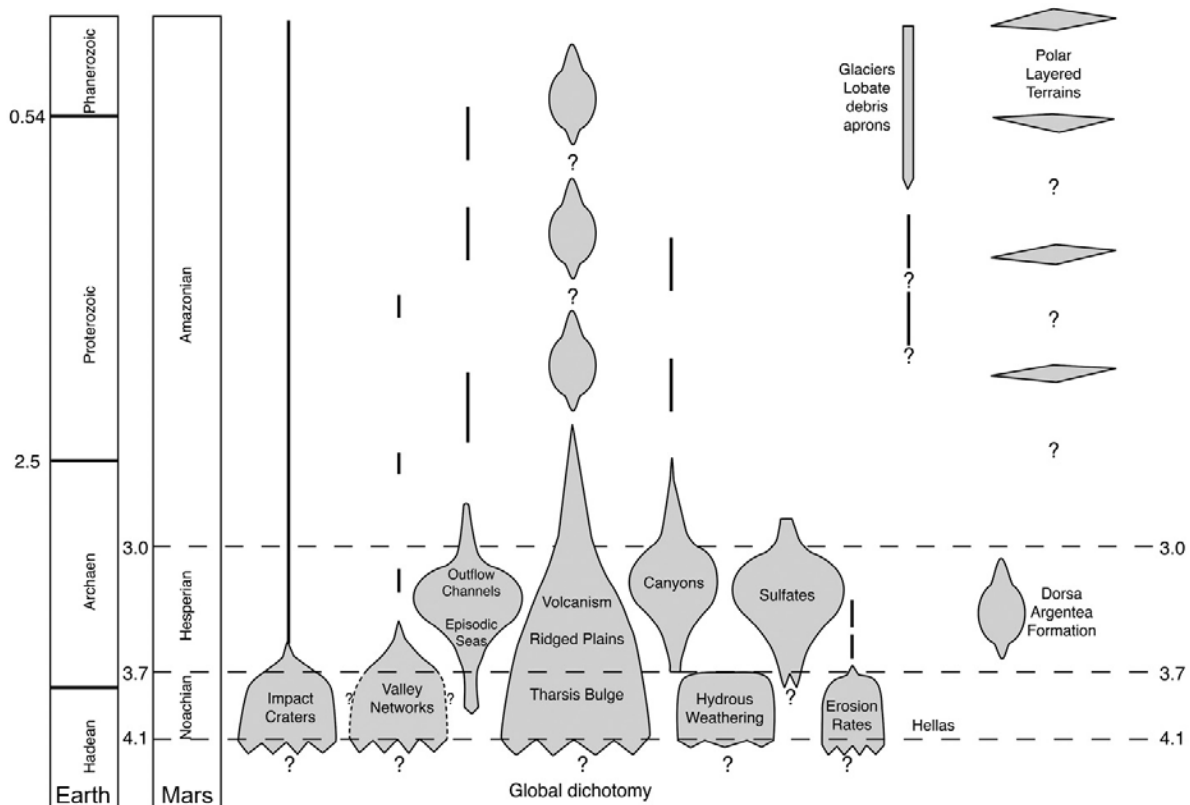


FIGURE 1.10 – Importance relative et durée des principaux processus géologiques martiens (volcanisme, tectonique, cratérisation, activité aqueuse) d'après *Carr and Head* (2010).

1.1.3 Incertitudes de la datation par comptage de cratères

La chronologie lunaire établie à partir de la relation entre l'âge des échantillons et de la densité de cratérisation des terrains sur lesquels ils ont été prélevés présentent de nombreuses sources d'incertitudes. Les incertitudes liées aux échantillons récoltés, l'hétérogénéité de la cratérisation lunaire, les conditions orbitales du corps impacté, en particulier l'excentricité, l'influence de la cratérisation secondaire ainsi que celle des propriétés de la surface impactée conditionnant le diamètre du cratère sont parmi les facteurs générateurs d'incertitudes les plus importants. Ceux-ci seront détaillés dans les sections qui suivent.

1.1.3.1 Un flux d'impact lunaire récent mal contraint

Nous l'avons vu, les échantillons lunaires couvrent une plage temporelle de l'histoire de la Lune très limitée. La grande majorité d'entre-eux ont été prélevés sur des terrains d'âge supérieurs à 3 milliards d'années. Cette partie du flux est donc relativement bien contrainte par les échantillons. Seuls 4 échantillons ont été collectés sur des terrains d'âge postérieur et contraignent l'évolution du flux d'impact sur les derniers stades d'évolution du Système Solaire (voir figure 1.6.a). Ces échantillons proviennent tous de la couverture d'éjecta de quatre cratères lunaires : Tycho, Copernicus, North Ray et Cone.

La datation de ces échantillons auraient donc permis en théorie de dater la formation de chacun de ces cratères. Or, de nombreux auteurs montrent le caractère non représentatif de l'âge des échantillons par rapport à la mesure des densités de cratères réalisés à postériori.

Stoffler and Ryder (2001) présentent une étude critique des échantillons prélevés par la mission Apollo 12 sur ce qui aurait dû être les éjecta du cratère Copernicus ($D=93$ km). Prélevés à 360 km de la bordure du cratère, ces roches sont composées de basalte KREEP (Potassium Rare Earth Element Phosphore), une couche riche en terres rares, en potassium et en phosphore située sous la croûte lunaire. Cette étude montre que l'excavation d'un tel matériel n'est pas possible par l'impact ayant engendré la formation du cratère Copernicus. Celui-ci était beaucoup trop petit pour percer la croûte lunaire et excaver du matériel provenant de la couche KREEP. Selon cette même étude, la présence de tels basaltes près du cratère Copernicus est le résultat d'un

autre impact plus important. Ainsi, il serait possible que les roches prélevées sur les nappes d'éjecta de Copernicus ne soient pas représentatives de la formation du cratère. La densité de cratérisation mesurée à l'endroit où les échantillons ont été prélevés ne serait alors pas représentative de l'âge des échantillons eux-mêmes, soit 800 Ma. La calibration de la chronologie lunaire serait donc biaisée.

En ce qui concerne le cratère Tycho ($D=86$ km), l'échantillon censé dater sa formation a été prélevé à 2250 km du cratère durant la mission Apollo 17. Situé sur un dépôt d'avalanche au sein de la vallée Taurus-Littrow, la densité de cratères mesurée à cet endroit est comparable à celle mesurée sur la couverture d'éjecta du cratère rayé. La formation du cratère aurait engendrée le déclenchement de cette avalanche selon *Lucchitta (1977)*. Néanmoins la distance entre ces deux structures complexifie la relation temporelle entre les deux événements (*Stoffler and Ryder, 2001*). En effet, de nombreuses régions lunaires peuvent présenter des densités de cratères similaires sans que leur formation ne soit liée.

Enfin, la formation des cratères North Ray ($D=1$ km) et Cone ($D=340$ m) ont été datés à partir d'échantillons récoltés respectivement par les missions Apollo 16 et 14 sur la bordure des cratères. Leur âge respectif d'environ 200 Ma et 100 Ma ne fait donc aucun doute.

Cependant, les mesures des densités de cratère effectuées sur leurs nappes d'éjecta font débat. *Stoffler and Ryder (2001)* avancent que les volumes des éjecta de ces deux cratères sur lesquels ont été effectués les mesures sont bien supérieurs à ceux de la cavité des cratères. Par conséquent, une partie des cratères comptabilisés sur ces éjecta appartiennent selon eux à l'encaissant et sont donc antérieurs à la formation des cratères North Ray et Cone. Si tel est le cas, les densités de cratères mesurées sont sur-estimées.

1.1.3.2 Une cratérisation lunaire hétérogène

La sphéricité de la Lune et la synchronisation de son orbite autour de la Terre ont pu engendrer des différences spatiales de cratérisation. Ces effets sur l'hétérogénéité de la cratérisation lunaire sont discutés dans cette section.

Effet latitudinal À partir du modèle dynamique des orbites des NEOs (Near Earth Objects) de *Bottke et al.* (2002), *Le Feuvre* (2008), *Le Feuvre and Wieczorek* (2008) et *Le Feuvre and Wieczorek* (2011) modélisent la distribution spatiale des impacts à la surface de la Lune. Ils montrent un taux de cratérisation 10% plus élevé à l'équateur qu'aux pôles (voir figure 1.11). Si la trajectoire des bolides est rectiligne, le flux d'impact relatif est fonction de la latitude, c'est-à-dire maximal à l'équateur et minimal aux pôles. Cette étude prend également en compte les variations d'obliquité à grande échelle de temps qu'a connu la Lune.

De par la rotation synchrone de la Lune autour de la Terre, des variations longitudinales existent également. Toutefois, ces variations ne concernent pas les autres corps telluriques mais peuvent induire un biais lors de la transposition du modèle de chronologie lunaire vers un autre corps planétaire.

Sans gros satellites naturelles pour stabiliser son obliquité, Mars a connu de grandes variations de l'angle de ce paramètre depuis sa formation (*Laskar et al.*, 2004). *Le Feuvre* (2008) et *Le Feuvre and Wieczorek* (2008) estiment que les pôles martiens accumulent les cratères, à l'inverse de la Lune, 30% plus rapidement aux pôles qu'à l'équateur.

Même si les erreurs inhérentes à la méthode de datation par comptage de cratères sont plus importante que cet effet, les variations latitudinales ne sont pas prises dans les modèles de datations et peuvent engendrer des biais de mesure de l'âge cumulés pouvant atteindre plusieurs centaines de millions d'années.

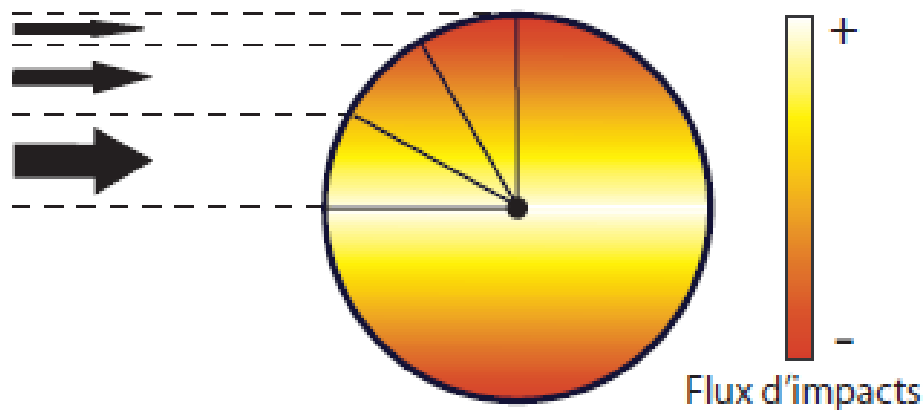


FIGURE 1.11 – Effet latitudinal sur le flux d'impact d'après *Le Feuvre* (2008). Le flux est maximal à l'équateur et minimal aux pôles.

Apex et antapex L'apex est la direction vers laquelle un astre se dirige sur son orbite. L'antapex est la direction opposée à l'apex. Autour de l'apex, la vitesse lunaire s'additionne donc à la vitesse de l'impacteur tandis qu'elle se soustrait au niveau de l'antapex. Le nombre d'impact par unité de temps est donc plus élevé au niveau de l'apex que de l'antapex (voir figure 1.12.b). Ce phénomène est observable sur Terre, en particulier lors d'une pluie d'étoiles filantes. Lors des Perséides, la pluie d'étoiles filantes la plus connue qui intervient au mois d'août, les météores semblent provenir d'un seul et même point. En l'occurrence, ce point se situe dans la constellation de Persée et désigne la direction dans laquelle la Terre orbite autour du Soleil comme l'illustre la figure 1.12.a. Ces différences de vitesse d'impact entre apex et antapex peuvent engendrer des modifications du diamètre du cratère et donc occasionner une grande variabilité dans la CSFD qui peut être mesurée.

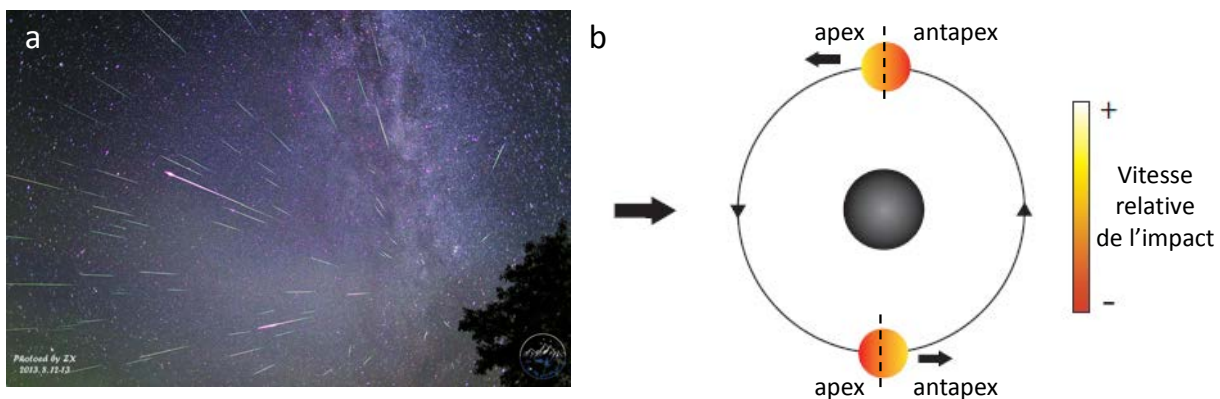


FIGURE 1.12 – a : composition d'images prises lors du maximum de la pluie d'étoiles filantes des Perséides les nuits des 12 et 13 août 2013 (crédit : ZX). Les météores semblent provenir d'un seul et même point dans le ciel, l'apex. b : Effet apex / antapex sur la vitesse d'un impact d'après *Le Feuvre* (2008).

Face visible et face cachée En considérant un flux de bolides dont les trajectoires sont parallèles au plan orbital lunaire, la Terre concentre par gravitation les impacteurs le long d'une ligne dite focale (comme le fait un astre pourvu d'une masse importante avec la lumière dans le cas des lentilles gravitationnelles). Lorsque la Lune intersecte cette ligne focale, le flux d'impact s'intensifie. Celle-ci ayant une rotation synchrone autour de la Terre, sa face visible connaît donc un flux d'impact plus important que sa face cachée (voir figure 1.13).

Du fait de la perte d'énergie occasionnée par les forces de friction liées aux effets de marée

entre la Terre et la Lune, notre satellite s'éloigne actuellement de notre planète à la vitesse de 4 cm /an. Du fait de la distribution spatiale variable des océans à la surface de la Terre, cet éloignement n'a pas été constant depuis la formation du Système Terre-Lune (*Webb, 1982; Eriksson and Simpson, 2000; Sonett and Chan, 1998*) comme le montre la figure 1.14.

De par cet éloignement, nous pourrions nous demander quel effet a eu la distance Terre-Lune sur le flux d'impact relatif entre la face visible et la face cachée. En effet, plus la distance entre les deux corps du Système est faible, plus la probabilité d'impact sur la Lune augmente à cause du rétrécissement de l'orbite lunaire par rapport à la Terre et donc de l'augmentation de la gravité en un endroit de l'espace que ces deux corps occasionnent.

Cette piste de recherche n'a jusqu'alors pas été explorée mais pourrait engendrer une diminution du flux d'impact lunaire qui n'a pas pu être échantillonnée par les âges des roches lunaires qui ne couvrent pas une plage temporelle suffisante (voir sections 1.1.2.2 et 1.1.3.1).

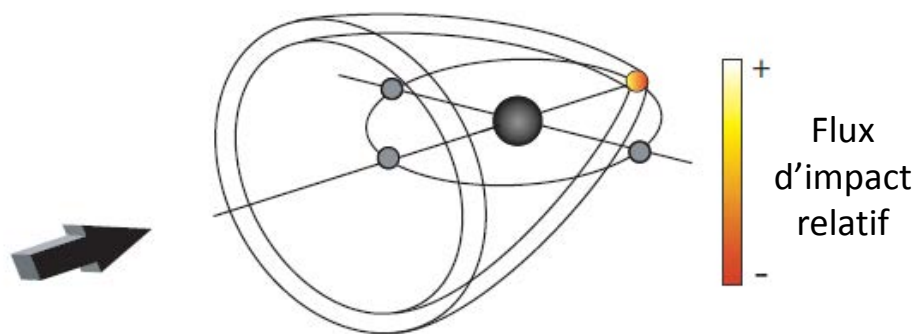


FIGURE 1.13 – Effet de la rotation synchrone de la Lune sur le flux d'impact relatif d'après *Le Feuvre (2008)*.

En combinant ces trois effets, les auteurs estiment à 15 % la différence maximale de densité de cratérisation en fonction de la position géographique d'une surface planétaire. Ceci induit donc un biais dans les modèles d'âge lunaires.

Parce que la Lune est un cas particulier (satellite de la Terre en rotation synchrone) dans le panel des corps planétaires dont les surfaces sont datées, les incertitudes liées à sa configuration orbitale particulière se répercutent dans les modèles d'âges des autres objets tels que Mars, Vénus et Mercure.

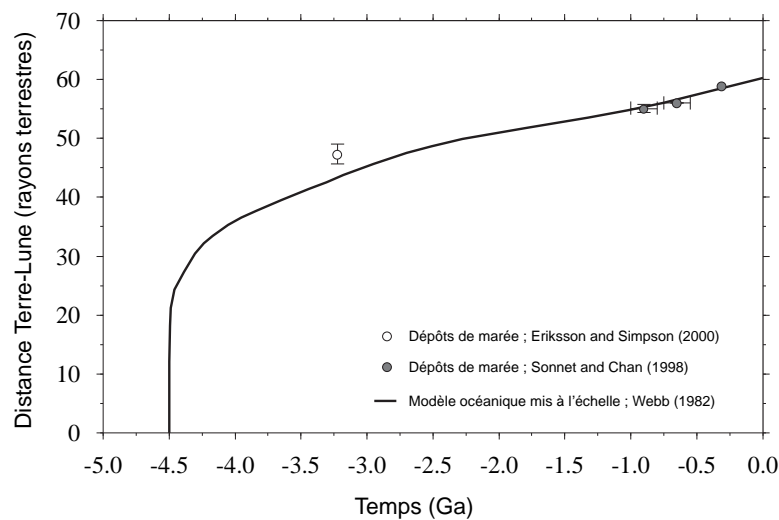


FIGURE 1.14 – Modèle d'évolution de la distance Terre-Lune selon *Webb* (1982). Figure empruntée à M. Wieczorek.

Ainsi *Le Feuvre and Wieczorek* (2008) et *Le Feuvre and Wieczorek* (2011) estiment la variation du taux de cratérisation des planètes telluriques du Système Solaire interne en fonction de la latitude. Celui-ci est, par unité de surface et pour des cratères dont le diamètre est supérieur à 1 km (sans prise en compte d'une éventuelle atmosphère), de 1,05 pour Mercure, de 1 pour Vénus, de 0,96 pour la Terre et de 1,14 pour Mars. Ces variations ne sont pas prises en compte dans les modèles d'âge utilisés pour dater les surfaces martiennes de *Hartmann* (2005) et de *Neukum et al.* (2001) et peuvent, selon les auteurs, induire des erreurs d'âges systématiques de l'ordre de 20 à 30 %.

1.1.3.3 La cratérisation secondaire

Les cratères secondaires sont des structures d'impact issues de l'éjection de matériel par un cratère primaire. *Shoemaker and Hackman* (1962) et *Shoemaker* (1965) mettent en évidence leur production sur la Lune par l'observation de chapelets (ou clusters) autour de cratères primaires distribués avec des directions radiales à ces derniers (voir figure 1.15.a).

Les observations lunaires ont depuis été étendues à d'autres corps planétaires et *Bierhaus et al.* (2005) estime que 95 % des cratères se situant sur Europe et de diamètre inférieurs à 1 km sont secondaires.

Robbins and Hynek (2011) mettent en évidence que l'impact ayant donné lieu au cratère Lyot sur Mars ($D=222$ km) fut si violent qu'il a engendré la formation de plus d'1 million de cratères secondaires de plus de 50 m de diamètre s'étendant sur plus de 5200 km autour de l'impact primaire (voir figure 1.15.b).

D'après la même étude, les plus gros cratères secondaires associés à Lyot sont de taille kilométriques et sont au nombre de 10.000.

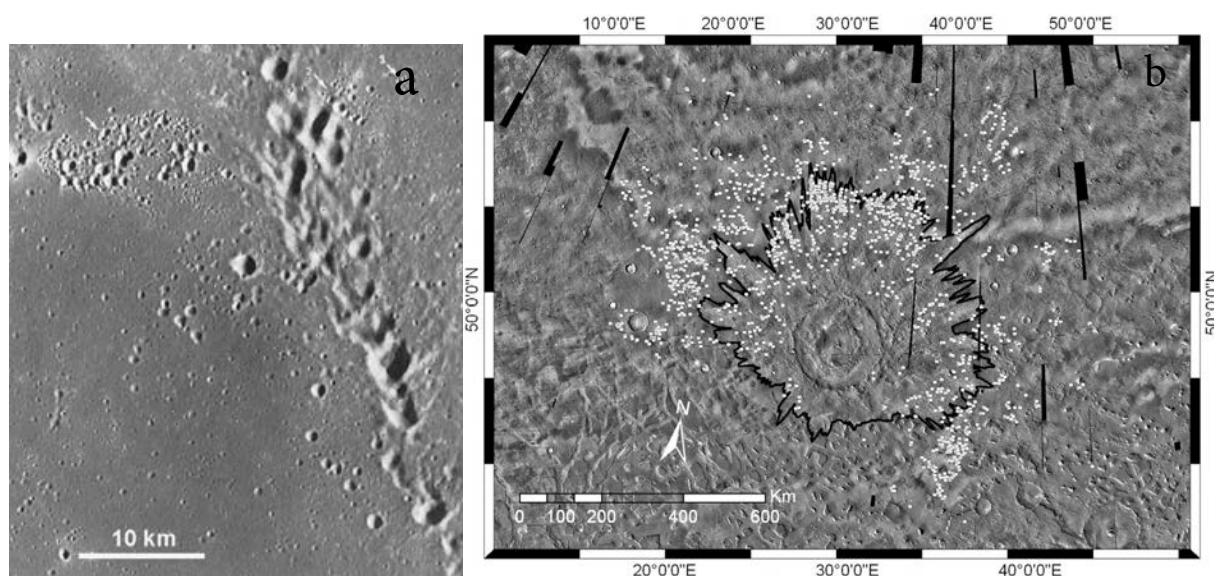


FIGURE 1.15 – a : Clusters de cratères secondaires liés au cratère lunaire Copernicus se situant à 350 km au sud-est. Image Apollo 17 de la PANoramic CAMera et repris par *McEwen and Bierhaus* (2006). b : Mosaïque THEMIS de jour montrant le cratère Lyot et ses éjecta (bordure noire) ainsi que les cratères secondaires associés symbolisés par des points blancs (*Robbins and Hynek*, 2011).

Un autre exemple particulièrement bien documenté de production de cratères secondaires est celui du cratère Zunil sur Mars ($D=10.1$ km). *McEwen et al.* (2005) démontrent l'importance de la contamination des cratères secondaires dans la population totale des petits cratères ($D < 1$ km) et ce, même à partir d'un cratère primaire d'une dizaine de kilomètres de diamètre. En effet, ils estiment que le cratère Zunil a produit 10 millions de cratères secondaires de 10 à 200 m de diamètre. Ces clusters s'étendent jusqu'à plus de 1600 km depuis la structure d'impact.

McEwen et al. (2005); *Bierhaus et al.* (2005); *McEwen and Bierhaus* (2006) et *Robbins and Hynek* (2011) concluent que les populations de petits cratères lunaires et martiens sont dominés par des cratères secondaires. Des études plus récentes comme *Zanetti et al.* (2014);

Boyce and Mouginis-Mark (2015); Plescia and Robinson (2015); Schenk et al. (2015) et Zanetti et al. (2015) démontrent la possibilité d'une autocratérisation secondaire à la fois sur les nappes d'éjecta et sur le fond et les remparts des cratères Coperniciens. Cela implique des angles d'éjection des débris verticaux ou sub-verticaux.

Même si les études de modélisation sur l'éjection des débris résultant d'un impact ne tiennent pas compte de la faible proportion de matériel éjecté avec des trajectoires sub-verticales, les expériences en laboratoire (*Gault et al., 1968*) et les cratères d'impact créés à partir d'explosions nucléaires *Carlson and Roberts (1963) et Roberts (1964)* montrent que la petite proportion de ces matériaux est suffisante pour former des cratères secondaires dans et autour du cratère primaire. La contamination des cratères secondaires dans la population de cratères primaires sur les gros corps planétaires est si importante (voir section 1.1.3.3) que leur prise en compte lors d'une datation par comptage de cratères peut engendrer une sur-estimation de l'âge de la surface datée. *Shoemaker (1965); Hartmann (1969) et Neukum and Ivanov (1994)* observent une pente similaire de la CSFD des cratères secondaires pour des diamètres inférieurs à 2 km à la fois sur la Lune et sur les petits corps de type astéroïdes. Ces objets dont la gravité n'est pas suffisante pour retenir des débris générés par un impact et formant des cratères aussi gros ne sont donc pas susceptibles de présenter des cratères secondaires à leur surface. De ce fait, la CSFD observée par *Shoemaker (1965)* est dominée par la cratérisation primaire.

Toutefois, l'extrapolation de la CSFD pour des petits cratères d'impact contient indubitablement des cratères secondaires relativement localisés. Leur identification et leur exclusion dans un comptage par des mesures morphométriques et l'identification d'anomalies de densité de cratères est donc indispensable afin de limiter la sur-estimation de l'âge mesuré.

1.1.3.4 La variation de l'excentricité des corps impactés

Nous avons vu en section 1.1.2.4 que la distance des corps par rapport au réservoir principal d'impacteurs du Système Solaire interne, c'est à dire la ceinture principale d'astéroïdes, joue un rôle prépondérant dans le flux d'impact qu'a connu - et connaît toujours - leur surface. L'orbite des planètes ayant évolué depuis leur formation, toutes ne sont pas circulaires

mais elliptiques. Après Mercure, donc l'excentricité est égale à 0,21, Mars est la deuxième planète du Système Solaire à posséder une orbite fortement excentrique avec une valeur avoisinant 0,1.

La différence de distance de Mars par rapport au Soleil entre son apogée et son périhélie est d'environ 0,285 UA. À son apogée, Mars se rapproche de manière non négligeable de la ceinture d'astéroïdes et de ce fait, la probabilité d'un impact lorsque Mars est dans cette configuration orbitale augmente considérablement. Un effet couplé à l'excentricité est celui de la vitesse relative d'un impact en fonction de la configuration orbitale d'une planète sur son orbite. La deuxième loi de Kepler fait état d'une vitesse de révolution de l'astre sur son orbite plus importante à l'aphélie qu'au périhélie. La vitesse relative d'approche d'un impacteur lorsque Mars est au périhélie aura donc statistiquement plus de chances d'être élevée qu'au périhélie. Ainsi, le cratère résultant d'un tel impact sera plus grand que s'il s'était produit au périhélie. L'augmentation de l'excentricité de l'orbite accroît donc également cet effet. *Ivanov* (2001) avait noté l'influence de l'excentricité de l'orbite de Mars sur l'évolution possible du flux d'impact qu'a pu connaître la planète au cours de son histoire. Plus tard, *Le Feuvre* (2008) et *Le Feuvre and Wieczorek* (2008) modélisent le bombardement météoritique en tenant compte de cet effet à partir des modèles d'évolution des paramètres orbitaux martiens de *Laskar et al.* (2004). L'influence à long terme, de plusieurs centaines de millions d'années à quelques milliards d'années de cet effet est considérée comme négligeable à la vue du résultat de ces modèles étant donné que l'excentricité martienne a, selon cette étude, évolué de manière cyclique. Les variations du flux d'impact engendré par cet effet sont donc moyennés à long terme.

1.1.3.5 L'influence des propriétés géologiques des surfaces impactées

Les âges déduits des comptages de cratères sur les surfaces planétaires dépendent de la fonction de chronologie utilisée ainsi que de la fonction de production associée. La fonction de production relie la densité de cratères observée aux diamètres des cratères comptés. La taille des cratères dépend d'une multitude de facteurs dont le plus influent est le diamètre de l'impacteur (voir section 1.2.1.2). Néanmoins les propriétés géologiques du matériel impacté comme

sa densité ou sa porosité conditionnent également la taille du cratère (*Melosh, 1989*) sans que les systèmes de chronologie (fonction de chronologie et fonction de production) ne prennent en compte cet effet.

Ainsi, suivant qu'un comptage de cratères soit effectué sur deux surfaces distinctes d'âge égal mais de composition différente comme une surface glacée et une coulée de lave, l'âge théorique déduit du comptage devrait être différent.

Van Der Bogert et al. (2015) et *Van Der Bogert et al. (2017)* ont mesuré la CSFD sur une gamme de diamètre de cratères très large (10m à 2km environ) sur des surfaces lunaires supposées de mêmes âges : les éjecta et le fond des cratères Tycho, Copernicus, Aristarchus et King. Leurs études montrent que pour un couple de comptage éjecta / fond de cratère, l'âge obtenu est différent dans les quatre cas. Un déficit en petits cratères ($50\text{m} \leq d \leq 400\text{m}$) est observé dans le cas de la CSFD mesurée sur le fond du cratère par rapport à celle mesurée sur les éjecta des cratères. Ainsi, l'âge déduit du comptage effectué sur le fond des quatre cratères est toujours inférieurs à celui déduit du comptage effectué sur les nappes d'éjecta. Les auteurs attribuent ce désaccord à une différence de propriétés de la cible, principalement en terme de porosité et de densité (même si l'influence de l'autocratérisation secondaire sur les nappes n'est pas écartée).

Prieur et al. (2017) et *Van Der Bogert et al. (2017)* modélise l'influence des propriétés de la cible sur le diamètre des cratères. Ils déduisent non seulement que plus la densité du matériel augmente, plus le diamètre du cratère obtenu est petit pour les cratères dont le diamètre est environ inférieur à 500m sur la Lune mais aussi que la pente de la CSFD s'en retrouve modifiée par rapport à la fonction de production lunaire. Les auteurs concluent donc que pour la gamme de cratères dont le diamètre est compris entre 50 et 500m environ sur la Lune, l'ajustement d'une isochrone peut dans certains cas être rendu difficile, voir même impossible en fonction des propriétés du matériel sur lequel a été effectué le comptage.

Si aucun modèle de chronologie ne tient compte des propriétés de la surface datée, les datations par comptage de cratères sur les surfaces planétaires doivent donc à l'avenir tenir compte des modifications de fonctions de production engendrées par les propriétés géologiques des cibles impactées afin d'améliorer la précision des âges qui peuvent être déduits de ces comptages.

1.1.4 Évolution du flux d'impact dans le Système Solaire interne

Après la phase accréionnelle du Système Solaire (appelée aussi bombardement primitif) qui a vu la formation de nombreux planétésimaux en orbite autour du Soleil, l'orbite des planètes formée est restée relativement stable jusqu'à aujourd'hui. Néanmoins, *Hartmann* (1965b) est le premier à présenter des variations importantes du flux d'impact lors des phases post-accréionnelles.

L'idée d'un grand bombardement tardif avec des taux de cratérisation estimés à 500 fois supérieurs à l'actuel avant la formation des mers lunaires (voir figure 1.16) n'est apparue qu'un an après (*Hartmann*, 1966). En revanche, l'origine de ce grand bombardement catastrophique ayant probablement occasionnée entre 4.1 et 3.9 milliards d'années la majorité des gros cratères d'impact observables sur les corps telluriques, ne fut expliquée et validée qu'en 2005 par le modèle de Nice (*Gomes et al.*, 2005).

Ce modèle propose qu'au début de son histoire, Saturne acquit une excentricité orbitale importante au passage de la résonance 2 :1 avec Jupiter. À l'aphélie, celle-ci a pu interagir avec Uranus et Neptune. Les deux planètes les plus externes du Système Solaire fut alors fortement perturbées. Le rayon de l'orbite de Neptune s'est vu brutalement doublé perturbant ainsi le disque de planétésimaux se situant en périphérie du système.

Une partie fut éjectée (99% de la masse totale du disque) tandis que l'autre migra vers des régions plus externes pour former la ceinture de Kuiper. Une infime partie s'est vu migrée vers les régions internes du Système Solaire et certains débris sont rentrés en collision avec les planètes telluriques, lesquelles présentant encore, pour la plupart, les stigmates de cet évènement (mers lunaires, bassins d'impact sur Mercure et Mars...).

Toutefois, certaines hypothèses viennent contredire cette théorie notamment par le fait qu'il y ait une probabilité non-nulle pour que les nombreux échantillons récoltés par les missions Apollo ayant un âge avoisinant 3.9Ga ne soit issus que d'un seul évènement et non d'une multitude d'impacts comme cela est communément admis aujourd'hui (*Haskin et al.*, 1998; *Boehnke and Harrison*, 2016).

La calibration du flux d'impact par les retours d'échantillons lunaires montre une nette évolution exponentiellement décroissante du flux d'impact dans le Système Solaire de 3,9 à 2,7 milliards d'années (voir figure 1.16). Durant cette période, le flux aurait diminué d'un facteur d'environ 500 selon *Neukum* (1983); *Neukum et al.* (2001) et *Hartmann* (1970, 1973).

Néanmoins, la vitesse et la durée précise de cette décroissance sont des paramètres qui restent à préciser, comme en atteste la variabilité des scénarios d'évolution du flux d'impact selon les auteurs, synthétisés par *Crawford and Joy* (2014) sur la figure 1.16.

Nous l'avons vu, le flux d'impact sur les trois derniers milliards d'années de l'histoire du Système Solaire interne est très mal contraint. Cependant, les modèles actuels considèrent ce flux constant jusqu'à aujourd'hui.

Or, les simulations d'impactisme proposés par *Bottke et al.* (2007) et *Nesvorny et al.* (2002) estiment que ce flux serait moins important que celui proposé par *Neukum et al.* (2001) et présenterait des pics d'activités associés à des déstabilisations gravitationnelles de familles d'astéroïdes situées dans la ceinture principale (voir figure 1.16).

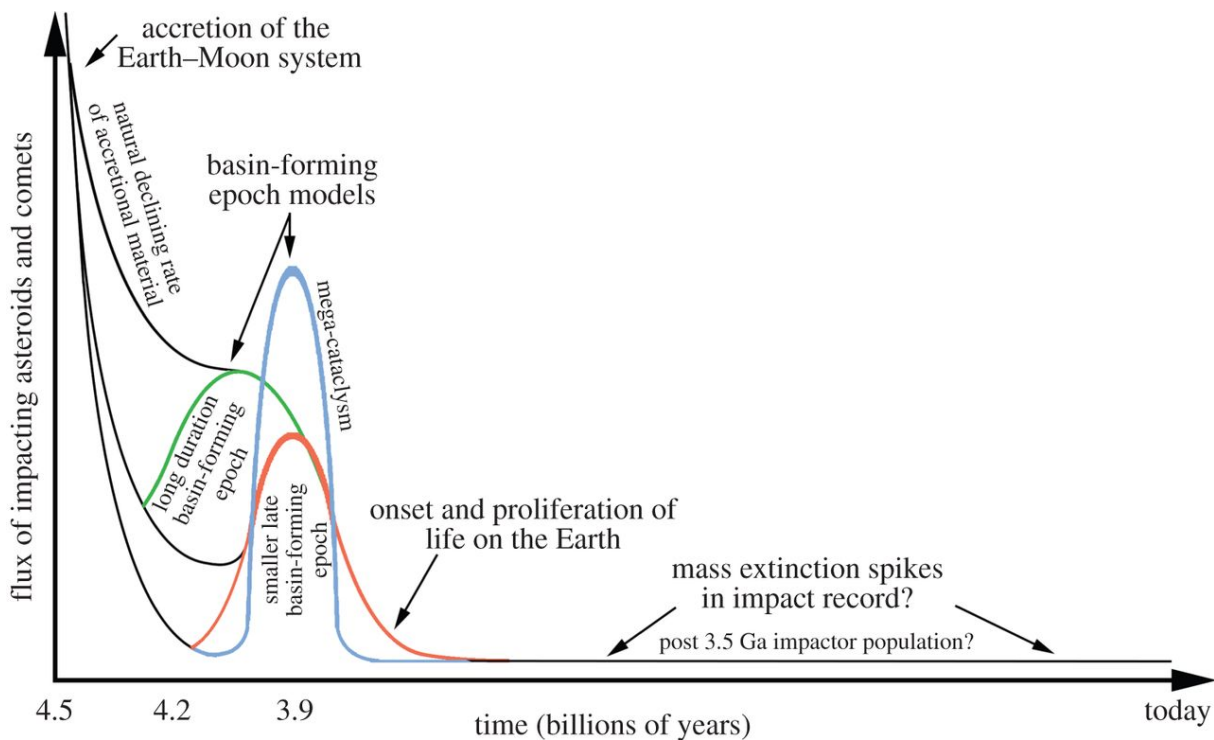


FIGURE 1.16 – Évolutions possibles du flux d'impact dans le Système Solaire interne d'après *Crawford and Joy* (2014). La variabilité des scénarios avant 3,9 milliards d'années est due à l'absence d'échantillons lunaires permettant de calibrer la variation du flux.

Les familles Flora et Baptistina auraient par exemple engendré des augmentations du taux de cratérisation respectivement d'un facteur 10 et 3 il y a 470 Ma (*Nesvorny et al.*, 2002) et 160 Ma (*Bottke et al.*, 2007). Cependant, ces pics de cratérisation n'auraient pu significativement concerner qu'une gamme de diamètre de cratères (en particulier les plus petits) et faire varier la fonction de production ponctuellement pour une partie des cratères d'impact observés sur les surfaces planétaires dont l'âge est supérieur à ces collisions.

Selon les auteurs, l'augmentation du flux par la famille Baptistina aurait pu donner lieu à la formation du cratère Tycho et de Chicxulub sur Terre. Cet impact constitue l'une des hypothèses pour expliquer l'extinction massive des espèces il y a 65 Ma. Il est donc essentiel de contraindre le flux d'impact récent afin de mieux comprendre l'évolution des corps telluriques du Système Solaire et son impact sur l'évolution de la vie.

Plusieurs études montrent la possibilité de mieux contraindre le flux actuel par l'observation de la formation de nouveaux cratères (voir figure 1.17.a). *Daubar et al.* (2013); *Malin et al.* (2007) et *Ivanov et al.* (2009) utilisent les images à haute résolution de la surface de Mars pour détecter la formation de petits cratères d'impact entre deux survols de la sonde. Leurs mesures rapportent un flux 3 à 5 fois inférieurs à celui estimés par *Neukum et al.* (2001) pour des cratères de diamètre supérieurs à 2 m environ.

L'observation des flashes lunaires constitue également un moyen d'accéder au flux actuel. Un impact lunaire se traduit par un flash de lumière très bref et très localisé (*Suggs et al.*, 2014; *Bouley et al.*, 2012; *Ait Moulay Larbi et al.*, 2015), visible depuis la Terre au moyen d'un télescope (voir figure 1.17.b).

Ces observations doivent être cependant étendues et les techniques de détection doivent être développées afin d'augmenter l'échantillonnage de flashes pour remonter au flux d'impact.

La mise en place en cours d'un réseau de caméras en France et en Europe (FRIPON pour Fireball Recovery InterPLanetary Observation Network) afin d'observer des phénomènes météoritiques devrait également permettre de mieux contraindre le flux d'impact terrestre et d'extrapoler ces données pour améliorer les modèles d'âge des autres corps.

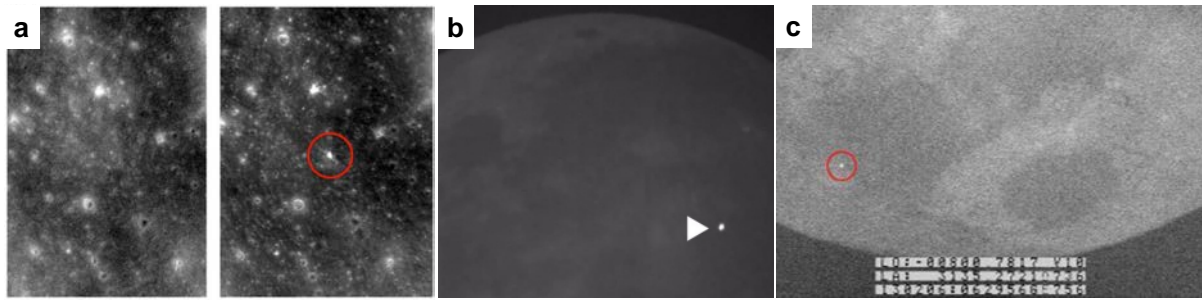


FIGURE 1.17 – a : Deux images (LROC) de la même surface lunaire prises à deux moments différents. On observe au centre de l'image de droite, la présence d'un nouveau cratère dont le diamètre est d'environ 10m (Daubar *et al.*, 2011). b : Flash lunaire engendré par la formation d'un nouveau cratère sur la Lune le 17 mars 2013. crédit : NASA. c : Flash lunaire enregistré le 6 février 2013 (Ait Moulay Larbi *et al.*, 2015).

1.1.5 Conclusion

La connaissance de l'évolution du flux d'impact et de l'évolution de la fonction de production de cratères dans le Système Solaire est indispensable pour dater précisément les surfaces planétaires et retracer leur histoire. Les technologies futures permettront sans doute d'embarquer à bord d'atterrisseurs ou de rovers des lignes de mesures isotopiques permettant de dater in situ la formation des roches. Toutefois, ces techniques ne pourront s'appliquer que très localement et la méthode de datation par comptage de cratères sera donc encore très utile pendant de nombreuses années pour mieux comprendre l'origine et l'évolution des corps telluriques.

Nous nous attacherons dans le chapitre suivant à décrire l'expression en surface du bombardement météoritique : les cratères d'impact. Leurs morphologies ainsi que celles de leurs éjecta seront abordées.

1.2 Morphologie des cratères et de leurs éjecta

La cratérisation des corps telluriques depuis leur création jusqu'à aujourd'hui n'a cessé de modeler leur surface. C'est d'ailleurs le processus de resurfaçage le plus efficace sur la grande majorité des planètes et des satellites du Système Solaire. En excavant du matériel jusqu'aux premiers kilomètres des croûtes planétaires, ces cratères constituent le seul objet d'étude nous permettant d'accéder à la composition en profondeur et à la structure des planètes sans tectonique des plaques.

La première partie de cette section résume la physique de mise en place et la morphologie des cratères d'impact. Nous nous intéresserons dans la seconde partie à la mise en place de leurs éjecta. La troisième et dernière partie traite de la morphologie particulière des éjecta lobés des cratères, très nombreux sur Mars, et de l'influence de la composition de la surface impactée sur ces morphologies. Enfin, la dernière partie met en lumière l'utilité des bases de données de cratères et leurs spécificités.

1.2.1 Origine et morphologie des cratères

1.2.1.1 Dynamique lors de l'impact

Les expériences d'impactisme en laboratoire et les observations des cratères lunaires ont permis de mieux comprendre la dynamique de formation des cratères d'impact (*Melosh*, 1989). Résultant de la collision entre deux corps de taille très différente, les pressions et les températures engendrées provoquent des changements de phases et des modifications minéralogiques et structurales du matériel impacté. L'impacteur arrive au sol à une vitesse de l'ordre de 10 à 30 km/s. L'énergie cinétique libérée est rapidement transformée en énergie mécanique ce qui se traduit par la fracturation et la fragmentation du matériel impacté. Une autre partie de cette énergie est quant à elle transformée en chaleur. Ainsi, le corps impactant ne s'enfonce que très peu et est rapidement vaporisé, tout comme une partie de la cible (voir figure 1.18.a). Une onde de choc se propage et comprime violemment le matériel impacté (voir figure 1.18.b). Cette compression se déplace en profondeur à partir du point d'impact et fracture la cible.

Une cavité transitoire se crée alors jusqu'à ce que l'onde de compression soit dissipée. Le matériel se décomprime alors violemment engendrant une onde de relâchement (ou rebond hydrodynamique) ayant pour effet de former la bordure relevée du cratère et l'éjection vers le haut d'une grande quantité de matériel excavé partiellement fondus et métamorphisés (voir figure 1.18.c et 1.18.d).

Une partie retombe dans la cavité créée par l'impact et une autre autour du cratère, ce sont les éjecta (voir figure 1.18.e et 1.18.f). Si la vitesse d'éjection des débris est supérieure à la vitesse de libération caractéristique de l'objet impacté, ces débris seront éjectés du corps et quitteront son champ gravitationnel.

La relaxation des roches après l'impact laisse ainsi place à un cratère final dont le fond est rempli de verres et de brèches d'impact (voir figure 1.18.f) et dont la forme et le diamètre dépendent de nombreux facteurs détaillés dans la section 1.2.1.2.

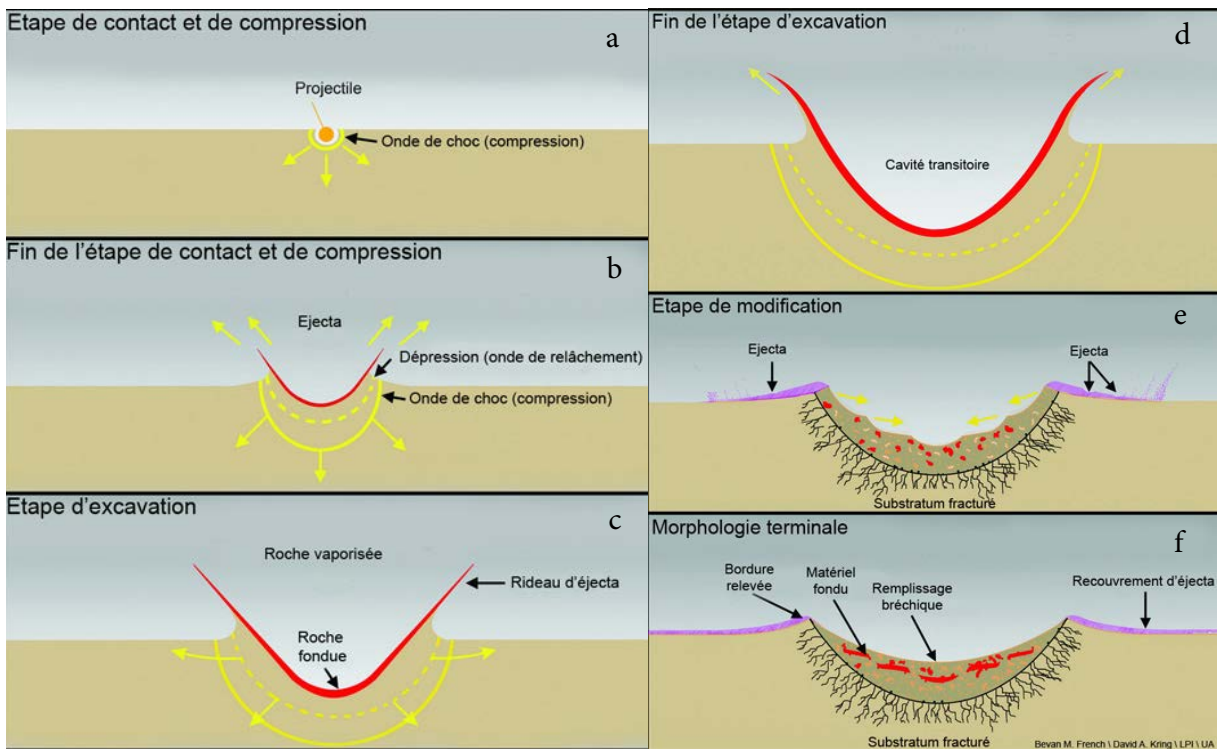


FIGURE 1.18 – Étapes de formation d'un cratère d'impact. Droits réservés - © 2009 Lunar and Planetary Institute, modifié.

1.2.1.2 Morphologie et morphométrie des cratères

La profondeur, le diamètre et la morphologie du cratère final sont autant de caractéristiques fonctions d'une multitude de paramètres inhérents à l'impacteur mais aussi à la cible. Les propriétés de l'impacteur tels que sa densité, sa masse, sa vitesse, son énergie cinétique et son angle d'approche sont parmi les facteurs les plus déterminants dans la morphométrie et la morphologie d'un cratère impact (*Melosh*, 1984, 1989).

Notons toutefois que l'angle d'approche n'a d'influence sur la morphologie du cratère que s'il est inférieur à 20° . Le caractère rasant d'un impact provoque alors une élongation du cratère dans la direction de l'impact et des dépôts d'éjecta dans des directions préférentielles perpendiculaires à celle de l'impact. Ces cratères sont nommés papillon mais la fréquence de ces évènements est relativement faible (*Melosh*, 1989).

Cependant le diamètre de l'impacteur est sans doute la variable la plus importante qui conditionne la taille du cratère (*Melosh*, 1989). La présence d'une atmosphère comme sur Terre et sur Mars ou, dans un cas plus extrême, sur Vénus, influence considérablement le comportement dynamique des petits impacteurs infra-métriques qui sont de loin les plus nombreux. Les frottements engendrés par l'atmosphère provoquent une élévation si intense de la température que l'impacteur entre en fusion, est vaporisé ou disloqué pour cette gamme de diamètre.

Seuls les impacteurs pluri-métriques, moins nombreux, résistent à l'entrée atmosphérique et sont susceptibles d'impacter la surface et de former une structure d'impact. Le cratère aura donc une taille proportionnelle à la taille de l'impacteur mais aussi à sa vitesse. Pour exemple, à taille égale, un astéroïde impactant la Lune formera un cratère bien plus grand que sur Mars car sa vitesse sera en moyenne deux fois plus élevée. *Melosh and Ivanov* (1999) estiment en moyenne que le diamètre du cratère est 20 fois supérieur à celui de l'objet qui l'a formé. Cette valeur varie toutefois principalement en fonction de la densité du matériel impacté (voir section 1.1.3.5) et de celle de l'impacteur ainsi que de l'accélération gravitationnelle du corps impacté. Cependant, si l'impacteur a une taille inférieure à 100m de diamètre, il sera impossible d'en retrouver des fragments car la météorite aura alors été totalement vaporisé dû à l'énergie cinétique trop élevée libérée lors de l'impact.

Tout ces paramètres influent donc sur la morphométrie des cratères mais aussi sur leur morphologie.

En effet, les plus petits d'entre eux ($\lesssim 10$ km sur la Lune, $\lesssim 5$ km sur Mars et $\lesssim 2$ km sur Terre) (*Pike, 1988; Melosh, 1989; Craddock et al., 1997*) arborent une morphologie dite de bol (ou cratère simple), c'est-à-dire une profondeur approximativement égale au dixième de leur diamètre et des bords relevés (voir figure 1.19.a).

A partir d'environ 20 km de diamètre sur la Lune, 8 km sur Mars et 3 km sur Terre (*Pike, 1988; Melosh, 1989; Craddock et al., 1997*), les cratères d'impact voient un pic se former en leur centre. Celui-ci résulte du rebond des roches qui forment le plancher de la cavité lors de leur décompression. À l'image de la déformation engendrée par une goutte dans une flaque, les roches - le liquide - se creusent d'abord au centre pour former une cavité, puis rebondissent pour former un pic central. Ces cratères sont dits complexes (voir figure 1.19.b).

Si l'énergie de l'impact est suffisante pour que le pic central retombe et forme un ou plusieurs anneaux, on ne parle plus de cratères mais de bassins d'impact (*Melosh, 1989*) comme par exemple Mare Orientale, un bassin lunaire multi-anneaux de 900 km de diamètre présenté en figure 1.19.c.

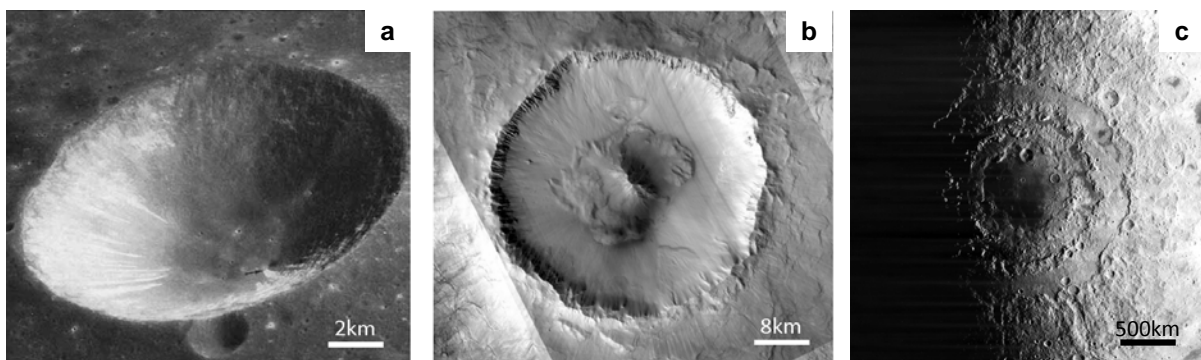


FIGURE 1.19 – Trois catégories de cratères d'impact. a : Cratère simple Isidorus, $D=10$ km, Lune (crédit : NASA, mission Apollo 16). b : Cratère complexe Arandas, $D=25$ km, Mars (crédit : NASA, images CTX). c : Bassin d'impact, Mare Orientale, $D=900$ km, Lune (crédit : NASA).

1.2.2 Mise en place et morphologie des éjecta

1.2.2.1 Dynamique des éjecta

Lors de la formation d'un cratère d'impact, la phase d'excavation engendre le déplacement et l'éjection d'une grande quantité de matière provenant de la cible. Ces débris décrivent une trajectoire balistique avant de se déposer autour de la cavité. Plus la taille du cratère est grande et plus la quantité de débris mise en jeu lors de la formation des éjecta est importante. La morphométrie des éjecta (étendue et épaisseur) dépend donc directement du diamètre du cratère qui leur est associé. La composition de la cible est également un facteur déterminant dans la morphologie des nappes et sera détaillée dans la section 1.2.2.2.

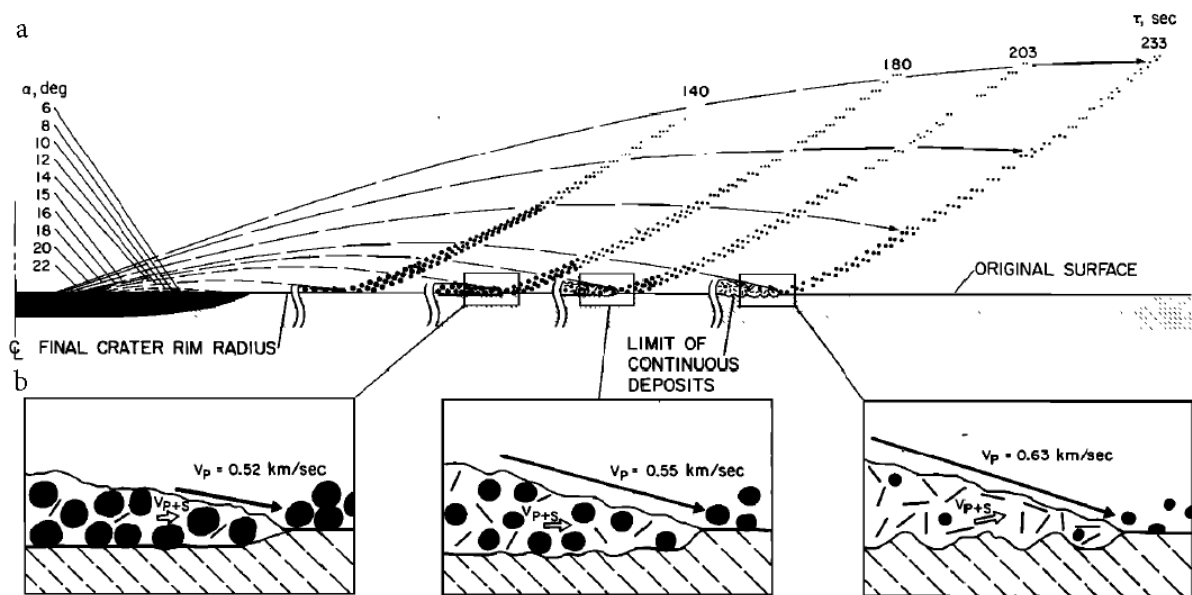


FIGURE 1.20 – Modèle de sédimentation balistique proposé par *Oberbeck*, 1975. a : Coupe schématisant l'avancée du rideau d'éjecta. Les angles donnés en ordonnée correspondent aux angles d'éjection des clastes et les temps en secondes donnent un ordre de grandeur du temps de l'avancée du rideau d'éjecta. b : Coupe schématisant des éjecta déposés illustrant la ségrégation granulométrique des clastes mis en jeu et leur vitesse en fonction de la distance à l'impact.

Quoiqu'il en soit le processus de dépôt dit de sédimentation balistique proposé par *Oberbeck* (1975) décrit le comportement dynamique des éjecta lors de la phase de vol et de dépôt (voir figure 1.20). Le matériel issu du centre de la cavité est éjecté à des angles et à des vitesses supérieurs à ceux des débris se situant à la périphérie.

Ils sont donc susceptibles de dépasser la vitesse de libération caractéristique du corps impacté et de quitter son champ gravitationnel. Si cette vitesse n'est pas atteinte, ces matériaux retomberont plus loin du cratère que les roches éjectées depuis la périphérie et formeront la bordure externe des éjecta (voir figure 1.20.a). Une ségrégation granulométrique entre également en jeu lors de cette phase de dépôt. En effet, les clastes les plus grossiers tombent en premier, non loin du cratère, tandis que les plus fins se déposent à des distances plus importantes (voir figure 1.20.b). Les roches éjectées peuvent, en fonction de leur diamètre et de leur vitesse d'éjection produire des impacts secondaires lors de leur retombée sur les éjecta ou bien au-delà (voir section 1.1.3.3).

1.2.2.2 Diversité et classification de la morphologie des éjecta sur Mars

Sur les corps telluriques dépourvus d'atmosphère, les éjecta des cratères arborent généralement une morphologie rayée (voir figure 1.21). Ce type de morphologie traduit un mode de mise en place par sédimentation balistique des éjecta (*Oberbeck, 1975; Melosh, 1989*) (voir section 1.2.2.1). Si ces cratères sont relativement communs sur la Lune et sur Mercure, ils le sont nettement moins sur Mars. En effet, les éjecta des cratères se situant sur la planète rouge développent souvent des morphologies beaucoup plus variées.

Observés pour la première fois par la sonde Mariner 9 en 1971, les cratères à éjecta lobés (voir figure 1.22) constituent une morphologie commune sur Mars. Décrits pour la première fois par *McCauley (1973)*, celui-ci les nomment "rampart craters" en référence à l'importante épaisseur du bord externe de ces éjecta. Depuis, la morphologie en couche d'éjecta et la sinuosité des bords externes (voir figure 1.22) ont donné lieu à une terminologie plus appropriée : les cratères à éjecta lobés ou "layered ejecta rampart craters" (*Barlow et al., 2000*).

Ce type d'éjecta présente cependant une grande variabilité morphologique. *Barlow et al. (2000)* classifie chacun d'entre eux de manière qualitative grâce à des critères descriptifs et non interprétatifs. Cette classification est principalement basée sur la présence d'une ou de plusieurs couches d'éjecta continues. Elle inclue également d'autres paramètres comme la sinuosité des éjecta, la topographie et la terminaison des nappes.

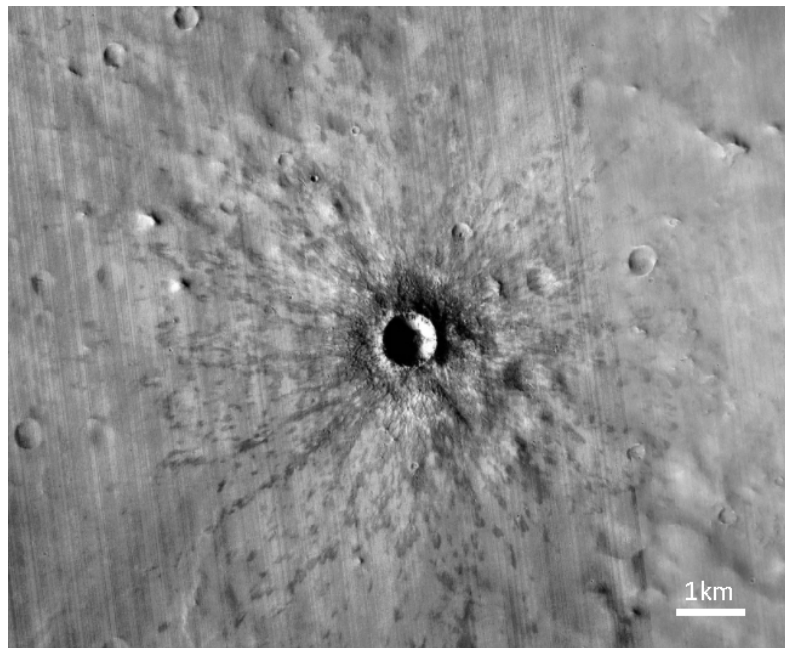


FIGURE 1.21 – Image CTX du cratère rayé Winslow (D=1.1 km), Mars (3°44'S, 59°09'E).
crédit : NASA

La nomenclature des éjecta lobés comprend trois types bien distincts (*Barlow et al., 2000*) illustrés sur la figure 1.22.a, b et c.

- a - Single Layer Ejecta Rampart Sinuous (SLERS). Le cratère est entouré d'une seule nappe continue, sinueuse, composée d'une multitude de lobes surlignés par un rempart terminal (voir figure 1.22.a).
- b - Double Layer Ejecta Rampart Sinuous (DLERS). Le cratère est entouré de deux nappes d'éjecta. La nappe interne est circulaire avec un rebord convexe tandis que la nappe externe est sinueuse (voir figure 1.22.b).
- c - Multiple Layer Ejecta Rampart Sinuous (MLERS). Au minimum trois nappes sinueuses entourent le cratère d'impact (voir figure 1.22.c).

À ces trois catégories de cratères à éjecta lobés viennent s'ajouter trois autres types d'éjecta à l'aspect relativement moins sinueux illustrés sur la figure 1.22.d, e et f.

- d - Single Layer Ejecta Pancake Circular (SLEPC). La nappe d'éjecta qui entoure le cratère est circulaire, avec une terminaison convexe. Cette morphologie ressemble à celle des cratères DLERS auxquels on aurait ôté la nappe d'éjecta externe (*Barlow et al., 2000*) (voir figure 1.22.d).

- e - Low-Aspect-Ratio Layered Ejecta (LARLE). Ces cratères montrent une morphologie similaire aux SLE, DLE et MLE mais une couche relativement fine d'éjecta (10m d'épaisseur) s'étendant à plus de six rayons de cratère entoure les nappes d'éjecta lobés (*Barlow et al., 2014; Boyce et al., 2015*) (voir figure 1.22.e). Le rapport entre l'épaisseur et l'extension des nappes est très faible (d'où leur nom) et comparable à celui d'une nuée ardente ($\approx 10^{-5}$).
- f - Pedestal craters (Pd) ou cratères perchés. Les éjecta ne forment pas de lobes mais sont néanmoins sinueux. Ils sont terminés par un escarpement sans bourrelet terminal. Le fond du cratère surplombe les terrains avoisinants (*McCauley, 1973; Barlow et al., 2000; Kadish et al., 2010; Kadish and Head, 2011*) (voir figure 1.22.f).

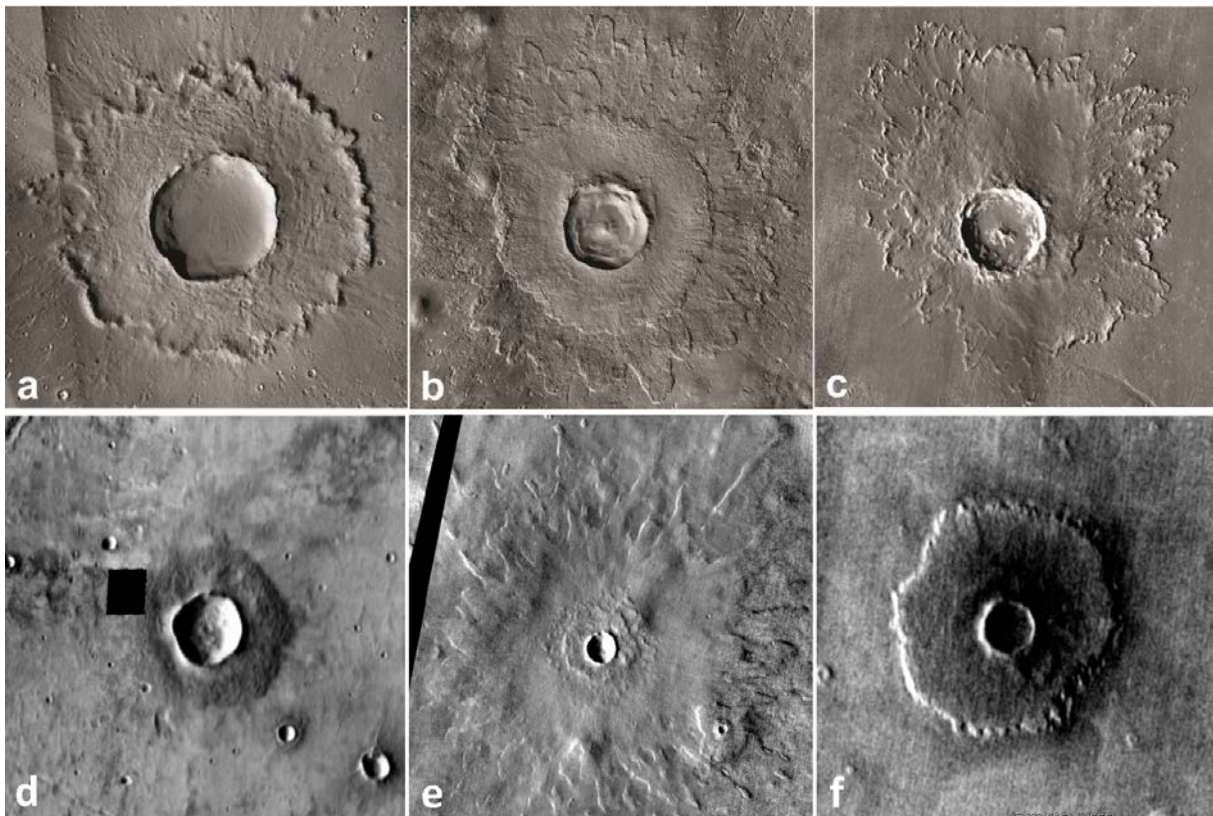


FIGURE 1.22 – Les six morphologies d'éjecta les plus communes sur Mars : a : cratère SLE de 12km de diamètre, 36.02°N, 80.47°E (mosaïque CTX). b : Cratère Steinheim, DLE de 11 km de diamètre, 54.57°N, 190.65°E (mosaïque CTX). c : Cratère Tooting, MLE de 28 km de diamètre, 23.21°N, 207.76°E (mosaïque THEMIS de jour). d : Cratère pancake (SLEPC) de 7km de diamètre, 25.76°S, 69.11°O (mosaïque THEMIS de jour). e : Cratère LARLE de 5 km de diamètre, 68.29°N, 266.37°E (mosaïque THEMIS de jour). f : cratère perché (Pd) de 3 km de diamètre, 55.28°N, 91.78°E (mosaïque THEMIS de jour).

1.2. MORPHOLOGIE DES CRATÈRES ET DE LEURS ÉJECTA

La majorité des morphologies lobés présentent une répartition latitudinale (*Costard, 1989; Barlow and Perez, 2003; Boyce and Mouginis-Mark, 2006; Barlow et al., 2014*). Ainsi, les SLERS sont majoritairement présents dans une bande latitudinale comprise entre -30° S et 30° N (voir figure 1.23.a) et représentent environ 86% des morphologies lobés observées. Les DLERS et les MLERS sont quant à eux moins nombreux que les cratères à une seule nappe d'éjecta (respectivement 9 et 5% des morphologies lobés) et sont observés au-delà de 30° de latitude nord et sud (voir figure 1.23.b et 1.23.c). Les LARLE présentent la même distribution latitudinale que les DLERS et MLERS tandis que les cratères SLEPC et Pd sont relativement peu nombreux et concentrés au delà de 40° de latitude.

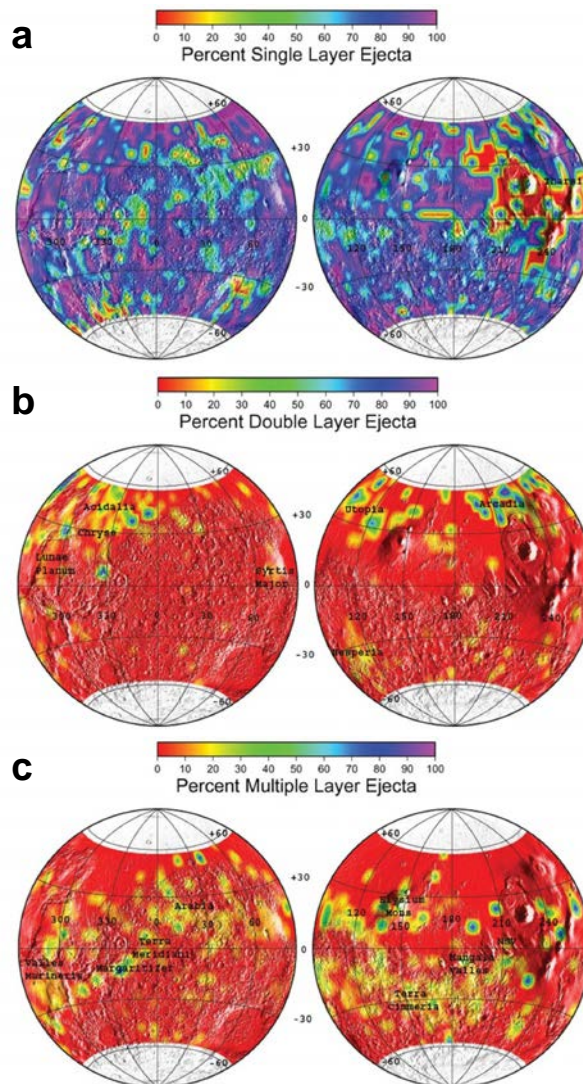


FIGURE 1.23 – Cartes de distribution des cratères LERS selon *Barlow and Perez (2003)*. a : Distribution des SLERS. b : Distribution des DLERS. c : Distribution des MLERS.

1.2.3 Modèle de mise en place des éjecta lobés

Le mode de mise en place des cratères LARLE et Pd fait relativement consensus. Tandis que les premiers se seraient formés récemment à partir d'un impact dans une couche riche en glace et par des dépôts à granulométrie faible (*Barlow et al.*, 2014; *Boyce et al.*, 2015), les seconds seraient le résultat de l'érosion des cratères LARLE par sublimations successives et érosion différentielle affectant principalement le terrain encaissant (*Meresse et al.*, 2006; *Kadish et al.*, 2008, 2010; *Boyce et al.*, 2015).

Cependant, les processus responsables des morphologies lobées bien exprimées (SLERS, DLERS et MLERS) sont discutés depuis leur découverte par l'arrivée sur Mars des sondes Viking en juin et août 1976. *Carr et al.* (1977) proposent alors la première théorie concernant la formation des éjecta lobés. Ils mettent en avant l'idée que ces éjecta se seraient déposés non par sédimentation balistique mais par une déferlante de débris au sol qui ont été fluidisés durant la phase d'excavation.

Il est généralement admis que la présence de volatils présents sous la surface de l'objet impacté (*Carr et al.*, 1977; *Mouginis-Mark*, 1981; *Wohletz and Sheridan*, 1983; *Costard*, 1989; *Barlow*, 1990; *Barlow and Perez*, 2003; *Boyce and Mouginis-Mark*, 2006; *Komatsu et al.*, 2007), l'atmosphère (*Schultz and Gault*, 1979; *Schultz*, 1992; *Barnouin-Jha and Schultz*, 1996, 1998) ou la combinaison des deux (*Barlow*, 2005; *Komatsu et al.*, 2007) sont principalement responsables de la mobilité des éjecta et de la formation des SLERS et des MLERS.

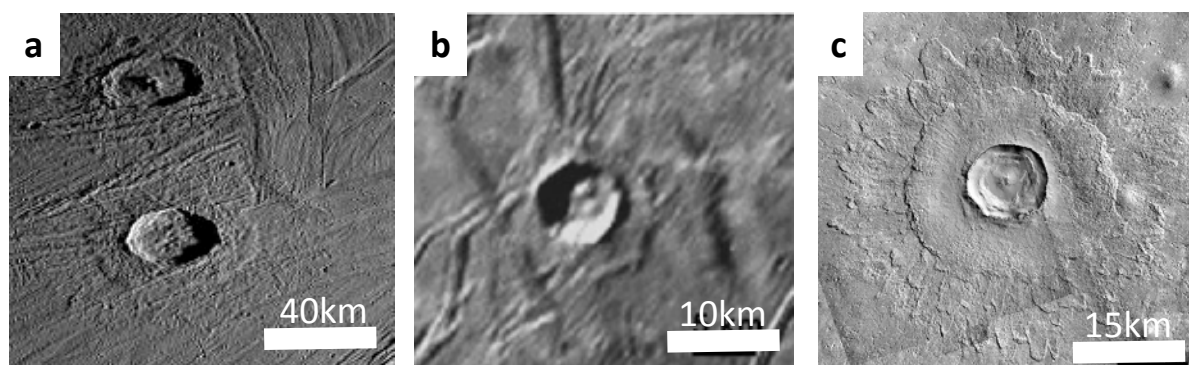


FIGURE 1.24 – a : Cratère à éjecta lobés Achelous (D=40km), Ganymède. b : Cratère à éjecta lobés Diarmuid (D=8,2km), Europe. c : Cratère à éjecta lobés Steinheim (D=8,2km), Mars.

Observés sur Mars, Vénus, Europe, Ganymède (voir figure 1.24) et la Terre (dans le cas du cratère Ries (*Hörz et al.*, 1983)), les processus engendrant la formation des DLERS font moins consensus. Un panorama des observations ayant conduites les théories tentant d'expliquer la morphologie des cratères à double nappe d'éjecta lobés est présenté dans les sections qui suivent.

1.2.3.1 Le modèle des vortex atmosphériques

Ce modèle propose le tri granulométrique des débris au sein d'un rideau d'éjecta particulièrement dense. Ce tri résulterait de la formation de vortex générés par l'avancée du rideau qui agirait comme une barrière imperméable déplaçant l'atmosphère autour de lui (*Schultz and Gault*, 1979; *Schultz*, 1992). Ces turbulences entraineraient alors le tri balistique des éjecta. Les débris les plus grossiers resteraient à la base du rideau et formeraient la nappe interne, tandis que les plus fins, plus rapides seraient entraînés au sommet et incorporés dans un flux turbulent avant de se redéposer pour former la nappe externe (voir fig.1.25). Les expériences en laboratoire menées par *Barnouin-Jha and Schultz* (1996) démontrent que les vents créés par l'avancée d'un tel rideau sur des corps planétaires pourvus d'une atmosphère sont suffisants pour engendrer une sinuosité des éjecta.

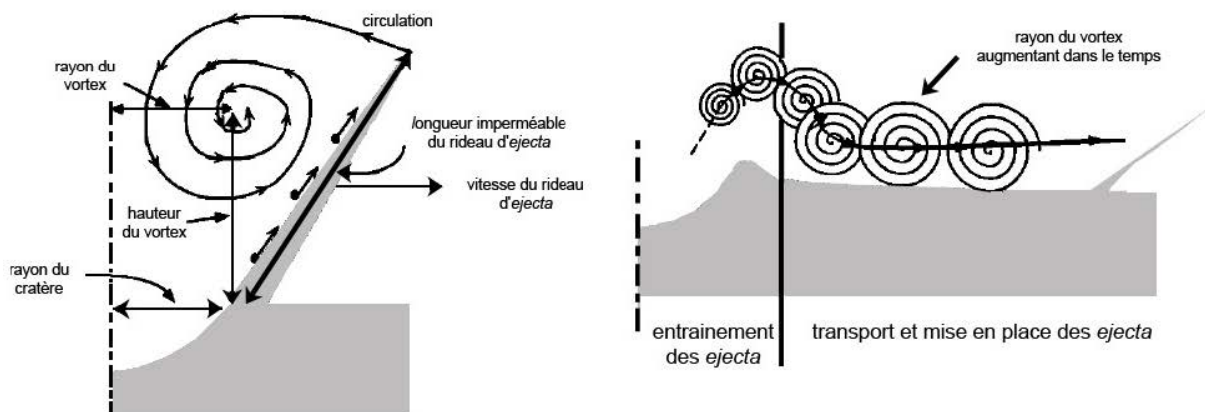


FIGURE 1.25 – Schéma décrivant le modèle atmosphérique de *Schultz and Gault* (1979) et *Schultz* (1992). D'après *Barnouin-Jha and Schultz* (1996) et modifié.

1.2.3.2 Le modèle de la couche riche en matériaux volatils

Le modèle développé par *Mouginis-Mark* (1981) suggère deux phases de mise en place qui résulteraient de la variation de l'angle d'éjection des débris par la présence d'une couche riche en volatils sous la surface de Mars.

Dans ce modèle, l'impact a d'abord lieu dans une couche de matériaux secs. L'angle d'éjection de ces débris est faible et la viscosité des éjecta engendrés est importante. La nappe interne se forme. À mesure que la cavité transitoire grossit, l'impact excave des matériaux plus en profondeur se situant dans une couche riche en volatils et l'angle d'éjection augmente. Ces volatils sont incorporés dans le nuage d'éjecta. À cet instant, la nappe interne est déjà formée.

Le nuage s'effondre et, de par sa composition, est relativement moins visqueux que le rideau d'éjecta ayant formé la nappe interne. Celui-ci flue brutalement sur la nappe interne et s'étend bien au-delà de cette dernière pour former la nappe externe (voir fig.1.26).

Grâce aux récentes données d'imagerie à très haute résolution, *Boyce and Mouginis-Mark* (2006) et *Schwegman* (2015) étudient les terrains striés présents sur la nappe interne et les interprètent comme étant le résultat du passage du nuage d'éjecta sur la nappe interne.

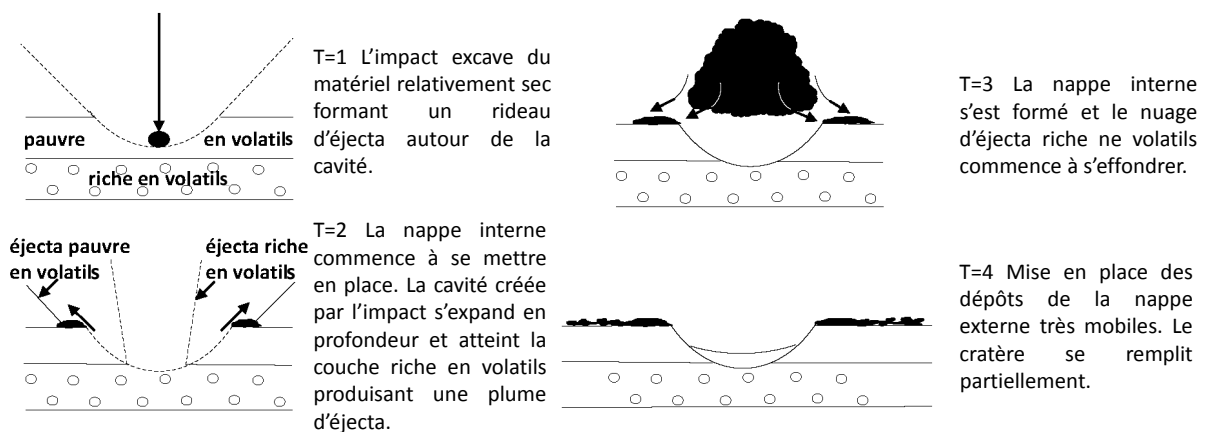


FIGURE 1.26 – Schéma décrivant la mise en place de la nappe interne et le chevauchement du nuage pour former la nappe externe des DLERS. D'après *Mouginis-Mark* (1981) et modifié.

1.2.3.3 Le modèle intermédiaire

Ce modèle suggère que la combinaison entre l'effet atmosphérique et la présence d'une couche riche en volatils sous la surface est responsable des morphologies lobées et plus particulièrement de celles des DLERS. *Komatsu et al. (2007)* proposent qu'un impact dans une couche riche en glace d'eau proche de la surface provoque la liquéfaction du terrain encaissant par l'expansion d'une onde de choc (voir figure 1.27). La nappe interne se dépose par sédimentation balistique et s'écoule sur la surface. Des débris sont entraînés par des vortex, une partie flue sur la nappe interne et se dépose au-delà pour former la nappe externe.

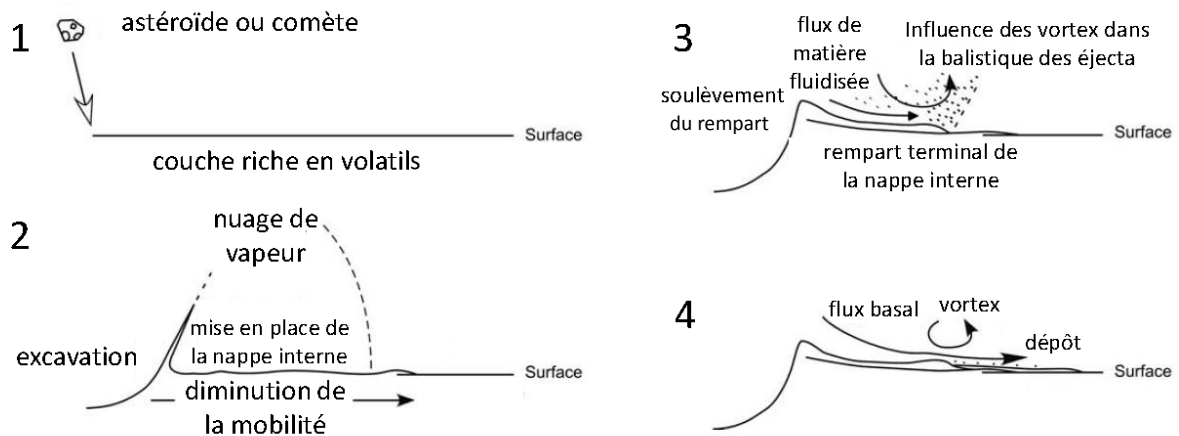


FIGURE 1.27 – Schéma montrant l'interaction entre les effets de présence de volatils en subsurface et de l'atmosphère dans la mise en place des cratères DLERS, modèle de *Komatsu et al. (2007)* (modifié).

1.2.3.4 Le modèle du découplage de la source des deux nappes lors de l'impact

Cette hypothèse de formation des éjecta DLERS suggère deux stades de mise en place. Tout d'abord, l'impact excave du matériel pauvre en volatils. La nappe externe se dépose en premier via une sédimentation balistique et un flux radial au cratère. Puis, du matériel plus profond et plus riche en volatils est excavé et forme la nappe d'éjecta interne qui se dépose au-dessus de la nappe externe. Ce modèle est similaire à celui *Mouginis-Mark (1981)* et *Boyce and Mouginis-Mark (2006)* à la différence que la mise en place des deux nappes est inversée.

1.2.3.5 Le modèle du substrat glaciaire

Ce modèle invoque une mise en place de la nappe interne postérieure à celle de la nappe externe (voir figure 1.28). Les éjecta de la nappe externe se déposent autour du cratère au moment où la remontée structurale du rempart du cratère se produit. Cette remontée a pour effet de déstabiliser les éjecta les plus proximaux et ceux-ci glissent à la manière d'un glissement de terrain (*Weiss and Head, 2013*). Cette déstabilisation est favorisée par la conservation de volatils au sein d'une couche située sous les éjecta de la nappe externe. La nappe interne ne serait alors que le produit de déstabilisation des parois externes du cratère.

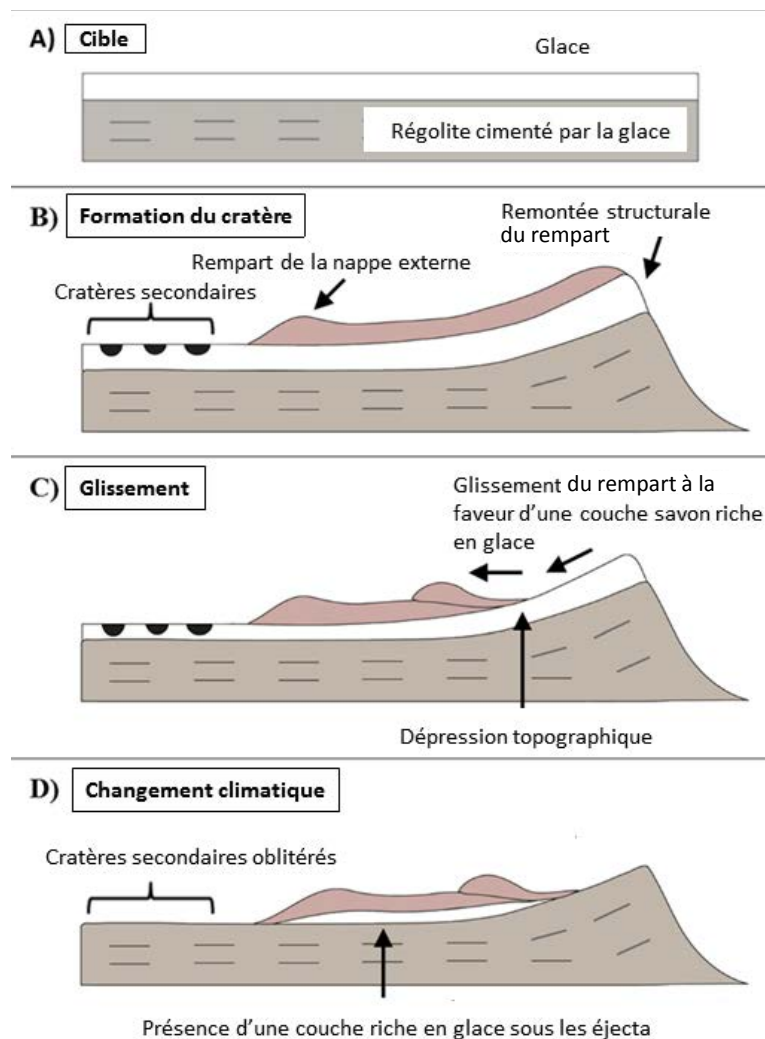


FIGURE 1.28 – Schéma décrivant le mode de mise en place des DLERS selon *Weiss and Head* (2013) (modifié). La nappe externe se met en place via un dépôt balistique tandis que la nappe interne se dépose par dessus sous l'effet d'un glissement de terrain. Ce glissement est favorisé par la présence d'une couche riche en glace sous les éjecta de la nappe externe.

1.2.3.6 Le modèle de déstabilisation du rempart du cratère

Wulf and Kenkmann (2015) proposent un modèle similaire à celui modèle *Weiss and Head* (2013) à la différence qu'il invoque une déstabilisation du rempart du cratère qui ne nécessite pas la présence d'une couche savon. *Wulf and Kenkmann* (2015) avancent que la nappe externe est très mobile car riche en volatils et s'étend à plusieurs rayons de cratère.

Les éjecta les plus proximaux, très visqueux restent quant à eux sur les bords de la cavité créant une élévation topographique au niveau du rempart du cratère. Par gravité, ce surplus d'éjecta très localisé glisse brutalement sur la nappe externe pour former la nappe interne.

1.2.4 Confrontation des modèles de mise en place des cratères à éjecta lobés et plus spécifiquement des DLERS

Même si l'influence atmosphérique seule proposée par *Schultz and Gault* (1979) et *Schultz* (1992) est difficilement applicable à Mars dans les conditions actuelles du fait du caractère ténue de l'atmosphère, l'implication de cet effet semble toutefois pertinent pour expliquer les morphologies lobées étant donné que de telles morphologies sont présentes sur Vénus, une planète où l'eau n'existe que sous forme de vapeur dans l'atmosphère.

L'implication d'une couche riche en matériaux volatils sous la surface reste toutefois l'hypothèse majeure pour expliquer les morphologies des cratères à double nappe d'éjecta présents sur Mars, Europe et Ganymède (voir figure 1.24).

De plus, différents arguments permettent de favoriser cette théorie :

- le contournement des reliefs par les éjecta (*Boyce and Mougini-Mark*, 2006),
- la présence de particules grossières à la périphérie des éjecta (*Baratoux et al.*, 2005),
- la nécessité d'une phase liquide pour transporter les particules de plus de 5 mm en suspension dans l'atmosphère martienne (*Baratoux et al.*, 2005),
- la variation latitudinale des morphologies lobées et leur répartition spécifique (voir figure 1.23) (*Costard*, 1989; *Cave*, 1993; *Barlow and Perez*, 2003).

Les processus engendrant la formation des DLERS sont toutefois plus débattus comme nous venons de le montrer par la liste des différents modèles tentant d'expliquer leur mise en place (*Osinski et al.*, 2011; *Weiss and Head*, 2013; *Wulf and Kenkmann*, 2015).

L'influence de l'atmosphère et de la glace d'eau sous la surface sont vraisemblablement à l'origine des cratères d'impact à éjecta lobés. Concernant la mise en place de la nappe interne des DLERS, les arguments morphologiques présentés par *Weiss and Head* (2013) et *Wulf and Kenkmann* (2015) montrent que les éjecta proximaux sont postérieurs à la nappe externe.

Il est toutefois difficile de concevoir la conservation d'une couche de glace proche du cratère agissant comme une couche savon permettant au rempart de glisser sur la nappe externe. Sur ce point, l'hypothèse de *Wulf and Kenkmann* (2015) semble être la plus probable même si cette théorie nécessite d'être validée par des expériences en laboratoire et par des modélisations.

Nous verrons dans la section suivante la nécessité de disposer d'une base de données complète et la plus juste possible des cratères martiens afin notamment de les étudier à l'échelle globale et de potentiellement préciser leur mode de formation.

1.2.5 Les bases de données de cratères martiens

Les cratères d'impact sont utilisés en planétologie depuis des décennies comme des outils permettant de dater les surfaces planétaires, de les cartographier, de tracer les processus de surface et d'accéder au matériel composant les parties supérieures des croûtes des corps telluriques.

L'utilisation de ces structures géologiques dans le cadre de ce type de recherche est largement facilitée par le fait de disposer d'une base de données uniforme les référençant.

Les premières bases de données de cratères furent créées dans les années 60, dans le cadre de la préparation des missions Apollo (*Kuiper*, 1960; *Schirmerman*, 1973). Par l'arrivée des premières sondes ayant visités la planète Mars, les bases de données de cratères martiens furent établies.

La première à l'échelle de la planète entière fut celle de *Barlow* (1988), construite à partir des images de la sonde Viking et comprenant plus de 42.000 cratères de plus de 5 km de diamètre.

L'année suivante, *Costard* (1989) référence plus de 2600 cratères à éjecta lobés mais cette fois, la morphologie des nappes est précisée. Une distinction entre les nappes à une, deux ou plusieurs couches d'éjecta est effectuée dans le but de mieux comprendre la distribution spatiale des matériaux volatils dans le sous-sol de Mars. Depuis cette période, la résolution des images de la surface de Mars dont nous disposons n'a cessé d'évoluer et avec elle, le degré de complétion des bases de données en terme de diamètre de cratères pris en compte et des informations morphologiques disponibles. Certaines ont même été construites par la détection automatique de formes comme celle de *Stepinski et al.* (2009) établie à partir des données de topographie MOLA (Mars Orbital Laser Altimeter). Toutefois, cette technique ne nécessitant pas une détection manuelle, plus longue et fastidieuse, est source de nombreuses fausses détections liées aux algorithmes utilisés (*Urbach and Stepinski*, 2009; *Kim et al.*, 2005; *Kaichang et al.*, 2014). *Salamunniccar et al.* (2011) propose quant à lui une combinaison des différentes bases de données existantes. Sa base de données comporte des cratères de plus d'1 km de diamètre mais est considéré comme complète à partir de 5 km de diamètre.

À ce jour, la base de données de cratères martiens la plus complète est celle de *Robbins and Hynek* (2012) comme l'illustre la figure 1.29. Celle-ci comporte 384.399 cratères de plus d'1 km de diamètre, identifiés manuellement selon l'auteur. Pour ceux plus grands que 3 km, des informations morphométriques et morphologiques sont également disponibles. À la différence des bases de données antérieures (*Barlow*, 1988; *Stepinski et al.*, 2009; *Salamunniccar et al.*, 2011), cette base de cratères intègre un nombre beaucoup plus important de structures de diamètres compris entre 1 et 3 km.

Néanmoins, selon *Barlow* (2017), cette base comporte de nombreuses erreurs de détections. Il apparait également qu'un grand nombre de cratères secondaires sont présents dans ce catalogue sans être identifiés comme tels. La prise en compte de ce type de cratères mais aussi de cratères fantômes sans distinction peut largement fausser les mesures d'âge et rend cette base de données inutilisable pour la datation des surfaces martiennes contrairement à ce qui est avancé par *Robbins and Hynek* (2012). Des biais majeurs peuvent donc être engendrés par l'utilisation sans correction préalable de cette base de données (*Barlow*, 2017; *Lagain et al.*, 2017b).

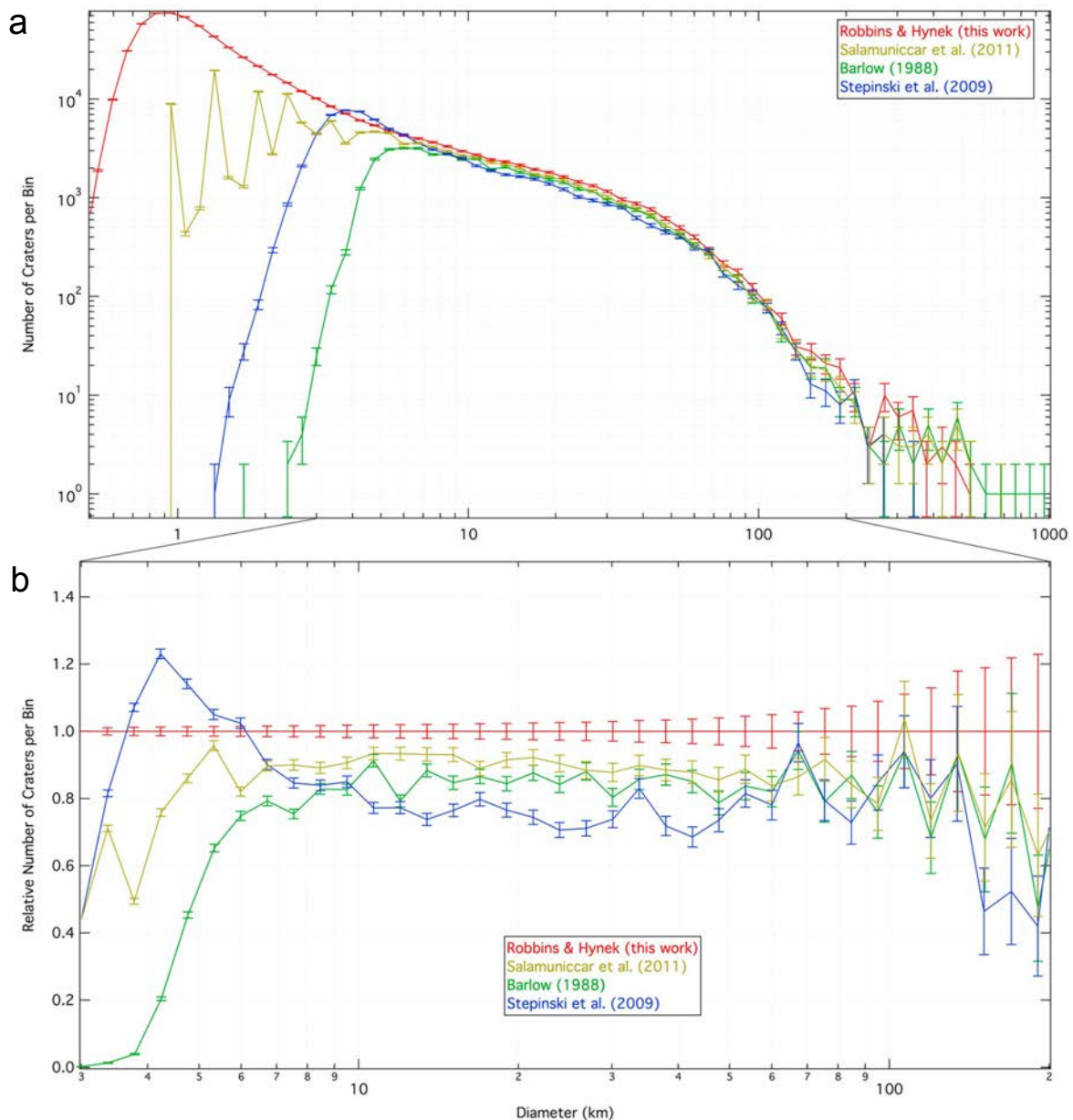


FIGURE 1.29 – Comparaison de différentes bases de données de cratères martiens d’après *Robbins and Hynek* (2012). a : Nombre de cratères par gamme de diamètres pour différentes base de données. Celle de *Robbins and Hynek* (2012) contient le plus grand nombre de cratères supérieurs à 1 km de diamètre. b : Nombre de cratères de plus de 3 km de diamètre par gamme de diamètre normalisé à la base de *Robbins and Hynek* (2012). À partir de 3 km des informations morphologiques sont disponibles pour tous les cratères de cette base de données.

Il apparait donc ici essentiel de continuer le travail d’amélioration des bases de données de cratères martiens mené depuis la fin des années 80 par la révision globale du catalogue de cratères de *Robbins and Hynek* (2012).

1.2.6 Conclusion

Les cratères d'impact sont l'expression en surface du bombardement météoritique qu'a connu le Système Solaire depuis sa formation. Les cratères constituent donc de formidables outils pour comprendre l'évolution de l'impactisme sur les corps telluriques. Sur Mars, la présence sous la surface d'une couche riche en volatils au moment de l'impact permet aux nappes des cratères à éjecta lobés de développer une morphologie continue, sinueuse et facilement reconnaissable. Leur étude est donc susceptible de fournir de précieuses informations sur l'évolution climatique de la planète rouge.

Les grands changements climatiques de Mars ayant eu lieu durant la période amazonienne sont principalement contrôlés par la variation d'obliquité (*Carr and Head, 2010; Head et al., 2003, 2005; Laskar et al., 2004*). L'extension de la couche de glace à la surface et en subsurface est donc étroitement liée à ce paramètre orbital. L'étude de ce type de cratères peut donc nous apporter des informations sur les changements climatiques et les variations orbitales de Mars. Cette problématique sera l'objet du chapitre 4.

1.3 Bilan et objectifs

Les cratères d'impact sont des objets géologiques constituant à la fois des marqueurs de l'histoire de la cratérisation dans le Système Solaire et des indicateurs de la composition des surfaces des corps telluriques.

Trois grandes problématiques actuelles peuvent se dégager à l'issue du premier chapitre de cette thèse :

Le flux d'impact

L'hypothèse du flux constant depuis trois milliards d'années est admise par la communauté pour dater les surfaces planétaires. Toutefois, certaines études montrent que ce flux a évolué sans apporter de nouvelles fonctions de chronologie. Ce flux de cratérisation est-il vraiment constant sur Mars ? As-t-il évolué, et si oui, pour quelles gammes de diamètres de cratères ? Autrement dit, la fonction de production de cratères a-t-elle évolué depuis le LHB ? Quelles peuvent être l'origine d'une éventuelle variation sur Mars et quelles peuvent en être les implications dans la chronologie martienne ? Peut-on contraindre l'évolution de ce flux ou celle de la fonction de production par la datation des cratères à éjecta lobés ?

Les variations paléoclimatiques martiennes

La morphologie des éjecta lobés est liée à la présence de volatils sous la surface de Mars. Est-il possible, par la datation de leur formation, de contraindre l'évolution spatio-temporelle de la couche riche en matériaux volatils ? L'obliquité de la planète est le facteur principal contrôlant l'extension spatiale de cette couche ? Est-il également possible de contraindre ce paramètre dans le temps ?

La base de données de cratères martiens

Les cratères d'impact de plus d'1 km de diamètre sur Mars sont très nombreux. Une base de données référence 384.399 structures sans préciser leur morphologie et contient de nombreuses erreurs. Comment est-il possible de la corriger rapidement ? Quels outils et stratégies peuvent être mis en place pour obtenir un catalogue de cratères juste et complet ? Quels peuvent être les

différences avant et après sa correction ? En quoi cette base de données révisée peut être utile pour la datation des surfaces martiennes ?

Ces trois grandes problématiques sont reliées les unes aux autres. Étudier les cratères à éjecta lobés et dater leur formation peut permettre de mieux préciser le flux d'impact et la fonction de production des cratères, et donc , la méthode de datation par comptage de cratères. Cette contrainte, apportée à la fonction de chronologie martienne, nous permettra d'obtenir des âges plus réalistes concernant les évènements géologiques ayant marqué son histoire et donc mieux comprendre les variations paléoclimatiques qui ont façonné sa surface. Enfin, la correction et l'adaptation d'une base de données de cratères martiens à la datation des surfaces est un outil indispensable pour préciser à l'échelle globale les modifications qu'a connu sa surface.

La réponse à toutes les questions posées dans les trois problématiques de cette thèse permettront d'améliorer nos connaissances sur l'évolution géologique et climatique de la planète Mars. Afin d'y répondre, nous présenterons dans un premier temps les données disponibles et la méthodologie développée pour l'étude et la datation des cratères à éjecta lobés, outils principal de cette thèse (chapitre 2).

Nous présenterons ensuite une étude où une large population de cratères à éjecta lobés a été daté. Les âges déduits à partir d'un modèle de chronologie à flux constant nous permettront de construire la fréquence de leur formation et de la comparer au modèle de flux d'impact. Une précision sur l'évolution temporelle de ce flux et d'une variation éventuelle de la fonction de production martienne pourra ainsi être apportée et répondre à la première problématique (chapitre 3).

Puis, une étude sur la datation de la totalité des cratères de type LARLE sera présentée dans le chapitre 4. Nous pourrons comparer la localisation de ces cratères et leurs âges avec la variation de l'obliquité de Mars, paramètre principalement responsable de la modification du climat.

Enfin, la correction de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012) sera présentée en chapitre 5. L'adaptation et l'application de cet outil à la datation des surfaces martiennes y sera détaillée.

Données et méthodologie développée pour l'étude des cratères à éjecta lobés martiens

L'ajout de l'aspect temporel à l'étude des cratères à éjecta lobés est inédit et est susceptible de nous apporter de nombreuses informations sur le flux d'impact martien et les variations climatiques qu'a connu la planète dans le passé. Les éjecta lobés associés aux cratères de plus de 5 km de diamètre constituent d'excellentes surfaces pour effectuer une datation de leur mise en place par la méthode du comptage des cratères.

Des datations sur de telles surfaces avaient déjà été tentées par (*Baratoux et al.*, 2007). En effet, la continuité et l'extension de leur nappe d'éjecta offre une surface suffisamment importante pour qu'un grand nombre de cratères ait pu s'y former depuis leur mise en place. À la différence des datations des cratères rayés lunaires effectués par *Trey* (2013) et *Quantin et al.* (2015) par le comptage des cratères sur le fond des structures principales, notre étude se propose d'utiliser la surface continue que constituent ce type de nappe d'éjecta, dont la formation est synchrone aux cratères d'impact associés, afin de s'affranchir des éventuelles effets de resurfaçage et d'oblitération de petits cratères liés aux reliefs importants et aux conditions érosives martiennes au sein de la structure datée.

Ce chapitre présente les données et la méthodologie employée pour extraire une population de cratères présents sur une nappe d'éjecta la plus représentative de l'âge de formation d'un cratère à éjecta lobé.

Nous présenterons enfin une étude permettant de valider notre méthode de datation. Celle-ci consiste en la comparaison de deux datations effectuées séparément sur des couples de cratères dont la formation a été simultanée (*Miljkovic et al.*, 2013).

2.1 Les données

Depuis le début de l'exploration martienne dans les années 60, 52 sondes et rovers ont tenté de visiter la planète Mars. Seules la moitié d'entre-elles, ont réussi à collecter des données et notamment des images de la surface qui nous ont fournit des informations capitales dans la compréhension de l'évolution de la planète rouge.

Nous présenterons ici les données d'imagerie qui nous ont permis de dater la formation des cratères à éjecta lobés : les images CTX et THEMIS.

2.1.1 Les images de la caméra CTX

La caméra CTX (ConTeXt Camera) à bord de la sonde MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) en orbite autour de Mars depuis 2006 permet de fournir des images panchromatiques de la surface de Mars dans la quasi-totalité du spectre visible (500 à 700nm). Du fait de l'orbite quasiment circulaire et polaire de la sonde MRO, la résolution des images produites par cette caméra est constante et vaut en moyenne 6 m/pixel (*Malin et al., 2007*).

Elles offrent également pour chacune d'entre-elles un champ de vue relativement large, compris entre 5 et 7° donnant lieu à des images d'une trentaine de kilomètres de large. La quantité de données acquises depuis le début de la mission permet de couvrir aujourd'hui plus de 80% de la surface de Mars. La couverture et la résolution de ces images sont particulièrement utiles pour étudier en détail la morphologie des structures et pouvoir ainsi les replacer dans un contexte géologique.

2.1.2 Les données d'imagerie thermique THEMIS

L'instrument THEMIS (THERmal Emission Imaging System) à bord de la sonde Mars Odyssey en orbite autour de Mars depuis 2002 possède deux systèmes d'imagerie multi-spectrale : un dans le domaine visible et l'autre dans l'infrarouge. Le système infrarouge nous permet d'obtenir des informations sur la température et l'émissivité des roches en surface par la mesure du spectre d'absorption entre 6 et 13 μm (*Christensen et al., 2004*).

La couverture de ces données est globale et leurs résolutions constantes, à 100 m/pixel (pour les acquisitions de jour). Les images THEMIS prises en infrarouge de jour nous permettent d'avoir accès à la variété et aux limites géologiques des terrains à l'échelle planétaire.

2.1.3 Complémentarité et applications des données THEMIS et CTX

Pour l'étude des cratères à éjecta lobés, la complémentarité des images CTX et THEMIS a été indispensable. Les images THEMIS ont été utilisées en amont des images CTX pour diverses raisons. La première est que celles-ci bénéficient d'une mosaïque à l'échelle globale permettant d'identifier les cratères de plus de 1 km de diamètre comme le montre la figure 2.1. La deuxième est que ces données permettent de préciser si ceux-ci possèdent des éjecta lobés ou non. L'identification des cratères à éjecta lobés étudiés au cours de la thèse s'est donc effectuée grâce à ces données. La troisième raison est que la géologie régionale et celle à l'échelle des éjecta peut être mise en évidence au premier ordre avec les images THEMIS.

Les images CTX, quant à elles, doivent être mosaïquées avant d'être utilisés sur une zone d'étude pour bénéficier d'une résolution 16 fois supérieure à celle des données THEMIS. Elles nous ont permis d'identifier les cratères de plus de 100 m de diamètre présents sur les éjecta et de préciser l'identification et la morphologie des nappes comme le montre la figure 2.1.

D'autres données d'imagerie de la surface martienne comme les images HiRISE (High Resolution Imagery Science Experiment) ou MOC (Mars Orbital Camera) auraient pu être utilisées dans la suite de cette thèse, or, si les premières ont une résolution de 10 cm/pixel en moyenne, leur couverture spatiale est très limitée, les secondes couvrent quant à elle la totalité de la surface mais avec une résolution moindre (7,5 km/px). Le couplage des images CTX et THEMIS pour les différentes études que nous proposons dans la suite de cette thèse est donc le meilleur compromis entre couverture spatiale et résolution des images.

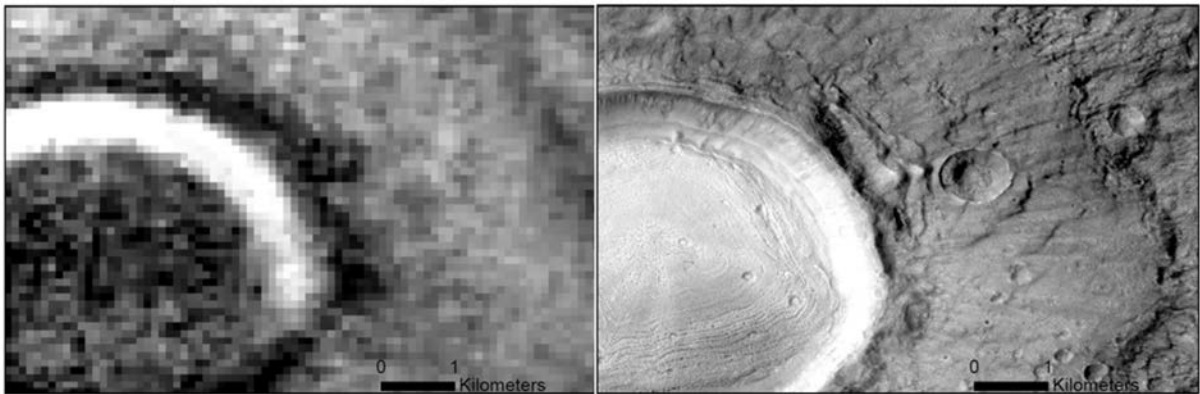


FIGURE 2.1 – A gauche, une image THEMIS prise de jour avec une résolution de 100m/pixel, seul le cratère de plusieurs kilomètres de diamètre est distinguable. Les contrastes des structures géologiques comme la limite entre le cratère et ses éjecta sont clairement identifiables. A droite, une image CTX à 6m/pixel où les cratères d'une centaine de mètres sont bien visibles. La morphologie du cratère et de ses éjecta peut être décrite à cette résolution.

2.2 Outils pour la datation des surfaces planétaires

Déduire l'âge de formation d'une unité géologique impose de mesurer la fréquence de taille des cratères présents sur sa surface. Différents outils ont été développés pour standardiser, analyser la pertinence et réduire le temps de cette mesure jusqu'à l'obtention d'un âge. Trois outils ont été nécessaires dans l'établissement de notre méthode de mesure d'âge de formation des cratères à éjecta lobés.

Nous présenterons tout d'abord l'outil CraterTools qui permet de mesurer les diamètres des cratères présents sur une surface. Nous détaillerons ensuite le fonctionnement de l'outil Randomness Analysis Tool qui fournit un degré de confiance sur chaque classe de diamètre de cratères quant à la représentativité de l'échantillon de cratères pris en compte par rapport à l'âge de la surface. Enfin CraterStats II, un logiciel spécialisé pour la datation des surfaces planétaires sera présenté. Cet outil permet d'afficher la CSFD mesurée et d'ajuster une isochrone selon différents systèmes de chronologie (fonction de production de cratères à un instant donné) afin d'obtenir l'âge de la surface.

2.2.1 Extraction des populations de cratères sur une surface, l'outil CraterTools

Le comptage de cratères est la seule méthode permettant de déduire l'âge d'une surface planétaire. Celle-ci est directement dépendante de la mesure du diamètre des cratères présents sur la surface de comptage. Or, la distorsion des distances et des surfaces liée à la projection cartographique utilisée est l'une des sources d'erreurs les plus importantes dans la détermination de la CSFD.

Certaines zones très cratérisées imposent un comptage de cratères particulièrement long et fastidieux. Afin de standardiser et de réduire les incertitudes et le temps de mesure de la CSFD, un outil d'extraction de population de cratères a été développé : l'outil CraterTools, implémentable au logiciel de SIG (Système d'Information Géographique) ArcGIS (Kneissl *et al.*, 2011). Cette barre d'outil se compose d'un bouton de création de deux shapefiles : un pour la zone de comptage (polygone bleu sur la figure 2.2), un autre pour les cratères (cercles rouges sur la figure 2.2). Lorsque la région de comptage est vaste, il est possible de subdiviser la zone de comptage en créant une grille permettant ainsi de compter sans omettre une partie de la région de comptage (grille verte sur la figure 2.2).

Le comptage de cratères en lui-même peut se faire selon deux méthodes : la première nécessite de placer deux points diamétralement opposés sur le rempart du cratère. L'autre méthode, plus précise, consiste à placer trois points sur la rempart, très utile dans le cas où la structure d'impact est érodée. Quelque soit la méthode utilisée, un cercle passant par ces points est créé et son diamètre est automatiquement calculé par le logiciel dans une projection sinusoïdale. Cette projection a l'avantage de conserver les surfaces. Le cercle est ensuite reprojété dans le même système de projection que les autres données utilisées (les images à partir desquels s'effectuent le comptage par exemple). Cette méthode fournit par conséquent un excellent moyen de mesurer le diamètre de chaque cratère indépendamment de la projection utilisée. L'outil permet également d'identifier certains cratères lorsque la structure semble être un cratère secondaire ou un autre objet géologique qu'un cratère. La prise en compte de ces structures ou non dans la datation sera choisie au moment de l'export des données.

L'outil permet également de pré-visualiser la CSFD mesurée et d'ajuster une isochrone. Enfin, CraterTools permet d'exporter le comptage vers un format lisible par d'autres outils comme le Randomness Analysis et CraterStats II qui permettront respectivement de nettoyer la CSFD mesurée des cratères secondaires et de déterminer l'âge de formation de la zone de comptage. Ces outils sont décrits dans les sections qui suivent.

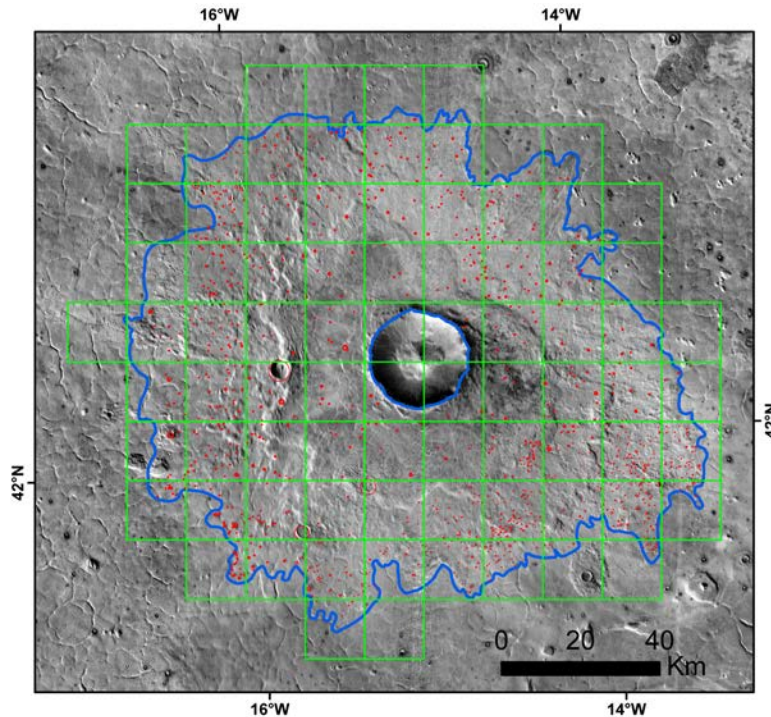


FIGURE 2.2 – Comptage des cratères de plus de 100m de diamètre effectué sur la nappe d'un cratère à éjecta lobé.

2.2.2 Exclusion des régions à cratérisation hétérogène

Lorsqu'une unité géologique se forme à la surface d'une planète, comme par exemple une coulée de lave, celle-ci ne présente aucun cratère d'impact. Au bout d'un certain temps, la surface est cratérisée et plus le temps s'écoule plus le nombre de cratères à sa surface devient important. Statistiquement, la distribution spatiale de ces cratères doit être homogène sur toute sa surface à partir d'un temps d'exposition au bombardement météoritique suffisamment long (Marchi *et al.*, 2014; Michael *et al.*, 2012). Or, différents processus comme la cratérisation secondaire ou le resurfaçage ponctuel de la zone peut affecter cette distribution et rendre la répartition des cratères hétérogène.

La prise en compte de tous les cratères d'une population affectée par ces processus peut largement biaiser l'âge mesuré à partir d'une telle CSFD. Il est donc essentiel d'identifier si la population de cratères comptés est distribuée spatialement de manière homogène ou hétérogène. C'est dans ce contexte que l'outil Randomness Analysis a été développé par *Michael et al.* (2012).

Injecté dans cet outil d'analyse de distribution spatiale, la CSFD mesurée à l'aide de CraterTools est subdivisée en différentes parties correspondant aux gammes de diamètre de cratères par incrément de $\sqrt{2}$. Pour chacune de ces gammes, l'outil va créer des polygones de Voronoï (ou polygones de Thiessen), c'est-à-dire un découpage du plan en un nombre de cellules égale à celle du nombre de cratères considérés (*Shamos and Hoey, 1975*).

Chaque cellule enferme un seul cratère et forme l'ensemble des points du plan plus proches de ce cratère que de tous les autres (voir figure 2.3). La surface de chacun de ces polygones est ensuite calculée et représentée sous la forme d'un histogramme (voir figure 2.3).

Pour savoir si la population de cratères considérée est distribuée spatialement de manière homogène ou hétérogène, il suffit de comparer la distribution en taille des polygones avec la taille d'un polygone idéal, c'est-à-dire la taille unique que devrait avoir tous les polygones si tous les cratères était à équidistance les uns des autres. Si la distribution des surfaces observées est centrée sur la taille du polygone idéal alors la distribution spatiale des cratères pour la gamme de diamètre considérée est homogène. Dans le cas contraire, la distribution est hétérogène.

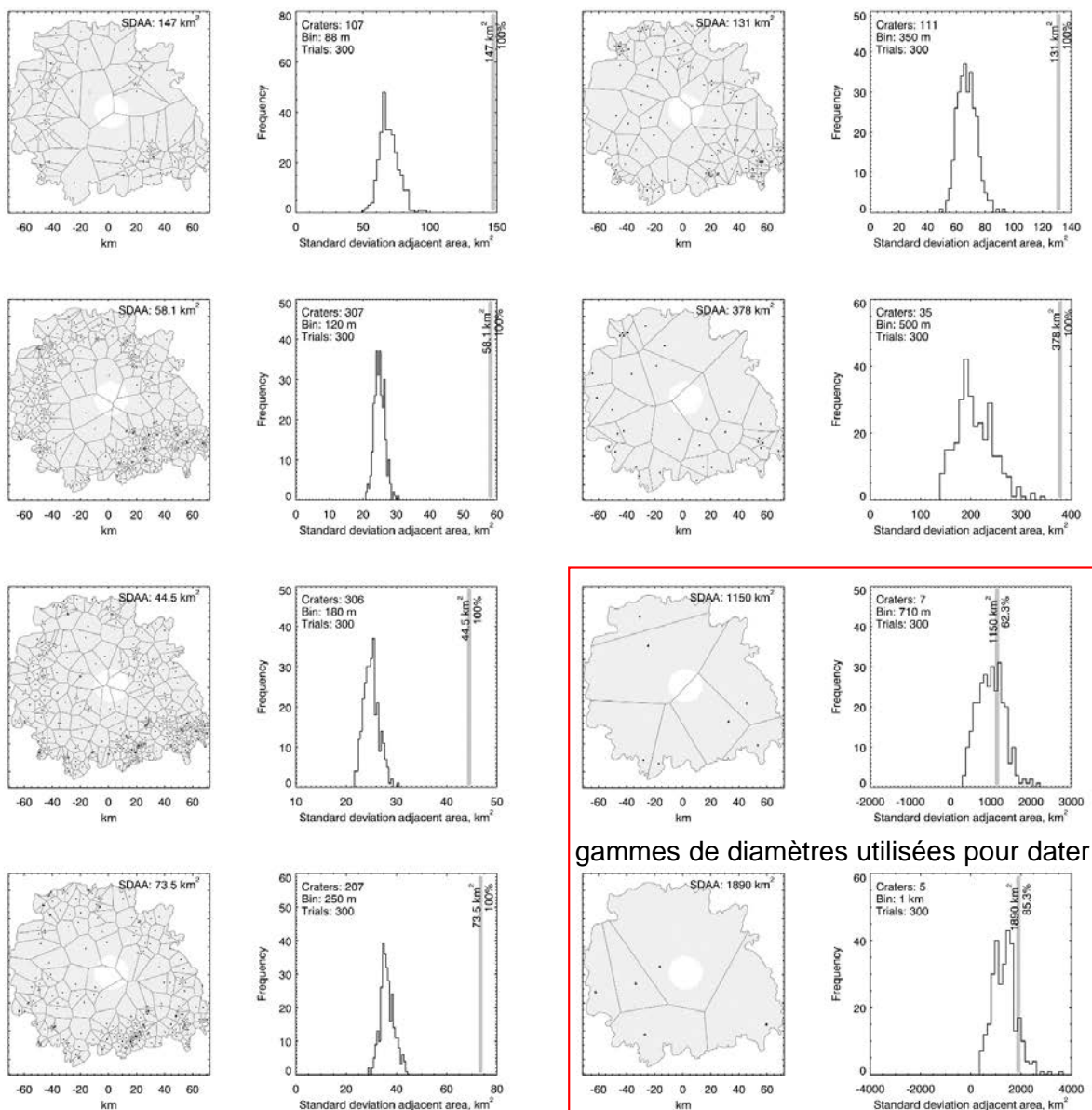
Afin de construire ces polygones dans le cas d'une distribution homogène, l'outil va simuler une population de cratères dont le diamètre et le nombre sont les mêmes que la population que nous avons mesuré, tout comme la taille et la forme de la surface sur laquelle les cratères ont été comptés. Toutefois, cette simulation va les distribuer spatialement de manière aléatoire.

Cette opération est effectuée 300 fois et pour chacune itération, la taille des polygones qui contiennent chacun un cratère est calculée. Ainsi, cette distribution en taille de polygones peut être comparée avec la distribution des tailles de polygones associée aux cratères que nous avons réellement mesurés (voir figure 2.3).

Un exemple de résultat de cette analyse est donné sur la figure 2.3.

2.2. OUTILS POUR LA DATATION DES SURFACES PLANÉTAIRES

La population considérée est la même que sur la figure 2.2 présentée en section 2.2.1. Seules les deux plus grandes gammes de diamètre de cratères présentent des distributions spatiales homogènes : 710m - 1km et 1km - 1,41km. Pour une population de cratères déterminée à l'aide de l'outil CraterTools, il est donc possible de déterminer si celle-ci est représentative de l'âge de la surface considérée ou si celle-ci a été affecté par divers processus (resurfaçage, cratérisation secondaire...).



gammes de diamètres utilisées pour dater

FIGURE 2.3 – Détail du résultat de l'analyse de distribution spatiale effectuée à partir de la population de cratères présentes sur la nappe d'éjecta présentée en figure 2.2. À chaque carte présentant les cratères considérés dans une gamme de diamètre correspond un histogramme présentant la distribution en fréquence des surfaces des polygones de Voronoi de la population simulée.

À partir du résultat de cette analyse, il est possible d'identifier les gammes et les zones affectées par ces processus et de les exclure du comptage.

Une figure résumant les résultats de l'analyse est également créée par le programme (figure 2.4). Celle-ci présente par gamme de diamètre de cratères un indice de confiance associé, n_σ , calculé à partir de l'écart entre la distribution observée en taille de polygones de Voronoi des populations simulée à celle mesurée. Il est ainsi possible d'exprimer la position de la mesure pour l'observation réelle en terme d'écart-type au-dessus ou au-dessous de la moyenne de la distribution simulée, c'est le sens de cette indice n_σ . Si celui-ci est proche de 0 pour une gamme donnée, cela indique que les cratères de cette gamme sont distribués géographiquement de manière homogène. Ce facteur permet de visualiser rapidement si la population comptée est représentative de l'âge de la zone d'étude. Si tel est le cas, la CSFD associée peut être injectée dans le logiciel CraterStasts II, décrit dans la section 2.2.3. Dans la suite de cette thèse nous choisissons d'utiliser le diamètre minimum à partir duquel sera ajusté une isochrone lorsque la distribution de la population réelle est située au maximum à un écart-type de la population simulée : $-1 \leq n_\sigma \leq 1$

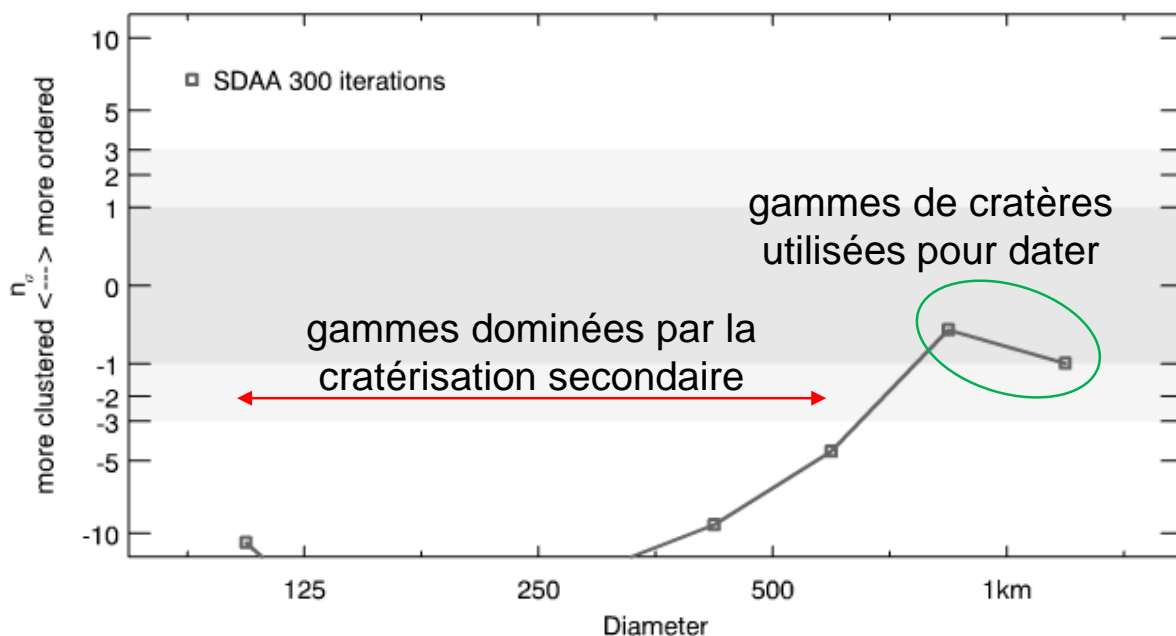


FIGURE 2.4 – Résumé de l'analyse de distribution spatiale par gamme de diamètre de cratères présentée en figure 2.3. Le facteur n_σ est un indice de confiance quant au caractère homogène ou hétérogène de la distribution spatiale des cratères considérées. Plus celui-ci est éloigné de 0, plus la distribution spatiale de la population mesurée est éloignée de celle des populations simulées, et donc, hétérogène.

2.2.3 Détermination de l'âge des terrains

La CSFD mesurée grâce à CraterTools et analysée via le Randomness Analysis Tool peut maintenant être injectée dans le logiciel CraterStats II afin d'être ajustée à une isochrone dans un système de chronologie. CraterStats II comprend différentes fonctionnalités comme illustré sur la figure 2.5. Un mode de représentation de la CSFD peut tout d'abord être sélectionné (cumulatif / incrémental). Le logiciel permet de choisir le système de chronologie selon lequel la CSFD sera affichée et ajustée à une isochrone. Pour Mars, trois systèmes de chronologie sont disponibles :

- Le système de chronologie de Neukum-Ivanov 2001, avec pour fonction de chronologie : *Hartmann and Neukum (2001)* et pour fonction de production : *Ivanov (2001)*,
- Le système de chronologie d'Ivanov 2001, avec pour fonction de chronologie : *Ivanov (2001)* et pour fonction de production : *Ivanov (2001)*,
- Le système de chronologie d'Hartmann 2004 iteration, avec pour fonction de chronologie : *Hartmann (2005)* et pour fonction de production : *Hartmann (2005)*.

Par convention, nous utiliserons dans la suite de cette thèse le système d'*Hartmann (2005)*. Ce système a l'avantage de présenter une fonction de production tenant compte d'un affinage du ratio de cratérisation entre Mars et la Lune par la précision des effets de gravité et de la vitesse d'impact des bolides à l'origine des cratères (*Hartmann, 2005*). Ce facteur est le plus important dans la calibration des isochrones d'un système de chronologie. CraterStats II permet également de modifier la façon dont sont affichés les points de la CSFD, c'est-à-dire la façon dont les classes de diamètre de cratères sont créées. Par convention et par cohérence avec la représentation d'Hartmann, les classes de diamètre correspondant aux points de la CSFD affichés seront générés également par incrément de $\sqrt{2}$.

Naturellement, chaque point de la CSFD n'a pas le même poids qu'un autre puisqu'ils ne contiennent pas le même nombre de cratères. En effet, les classes de grands diamètre présentent moins de cratères comptabilisés que les classes de petits diamètre. Ceci induit de plus grandes incertitudes statistiques sur la densité des grands cratères. Ainsi, selon la façon dont sont classés les gammes, le nombre de cratères dans chaque gamme sera différents (*Michael, 2013*), tout

comme les incertitudes associées (fonction du nombre de cratères inclus dans chaque classe, ne tenant pas compte des incertitudes de mesure du diamètre, inhérente à la digitalisation manuelle de chaque cratère (Robbins *et al.*, 2014).

Il est donc essentiel d'utiliser une technique d'ajustement des isochrones d'Hartmann (2005) qui soit insensible à cet effet. Pour cela Michael *et al.* (2016) considère la CSFD comme une suite continue de fonction de densité de probabilité dépendante de la fonction de production utilisée et du nombre total de cratères mesuré sur une surface, N (voir Annexe 6.5). Le résultat de cette technique d'ajustement permet d'obtenir un résultat sur l'âge assimilable à une fonction de vraisemblance qui est l'exacte prédiction du modèle de chronologie utilisé et s'affranchit des approximations effectuée avec d'autres techniques d'ajustement basées sur le classement des cratères par gamme de diamètres. Cette technique, appelée « poisson pdf » sera utilisée dans l'intégralité de cette thèse pour mesurer des âges de surfaces martiennes. Afin de mettre en évidence que les âges et leurs incertitudes déduits de cette technique et présentés dans cette thèse sont directement dépendants du modèle de chronologie et déterminés à partir de la technique d'ajustement des fonctions de densités de probabilités poissoniennes (poisson pdf), la notation $\mu - \text{age}$ sera employée (Michael *et al.*, 2016).

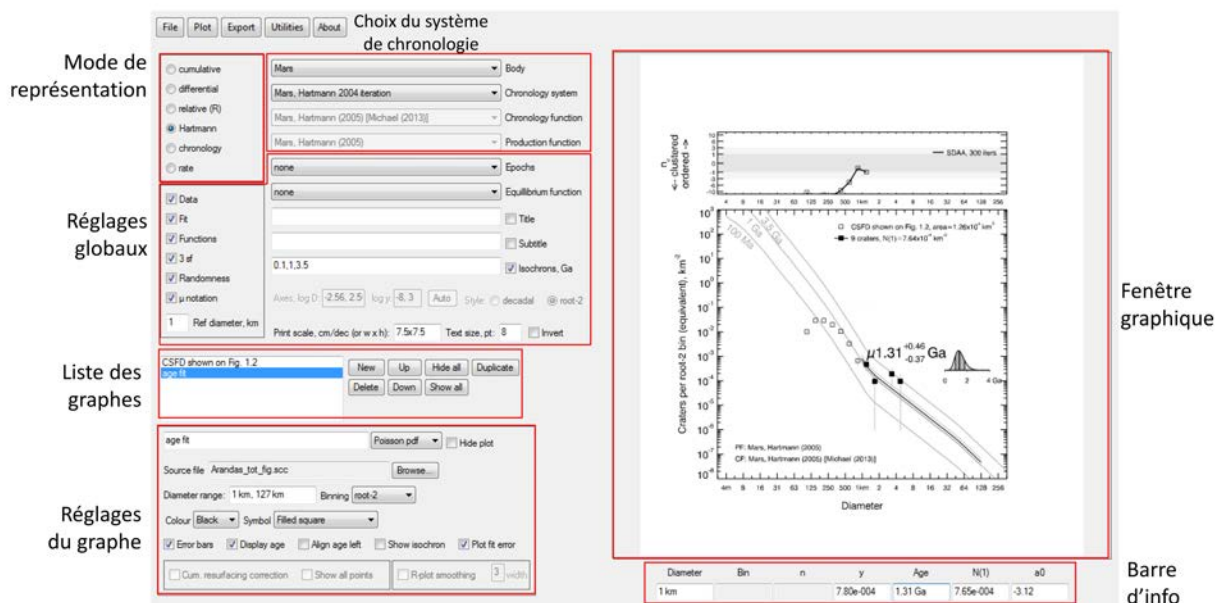


FIGURE 2.5 – Interface graphique de CraterStats II présentant les différentes fenêtres de manipulation et les principales fonctionnalités afin de déduire un âge d'une surface en fonction du modèle de chronologie utilisé.

Le diamètre minimal à partir duquel sera ajusté une isochrone sur la CSFD, D_{min} (voir Annexe 6.5), est celui à partir duquel la population de cratère a une distribution spatiale homogène. Il est déterminé à partir de l'analyse de distribution spatiale (voir section 2.2.2). Le diamètre maximal où s'arrête l'ajustement de l'isochrone, D_{max} (voir Annexe 6.5), est celui d'un cratère hypothétique le plus grand que la région de comptage pourrait statistiquement présenter (*Michael*, 2013; *Michael et al.*, 2016). Celui-ci se calcule par l'équation 2.1 :

$$D_{max} = 2\sqrt{\frac{A_{comptage}}{\pi}} \quad (2.1)$$

Sur la figure 2.5, la CSFD extraite du comptage présentée en figure 2.2 est ajustée à une isochrone selon la méthode de *Michael et al.* (2016), dans le système d'*Hartmann* (2005) entre $D_{min} = 1$ km et $D_{max} = 127$ km. L'âge obtenu est de $\mu 1,31 \pm 0,46/0,37$ Ga. Cet âge correspond à la médiane de la fonction de densité de probabilité de Poisson et les incertitudes à $\pm 34\%$ de la médiane. Ainsi la notation de l'âge comprend 68% de la fonction de vraisemblance. Le détail du calcul de ces incertitudes est donné en section 3.2.2.

2.3 Datation d'un cratère d'impact martien

Les cratères superposés aux éjecta lobés sont ceux qui vont nous permettre d'estimer l'âge de formation de ces derniers. La surface de Mars étant soumise à d'importants facteurs d'érosion pouvant oblitérer certains cratères, il est important de prendre en compte, pour la datation, une surface présentant des cratères qui n'ont pas été effacés. Une étude morphologique des éjecta lobés d'un cratère bien conservés et dont la surface est suffisamment importante pour présenter une large population de cratères été réalisée. Cette étude nous permettra de comprendre la relation entre densité de cratères et morphologie des nappes dans le but d'extraire une population de cratères la plus représentative de l'âge de l'impact ayant donné lieu à cette structure, puis, d'étendre la méthode utilisée pour dater tous les cratères à éjecta lobés que nous étudierons par la suite. Pour cela, nous avons choisi Arandas, l'un des cratères à éjecta lobés martiens le plus caractéristique de ce type de morphologie.

2.3.1 Étude morphologique et comptage de cratères

Le cratère Arandas (15.17° W, 42.77° N) est un cratère à éjecta lobé à double nappe (DLERS) de 24,8 km de diamètre dont la morphologie est très bien préservée. Il constitue un excellent objet d'étude pour mettre en évidence les éventuelles relations entre la densité des cratères présents sur ses nappes et la géomorphologie. Nous avons établi une carte géologique (figure 2.6.a) à partir des images CTX et THEMIS (*Lagain et al.*, 2015).

Du centre du cratère à son rempart, la structure d'impact présente quatre unités géologiques distinctes : le pic central (Cp), les produits d'érosion du pic central (Scpm), le plancher (F) et les affleurements du rempart du cratère (Ewr). La nappe d'éjecta s'individualise en deux parties, la nappe interne et la nappe externe présentant toutes deux des morphologies très différentes.

La première nappe se compose d'une unité (He) présentant une morphologie lisse, bosselée, irrégulière, dépourvue de cratères et adjacente au rempart d'Arandas (figure 2.6.b). Cette unité correspond aux produits d'érosion du rempart liés à la forte pente de la structure d'impact.

Adjacente à l'unité He on trouve l'unité de la nappe interne (II) qui présente des stries radiales et une faible rugosité (figure 2.6.c). En s'éloignant du rempart du cratère, l'unité de la nappe interne radialement striées (Sil) montre une omniprésence de ces structures (figure 2.6.d) qui disparaissent à l'abord de l'unité suivante, l'unité de la nappe interne chaotique (Cil) qui présente des rides concentriques de compression (figure 2.6.e) liées à la mise en place de l'ensemble de la nappe interne lors de l'impact (*Barnouin-Jha and Schultz*, 1996; *Melosh*, 1989).

La bordure extérieure de la nappe interne est marquée par la présence d'un bourrelet terminal. La nappe externe (Ol) présente quant à elle une morphologie régulière (figure 2.6.f), qui s'étend entre 4 et 8 fois le rayon du cratère se terminant par endroit par des lobes distaux et épais (DI) (figure 2.6.g).

Les images CTX nous ayant permis de construire cette carte géologique ont une résolution et une couverture suffisante pour identifier tous les cratères de plus de 100 m de diamètre présents sur cette zone. La nécessité d'avoir un grand échantillon statistique de cratères pour pouvoir dater une surface impose d'exclure de la zone de comptage la structure d'impact en elle-même. En

2.3. DATATION D'UN CRATÈRE D'IMPACT MARTIEN

effet, celle-ci présente une superficie trop restreinte pour avoir accumulé suffisamment de petits cratères à sa surface. De plus, les unités Scpm et F se composent principalement de matériels issus de l'érosion de la structure ayant recouvert de nombreux petits cratères accumulés depuis sa formation.

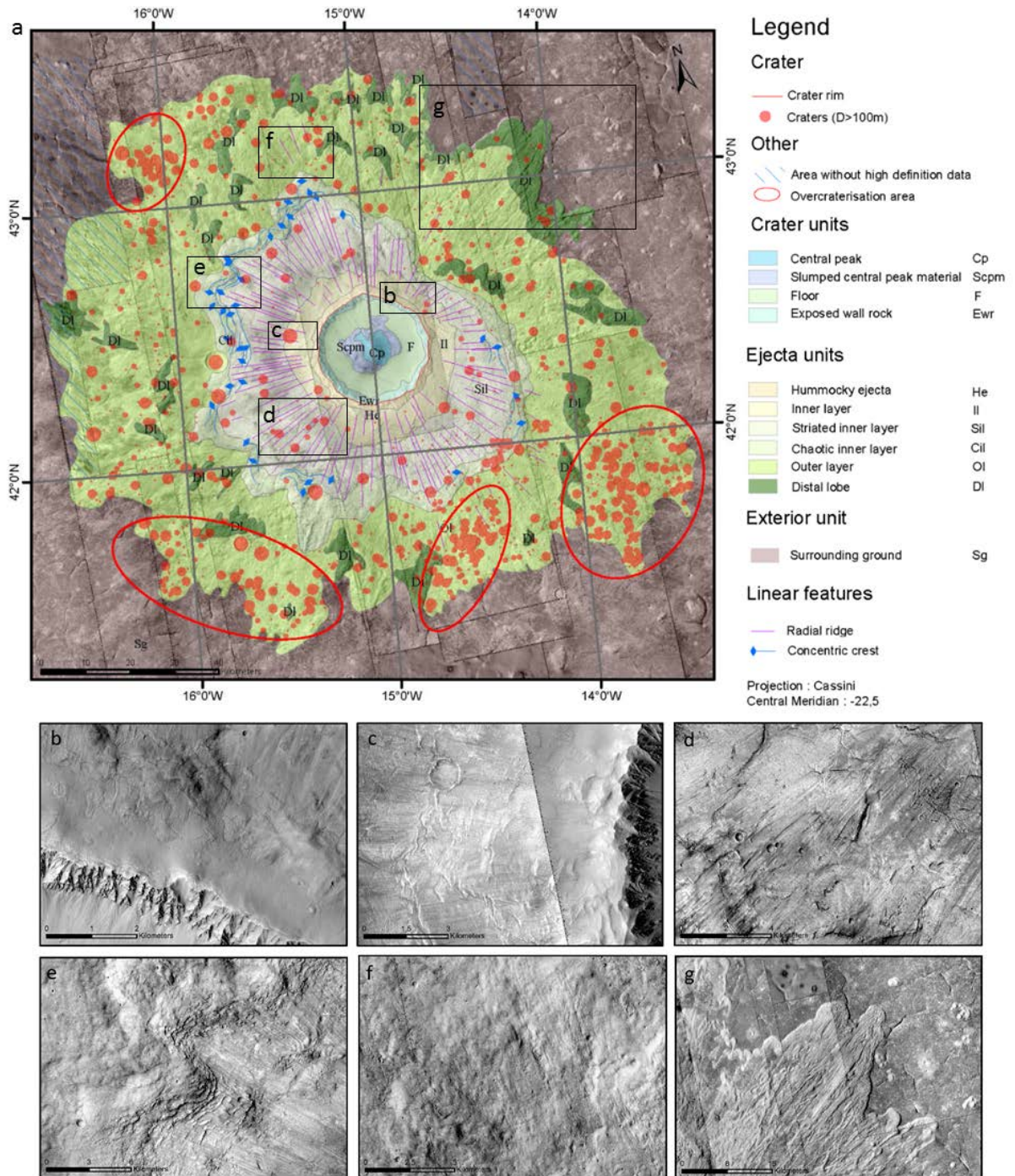


FIGURE 2.6 – a : Carte géologique du cratère Arandas. b-g : Images CTX présentant les différentes unités géologiques constituant les nappes d'éjecta.

Par conséquent seuls les cratères présents sur les éjecta nous permettront de dater sa mise en place. Le comptage des cratères superposés aux nappes d'éjecta s'est effectué à l'aide de l'outil CraterTool (Kneissl et al., 2011) via ArcGIS. Au total, 1089 cratères ont pu être identifiés et leur position et leur taille relative est indiquée sur la figure 2.6.a.

2.3.2 Variabilité de la densité de cratérisation

Une carte de la densité de cratérisation a pu être construite à partir du comptage effectué sur les nappes (figure 2.7). Plus la distance aux remparts d'Arandas augmente, plus la densité des cratères de plus de 100m de diamètre est importante.

En effet, la densité est relativement faible sur l'intégralité de la nappe interne tandis que la nappe externe présente une densité de cratères ponctuellement élevée (zones rouges sur la figure 2.7.a) La figure 2.7.b nous indique que cette sur-densité est principalement causée par les cratères d'un diamètre compris entre 100 et 190m de diamètre.

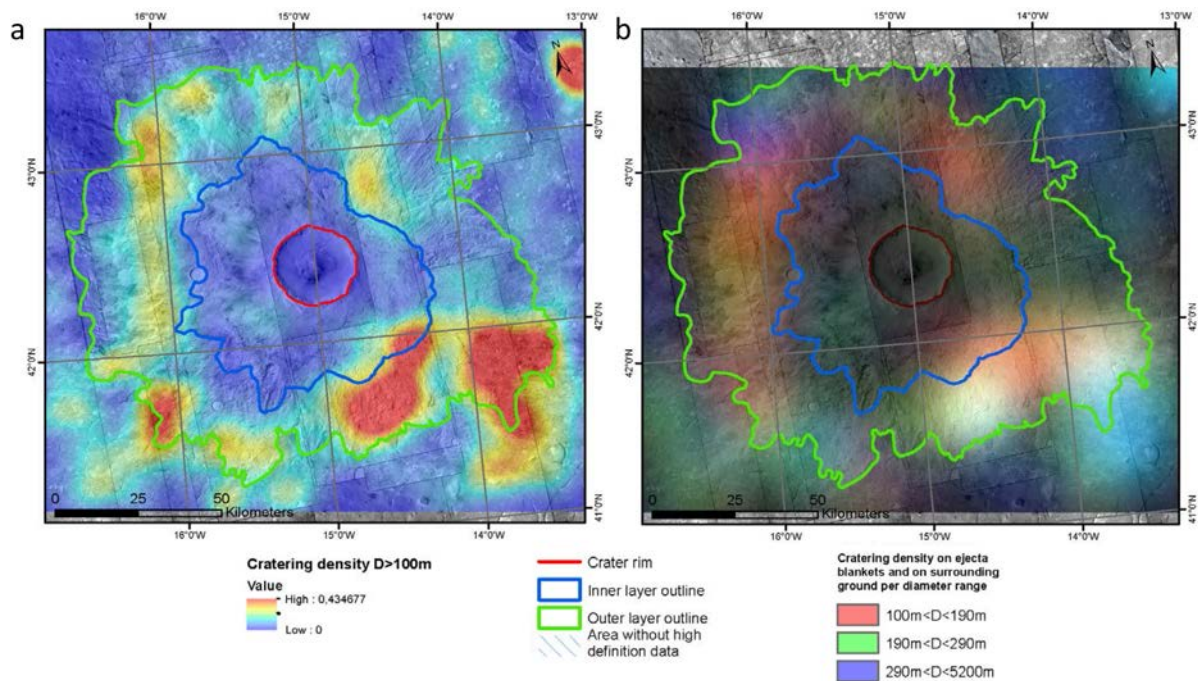


FIGURE 2.7 – Carte de la densité de cratérisation sur les nappes d'éjecta du cratère Arandas et sur le terrain encaissant, à proximité directe des nappes. a : Carte de densité des cratères de plus de 100m de diamètre. b : Carte RGB de la densité de cratères de plus de 100m de diamètre. Ici chaque canal de la carte RGB correspond à une carte de densité pour une classe de diamètre de cratères (voir légende).

Afin de déterminer quelle région de la nappe possède une population de cratères représentative de l'âge de sa mise en place, il est nécessaire de comprendre quels sont les processus responsable d'une telle différence. Plusieurs hypothèses peuvent être avancée : (1) la nappe externe aurait été exposée plus longtemps que la nappe interne au bombardement météoritique ce qui impliquerai un âge de mise en place différent entre les deux nappes, (2) la nappe interne serait soumise à un resurfaçage préférentiel par rapport à la nappe externe pouvant oblitérer les cratères s'accumulant sur celle-ci, (3) la nappe externe présenterai une sur-cratérisation induite par la contamination de cratères secondaires, (4) la différence de composition et de structure du matériel composant la nappe interne et la nappe externe engendrerait une variabilité dans la taille des cratères formés (voir section 1.1.3.5).

(1) La première hypothèse est peu probable car cela implique que la nappe interne est plus jeune que la nappe externe. Or l'hypothèse de formation des éjecta lobés -et plus généralement des éjecta des cratères- retenue dans la littérature est que les nappes se forment en même temps que le cratère auxquelles elles sont associées (*Melosh, 1989; Wulf and Kenkmann, 2015*).

(2) La seconde hypothèse met en avant une différence d'activité érosive entre les deux nappes. Cela pourrait être due au fait que la nappe interne présente une inertie thermique plus importante que la nappe externe (figure 2.8.a) car celle-ci serait composée d'un matériel avec une granulométrie plus élevée (*Meresse et al., 2006; Boyce and Mougini-Mark, 2006; Black and Stewart, 2008*). Cette propriété aurait pour effet d'accoître l'intensité de processus érosifs tel que la cryoclastie sur la nappe interne. De plus, la pente proche du rempart du cratère est plus élevée que n'importe où ailleurs et peut atteindre plus de 30° par endroit dépassant ainsi la valeur de la pente d'équilibre sur Mars. Cela peut induire de probables déstabilisations des flancs du rempart extérieur, à l'origine de l'unité He et donc de l'oblitération des cratères pour la première centaine de mètres à partir du rampart d'Arandas (figures 2.8.b et 2.8.c).

(3) La troisième hypothèse pouvant expliquer cette différence de densité de cratères sur les deux nappes met en avant une sur-cratérisation liée à la présence de cratères secondaires sur la nappe externe. Ces cratères secondaires pourraient provenir de la formation d'Arandas, il s'agirait dans ce cas d'un processus d'auto-cratérisation (*Zanetti et al., 2014, 2015*), ou bien

de la formation d'un autre gros cratère postérieure à celle d'Arandas ayant contaminée toute la région. Les régions entourées en rouge sur la figure 2.6.a de la nappe d'éjecta externe et marquée par une forte densité (figure 2.7) présentent des cratères dont la morphologie peut être qualifiée, pour la plupart, d'irrégulière. Un exemple est donné sur la figure 2.9. Un grand nombre de ces structures pseudo-circulaires a été pris en compte lors du comptage de cratères. À la vue de la morphologie de ces cratères, il est fort probable que ceux-ci se soient formés en même temps que la nappe d'éjecta. Les matériaux qui constituent la nappe au moment de sa formation sont encore mobiles. Le fluage de la nappe a alors pu modifier la morphologie des cratères s'étant formés au même moment que les éjecta (*Melosh, 1989; Pietrek et al., 2013*).

(4) La quatrième hypothèse invoque une différence de composition et de structures du matériel entre la nappe d'éjecta interne et externe pouvant potentiellement générer une variabilité dans le diamètre des cratères formés. Si la couverture interne des éjecta des DLERS est relativement épaisse, une cinquantaine de mètres pour un DLERS d'environ 10km de diamètre selon *Wulf and Kenkmann (2015)*, la nappe d'éjecta externe est quant à elle bien plus fine, une dizaine de mètres d'épaisseur *Wulf and Kenkmann (2015)*. L'influence de la structure et de la composition de la nappe externe sur le diamètre des cratères d'impact de plus d'une centaine de mètres est par conséquent négligeable car la grande majorité du matériel excavé sera celui du terrain encaissant, situé sous la nappe d'éjecta. La fonction de production des cratères de plus de 100 m de diamètre formée sur cette partie de la nappe ne sera que très peu, voir absolument pas affectée par la rhéologie de cette nappe. En revanche, la nappe interne pourrait jouer un rôle dans le diamètre des cratères d'impact de cette gamme étant donné que cette partie des éjecta est bien plus épaisse. *Van Der Bogert et al. (2017)* ont réalisé une analyse fine de la CSFD lunaire échantillonnée sur des terrains de compositions et de structures très différentes (voir section 1.1.3.5). Ils mettent en avant le fait que pour des cratères compris entre 50 et 500 m de diamètre sur la Lune, l'influence des propriétés géologiques de la cible est très importante dans le diamètre des cratères. Nous pouvons voir sur la figure 2.8.a que l'inertie thermique de la nappe externe est très proche de celle du terrain encaissant, traduisant ainsi une granulométrie et une structure comparable entre ces deux unités géologiques. La finesse des éjecta externe n'influençant que très peu la fonction de production des cratères dont le diamètre est supérieur à 100 m de dia-

mètre superposés à celle-ci, la CSFD mesurée sur la nappe externe ou sur le terrain encaissant à âge d'exposition égal sera donc comparable. La forte inertie thermique de la nappe interne traduit la présence d'un matériel à granulométrie élevée et poreux. Ce type de structure conduit à un diamètre de cratère plus important que sur une surface composée d'un matériel à granulométrie faible et non poreux (*Melosh, 1989; Van Der Bogert et al., 2017*). Or, nous observons une sous-densité de cratérisation sur la nappe interne. Cette observation ne peut donc être liée à la différence de structures entre les deux nappes. Toutefois, l'influence des nappes d'éjecta sur l'écart entre la fonction de production et la CSFD est minimale au niveau de la nappe externe, à cause de son épaisseur.

Les hypothèses les plus probables expliquant la densité de cratères présents sur les éjecta d'Arandas sont donc les hypothèses (2), (3). Ces deux hypothèses sont supportées par la mesure de la CSFD sur la nappe interne et la totalité des nappes d'éjecta toutes deux présentées sur la figure 2.11 où un important décalage peut être observé entre ces CSFD et l'isochrone représentative de l'âge du cratère Arandas qui sera déterminé dans la section suivante. Par conséquent, les cratères présents proches du rempart, sur la nappe interne ne sont donc pas représentatifs de l'âge de formation d'Arandas. Concernant les cratères secondaires qui polluent le signal des cratères primaires présents sur la nappe interne, ceux-ci doivent être identifiés et exclus du comptage, tout comme les régions sur lesquels ils se situent ; c'est-à-dire que pour une région dominée par les cratères secondaires, cette région et les cratères qu'elle contient seront exclus. Cette identification peut se faire à l'aide de carte de densité de cratères en complément des résultats fournis par l'outil Randomness Analysis (*Michael et al., 2012*). En effet, pour une CSFD donnée, cet outil permet de déterminer si la distribution spatiale des cratères pris en compte est homogène, donc dominée par de la cratérisation primaire, ou hétérogène, dominée par la cratérisation secondaire. La figure 2.10.a présente les résultats d'une analyse de distribution spatiale où la CSFD de l'ensemble des éjecta a été extraite. Celle-ci nous renseigne clairement sur le caractère très hétérogène de la répartition des petits cratères, inférieurs à 1 km de diamètre. Cette population est donc dominée par la cratérisation secondaire. Si les zones de sur-densité de cratérisation sont exclues du comptage (2.10.b), la CSFD associée montre une distribution plus homogène à partir des cratères de plus de 250m diamètre. Ces régions de la nappe sont donc

CHAPITRE 2. DONNÉES ET MÉTHODOLOGIE DÉVELOPPÉE POUR L'ÉTUDE DES CRATÈRES À ÉJECTA LOBÉS MARTIENS

dominées par des cratères primaires représentatifs de l'âge de formation du cratère Arandas. De plus, nous avons montré précédemment que l'influence de la structure de la nappe externe sur le diamètre d'un cratère par rapport à celle de la nappe interne est minimale. Cette population sera donc prise en compte pour mesurer l'âge du cratère.

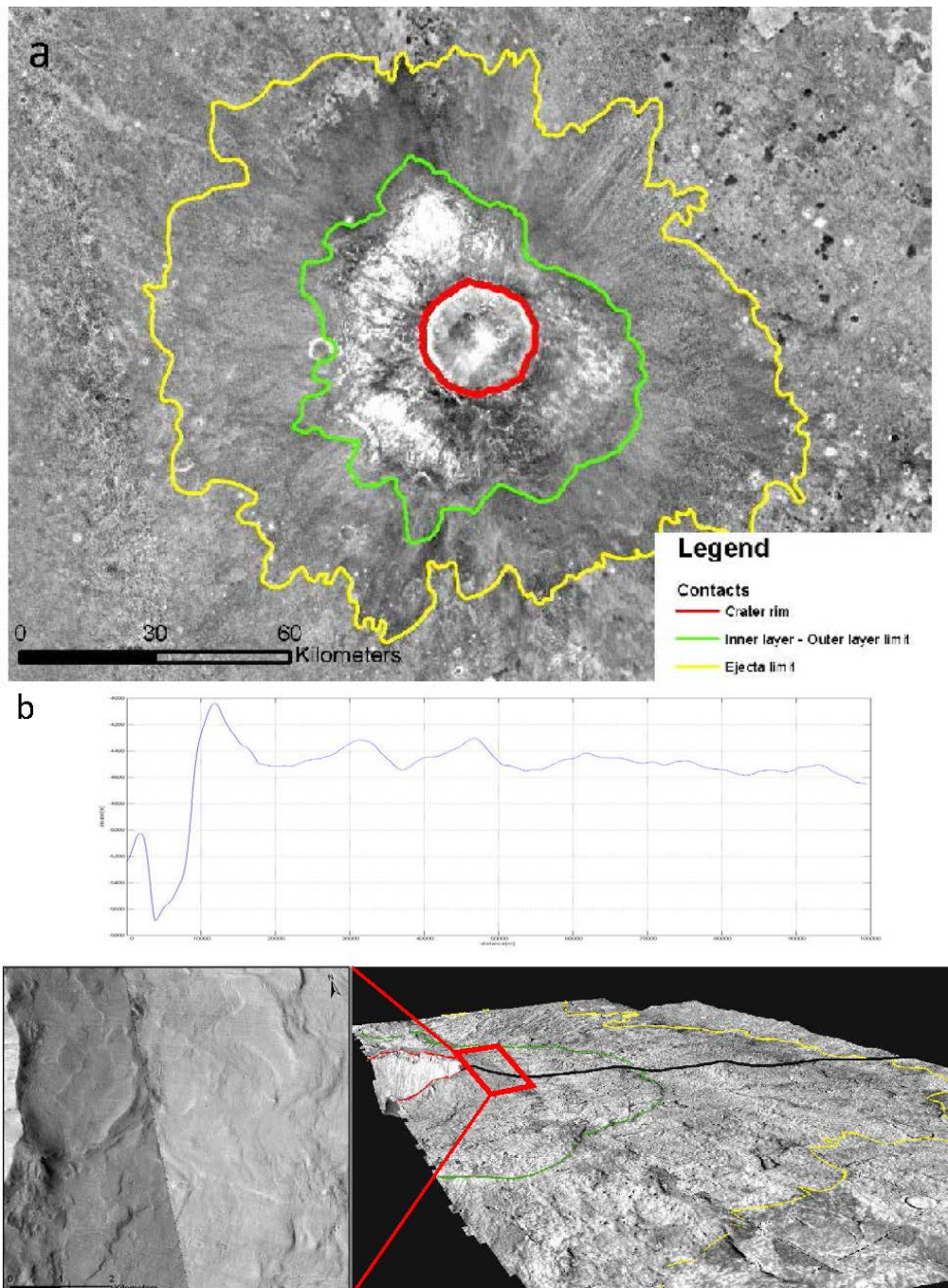


FIGURE 2.8 – a : Inertie thermique des nappes d'éjecta du cratère Arandas à partir des données THEMIS d'infrarouge de nuit. b : Profil topographique le long des nappes d'éjecta d'Arandas (profil noir sur le modèle numérique de terrain HRSC).

2.3. DATATION D'UN CRATÈRE D'IMPACT MARTIEN

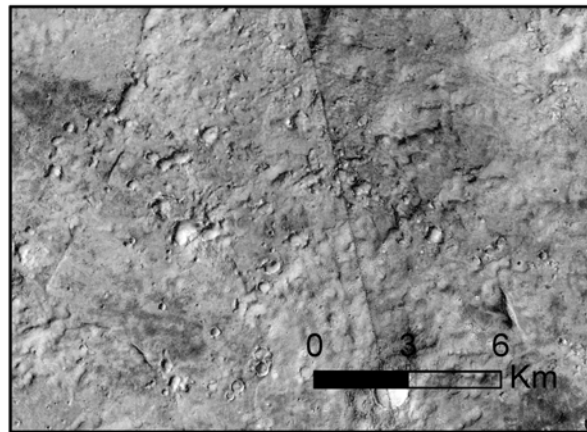


FIGURE 2.9 – Zoom de la région sud-est des éjecta du cratère Arandas, marquée par une forte densité de cratères à la morphologie irrégulière.

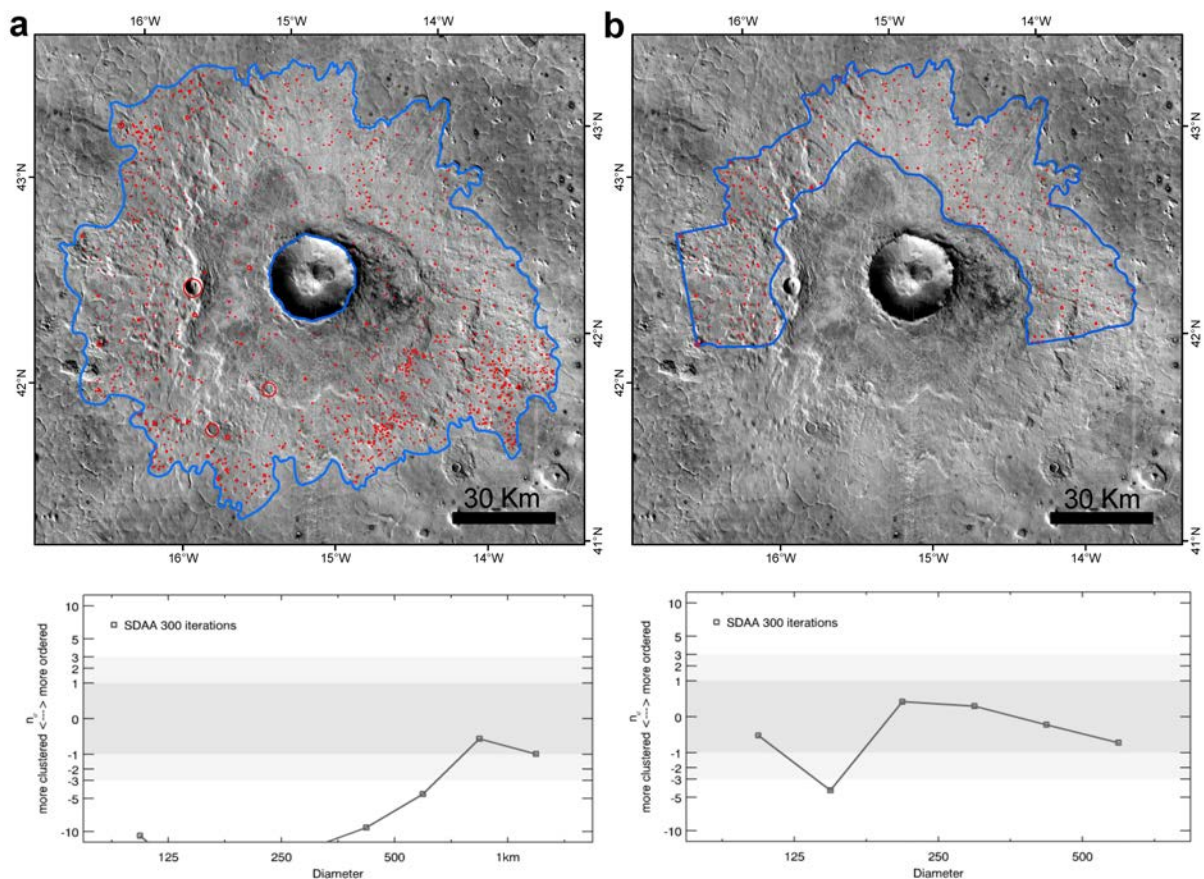


FIGURE 2.10 – Résultats de l'analyse de distribution spatiale des cratères présents sur la nappe d'éjecta du cratère Arandas. a : tous les cratères présents sur l'ensemble de la nappe sont pris en compte. L'analyse de distribution rend compte d'une population distribuée de manière très hétérogène, en particulier pour les cratères inférieurs à 1 km de diamètre. b : seuls les cratères superposés à la nappes externe et en dehors des zones de sur-densité sont pris en compte. L'analyse rapporte une distribution spatiale homogène à partir des cratères de plus de 250 m de diamètre environ.

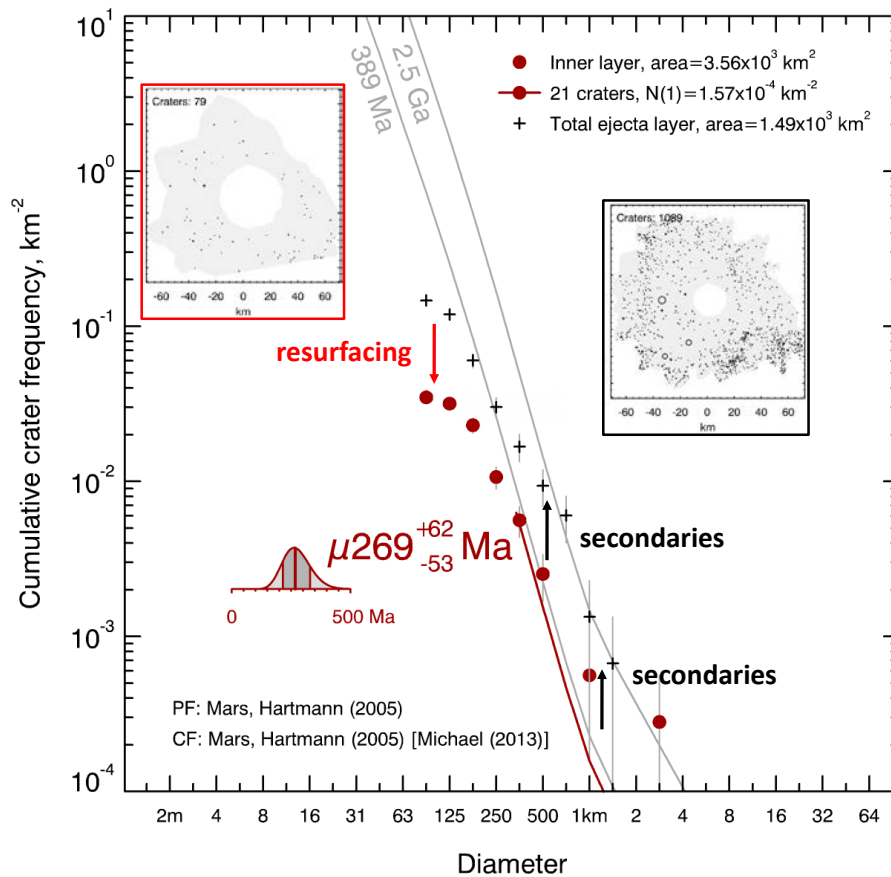


FIGURE 2.11 – CSFD extraite de la totalité des nappes d'éjecta du cratère Arandas (en noir) et sur sa nappe interne (en rouge). Le décalage par rapport à l'âge de formation de cette structure d'impact déterminé dans la section 2.3.3 peut s'expliquer par le resurfçage en ce qui concerne la nappe interne et par la cratérisation secondaire sur la nappe externe.

2.3.3 Âge du cratère Arandas

La CSFD extraite à partir de la méthode décrite en section 2.3.2 va nous permettre de déduire l'âge du cratère Arandas. Pour cela, celle-ci sera ajustée avec une isochrone selon la fonction de chronologie et la fonction de production d'*Hartmann* (2005) via le logiciel CraterStats II (*Michael and Neukum, 2010*). La technique d'ajustement utilisée sera celle développée par *Michael et al.* (2016) qui a l'avantage de ne pas dépendre de la façon dont sont classés les diamètres de cratères pris en compte (voir section 2.2.3). Pour rappel, la représentation des classes de diamètre se fera, par convention, par incrément de $\sqrt{2}$.

Le diamètre minimal à partir duquel sera ajusté une isochrone sur la CSFD est celui, à minima, à partir duquel la population de cratère a une distribution spatiale homogène. Ce diamètre est

2.3. DATATION D'UN CRATÈRE D'IMPACT MARTIEN

déterminé à partir de la valeur du n_{σ} obtenu à partir de l'analyse de distribution spatiale des cratères (Randomness Analysis). Ce diamètre minimum peut être supérieur à celui déterminé grâce à l'analyse de distribution spatiale si la CSFD n'est pas alignée avec une isochrone à partir de ce diamètre mais à partir de cratères plus grands. Le diamètre maximal où s'arrête l'ajustement de l'isochrone est celui d'un cratère hypothétique le plus grand que la région de comptage pourrait statistiquement présenter (voir section 2.2.3).

Dans le cas du cratère Arandas, la zone de comptage à partir de laquelle la CSFD a été mesurée (voir figure 2.10.b) mesure $5,92 \cdot 10^3 \text{ km}^2$. Le diamètre maximal est donc égal à environ 87 km. La figure 2.12 présente les résultats obtenus pour la mesure de l'âge de mise en place du cratère Arandas. La figure a présente les résultats en représentation cumulative. La figure b présente les résultats en représentation incrémentale, appelée aussi représentation d'Hartmann.

La méthodologie que nous avons employé nous donne un âge de formation pour le cratère Arandas égal à $\mu 389 \pm 58$ millions d'années. Cet âge a été déterminé à partir de l'ajustement d'une isochrone dans le système de chronologie d'Hartmann (2005) prenant en compte les cratères dont le diamètre est compris entre 250 m et 87 km soit 45 cratères.

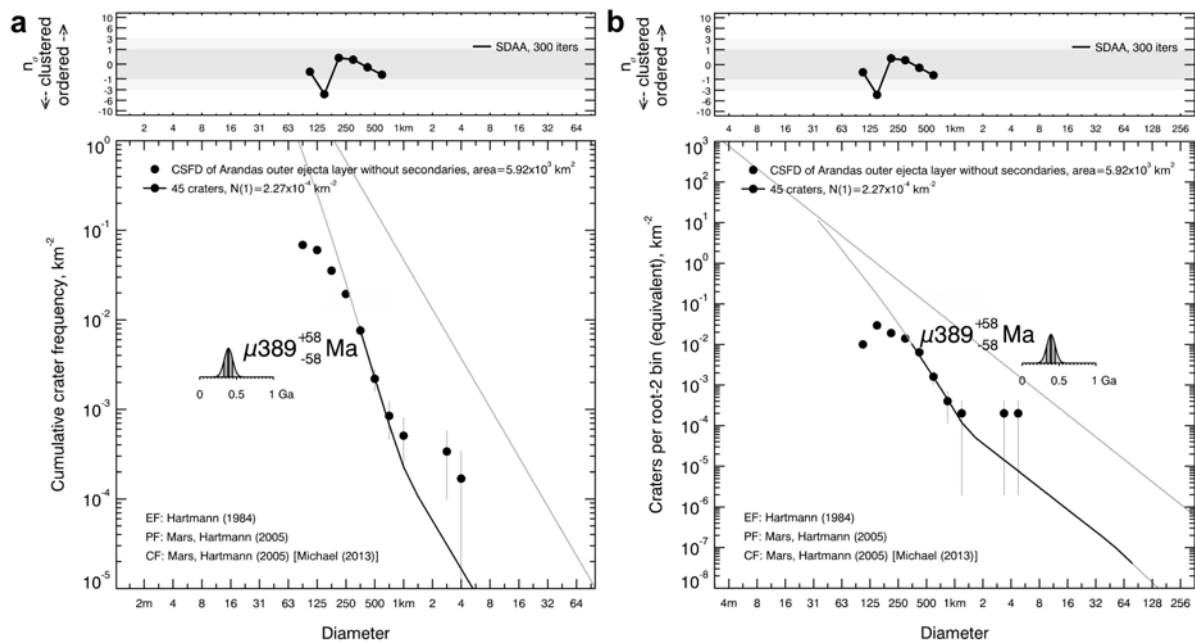


FIGURE 2.12 – Mesure de l'âge du cratère Arandas à partir de la CSFD extraite sur la nappe d'éjecta externe sans les régions dominées par la cratérisation secondaire. a : Représentation cumulative. b : Représentation incrémentale.

2.4 Validation de la méthode de datation des cratères

La méthode d'extraction d'une population de cratères représentative de l'âge de mise en place d'un cratère à éjecta lobés présentée en chapitre 2.3 mérite d'être validée avant d'être appliquée dans la suite de la thèse. Pour cela, nous avons utilisé les cratères doubles à éjecta lobés comme objet d'étude.

Ces structures ont la particularité de présenter des indices morphologiques prouvant leur formation simultanée. Une datation sera effectuée pour chacun des deux cratères et ce sur une large population de cratères doubles. Une comparaison des âges obtenus pour chacun des couples sera ensuite effectuée afin de valider la méthode d'extraction d'une CSFD sur les nappes représentative de l'âge du cratère associé.

2.4.1 Les cratères doubles à éjecta lobés

Les cratères doubles constituent des structures reflétant l'impact d'astéroïdes binaires sur une surface planétaire (*Miljkovic et al.*, 2013). Les astéroïdes binaires sont des systèmes composés de deux objets en interaction gravitationnelle l'un avec l'autre (*Doressoundiram*, 1997). Lors de l'impact de tels systèmes, si les deux cratères sont proches l'un de l'autre, un souffle latéral perpendiculaire à la direction formée par le centroïde des deux cratères se met en place à la jonction des deux impacts.

Ce souffle engendre une augmentation de la vitesse des éjecta qui peuvent alors se déposer sur une plus grande distance (*Miljkovic et al.*, 2013). Il est alors possible d'observer une nappe d'éjecta relativement régulière autour du cratère double ponctuée de deux lobes de plus grande taille au niveau de la jonction latérale des deux cratères comme le montre la figure 2.13.

Ainsi, les nappes des deux cratères se confondent en une unité bien individualisée prouvant la formation synchrone des deux cratères.

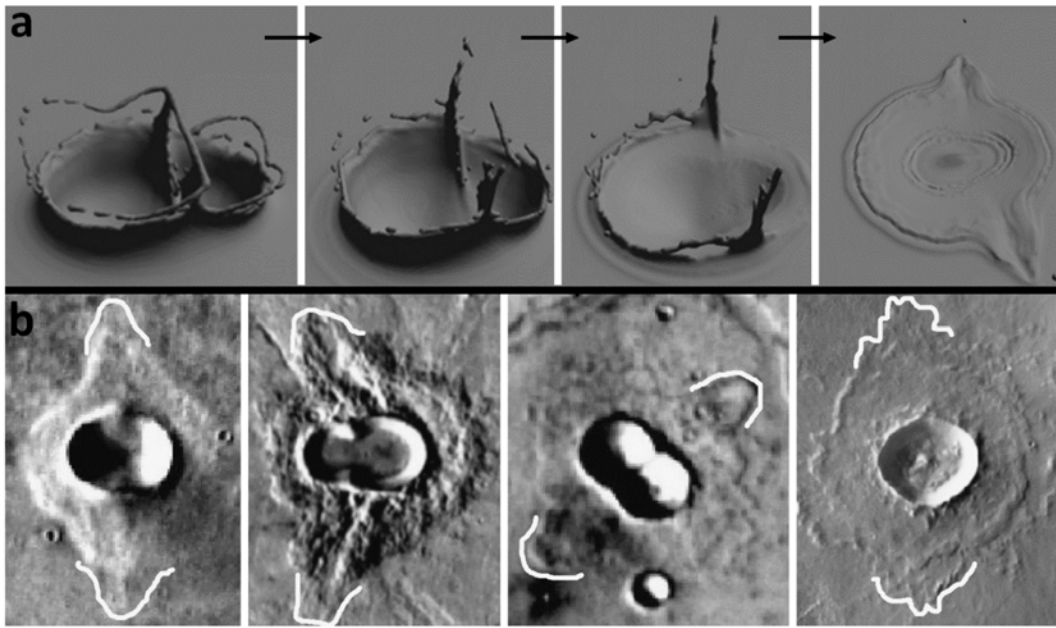


FIGURE 2.13 – a : Expériences de laboratoire illustrant la formation des cratères doubles et des éjecta associés. b : Exemples de cratères doubles sur Mars présentant des éjecta lobés. Modifié à partir de *Miljkovic et al.* (2013).

2.4.2 Datation d'un cratère double à éjecta lobés

La datation des cratères doubles à éjecta lobés martiens qui seront présentés dans la suite de ce chapitre a été effectuée suivant la même méthodologie présentée en section 2.3. Trois datations ont été effectuées pour chaque couple de cratères. Un exemple est donné en figure 2.14.

Une première datation consiste à prendre en compte l'ensemble des cratères présents sur les nappes à l'exception des zones dominées par la cratérisation secondaire (polygone vert sur la figure 2.14.a). À partir de cette CSFD une subdivision a été effectuée en prenant en compte les cratères présents sur les nappes de chacun des deux cratères (respectivement les cratères rouges et bleus sur la figure 2.14.a).

Les âges associés à chacune des trois CSFD sont présentés en figure 2.14.b en respectant le même code couleur que la figure 2.14.a. La datation effectuée par la prise en compte de l'ensemble des cratères de la nappe (CSFD verte sur la figure 2.14.b) donne un âge de $\mu 2,39 \pm 0,34/0,37$ milliards d'années. Les cratères de la nappe située au nord donne un âge de

$\mu 2,44 \pm 0,39/0,44$ milliards d'années. La datation effectuée au sud de la nappe donne un âge de $\mu 2,27 \pm 0,54$ milliards d'années. L'ensemble de ces âges sont très proches les uns des autres et au vu des incertitudes associées à chacun d'entre-eux, les datations effectuées se recourent et semblent converger vers un âge de formation moyen de $\mu 2,23$ milliards d'années.

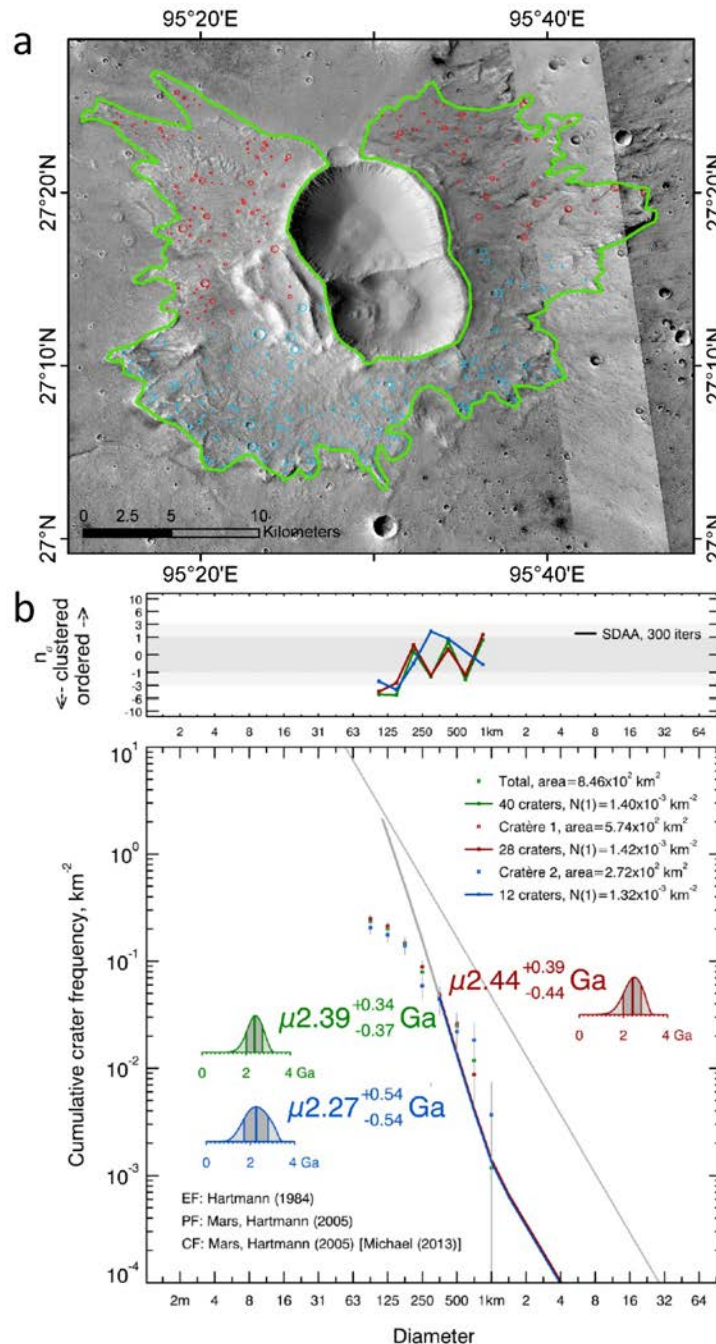


FIGURE 2.14 – Datation d'un cratère double à éjecta lobés martien. a : Comptage des cratères de plus de 100m de diamètre sur les nappes d'éjecta. Le polygone vert délimite la nappe d'éjecta de l'ensemble des deux cratères. Les cratères bleus sont ceux qui appartiennent à la nappe du cratère situé au sud tandis que les rouges sont associés à la nappe du cratère situé au nord. b : Âges associés aux trois CSFD extraites sur les nappes d'éjecta.

2.4.3 Résultats des datations et interprétations

À partir de la base de données de cratères double à éjecta lobés établie par *Guimpier* (2016), une datation de 13 cratères doubles à éjecta lobés a pu être effectuée (*Lagain et al.*, 2017c). La localisation de chacun des couples est présentée en figure 2.15.a et les âges associés en figure 2.15.b. Dans 85 % des doublets, les âges mesurés sont en accord avec un impact synchrone, c'est-à-dire un impact d'un couple d'astéroïdes binaires. Que ce soit à l'Amazonien ou à des périodes beaucoup plus anciennes comme le Noachien, la correspondance des âges des cratères est relativement bonne.

Cependant, deux cratères ont des âges qui ne se recoupent pas : 10°N, 164°W et 45°N, 41°W. L'absence de concordance des âges pour ces deux cratères peut s'expliquer par le faible nombre de cratères superposés à leurs éjecta qui nous ont servi à les dater. Ces deux couples de cratères ont des nappes relativement restreintes. Ceci engendre par conséquent un faible nombre de cratères comptabilisés sur leurs nappes, et ce, quel qu'en soit leur âge. En effet, ces deux couplets ont un âge qui a été déterminé avec moins d'une dizaine de cratères superposés à leurs éjecta. Le faible échantillonnage statistique de ce comptage induit de grandes incertitudes quant à l'âge déduit de ces CSFDs.

La cohérence de la grande majorité des âges des doublets mesurés ici nous permet de valider notre méthode de datation de cratères à éjecta lobés. Cependant, l'incohérence des âges de deux doublets met en évidence un problème récurrent dans la datation des surfaces planétaires : un faible nombre de cratères échantillonnés pour dater est un facteur limitant dans l'obtention d'un âge cohérent. Il est donc capital de déterminer une zone de comptage suffisamment grande de manière à ce que celle-ci contienne un nombre de cratères suffisant pour limiter la variabilité statistique de la datation.

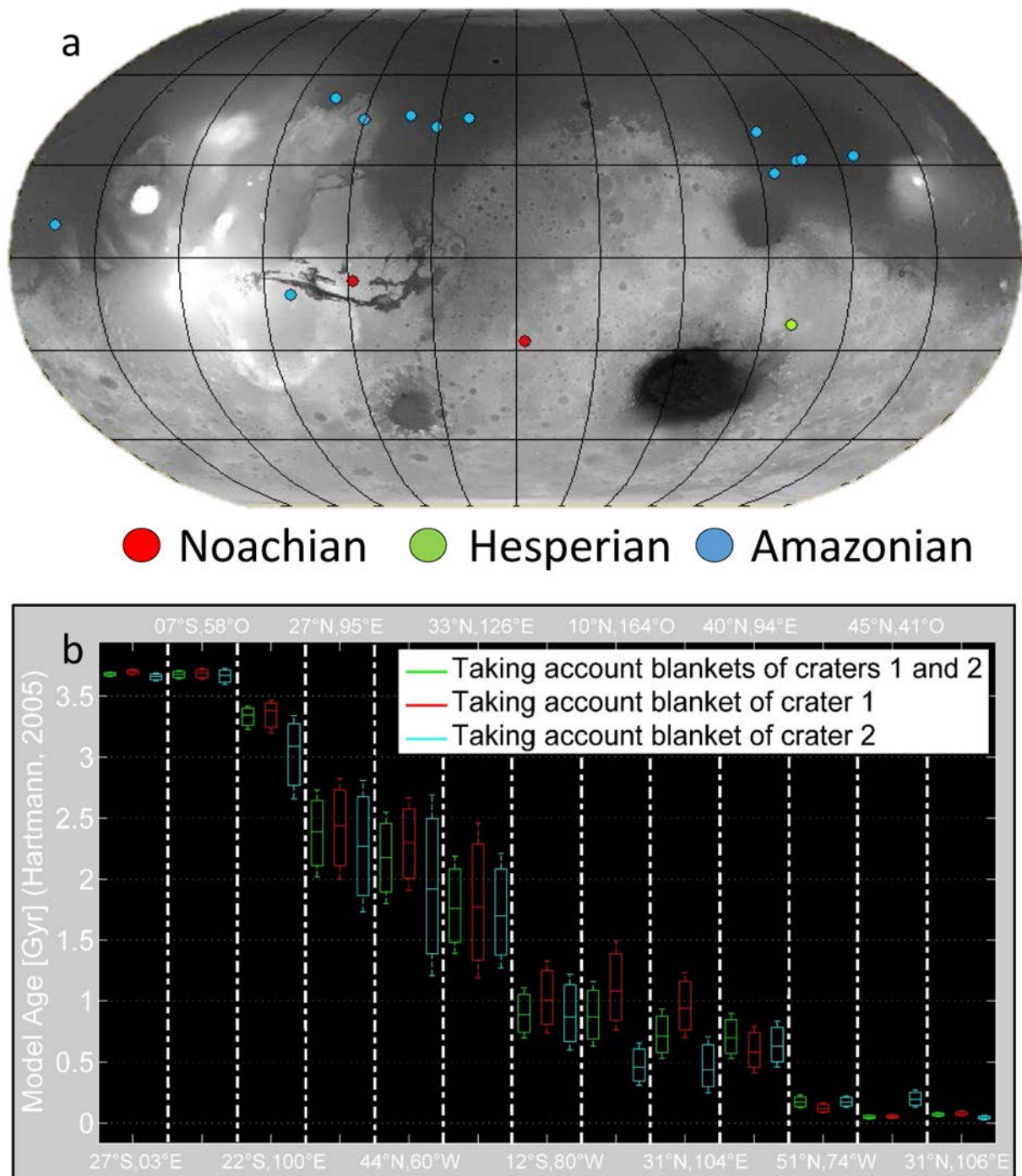


FIGURE 2.15 – Résultats des datations de chacun des treize doublets de cratères à éjecta lobés d'après *Lagain et al.* (2017c). a : Localisation et époque de formation de la population considérée. b : Détail des trois datations effectuées pour chaque doublet.

2.5 Conclusions et synthèse de la méthode de datation

La méthode développée au cours de cette thèse pour contraindre l'âge de formation des cratères à éjecta lobés peut se découpler en deux grandes étapes. Il est tout d'abord nécessaire d'analyser le comptage effectué sur la nappe d'éjecta pour déduire la CSFD la plus représentative de l'âge du cratère. Une fois cette CSFD déterminée, celle-ci sera ajustée à une isochrone afin d'obtenir l'âge de formation du cratère.

Toutes les sous-étapes de la méthode sont détaillées sur la figure 2.16. Cette méthodologie a été validée par la comparaison des âges obtenus entre deux cratères s'étant formés en même temps : les cratères doubles. Cette comparaison a été effectuée pour une population de doublets suffisamment importante pour faire apparaître les limites de cette méthode à savoir le nombre de cratères superposés aux éjecta et pris en compte dans la datation.

Néanmoins pour des éjecta disposant de suffisamment de petits cratères à leur surface, il a été possible de déduire des âges de formation similaires entre les cratères de chaque doublet. Cette méthode inédite pourra donc être appliquée à la datation de n'importe quel cratère à éjecta lobés martien pourvu que les cratères échantillonnés sur leurs éjecta soient suffisamment nombreux.

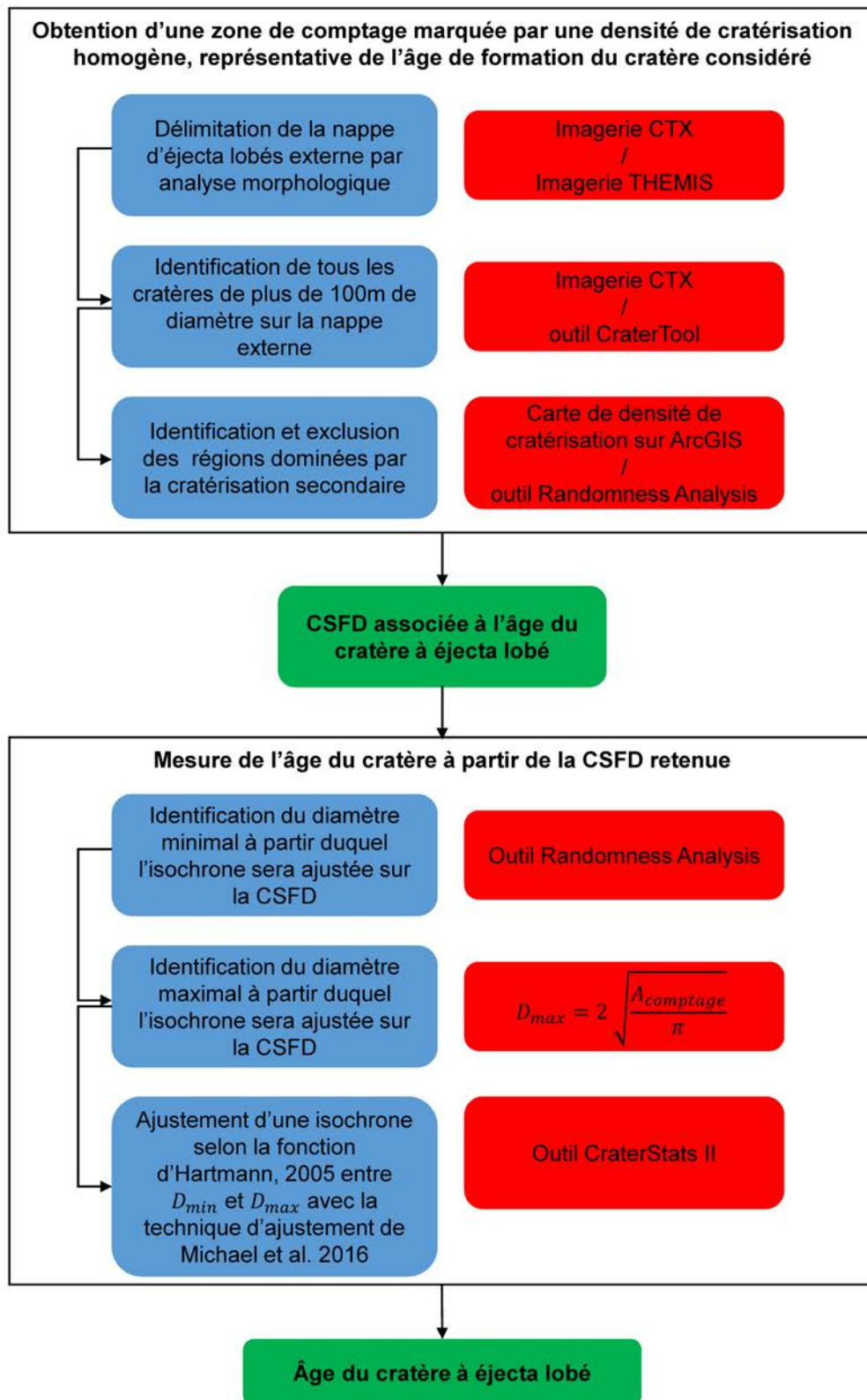


FIGURE 2.16 – Synthèse de la méthode employée pour dater la formation d'un cratère à éjecta lobés.

La variation du flux d'impact martien

3.1 Objectifs

De nombreux travaux ont décrit l'histoire collisionnelle du Système Solaire interne depuis la formation des planétésimaux (*Bottke et al.*, 2000; *Neukum et al.*, 2001; *Le Feuvre and Wieczorek*, 2011). L'âge de cristallisation des échantillons des missions Apollo suggèrent une décroissance du taux de cratérisation entre 2,9 et 3,5 Ga, suivis d'un taux constant depuis 3,5 Ga pour les cratères kilométriques (*Stoffler et al.*, 2006). L'histoire géologique des corps du Système Solaire interne est basée sur cette approximation du taux constant même si des variations sont à noter selon les auteurs concernant l'expression de la fonction de production lunaire.

Le flux d'impact constant depuis 3,5 Ga est faiblement contraint à cause du trop faible nombre d'échantillons lunaires plus jeunes que 3,5 Ga (pas d'échantillons entre 3,25 et 0,8 Ga et seulement 4 échantillons très controversés (voir section 1.1.3.1) plus jeune que 0,8 Ga (*Stoffler et al.*, 2006). Cette approximation simpliste est également remise en question par les preuves de l'existence d'un ou de deux pics de cratérisations majeurs durant les 500 derniers millions d'années de l'histoire du Système Solaire interne (*Culler et al.*, 2000; *Bottke et al.*, 2007; *Nesvorny et al.*, 2002; *Trey*, 2013; *Quantin et al.*, 2015). Une étude a néanmoins proposé une décroissance progressive du flux d'impact martien pour résoudre le paradoxe d'une augmentation apparente de l'activité de déstabilisation de pente dans Valles Marineris sur Mars (*Quantin et al.*, 2007).

Les études montrant une variation du flux d'impact sont essentiellement basées sur la Lune et actuellement aucune preuve directe d'une variation du flux de cratérisation sur un autre corps n'a été démontrée.

Mars est la planète de notre Système Solaire pour laquelle nous disposons du plus de données d'imagerie. Du fait de la faible pression atmosphérique en surface et de la diminution de son activité géologique depuis plusieurs milliards d'années, la planète a enregistré sur sa surface l'histoire de la cratérisation sur une longue période de temps. C'est également le seul corps du Système Solaire interne présentant de nombreux cratères d'un diamètre supérieur à 5 km dont les nappes d'éjecta ont une extension suffisante et une limite bien définie pour pouvoir dater leur formation au moyen du comptage des cratères présents sur leur surface (*Baratoux et al.*, 2007).

Nous proposerons dans la suite de ce chapitre une datation à l'aide d'un flux d'impact constant (*Hartmann*, 2005) d'une population de cratères à éjecta lobés ($D > 5$ km) sur une région de Mars ayant enregistré l'histoire de la cratérisation depuis plusieurs milliards d'années. Le degré de correspondance entre le taux de formation de cratères datés (nommé dans la suite de l'étude « control clock » ou CC, voir Annexe 6.5) et le flux d'impact utilisé (nommé dans la suite de l'étude « model clock » ou MC, voir Annexe 6.5) pourra être évalué.

En émettant l'hypothèse que la fonction de production des cratères martiens n'a pas évolué dans le temps depuis 3,5 Ga, nous proposerons ensuite de déterminer le flux d'impact pour lequel la population de cratères présente un taux de formation cohérent avec ce même flux. Ce test d'auto-cohérence met donc en jeu un model clock qui engendre un control clock différent de celui déterminé à flux constant puisque les âges de chacun des cratères à éjecta lobés dépendent du flux d'impact utilisé pour les dater.

Ce test d'autocohérence nous amènera ensuite à envisager la possibilité d'une fonction de production associée aux petits cratères d'impact variant temporellement grâce à une récente simulation d'impactisme sur une surface cratérisée.

L'implication du flux d'impact optimal déterminé à partir de la datation de notre population de cratères à éjecta lobés pour la chronologie martienne sera ensuite déterminée et discutée.

3.2 Méthodes

3.2.1 Sélection de la zone d'étude et datations

Les nappes d'éjecta lobés martiens associées aux cratères de plus de 5 km de diamètre offrent une surface plus adaptée au comptage de cratères que les cratères à éjecta rayés du fait de leur caractère continu et bien délimité (*Baratoux et al., 2007*). Afin de dater la formation de tous les cratères d'une région d'étude pour en déduire le control clock présenté en introduction de ce chapitre, il est essentiel d'identifier une région qui a enregistré la cratérisation sur une longue période de temps. Trois critères doivent être respectés pour mener à bien cette étude et limiter les biais de mesure des âges :

1. Tous les cratères de plus de 5 km de diamètre sur la zone doivent présenter des nappes d'éjecta lobés de manière à pouvoir dater leur formation.
2. La région doit être suffisamment grande pour contenir plusieurs dizaines de cratères et ainsi nous permettre d'échantillonner le flux d'impact avec le plus de précision possible.
3. L'activité géologique de la région retenue doit se limiter au processus de cratérisation lui-même de manière à ne pas altérer l'enregistrement des cratères sur les nappes qui vont nous permettre de dater leur formation. Ainsi, les régions polaires et subpolaires au delà d'environ 45° de latitude nord et sud peuvent être exclues dès maintenant puisqu'elles ont été soumises à des épisodes de dégradations successifs par des processus périglaciaires (*Schon et al., 2012*).

À partir de la correction de la base de données de cratères de plus d'1 km de diamètre (voir chapitre 5) la plus complète à ce jour sur Mars (*Robbins and Hynek, 2012*), il a été possible de calculer la proportion de cratères à éjecta lobés de plus de 5 km de diamètre à la surface de Mars (*Lagain et al., 2017d*). La figure 3.1 montre que le sud d'Acidalia Planitia est la seule zone située entre 45° de latitude nord et sud respectant les critères (1) et (2).

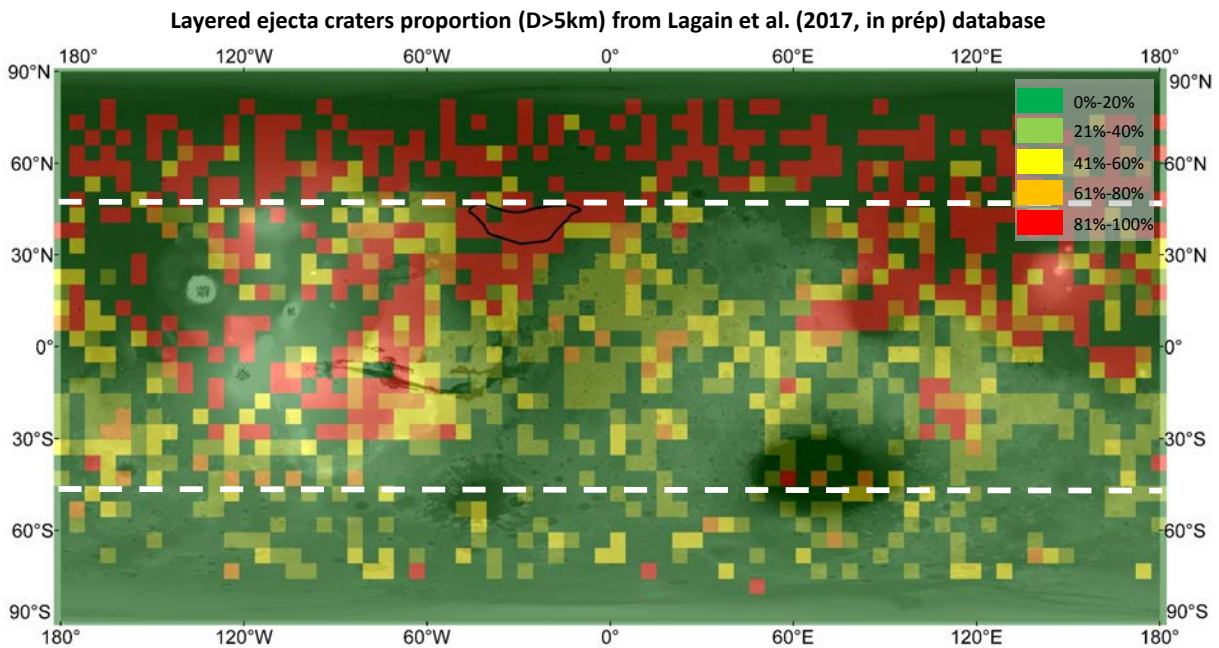


FIGURE 3.1 – Proportion des cratères de plus de 5 km à la surface de Mars présentant des nappes d'éjecta lobés à partir de la base de données de cratères que nous proposons au chapitre 5 (Lagain et al., 2017d). Les lignes rouges symbolisent la limite géographique à 45° de latitude nord et sud. Les régions vertes présentent des cratères de plus de 5 km de diamètre dont moins de 80 % d'entre-eux sont des cratères à éjecta lobés. Les régions rouges présentent une proportion de cratères à éjecta lobés supérieure à 80 %.

Cette région contient 53 cratères de plus de 5 km de diamètre et tous sont associés à des nappes d'éjecta lobés. Cette population de cratères constitue un échantillon statistique suffisant pour nous permettre d'échantillonner le flux d'impact associé. La zone respecte donc le critère (2).

Chacun d'entre eux ont un numéro qui permettra de les identifier dans la suite de l'étude. Ces identifiants sont présentés sur la figure 3.2.

Le sud d'Acidalia Planitia appartient à l'unité IHI (late Hesperian lowland) ou Vastitas Borealis Formation (VBF), l'unité géologique la plus grande des plaines de l'hémisphère nord de Mars (Tanaka et al., 2014a,b). Celle-ci est composée d'un dépôt sédimentaire de plus de 100 m d'épaisseur résultant à priori de multiples épisodes de débâcles provenant des vallées situées à l'embouchure de Chryse Planitia, plus au sud (Carr and Head, 2010). La mise en place de ces dépôts marquent la transition entre l'Hespérien et l'Amazonien (~3 Ga). L'ensemble de la zone d'étude appartient à cette même unité géologique et n'en recoupe aucune autre comme le montre la figure 3.2.b.

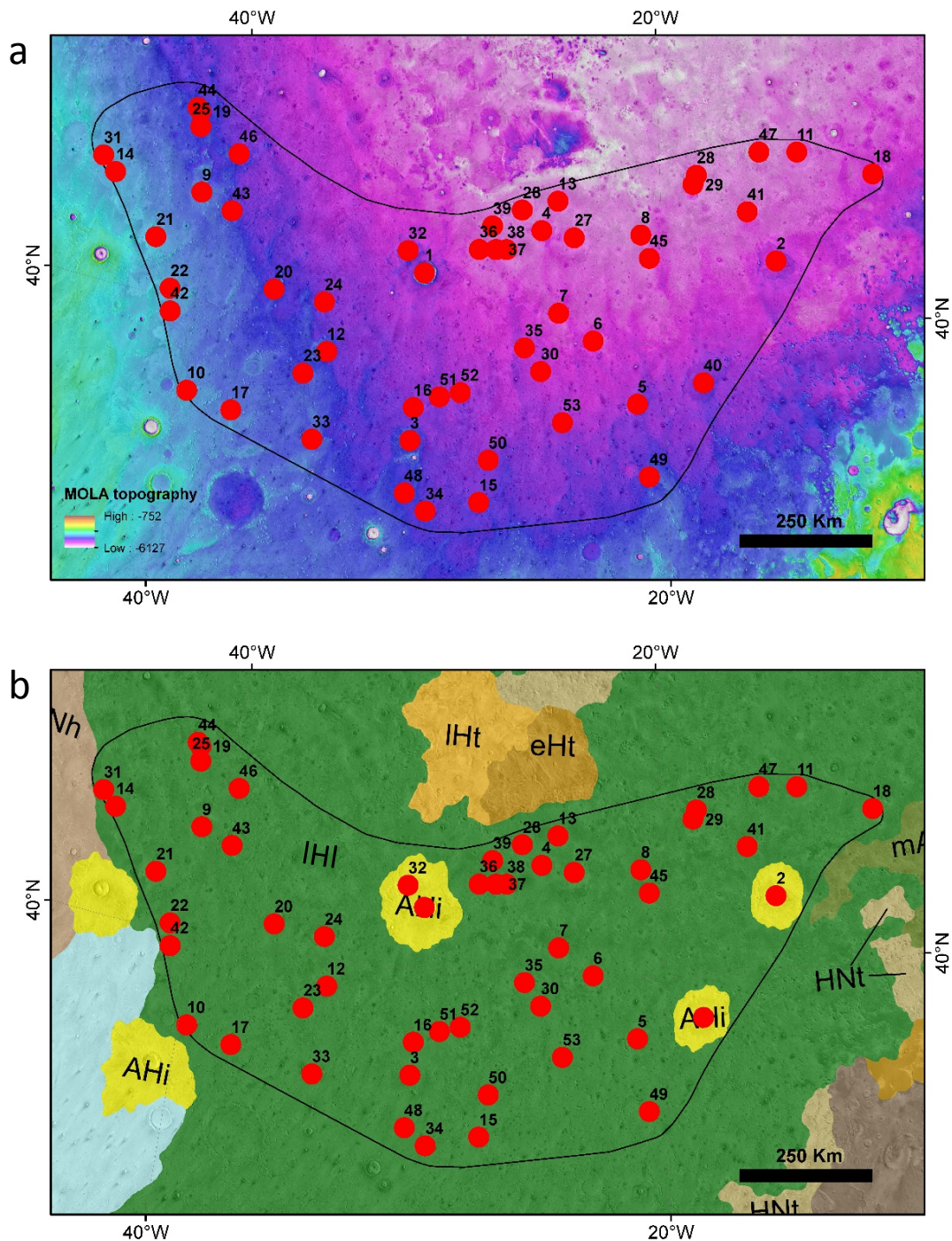


FIGURE 3.2 – Zone d'étude située dans la province d'Acidalia Planitia. L'ensemble des cratères de plus de 5km de diamètre sont symbolisés par des points rouges et tous sont associés à des éjecta lobés. a : Carte MOLA de la zone d'étude. Celle-ci se situe dans les plaines de l'hémisphère nord, au nord des embouchures des vallées de débacle. b : Carte géologique de *Tanaka et al.* (2014b) centrée sur la zone d'étude. La région considérée appartient uniquement à l'unité IHI en vert sur la figure.

Légende : AHi : Amazonian and Hesperian impact unit, eHt : early Hesperian transition unit, HNT : Hesperian Noachian transition unit, IHt : late Hesperian transition unit, IHI : late Hesperian lowland.

Afin de déterminer si la zone d'étude retenue a subi un quelconque resurfaçage depuis sa mise en place, une analyse fine de la densité de cratères présents sur toute sa surface a été menée. Tous les cratères de plus de 500m de diamètre ont été identifiés sur la zone d'étude. Une carte de densité a pu être créée par l'utilisation d'une fenêtre glissante de 20km de côté (distance maximale séparant le cratère le plus isolé de son plus proche voisin). Le pas de glissement a été fixé à 5 km assurant ainsi une résolution de la carte de 5 km par pixel. De manière à éviter l'effet de bord induit par une telle méthode, le comptage de cratères a également été effectué dans un rayon de 50km autour de la zone d'étude.

L'âge d'une surface planétaire étant directement fonction de la densité de cratères, une carte d'âge a pu ensuite être déduite à partir de la mesure de la variation de densité de cratères présents sur la zone d'étude. Cet âge a été calculé à partir du système de chronologie d'*Hartmann (2005)*. Le résultat obtenu est présenté en figure 3.3.

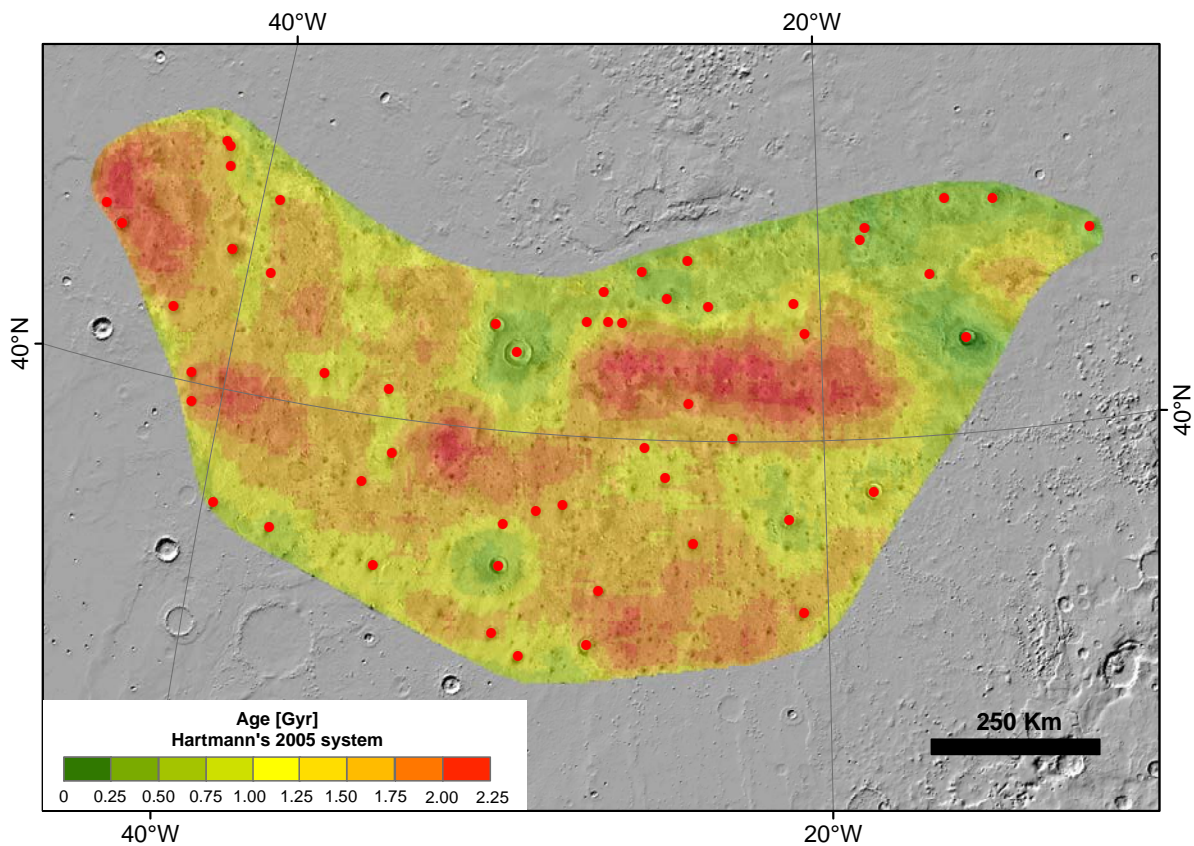


FIGURE 3.3 – Carte de la variabilité de l'âge de la zone d'étude déduite à partir de la mesure de la densité de cratérisation des cratères de plus de 500m de diamètre.

La même méthodologie a été appliquée pour construire la carte d'âge de la partie de la zone d'étude présentant la plus forte densité de cratères, donc l'âge le plus élevé. Cette fois-ci une cellule glissante de 5 km de côté a été utilisée (distance approximative séparant le cratère le plus isolé de son plus proche voisin) avec un pas de glissement de 500 m sur un comptage de cratères de plus de 250 m de diamètre à l'intérieur et dans un rayon de 15 km autour de la zone. Le résultat est présenté en figure 3.4.

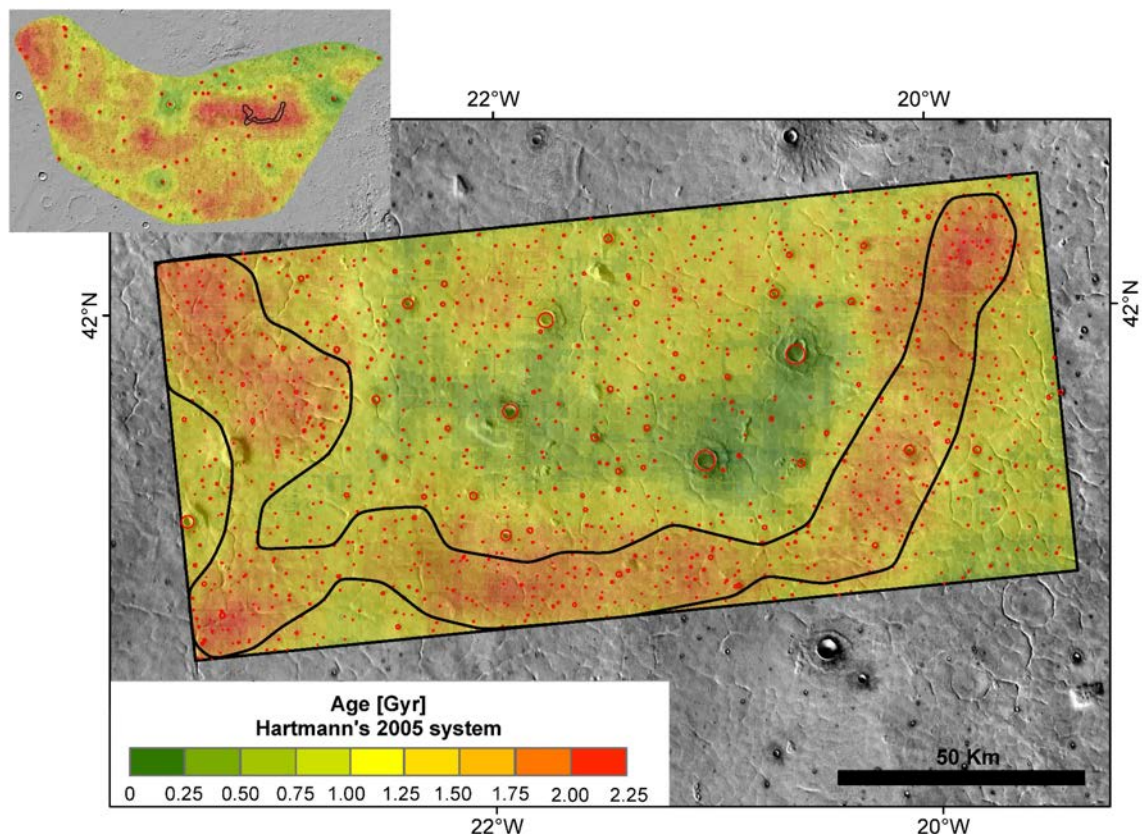


FIGURE 3.4 – Carte de la variabilité de l'âge de la partie de la zone d'étude ayant la plus forte densité de cratères déduite à partir de la mesure de la densité de cratérisation des cratères de plus de 250 m de diamètre.

Mesurée à deux échelles différentes, la densité de cratères sur la zone d'étude est hétérogène. Celle-ci diminue à la proximité immédiate de gros cratères. Sur la figure 3.3, l'âge de la surface mesuré à partir des cratères de plus 500 m de diamètre semble être affecté par les cratères de plus de 20 km de diamètre. En effet, les cratères 1, 2, 3, 32 et 40 sont les cratères les plus imposants de la zone d'étude (voir figure 3.2) et mesurent tous plus de 20 km (voir tableau 6.5).

Sur la figure 3.4, l'âge de surface mesuré à partir des cratères de plus de 250 m diminue lui aussi

drastiquement à proximité des cratères de plus de 3 km de diamètre. Néanmoins l'âge maximal mesuré sur cette zone restreinte est égal à l'âge maximal mesuré sur la zone d'étude : entre 2 et 2,25 Ga. La relation spatiale entre la faible densité de cratères et les plus gros cratères de la zone d'étude implique que le resurfaçage pour les cratères de plus de 250 m de diamètre est exclusivement le résultat de la cratérisation elle-même. La mise en place de gros cratères produit un resurfaçage local. La gamme de diamètre affectée est fonction du diamètre du cratère qui a produit le resurfaçage. Cette observation satisfait donc le critère (3).

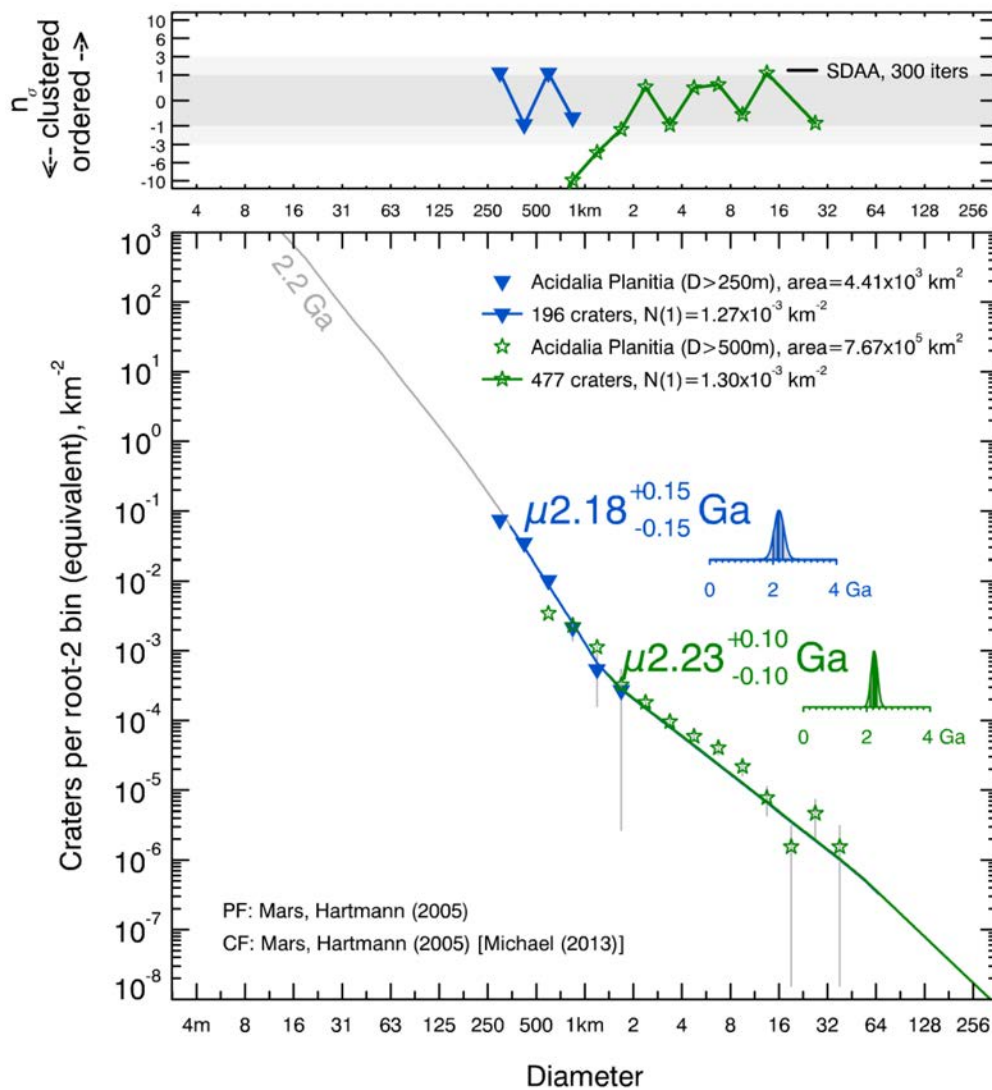


FIGURE 3.5 – Datation de la zone d'étude par le comptage de cratères de plus de 250m de diamètre sur la zone restreinte présentée en figure 3.4, isochrone bleue, et sur la totalité de la région d'étude à partir des cratères de plus de 500m de diamètre. Le graphique du haut correspond à l'analyse de distribution spatiale effectuée sur les deux CSFD.

Une datation précise de la zone d'étude a été effectuée en prenant en compte d'une part le comptage de cratères de plus de 500m de diamètre sur l'ensemble de la région et les cratères de plus de 250m sur la zone restreinte. La méthodologie appliquée est décrite dans le chapitre 2 et les résultats sont présentés en figure 3.5 et en Annexe A.

Nous considérerons par conséquent que la région a enregistré depuis sa formation l'intégralité de la cratérisation pour les cratères de plus de 5 km de diamètre.

L'ensemble des cratères d'impact de plus de 5 km de diamètre sur la zone d'étude ont été datés suivant la méthodologie établie au chapitre 2. Les âges varient de $\mu 0,05 \pm 0,01/0,02$ Ga à $\mu 2,20 \pm 0,30/0,29$ Ga. Le détail de ces datations est présenté dans le tableau 6.5 en Annexe A. L'âge de la zone d'étude selon les cratères de plus de 500 m de diamètre est de $\mu 2,23 \pm 0,10$ milliards d'années. La transition entre la période amazonienne et hespérienne se situe, selon le modèle de chronologie d'*Hartmann* (2005), à 3,24 Ga. Notre zone d'étude appartient à l'unité géologique (IHI) datée à l'hespérien tardif (*Tanaka et al.*, 2014b), s'étendant de cette période de transition jusqu'à 3,39 Ga, toujours selon le modèle d'*Hartmann* (2005). Les datations effectuées pour la construction de la carte géologique de Mars de *Tanaka et al.* (2014b) ont été effectuées dans le système de chronologie d'*Hartmann and Neukum* (2001) par *Platz et al.* (2013). Il convient alors de comparer l'âge de la zone d'étude que nous avons mesuré avec l'âge communiqué par *Platz et al.* (2013) pour l'unité IHI dans le modèle d'*Hartmann and Neukum* (2001). Dans ce système, la zone d'étude a un âge de $\mu 2,12 \pm 0,15$ Ga. La table 3.1 récapitule les résultats des datations de l'unité IHI avec le modèle d'*Hartmann and Neukum* (2001) entre l'étude de *Platz et al.* (2013) et la nôtre. Chaque datation a été effectuée à un endroit différent en plaçant une isochrone sur une gamme de diamètres de cratères élevés et une autre sur des gammes de diamètres plus petits. *Platz et al.* (2013) trouvent dans la plupart des cas des âges très différents et interprètent les âges mesurés à partir des petits cratères comme étant le résultat de processus de resurfaçage car ces âges sont toujours inférieurs à ceux trouvés à partir des grandes gammes de diamètres de cratères. À l'inverse, notre étude montre une continuité de la CSFD à partir des cratères dont le diamètre est supérieur à 350 m de diamètre. Les cratères supérieurs à ce diamètre n'ont donc pas été oblitérés depuis la formation de la zone d'étude.

Aucun âge de resurfaçage ne peut donc être déterminé à partir des cratères de plus de 350 m de diamètre.

| Étude | Localisation | Âge [Ga] | D_{min} [km] | D_{max} [km] | Âge (resurfaçage) [Ga] | D_{min} [km] | D_{max} [km] |
|--------------------------------------|--|------------|----------------|----------------|------------------------|----------------|----------------|
| Platz et al. (2013) | 1 (Acidalia Planitia Nord, proche de la calotte) | 3,51 | 6 | 20 | 3,07 | 1,2 | 3,5 |
| Platz et al. (2013) | 6 (Utopia Planitia) | 3,60 | 3,5 | 30 | 2,00 | 0,7 | 1,5 |
| Platz et al. (2013) | 10 (Utopia Planitia) | 3,62 | 2 | 14 | 1,19 | 0,5 | 1,1 |
| Platz et al. (2013) | 11 (Utopia Planitia) | 3,53 | 2 | 6 | 1,78 | 0,6 | 1,4 |
| Cette étude (Lagain et al. en prép.) | Acidalia Planitia Sud | μ 2,12 | 1,41 | 875 | / | / | / |

TABLE 3.1 – Table récapitulant les datations effectuées sur l'unité IHI avec le modèle de chronologie d'*Hartmann and Neukum* (2001) entre l'étude de *Platz et al.* (2013) et la nôtre.

Par conséquent, il existe bel et bien une grande variabilité des âges de mise en place au sein d'une même unité géologique. Si Utopia Planitia et le nord d'Acidalia Planitia ont des âges comparables, il n'en est pas de même pour le sud d'Acidalia Planitia comme le montre nos datations. Les unités géologiques martiennes établies par *Tanaka et al.* (2014a) se basent en partie sur l'analyse de la densité de cratères à partir de la base de données de *Robbins and Hynnek* (2012). Nous montrerons au chapitre 5 que cette base de données est en partie erronée, pouvant ainsi expliquer le fait que l'unité IHI s'étendent sur des régions d'âge très différents. Quoiqu'il en soit, il apparaît indispensable d'effectuer une refonte globale de la carte géologique martienne basée sur l'analyse fine de la variabilité de la densité de cratérisation sur la surface, couplée avec une approche géomorphologique, afin d'établir des unités géologiques plus cohérentes.

3.2.2 Control clock vs Model clock et premières observations

Afin de construire la fréquence de mise en place des cratères sur notre zone d'étude (control clock), il est essentiel de prendre en compte les incertitudes sur chaque âge. L'âge mesuré de chaque cratère d'impact est l'âge le plus probable au vu de la densité de cratérisation

mesurée sur ses nappes d'éjecta. La probabilité que le cratère ait un autre âge que celui annoncé est donnée par une loi de Poisson et décrit la probabilité d'avoir λ cratères sur une surface (voir Annexe 6.5) où k cratères ont été observés (voir Annexe 6.5). Autrement dit, la loi de Poisson relie le nombre de cratères effectivement observés sur une surface, k , à celui que le modèle de chronologie prédit, λ (*Michael et al.*, 2016).

Cette fonction de densité de probabilité (voir Annexe 6.5) est décrite par l'équation 3.1 :

$$pdf_i(k, \lambda) = \frac{\lambda_i^{k_i} e^{-\lambda_i}}{k_i!} \quad (3.1)$$

où λ est défini par l'équation 3.2 :

$$\lambda = A_{ej}[C(D_{min}) - C(D_{max})] \quad (3.2)$$

Le paramètre λ est ainsi dépendant de A_{ej} (voir Annexe 6.5), la surface de comptage de chaque cratère à éjecta lobés daté, i , de D_{min} et D_{max} les diamètres à partir desquels l'âge de formation de chaque cratère a été déterminé et enfin $C(D)$, la forme cumulative de la fonction de production dans le système de chronologie utilisé (voir Annexe 6.5).

Le control clock est ensuite calculé comme la somme de chaque fonction de probabilité poissonienne. Toutes les fonctions de chronologie données dans la littérature nous renseignent sur le taux de cratérisation des cratères de plus d'1 km de diamètre sur une surface d'1 km². Nous devons donc corriger le control clock obtenu par la surface totale de la zone d'étude, A (voir Annexe 6.5), égale à 767.000 km².

Nous obtenons ainsi un taux de mise en place de cratères de plus de 5 km de diamètre. Une conversion doit donc encore être appliquée pour obtenir un taux de formation de cratères de plus d'1 km de diamètre sur la zone d'étude. Pour cela, nous avons introduit un facteur R (voir Annexe 6.5) décrit par l'équation 3.3 :

$$R = \frac{\dot{n}_A(\geq 1 \text{ km})}{\dot{n}_A(\geq 5 \text{ km})} \quad (3.3)$$

avec $\dot{n}_A(\geq 1 km)$ et $\dot{n}_A(\geq 5 km)$ respectivement le nombre de cratères de plus d'1 km et 5 km sur une zone de surface A et âgé de $\mu 2,23 \pm 0,10$ milliards d'années. R est approximativement égal à 20,6 dans le système de chronologie d'*Hartmann* (2005).

L'équation 3.4 en découle ainsi naturellement pour définit le control clock :

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^{n=53} pdf_i \times R}{A} \quad (3.4)$$

Chaque fonction de probabilité ainsi calculée est représentée par une courbe gris clair sur la figure 3.6. Le control clock déduit de ces pdfs est représentée par une courbe noire.

Nous pouvons maintenant comparer le control clock mesuré avec le model clock utilisé. Ce modèle (équation 3.5) décrit le flux de cratérisation pour les cratères de plus d'1 km de diamètre sur une surface d'1 km² en fonction du temps :

$$\dot{n}(\geq 1 km) = 3,79.10^{-14} * 6,93 \times \exp(6,93T) + 5,84.10^{-4} \quad (3.5)$$

Il est représenté par une courbe rouge sur la figure 3.6 et est la dérivée en fonction du temps de la fonction de chronologie d'*Hartmann* (2005), ainsi décrite par l'équation 3.6 :

$$n(\geq 1 km) = 3,79.10^{-14} \times (\exp(6,93T) - 1) + 5,84.10^{-4}T \quad (3.6)$$

Afin de comparer visuellement le model clock et le control clock, l'intégration du control clock tous les 250 millions d'années est donnée à titre indicatif et est représentée par des triangles et des marches d'escaliers sur la figure 3.6.

Les incertitudes associées à cette donnée ont été calculées numériquement à partir de la génération de 1000 jeux de modèles d'âge de cratères issues de chacune des 53 fonctions de Poisson. Chaque jeu représente la fluctuation statistique possible du modèle d'âge et est associé à la fluctuation statistique du control clock estimé.

Ces barres d'erreurs sont représentées par une bande grise encadrant le control clock et ont été calculées par chaque interval de temps de 250 Ma.

Afin de quantifier l'écart entre le control clock et le model clock, un calcul de RMS (Root Mean Square, voir Annexe 6.5) a été effectué (*Kenney and Keeping, 1962*) selon l'équation 3.7 :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{\eta} \sum_{i=1}^{\eta} [\log(MC_i) - \log(CC_i)]^2} \quad (3.7)$$

Le paramètre η correspond au nombre d'observations pris en compte dans le calcul du RMS, soit 53 (voir Annexe 6.5). Si cette valeur tend vers 0, le model clock est égal au control clock. Plus ces deux données sont différentes plus la valeur du RMS tendra vers 1.

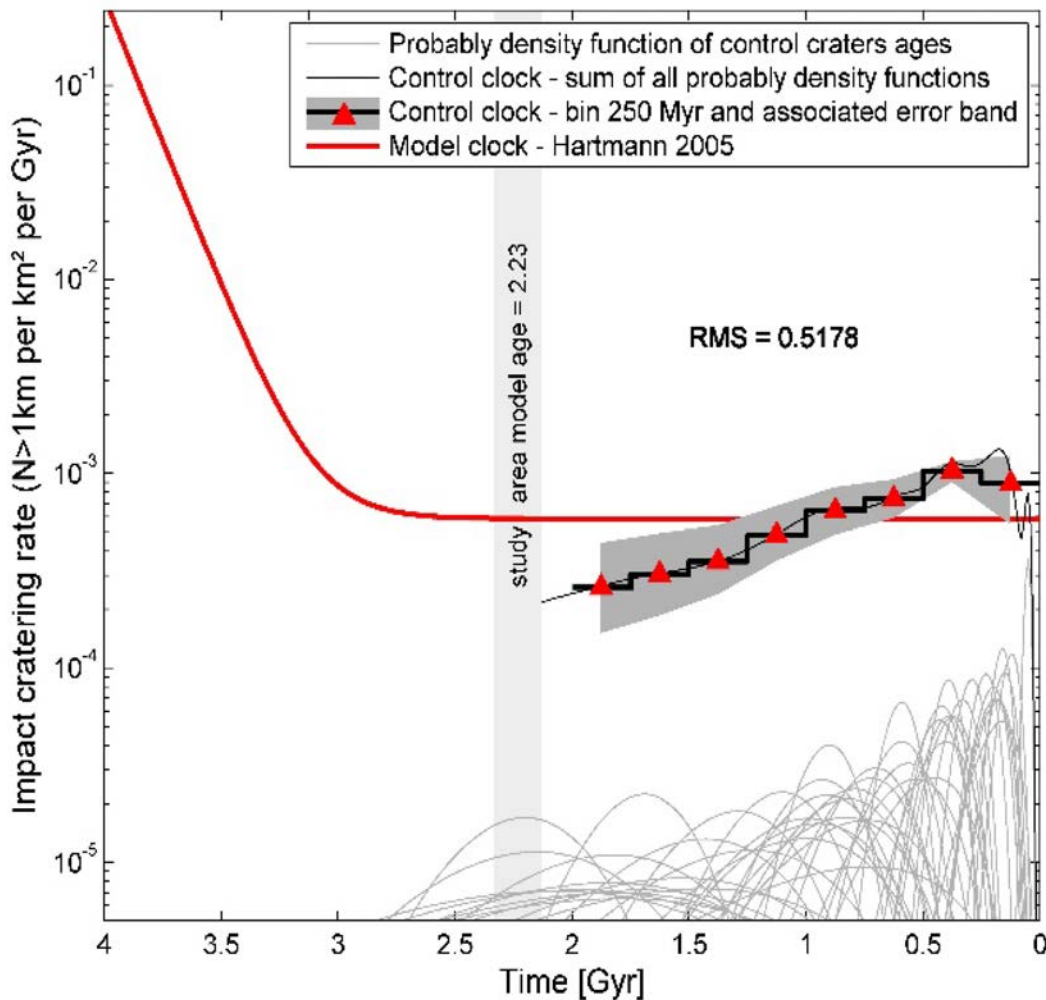


FIGURE 3.6 – Dédudition du control clock à partir de l'enregistrement de la cratérisation sur Acidalia Planitia et comparaison avec le model clock utilisé (courbe rouge). Les fonctions de Poisson associées à chaque âge sont représentées en bas de la figure par des courbes grises. La somme de ces fonctions, le control clock, est représenté par une courbe noire. Enfin, la marche d'escalier et les triangles correspondent au control clock intégré par pas de 250Ma et la bande grise son erreur à 1σ .

Dans le cadre de notre étude visant à comparer le modèle à flux d'impact constant d'*Hartmann* (2005) avec le flux mesuré sur notre zone d'étude, le calcul du RMS renvoie une valeur de 0,5178. Cette valeur est relativement faible et traduit, comme l'illustre la figure 3.6, que le flux d'impact utilisé pour dater est très différent de celui déduit de nos mesures. Le control clock est inférieur au model clock entre 2 et 1,25 Ga et supérieur entre 1 Ga et la période actuelle.

Le model clock est principalement en dehors des barres d'erreurs à 1σ du control clock. Même si des fluctuations statistiques causées par les fonctions de densité de probabilité de Poisson sont attendues, l'importance de l'écart entre le model clock et le control clock reflète le fait qu'un flux d'impact constant depuis 3 milliards d'années pour les petits cratères (ceux qui nous ont permis d'obtenir des âges) comme pour les gros cratères (ceux que nous avons datés) n'est pas une hypothèse valide. Toutefois, seule l'autocohérence de la fonction de chronologie d'*Hartmann* (2005) a été testée.

Afin de s'assurer de la reproductibilité de nos conclusions sur d'autres flux proposés tels que ceux d'*Hartmann and Neukum* (2001) et d'*Ivanov* (2001), la même comparaison a été effectuée.

Nous n'avons cependant pas testé d'autres fonctions de chronologie telle que celle de *Le Feuvre and Wieczorek* (2011). Ce modèle améliore les incertitudes des âges obtenus par la prise en compte de la variation du flux d'impact en fonction de la localisation géographique de la zone sur laquelle une datation est effectuée ainsi que des variations des paramètres orbitaux du corps impacté. Cependant, l'application de cette fonction dans le cadre de notre étude complexifierait grandement la déconvolution des différents paramètres pris en compte dans ce modèle par rapport à l'éventuelle variation du flux d'impact obtenu. À ce stade de recherche, il est plus raisonnable de ne chercher qu'une tendance générale de variation temporelle du flux d'impact.

Le modèle de chronologie de *Werner et al.* (2014) n'a également pas été testé. Ce modèle se base sur la correspondance entre la formation du cratère Mojave et l'âge d'éjection des météorites martiennes de type Shergottites afin de recalibrer la totalité du système de chronologie martien. Cette étude aboutit à un modèle reculant les âges des surfaces martiennes très anciennes de 200 Ma. L'application de ce système de chronologie à notre étude peut s'avérer contestable car celui-ci est très débattu par la communauté.

En effet, aucune démonstration qu'un autre cratère que Mojave ait entraîné l'éjection des Shergottites n'apparaît dans cette étude. De plus, aucun détail mathématique sur la fonction de chronologie martienne recalibrée n'est figuré dans cet article et très peu de datations dans la littérature utilisent ce modèle.

Les âges de chaque cratère ont donc été déduit avec deux autres fonctions de chronologie (*Hartmann and Neukum (2001)* et *Ivanov (2001)*) et un test d'autocohérence a été mené. Les résultats sont présentés sur la figure 3.7. Il apparaît clairement que quelque soit le flux d'impact constant utilisé, l'écart entre le model clock et le control clock est très grand et quasi-égal entre chaque fonction de chronologie utilisé. Le flux constant n'est donc pas une évolution réaliste de l'histoire de la cratérisation des trois derniers milliards d'années sur Mars au regard de la population de cratères que nous avons daté.

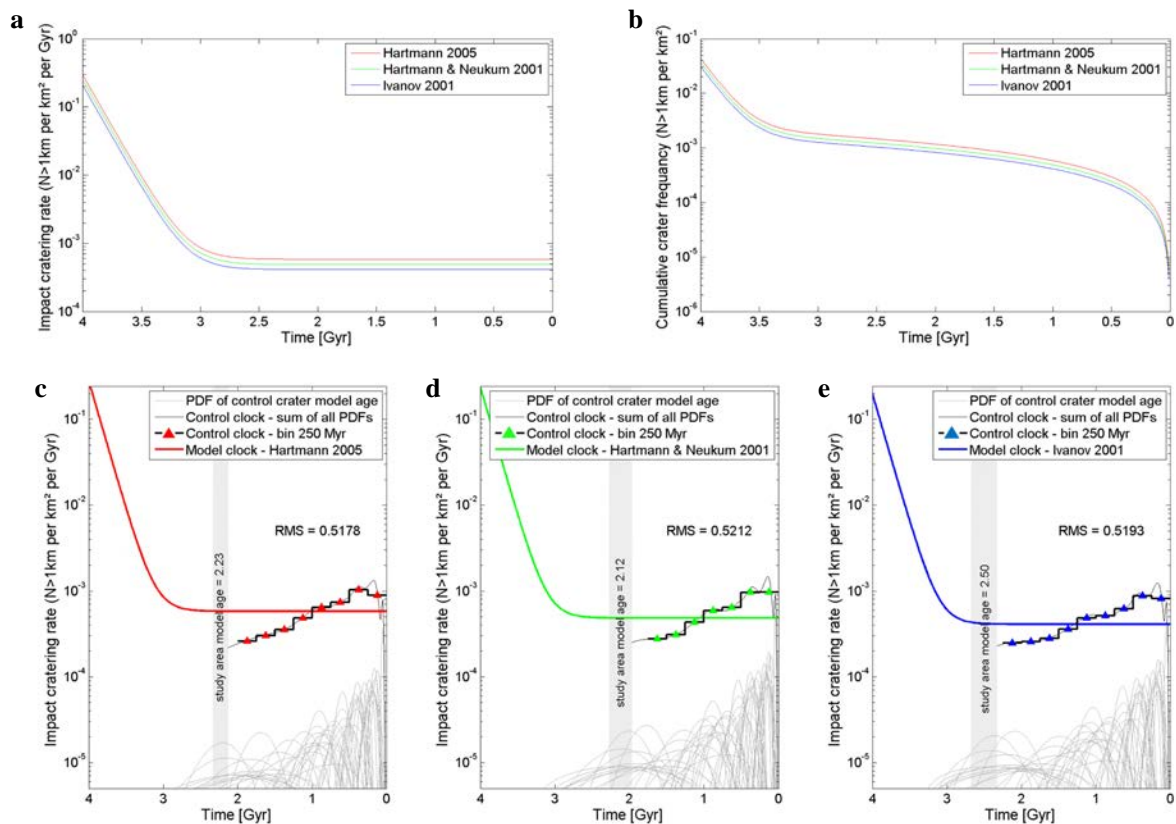


FIGURE 3.7 – a : Flux d'impact constant proposé par *Hartmann (2005)*, *Hartmann and Neukum (2001)* et *Ivanov (2001)*. b : Fonction de chronologie correspondante au trois flux d'impact. c, d, e : Comparaison de l'écart entre le model clock et le control clock produit respectivement par *Hartmann (2005)*, *Hartmann and Neukum (2001)* et *Ivanov, 2001*.

3.2.3 Les scénarios testés

Nous venons de démontrer qu'un flux d'impact constant n'était pas représentatif du taux de cratérisation mesuré sur notre zone d'étude. Nous allons donc tester d'autres hypothèses de variation du flux d'impact. Différents scénarios peuvent être testés par la modification de l'expression mathématique décrivant le flux d'impact martien. Chaque paramètre introduit dans chacun des scénarios testés se verra varier. Pour chaque expression, un calcul de RMS sera effectué et la meilleure combinaison des paramètres du scénario qui aura engendré le RMS le plus élevé sera conservé. Trois scénarios dont l'évolution générale ont déjà été proposé dans la littérature ont été évalués :

1. un flux d'impact présentant une variation linéaire, pouvant croître ou décroître (*McEwen et al.*, 1997; *Quantin et al.*, 2007, 2015; *Neukum et al.*, 1975; *Culler et al.*, 2000),
2. un flux d'impact décrit par un polynôme de degré 2 permettant une décroissance puis une croissance du taux de cratérisation ou l'inverse (*Robbins*, 2014),
3. un flux d'impact constant associé à un pic de cratérisation (*Culler et al.*, 2000; *Bottke et al.*, 2007; *Nesvorny et al.*, 2002; *Quantin et al.*, 2015).

Ces trois scénarios d'évolution du flux de cratérisation ont été testés dans l'hypothèse que la fonction de production de cratères martiens n'a pas varié au cours du temps. Autrement dit, la fréquence des diamètres des impacteurs ayant produit la CSFD martienne est considérée comme constante au cours du temps. Cette approximation est justifiée par de nombreuses études ayant décrit l'évolution temporelle de la population d'impacteurs après le LHB dans le Système Solaire interne (*O'Brien and Greenberg*, 2003, 2005; *Bottke et al.*, 2016, 2015; *Tanaka*, 1996). Les différents tests ont été effectués en fixant la partie antérieure à 3,5 Ga du flux d'impact comme étant égale à celle d'*Hartmann* (2005) puisque celle-ci est relativement bien contrainte par les âges des échantillons Apollo (voir section 1.1.3.1).

3.3 Résultats des différents scénarios

Le degré de complexité du scénario décrivant l'évolution du flux est fonction du nombre de paramètres testés. Nous décrirons dans cette section les expressions mathématiques des flux d'impact qui ont été testés au cours de cette étude. Pour faciliter la compréhension des travaux réalisés, nous commencerons par présenter le scénario présentant le moins de paramètres libres : le scénario (1) avec une variation linéaire, puis le (2), décrivant une variation non linéaire comportant deux paramètres libres et enfin le (3), décrit par un pic de cratérisation comportant cette fois 4 paramètres qui ont été variés.

3.3.1 La variation linéaire

Dans l'hypothèse d'une évolution linéaire du flux d'impact à partir de 3,5 Ga, l'équation du flux d'*Hartmann* (2005) devient l'équation 3.8 :

$$\dot{n}(\geq 1 \text{ km}) = 3,79 \cdot 10^{-14} \times 6,93 \times \exp(6,93T) + (xT + y) \quad (3.8)$$

où x est décrit par l'équation 3.9 (voir Annexe 6.5) et y par l'équation 3.10 (voir Annexe 6.5) :

$$x = \frac{Z - (3,79 \cdot 10^{-14} \times 6,93 \times e^{6,93T_{fix}}) - y}{T_{fix}} \quad (3.9)$$

$$y = \frac{5,84 \cdot 10^{-4}}{F} \quad (3.10)$$

Z est le nombre incrémental de cratères de plus d'1 km de diamètre au point d'ancrage (voir Annexe 6.5), c'est à dire lorsque $T = T_{fix}$ et est décrit par l'équation

$$Z = \dot{n}(\geq 1 \text{ km})_{T_{fix}} \text{ où } T_{fix} = 3,5 \text{ Ga} \quad (3.11)$$

F correspond au facteur de décroissance (si il est supérieur à 1) ou de croissance (si il est

inférieur à 1) du taux de cratérisation entre T_{fix} et la période actuelle (voir Annexe 6.5). Sa valeur a été testée entre 0,1 et 10 avec un pas de calcul de 0,01.

Le paramètre y est directement dépendant de F et correspond à la valeur du flux actuel. Le paramètre x correspond à la pente du flux entre T_{fix} et $T = 0$.

Le meilleur test, produisant l'écart le plus faible entre le model clock et le control clock est obtenu pour un flux d'impact croissant d'un facteur 1,2 ($F=0,83$) (voir figure 3.8). Ce flux n'améliore que très peu la valeur du RMS puisque celui-ci est égal à 0,4874. Ce scénario constitue donc une mauvaise approximation de l'évolution du flux d'impact par rapport à nos datations.

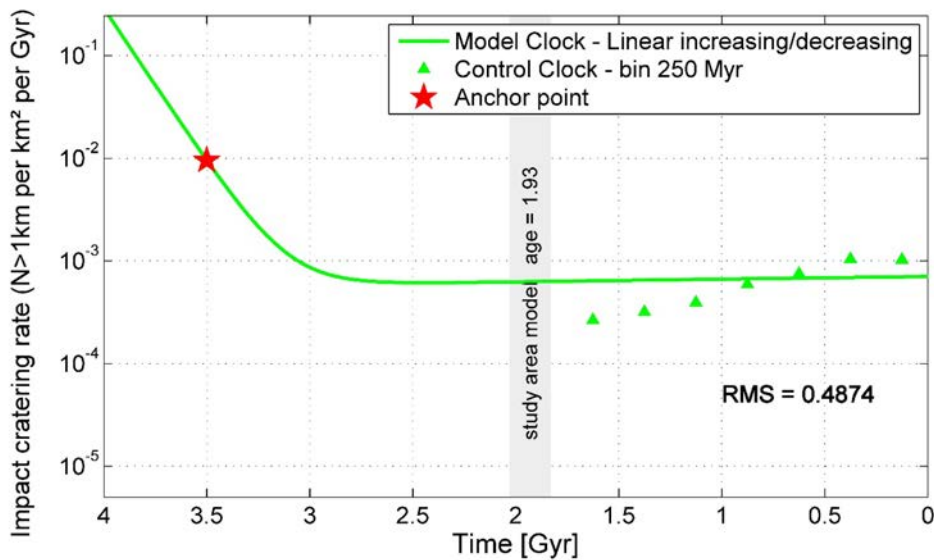


FIGURE 3.8 – Résultat du test obtenu pour une évolution du flux linéaire. Le meilleur cas de figure pour ce scénario est obtenu pour un flux d'impact croissant d'un facteur 1,2.

3.3.2 La variation non linéaire, polynomiale

Dans l'hypothèse d'une évolution non linéaire du flux d'impact décrite par un polynôme de degré 2 à partir de 3,5 Ga, l'équation du flux d'*Hartmann* (2005) devient alors l'équation 3.12 :

$$\dot{n}(\geq 1km) = 3,79 \cdot 10^{-14} \times 6,93 \times \exp(6,93T) + (\alpha T^2 + \beta T + \gamma) \quad (3.12)$$

où le paramètre α est décrit par l'équation 3.13 (voir Annexe 6.5) :

$$\alpha = \frac{Z - (3,79 \cdot 10^{-14} \times 6,93 \times \exp(6,93 T_{fix})) - \beta T_{fix} - \gamma}{T_{fix}^2} \quad (3.13)$$

Les paramètres α , β et γ sont les trois paramètres du polynôme. L'ancrage de la fonction à T_{fix} réduit le nombre de paramètres à tester à 2 : β (voir Annexe 6.5), qui a été exploré de $-1 \cdot 10^{-7}$ à $1 \cdot 10^{-2}$ et γ (voir Annexe 6.5) qui a été exploré de $1 \cdot 10^{-7}$ à $1 \cdot 10^{-2}$. Le meilleur test est obtenu pour un flux décroissant entre 3,5 et 1,75 Ga puis croissant jusqu'à la période actuelle (voir figure 3.9).

La meilleure combinaison des 3 paramètres du polynôme renvoie une valeur du RMS de 0,2997, bien meilleure que celle obtenue à flux constant ou présentant une variation linéaire. Toutefois, cette amélioration présente un défaut majeur : le flux d'impact déduit est difficilement explicable. En effet, aucune raison physique réaliste ne permet d'expliquer une croissance quasi-linéaire du flux d'impact sur une telle période de temps, près de 2 Ga.

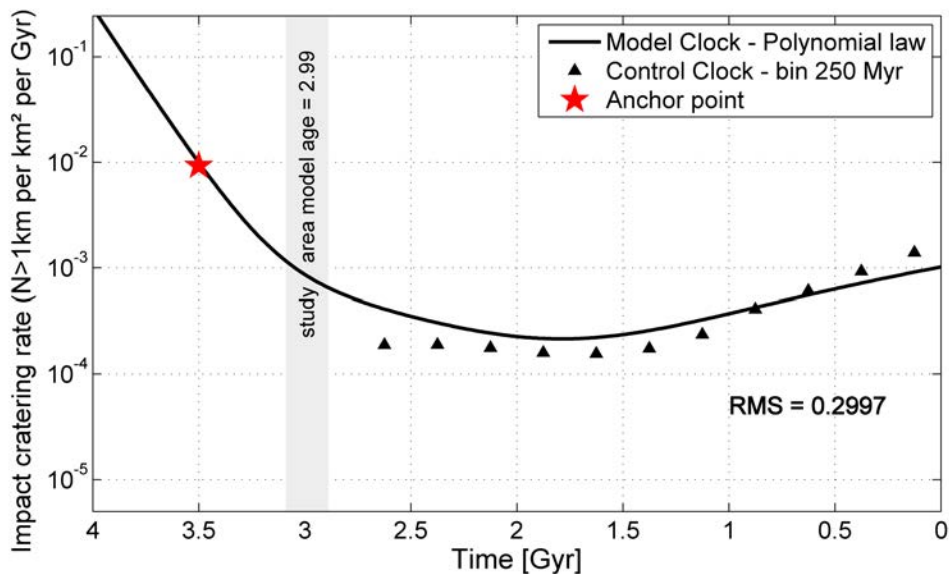


FIGURE 3.9 – Résultat du test obtenu pour une évolution du flux non linéaire. Le meilleur cas de figure pour ce scénario est obtenu pour un flux d'impact décroissant jusqu'à 1,75 Ga puis croissant jusqu'à la période actuelle.

3.3.3 La variation par pic de cratérisation

Dans l'hypothèse d'une évolution du flux d'impact présentant un pic d'activité durant une certaine période de temps, nous avons choisi de décrire cette évolution par une courbe gaussienne, couplée à un flux constant. L'équation d'*Hartmann* (2005) devient l'équation 3.14 :

$$\dot{n}(\geq 1km) = r \times 6,93 \times \exp(6,93T) + h + Amp \times \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \times \exp\left[-\frac{(T-g)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (3.14)$$

où le paramètre r (voir Annexe 6.5) est décrit par l'équation 3.15 :

$$r = \frac{Z - h - (Amp \times \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \times \exp\left[-\frac{(T_{fix}-g)^2}{2\sigma^2}\right]) - \beta T_{fix} - \gamma}{6,93 \times \exp(6,93T_{fix})} \quad (3.15)$$

Le paramètre Amp a été exploré de 1.10^{-6} à 1.10^{-2} . Il décrit l'amplitude ou l'intensité du pic de cratérisation (voir Annexe 6.5). Le paramètre σ est fonction de la largeur du pic à mi-hauteur (voir Annexe 6.5), c'est-à-dire, dans notre cas, de sa durée à la moitié du maximum d'intensité, H (voir Annexe 6.5). Il peut s'écrire selon l'équation 3.16 :

$$\sigma = \frac{H}{2\sqrt{2 * \ln(2)}} \simeq \frac{H}{2,3548} \quad (3.16)$$

Il a été exploré de 0,01 à 1. Le paramètre g décrit quant à lui le centre du pic, c'est-à-dire l'instant où l'intensité du pic de cratérisation est maximale (voir Annexe 6.5). Nous avons exploré cette variable de 0 à 3 Ga. Enfin, h décrit l'intensité du flux constant et a été exploré de 1.10^{-7} à 1.10^{-2} (voir Annexe 6.5). Quelques exemples de résultats du control clock engendrés par des model clock où seul le centre du pic gaussien a été varié sont donnés à titre indicatif sur la figure 3.10.

3.3. RÉSULTATS DES DIFFÉRENTS SCÉNARIOS

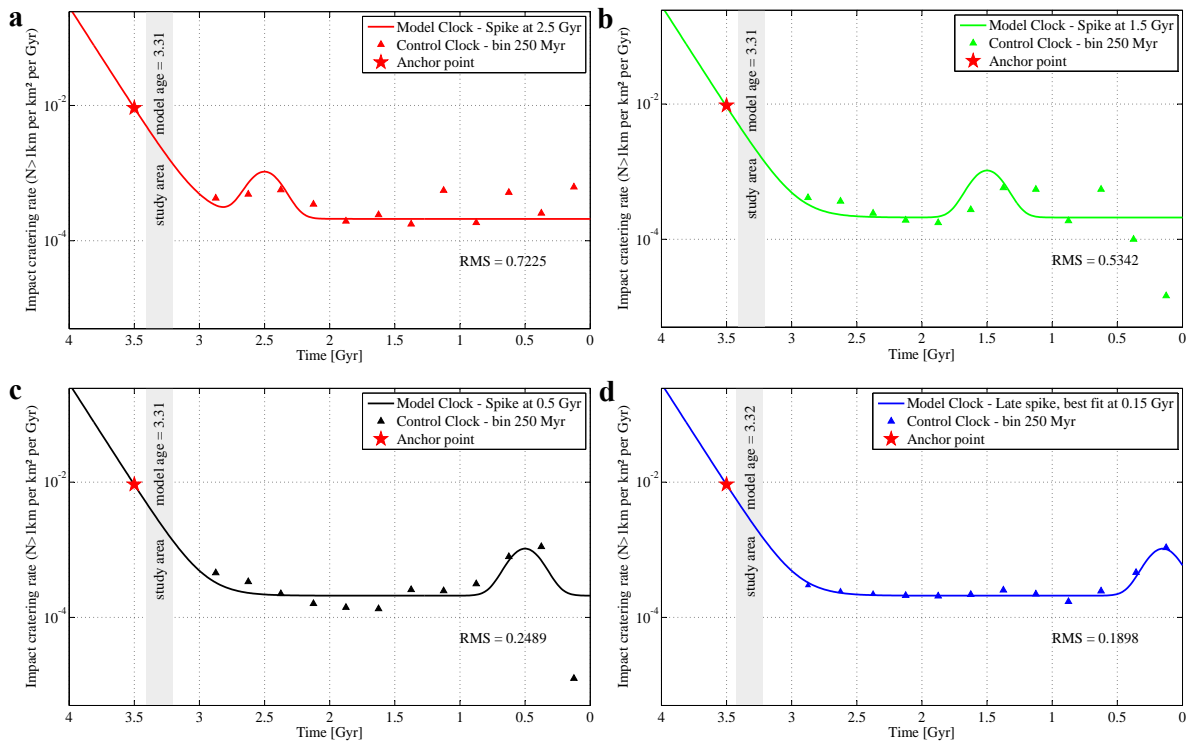


FIGURE 3.10 – Exemples de control clocks déduits de model clocks décrits par un pic de cratérisation où seule la position du centre de la gaussienne est variable. a : Le pic de cratérisation simulé est centré sur 2,5 Ga. b : Dans ce cas, le maximum d’intensité du pic est centré sur 1,5 Ga. c : Le pic gaussien est cette fois centré sur 0,5 Ga. d : Le maximum d’activité du pic de cratérisation est fixé à 0,15 Ga. On remarque que plus le pic est tardif, plus le RMS est meilleur.

La combinaison des quatre paramètres testés pour ce scénario donnant la plus faible valeur du RMS est obtenue pour une amplitude égale à $2,50 \cdot 10^{-4}$ cratère/km²/Ga, une largeur du pic à mi-hauteur, H, de 0,28 Ga (soit $\sigma = 0,12$), un pic centré sur 0,15 Ga et une valeur du flux constant égale à $2,10 \cdot 10^{-4}$ cratère/km²/Ga. Le RMS associé à ce test est égal à 0,1898, donc bien inférieur à ceux produits par les autres scénarios.

Le model clock utilisé pour produire une telle correspondance avec le control clock associé est décrit par une partie constante d’intensité trois fois inférieure à celle décrite par la fonction de chronologie d’*Hartmann* (2005) entre 3 Ga et la période actuelle. Le pic de cratérisation intégré sur les 500 derniers millions d’années produit un flux 1,5 fois supérieur à celui d’*Hartmann* (2005) (voir figure 3.11). Il s’agit de la meilleure solution obtenue parmi tous les scénarios testés.

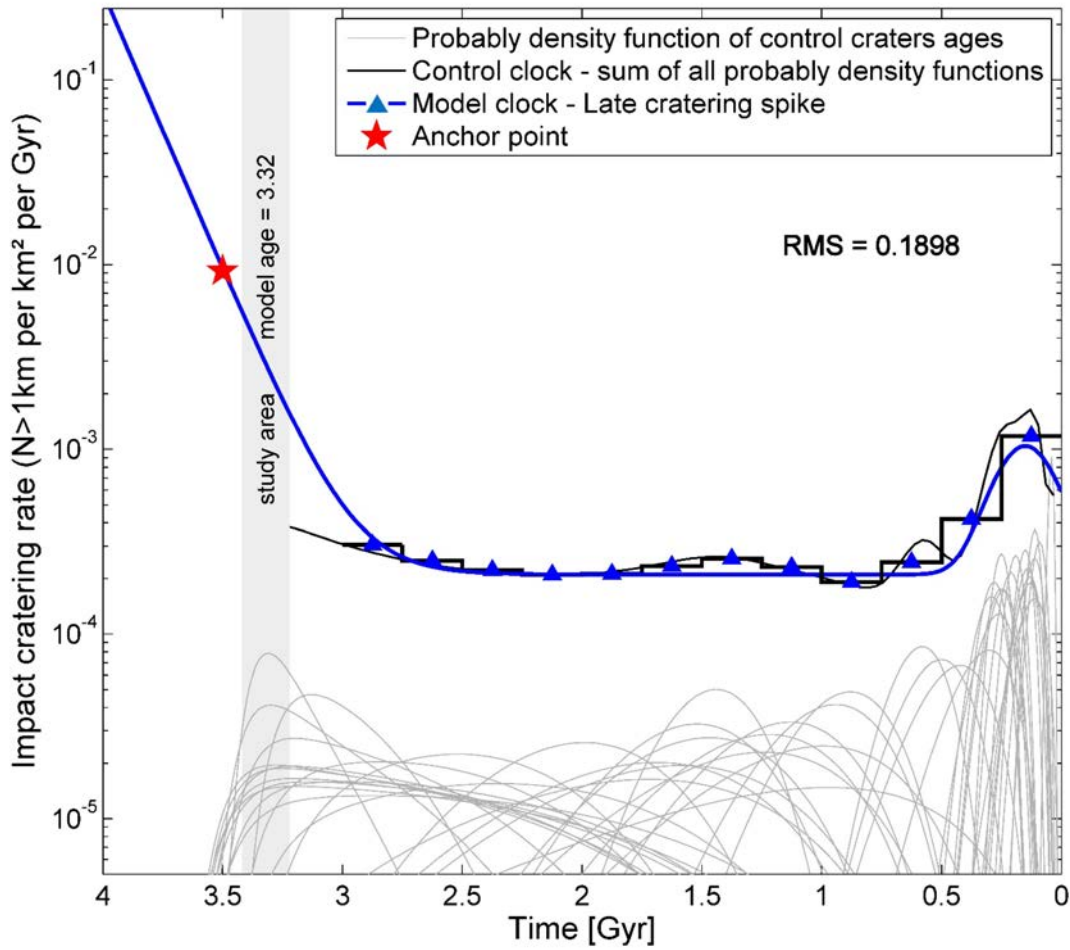


FIGURE 3.11 – Résultat du test obtenu pour une évolution du flux constante associée à un pic de cratérisation. Le meilleur cas de figure pour ce scénario est obtenu pour un flux d'impact constant inférieur à 3 fois celui d'Hartmann (2005) couplé à un pic centré sur 0,15 Ga dont la durée avant la période actuelle est de 500 Ga.

L'équation du meilleur flux d'impact déduit des datations de cratères effectuées sur Acidalia Planitia est représentée sur la figure 3.12.a et est décrite par l'équation 3.17 :

$$\dot{n}(\geq 1km) = 3,95 \cdot 10^{-14} \times 6,93 \times \exp(6,93T) + 2,10 \cdot 10^{-4} + \left\{ 2,50 \cdot 10^{-4} \times \frac{1}{0,12 \times \sqrt{2\pi}} \times \exp \left[-\frac{(T-0,15)^2}{2 \times 0,12^2} \right] \right\} \quad (3.17)$$

La fonction de chronologie associée à ce flux reliant la densité de cratères de plus d'1 km de diamètre à un âge est représentée sur la figure 3.12.b et est décrite par l'équation :

$$n(\geq 1km) = 3,95 \cdot 10^{-14} \times (\exp(6,93T) - 1) + 2,10 \cdot 10^{-4} T + \left\{ \left[2,50 \cdot 10^{-4} \times \frac{\operatorname{erf} \left(\frac{\sqrt{2}T - \sqrt{2} \times 0,15}{2 \times 0,12} \right)}{2} \right] - \left[2,50 \cdot 10^{-4} \times \frac{\operatorname{erf} \left(\frac{-\sqrt{2} \times 0,15}{2 \times 0,12} \right)}{2} \right] \right\} \quad (3.18)$$

La comparaison du système de chronologie à flux constant d'*Hartmann* (2005) et celle que nous proposons est présentée sur la figure 3.12.

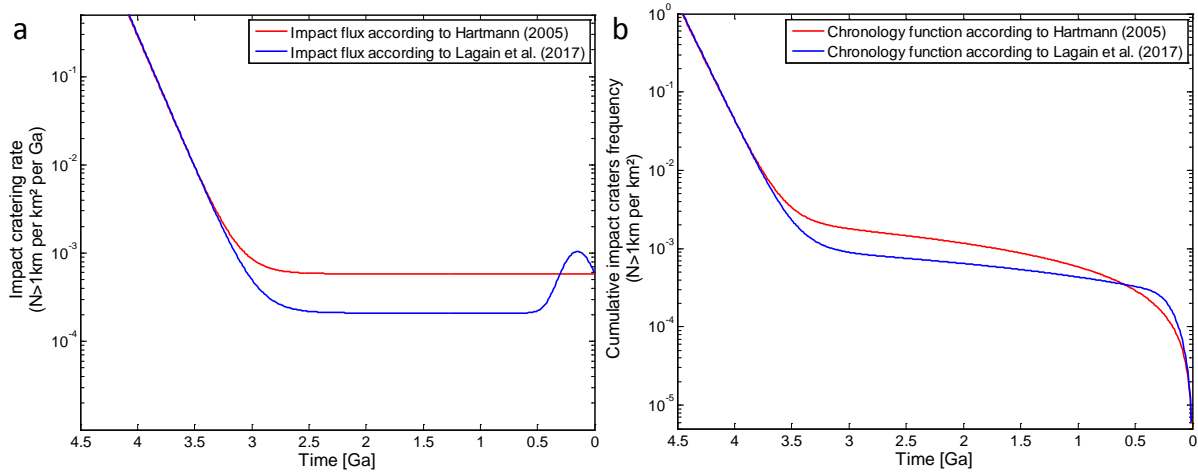


FIGURE 3.12 – Comparaison entre le système de chronologie d'*Hartmann* (2005) et celui que nous proposons (*Lagain et al.*, 2017a). a : Flux d'impact. b : Fonction de chronologie.

3.4 Comparaison avec les études antérieures

Le flux d'impact déduit des datations des cratères d'impact sur Acidalia Planitia est en accord avec l'augmentation d'un facteur 2 du taux d'impacteur kilométrique déduit des cratères terrestres et lunaires sur les 500 derniers millions d'années (*Grier et al.*, 2001; *Schmitz et al.*, 2016). La datation des sphérules lunaires contenues dans les échantillons Apollo suggère également une augmentation tardive du flux d'impact sur la Lune (*Culler et al.*, 2000; *Levine et al.*, 2005; *Mazrouei et al.*, 2015).

Selon les études précédemment citées, les pics de cratérisation issus des données terrestres et lunaires sont le résultat de deux collisions majeures dans la ceinture principale d'astéroïdes. Ces collisions auraient eu lieu il y a 470 et 160 Ma donnant lieu respectivement aux familles d'astéroïdes Flora et Baptistina (*Culler et al.*, 2000; *Schmitz et al.*, 2016; *Bottke et al.*, 2007).

Les débris issus de ces collisions auraient engendré une augmentation drastique et ponctuelle du flux d'impact. Selon *Bottke et al.* (2007), environ 200 bolides d'un diamètre supérieur à 1 km auraient heurté la Terre à l'issue de la collision ayant eu lieu il y a 160 Ma. Pour ce même

évènement, l'étude rapporte que 6 objets d'un diamètre supérieur à 5 km aurait percuté la Terre. Ils estiment également que le cratère terrestre Chicxulub, formé il y a 65 Ma par un bolide d'environ 10 km de diamètre et ayant en partie engendré la crise K/T a 60 % de chance d'être issu de cet évènement.

Bottke et al., 2007 estime que la durée de ces deux pics n'excède pas 200 Ma chacun. Le flux d'impact martien que nous avons déduit ne présente qu'un pic de cratérisation. Celui-ci est particulièrement large et son influence pourrait englober les deux évènements précédemment décrits. Le nombre de cratères datés ne nous permet pas de discriminer un scénario présentant un ou plusieurs pics de cratérisation rapprochés dans le temps. De la même manière, l'échantillon statistique d'âge dont nous disposons n'est pas suffisamment grand pour déterminer la forme du pic (une gaussienne ou une courbe de Poisson présentant une rapide augmentation et une décroissance plus longue par exemple).

L'augmentation tardive du flux martien est également cohérente avec l'âge relativement récent de plusieurs structures sur différents astéroïdes. Le cratère NPCC de 21 km de diamètre sur Lutetia 21 a un âge estimé à 300 Ma selon *Auger et al.* (2015). L'âge de rétention de cratères estimé sur l'astéroïde Steins 2867 est de 150 à 500 Ma (*Marchi et al.*, 2010). Enfin, la densité de cratères sur l'astéroïde Gaspra suggère un âge de surface compris entre 20 et 300 Ma (*Chapman*, 2002).

Nous verrons dans la section 3.6 que le flux d'impact que nous proposons a pour effet de réduire l'âge des surfaces martiennes datées à moins de 600 Ma avec le système de chronologie d'*Hartmann* (2005). Ceci engendre donc une augmentation de la proportion des surfaces récentes. Or les météorites martiennes que nous récoltons sur Terre sont issues de la formation de gros cratères d'impact sur Mars.

Nyquist et al. (2001) ont compilé l'âge de l'ensemble des météorites martiennes dont nous disposons (voir figure 3.13). Plus de 60 % d'entre-elle sont des shergottites dont l'âge est compris entre 165 et 475 Ma. Par conséquent, le flux d'impact que nous proposons augmente le nombre de cratères d'impact martiens dont l'âge est compatible avec l'âge d'éjection des météorites martiennes.

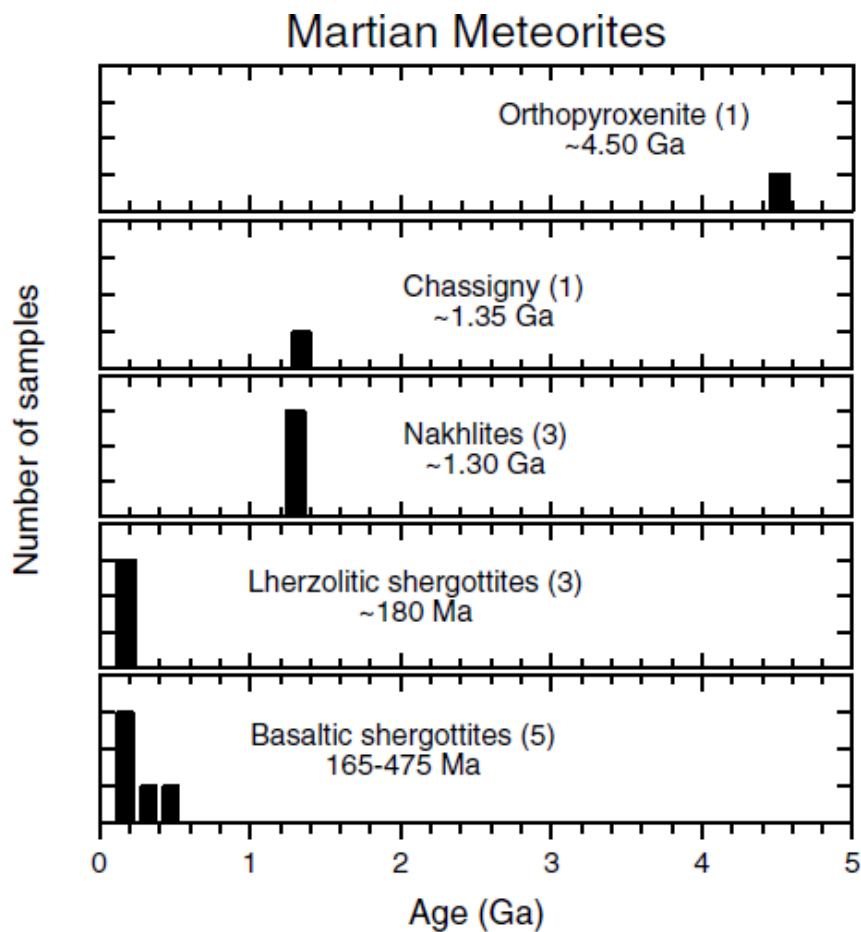


FIGURE 3.13 – Âge et nombre de météorites martiennes en fonction de leur type d’après *Nyquist et al.* (2001).

3.5 Discussion sur la signification du désaccord entre model clock et control clock

La différence entre le flux d’impact constant communément admis et celui que nous avons mesuré par le biais de la datation des cratères d’impact de plus de 5 km de diamètre sur Acidalia Planitia a été interprété durant cette thèse comme une variation générale du flux d’impact ayant marquée l’histoire de la planète rouge. Cette interprétation s’est faite dans l’hypothèse d’une constance temporelle de la fonction de production des cratères d’impact concernant les gammes de diamètre qui nous ont servis à dater les grandes structures présentes sur la zone d’étude.

Selon cette hypothèse, le rapport entre le nombre de petits cratères (par exemple 100m de diamètre) formés sur une surface plus récente que 3,5Ga et le nombre de grands cratères (par exemple 5km de diamètre) serait constant dans le temps. Autrement dit, la SFD des astéroïdes de la ceinture principale serait stable depuis cette époque et si elle a évolué, cette évolution ne s'est faite qu'en conservant la distribution en fréquence des tailles des astéroïdes.

Supportée par de nombreuses études (*O'Brien and Greenberg, 2003, 2005; Bottke et al., 2016, 2015; Tanaka, 1996*), cette hypothèse nous a amené à faire varier le flux d'impact pour en déduire un taux de cratères auto-cohérent avec nos mesures.

Toutefois, la méthodologie que nous avons employé est soumise à un problème logique : peut-on distinguer à posteriori un flux d'impact constant d'un flux d'impact variable en étudiant uniquement les cratères disséminés sur une surface à $T=0$, c'est à dire le résultat de l'histoire de la cratérisation à laquelle nous avons accès seulement à l'instant présent ?

D'après une récente critique de notre étude effectuée par *Wieczorek (2017)*, il serait impossible de déduire le flux d'impact réel à partir d'un panel de datations d'une population de cratères effectuées par comptage.

En effet, l'auteur modélise une population de cratères se superposant sur une surface A de 1.10^{-4}km^2 où deux gammes de diamètres sont prises en compte de manière à simplifier le problème : 100m et 5km de diamètre. Le flux d'impact associé à ces deux gammes est généré comme étant le même, à ceci près que le nombre de petits cratères se formant sur la surface est τ fois important (où τ représente la fonction de production de la simulation) que le nombre de gros cratères formés (voir équation 3.20), et variant sur une plage temporelle de 0 à 3 Ga : deux fois plus important entre 0 et 1 Ga que durant l'intervalle 1 à 3 Ga (voir équation 3.19).

$$\dot{n}(t; 5 \text{ km}) = \begin{cases} \dot{n}_0(5 \text{ km}) & t < 1 \text{ Ga} \\ \frac{\dot{n}_0(5 \text{ km})}{2} & 1 \text{ Ga} < t < 3 \text{ Ga} \end{cases} \quad (3.19)$$

$$\dot{n}(t; 100 \text{ m}) = \tau \times \dot{n}(t; 5 \text{ km}) \quad (3.20)$$

3.5. DISCUSSION SUR LA SIGNIFICATION DU DÉSACCORD ENTRE MODEL CLOCK ET CONTROL CLOCK

Le nombre total de cratères s'étant accumulé sur cette surface est donné par l'équation 3.21 :

$$N = A \left(1 \times \dot{n}_0(5 \text{ km}) + 2 \times \frac{\dot{n}_0(5 \text{ km})}{2} \right) = 20 + 20 = 40 \quad (3.21)$$

À partir de cette simulation, l'auteur calcule le nombre de cratères de plus de 100m de diamètre formés sur les nappes d'éjecta de chacun des 40 cratères de plus de 5 km de diamètre numéroté de 1 à 40 (1 étant le plus jeune, 40 le plus vieux) sous la variable i , à partir de l'équation 3.22.

$$n_i(100 \text{ m}) = \begin{cases} \tau \times \dot{n}_0(5 \text{ km}) \frac{i}{20} & i \leq 20 \\ \tau \times \dot{n}_0(5 \text{ km}) + \left(\tau \frac{\dot{n}_0(5 \text{ km})}{2} \right) \times \left(2 \frac{i-20}{20} \right) & 20 < i \leq 40 \end{cases} \quad (3.22)$$

Il est alors possible de calculer l'âge des gros cratères à l'aide du flux d'impact des petits (voir équation 3.23) puis la distribution en fréquence des âges afin d'obtenir le control clock.

$$Age_i = \frac{n_i(100 \text{ m})}{n_0(100 \text{ m})} \quad (3.23)$$

Le résultat diffère de celui attendu (voir figure 3.14.a) puisque 20 cratères ont un âge compris entre 0 et 1 Ga tandis que les 20 plus âgés ont un âge compris entre 1 et 2 Ga. Aucun gros cratère d'impact de cette population simulée n'a donc un âge plus ancien que 2 Ga alors que le flux d'impact supposé était le même entre 1 et 2 Ga et 2 et 3 Ga.

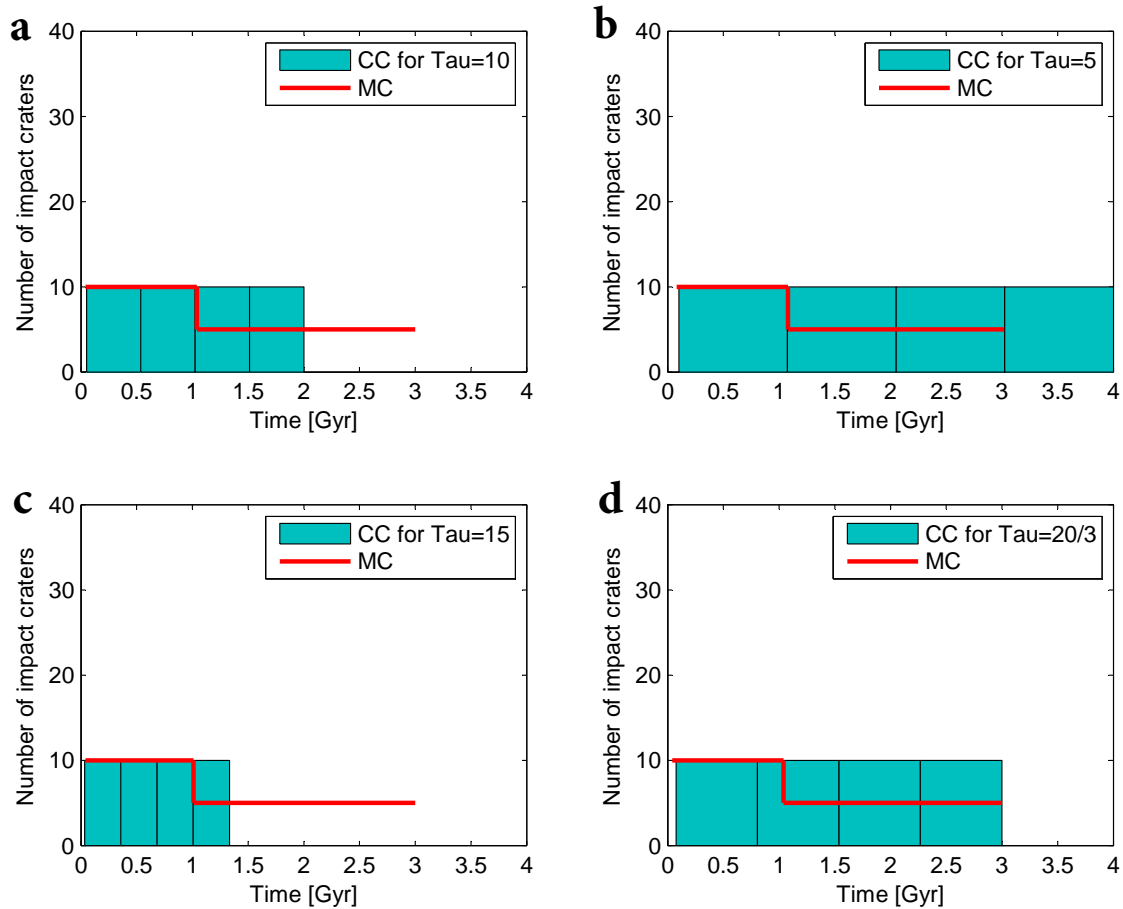


FIGURE 3.14 – Résultats sur le control clock (histogramme bleu) où un flux d'impact variant d'un facteur 2 entre l'intervalle $[0 \text{ } 1 \text{ Ga}]$ et $[1 \text{ } 3 \text{ Ga}]$ a été simulé (courbe rouge). La valeur du paramètre τ représentant la fonction de production est constant dans le temps. a : τ est égal à 10, b : τ est égal à 5, c : τ est égal à 15, d : τ est égal $\frac{20}{3}$. Dans ce dernier cas, le control clock est constant entre 0 et 3 Ga. Cependant, aucun des modèles où τ est modifié mais constant dans le temps ne permet de retrouver le model clock.

Le control clock diffère donc du model clock. Celui-ci est toujours égal au flux d'impact pris en référence, c'est à dire $\dot{n}(T = 0)$: dans ce cas, la valeur du model clock entre 0 et 1 Ga. L'auteur émet alors deux hypothèses afin d'expliquer le désaccord entre le model clock et le control clock que nous mesurons dans notre étude : (1) la CSFD mesurée sur les nappes d'éjecta est en désaccord avec celle de la région d'étude, autrement dit, la fonction de production des cratères est influencée par la structure et la composition des nappes d'éjecta sur lesquelles nous avons effectué le comptage de cratères, (2) la SFD des astéroïdes de la ceinture principale a été modifiée suite à des collisions dans la ceinture principale d'astéroïdes, une modification si importante qu'elle aurait généré une modification de la fonction de production martienne.

L'hypothèse (1) a été introduite dans un cas général en section 1.1.3.5 puis discutée dans le cas nappes d'éjecta lobés dans le cadre de l'hypothèse (4) en section 2.3.2 afin d'expliquer la variation de la densité de cratérisation sur la couverture des éjecta du cratère Arandas. Nous avons montré que cette hypothèse pouvait être valide mais pour des cratères relativement petits (<100m de diamètre) à la vue de l'épaisseur des nappes externes d'éjecta des cratères DLERS.

Les arguments présentés en section 3.4 sur l'existence de collisions d'astéroïdes dans la ceinture principale ayant causées ponctuellement une augmentation du flux d'impact favorisent par conséquent l'hypothèse (2) selon laquelle la distribution des tailles des astéroïdes a été modifiée à la suite de ces événements catastrophiques. Par voie de conséquence, si la SFD des astéroïdes contenus dans le réservoir principal des impacteurs des surfaces planétaires du Système Solaire interne a été modifiée, la fonction de production des cratères d'impact s'en retrouve également bouleversée.

Le désaccord observé entre le CC et le MC tiendrait donc plus d'une modification de la fonction de production, donc d'une ou de plusieurs variations ponctuelles du flux d'impact concernant en particulier une ou plusieurs gammes de diamètres de cratères. Afin d'aller plus loin dans le raisonnement proposé par *Wieczorek* (2017), nous avons repris la population de cratères synthétiques de la simulation présentée plus haut avec les mêmes valeurs de flux et de surface, et avons tenté de modifier non pas le flux d'impact mais la fonction de production (τ) permettant de convertir le flux d'impact des cratères de plus de 5km de diamètre en nombre de cratères de plus de 100m. Les résultats de certaines de ces simulations sont présentées sur les figures 3.14.b, 3.14.c et 3.14.d. Dans le cas où τ est égal à $\frac{20}{3}$, le control clock est constant entre 0 et 3Ga mais diffère toujours du model clock, non constant dans la simulation (voir figure 3.14.d).

Afin de réduire l'écart entre le model clock et le control clock, nous avons simulé une valeur de τ variable dans le temps. Pour cela, nous avons défini deux bornes temporelles, entre 0 et 1 Ga, et entre 1 et 3 Ga, dans lesquelles τ pouvait prendre une certaine valeur qui diffère entre les deux bornes. Ce paramètre a été échantillonné avec un pas de 0,1 entre 0,1 et 20. Certains tests avec des valeurs de τ produisant respectivement un control clock incohérent et un autre abhérent sont présentés sur les figures 3.15.a et 3.15.b. La meilleure correspondance entre le

model clock et le control clock est présentée en figure 3.15.c et a été obtenu pour $\tau = 5$ entre 0 et 1 Ga et $\tau = 10$ entre 1 et 3 Ga.

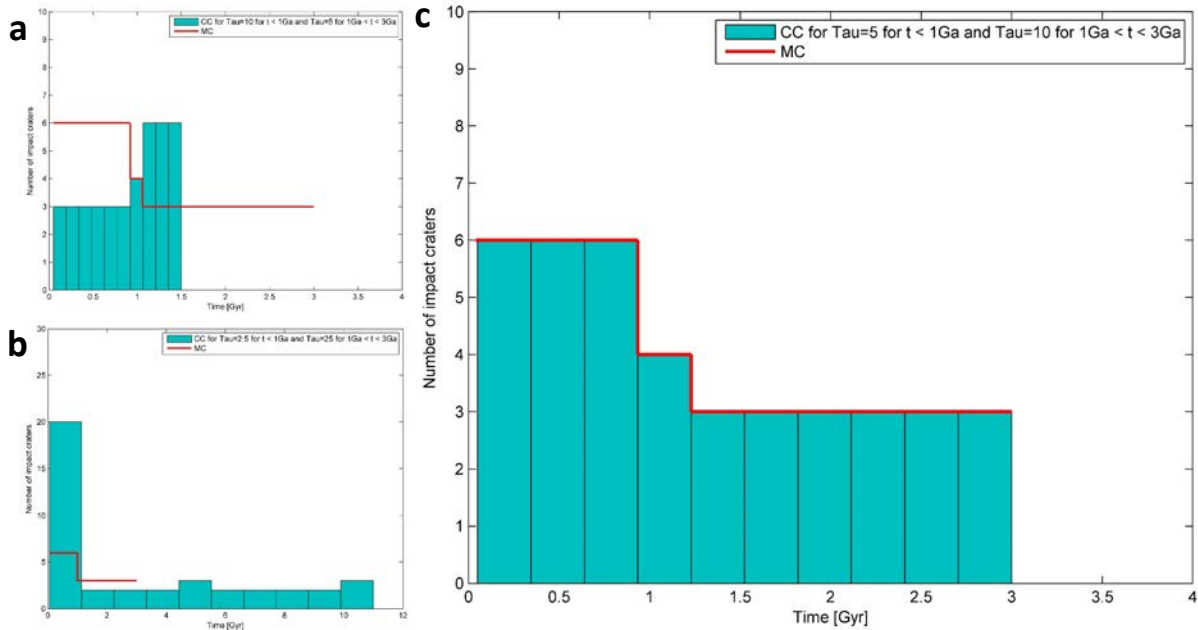


FIGURE 3.15 – Influence de la modification du paramètre τ au cours du temps sur le control clock. a : Control clock obtenu à partir de $\tau=10$ entre 0 et 1 Ga puis 5 entre 1 et 3 Ga. b : Les valeurs de τ testées ici produisent un control clock aberrant puisque certains cratères ont un âge supérieur à l'âge de formation du Système Solaire. c : Meilleure correspondance obtenue entre le control clock (histogramme bleu) obtenu à partir d'un model clock variant d'un facteur 2 entre l'intervalle [0 1 Ga] et [1 3 Ga] (courbe rouge). La valeur du paramètre τ représentant la fonction de production varie dans le temps et vaut 5 entre 0 et 1 Ga puis 10 entre 1 et 3 Ga..

Dans l'hypothèse d'un flux à partir d'une population de cratères synthétiques imitant un pic de cratérisation entre 0 et 1 Ga précédé d'une constance du flux d'une intensité deux fois moins importante, il apparaît que la seule manière de faire correspondre le model clock et le control clock est de modifier la fonction de production en fonction du temps. Si le flux est deux fois plus important sur une certaine plage temporelle par rapport à un autre intervalle de temps, la fonction de production associée à cette intensité du flux d'impact doit être deux fois moins importante sur cet intervalle que sur celui où le flux est plus faible. Autrement dit, la variation du flux d'impact est compensée par la fonction de production associée.

Afin de replacer ces résultats nouveaux dans le contexte plus concret dans lequel s'inscrit notre étude sur Acidalia Planitia, la modification de la fonction de production entre le point d'ancrage à 3,5 Ga jusqu'à nos jours est essentielle pour faire correspondre nos mesures d'âge avec le

model clock constant. Qualitativement, cette modification doit se faire dans le même sens que ce qui a été testé précédemment, à savoir une fonction de production plus faible appliquée aux âges obtenus pour les périodes récentes par rapport à celle qui s'appliquera aux périodes plus anciennes. Cette variation de la fonction de production signifierait que le réservoir d'impacteurs contenaient récemment moins de gros astéroïdes que dans le passé par rapport au nombre de petits astéroïdes.

Si les collisions dans la ceinture principale sont responsables d'une telle variation, cela veut donc dire que ces événements ponctuels modifient considérablement la SFD des astéroïdes contenus dans le réservoir au point d'entraîner une diminution du nombre des gros impacteurs par rapport aux petits, respectivement à la distribution qui existait auparavant. Par conséquent, le flux d'impact concernant les petits impacteurs serait décorrélé de celui des gros et aurait augmenté ponctuellement sur les dernières centaines de millions d'années de l'histoire de Mars. Cette interprétation rejoint les conclusions de (*Bottke et al.*, 2002, 2015, 2016) mettant en avant une augmentation tardive du flux d'impact induisant un rajeunissement des surfaces récentes des planètes du Système Solaire interne. Toutefois, ces études mettent en évidence une augmentation du flux, donc pour toute les gammes de diamètre de cratères, en conservant une fonction de production stable dans le temps. De plus, la gamme de diamètre d'impacteurs explorée est supérieure au kilomètre. Les cratères formés sur Mars à partir de tels astéroïdes sont de l'ordre de la vingtaine de kilomètres ce qui implique que la variation du flux concernant ces études n'est explorée que pour de grands cratères d'impact. Notre étude permettrait quant à elle d'explorer une variation de la SFD des astéroïdes de la ceinture principale à la suite de collisions pour des impacteurs bien plus petits, de l'ordre de la dizaine de mètres. Selon nos observations, le taux de formation des petits cratères pourrait être déduit de celui des gros, mettant ainsi en lumière un découplage du flux entre différentes gammes de diamètre de cratères. Ces conclusions qualitatives devront néanmoins être complétées par des tests où la fonction de production, variant en fonction du temps, sera appliquée à la population de cratères d'impact datée sur Acidalia Planitia.

Les résultats obtenus concernant le flux d'impact produisant une meilleure correspondance entre

model clock et control clock peuvent toutefois, à ce stade de l'étude, être considérés comme une amélioration du flux constant communément admis si celui-ci ne s'applique qu'aux petits cratères d'impact martiens ($\lesssim 1$ km de diamètre).

3.6 Implications pour l'histoire géologique de Mars

L'application de notre flux d'impact à la datation des surfaces martiennes modifie de manière conséquente les âges obtenus à l'aide d'un flux d'impact constant. En effet, si l'on mesure sur une surface une densité de cratères de plus d'1 km de diamètre égale à environ 1.10^{-3} cratères/km², l'âge associé à cette densité avec le flux d'*Hartmann* (2005) sera d'environ 1,7 Ga (voir figure 3.12.b). Pour cette même densité, l'âge obtenu avec le flux présentant un pic de cratérisation sera d'environ 3,1 Ga. Nous pouvons construire ainsi une courbe décrivant le facteur de correction à apporter à un âge mesuré à flux constant pour le convertir dans notre système de chronologie.

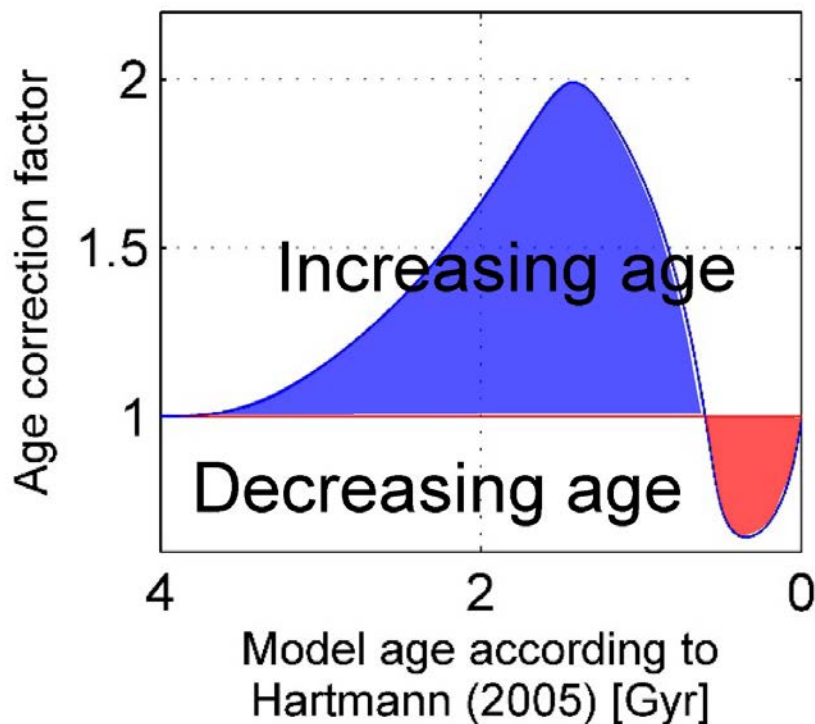


FIGURE 3.16 – Facteur de correction à appliquer pour convertir l'âge d'une surface martienne mesurée avec le flux d'impact d'*Hartmann* (2005) dans notre système de chronologie (*Lagain et al.*, 2017a).

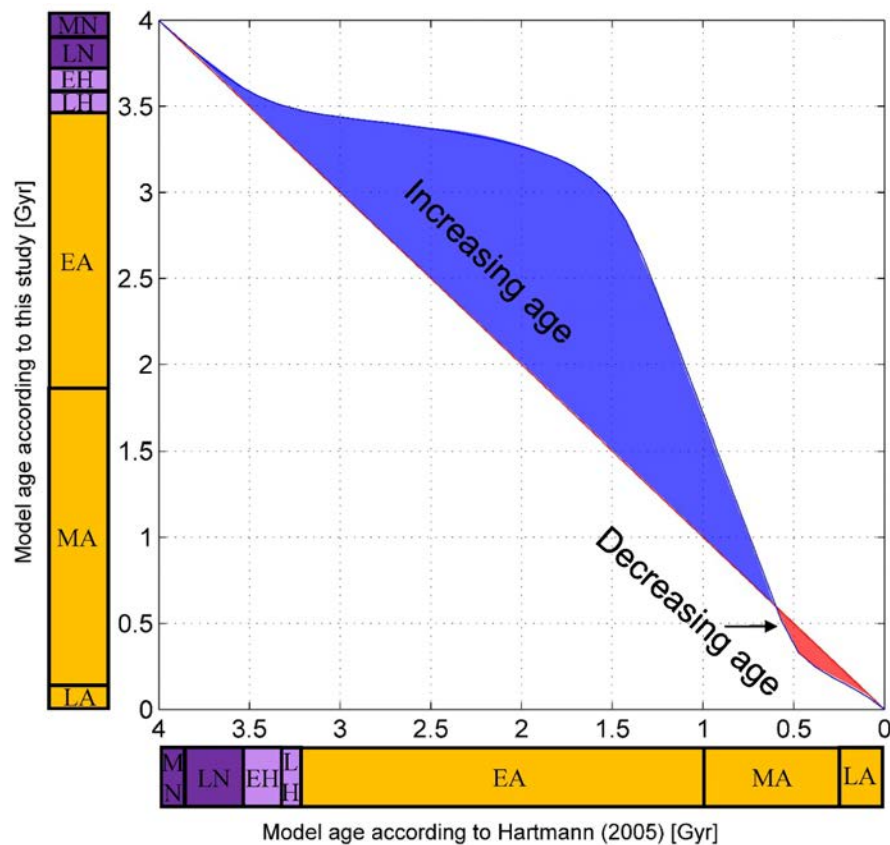


FIGURE 3.17 – Âge des surfaces et limites des époques martiennes selon *Hartmann* (2005) et *Lagain et al.* (2017a). Une modification profonde des durées et des bornes des sous-époques de l'Amazonien est à noter.

La figure 3.16 présente l'évolution de la valeur de ce facteur en fonction de l'âge mesuré à flux constant. Pour les âges inférieurs à 600 Ma, notre système produit un rajeunissement car le facteur est inférieur à 1. Pour les âges supérieurs à 600 Ma et jusqu'à environ 3,5 Ga, notre système de chronologie produit une augmentation de l'âge mesuré à flux constant. Cette augmentation peut atteindre un facteur 2 lorsque l'âge mesuré dans le système d'*Hartmann* (2005) est environ égal à 1,5 Ga. Pour les âges supérieurs à environ 3,5 Ga, notre système ne produit aucune modification.

La chronostratigraphie amazonienne se retrouve également largement modifiée par notre flux d'impact. En effet, la diminution des âges plus récents que 600 Ma et leur augmentation de 600 Ma à 3.5 Ga a pour effet de contracter l'Amazonien supérieur et inférieur. L'Amazonien moyen dure toutefois plus longtemps dans notre système que dans celui d'*Hartmann* (2005) comme le montre la figure 3.17. Une légère modification de l'époque hespérienne est toute-

fois à noter : l'Hesperien inférieur se retrouve contracter tandis que l'Hesperien supérieur est légèrement dilaté.

La modification des bornes des époques martiennes engendrent donc des changements profonds dans la distribution des surfaces représentative de chaque époque. De même, les évènements marquant l'histoire géologique de Mars, en particulier ceux s'étant déroulés à l'Amazonien voient leur durée et leur âge varier.

Pour exemple, les modelés périglaciaires (*Head et al.*, 2005), les calottes polaires (*Herkenhoff and Plaut*, 2000), les gullies (*Malin and Edgett*, 2000) et les dernières activités du dôme de Tharsis (*Miljkovic et al.*, 2006) étant faiblement cratérisés, toutes ces structures ont été datées à flux constant à moins de 600 Ma.

L'application de notre chronologie engendre donc non seulement un rajeunissement de ces surfaces mais également une diminution des périodes d'activités géologiques associées. À l'inverse, les régions des basses plaines du nord comme notre région d'étude, datée à environ 2,2 Ga se retrouve vieillie à environ 3,3 Ga.

3.7 Conclusions et perspectives

Pour la première fois, un test d'autocohérence de l'hypothèse du flux d'impact constant a été mené. Les éjecta lobés des cratères martiens constituant des surfaces idéales pour extraire une population de cratères représentative de l'âge de mise en place des cratères à éjecta lobés, c'est donc le flux d'impact martien qui a pu être testé dans le cadre de notre étude. Par la datation de 53 cratères, tous à éjecta lobés, situés sur la province d'Acidalia Planitia, nous avons pu déduire la fréquence de mise en place des cratères pour un diamètre supérieur à 5 km. Nous l'avons ensuite converti en un flux de cratérisation de cratères de plus d'1 km de diamètre par l'utilisation de la fonction de production d'*Hartmann* (2005). La comparaison du flux déduit avec celui par lequel tous ces cratères ont été datés, à flux constant, a montré un large désaccord entre les deux. L'hypothèse du flux d'impact constant n'est donc pas une approximation cohérente avec nos observations.

La recherche du meilleur scénario d'évolution de flux d'impact produisant un flux de cratérisation mesuré cohérent nous a mené vers un taux d'impact constant inférieur à celui d'*Hartmann* (2005) entre 3 et 0,5 Ga couplé à un pic tardif de cratérisation. Une récente critique de notre étude (*Wieczorek, 2017*) a néanmoins démontré que ce test d'autocohérence ne pouvait permettre de déduire le flux d'impact réel qu'a connu Mars par le passé. Toutefois, un découplage temporel de la fonction de production des cratères d'impact nous ayant servis à dater les gros cratères par rapport à celle associée à ces mêmes grandes structures peut à la fois expliquer le désaccord entre le model clock et le control clock, mais aussi le réduire. Cette variation temporelle de la fonction de production peut trouver son origine dans des collisions d'astéroïdes ayant modifié la SFD dans la ceinture principale. Néanmoins, ce nouveau flux d'impact est un bon compromis à ce stade de l'étude pour décrire la variation du taux de cratérisation engendré par les petits impacteurs. Celui-ci entraîne une modification profonde de la temporalité des événements ayant marqué l'histoire géologique de Mars, en particulier par un rajeunissement des surfaces inférieures à 600 Ma et par leur vieillissement entre 600 Ma et 3,5 Ga.

Les corps du Système Solaire interne autre que Mars ont dû être largement affectés par cette augmentation du flux d'impact (*Bottke et al., 2007*). Une réévaluation de la chronologie de Mercure, de Vénus, de la Terre et de la Lune par la prise en compte du pic de cratérisation tardif est donc indispensable à la meilleure compréhension des événements géologiques ayant marqué leur histoire. Par exemple, l'âge moyen de la surface de Vénus (*Hansen and Young, 2007*) devrait être plus jeune qu'il n'est actuellement estimé. À l'inverse, les surfaces lunaires relativement récentes devraient être plus âgées que ce qui est actuellement proposé (*Hiesinger et al., 2003*). La recherche de la meilleure fonction de production produisant un meilleur accord entre le model clock et le control clock pourra être effectuée à l'avenir en se basant sur la méthodologie développée en section 3.3 concernant la recherche du meilleur scénario d'évolution du model clock. Le flux d'impact étant étroitement relié aux extinctions biologiques de masse (*Bottke et al., 2007*), une meilleure connaissance de son évolution temporelle et celle de la SFD des astéroïdes contenus dans le réservoir principal alimentant la cratérisation des planètes du Système Solaire interne est indispensable pour mieux comprendre l'apparition et l'évolution de la vie sur Terre.

Datation des LARLE et variations paléoclimatiques

4.1 Objectifs

La morphologie des nappes d'éjecta lobés est principalement causée par la grande concentration en glace d'eau dans les matériaux constituant la surface et le sous-sol de Mars au moment de l'impact (*Costard, 1989; Barlow et al., 2000; Komatsu et al., 2007*). L'extension de cette couche riche en matériaux volatils est en grande partie contrôlée par l'obliquité de la planète. Des traces de dépôts glaciaires datant de quelques millions d'années peuvent être observées près de l'équateur (*Miljkovic et al., 2006; Head et al., 2003; Forget et al., 2006*). Actuellement, les conditions atmosphériques ne permettent pas de dépôts de glace en surface à de telles latitudes. Le seul paramètre pouvant provoquer la formation de glaces à ces endroits est l'obliquité (*Head et al., 2003; Forget et al., 2006*). En effet, si l'axe de rotation de Mars bascule, le flux solaire reçu est plus important aux pôles et plus faible à l'équateur. Les dépôts glaciaires vont donc, dans ces conditions, se concentrer à moyennes et basses latitudes lors de périodes de haute obliquité (voir figure 4.1). *Head et al. (2010)* estiment à environ 50.000 ans le temps de formation d'un pergélisol riche en glace d'1 km d'épaisseur à moyennes latitudes. Le scénario d'évolution de l'obliquité de Mars est relativement bien contraint sur les 20 derniers millions d'années par les modèles décrivant les variations des paramètres orbitaux de la planète

(Laskar *et al.*, 2004).

Néanmoins, au delà de 20Ma, les solutions données par ces modèles rendent compte de scénarios présentant des évolutions très différentes (Laskar *et al.*, 2004) et aucune contrainte n'est actuellement apportée uniquement avec cette approche.

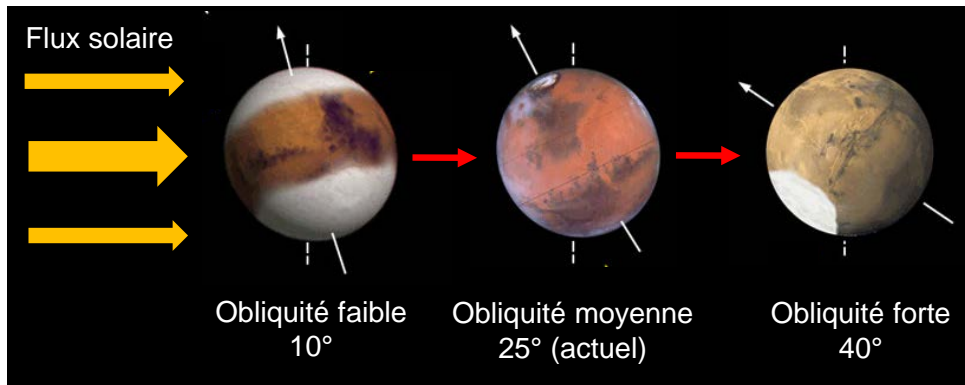


FIGURE 4.1 – Variation de la position des calottes glaciaires martiennes en fonction de l'obliquité de la planète. Crédit : IMCCE, modifié.

Les cratères LARLE (Low-Aspect-Ratio Layered Ejecta) sont des cratères à éjecta lobés dont la morphologie traduit la présence d'une grande quantité de glaces et/ou de particules fines au sein ou à la surface du substratum rocheux impacté (Barlow *et al.*, 2014; Boyce *et al.*, 2015). Ils possèdent des nappes relativement bien conservées (au delà d'un degré de dégradation avancé, ces cratères deviennent des cratères perchés (voir section 1.2.2.2) permettant de dater leur mise en place par la méthode décrite au chapitre 2. Ces cratères sont donc par définition relativement récent et constituent donc des structures d'impact adaptées au traçage de l'évolution récente des variations de l'extension latitudinale de la couche riche en matériaux volatils dans le sous-sol et par extension, des variations d'obliquité qu'a connues la planète depuis plusieurs dizaines de millions d'années.

4.2 Les cratères LARLE, morphologie et localisation

Les cratères LARLE n'ont été étudiés précisément et dissociés des LERS (Layered Ejecta Rampart Sinuous) que très récemment. Barlow *et al.* (2014) et Boyce *et al.* (2015)

identifient et décrivent ces morphologies particulières. Leurs nappes d'éjecta sont caractérisées par :

- une nappe externe relativement fine, d'une dizaine de mètres d'épaisseurs,
- une extension maximale (ou mobilité des éjecta (*Costard, 1989*) au moins supérieure à 6 rayons de cratères,
- un ratio entre l'épaisseur de la nappe et sa longueur de l'ordre de 10^{-5} ,
- une terminaison sinueuse,
- une impossibilité de classer la morphologie de ces nappes comme des éjecta perchés, radiaux ou LERS (avec une terminaison en bourrelet) (*Barlow et al., 2000*).

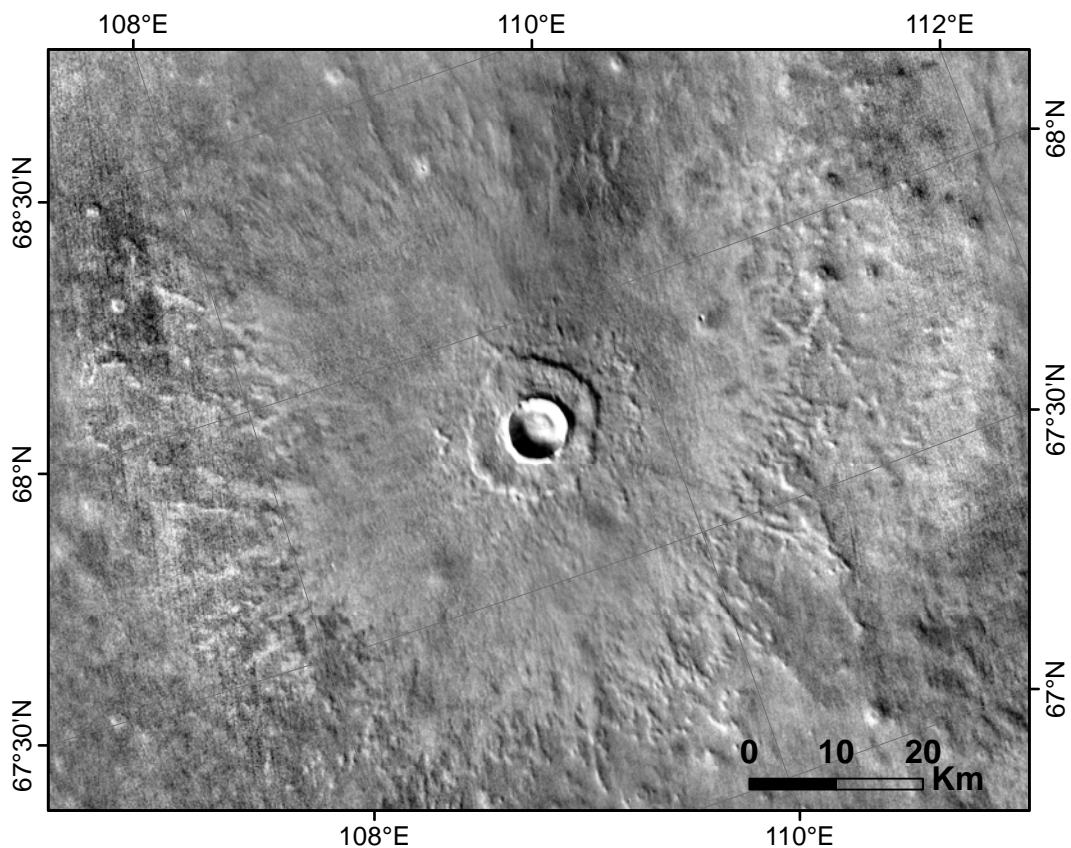


FIGURE 4.2 – Un cratère LARLE de 6,7 km de diamètre situé dans la province d'Utopia Planitia. Ses nappes d'éjecta s'étendent sur près de 40 kilomètres. La mobilité de ses éjecta est donc très élevée, environ égale à 12.

Un exemple caractéristique de ce type de morphologies est donné en figure 4.2. À partir des critères morphologiques et morphométriques définis ci-dessus, *Barlow et al. (2014)* identifie 140 cratères de plus d'1 km de diamètre entre 75° de latitude nord et sud. Le détail de cette base

de données est donné en Annexe B.

Trois grandes régions de concentration de cratères LARLE peuvent être identifiées :

- le groupe 1 qui concentre tous les cratères LARLE de l'hémisphère nord entre 35 et 75°N, soit 64 % de la population totale,
- le groupe 2 regroupant tous les LARLE de l'hémisphère sud entre 40 et 75°S représentant 28 %,
- et le groupe 3 constitué des LARLE équatoriaux entre 3°N et 11°S, soit 8 % de la population.

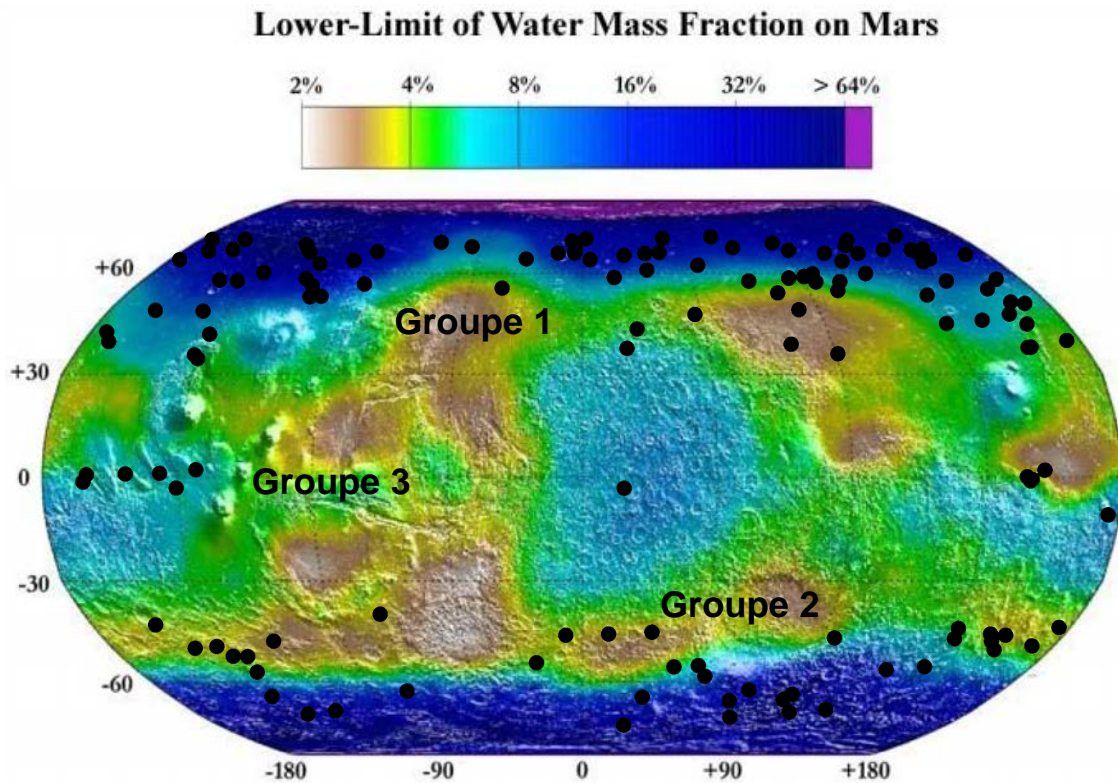


FIGURE 4.3 – Répartition des cratères LARLE à la surface de Mars. Trois grands groupes de population de cratères se distinguent : les LARLE de l'hémisphère nord (groupe 1), ceux de l'hémisphère sud (groupe 2) et ceux situés près de l'équateur (groupe 3), d'après *Barlow et al.* (2014). Le fond de carte représente la concentration en eau des terrains martiens dans le premier mètre sous la surface d'après les mesures de l'instrument GRS (Gamma-Ray Spectrometer) embarqué sur la sonde Mars Odyssey. Crédit : NASA / JPL / Los Alamos National Laboratory.

La distribution spatiale des groupes 1 et 2 est reliée, selon *Barlow et al.* (2014), à la grande concentration en glace d'eau des terrains où ces cratères se sont formés, comme en atteste la

figure 4.3.

Toutefois, la présence de LARLE sous 60° de latitude nord et sud, sur des régions actuellement pauvres en glace impose le fait que celles-ci aient pu contenir une grande quantité de matériaux aqueux dans le passé. Le groupe 3 se concentre principalement sur Medusae Fossae, une unité riche en particule fines et en matériaux à grande porosité interprétés comme étant les tephras issus des éruptions d'Apollinaris Mons (*Kerber et al.*, 2011). Ces dépôts auraient pu contenir, d'après leur nature, une grande quantité de matériaux volatils dans un passé relativement proche (*Zimbelman and Griffin*, 2010). Ceci pourrait expliquer la localisation de certains LARLE à des latitudes si basses (*Barlow et al.*, 2014).

4.3 Datation de la formation des cratères LARLE

Dans le but de contraindre la variation spatio-temporelle de la couche de matériaux volatils responsable de la morphologie des cratères LARLE, nous avons effectué une datation de la mise en place de chacun d'entre-eux avec le système de chronologie d'*Hartmann* (2005), au moyen de la méthode décrite au chapitre 2.

4.3.1 Degrés de confiance des datations

La nature de ces cratères impose qu'ils soient relativement bien conservés puisqu'au-delà d'un certain degré de dégradation, les éjecta sont érodés et les cratères associés sont classifiés en cratères perchés (*Kadish et al.*, 2008, 2010; *Boyce et al.*, 2015). Si les LARLE sont des structures récentes, les cratères de plusieurs dizaines de mètres (visibles en imagerie CTX) superposés aux éjecta sont statistiquement peu nombreux et la datation est par conséquent imprécise. Les images à plus hautes résolutions, comme les images HiRISE qui pour certaines atteignent 25cm/px, pourraient nous permettre de diminuer la gamme de diamètres de cratères pris en compte dans le comptage. Toutefois ces images ne couvrent pas ou très peu les nappes d'éjecta des LARLE. Nous compterons donc tous les cratères sur les nappes d'éjecta visibles avec les images CTX (≥ 20 m de diamètre) sans exclure la partie interne des nappes d'éjecta

car à la différence des cratères DLEERS, nous n'avons pas mis en évidence de différences de densité de cratérisation sur les éjecta des cratères LARLE. Étant donné le faible nombre de cratères comptés, l'étape d'exclusion des régions dominées par la cratérisation secondaire par le Randomness Analysis Tool n'a pas lieu d'être.

Afin d'attribuer un degré de confiance à chacun des âges obtenus allant de 1 (datation fiable) à 5 (datation contestable), nous avons classifié les datations en fonction de critères basés sur la CSFD classés par incrément de $\sqrt{2}$:

- 1 : plus de quatre gammes de diamètres de la CSFD sont alignées avec une isochrone du système de chronologie d'*Hartmann (2005)*,
- 2 : entre trois et quatre classes sont alignées,
- 3 : deux gammes de diamètres seulement sont alignées à partir de plus de dix cratères identifiés sur les éjecta,
- 4 : deux classes de diamètres seulement sont alignées avec moins de dix cratères identifiés sur les éjecta,
- 5 : la CSFD mesurée ne s'aligne avec aucune isochrone.

Un exemple d'attribution de chacun de ces degrés de confiance à des datations de cratères LARLE est donné en figure 4.4.

Les CSFDs à partir desquels le facteur 5 a été attribué sont particulièrement éloignés de toute isochrones. Il est donc très difficile de contraindre un âge à partir de celles-ci. De manière à ne pas biaiser les résultats obtenus sur la datation de l'ensemble des cratères, nous ne tiendrons pas compte de ces datations. Sur 140 LARLE datés 17 ont un degré de confiance égal à 1, 57 égal à 2, 39 égal à 3, 11 égal à 4, 16 égal à 5. Dans la suite de ce chapitre, nous ne présenterons que les résultats obtenus pour les degrés 1, 2, 3 et 4, ce qui représente 124 datations. Nous présenterons également de manière séparée les résultats obtenus pour les degrés 1 et 2 (74 datations) et les degrés 1, 2, 3 et 4.

4.3. DATATION DE LA FORMATION DES CRATÈRES LARLE

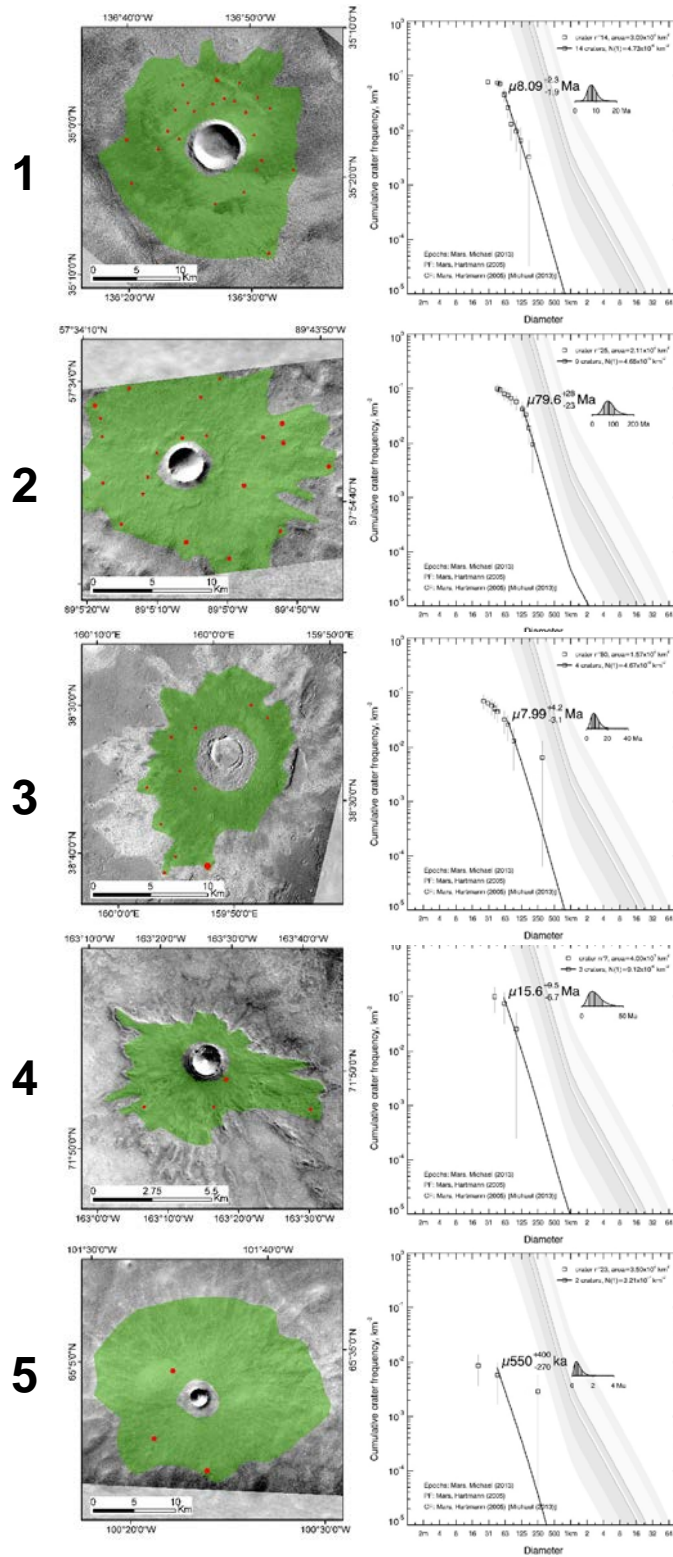


FIGURE 4.4 – Attribution des degrés de confiance à des datations de cratères LARLE allant de 1 (datation fiable) à 5 (datation contestable). La zone de comptage est ici représentée en vert et les cratères comptabilisés sur les éjecta sont symbolisés en rouge. L'identifiant des cratères donnés en exemple est de haut en bas : le_n_14_n_25_n_7_n_80_n_23 (voir Annexe B pour plus de détails).

4.3.2 Âge de formation des LARLE

L'ensemble des résultats des âges des cratères LARLE contenus dans la base de données de *Barlow et al.* (2014) est présenté en Annexe B. Les âges des cratères varient entre 50.000 ans et 80Ma. L'utilisation de la fonction de chronologie déterminée au chapitre 3 prenant en compte le pic de cratérisation ayant eu lieu récemment à la surface de Mars (*Lagain et al.*, 2017a) n'est pas jugée pertinente étant donné que la différence des âges maximale que nous pourrions obtenir par l'utilisation de ce système par rapport à celui d'*Hartmann* (2005) concerne le cratère daté à 80Ma et engendrerait un rajeunissement de seulement 15Ma. La grande majorité des cratères datés dans cette étude sont bien plus récents et l'impact d'un tel système sur les âges serait encore plus minime (voir chapitre 3.6).

Concernant les cratères situés aux pôles, les âges présentent une distribution particulière. En effet, quelque soit le degré de confiance des âges (1 à 4 sur la figure 4.5 ou 1 à 2 sur la figure 4.6), les cratères sont de plus en plus vieux avec la distance aux pôles. Les LARLE situés à l'équateur sont, quant à eux, tous plus âgés que 10Ma (voir figure 4.7).

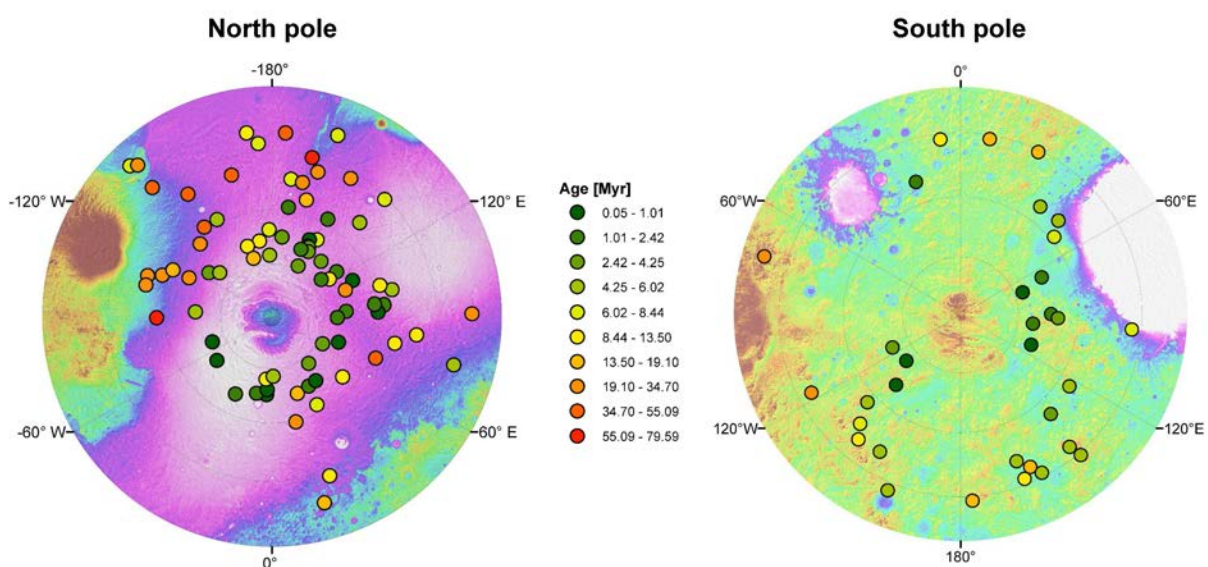


FIGURE 4.5 – Localisation et âge de formation des LARLE situés au pôle nord et au pôle sud. Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 4 sont représentés. Les latitudes sont ici représentés avec un intervalle de 15°.

4.3. DATATION DE LA FORMATION DES CRATÈRES LARLE

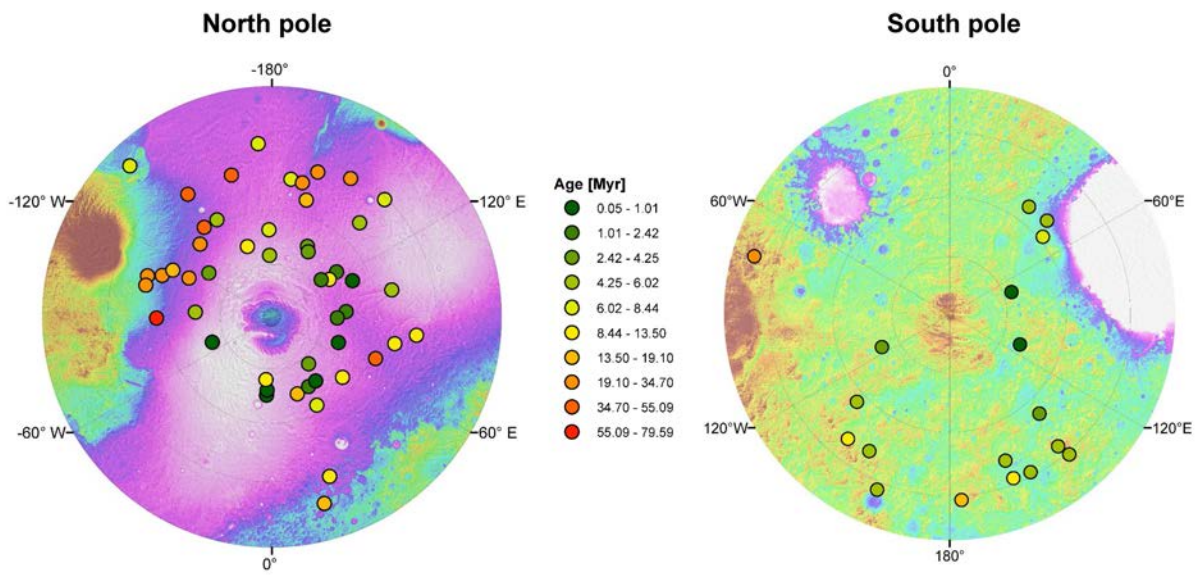


FIGURE 4.6 – Localisation et âge de formation des LARLE situés au pôle nord et au pôle sud. Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 2 sont représentés. Les latitudes sont ici représentés avec un intervalle de 15°.

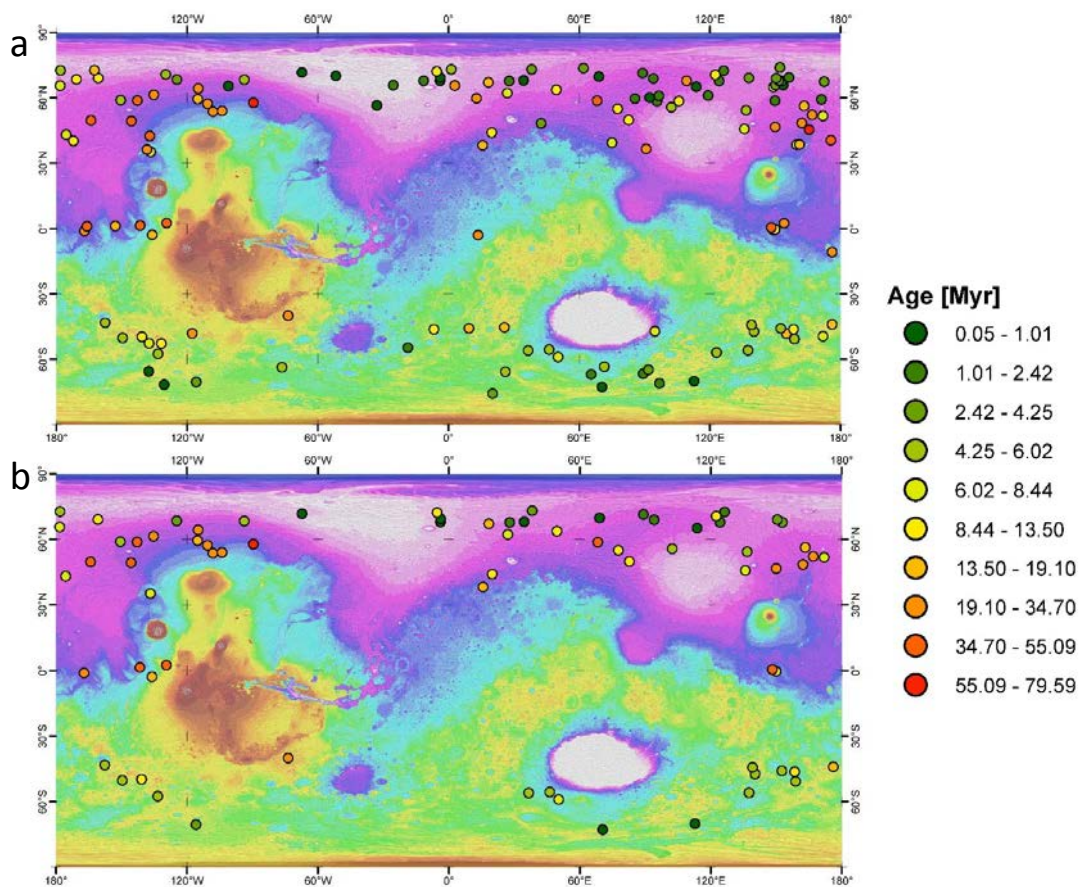


FIGURE 4.7 – Localisation et âge de formation des LARLE à l'échelle globale. a : Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 4 sont représentés. b : Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 2 sont représentés.

4.4 Distribution latitudinale des âges des cratères

La distribution des âges des cratères LARLE pourrait être associée aux conditions érosives de plus en plus intenses à mesure que la latitude augmente. L'oblitération des cratères sur les nappes d'éjecta serait alors plus intense aux hautes latitudes et diminuerait l'âge observé. Or, les cratères LARLE présentent des nappes d'éjecta très bien conservées. L'érosion liée aux processus glaciaires et périglaciaires n'a donc pas encore affecté ces structures d'impact au point d'effacer une partie des cratères présents sur leurs nappes d'éjecta.

Les âges mesurés ici sont donc des âges de formation de nappes et non des âges de resurfacement. Cette augmentation de l'âge avec la diminution de la latitude est également observable pour les cratères situés à l'équateur comme le montre la figure 4.8. Cette tendance générale est particulièrement marquée à 4 Ma.

En effet, les cratères plus jeunes que 4 Ma sont tous localisés à hautes latitudes, au delà de 55° N et 50° S pour les âges avec un indice de confiance compris entre 1 et 4. Cet effet est encore plus marqué lorsque seuls les âges avec un indice de confiance compris entre 1 et 2 sont pris en compte puisque les cratères plus jeunes que 4 Ma ne sont présents qu'au delà de 65° N et 70° S. Au delà de 4 Ma, cette distribution s'estompe et les cratères plus âgés sont distribués entre 35 et 75° dans l'hémisphère nord et entre 40 et 60° dans l'hémisphère sud. (voir figures 4.8 et 4.9).

En effet, les cratères LARLE de l'hémisphère nord dont l'âge est compris entre 4 et 30 Ma avec un indice de confiance de 1 à 4 se distribuent entre 35 et 75° tandis que les cratères plus âgés que 30 Ma sont situés entre 35 et 55°. Les cratères de l'hémisphère sud âgés de 4 à 7 Ma environ sont distribués sur une gamme de latitude plus restreinte, entre 40 et 60°. Les cratères dont l'âge est supérieur à 7 Ma sont quant à eux localisés entre 40 et 50° de latitude sud (voir figure 4.8). Les cratères dont les âges ont un indice de confiance de 1 à 2 ont une répartition latitudinale similaire pour chaque gamme de temps décrite précédemment.

Kadish and Head (2014) datent cinquante cratères perchés à la surface de Mars et voient une périodicité dans les âges qu'ils obtiennent. Selon leur datation, un cratère perché se formerait tous les 15 Ma.

4.4. DISTRIBUTION LATITUDINALE DES ÂGES DES CRATÈRES

Une telle périodicité n'est pas visible au sein de notre étude sur les âges des cratères LARLE. Toutefois, le nombre de cratères par unité de temps semble diminuer plus les âges augmentent. En effet, plus de 50% des cratères ont un âge compris entre 0 et 10Ma. L'autre moitié des cratères ont des âges s'étalant sur une gamme temporelle plus importante : de 10 à 80Ma.

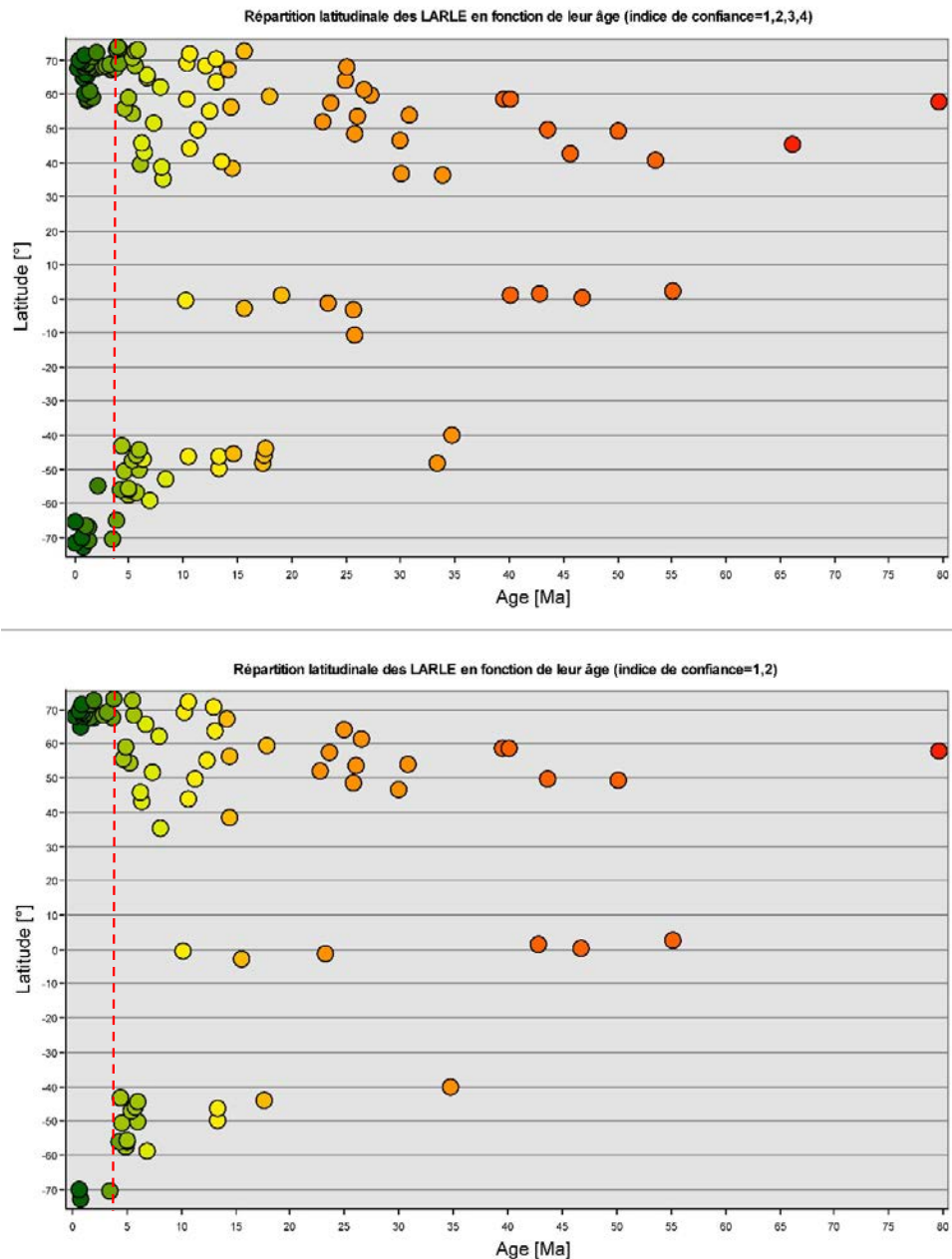


FIGURE 4.8 – Augmentation de l'âge avec la diminution en latitude. Sur la figure du haut, tous les cratères ayant un âge avec un indice de confiance de 1 à 4 sont représentés. La figure du bas ne prend en compte que les indices de confiance des âges égal à 1 et 2. Les barres d'erreurs sur les âges ne sont ici pas représentées pour des questions de visibilité de lisibilité de la figure. Celles-ci sont toutefois visibles sur les figures 4.11 et 4.12

Excepté le groupe 3 où presque tous les LARLE se situent sur la Medusae Formation, aucune correspondance entre les âges et l'appartenance à une unité géologique des LARLE n'a été observée. Seule une forte dépendance des âges à la latitude est donc à noter.

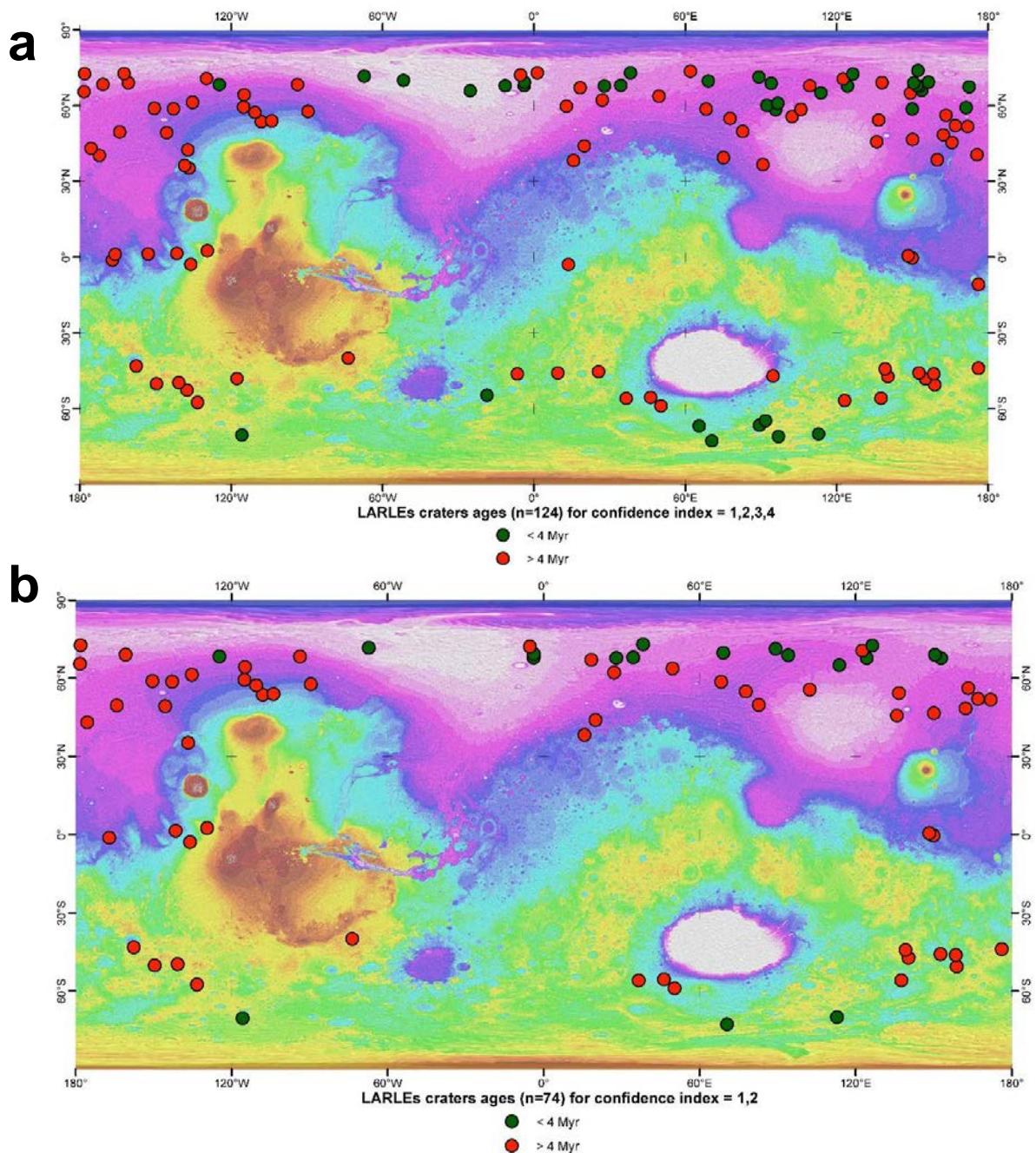


FIGURE 4.9 – Carte de la répartition des âges des cratères LARLE. En rouge, les cratères plus vieux que 4 Ma, en vert, les cratères plus jeunes que 4 Ma. a : Âges dont l'indice de confiance est compris entre 1 et 4. b : Âges dont l'indice de confiance est compris entre 1 et 2.

4.5 Relations entre l'âge et l'obliquité martienne

La distribution des âges des cratères LARLE et leur localisation est à mettre en relation directe avec la distribution spatiale des matériaux volatils responsables de leur morphologie au moment de leur formation. Cette distribution étant principalement contrôlée par l'obliquité de Mars (*Miljkovic et al.*, 2006; *Head et al.*, 2003; *Forget et al.*, 2006), il convient de comparer l'âge et la distance aux pôles des LARLE avec les variations de l'axe de rotation qu'a connu la planète depuis plusieurs millions d'années. La solution de la variation de l'angle d'obliquité donnée par *Laskar et al.* (2004) étant bien contrainte sur les vingt derniers millions d'années, nous comparerons dans la suite de ce chapitre cette solution avec nos données.

L'obliquité de Mars a connu par le passé de grandes variations sur des échelles de temps très courtes, de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années (voir figure 4.10). Pouvant passer de 20 à 50° les variations à ces échelles de temps ne peuvent être comparées à l'âge de formation des LARLE du fait de la résolution temporelle trop faible de nos mesures. En effet, le nombre de cratères et l'incertitude des âges ne nous permettent pas d'analyser de petites fréquences de variations d'obliquité.

Néanmoins, des cycles de variations d'obliquité plus grandes peuvent être étudiés. En effet, une transition majeure de l'obliquité de Mars ayant eu lieu il y a 4Ma est nettement visible dans ce modèle. Selon *Laskar et al.* (2004), l'obliquité de Mars est passée de 35 à 25° en moyenne, valeur proche de celle que nous connaissons actuellement comme le montre la figure 4.10. Sur ce dernier cycle, la valeur de l'obliquité oscille entre 10 et 35°.

Aujourd'hui, les dépôts de glaces se concentrent à hautes latitudes. Par des périodes de plus haute obliquité, typiquement entre 25 et 45°, au delà de -4Ma, la glace a pu se concentrer ponctuellement à plus faibles latitudes. Dans ces conditions *Forget et al.* (2006) et *Madeleine et al.* (2009) estiment à partir des modèles de circulation globale (GCM) que l'atmosphère est particulièrement chargée en poussière et qu'une circulation atmosphérique intense à moyenne latitude s'installe durant l'hiver boréal favorisant ainsi la précipitation et la préservation de la glace d'eau en surface et en sub-surface. Ainsi *Head et al.* (2010) conclue à une mise en place rapide, environ 50.000 ans, de dépôts de matériaux volatils comme la glace d'eau à moyenne

latitude sur une tranche d'1km d'épaisseur sous la surface, à condition bien sûr que l'obliquité se maintienne à des hautes valeurs relativement haute ($\sim 35^\circ$). La solution de la variation récente de l'obliquité de *Laskar et al.* (2004) (voir figure 4.10) nous montre que Mars a pu, par le passé, présenter ce type de configuration orbitale.

La figure 4.11 présente la solution de *Laskar et al.* (2004), les âges des LARLE ayant un indice de confiance de 1 à 4 et leur localisation selon leur distance aux pôles en degrés. La figure 4.12 présente les mêmes données mais seuls les âges dont l'indice de confiance est compris entre 1 et 2 est pris en compte.

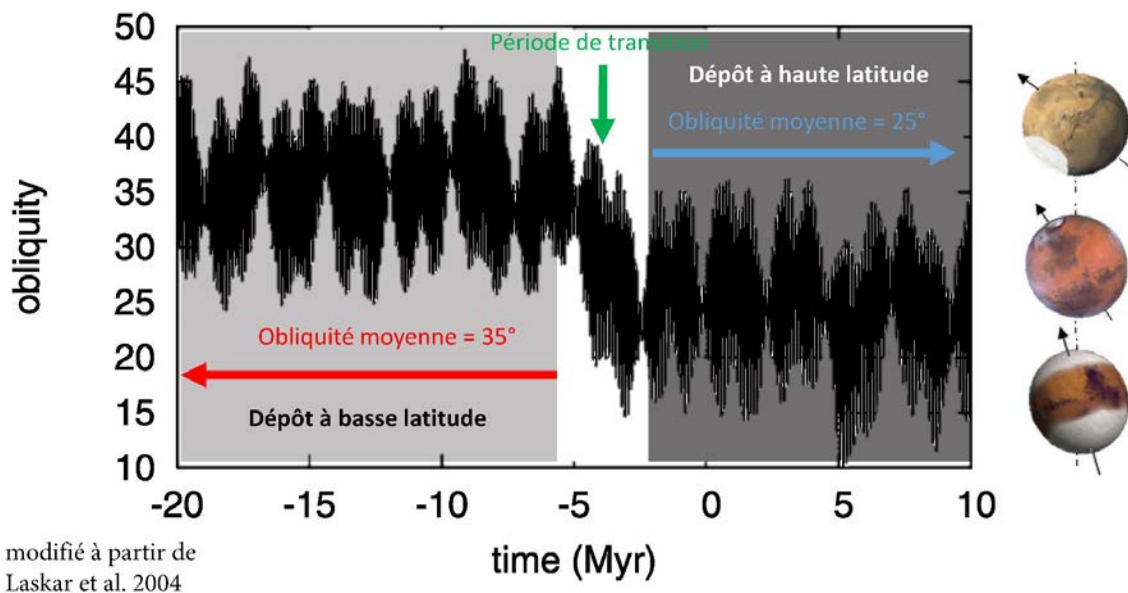


FIGURE 4.10 – Variations de l'obliquité martienne et conséquence sur la localisation des dépôts de glace selon *Laskar et al.* (2004). Une période de transition a eu lieu entre -5 et -3 Ma faisant passer l'obliquité moyenne de la planète de 35 à 25 degrés.

L'effet de l'obliquité sur la position des dépôts riches en glaces à la surface de Mars est également représenté de manière schématique. On remarque sur ces figures et en particulier sur celle ne prenant en compte que les âges où l'indice de confiance est élevé (voir figure 4.12) que les cratères LARLE récents se situent près des pôles, à des périodes où l'obliquité est faible. Les cratères plus anciens sont quant à eux distribués sur toutes les gammes de latitude aux périodes où l'obliquité est plus élevée. Toutefois, les cratères plus âgés que 20Ma sont distribués dans une gamme de latitude plus restreinte, entre 30 et 90° de latitude, période pour laquelle l'obliquité de Mars n'est pas contrainte.

D'après nos résultats, les cratères LARLE ne se seraient formés sur les quatre derniers millions d'années qu'à très hautes latitudes, période à laquelle l'obliquité est faible (25° en moyenne) et les dépôts riches en glaces concentrés aux pôles. Au delà de 4 Ma, l'obliquité est plus élevée (35° en moyenne), les LARLE se distribuent à toutes les latitudes ce qui signifie que l'extension latitudinale de la couche de volatils était beaucoup plus importante qu'aujourd'hui.

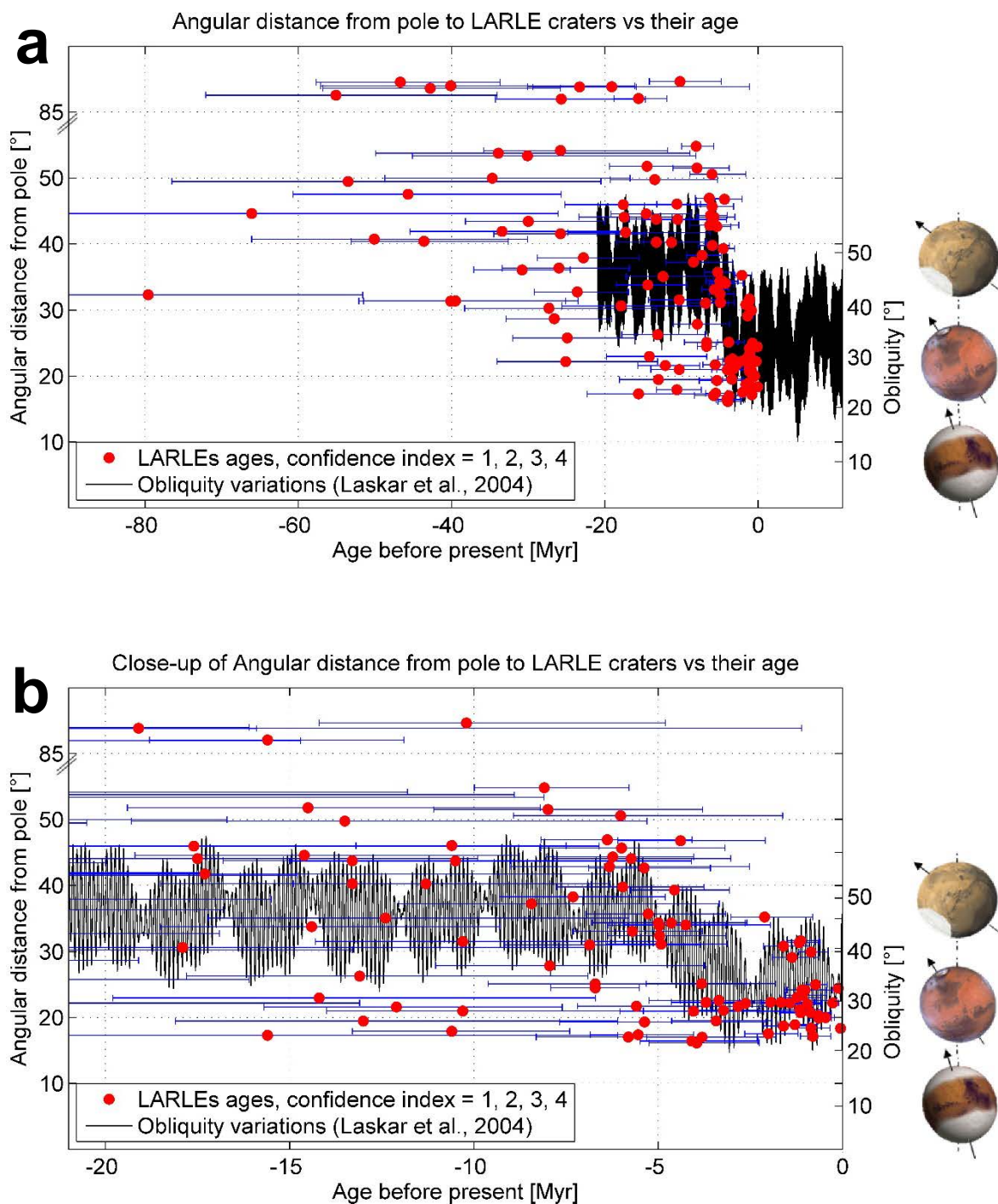


FIGURE 4.11 – Distance angulaire en fonction de l’âge des LARLE ayant un indice de confiance compris entre 1 et 4. La variation d’obliquité de Mars sur les vingt derniers millions d’années est également affichée avec ces effets sur la position de la glace à la surface de la planète. a : Toute la gamme d’âge des cratères est représentée avec leurs incertitudes à 1σ . b : Zoom de la figure a entre -20 et 0 Ma.

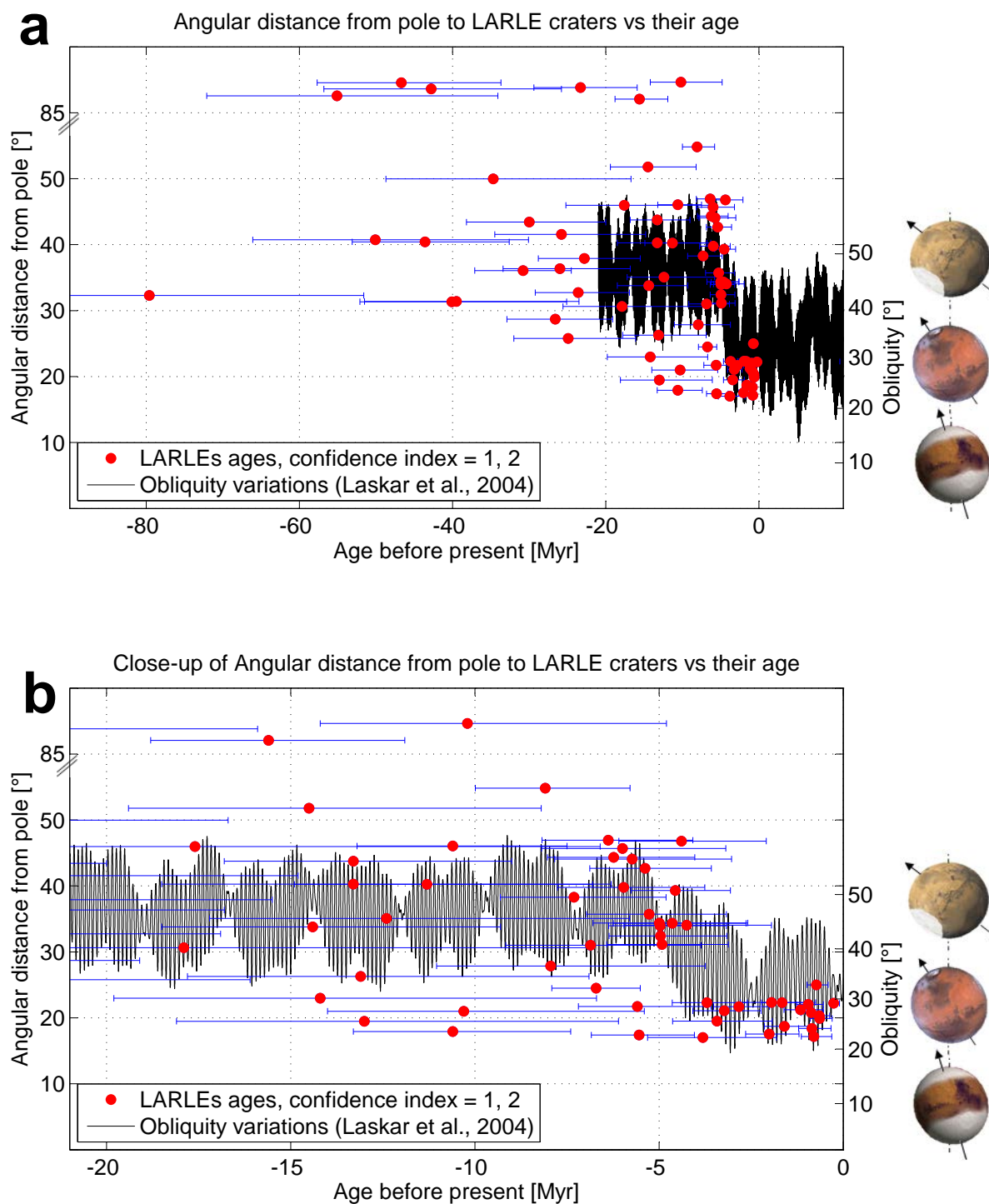


FIGURE 4.12 – Distance angulaire en fonction de l'âge des LARLE ayant un indice de confiance compris entre 1 et 2. La variation d'obliquité de Mars sur les vingt derniers millions d'années est également affichée avec ces effets sur la position de la glace à la surface de la planète. a : Toute la gamme d'âge des cratères est représentée avec leurs incertitudes à 1σ . b : Zoom de la figure a sur la gamme 20 - 0Ma.

4.6 Implications et discussion

La datation des LARLE à l'échelle de toute la planète a permis de mettre en relation l'extension latitudinale de la couche de volatils sous la surface de Mars avec les variations d'obliquité qu'a connu la planète sur les vingt derniers millions d'années de son histoire. Le fait qu'aucun LARLE récent, dont l'âge est inférieur à 4Ma, ne se soit formé à basse latitude, en dessous de 55°N-S, traduit une diminution de la concentration en matériaux volatils depuis 4Ma à basse latitude.

Cette diminution est directement reliée à la diminution de l'obliquité de Mars, passant avant 4Ma de 35° à 25° en moyenne après 4Ma. Cette observation apporte une preuve géologique de la validité du scénario d'évolution de l'obliquité de Mars donné par *Laskar et al.* (2004) mais démontre également qu'il est possible de dater avec précision la formation de surfaces très récentes de Mars. Cela valide par conséquent le système de chronologie utilisé (*Hartmann, 2005*) pour dater ces surfaces et, par extension, l'intensité du flux d'impact sur les vingt derniers millions d'années.

Une diminution du nombre de cratères LARLE par unité de temps avec l'augmentation des âges de ces cratères a été observée (voir section 4.4). Cette observation ne peut pas être reliée à une quelconque variation du flux d'impact car l'échantillon de cratères datés n'est pas représentatif de l'histoire de la cratérisation martienne durant la période de temps explorée ici. En effet, les LARLE appartiennent à différentes unités géologiques et de nombreux cratères se sont sans doute formés durant la période de temps étudiée mais ne présente pas des nappes d'éjecta de type LARLE.

Cette diminution est plutôt à mettre en relation avec la durée d'existence de tel type de nappes. En effet, la dégradation de ces éjecta donnent lieu à la formation de cratères perchés, non pris en compte dans cette étude, et est fonction de l'épaisseur de la nappe au moment de sa formation et des conditions érosives affectant la surface à l'endroit où ces cratères se sont formés *Boyce et al.* (2015); *Kadish and Head* (2011, 2014). Plus le temps augmente et plus ces nappes seront dégradées.

Par conséquent, la proportion de cratères perchés par rapport au LARLE est de plus en plus importante à mesure que le temps passe et une diminution du nombre de cratères par unité de temps avec l'augmentation des âges des cratères LARLE est alors observée.

La différence entre tous les systèmes de chronologies martiens (*Ivanov, 2001; Hartmann and Neukum, 2001; Hartmann, 2005; Lagain et al., 2017a*) étant relativement faible sur les vingt derniers millions d'années (voir figures 3.7 et 3.12), les âges produits par ces différents systèmes ne sont guère différents de ceux produits par (*Hartmann, 2005*).

La validité de tous ces systèmes produisant des âges inférieurs ou égaux à 20 Ma peut donc être affirmée grâce à la correspondance entre l'approche géologique (cette étude) et l'approche des calculs des paramètres orbitaux (*Laskar et al., 2004*).

L'évolution de l'obliquité sur de grandes périodes de temps (plusieurs dizaines, centaines de millions d'années) dépend essentiellement des conditions initiales des paramètres orbitaux et est très peu contrainte après 20 Ma. *Laskar et al. (2004)* fournit des exemples d'évolution de ce paramètre sur les 250 derniers millions d'années (voir figure 4.13). Nos observations peuvent potentiellement écarter certains de ces scénarios et contraindre la variation de l'obliquité à de grandes échelles de temps. Le facteur limitant étant l'âge et la localisation du LARLE le plus ancien, nous pouvons discuter de la validité des scénarios proposés jusqu'à 80 Ma.

À l'exception des LARLE équatoriaux dont l'origine ne traduit pas nécessairement la présence de volatils dans le sous-sol au moment de l'impact (*Barlow et al., 2014; Boyce et al., 2015*), les cratères dont l'âge a été relativement bien déterminé (indice de confiance = 1 ou 2) et supérieurs à 20 Ma sont tous distants des pôles entre 40 et 65°. Ces latitudes relativement basses imposent une obliquité moyenne suffisamment haute ($\gtrsim 35^\circ$) pour que les volatils soient présents à ces endroits en grande quantité. Ceci exclue donc les scénarios où l'obliquité diminue drastiquement entre -20 et -80 Ma, c'est-à-dire les scénarios a, b, i, j, k, l, m, n et o sur la figure 4.13.

Les scénarios pouvant être retenus sont ceux où l'obliquité reste haute entre -20 et -80 Ma, au delà de 35° en moyenne : c, d, e, f, g et h, encadrés en rouge sur la figure 4.13. Selon nos données, l'obliquité martienne n'a pas pu revenir à des valeurs faibles, d'environ 20° entre -20

et -80Ma.

Toutefois, il est possible qu'un tel retour à des obliquités faibles n'ait pas pu être échantillonné par les cratères LARLE si l'un des deux scénarios suivants s'est produit :

- aucun cratère d'un diamètre supérieur à 1 km ne s'est formé durant ces périodes de faible obliquité,
- un retour à faible obliquité s'est produit pendant un très court laps de temps, trop court pour déposer des matériaux volatils à hautes latitudes en quantité suffisante pour former des nappes d'éjecta de type LARLE lors d'un impact.

Cette contrainte sur l'obliquité martienne est supportée par de nombreuses études ayant montré l'existence à l'Amazonien supérieur de glaciations aux moyennes latitudes (*Baker and Head, 2015; Conway, 2013; Head et al., 2010, 2005, 2003; Kadish and Head, 2014*) ainsi qu'une récurrence importante des périodes de haute obliquité durant les 600 derniers millions d'années (*Fassett and Thomson, 2014*).

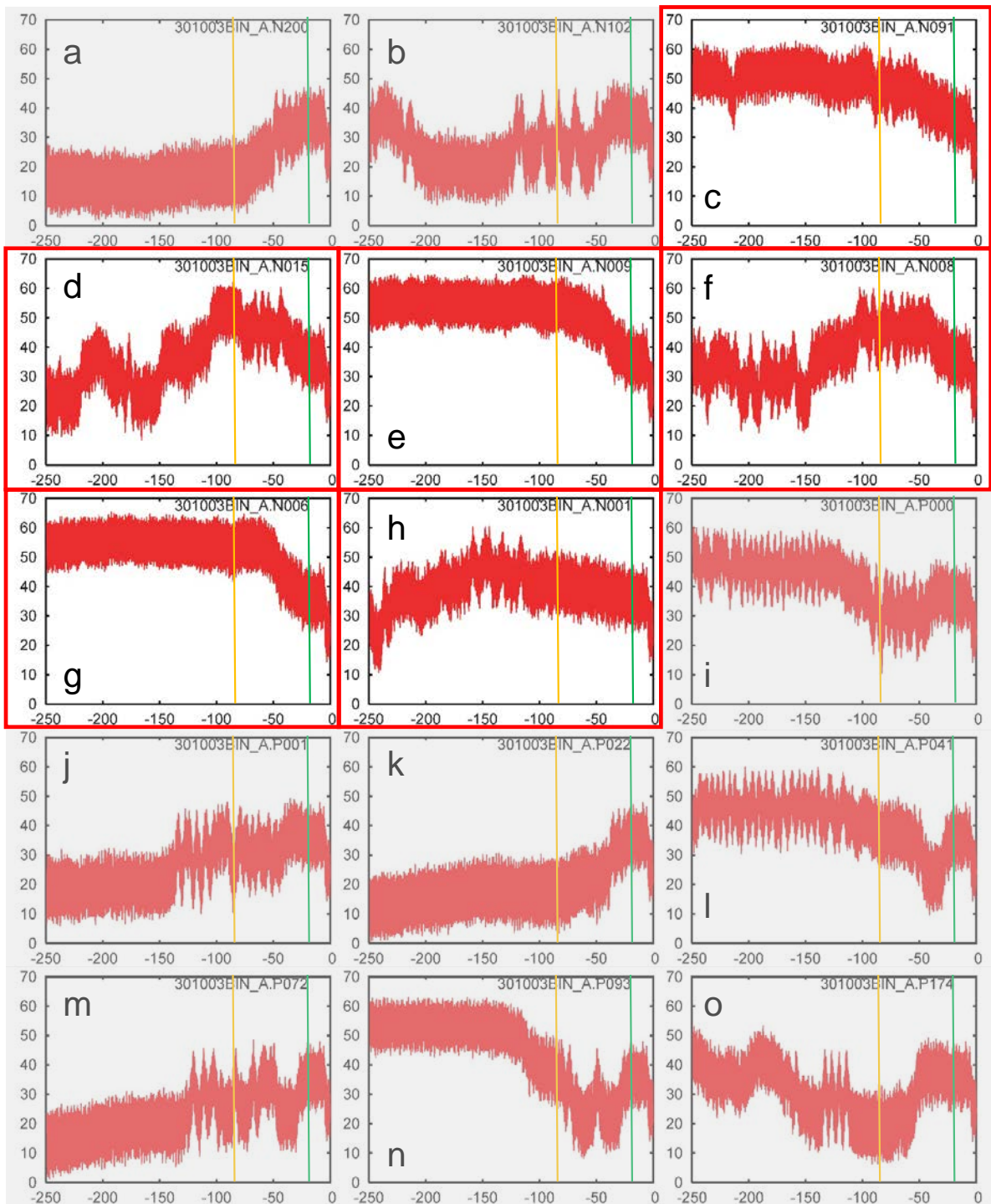


FIGURE 4.13 – Exemple de 15 scénarios d'évolution de l'obliquité de Mars sur les 250 derniers millions d'années d'après *Laskar et al.* (2004). La barre verte est centrée sur 20Ma et représente la limite à partir de laquelle la variation de l'obliquité n'est plus contrainte. La barre orange est centrée sur 80Ma, c'est-à-dire l'âge du plus vieux LARLE que nous ayons mesuré. Les scénarios en accord avec nos résultats sont encadrés en rouge. Ceux qui ne respectent pas les conclusions de notre étude, c'est à dire ceux qui présentent une diminution de la valeur de l'obliquité au delà de 20Ma sont masqués en gris.

4.7 Conclusions et perspectives

Grâce à la datation de l'ensemble des cratères LARLE présents sur Mars, il a été possible d'apporter des contraintes sur l'extension spatio-temporelle de la couche de volatils présente sous la surface, responsable de leur morphologie. Les cratères LARLE ne se sont formés durant les 4 derniers millions d'années qu'à hautes latitudes. La présence de LARLE plus anciens que 4Ma sur une gamme de latitudes nord et sud plus étendue implique que la couche de volatils sous la surface de Mars était plus étendue par le passé confirmant ainsi les résultats des études menées notamment par *Head et al. (2003)*, *Head et al. (2005)* et *Head et al. (2010)*.

L'augmentation de l'extension de cette couche est reliée à la variation d'obliquité de la planète. Étant passé rapidement de 35 à 25 degrés de moyenne il y a 4Ma, le redressement de l'axe de rotation contraint la couche de volatils à des latitudes plus élevées. La correspondance des âges et de la localisation des LARLE sur les vingt derniers millions d'années confirme l'évolution de l'obliquité durant cette période de temps et rend cohérente la méthode de datation par comptage de cratères pour des surfaces martiennes très récentes.

Les LARLE dont l'âge est compris entre 20 et 80Ma nous ont permis de contraindre les scénarios d'évolution de l'obliquité martienne sur cette plage temporelle. La valeur de ce paramètre ne peut être égale à celle que nous connaissons aujourd'hui (environ 25°) puisque aucun LARLE de plus de 20Ma n'est observé à haute latitude. L'obliquité moyenne de Mars entre -80 et -20Ma se serait donc maintenue tout au moins à 35° confirmant ainsi les études récentes montrant l'existence de dépôts glaciaires à moyenne latitude à la surface de Mars durant l'Amazonien supérieur (*Miljkovic et al., 2006*; *Forget et al., 2006*; *Head et al., 2010*).

Ces observations géologiques sont d'une importance capitale pour contraindre les variations paléoclimatiques récentes qu'a connu Mars durant les dernières dizaines de millions d'années de son histoire.

Les nouvelles mesures de l'obliquité actuelle de la planète effectuée par la sonde Mars Reconnaissance Orbiter sont nettement plus précises que celles utilisées par *Laskar et al. (2004)*

pour calculer les variations d'obliquité sur de grandes échelles de temps. L'utilisation de ces nouvelles mesures couplées aux contraintes sur la valeur de ce paramètre au-delà de -20Ma que nous apportons avec les datations des cratères LARLE fait actuellement l'objet d'une collaboration avec J. Laskar. Cette étude permettra prochainement de réévaluer les solutions des modèles de variations des paramètres orbitaux et de converger vers une solution générale de l'histoire de l'obliquité martienne durant l'Amazonien supérieur (*Lagain et al.*, 2017d).

La base de données de cratères martiens, un outil indispensable à la compréhension de l'histoire de la planète rouge

5.1 Objectifs

Décrites dans le chapitre 1.2.5 de cette thèse, les bases de données de cratères apparaissent essentielles à la meilleure compréhension des évènements géologiques ayant marqué l'histoire des corps telluriques. La base de données de cratères martiens de plus d'1 km de diamètre de *Robbins and Hynes* (2012) comporte 384.399 cratères et est le catalogue le plus complet disponible à ce jour. Pour les cratères dont les diamètres sont supérieurs à 3 km, des informations sur la morphologie et la topographie sont disponibles (par exemple la morphologie des éjecta, l'altitude du fond du cratère, etc...). Cependant, certaines études mettent en évidence des erreurs d'identification de certains cratères (*Barlow, 2017; Lagain et al., 2017b*) pouvant fausser les résultats des études qui s'appuient sur cette base, sans corrections préalables. De plus, ce catalogue est présenté comme étant adapté à la datation des surfaces mais contient de nombreux cratères secondaires et fantômes qui ne sont pas identifiés comme tel. Il est donc essentiel d'identifier et d'éliminer les fausses détections de cette base de données.

Une classification de la morphologie des cratères doit être ajoutée afin d'écartier ceux à ne pas prendre en compte lors d'une datation. Les cratères à éjecta lobés peuvent présenter des diamètres inférieurs à 3 km. Dans la base de données de *Robbins and Hynek (2012)*, ces structures ne sont pas identifiées. L'identification des cratères présentant des nappes d'éjecta lobés pour toute les gammes de diamètre est donc essentielle pour disposer d'une base de référence complète pour ce type de morphologies. Le catalogue de *Robbins and Hynek (2012)* référence la morphologie et le nombre de couches de 13.652 nappes d'éjecta. Parmi elles, certaines nappes présentent des morphologies lobées. La classification que l'auteur a utilisé est celle de *Barlow et al. (2000)*. Toutefois, certains cratères à éjecta lobés bien connus comme Steinheim et Arandas (voir figure 5.1.a, et 5.1.b) deux cratères à double nappes (DLERS) selon *Pietrek et al. (2013)*; *Wulf and Kenkmann (2015)* et *Lagain et al. (2015)* sont classés comme étant des MLERS avec trois nappes d'éjecta distinctes selon *Robbins and Hynek (2012)*. Le cratère Tokonao (voir figure 5.1.c) est quant à lui classé dans le catalogue comme étant un cratère DLERS avec deux nappes d'éjecta alors que des études morphologiques très détaillées de ce cratère (*Mouginis-Mark and Baloga, 2006*; *Paulien, 2015*) montrent qu'il s'agit d'un SLERS. La classification des nappes d'éjecta des cratères martiens effectuée par *Robbins and Hynek (2012)* doit donc être également reprise.

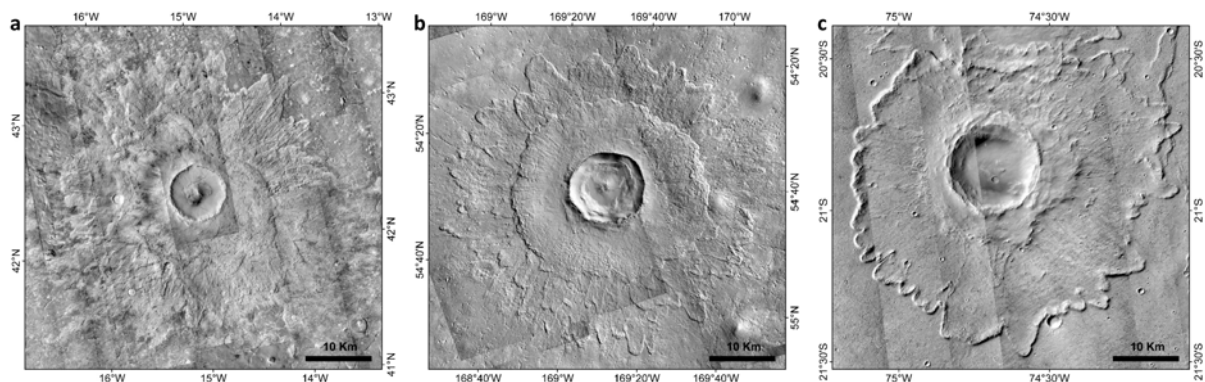


FIGURE 5.1 – a : Cratère Arandas, DLERS, classé par *Robbins and Hynek (2012)* en MLERS. b : Cratère Steinheim, DLERS, classé par *Robbins and Hynek (2012)* en MLERS. c : Cratère Tokonao, SLERS, classé par *Robbins and Hynek (2012)* en DLERS.

Ce travail d'identification et de correction doit se faire sur chaque cratère du catalogue. Cependant, une telle étude sur autant de structures ne peut être effectuée de manière rapide et efficace

par une seule personne. Il apparaît ici indispensable de créer un outil permettant à une grande communauté de participer au projet. Dans la suite de ce chapitre, nous présenterons la classification des cratères que nous avons employé pour corriger intégralement la base de données, puis nous présenterons l'interface à partir de laquelle la révision s'est effectuée. Nous présenterons en dernier lieu les résultats et leur variabilité en fonction des correcteurs ainsi que l'effet de notre correction sur la datation des surfaces martiennes.

De nombreuses régions martiennes sont évoquées dans ce chapitre. Une carte de la surface de Mars présentant la localisation de ces différentes provinces est disponible en Annexe C.

5.2 Classification des cratères

Les objectifs de cette étude étant clairement identifiés, nous avons choisi de proposer une classification basée sur la morphologie des cratères pour réviser cette base de données selon cinq types :

- Les cratères à éjecta lobés : Les cratères dont les nappes d'éjecta sont continues et présentent une terminaison sinueuse, c'est-à-dire les LERS et les LARLE, sont les seuls types de cratères qui seront classés dans cette étude comme étant des cratères à éjecta lobés. Ces deux morphologies traduisent un degré de dégradation faible des nappes d'éjecta et constituent donc des objets géologiques idéals pour la réalisation des études comme celles qui ont été présentées au chapitre 3 et 4 ainsi que les perspectives associées à ces études. Une attention toute particulière sera apportée aux cratères SLEPC et Pd (voir section 1.2.1.2) dont la morphologie peut être parfois confondue avec celles des cratères LERS ou LARLE. Ces cratères seront nommés « layered » dans la suite de cette étude. Un exemple de ces cratères est donné en figure 5.2.

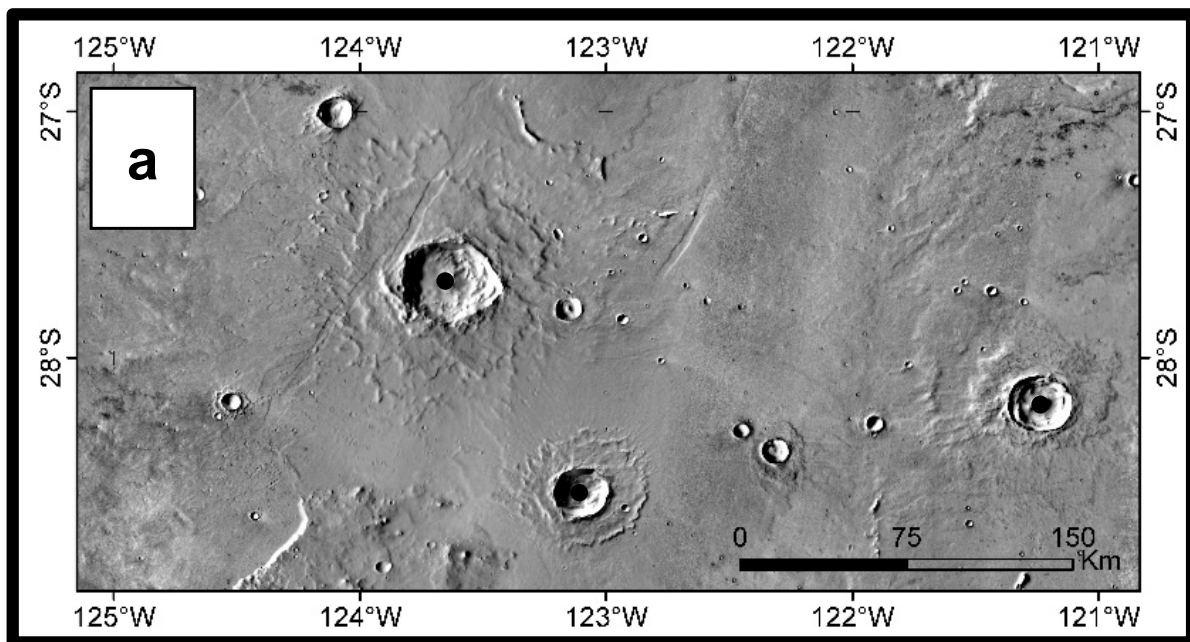


FIGURE 5.2 – Exemple de trois cratères « layered » situés sur Daedalia Planum.

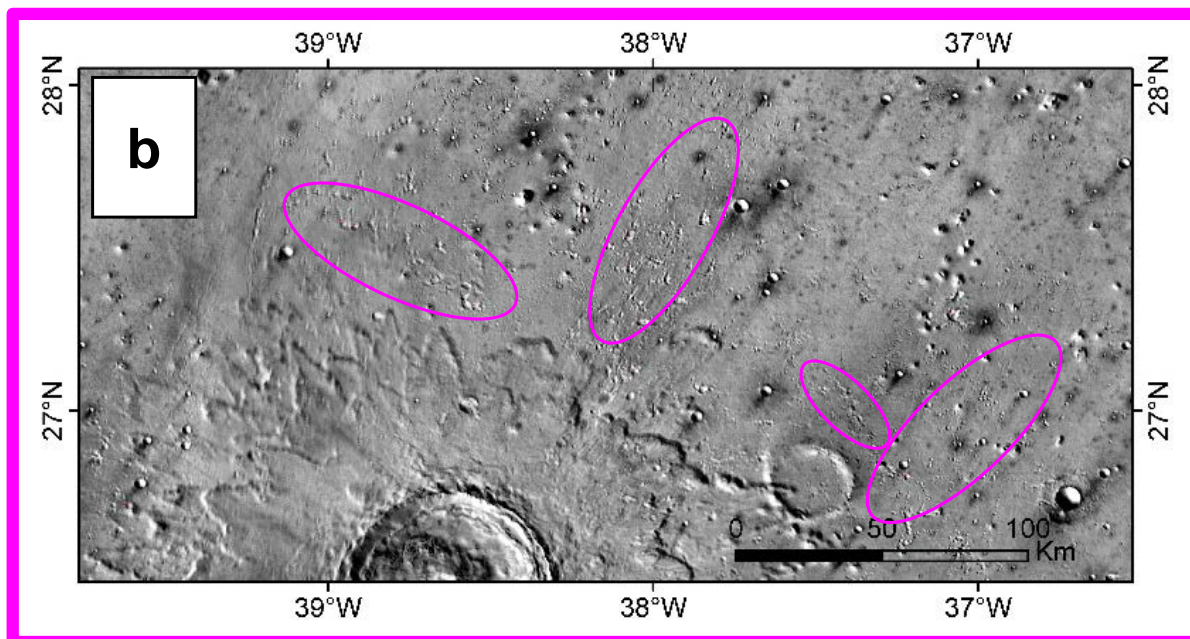


FIGURE 5.3 – b : Exemple de plusieurs dizaines de cratères secondaires situés dans la province de Chryse Planitia, tous appartiennent à des chapelets dont la direction générale est radiale au gros cratère visible au bas de la figure.

- Les cratères secondaires : Ces structures sont présentes sur la quasi-totalité de la surface (voir section 1.1.3.3). Ils seront identifiés comme tel dans cette étude lorsqu'ils possèdent des morphologies très elliptiques, irrégulières et qu'ils font partie d'un chaquet ou d'une région dont la densité de cratères est anormalement élevée pour la même gamme de diamètre (voir figure 5.3).
- Les cratères fantômes : Les cratères fantômes sont des structures d'impact très dégradées. Leurs morphologies se caractérisent par un fond plat, à un niveau topographique équivalent à celui du terrain encaissant et parfois par une discontinuité de leurs remparts comme le montre la figure 5.4. Lors de la datation d'une surface, ce type de cratères doit être écarté puisque leur degré de dégradation indique que leur formation est antérieure à celle du terrain environnant (*Barata et al., 2012*).

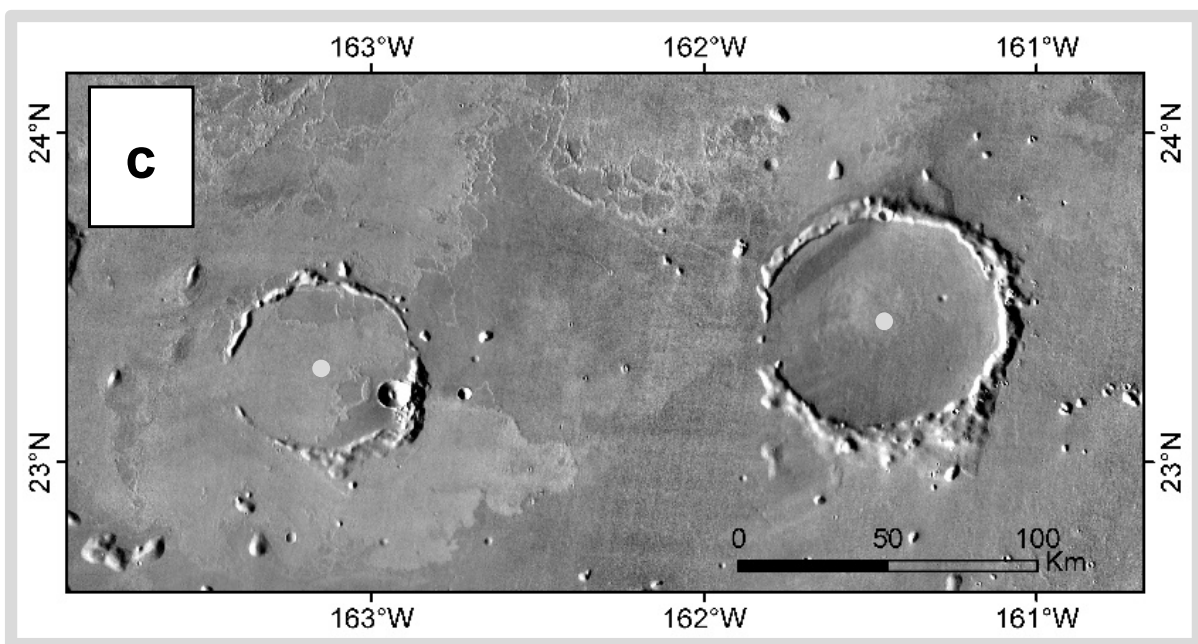


FIGURE 5.4 – Exemple de deux cratères fantômes situés dans la province d'Amazonis Planitia.

- Les fausses détections : Certaines structures géologiques martiennes présentent des morphologies pouvant s'apparenter à celles des cratères d'impacts. Un contour quasi-circulaire et/ou une dépression topographique comme les cônes volcaniques font partie des indices qui peuvent parfois mener à de fausses conclusions quant à l'origine de la structure. Un exemple de ce genre de confusions est donné en figure 5.5. Une mauvaise

manipulation de l'interface à partir de laquelle s'effectue la construction d'une base de données peut également engendrer de fausses détections.

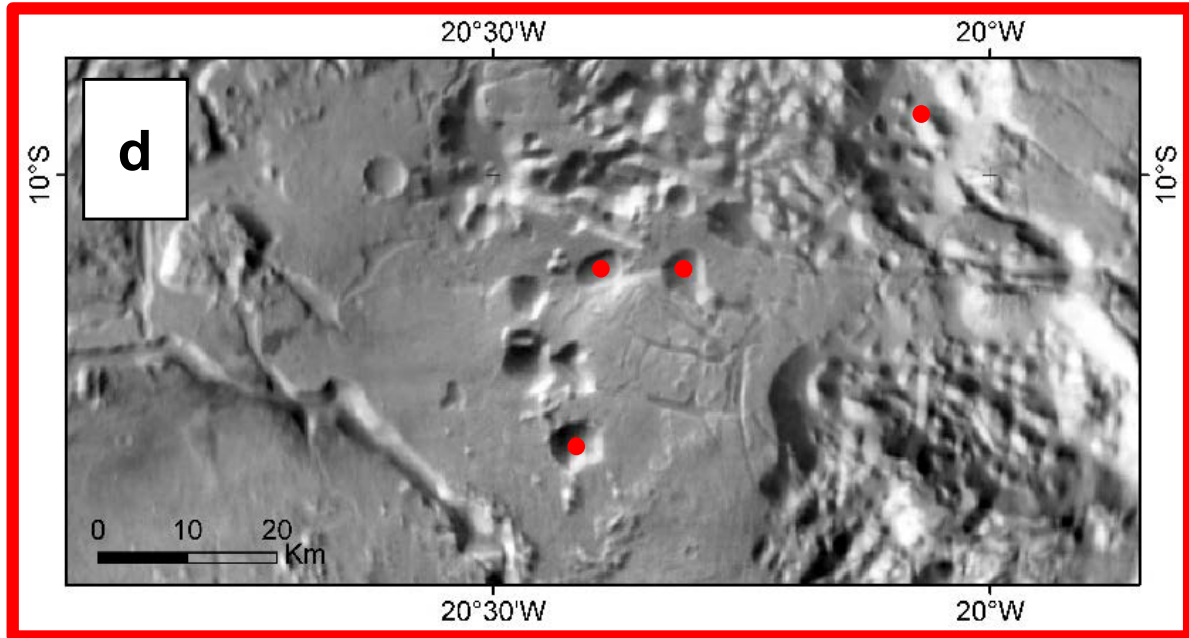


FIGURE 5.5 – Exemple de quatre fausses détections situées sur Margaritifer Terra.

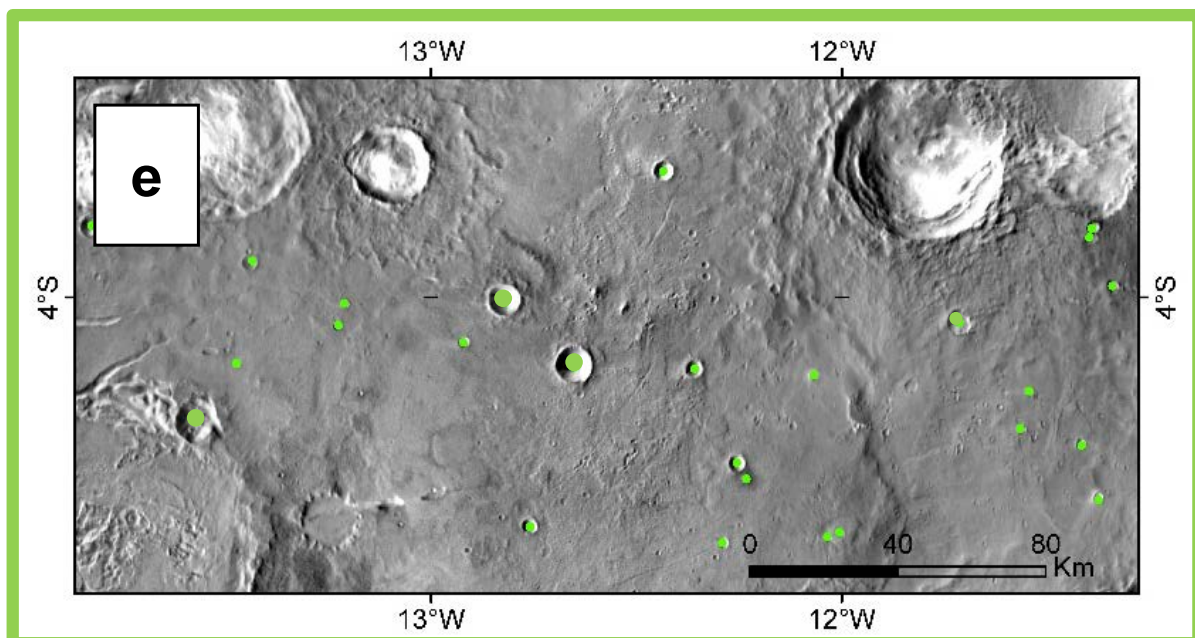


FIGURE 5.6 – Exemple d'une vingtaine de cratères « valides » situés sur Margaritifer Terra.

— Les cratères sans morphologies particulières : Toutes les structures géologiques reconnues comme étant des cratères d'impact mais ne présentant pas les morphologies dont

les critères ont été détaillés précédemment seront considérés comme des cratères dits « valides » dans la suite de cette étude. Plusieurs exemples de ce type sont donnés sur la figure 5.6. Ces cratères sont potentiellement les plus nombreux à la surface de Mars et doivent être pris en compte lors d'une datation par comptage.

Dans la suite de cette partie, les cratères « layered » seront représentés en noir, les secondaires en rose, les fantômes en blanc, les fausses détections en rouge et les cratères « valides » en vert.

5.3 Protocole de correction de la base de données

5.3.1 Interface de la correction

Le contexte géologique régionale dans lequel se situe certains cratères comme les fantômes, les secondaires ou même les fausses détections peut potentiellement constituer un indice pour les identifier correctement. Il est donc indispensable de ne pas utiliser un découpage des images illustrant un seul cratère à la fois comme peuvent le faire certains projets de sciences participatives d'identification de structures comme Galaxy Zoo (<https://www.galaxyzoo.org/>). Certains cratères peuvent ne pas avoir été identifiés dans la base de *Robbins and Hynes* (2012). Il doit donc être possible de pouvoir explorer la globalité de la surface de Mars afin d'identifier et d'ajouter ces cratères au nouveau catalogue. C'est par conséquent vers les visualisateurs de données planétaires à l'échelle globale, en ligne, que notre choix s'est porté pour la révision de cette base de données.

L'interface Cesium Viewer répond aux contraintes imposées par ce projet :

- affichage de données d'imageries globales martiennes distribuées par l'USGS,
- affichage dynamique des données permettant une navigation rapide,
- interface en ligne ne nécessitant aucune installation et pouvant être utilisée simplement, rapidement et simultanément par un grand nombre d'utilisateurs,
- possibilité d'implémentation de données géoréférencées,
- possibilité d'adaptation de l'interface pour la révision du catalogue de cratères.

CHAPITRE 5. LA BASE DE DONNÉES DE CRATÈRES MARTIENS, UN OUTIL INDISPENSABLE À LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE DE LA PLANÈTE ROUGE

Une fois tous les besoins essentiels à la réalisation du projet identifiés, un travail d'adaptation de cette interface en ligne effectué en étroite collaboration avec O. Delaa et C. Marmo du laboratoire GEOPS a permis d'y ajouter plusieurs fonctionnalités (Delaa, 2017; Erard et al., 2017).

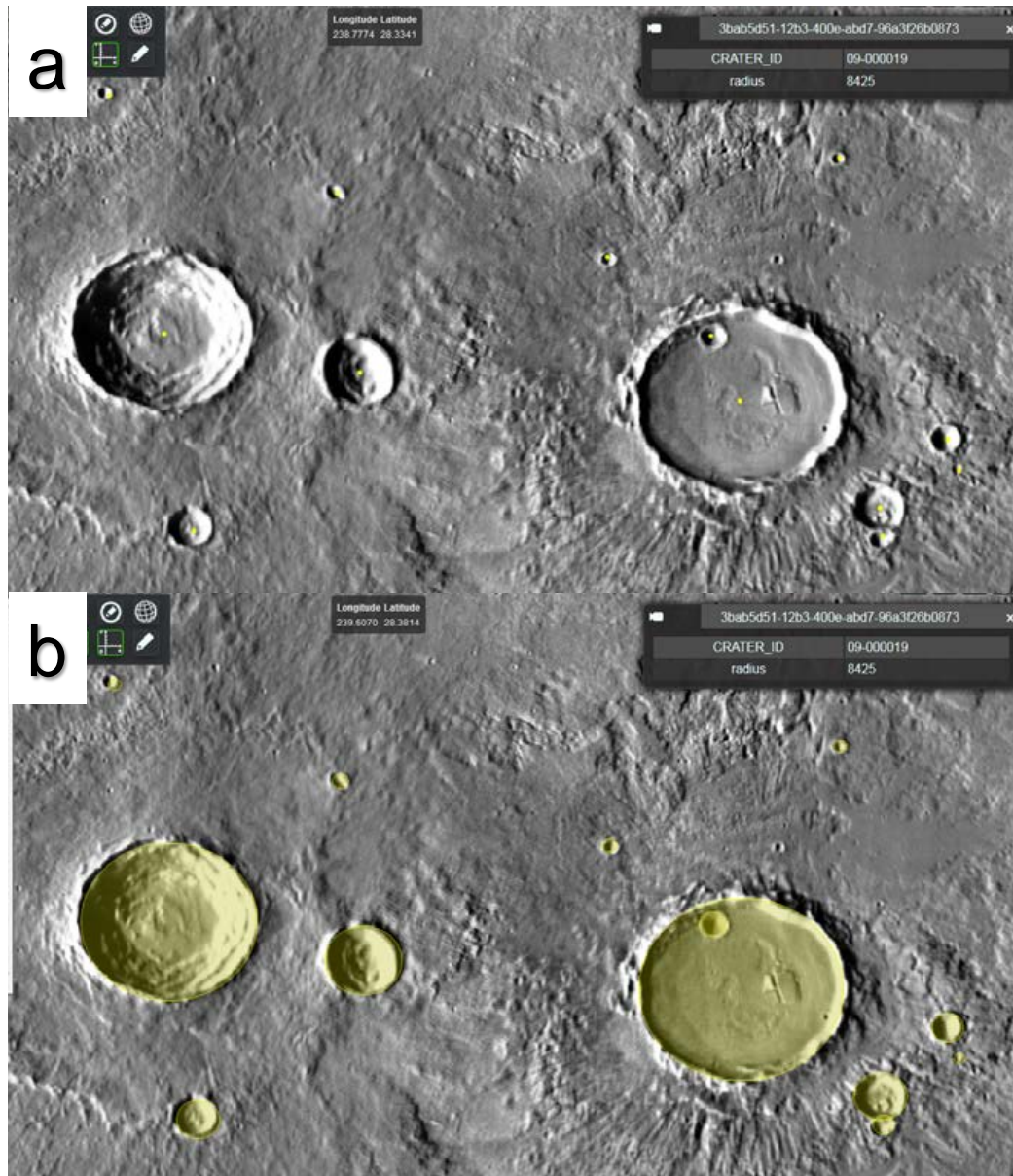


FIGURE 5.7 – Les modes d’affichage des cratères de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012). a : affichage en points, b : affichage en cercle. Le cratère le plus à gauche de chaque image a un rayon de 8425 m (voir encadré en haut à droite).

La base de données de *Robbins and Hynek* (2012) peut être injectée et lue par l’interface par un simple « glisser-déposer » d’un fichier de type geoJSON. Il s’agit d’un fichier contenant les informations de chaque cratère en terme de coordonnées, de diamètre et de numéro d’identi-

cation. Chaque cratère du catalogue peut alors être identifié sur l'interface par un point situé au centre de chaque cratère. Certaines régions de Mars présentent des densités de cratérisation très importantes, notamment dans l'hémisphère sud. La relation entre un point et son cratère peut être rendue difficile dans ce cas de figure. Un bouton a alors été créé pour modifier le point en cercle dont le diamètre sur la carte est égal à celui du cratère en question comme l'illustre la figure 5.7. Dans de rares cas, certains cratères ne figurent pas dans la base de données (voir figure 5.8). Il est donc essentiel de pouvoir les ajouter à la base corrigée. Pour cela plusieurs boutons de création de formes ont été ajoutés à l'interface. Il est possible de définir un cercle en plaçant un point au centre du cratère puis un autre sur son rempart, ou bien de délimiter un cercle en plaçant deux points diamétralement opposés sur la muraille du cratère, ou encore trois points n'importe où sur la muraille. C'est cette dernière méthode, plus précise, qui sera utilisée en cas d'ajout de cratères au catalogue. La représentation des données peut se faire selon deux modes principaux : une représentation 3D sur un globe ou en 2D sur un planisphère (point 4 de la figure 5.9). Le temps de calcul du serveur que demande une projection sur un globe étant bien supérieure à celle d'une projection sur un planisphère, nous préférons dans la majorité des cas une correction s'effectuant sur cette dernière projection. Toutefois, les distorsions imposées par celle-ci augmentent avec la latitude. La correction à haute latitude devra donc s'effectuer avec une projection sur le globe. Afin d'optimiser le temps de correction, une fenêtre dite de « légende » a également été ajoutée (point 3 de la figure 5.9). Cette fenêtre est stockée sous la forme d'un fichier legendgeoJSON et implémentable à l'interface également par un « glisser-déposer ». Elle contient cinq petits cadres de couleurs différentes, chacun correspondant à un type de cratère (voir chapitre 5.2) : valid (cratère sans morphologie particulière), invalid (fausse détection), ghost (fantôme), secondary (secondaire), layered (cratère à éjecta lobé). Un sixième cadre a été ajouté : uncertain (incertain). Il s'agit d'une catégorie utilisable par les correcteurs lorsque l'identification d'un cratère est jugée comme étant soumise à débat soit parce que le correcteur ne sait pas à quelle catégorie attribuée un cratère ou bien qu'il hésite entre plusieurs catégories. Si le correcteur revient sur sa décision et décide de le classer selon un autre type il lui suffit de cliquer sur celui-ci en ayant choisi au préalable une autre classe. Un cadre affichant le nombre de cratères classé par rapport au nombre total de cratères contenus dans la partie de la base de

CHAPITRE 5. LA BASE DE DONNÉES DE CRATÈRES MARTIENS, UN OUTIL INDISPENSABLE À LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE DE LA PLANÈTE ROUGE

données affichée permet de suivre la progression de sa correction (point 2 de la figure 5.9). Un bouton permet de sauvegarder le travail en cours dans un fichier geoJSON et de le reprendre plus tard. Cette technique permet d'atteindre une vitesse de correction d'environ 700 cratères par heure et même jusqu'à 1000 cratères par heure pour les régions très cratérisées. Cette vitesse permet potentiellement de réviser l'intégralité de la base de données en 600 heures soit 25 jours de travail cumulés. L'interface adaptée pour la correction de la base de données est disponible à l'adresse : <http://134.158.75.177/viewer/Apps/PlanetaryCesiumViewer/index.html>.

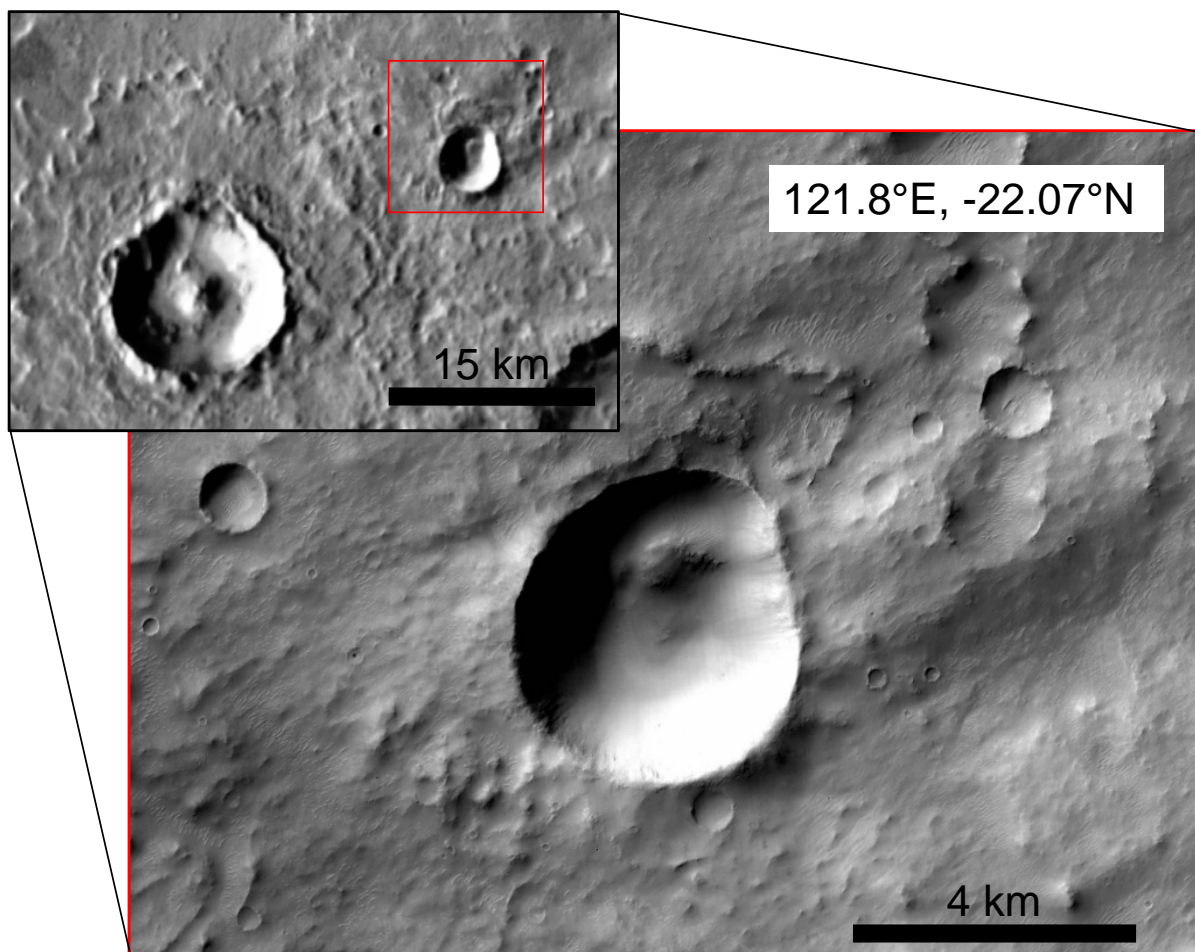


FIGURE 5.8 – Exemple d'un cratère de 4 km de diamètre non identifié par *Robbins and Hynek* (2012), localisé à 121.8° E, -22.07° N, aus sud-est de Mare Tyrrenum.

Afin de classer les cratères dans une catégorie il suffit de cliquer sur l'un des cadres puis de cliquer sur le point (ou sur le cercle) correspondant au cratère sur la carte. Un attribut correspondant à la classe choisie est créé dans les informations qui concerne la structure. Ces informations apparaissent à l'écran lorsque l'on clique sur un cratère.

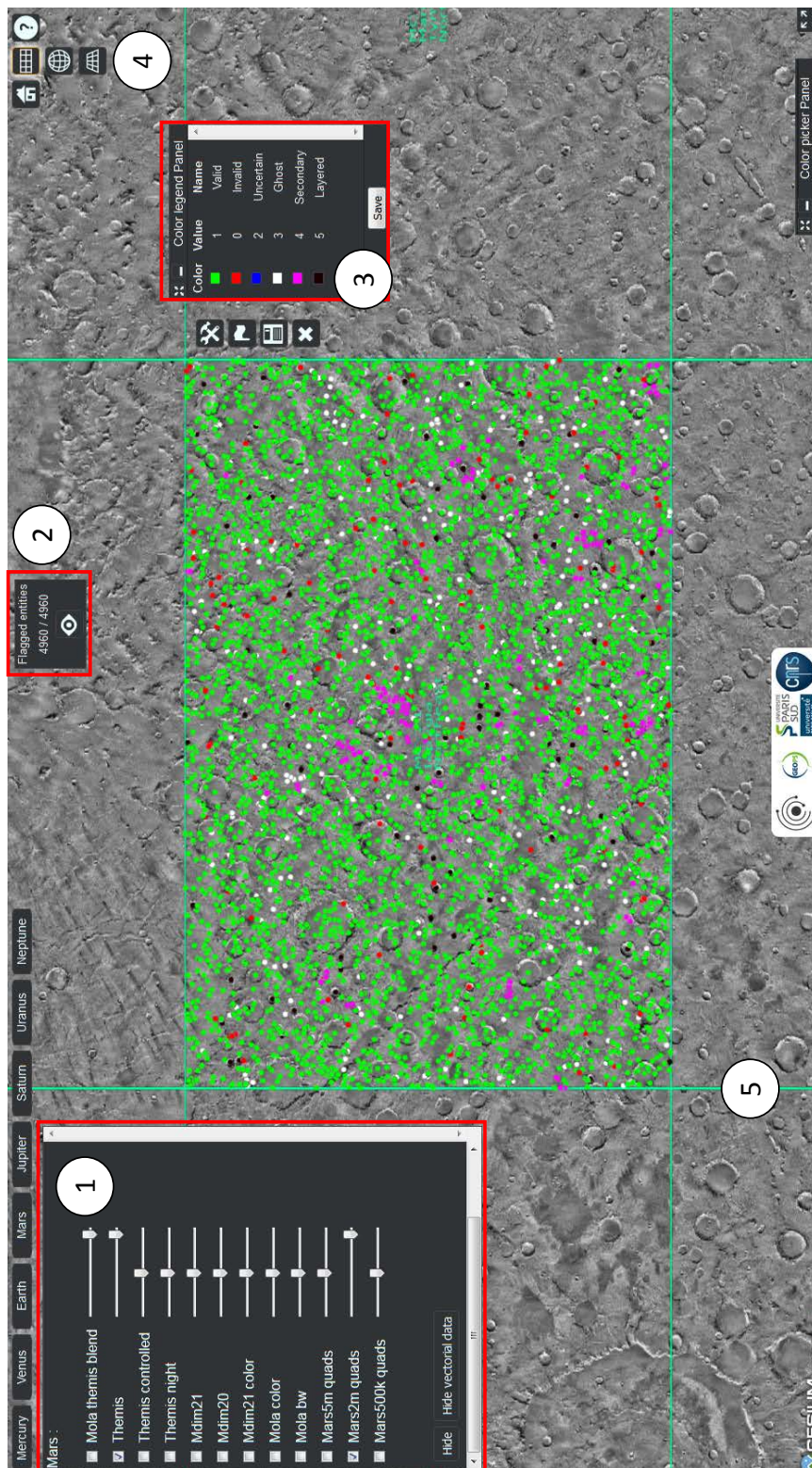


FIGURE 5.9 – Interface de révision de Cesium Viewer. Les fonctionnalités principales sont visibles sur cette figure : affiche des données (1), nombre de cratères contenus dans la partie de la base de données concernée et nombre de cratères déjà classifiés (voir section 5.3.2 (2)), panneau de légende regroupant l'ensemble de la classification (3), choix de la représentation du fond de carte en globe ou en planisphère (4), limites des quadrangles considérés pour cette étude (5).

5.3.2 Découpage et distribution de la base de données

Les seules données d’imagerie couvrant intégralement la surface de Mars à une résolution permettant d’identifier les structures de plus d’1 km étant les données THEMIS (voir section 2.1.2), c’est donc à partir de ces images que la correction de la base de données s’est effectuée (voir point 1 de la figure 5.9). Le catalogue de cratères de *Robbins and Hynek* (2012) a tout d’abord été épuré : seules les données de chaque cratère correspondant à son numéro d’identification, ses coordonnées et son diamètre ont été conservées. Puis une division du catalogue en 140 quadrangles correspondant aux quadrangles cartographiques de Mars (2M quads) définis par l’USGS a été appliquée (point 5 de la figure 5.9). Un stockage de toutes les informations dans des fichiers de type geoJSON a ensuite été effectué. Ces 140 fichiers, correspondant chacun à une partie de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012), ont ensuite été distribués à 56 correcteurs s’étant inscrits préalablement en ligne pour participer au projet. Tous font partie du domaine des sciences planétaires, de l’astronomie ou de la géologie à des niveaux différents. Le tableau ci-dessous résume la composition de l’équipe de correcteurs et dans quelle proportion la base de données a été corrigée par chaque niveau. Le détail de l’équipe est donné en Annexe C et la localisation des quadrangles révisés par chacun des membres est donnée en figure 5.11.

| niveau | nombre de personnes | nombre de cratères | pourcentage de cratères |
|----------------|---------------------|--------------------|-------------------------|
| chercheurs | 11 | 57.659 | 15 |
| postdoctorants | 2 | 11.532 | 3 |
| doctorants | 11 | 53.816 | 14 |
| étudiants | 32 | 107.632 | 28 |
| Lagain | / | 153.760 | 40 |

Chacun des correcteurs s’est vu remettre un dossier contenant différents fichiers nécessaires à la réalisation de la correction :

- un tutoriel expliquant les enjeux du projet, le fonctionnement de l’interface et la classification des cratères choisie dans le cadre de cette étude,
- un dossier « exemple » contenant un fichier brut et un fichier intégralement révisé permettant au correcteur d’avoir un grand nombre d’exemple de cratères de morphologies

différentes classés selon les critères définis au chapitre 5.2,

- un ou plusieurs fichiers bruts contenant les cratères de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012) qu’il devra corriger,
- un fichier « légende » permettant d’implémenter la classification des cratères dans l’interface.

Une fois le travail terminé, chaque correcteur rend son ou ses fichiers geoJSON terminés. J’ai pu alors entamer une vérification globale de sa correction. Le fait qu’une seule personne effectue cette vérification engendre peu de variabilité dans le résultat final. Cette variabilité sera néanmoins étudiée et quantifiée 5.4.1. Les cratères classés en « incertain » sont tous repris et un attribut leur ai donné si possible à l’aide des données THEMIS directement sur Cesium Viewer ou dans des cas plus délicats, à l’aide de données CTX si elles sont disponibles à partir de Google Earth. De manière générale, un survol global du fichier permet d’identifier si le correcteur a correctement classé les cratères ou si pour certaines classes, celui-ci a rencontré des difficultés. Une attention toute particulière à sa classification sera alors apportée et l’ensemble ou une partie de son fichier sera corrigé.

Une fois la totalité des fichiers couvrant un hémisphère, une homogénéisation de la correction est apportée. Une homogénéisation globale prenant en compte l’intégralité de la révision de la base de données est également effectuée lorsque la base couvrant les deux hémisphères de la planète ont été corrigée. La réalisation de la correction de la base de données, de l’adaptation de l’interface à la création du nouveau catalogue a au total duré 13 mois. Un résumé de la durée de chaque étape du projet est présenté en figure 5.10.

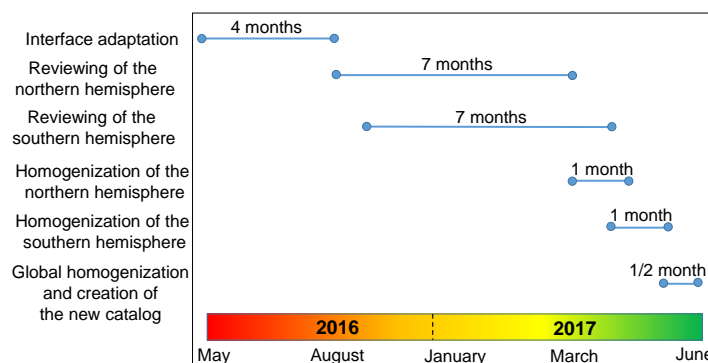


FIGURE 5.10 – Principales étapes du projet et durée de chacune d’entre-elles.

5.4 Résultats de la correction

5.4.1 Objectivité de la correction

Les morphologies des cratères présentées au chapitre 5.2, sur la figure 1.22 sont des morphologies typiques, facilement reconnaissable et qui ne peuvent être sujet à discussion. Toutefois, dans la majorité des cas, les cratères présents à la surface de Mars arborent des morphologies beaucoup plus complexes dans le sens où une analyse morphologique plus poussée est nécessaire à la classification. L'expérience de chacun des correcteurs vis à vis de la géomorphologie des structures d'impact étant très différente, il se peut qu'il y ait une grande variabilité dans la correction de la base de données en fonction de chacun (*Kirchoff et al.*, 2011; *Robbins et al.*, 2014, 2015).

Afin d'évaluer cette variabilité, et par extension, l'objectivité de la révision de la base de données, deux études parallèles ont été menées sur la correction de trois quadrangles (voir figure 5.12). Deux de ces régions ont été corrigées par deux étudiants, M. Ciocco et B. Bedos, tous deux novices dans l'étude de la morphologie des cratères. L'autre quadrangle a été révisé par S. Bouley puis corrigé par moi-même afin de déterminer la variabilité de la révision entre deux correcteurs ayant une plus grande expérience dans l'analyse morphologique des structures d'impact.

Ces trois régions ont été choisies pour leur diversité de morphologie des cratères qu'elles présentaient ainsi que leur contexte régional, tous très différents. La région révisée par S. Bouley se situe sur les basses plaines de l'hémisphère nord (et nommée « N » dans la suite de ce chapitre). Localisée à proximité du cratère Lyot, elle présente potentiellement de nombreux cratères secondaires émis par celui-ci. Cette région présente 2285 cratères. La région révisée tout d'abord par M. Ciocco puis B. Bedos se situe au niveau de la dichotomie, à l'est de Valles Marineris (nommée « W » dans la suite de ce chapitre) et contient 4878 cratères. Il s'agit d'une région accidentée présentant de nombreuses structures tectoniques pouvant potentiellement contenir de nombreuses fausses détections et de cratères fantômes. Le quadrangle à l'est a lui été révisé par B. Bedos puis M. Ciocco et couvre principalement les hauts plateaux de l'hémisphère sud

CHAPITRE 5. LA BASE DE DONNÉES DE CRATÈRES MARTIENS, UN OUTIL INDISPENSABLE À LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE DE LA PLANÈTE ROUGE

(nommé « E » dans la suite de ce chapitre) avec 5132 cratères. Il peut potentiellement présenter de nombreux cratères fantômes.

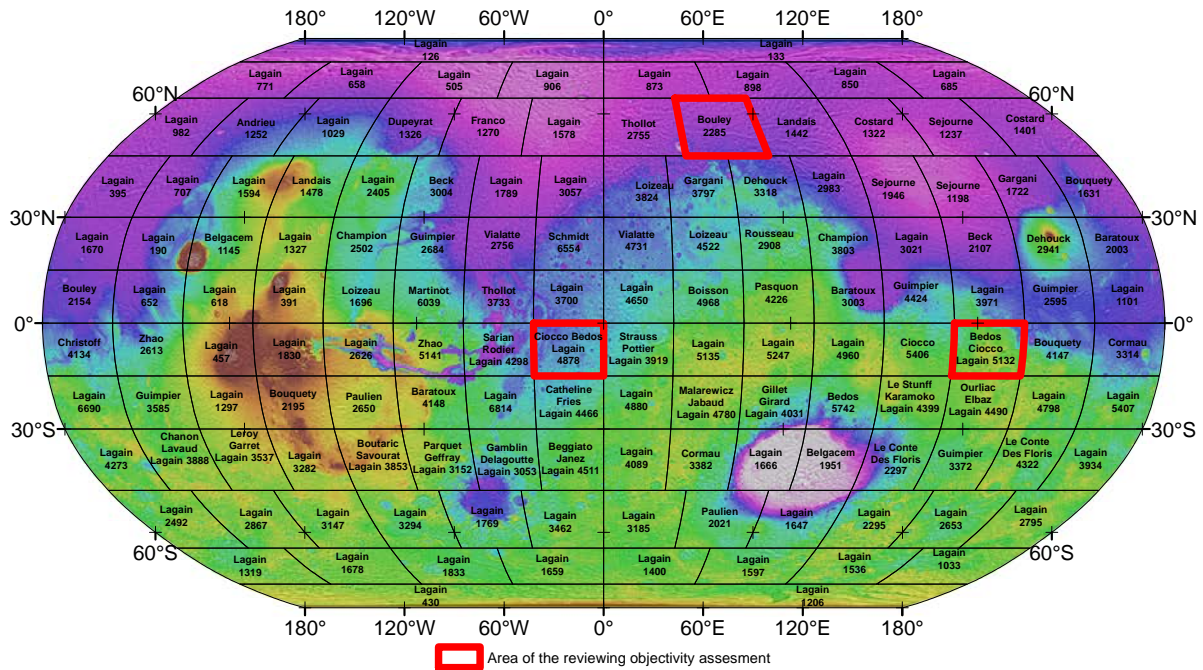


FIGURE 5.12 – Quadrangles d'évaluation de l'objectivité de la révision de la base de données de *Robbins and Hynek*, 2012.

La figure 5.13 présente schématiquement les différentes versions de la correction qui ont été comparées entres-elles pour chacun des quadrangles. Le pourcentage de différences entre les versions est également indiqué.

La correction de la région N présente 31 % de différence entre la révision de S. Bouley et la correction que j'ai moi-même apporté à sa version. La moitié de la différence de classification des cratères entre ces deux versions concerne les cratères à éjecta lobés. En effet, S. Bouley a identifié 432 layered sur cette région. Seulement 78 d'entres-eux ont été retenus comme étant des layered après correction. Cette différence s'explique par la grande représentativité des SLEPC pris en compte par S. Bouley au sein de ce quadrangle. La confusion entre SLEPC et LERS est courante puisque ces deux morphologies possèdent des critères de reconnaissance relativement proches. L'autre moitié de la différence de correction concerne principalement l'identification des cratères secondaires. En effet, la zone située près du cratère Lyot présente de nombreuses structures circulaires toutes alignées vers le centre du cratère Lyot. Ces structures sont très ir-

régulières et ont été classés par S. Bouley comme étant des fausses détections. Or, même si ces objets ont une morphologie relativement éloignée de celle d'un cratère d'impact, il n'en reste pas moins que le contexte régional dans lequel ces structures s'inscrivent nous indique qu'il s'agit de cratères secondaires issus de la projection de matériel au moment de l'impact ayant formé le cratère Lyot.

La correction des régions W et E présentent environ les mêmes pourcentages de différence avant et après l'étape de correction : en moyenne 23 % avant correction et 1,6 % après correction. Les différences entre M. Ciocco et B. Bedos s'expliquent principalement par l'identification des cratères fantômes et secondaires. En effet, une sous-estimation générale des cratères secondaires sur ces deux régions a été effectuée par B. Bedos tandis que M. Ciocco a généralement surestimé les cratères fantômes. La distinction de ces deux types est en effet peu évidente dans la majorité des cas. La classification des cratères secondaires et des fantômes nécessite d'analyser la morphologie du cratère en question à l'échelle locale mais aussi de regarder le contexte régional. Ces deux approches complexifient la révision d'où la nécessité d'une vérification et d'une correction après le rendu des fichiers des différents correcteurs.

La comparaison entre deux versions d'un même fichier révisé par deux personnes différentes puis corrigé par moi-même montre une bonne cohérence. En effet, la différence entre deux fichiers corrigés est d'en moyenne 1,6 %. En d'autres termes, sur les 10.000 cratères que comptent l'ensemble des fichiers W et E, seuls environ 160 cratères n'ont pas été classés de la même manière. Cette différence est relativement faible mais traduit le fait que les critères permettant de classer les cratères selon leur morphologie n'est pas assez précise pour atteindre un degré de différence proche de 0. En effet, les critères décrits au chapitre 5.2 permettent de classer la grande majorité des cratères mais pour certains, dont la morphologie est ambiguë comme certains cratères secondaires, fantômes ou layered, l'interprétation de la morphologie peut s'avérer aléatoire. De manière générale aucune classification ne sera suffisamment précise et objective pour classer l'ensemble des structures d'impact selon leur morphologie sans que les résultats ne soient soumis à débats pour certains cratères. Ces résultats doivent être pris en compte lors de l'utilisation de la base de données révisée.

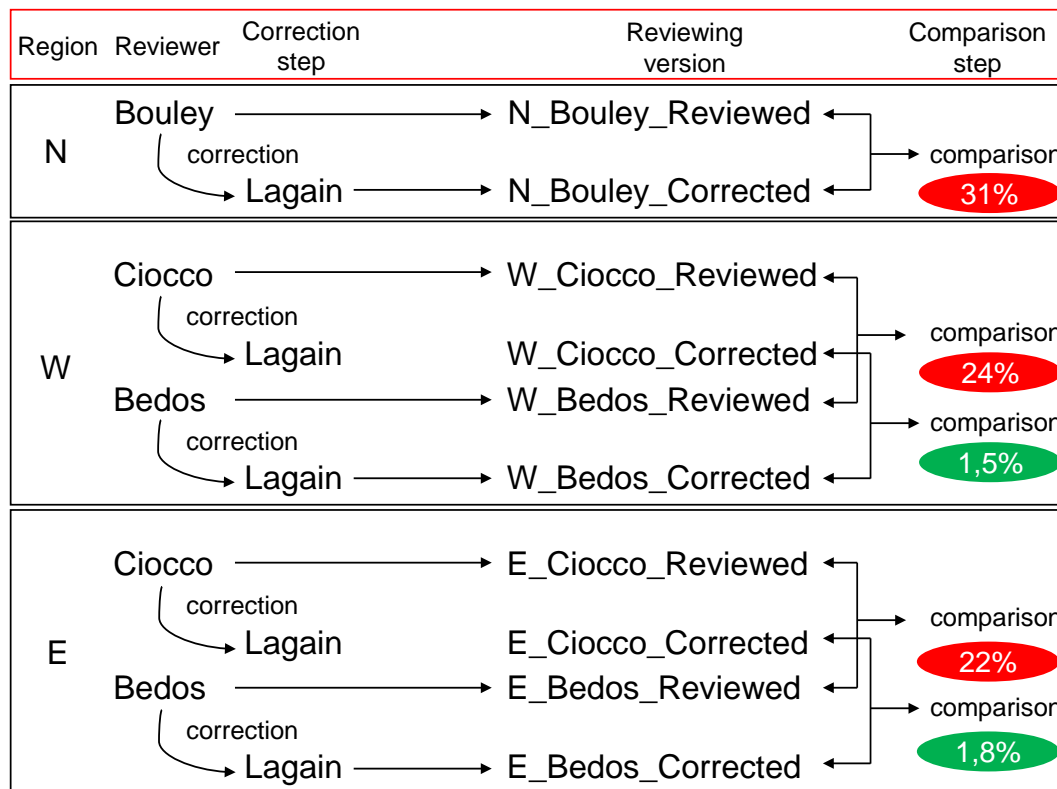


FIGURE 5.13 – Schéma récapitulatif de la comparaison des versions de la correction des trois quadrangles. Les pourcentages indiquent la différence entre chaque version.

5.4.2 Résultats généraux

La répartition du travail de correction de la base de données a permis à 57 correcteurs de participer au projet et de diminuer considérablement le temps de travail. Une correction supplémentaire de chaque quadrangle a été apportée afin de réduire les disparités d'interprétation morphologique des structures d'impact. Une homogénéisation globale de l'ensemble de la base de données a ensuite été apportée. Cette étude a permis, parmi les 384.399 cratères contenus dans la base de *Robbins and Hynek* (2012), d'identifier 8145 fausses détections ce qui correspond à près de 2,1% de l'ensemble du catalogue. Quelques exemples de ces fausses détections sont donnés en figure 5.15.

De nombreux cratères de plus d'1 km de diamètre ont également été ajoutés à la base (185), portant le nombre total d'objets à 384.584 (en comptant les fausses détections). Le tableau ci-dessous récapitule le nombre de cratères classés dans chaque catégories.

| Catégorie | Nombre | Pourcentage par rapport à l'ensemble de la base de données |
|------------------|--------|--|
| Valide | 288155 | 74,9 % |
| Layered | 8445 | 2,2 % |
| Fantôme | 24530 | 6,4 % |
| Secondaire | 55309 | 14,4 % |
| Fausse détection | 8145 | 2,1 % |

Les cartes suivantes montrent la répartition des cratères dans chaque catégorie.

On distingue très nettement sur la figure présentant les cratères valides (voir figure 5.16) les régions présentant une densité de cratères importante de celles quasiment dépourvues de cratères de plus d'1 km de diamètre comme le dôme de Tharsis, le fond de Valles Marineris, le plancher d'Hellas Planitia et d'Argyre Planitia, Arcadia Planitia et le sud-est d'Elysium Mons. Toutes ces provinces sont relativement récentes et sont datées de l'Amazonien supérieur à l'Hespérien supérieur (pour le fond d'Hellas et d'Argyre) selon *Tanaka et al.* (2014b).

Les figures 5.17 et 5.21.b présentent la distribution des cratères classés en layered. Les régions très récentes comme le dôme de Tharsis, le plancher d'Hellas Planitia ou encore le sud-est d'Elysium Mons présentent un déficit de ce type de cratères. Les layered sont principalement concentrés au niveau de Lunae Planum, Tempe Terra, Terra Sabae, Syrtis Major et sur la Vastitas Borealis Formation. Cette distribution confirme celle des LERS de plus de 5 km de diamètre établie par *Costard* (1989) à l'aide des données Viking.

Les cratères fantômes sont essentiellement présents sous la dichotomie, dans l'hémisphère sud, comme l'illustrent les figures 5.18 et 5.21.c. Ce type de structures se localisent généralement sur les terrains anciens d'âge Noachien ou Hespérien inférieur, très dégradés comme Noachis Terra, le nord de Terra Sirenum, l'ouest de Syrtis Major, Meridiani Planum et Tempe Terra.

Les cratères secondaires sont principalement répartis à proximité des grands cratères d'impact comme Lomonosov, Lyot et Mie situés dans l'hémisphère nord mais aussi Lowell et Gale dans l'hémisphère sud (voir figures 5.19 et 5.21.d). La distribution de cette catégorie de cratères situés au-dessus de la dichotomie, dans l'hémisphère nord, est proche de celle des pseudocratères établis par *Mutch et al.* (1976) et reprise par *Costard* (1989). Analogues à certains dômes volcaniques terrestres (voir figure 5.14), ces structures sont des modelés périglaciaires

et sont interprétés comme étant des petits dômes volcaniques surmontant un pergélisol riche en glace (Frey *et al.*, 1979; Greeley and Fagents, 2001; Lanagan *et al.*, 2001). Ils sont généralement regroupés à la surface de Mars sous forme d'immenses champs à proximité de gros cratères d'impact et sont constitués d'un cratère sommital quasi-circulaire. Leur distinction avec de véritables cratères secondaires est donc particulièrement délicate puisque les critères morphologiques de ces deux types d'objets géologiques sont quasi-similaires. Il se peut que dans leur catalogue, Robbins and Hynek (2012) aient identifiés ces pseudo-cratères comme des cratères secondaires. Les données THEMIS seules sont insuffisantes pour distinguer ces deux structures. Une analyse morphologique plus poussée de ces régions au moyen de données topographiques à haute résolution devra donc être effectuée à l'avenir afin d'écarter les pseudo-cratères de la base de données.

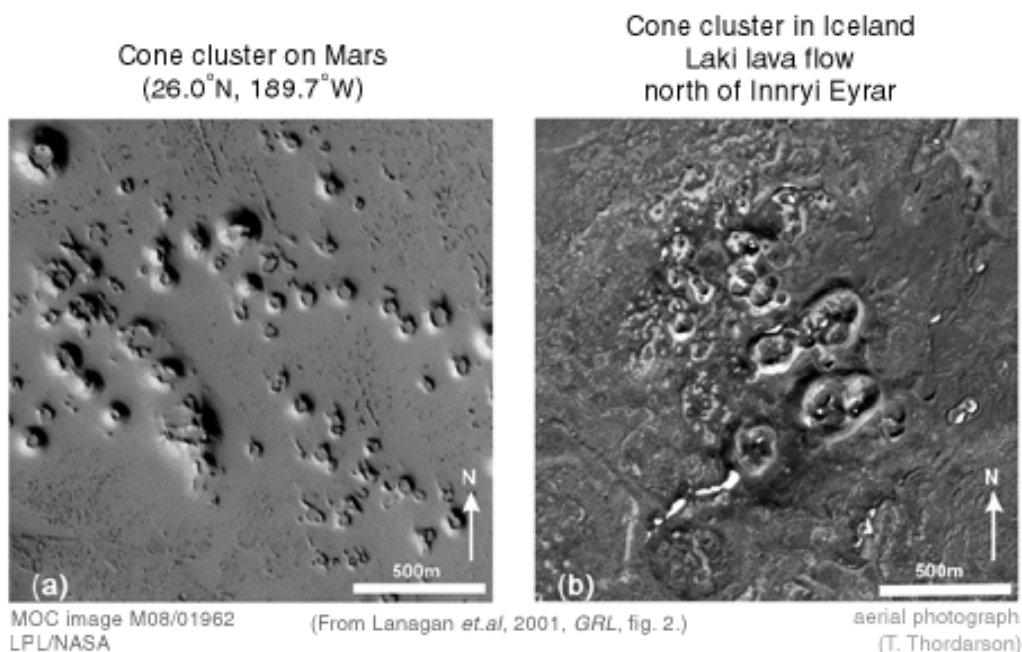


FIGURE 5.14 – Champs de pseudo-cratères martiens (a) et terrestres (b). D'après Lanagan *et al.* (2001).

Les fausses détections sont quant à elles concentrées au niveau des régions présentant une grande concentration de structures tectoniques comme Sinai Planum, Noctis Fossae, Noctis Labyrinthus, Lunae Planum, les régions bordant la dichotomie et présentant des structures d'effondrement ainsi que les zones situées près des pôles où des modèles périglaciaires sont présentes dans une grande proportion (voir figures 5.20 et 5.21.e).

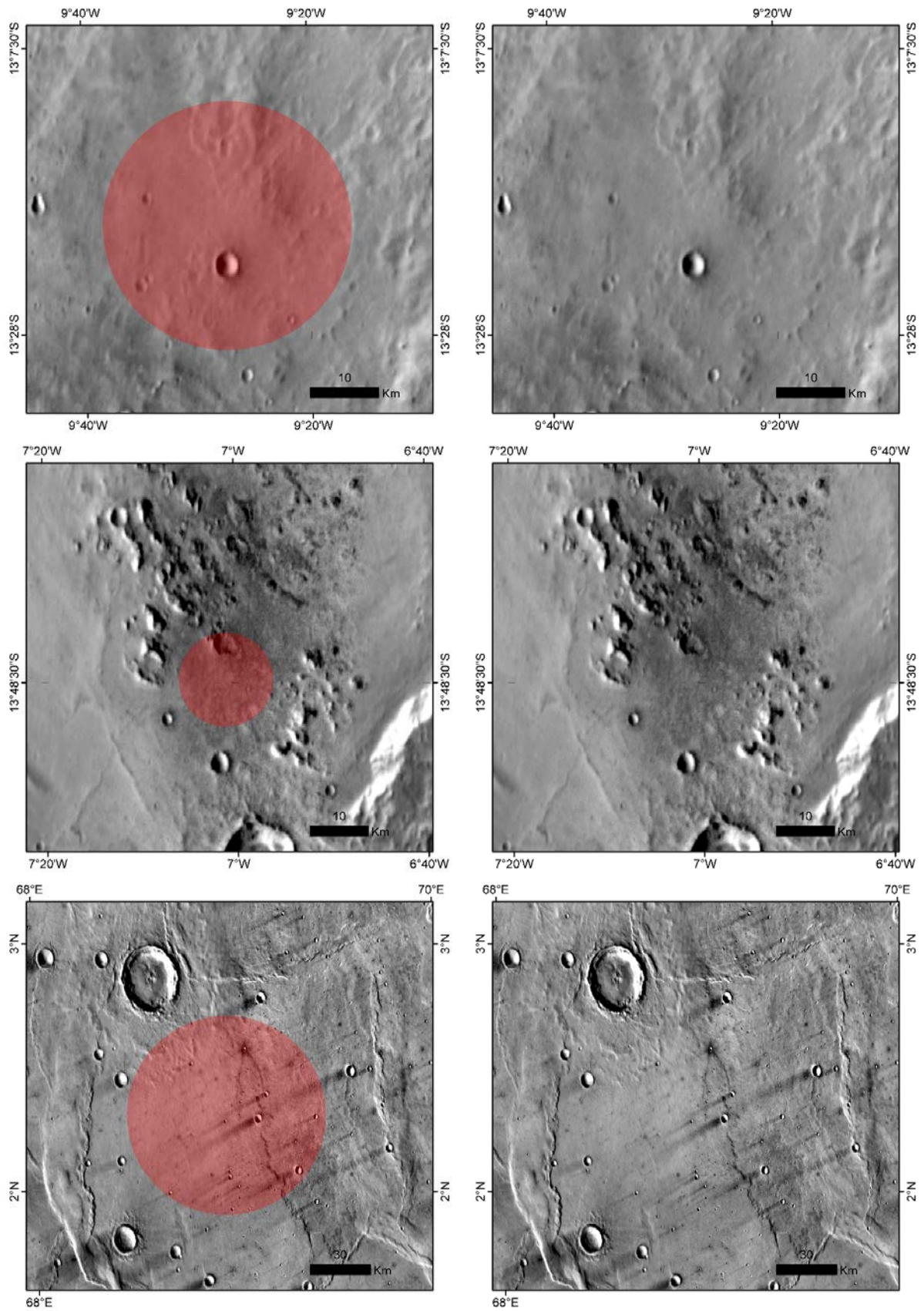


FIGURE 5.15 – Exemples de trois fausses détections contenues dans la base de données de cratères de *Robbins and Hynes* (2012).

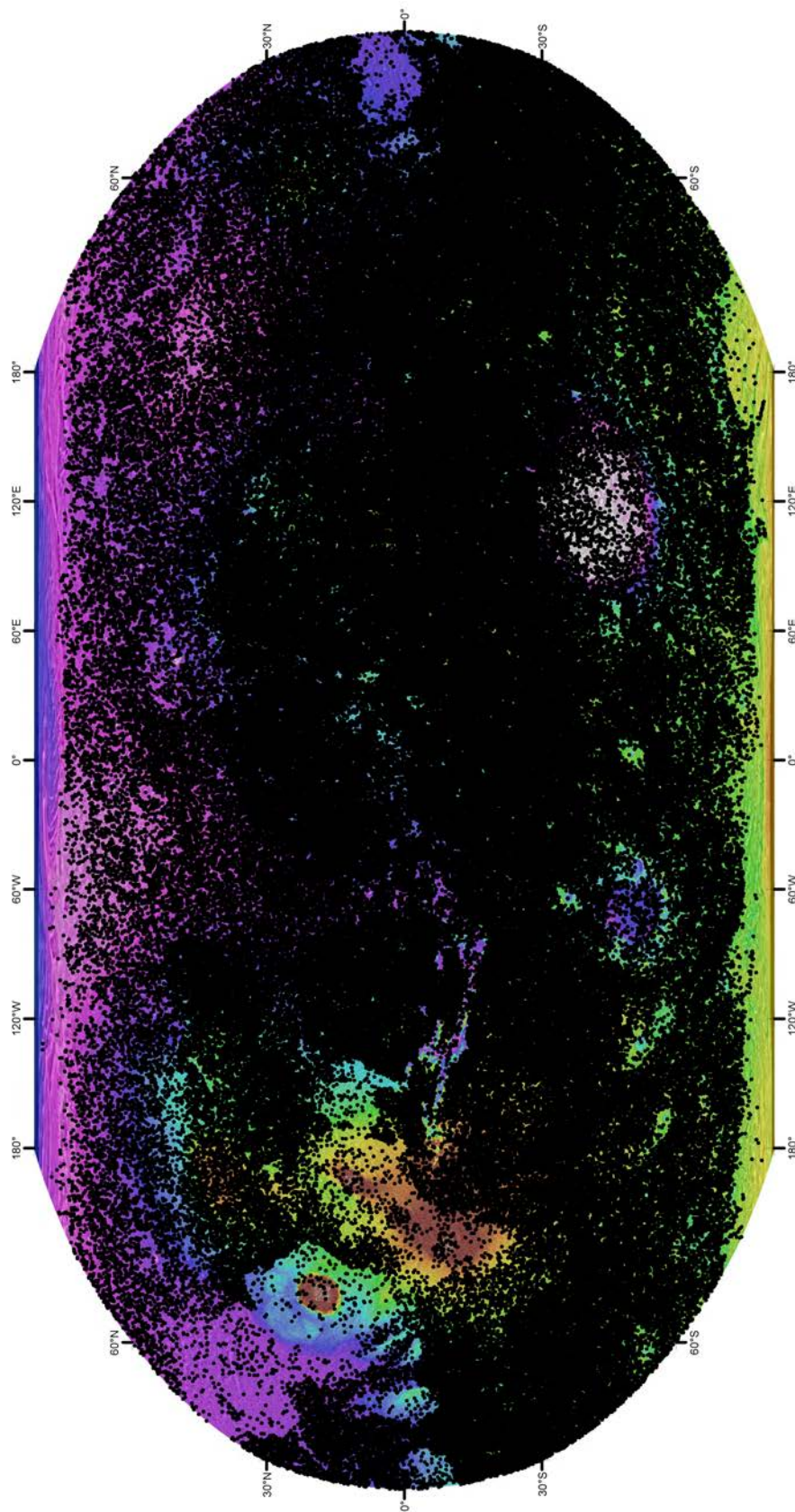


FIGURE 5.16 – Répartition des cratères classés dans la catégorie valide à l'échelle globale de Mars.

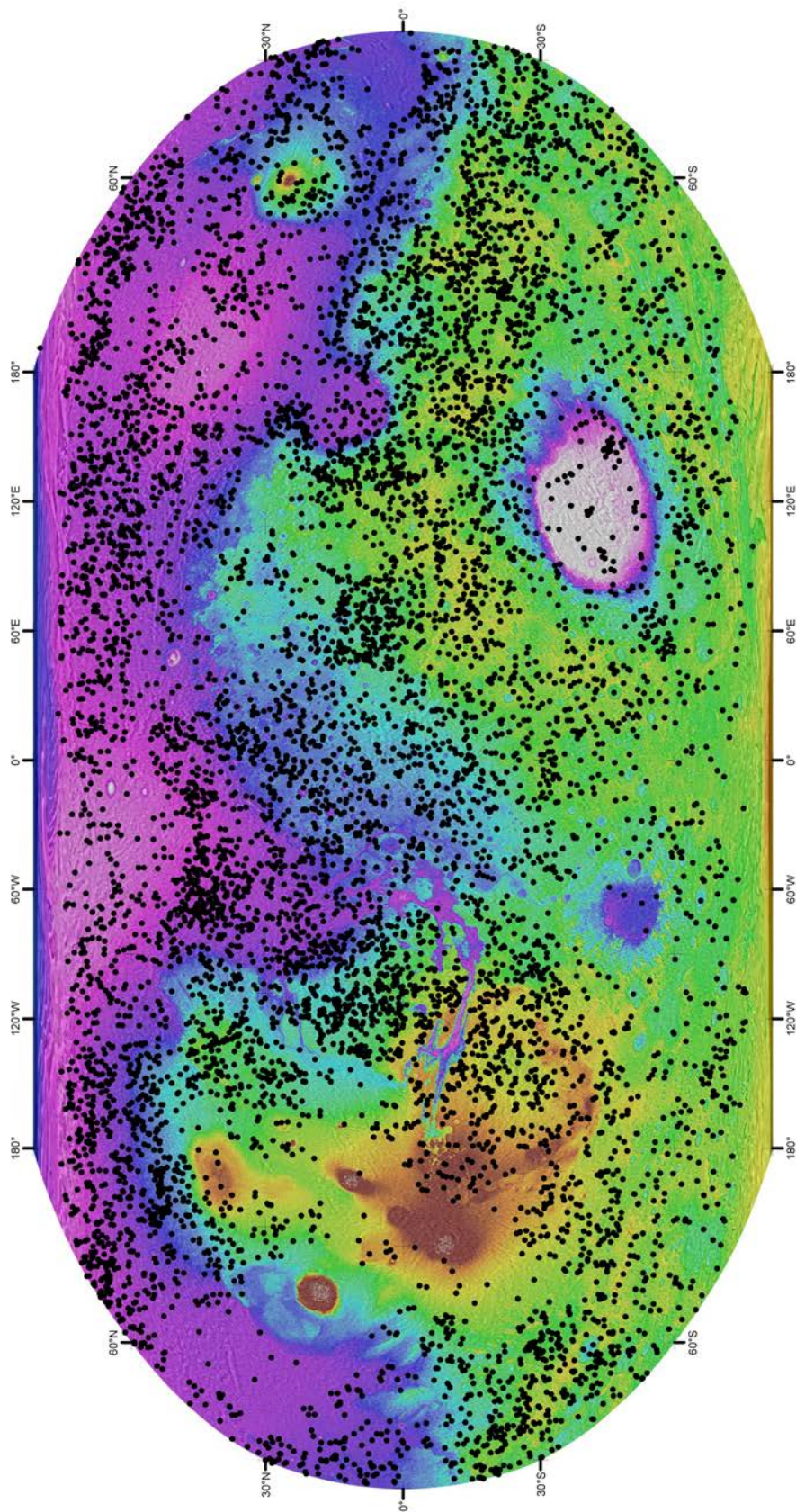


FIGURE 5.17 – Répartition des cratères classés dans la catégorie layered à l'échelle globale de Mars.

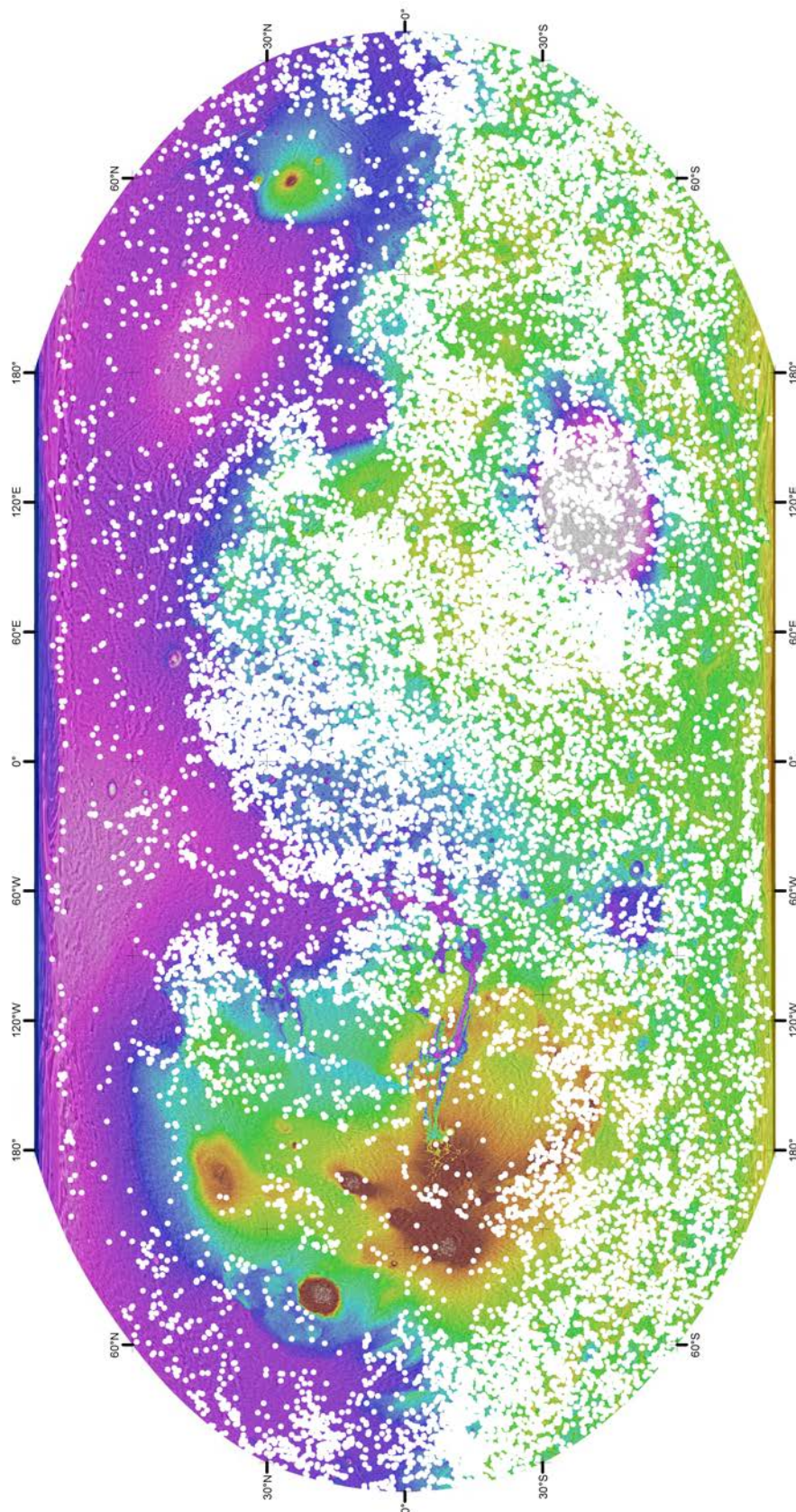


FIGURE 5.18 – Répartition des cratères classés dans la catégorie fantôme à l'échelle globale de Mars.

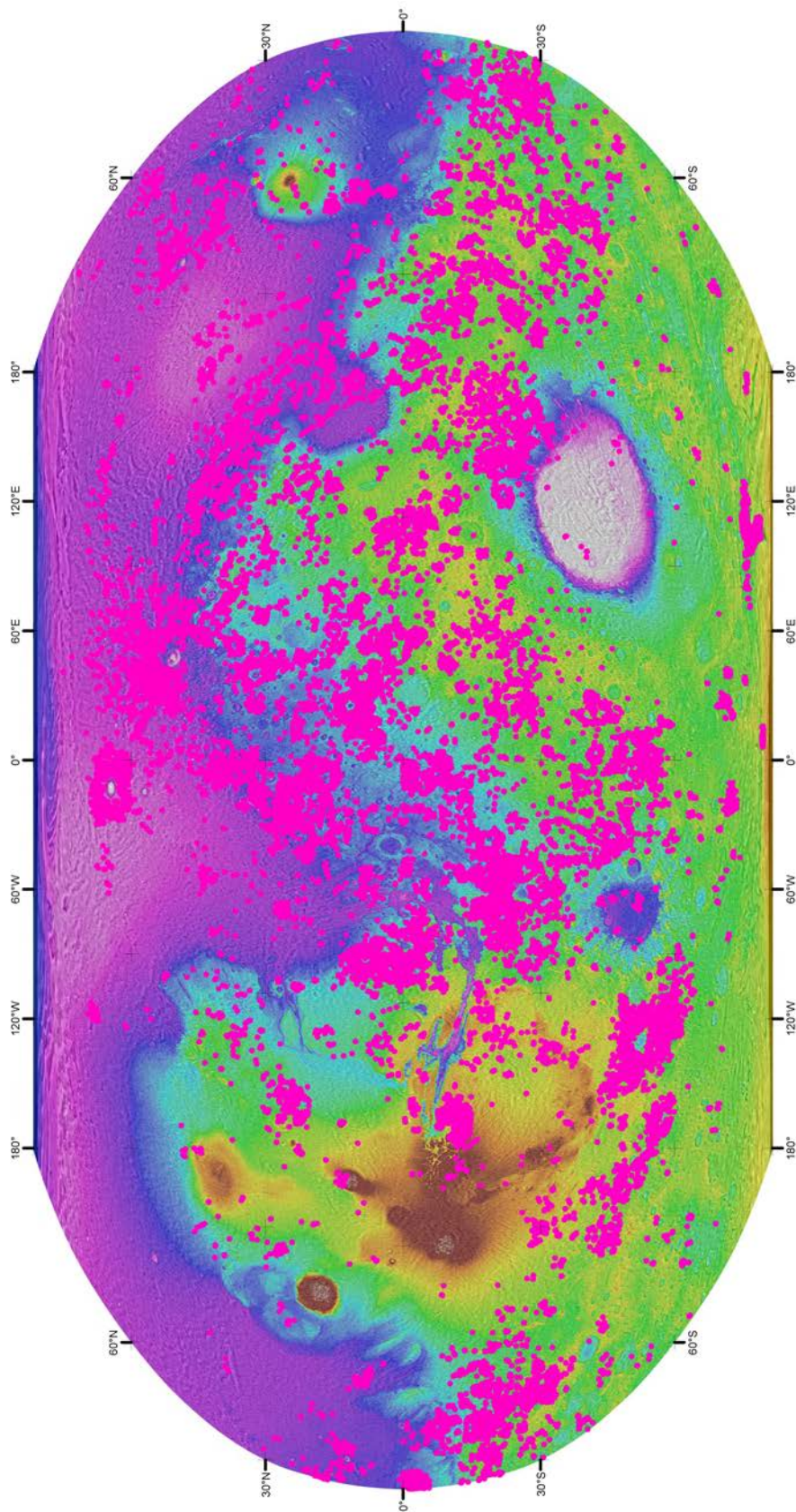


FIGURE 5.19 – Répartition des cratères classés dans la catégorie secondaire à l'échelle globale de Mars.

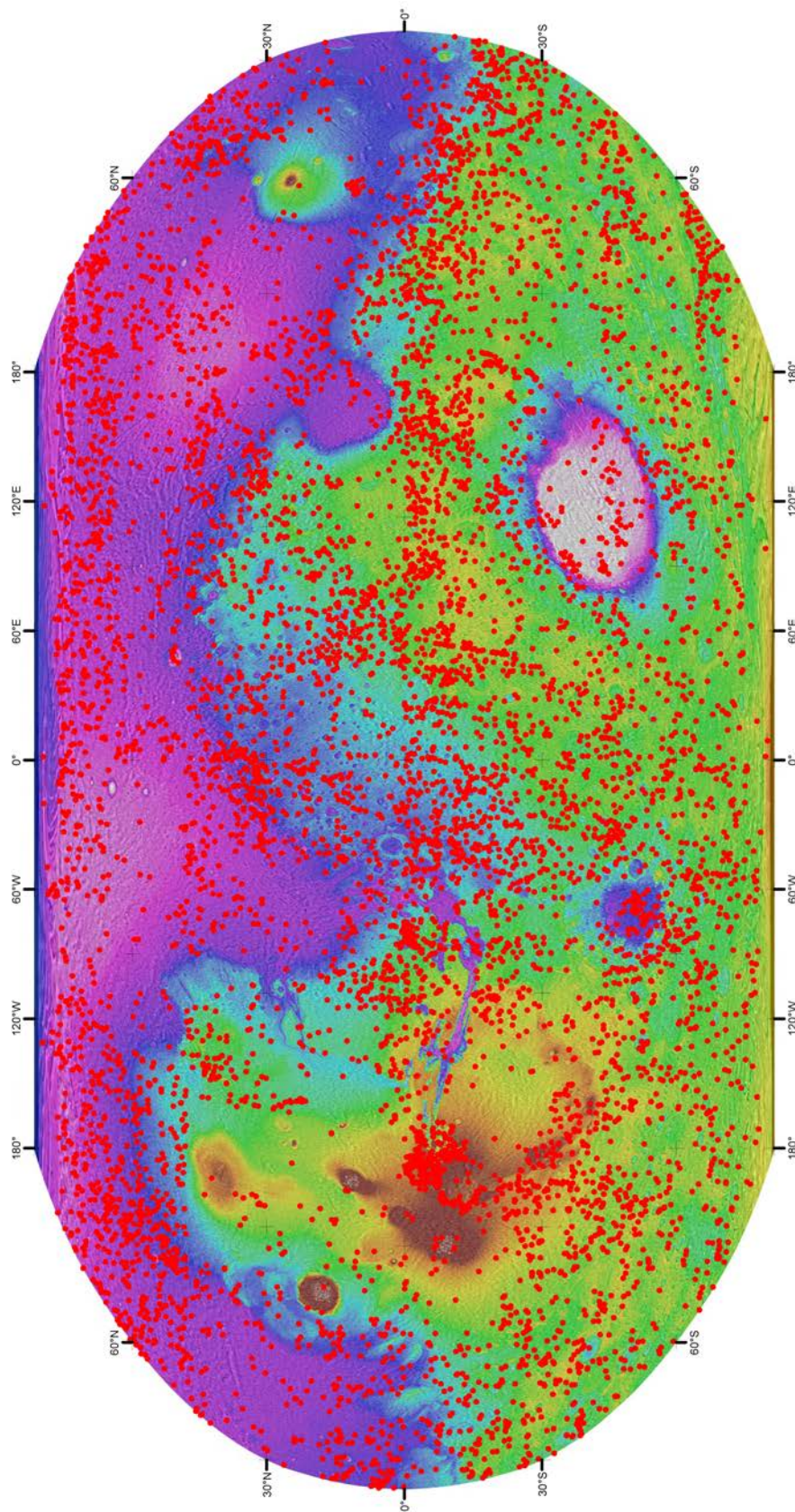


FIGURE 5.20 – Répartition des fausses détections à l'échelle globale de Mars.

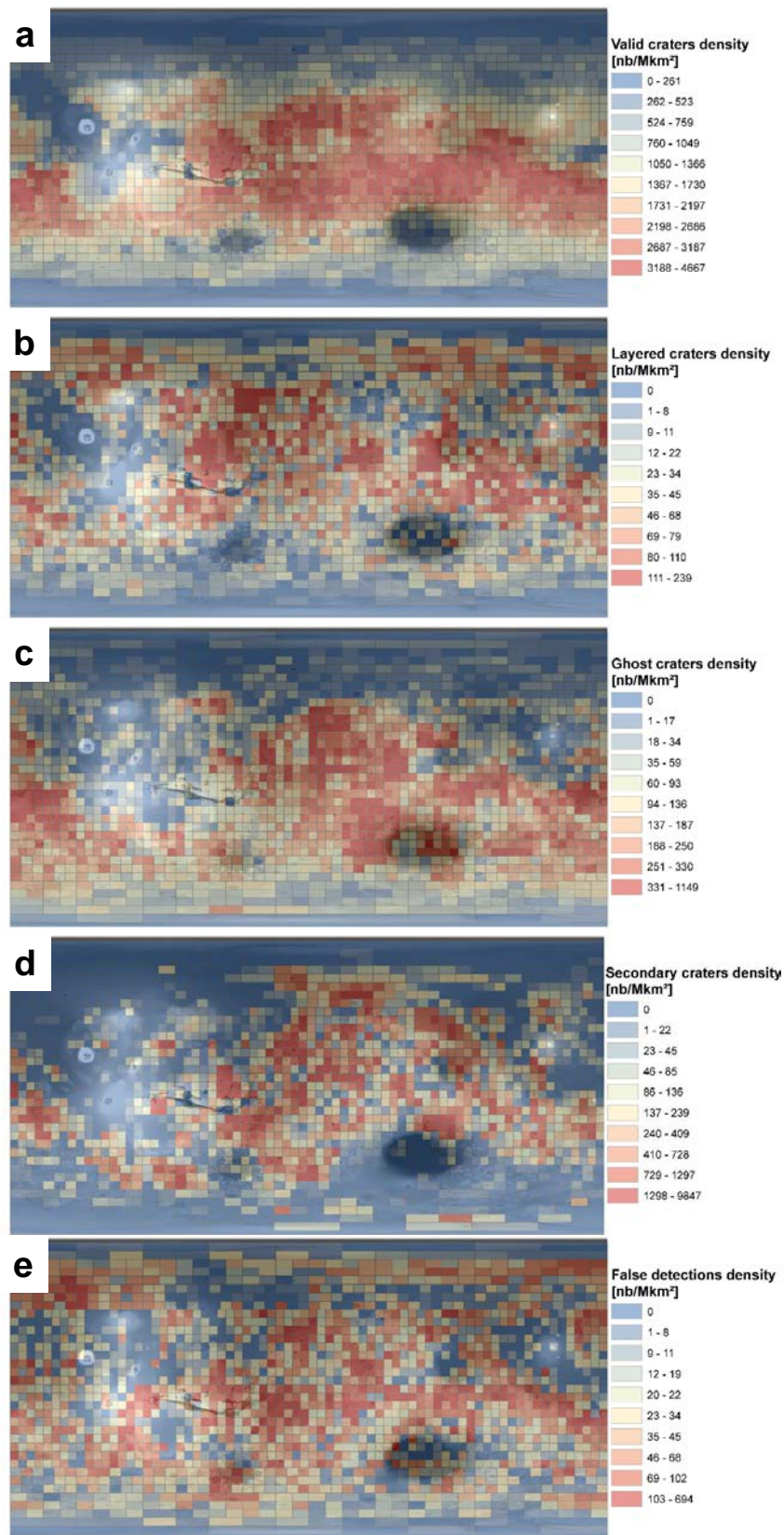


FIGURE 5.21 – Cartes représentant la densité des cratères en nb/million de km² en fonction de leur type. a : Cratères valides. b : Cratères layered. c : cratères fantômes. d : Cratères secondaires. e : Fausses détections.

5.4.3 Âges des surfaces martiennes issus de la base de données

5.4.3.1 Âges des surfaces à l'échelle globale

Si l'on souhaite utiliser cette base de données corrigée pour dater la formation d'une surface martienne, seuls les cratères valides et layered doivent être pris en compte. Par conséquent, près de 23 % des cratères du catalogue de *Robbins and Hynek* (2012) doivent être écartés. Afin de comparer à l'échelle globale les âges produits par le catalogue de *Robbins and Hynek* (2012) et ceux que nous proposons, des cartes de densité de cratères ($N \geq 1 \text{ km}$) peuvent être construites puis converties en âge dans un premier temps dans le système de chronologie d'*Hartmann* (2005).

La figure 5.23 présente l'âge des surfaces martiennes déduit de la densité des cratères de plus d'1 km - $n(\geq 1 \text{ km})$ - contenus dans la nouvelle base de données. Seuls les cratères valides et layered ont été pris en compte. L'âge des terrains déduit de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012) est présenté sur la figure 5.22. Cette fois-ci, faute de distinctions entre les cratères à prendre ou à ne pas prendre en compte lors d'une datation, tous les cratères de ce catalogue ont été pris en compte dans le calcul de densité spatiale. Enfin, la figure 5.24 permet d'apprécier la différence des âges produits par l'utilisation des deux bases de données. Les calculs de densité spatiale de cratères ont été réalisés à partir de la grille cartographique de Mars 500k distribuée par l'USGS. Cette grille comporte 1963 cellules et permet d'avoir une résolution suffisante pour observer des variations d'âge à l'échelle globale.

Les âges produits par le nouveau catalogue sont nécessairement inférieurs à ceux produits par la base de *Robbins* car un nombre considérable de cratères dans chaque cellule n'a pas été pris en compte dans le calcul de densité spatiale (23 % de la base comprenant les fausses détections, les cratères secondaires et fantômes). Même si plus d'une centaine de cratères ont été ajoutés, le nombre de nouveaux cratères contenus dans le catalogue par cellule de calcul est toujours inférieur ou égal au nombre de cratères non pris en compte par rapport à la base de *Robbins*. L'hémisphère sud est l'une des régions présentant le plus de différences entre les âges issus de la base de *Robbins* et celle que nous proposons. En effet, étant donné l'importance de la

représentativité des cratères fantômes (voir figure 5.21.c) sur ces régions, la diminution de l'âge des terrains avec notre base de données est indubitablement très importante. Il en va de même des régions où la cratérisation secondaire est très importante comme à proximité des cratères Lomonosov et Lyot (voir figure 5.21.d). La grande variation d'âge au niveau de Noctis Labyrinthus visible sur la figure 5.24 s'explique par la grande concentration de fausses détections (voir figure 5.21.e).

Ces cartes d'âges à l'échelle globale ont été déterminées à partir du système de chronologie d'*Hartmann* (2005). Nous avons vu au chapitre 3 que les âges des surfaces martiennes sont dépendantes du modèle de chronologie utilisé. La détermination d'un nouveau flux d'impact à partir de la mesure des âges des cratères à éjecta lobés situés sur Acidalia Planitia met en avant une augmentation drastique du flux durant les 500 derniers millions d'années¹. Ce modèle prend en compte les collisions récentes dans la ceinture d'astéroïdes et modifie profondément l'âge des surfaces martiennes que l'on peut mesurer par le comptage des cratères (*Lagain et al.*, 2017a). Nous avons donc converti les âges des différentes cartes établies avec la chronologie d'*Hartmann* (2005) dans le système de chronologie que nous proposons. La figure 5.25 présente les âges issus de la base de Robbins à partir de notre système de chronologie et la figure 5.26 illustre les âges déduits de notre base de données avec notre modèle d'âge. Enfin la figure 5.27 présente la différence entre ces deux dernières cartes. L'application d'un tel flux d'impact a pour effet d'augmenter la proportion des terrains très anciens et très récents. Les terrains dont l'âge était environ égal à 2 Ga dans le système de chronologie d'*Hartmann* représentent une surface beaucoup moins importante dans notre modèle de chronologie. Cette observation sera détaillée dans la section 6.4.

1. La détermination de ce flux s'est faite par le biais d'un test d'autocohérence des mesures d'âge des cratères de plus de 5 km de diamètre sur Acidalia Planitia. Il apparaît néanmoins que cette méthode fait face à un problème de logique (voir section 3.5), le résultat obtenu met plutôt en avant une modification de la fonction de production des cratères de l'ordre de la centaine de mètres de diamètre. L'application du flux d'impact vu au chapitre 3 au sein de cette étude sur la correction du catalogue de cratères martiens est donnée à titre d'exemple afin d'apprécier les modifications d'âge de surface que peuvent entraîner un modèle de chronologie non constant à l'échelle globale de la planète.

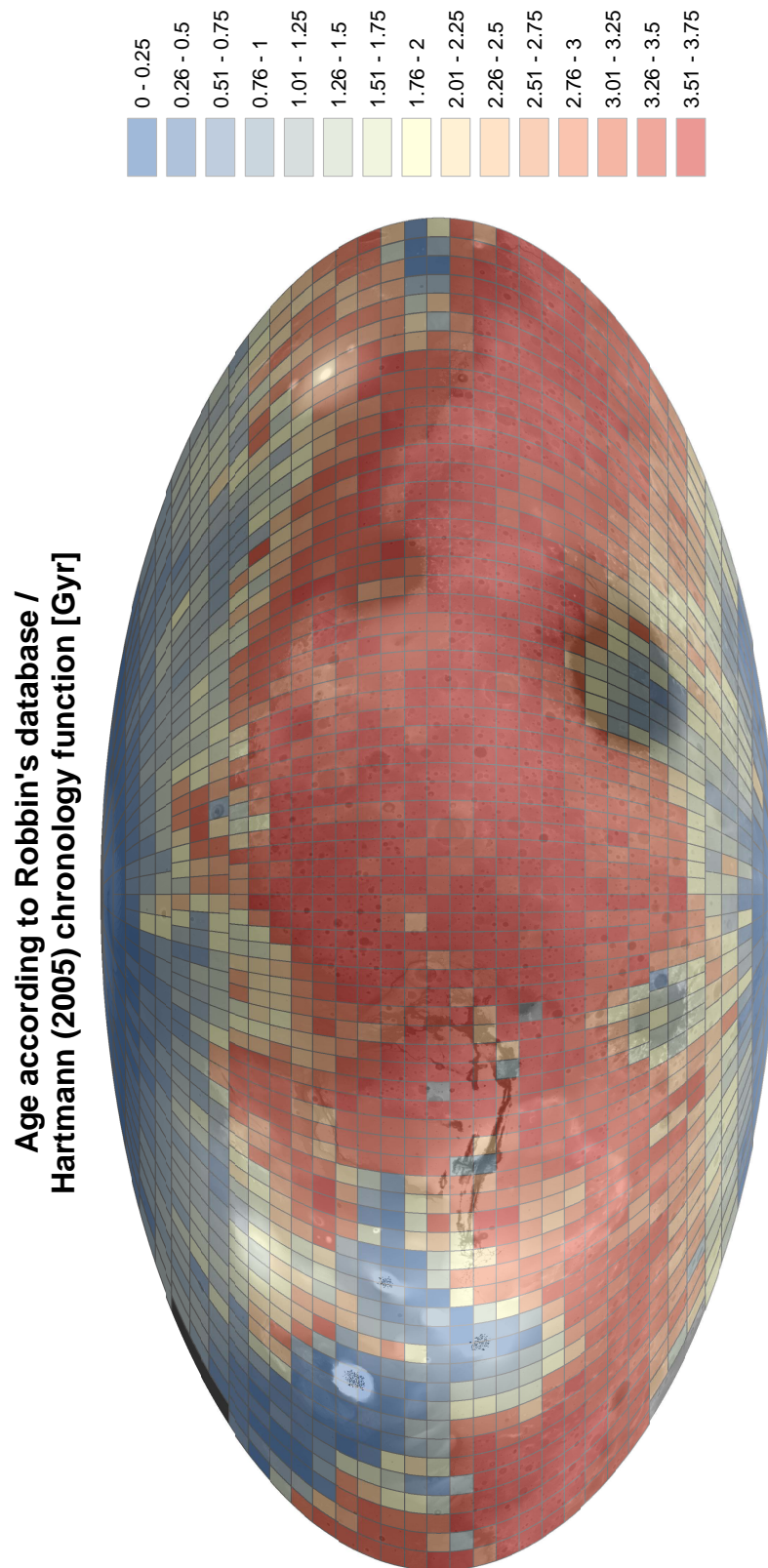


FIGURE 5.22 – Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatiale des cratères de plus d'1 km de diamètre contenus dans la base de données de *Robbins and Hynes* (2012). Le système de chronologie utilisé est celui d'*Hartmann* (2005).

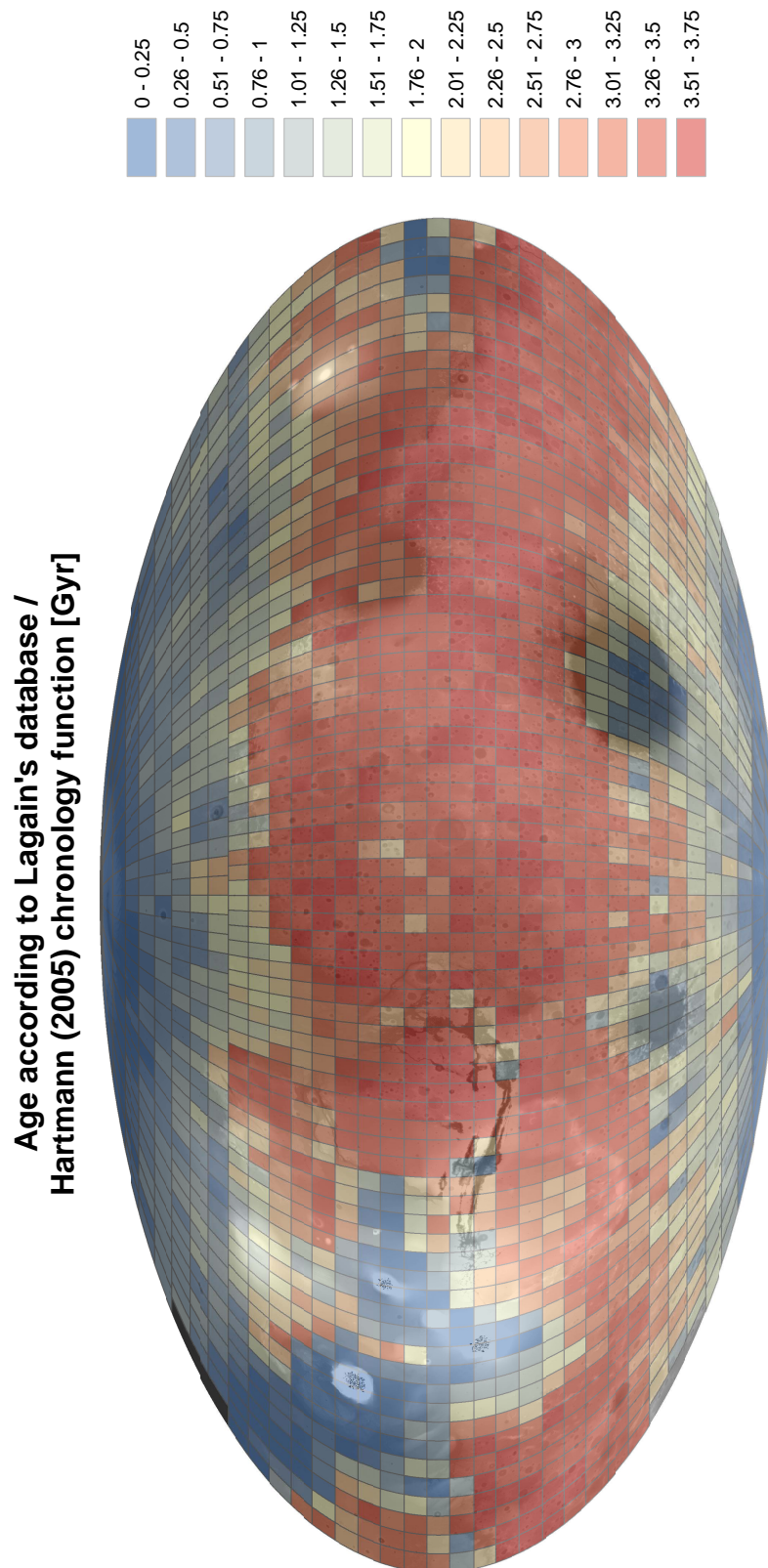


FIGURE 5.23 – Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatial des cratères de plus d'1 km de diamètre classés en valide et en layered dans la base de données de cratères révisée. Le système de chronologie utilisé est celui d'*Hartmann* (2005).

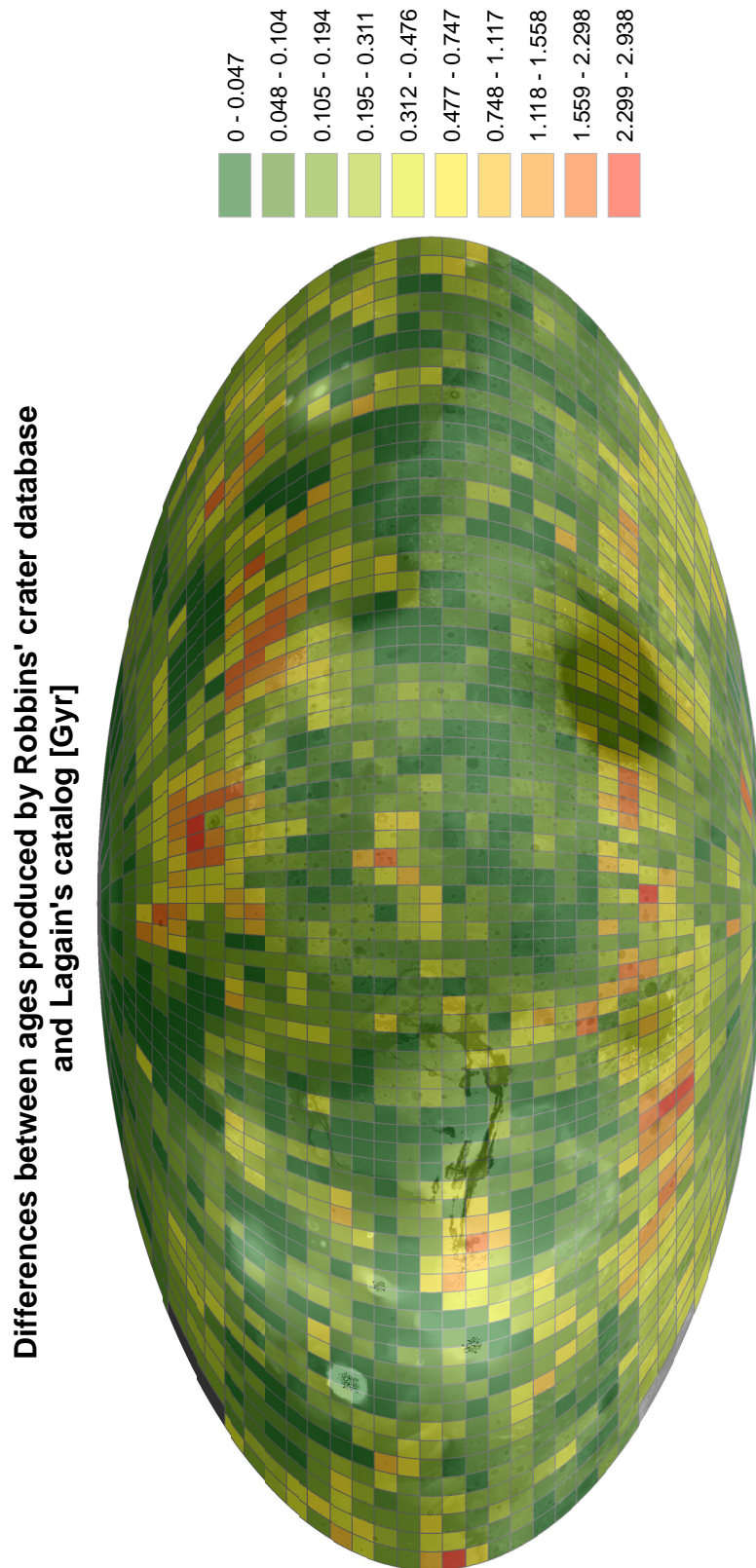


FIGURE 5.24 – Différences des âges produits à partir des cratères de la base de Robbins et celle que nous proposons selon la chronologie d'*Hartmann* (2005).

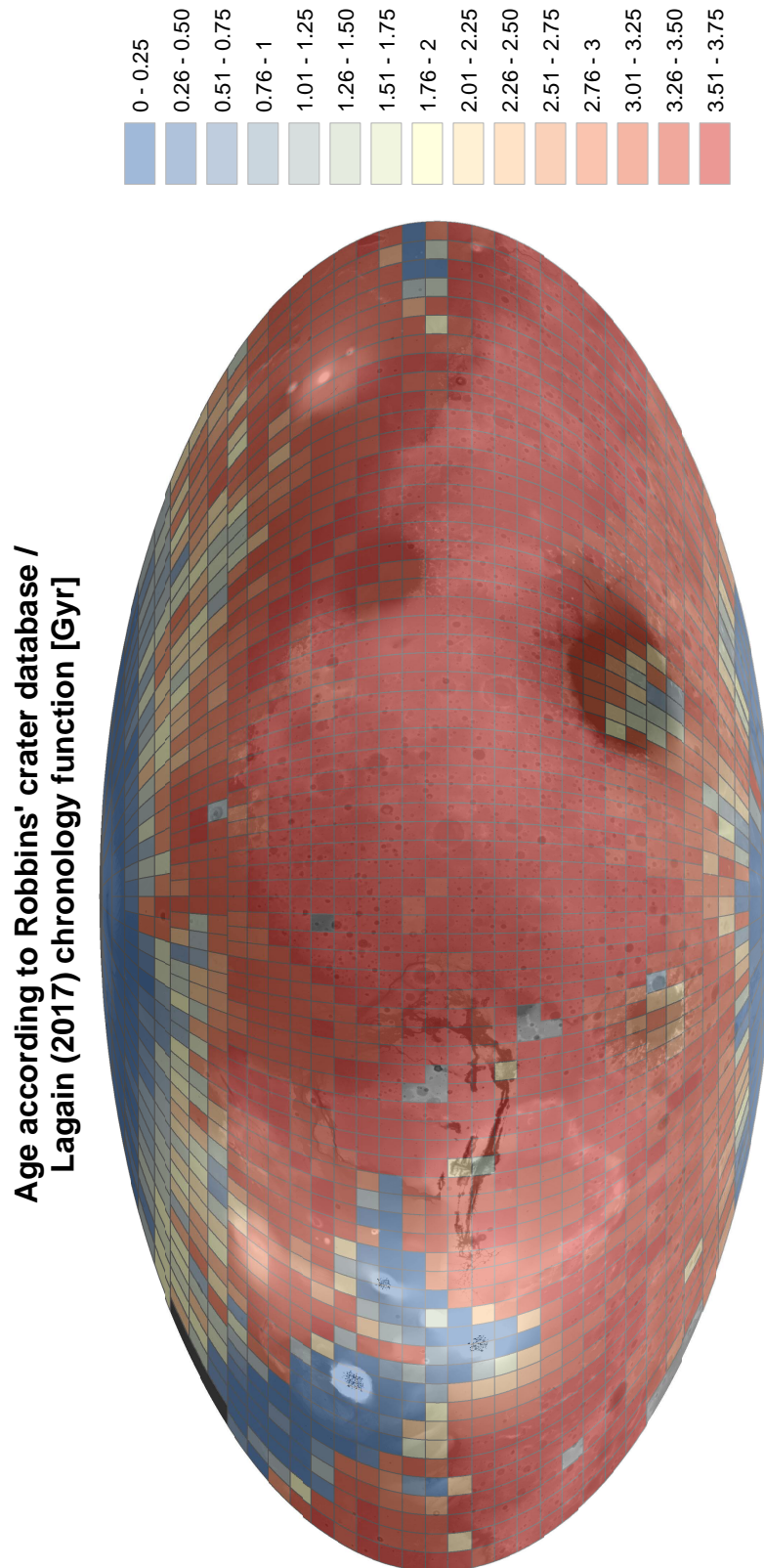


FIGURE 5.25 – Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatial des cratères de plus d'1 km de diamètre contenus dans la base de données de *Robbins and Hynek* (2012). Le système de chronologie utilisé est celui présenté au chapitre 3 tenant compte de la variation tardive du flux d'impact dans le Système Solaire interne.

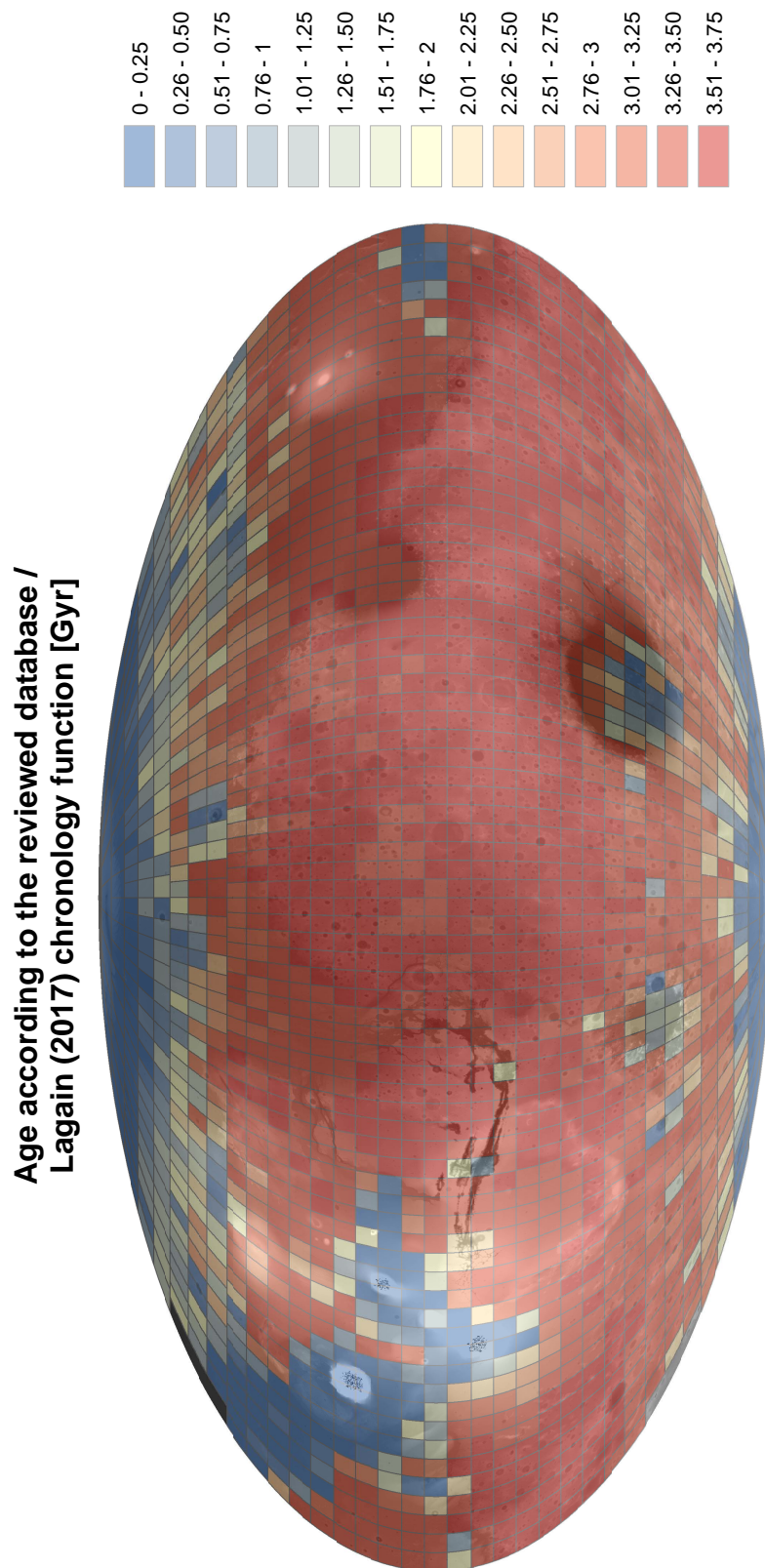


FIGURE 5.26 – Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatial des cratères de plus d'1 km de diamètre classés en valide et en layered dans la base de données de cratères révisée. Le système de chronologie utilisé est celui présenté au chapitre 3 tenant compte de la variation tardive du flux d'impact dans le Système Solaire interne.

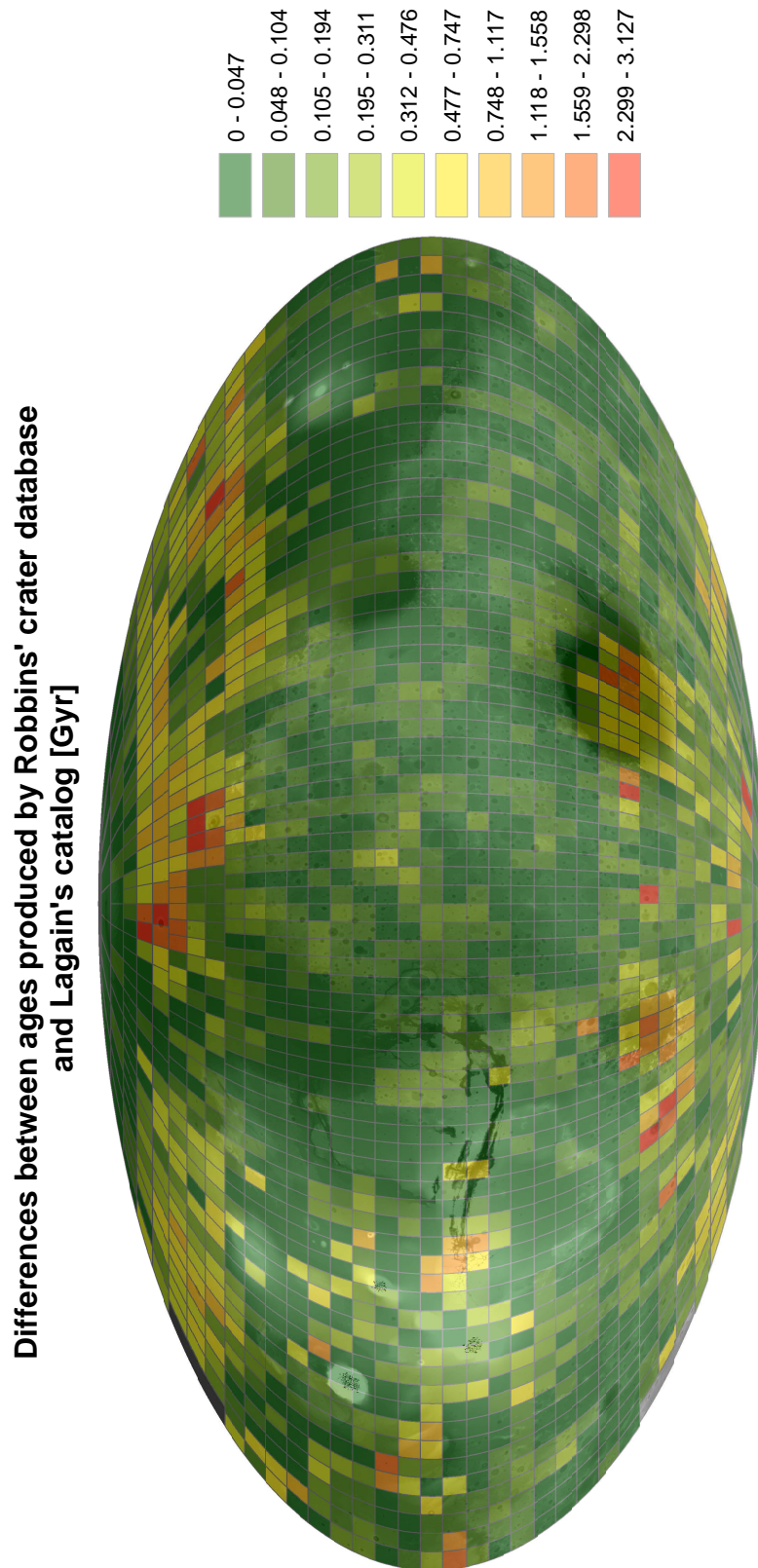


FIGURE 5.27 – Différences des âges produits à partir des cratères de la base de Robbins et celle que nous proposons selon la chronologie de *Lagain et al.* (2017a).

5.4.3.2 Adaptation de la base de données aux outils de datation

Les âges présentés sur les cartes de la section 5.4.3.1 ne tiennent pas compte des unités géologiques. Ces âges reflètent uniquement une densité de cratères $N(1)$ calculée à une certaine résolution, dans un système de chronologie et la datation par comptage de cratères doit toujours s'appliquer sur une surface recoupant une seule et même unité géologique. Même si ces cartes sont utiles afin d'avoir une vision de l'âge des surfaces martiennes à l'échelle globale, il est indispensable, pour la production d'âge précis, de procéder à l'alignement d'une isochrone avec une CSFD localisée sur une seule unité géologique.

Dans ce but, nous avons entièrement adapté notre base de données de cratères à la datation. CraterTools (voir section 2.2.1) étant l'un des outils les plus utilisés pour le comptage de cratères et la datation des surfaces, la possibilité d'implémenter notre base de données directement dans un format lisible par cet outil permet de diminuer considérablement le temps de mesure d'un âge. Pour cela, seules les informations de coordonnées et de diamètre ont été conservées. L'outil permettant, avant lecture sur CraterStatsII, d'écarter une certaine population de cratères jugés impropres à la datation, tous les cratères de notre base de données classés en valides ou layered ont été ici classés en « standard ». Les autres (secondaires, fantômes et fausses détections) ont été regroupés sous la classe « marked ». Il suffit alors de décider d'exclure cette population du comptage pour ne prendre en compte que les cratères qui permettent de dater la surface considérée.

Un exemple d'une telle datation est donné en figure 5.28. Nous avons extraits deux CSFD sur la province de Sinai Planum. L'une prenant en compte tous les cratères de la base de données de Robbins, (symbolisée en rouge sur les figures 5.28.d et 5.28.e), et une autre ne tenant compte que des cratères « standards » dans la base que nous proposons (symbolisée en vert sur les figures 5.28.d 5.28.e). À l'inverse de celle établie à partir de la base de Robbins, la CSFD déduite de notre catalogue suit très bien les isochrones d'*Hartmann* (2005) pour toutes les gammes de diamètre. L'âge déterminé en tenant compte de l'ensemble des cratères et des fausses détections est de $3,7 \pm 0,0008$ Ga. Cet âge place la formation de cette unité au Noachien supérieur (3,56 Ga - 3,85 Ga selon la chronologie d'*Hartmann* (2005); *Michael* (2013)).

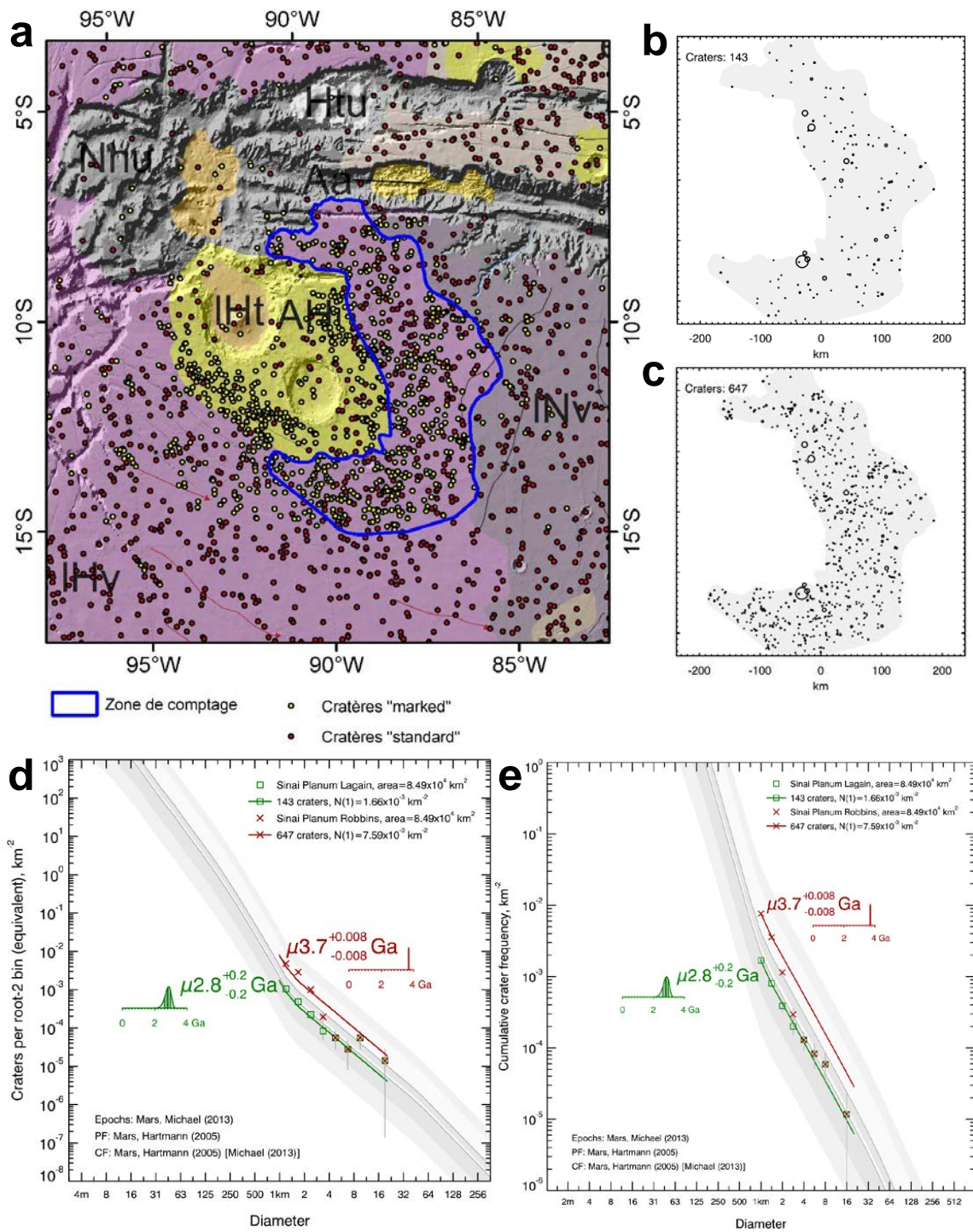


FIGURE 5.28 – Datations effectuées sur la province de Sinai Planum. a : Contexte géologique régional (*Tanaka et al.*, 2014b). La zone de comptage, symbolisée en bleu, recoupe l'unité IHv (Late Hesperian Volcanic unit). Les cratères symbolisés en jaune sont les cratères marked, les rouges sont les standards. b : Carte présentant la distribution spatiale et les diamètres des cratères standards sur la zone de comptage. c : Carte présentant la distribution spatiale et les diamètres de l'ensemble des cratères présents sur la zone de comptage, sans distinction. d : Datation en représentation incrémentale. La CSFD et l'isochrone verte sont issues de notre base de données (ne prenant en compte que les cratères standards), la CSFD et l'isochrone rouge prennent en compte tous les cratères. e : Représentation cumulative.

L'âge déterminé en excluant les cratères secondaires, les fantômes et les fausses détections est de $2,8 \pm 0,2$ Ga plaçant cette unité au début de l'ère Amazonienne (1,03 Ga - 3,24 Ga selon *Hartmann* (2005); *Michael* (2013)). L'unité géologique que nous avons datée est une unité composée de matériaux volcaniques datés à l'Hespérien supérieur (3,24 Ga - 3,39 Ga) selon *Tanaka et al.* (2014a). En terme de densité de cratères mesurés, notre base de données fournit un résultat bien plus proche ($n(\geq 1 \text{ km}) = 1,66 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$) de la densité déterminée par Tanaka (en moyenne $n(\geq 1 \text{ km}) = 2,20 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$ pour l'Hespérien supérieur) que celle que nous pouvons déduire de la base de Robbins ($n(\geq 1 \text{ km}) = 7,59 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$). Cette observation couplée à celle sur la cohérence de notre CSFD par rapport aux isochrones d'*Hartmann* (2005) nous conforte dans le fait que notre base de données est relativement bien adaptée à la datation des surfaces martiennes. Cependant, ce test devra être multiplié sur de nombreuses unités géologiques pour confirmer cette conclusion.

5.5 Distribution de la base de données et perspectives

La correction du catalogue de cratères martiens le plus complet disponible à l'heure actuelle a pu être effectuée par l'adaptation d'un visualisateur de données planétaires. Cette approche a permis à près d'une soixantaine de personnes de participer au projet rendant la correction très rapide. La révision de cette base de données par la classification des cratères selon leur morphologie et par l'identification des fausses détections a permis de créer la première base de données adaptée à la datation des surfaces planétaires. Néanmoins, la légère variabilité de la correction mise en évidence dans la section 5.4.1 impose une vérification de la base pour des études ultérieures très localisées à l'échelle de la surface martienne.

Les perspectives d'études pour cette base de données sont nombreuses comme par exemple :

- l'étude de la distribution spatiale des LERS et des LARLE pour des diamètres supérieurs à 1 km,
- l'étude des taux d'érosion par l'analyse de la distribution spatiale, des âges et de la morphométrie des cratères secondaires,

- la refonte de la carte géologique de *Tanaka et al.* (2014b) en délimitant de nouvelles unités géologiques par une fine analyse de la distribution spatiale des cratères considérés comme « standard » dans le catalogue que nous proposons (voir section 3.2.1),
- les datations de toutes les unités géologiques de Mars en prenant en compte l'ensemble des cratères « standard » présents sur leur surface.

Cette nouvelle base de données sera distribuée en ligne dans son intégralité sous peu de temps d'ici à Novembre 2017. Nous projetons de rendre accessible l'ensemble du catalogue présentant la classification de chacun des cratères ainsi que la base de données adaptée à la datation des surfaces sous un format lisible par CraterTools .

Les nouveaux outils créés et implémentés sur l'interface Cesium Viewer dans le cadre de cette étude peuvent être réutilisés à des fins d'identification et de classification d'autres structures présentes sur Mars ou sur d'autres corps comme par exemple les structures géologiques présentant une activité saisonnière sur Mars (gullies, dark spots, dunes...), les puits sur Europe traduisant l'échappement de l'eau ou encore la vérification de la base de données de cratères lunaires supérieurs à 1 km de diamètre prochainement distribuée par *Robbins* (2017).

**CHAPITRE 5. LA BASE DE DONNÉES DE CRATÈRES MARTIENS, UN OUTIL
INDISPENSABLE À LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE DE LA PLANÈTE ROUGE**

Synthèse, discussion et perspectives

Le comptage de cratères est actuellement la seule méthode permettant de dater les surfaces des planètes et des satellites du Système Solaire. Du fait des contraintes technologiques que les techniques de datation absolue par radiochronologie imposent, aucune mission spatiale actuelle ne prévoit d'embarquer à son bord des instruments d'analyses in situ des roches permettant de les dater. Toutefois, même si ces instruments verront le jour dans un avenir sans doute proche, ils ne permettront que de dater les terrains avoisinant les sites d'atterrissage. Autrement dit, les données d'âge que ces missions fourniront ne permettront que de préciser la temporalité des événements ayant modelés une surface que sur quelques kilomètres carrés. La technique de datation par comptage devra donc être encore employée pour préciser l'histoire géologique des corps telluriques de notre Système Solaire.

Nous avons vu au cours de cette thèse différentes problématiques qui ont en partie pu être résolue au moyen de la datation de la formation des cratères à éjecta lobés. Néanmoins, de nombreuses questions restent en suspend. Ce chapitre résume les apports de cette thèse et propose des pistes à explorer pour vérifier et préciser les conclusions des différentes études que nous avons présentées.

6.1 La densité de cratérisation des cratères superposés aux nappes d'éjecta lobés

L'analyse de la distribution spatiale des cratères superposés aux nappes d'éjecta lobés sur la province d'Acidalia Planitia sur Mars a permis le développement d'une méthode permettant de dater la formation de ces impacts. L'observation de l'augmentation de la densité de cratérisation avec la distance aux remparts du cratère a été interprétée comme étant la combinaison de deux processus affectant d'une part les nappes internes et d'autre part les nappes externes.

La dégradation préférentielle des nappes d'éjecta internes par déstabilisation des pentes des remparts a sans doute engendré l'oblitération successive de nombreux petits cratères. De même, les nappes internes présentant une inertie thermique plus élevée que les nappes externes, elles sont plus sujettes à la dégradation (*Meresse et al.*, 2006). Cela pourrait expliquer la faible densité des nappes internes.

La présence de nombreux cratères secondaires observés à la périphérie des éjecta lobés augmente considérablement la densité de cratérisation à ces endroits. Même si la plupart de ces structures sont reconnaissables par leur morphologie très irrégulière, certaines peuvent être confondues avec des cratères primaires. Certains auteurs (*Zanetti et al.*, 2014, 2015) ont montré la possibilité d'une auto-cratérisation des nappes d'éjecta au moment de l'impact. Ces cratères secondaires peuvent également être issus de la formation de cratères plus distants et leur présence sur la nappe externe pourrait révéler encore une fois l'existence d'une dégradation différentielle entre les deux nappes.

Ces observations doivent être complétées par une analyse d'une plus large population de cratères à éjecta lobés.

En effet, l'intensité de la dégradation des terrains amazoniens est largement influencée par la latitude et l'obliquité de la planète. Pour vérifier l'hypothèse de la dégradation différentielle des nappes, nous pourrions mener une étude à l'échelle globale de la densité des cratères sur les nappes d'éjecta lobés. Ces différences sont-elles moins visibles à l'équateur? Pour quelles

gammes de diamètres de cratères superposés aux éjecta ? L'extension et l'épaisseur des nappes sont ils des paramètres jouant un rôle dans ces différences ?

Les cratères secondaires visibles à la périphérie des nappes sont-ils aussi présents sur le terrain encaissant ? Pour quelle(s) morphologie(s) de cratères à éjecta lobés et pour quelle(s) gamme(s) de diamètres ? Cette étude pourrait donc nous apporter des informations sur les processus controlant la modification des nappes après leur formation. L'étude des cratères secondaires pourrait également préciser le mode de mise en place des éjecta lobés et en particulier ceux à double nappes. Le cratère DLERS, Arandas, que nous avons pris en exemple dans la section 2.3 ne présente pas ou très peu de cratères secondaires sur le terrain encaissant entourant les nappes. Cependant une étude poussée sur la morphologie du cratère Steinheim réalisée par *Pietrek et al.* (2013) montre l'existence d'un grand nombre de cratères secondaires distribués de manière radiale autour des éjecta. Quels peuvent être les processus à l'origine de cette différence ? L'angle de l'impact et la nature du terrain impacté jouent-ils un rôle dans la localisation et la densité des cratères secondaires issus de ces impacts ?

Les réponses à toutes ces questions sont susceptibles de préciser les étapes de formation des éjecta lobés et en particulier leur vitesse de mise en place. La superposition ou non des cratères secondaires sur les éjecta sont un indice capital pour comprendre la temporalité des événements ayant formé ces structures.

6.2 La variation du flux d'impact martien

La connaissance du flux d'impact dans le Système Solaire est une donnée indispensable pour dater les surfaces planétaires et retracer leur histoire. Ce flux est très mal contraint sur les trois derniers milliards d'années. Considéré comme constant durant cette période et jusqu'à aujourd'hui, ce modèle de flux est largement critiquée dans la littérature depuis une vingtaine d'années (*Zappalà et al.*, 1998; *Quantin et al.*, 2007; *Bottke et al.*, 2007, 2015; *Quantin et al.*, 2015; *Mazrouei et al.*, 2015). Les âges des surfaces planétaires déduits des différents systèmes de chronologie sont dépendants du flux d'impact choisis.

Par la datation d'une large population de cratères à éjecta lobés situés sur la province d'Acidalia Planitia, nous avons mis en évidence une incohérence entre le flux d'impact déduit de ces datations et le flux d'impact qui nous a permis de dater ces cratères. Nous avons donc mis en oeuvre un modèle nous permettant de modifier le scénario d'évolution du flux afin de modifier les âges de tous ces cratères, et avec eux, le flux d'impact déduit de ces datations. La minimisation de l'écart entre ces deux flux donne un résultat tout à fait inédit sur Mars. En effet, le scénario qui produit un flux d'impact cohérent avec nos données obtenues sur les âges des cratères à éjecta lobés est celui présentant un pic de cratérisation tardif dans l'histoire de l'impactisme sur Mars. Par rapport au modèle à flux constant utilisé initialement pour dater les impacts de notre région d'étude (*Hartmann*, 2005), notre scénario présente une augmentation d'un facteur deux du flux sur les 500 derniers millions d'années couplée à un flux constant deux fois plus faible entre -3 Ga et -500 Ma. Nous avons interprété cette augmentation tardive du flux comme le résultat des collisions d'astéroïdes dans la ceinture principale ayant eu lieu il y a 470 et 160 Ma. Ces collisions ont engendré la formation des familles d'astéroïdes Flora et Baptistina. Selon de nombreux auteurs (*Culler et al.*, 2000; *Bottke et al.*, 2005b, 2007; *Schmitz et al.*, 2016), celles-ci auraient produits de nombreux débris cratérisant ainsi de manière plus intense les surfaces planétaires du Système Solaire interne pendant plusieurs dizaines de millions d'années.

Néanmoins, l'étude de *Wieczorek* (2017) montre qu'il est impossible de contraindre le flux d'impact par un test d'autocohérence comme nous avons pu le mener. Le désaccord entre nos mesures à flux et ce même flux constant a toutefois été interprété comme une variation tempo-

relle de la fonction de production des petits cratères qui nous ont permis de dater les grandes structures d'impact. Cette modification ponctuelle dans le temps et valable pour une portion des gammes de diamètre de cratères est, par voie de conséquence, le reflet d'une variation temporelle de la SFD des astéroïdes de la ceinture principale, en lien avec les événements catastrophiques décrits plus haut. Il sera toutefois nécessaire d'effectuer des tests de variation de fonction de production afin de quantifier la combinaison permettant d'obtenir un control clock cohérent avec le flux d'impact assumé constant.

La méthode d'inversion de la fonction de production qui sera prochainement développée pourra éventuellement être appliquée aux âges des cratères rayés lunaires déduits du comptage des cratères superposés à leurs nappes d'éjecta. Parce que ces morphologies ne présentent pas une surface continue, il est plus difficile de dater leur formation. De plus, les raies de ce type d'éjecta ne sont conservées que pendant un milliard d'années (*Grier et al.*, 2001). Une telle étude ne permettra donc d'explorer la variation de la fonction de production lunaire que sur le dernier milliard d'années de son histoire.

À partir du comptage des cratères présents sur le plancher de ces structures, *Quantin et al.* (2015) et *Trey* (2013) déduisent quant à eux une diminution linéaire d'un facteur 3 du flux d'impact lunaire couplée à deux pics de cratérisation tardifs. Or nous venons de montrer que cette technique d'inversion n'est pas correcte. De plus, les cratères lunaires sont soumis à l'érosion. Le fond des cratères lunaires est régulièrement comblé par la déstabilisation des remparts et resurface par conséquent le plancher en oblitérant les petits cratères présents sur ces surfaces (*Head*, 1975; *Craddock and Howard*, 2000). La diminution apparente du flux lunaire est donc peut-être reliée à ces processus de resurfaçage. Dater les éjecta permettra potentiellement de ne pas tenir compte de ces effets et de confirmer ou non nos conclusions futures quant à l'évolution temporelle de la production des cratères martiens. À densité de cratérisation égale, les incertitudes des âges lunaires sont plus faibles que celles pouvant être déduites de Mars.

Le flux d'impact que nous déduisons correspond néanmoins au meilleur compromis concernant la modification temporelle de la fonction de production pour les cratères dont le diamètre est de l'ordre de la centaine de mètres. Il induit une modification drastique des âges des sur-

faces martiennes pouvant être mesurés. En effet, les âges déduits d'un flux constant inférieurs à 600Ma sont plus faibles en appliquant le flux de cratérisation que nous proposons. Ceux supérieurs à 600Ma et jusqu'à environ 3,5Ga se voient augmenter. Les modifications sont donc plus marquées sur les surfaces amazoniennes. La modification des âges des événements ayant façonnés la surface martienne entraîne par conséquent la modification de la durée de ces événements. Pour exemple, les derniers stades d'activité volcanique du dôme de Tharsis, datés à l'Amazonien supérieur (*Miljkovic et al.*, 2006), seraient donc plus récents avec notre chronologie et la durée de ces événements serait aussi plus courte. Le taux de resurfaçage durant cette époque serait donc plus important que celui estimé par *Tanaka et al.* (2014a) avec le système de chronologie d'*Hartmann* (2005) ou de *Neukum et al.* (2001). Ce flux diminue l'âge des cratères d'impact martiens récents. Le nombre d'impacts compatibles avec l'âge d'éjection des météorites martiennes augmente donc de façon considérable. Cet effet réduit par conséquent la difficulté d'expliquer la distribution des âges des météorites martiennes récoltées sur Terre (*Nyquist et al.*, 2001).

De nombreux cratères d'impact terrestres se sont formés il y a moins de 500Ma. L'abondance de ces cratères récents par rapport aux cratères anciens sur Terre est communément attribuée au recyclage de la croûte terrestre par la tectonique des plaques. Toutefois, l'effet de l'augmentation tardive du flux d'impact pour les petits impacteurs (suggéré par la conclusion de nos observations effectuées à la section 3.5) peut potentiellement engendrer une augmentation de la proportion de cratères récents sur Terre comme le suggère *Schmitz et al.* (2016) et donc remettre en cause l'origine de la distribution spatiale des cratères terrestres. *Bottke et al.* (2007) estime à 60% la probabilité que le cratère Chicxulub soit issu d'un astéroïde produit par la collision ayant engendrée la famille Baptistina. Alors que le lien entre les crises biologiques (en particulier la crise K-T) et les gros impacteurs est encore débattue (*Morgan et al.*, 2006; *Keller et al.*, 2008; *Renne et al.*, 2015; *Richards et al.*, 2015), l'influence d'une augmentation sur plusieurs millions d'années du taux de cratérisation sur les conditions de vie terrestre doit être étudiée plus en détail afin de peut-être apporter des réponses sur les causes de ces crises.

6.3 La datation des LARLE et la variation de l'obliquité martienne

Les éjecta des cratères LARLE présentent une très fine épaisseur et une extension spatiale très importante. Ces cratères n'ont été étudiés que très récemment et peu d'études portent sur les processus ayant conduits à de telles morphologies. Néanmoins les analyses morphologiques menées principalement par *Barlow et al.* (2014) et *Boyce et al.* (2015) sur l'ensemble de ces structures présentes à la surface de Mars (140) ont permis de démontrer la relation entre la grande mobilité de ces éjecta et la nature des roches impactées. Les terrains riches en particules fines, très poreux et / ou riches en matériaux volatils (glace d'eau) sont à l'origine de la morphologie de ces cratères. Ils sont donc de véritables traceurs de l'évolution récente du pergélisol.

L'aspect temporel de la formation des LARLE n'a pourtant jusqu'alors pas été étudiés. Nous avons conduit au cours de cette thèse une datation de l'ensemble des 140 cratères de type LARLE référencés par *Barlow et al.* (2014) sur Mars à l'aide du modèle de chronologie d'*Hartmann* (2005), à flux constant. Les âges obtenus s'étendent de 50.000 ans pour le cratère le plus récent à 80 Ma pour le plus ancien. Les LARLE sont donc des cratères récents.

Cette observation est en accord avec l'hypothèse de formation des cratères perchés avancée par *Kadish et al.* (2008) et *Kadish et al.* (2010). Selon les auteurs, la dégradation des éjecta des LARLE et des terrains environnants conduit très rapidement à la surélévation du cratère par rapport au terrain encaissant. Les cratères perchés devraient donc être globalement, selon cette théorie, plus anciens que les LARLE. *Kadish and Head* (2014) ont daté 50 cratères perchés et déduisent des âges de formation entre 1,3 Ma et 3,592 Ga, 66 % d'entre-eux ont un âge supérieur au cratère le plus ancien daté dans notre étude, 80 Ma. Néanmoins, les cratères datés par *Kadish and Head* (2014) ont été choisis selon la couverture des données HiRISE et CTX disponibles. L'échantillon de cratères n'est donc pas représentatif de l'ensemble des cratères perchés présents à la surface de la planète. De plus, la surface sur laquelle a été effectué le comptage de cratères est la nappe d'éjecta elle-même. Étant par définition dégradée, les âges mesurés dans

cette étude -en particulier les plus jeunes- sont probablement des âges de resurfaçage et non les âges des impacts. Il serait donc nécessaire d'effectuer une datation de l'ensemble des cratères perchés avec un seul jeu de données (CTX) et ne prenant en compte que les plus grandes gammes de diamètre de cratères superposés à ces éjecta pour comparer les âges obtenus à ceux des cratères LARLE.

Les datations que nous avons effectuées au cours de cette thèse se basent quelquefois sur un nombre très restreint de cratères superposés aux éjecta. La CSFD extraite de ces nappes n'ont pas permis de déduire un âge en alignant une isochrone sur plusieurs gammes de diamètre de cratères. Nous avons donc choisi d'attribuer à chacune de nos datations un indice de confiance permettant d'écarter les âges peu fiables. Au total, 124 âges ont été retenus dans le cadre de notre étude nous permettant de comparer leur localisation latitudinale avec leur période de formation.

Il a été montré que les cratères les plus jeunes, dont l'âge est inférieur à 4 Ma ne sont présents qu'à hautes latitudes, au delà de 55° N et 50° S en prenant en compte l'ensemble des âges retenus pour cette étude. Cette distribution est encore plus marquée si l'on ne prend en compte que les âges ayant un indice de confiance élevée puisque seuls les cratères de moins de 4 Ma sont présents au delà de 75° N et 70° S. Si l'on s'intéresse aux cratères plus vieux que 4 Ma, ceux-ci sont plus généralement présents à toutes les gammes de latitude. La présence de telles morphologies d'éjecta est contrôlée par la quantité de glace d'eau dans le sous-sol (*Barlow et al.*, 2014; *Boyce et al.*, 2015), elle-même contrôlée par l'obliquité de la planète (*Head et al.*, 2003, 2005). Nous avons interprété la modification de la localisation des LARLE avant et après 4 Ma comme étant le résultat d'un changement de l'obliquité de Mars à cette époque. *Laskar et al.* (2004) propose une solution bien contrainte de la variation de l'obliquité sur les vingt derniers millions d'années. Les auteurs mettent en évidence une diminution de l'obliquité de Mars il y a 4 Ma passant de 35° à 25° en moyenne. Cela a eu pour conséquence de contraindre le dépôt récent de matériaux volatils préférentiellement à hautes latitudes.

Par cette concordance entre les paramètres orbitaux de Mars et les âges des LARLE, nous montrons d'une part la possibilité de dater avec précision des surfaces martiennes très récentes mais aussi la validité de l'évolution de la fonction de chronologie d'*Hartmann* (2005) sur les premiers

millions d'années avant notre ère. La différence entre la fonction de chronologie d'*Hartmann* (2005) et celle que nous proposons au chapitre 3 étant très faible sur les premiers millions d'années, nous pouvons conclure que le modèle d'âge prenant en compte l'augmentation tardive du flux d'impact est lui aussi valide sur cette période de temps.

Il serait par conséquent particulièrement intéressant de définir les évolutions maximales que peuvent prendre les fonctions de chronologie martienne pour qu'elles soient cohérentes avec l'évolution des paramètres orbitaux.

La contrainte que nous imposons à la variation du paramètre d'obliquité est d'une importance capitale pour connaître avec précision son évolution sur une gamme de temps plus étendue. En effet, au-delà de 20Ma, ce paramètre est très peu contraint. Les données géologiques que nous apportons sont en accord avec les observations traduisant la présence de vestiges de modèles glaciaires et périglaciaires à faibles latitudes (*Baker and Head, 2015; Conway, 2013; Head et al., 2010, 2005, 2003; Kadish and Head, 2014; Fassett and Thomson, 2014*) datant tout au plus de 600Ma. L'idée d'une haute obliquité de la planète stagnant sur plusieurs centaines de millions d'années paraît être le meilleur scénario pouvant expliquer les observations géologiques. Par cette contrainte géologique et par les nouvelles mesures actuelles plus précises des paramètres orbitaux de Mars, il sera possible à l'avenir d'améliorer la précision de l'évolution de l'obliquité durant l'Amazonien supérieur et donc de mieux comprendre l'évolution récente du climat martien.

La datation des cratères LARLE nous renseigne sur l'évolution de l'extension de la couche de matériaux volatils dans le sous-sol. L'absence de LARLE supérieurs à 4Ma à hautes latitudes sur les deux hémisphères indique que le pergélisol était moins riche en glace à ces latitudes avant 4Ma. Le redressement de l'axe de rotation de Mars a donc eu pour effet de concentrer les matériaux volatils à hautes latitudes et ainsi permettre au pergélisol de se charger en glace. Néanmoins, cette étude ne présente qu'une analyse à une dimension spatiale et une dimension temporelle de l'extension de la couche de volatils. Dans son étude sur les matériaux volatils du sous-sol de Mars *Jones (2015)* réalise une analyse en composante principale (PCA) des paramètres morphométriques de plus de 10.000 SLERS et DLERS martiens. À partir de cette

analyse, l'auteur cartographie la profondeur de la glace en interprétant l'une des composante de la PCA comme un indice de concentration des matériaux volatils sous la surface. Cette étude permet d'avoir une idée de l'extension du pergélisol dans les trois dimensions de l'espace. Toutefois, l'aspect temporel de cette extension n'est que très peu abordée faute de données suffisante sur les âges de formation de ces cratères.

La réalisation d'une PCA sur les paramètres morphométriques des cratères à éjecta lobés mais aussi leur âge de formation est susceptible d'apporter de précieuses informations quant à la variation temporelle de l'extension du pergélisol martien. Reliée aux paramètres orbitaux, une telle étude pourrait également permettre de mieux contraindre l'histoire de l'obliquité de la planète et donc son climat.

La datation d'une très grande population de cratères par la méthodologie de mesure de l'âge des impacts développée au cours de cette thèse et présentée au chapitre 2 est donc nécessaire à la réalisation de d'une telle étude.

6.4 La nouvelle base de données de cratères martiens

Depuis le début de la conquête spatiale, les bases de données référençant les cratères présents à la surface des corps telluriques du Système Solaire n'ont cessé de nous permettre de développer nos connaissances sur l'évolution géologique des planètes. Utilisés pour la datation des surfaces, la cartographie géologique, la quantification des taux d'érosion ou encore la connaissance de la structure et de la composition des croûtes planétaires, ces bases de données de cratères d'impact sont de véritables outils au service de la planétologie. Sur Mars, le catalogue le plus utilisé actuellement est celui comprenant le plus de cratères et considéré comme complet pour les cratères de plus d'1 km de diamètre développé par *Robbins and Hynek* (2012). Avec 384.343 cratères identifiés manuellement par les auteurs, cette base de données référence la quasi-totalité des structures d'impact à la surface de Mars. Elle renseigne également, pour les cratères de plus de 3 km de diamètre, des informations sur la morphologie des cratères et de leurs éjecta.

L'utilisation de cette base de données au cours de la thèse a néanmoins révélé trois problèmes majeurs : le caractère incomplet des informations morphologiques pour les cratères de moins de 3 km de diamètre, la prise en compte sans distinction de cratères secondaires et fantômes, à écarter lors d'une datation et enfin la présence au sein du catalogue de nombreuses fausses détections.

Afin de répondre à ces trois problèmes, nous avons choisi de corriger cette base de données en appliquant une stratégie de correction basée sur la classification morphologique de chacun des cratères au moyen d'un visualisateur de données planétaires pouvant être accessible à une large communauté de personnes. Nous avons pour cela adapté une interface web, Cesium Viewer, permettant d'afficher à l'échelle globale les données THEMIS, nécessaires à la visualisation de chacune des structures d'impact référencées dans le catalogue de *Robbins and Hynek* (2012). Par un simple clic sur chaque cratère dans l'interface, nous avons pu ajouter un attribut correspondant à la classification choisie pour la correction. Cette classification se compose de 5 attributs (valide, layered, fantôme, secondaire et fausse détection), fonction de la morphologie des cratères, de leurs éjecta et du contexte régional. Nous avons découpé la base de données en

140 parties et distribué chacune d'entre-elle aux participants du projet. Réunissant 57 correcteurs faisant partis du domaine de la planétologie ou de la géologie, ce projet de révision s'est effectué en seulement 13 mois.

La correction de l'ensemble de la base de données a permis d'ajouter 185 cratères non identifiés par *Robbins and Hynek* (2012) et d'identifier 8145 fausses détections correspondant à 2,1 % de la base de données totale. Les cratères secondaires et fantômes représentent respectivement 14,4 et 6,4 % du catalogue. Par conséquent, seuls les 3/4 des cratères de la base de données (valide et layered) sont à comptabiliser dans le cadre d'une datation par comptage. Les cratères dits layered dans la classification que nous avons développé ne comprennent que les LERS et les LARLE. Ils sont au nombre de 8445 ce qui correspond à 2,2 % de la base de données.

Les cratères secondaires sont principalement concentrés à proximité des gros cratères d'impact. Les cratères fantômes sont majoritairement localisés sur les terrains anciens, Noachiens et Hespériens, dans l'hémisphère sud. Les cratères layered sont quant à eux concentrés sur les basses plaines de l'hémisphère nord et les régions amazoniennes et hespériennes des plateaux de l'hémisphère sud telles que Lunae Planum, Tempe Terra, Terra Sabae ou encore Syrtis Major confirmant ainsi les résultats des études antérieures (*Costard, 1989; Barlow and Perez, 2003*).

Par la classification des cratères contenus dans la base de *Robbins and Hynek* (2012) et l'élimination des fausses détections, nous avons été en mesure de proposer un catalogue de cratères adapté à la datation des surfaces martiennes. CraterTools et CraterStats II étant les outils les plus utilisés par la communauté pour dater les surfaces, nous avons choisi de convertir notre base en un format lisible par ces outils. Toutefois, une légère variabilité dans l'interprétation morphologique des structures contenues initialement dans la base a pu être observée. Cette variabilité est essentiellement liée à la précision des critères morphologiques permettant de classer les cratères. Nous avons donc choisi, pour la création de la base de données adaptée à la datation, de conserver l'ensemble des cratères (en excluant les fausses détections) mais de les classer selon deux catégories dans la convention de l'outil CraterTools : la catégorie « standard » regroupant les cratères valides et layered, communément utilisé pour dater les surfaces, et la catégorie « marked » incluant les cratères secondaires et fantômes. De cette manière, les utilisateurs de

ce catalogue pourront aisément vérifier la véracité de notre classification sur la zone qu'il souhaite dater et, le cas échéant, modifier la classification s'ils estiment que certains cratères font partie d'une autre catégorie. L'application de notre base de données à une région martienne comportant de nombreuses fausses détections, Sinai Planum, fournit des résultats particulièrement satisfaisants. En effet, cette zone a été datée à l'Hespérien supérieur, selon *Tanaka et al.* (2014a). L'auteur déduit la densité des cratères de plus d'1 km de diamètre sur cette région à environ $2.20 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$. Cette valeur est relativement proche de celle que nous déduisons avec notre base de données : $1,66 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$. À l'inverse, celle que nous déduisons à partir de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012) en est très éloignée : $7,59 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$. Notre catalogue est donc plus cohérent avec le comptage de cratères effectué sur cette zone pour la construction de la carte géologique de Mars *Tanaka et al.* (2014a). Cette cohérence doit cependant être étendue à l'ensemble des unités géologiques de la planète.

Nous avons également réalisé des cartes d'âge à l'échelle globale de Mars en calculant la densité des cratères de plus d'1 km de diamètre. Ces cartes d'âge ont été réalisées à partir de deux systèmes de chronologie : celui d'*Hartmann* (2005); *Michael* (2013) à flux constant et celui que nous proposons au chapitre 3 (donné à titre indicatif) tenant compte du pic de cratérisation tardif (*Lagain et al.*, 2017a). Les différences majeures entre les âges produits à flux constant par les deux bases de données sont principalement concentrées au niveau du cratère Lyot et au sud-ouest d'Argyre. Les différences entre les âges produits par les deux catalogues avec le pic de cratérisation tardif sont essentiellement localisées sur le plancher d'Hellas Planitia, autour des cratères Lomonosov et Lyot ainsi qu'au sud-ouest d'Argyre. Ces différences s'expliquent par la grande concentration de cratères secondaires et de cratères fantômes que présentent ces régions. L'application de notre flux d'impact à l'âge des surfaces martiennes a pour effet, par rapport à un flux d'impact constant, d'augmenter la proportion des surfaces anciennes mais aussi des surfaces très jeunes. L'aire occupée par les surfaces avec un âge intermédiaire, entre 500Ma et 3Ga se voit à l'inverse considérablement réduite comme l'illustre la figure 6.1. On remarque également sur cette figure que la proportion des âges des surfaces martiennes, quelque soit le modèle de chronologie utilisé, suit l'évolution du flux d'impact.

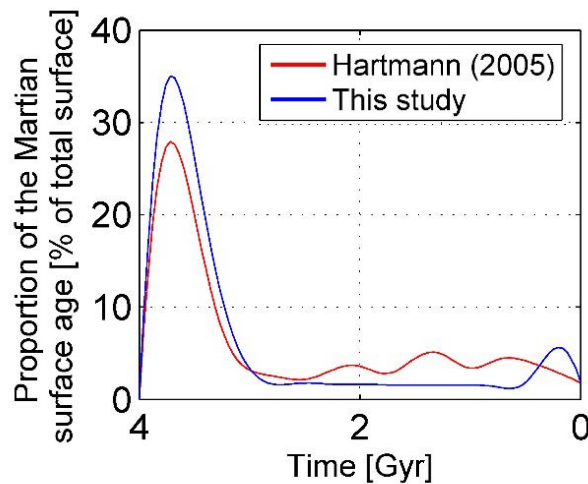


FIGURE 6.1 – Proportion en pourcentage des âges des surfaces martiennes selon le modèle de chronologie d’*Hartmann (2005)*; *Michael (2013)* en bleu et celui que nous proposons en rouge. Ces proportions ont été calculées à partir des âges présentés en figures 5.23 et 5.26.

Une grande proportion de surfaces anciennes est observée entre $\sim 3,9$ et $\sim 3,5$ Ga dans les deux systèmes. Cette proportion décroît ensuite jusqu’à environ 3 Ga. Dans le modèle d’âge d’*Hartmann (2005)*; *Michael (2013)* les surfaces présentent une proportion d’âge quasi-constante autour de 5 % de 3 Ga jusqu’à aujourd’hui tandis qu’avec notre modèle de flux, la proportion est constante de 3 à 0,5 Ga avec une valeur d’environ 2 % puis augmente pour atteindre environ 5 % entre 0,5 Ga et la période actuelle. Si cette observation n’est pas biaisée par l’échantillonnage statistique des cratères à partir duquel s’est effectué les mesures de densité de cratérisation, cela veut dire que le flux d’impact conditionne l’activité géologique de Mars. Or, les surfaces récentes sont situées aux pôles et au niveau du dôme de Tharsis, qui sont respectivement des zones où l’activité glaciaire et volcanique dominant. L’activité géologique de ces surfaces n’est donc pas reliée au processus de cratérisation.

Afin d’analyser plus en détail la proportion d’âge des surfaces martiennes et de confirmer ou d’infirmier le résultat présenté en figure 6.1, il serait particulièrement intéressant de mener une datation en ne tenant compte que de la densité de cratères présente sur chacune des unités géologiques. De cette manière, nous pourrions obtenir des résultats plus objectifs sur l’âge des surfaces et leur proportion à l’échelle globale.

L’analyse de la densité de cratères à l’échelle globale montre également des disparités au sein

d'une même unité. Pour exemple, l'unité IHI (late Hesperian lowland) établie par *Tanaka et al.* (2014a) située sur les basses plaines de l'hémisphère nord est l'unité dont la surface est la plus importante de la carte géologique (*Tanaka et al.*, 2014b). Elle s'étend de 30 à 80° de latitude nord. Cependant, les cartes d'âge que nous avons construites (voir figures 5.22, 5.23, 5.25 et 5.26) présentent toutes une diminution de l'âge avec l'augmentation de la latitude au sein même de cette unité. Cette diminution est à mettre en relation avec l'intensité des processus de resurfaçage périglaciaires de plus en plus actifs à hautes latitudes (*Lucchitta*, 1981; *Ramsdale et al.*, 2017). Cela signifie donc que les terrains au sein de cette unité n'ont pas le même âge de formation. Ainsi, cette unité géologique doit être subdivisée en plusieurs parties en tenant compte de la densité de cratérisation et de la morphologie des structures qui les composent. Une refonte de la carte géologique de Mars en tenant compte de ces deux paramètres et en particulier de l'homogénéité de la densité de cratérisation au sein d'une unité doit donc être effectuée.

Enfin, le catalogue de cratères que nous avons créé est à priori la base de données la plus complète et comportant le moins de fausses détections à l'heure actuelle. Il constitue donc une référence en matière d'identification de structures d'impact à la surface de Mars. La gamme de diamètre de cratères permettant d'effectuer des datations de surface est généralement inférieur au kilomètre. Or notre base de données ne référence que les cratères supra-kilométriques. La prochaine étape dans la complétion de ce catalogue est donc tout naturellement l'identification des structures d'impact plus petites qu'1 km de diamètre. Si l'identification à l'échelle globale des cratères de plus d'1 km de diamètre sur Mars peut se faire manuellement, celle des cratères plus petits nécessiterait des années de travail même avec la participation d'un grand nombre de personnes. Le passage aux méthodes d'identification automatique est donc obligatoire pour la constitution d'une telle base de données.

Au début de cette thèse, nous avons décrit les méthodes de détections automatiques comme étant source de nombreuses erreurs (voir section 1.2.5) (*Urbach and Stepinski*, 2009; *Kim et al.*, 2005; *Kaichang et al.*, 2014). Basées sur différentes techniques (détection de formes, analyse de texture, ombrage, topographie, machine learning...) et sur différents jeux de données (topographie ou images à différentes résolutions), celles-ci présentent encore trop de fausses détections

et nécessitent un temps de calcul encore trop long pour être utilisées sur de grandes surfaces avec un grand nombre de cratères et des gammes de diamètre très variées. De plus, les techniques basées sur la topographie nécessitent de disposer de modèles numériques de terrains et donc ajoute une étape dans l'identification. Aucune de ces méthodes n'a encore à l'heure actuelle tenté une identification à l'échelle globale des cratères plus petits qu'1 km de diamètre.

Afin de construire et de distribuer un tel catalogue, nous avons récemment proposé l'établissement d'un projet de production participative de codes d'identification des cratères de plus d'1 km de diamètre à la surface de Mars au sein du CDS (Center for Data Science <https://www.datascience-paris-saclay.fr/>) dont les résultats préliminaires sont présentés sur la figure 6.2. Produits par une grande communauté de programmeurs, ces codes seront améliorés au fur et à mesure du projet en comparant les résultats obtenus à notre base de données. La combinaison de ces algorithmes permettra in fine d'aboutir au meilleur système de détection de cratères en accord avec notre catalogue. Cette approche inédite basée sur le machine learning pourra ensuite être étendue aux plus petites gammes de diamètres de cratères (comme en atteste les premiers résultats des tests effectués par le CDS, à droite sur la figure 6.2) et tiendra également compte de la classification que nous avons développée pour la correction de la base de données de *Robbins and Hynek* (2012).

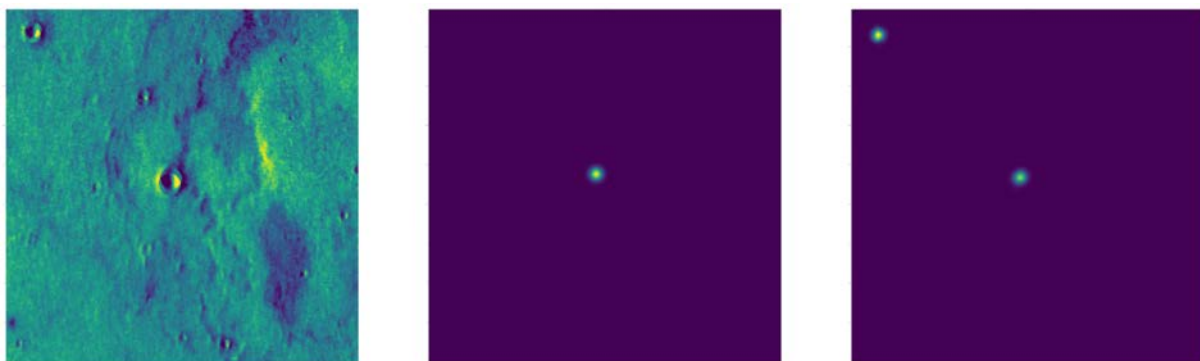


FIGURE 6.2 – Résultats préliminaires du système de détection de cratères d'impact martiens par machine learning à partir d'images THEMIS. A gauche : image THEMIS montrant au centre un cratère d'impact appartenant à notre base de données et en haut à gauche, un autre cratère, inférieur à 1 km absent de notre catalogue. Au centre : détection du cratère d'impact de plus d'1 km de diamètre à partir de l'image THEMIS associée. A droite : détection des deux plus gros cratères d'impact présents sur l'image THEMIS par diminution du seuil de taille à partir duquel le système conserve une détection ou non. Crédits : B. Kégl / CDS / CNRS.

6.5 Bilan

Les apports de cette thèse liés à la datation des cratères à éjecta lobés et les pistes de recherche réalisables à court terme pour compléter les résultats obtenus sont présentés sur la figure 6.3. Trois grandes thématiques de recherche peuvent se distinguer : une sur le climat passé de Mars, une autre sur la chronologie dans le Système Solaire et une autre sur l'établissement de bases de données de cratères. Ces trois thématiques sont fortement reliées entre-elles. La construction de catalogues de cratères permet d'améliorer la méthode de datation par comptage de cratères tout comme la connaissance de l'évolution de la fonction de production. Dans le cadre de l'utilisation des cratères à éjecta lobés comme des traceurs de l'évolution temporelle du climat, leur datation sera largement facilitée et précisée par la réalisation des études mentionnées dans les deux thématiques précédentes.

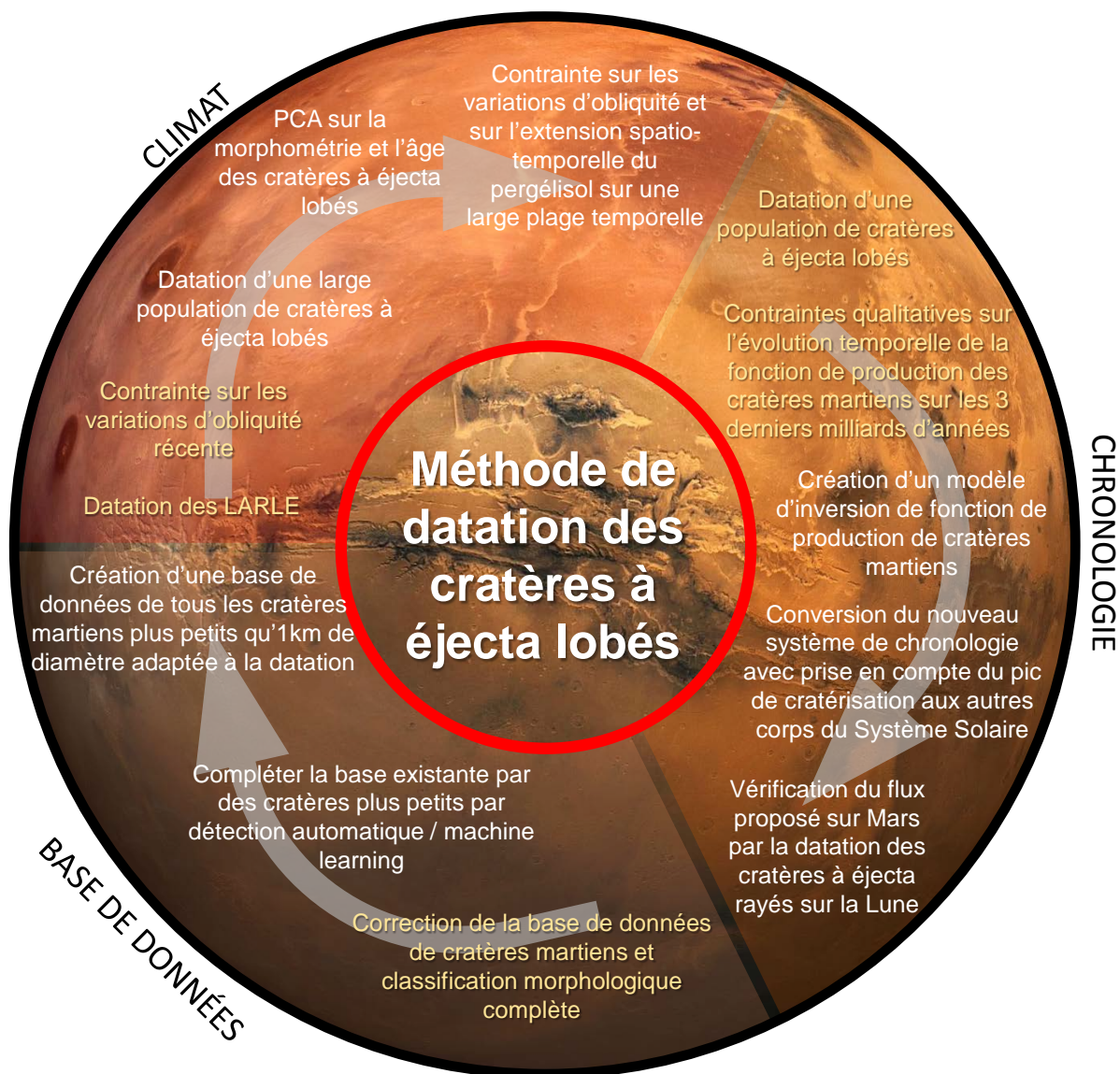


FIGURE 6.3 – Schéma bilan des objectifs remplis au cours de la thèse ayant un lien avec la méthode développée pour la datation des cratères à éjecta lobés (texte en orange). Les perspectives à court terme et ayant un fort impact dans la compréhension de l'évolution de Mars et plus généralement des corps planétaires du Système Solaire interne sont indiqués en blanc.

Conclusion générale

Si les petits corps de notre Système Solaire ont un pouvoir destructeur de la vie sur Terre, ils sont également de formidables outils pour retracer notre histoire et celle des corps telluriques qui nous accompagnent dans notre course autour du Soleil depuis plus de 4 milliards et demi d'années. Cette thèse a eu pour but d'utiliser les cratères à éjecta lobés martiens comme de véritables traceurs de la variation de la distribution du diamètre des impacteurs de la ceinture principale d'astéroïdes mais aussi des variations paléoclimatiques qu'a connu la planète rouge au cours de son histoire, induites par les changements d'obliquité. Dans le but d'améliorer la technique de datation par comptage de cratères, nous avons également intégralement corrigé la base de données de cratères martiens de plus d'1 km de diamètre la plus complète à ce jour et l'avons adapté à la datation des surfaces martiennes.

L'analyse de distribution spatiale des cratères sur les nappes des éjecta lobés martiens nous a permis à la fois de développer une méthode permettant de dater leur formation, mais aussi d'améliorer la compréhension des processus syn- et post-impact affectant la morphologie de ces structures. La variation de la densité des cratères sur ces éjecta a été interprétée comme étant le fruit du resurfaçage préférentiel des parties internes des nappes induisant une oblitération des cratères mais aussi la présence de cratères secondaires sur les parties externes.

Nous avons également montré, par la datation de 53 cratères à éjecta lobés situés sur la province d'Acidalia Planitia, que la fonction de production des cratères d'impact d'une centaine de mètres de diamètre n'était pas constante comme ce qui est communément admis depuis les missions Apollo. Celle-ci présente vraisemblablement une augmentation drastique depuis 500 Ma

par rapport à celle associée aux gros cratères d'impact pluri-kilométriques engendrée par les collisions ayant eu lieu récemment dans la ceinture principale d'astéroïdes. Même si il devra être quantifié à l'avenir, ce nouveau système de chronologie remet en question les âges déduits des comptages de cratères effectués sur les surfaces de Mars mais aussi ceux des autres corps telluriques du Système Solaire interne.

Par la datation de tous les cratères LARLE référencés à la surface de la planète rouge, nous avons pu relier l'âge de formation de ces cratères aux conditions d'obliquité sur les 80 derniers millions d'années. Lorsqu'ils sont situés à hautes latitudes, ces cratères nous renseignent sur la présence en grande quantité de matériaux volatils dont la glace d'eau au moment de l'impact. Nous avons montré que les cratères dont l'âge est inférieur à 4 Ma sont tous situés à très haute latitude sur les deux hémisphères et que les cratères dont la formation est plus ancienne sont situés à des latitudes plus faibles. La présence de volatils sur et sous la surface est majoritairement conditionnée par l'obliquité. Couplée au modèle de variation de ce paramètre orbital, ces observations nous ont permis de valider les modèles de datation sur les premières dizaines de millions d'années et de proposer la stagnation d'une forte obliquité de Mars avant 4 Ma et jusqu'à il y a 80 Ma.

La correction de la base de données de cratères martiens de plus d'1 km de diamètre a permis d'établir un nouveau catalogue de cratères plus juste et adapté à la datation des surfaces. Cette nouvelle base de données est particulièrement prometteuse pour le développement de techniques automatiques d'identifications de cratères mais aussi pour la cartographie géologique de Mars.

Les résultats de cette thèse pourraient apporter des informations capitales pour le choix des sites d'atterrissage des prochaines missions martiennes. Certaines d'entre-elles ont pour ambition de récolter un échantillon de roches martiennes et de le rapporter pour analyser sa chimie et déduire son âge. Dans le but d'améliorer la méthode de datation des surfaces planétaires, il est indispensable que cet échantillon est un âge inférieur à 3 Ga pour combler le manque de données apportées par les âges des missions Apollo sur cette gamme temporelle. Afin de comparer son âge à une densité de cratères, le terrain échantillonné devra également présenter un grand

nombre de cratères avec une distribution spatiale homogène.

La meilleure connaissance du climat et du taux d'impacteurs martiens nous permettra à l'avenir de mieux comprendre le scénario d'évolution géologique de Mars (perte d'atmosphère, perte du champ magnétique, diminution de l'activité volcanique...) et plus particulièrement de préciser la plage temporelle durant laquelle l'eau fut stable à l'état liquide à la surface, et avec elle, la présence potentielle de vie. Ces connaissances seront donc indispensables pour cibler les zones d'intérêts exobiologiques à la surface de la planète rouge.

« La preuve que la Lune est habitée, c'est qu'il y a de la lumière » disait Francis Blanche...
Continuons de chercher des preuves plus convaincantes sur d'autres corps !

Bibliographie

- Ait Moulay Larbi, M., A. Daassou, D. Baratoux, S. Bouley, Z. Benkhaldoun, M. Lazrek, R. Garcia, and F. Colas (2015), First lunar flashes observed from morocco (iliad network) : implications for lunar seismology, *Earth, Moon, and Planets*, 115, 1–21.
- Ansan, V., N. Mangold, P. Masson, E. Gailhardis, and G. Neukum (2008), Topography of valley networks on mars from mars express high resolution stereo camera digital elevation models, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 113, E07,006, doi :10.1029/2007JE002986.
- Auger, A., S. Bouley, O. Groussin, P. Lamy, and D. Baratoux (2015), Properties of craters on the achaia region of asteroid (21) lutetia, *Icarus*, 247, 137–149.
- Baker, D. M., and J. Head (2015), Extensive middle amazonian mantling of debris aprons and plains in deuteronilus mensae, mars : Implications for the record of mid-latitude glaciation, *Icarus*, 260, 269–288.
- Baker, V. R., R. G. Strom, V. C. Gulick, J. S. Kargel, and G. Komatsu (1991), Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on mars, *Nature*, 352, 589–594, doi :DOI:10.1038/352589a0.
- Baldwin, R. (1963), *The measure of the Moon*.
- Barata, T., E. Alves, A. Machado, and G. Barberes (2012), Characterization of palimpsest craters on mars, *Planetary and Space Science*, 72, 62–69.

- Baratoux, D., N. Mangold, P. Pinet, and F. Costard (2005), Thermal properties of lobate ejecta in syrtis major, mars : Implications for the mechanisms of formation, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *110*, 310–325, doi :10.1029/2004JE002314.
- Baratoux, D., P. Pinet, A. Gendrin, L. Kanner, J. Mustard, Y. Daydou, J. Vaucher, and J.-P. Bibring (2007), Mineralogical structure of the subsurface of syrtis major from omega observations of lobate ejecta blankets, *Journal of Geophysical Research*, *112*, E08S05.
- Barlow, N. G. (1988), Crater size-frequency distributions and a revised martian relative chronology, *Icarus*, *75*, 285–305.
- Barlow, N. G. (1990), Martian impact craters : Correlation of ejecta and interior morphologies with diameter, latitude and terrain, *Icarus*, *87*, 156–179.
- Barlow, N. G. (2005), A review of martian impact crater ejecta structures and their implications for target properties, *Large Meteorite Impacts III*, *384*, 433–442.
- Barlow, N. G. (2017), Revision of the "catalog of large martian impact craters" and comparison to other martian crater databases, in *Lunar and Planetary Science Conference XLVIII*.
- Barlow, N. G., and C. B. Perez (2003), Martian impact crater ejecta morphologies as indicators of the distribution of subsurface volatiles, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *108*(E8), E002,036, doi :10.1029/2002JE002036.
- Barlow, N. G., J. M. Boyce, F. M. Costard, R. A. Craddock, J. B. Garvin, S. E. H. Sakimoto, R. O. Kuzmin, D. J. Roddy, and L. A. Soderblom (2000), Standardizing the nomenclature of martian impact crater ejecta morphologies, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *105*(E11), 26,733–26,738, doi :10.1029/2000JE001258.
- Barlow, N. G., J. Boyce, and C. Cornwall (2014), Martian low-aspect-ratio layered ejecta (larle) craters : Distribution, characteristics, and relationship to pedestal craters, *Icarus*, *239*, 186–200.

- Barnouin-Jha, O. S., and P. H. Schultz (1996), Ejecta entrainment by impact-generated ring vortices : Theory and experiments, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *101*, 99–115, doi :10.1029/96JE01949.
- Barnouin-Jha, O. S., and P. H. Schultz (1998), Lobateness of impact ejecta deposits from atmospheric interactions, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *103*, 739–756, doi : 10.1029/98JE02025.
- Bibring, J.-P., et al. (2006), Global mineralogical and aqueous mars history derived from omega/mars express data, *Science*, *312*(5772), 400–404, doi :10.1126/science.1122659.
- Bierhaus, E., C. Chapman, and W. Merline (2005), Secondary craters on europa and implications for cratered surfaces, *Nature*, *437*, 1125–1127.
- Black, B. A., and S. T. Stewart (2008), Excess ejecta craters record episodic ice-rich layers at middle latitudes on mars, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 2156–2202.
- Boehnke, P., and T. Harrison (2016), Illusory late heavy bombardments, *PNAS*, *113*, 10,802–10,806.
- Bottke, W., B. Miroslav, D. O’Brien, C. Campo Bagatin, A. Morbidelli, and S. Marchi (2015), *The collisional evolution of the main asteroid belt. Asteroids IV*, Michel, P. et al., eds.
- Bottke, W., D. Vokrouhlicky, R. Ghent, S. Mazrouei, S. Robbins, and S. Marchi (2016), On asteroid impacts crater scaling laws, and a proposed young surface age for venus, in *47th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Bottke, W. F., D. Rubincam, and J. Burns (2000), Dynamical evolution of main belt meteoroids : Numerical simulations incorporating planetary perturbations and yarkovsky thermal forces, *Icarus*, *145*, 301–331.
- Bottke, W. F., A. Morbidelli, R. Jedicke, J. Petit, H. Levson, P. Michel, and T. Metcalfe (2002), Debaised orbital and absolute magnitude distribution of the near-earth objects, *Icarus*, *156*, 399–433.

- Bottke, W. F., D. Durda, D. Nesvorny, R. Jedicke, A. Morbidelli, D. Vokrouhlicky, and H. Levison (2005a), The fossilized size distribution of the main asteroid belt, *Icarus*, *175*, 111–140.
- Bottke, W. F., D. Durda, D. Nesvorny, R. Jedicke, A. Morbidelli, D. Vokrouhlicky, and H. Levison (2005b), Linking the collisional history of the main asteroid belt to its dynamical excitation and depletion, *Icarus*, *179*, 63–94.
- Bottke, W. F., D. Vokrouhlicky, and D. Nesvorny (2007), An asteroid breakup 160 myr ago as the probable source of the k/t impactor, *Nature*, *449*, 06,070.
- Bouley, S., and R. Craddock (2014), Age dates of valley network drainage basins and subbasins within sabae and arabia terrae, mars, *Journal of Geophysical Research*, *119*, 1–9, doi :10.1002/2013JE004571.
- Bouley, S., R. Craddock, N. Mangold, and V. Ansan (2010), Characterization of fluvial activity in parana valles using different age-dating techniques, *Icarus*, *207*, 686–698, doi :10.1016/j.icarus.2009.12.030.
- Bouley, S., D. Baratoux, J. Vaubaillon, A. Mocquet, M. Le Feuvre, F. Colas, and Z. Benkhaldoun (2012), Power and duration of impact flashes on the moon : Implication for the cause of radiation, *Icarus*, *218*, 115–124.
- Boyce, J., and P. Mouginis-Mark (2006), Martian craters viewed by the themis instrument : Double-layered ejecta craters., *Journal of Geophysical Research*, *111*, E10,005, doi :10.1029/2005JE002638.
- Boyce, J., and P. Mouginis-Mark (2015), Anomalous areas of high crater density on the rim of the martian impact crater tooting, in *Workshop on issues in crater studies and the dating of planetary surfaces*.
- Boyce, J., L. Wilson, and N. G. Barlow (2015), Origin of the outer layer of martian low-aspect ratio layered ejecta craters, *Icarus*, *245*, 263–272.
- Carlson, R., and W. Roberts (1963), Project sedan, *Tech. rep.*, U.S. Atomic Energy Commission, Final Report.

-
- Carr, M., L. Crumpler, J. Cutts, R. Greeley, J. Guest, and H. Masursky (1977), Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow, *Journal of Geophysical Research*, 82, 4055–4065.
- Carr, M. H., and J. W. I. Head (2010), Geologic history of mars, *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 185–203, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>.
- Cave, J. (1993), Ice in the northern lowlands and southern highlands of mars and its enrichment beneath the elysium lavas, *Journal of Geophysical Research*, 98, 11,079–11,097.
- Chapman, C. (2002), *Cratering on Asteroids from Galileo and NEAR.*, Shoemaker.
- Chapman, M., et al. (2010), Noachian-hesperian geologic history of the echus chasma and kasei valles system on mars : new data and interpretations., *Science Letter Earth Planets*, 294.
- Christensen, P., et al. (2004), The thermal emission imaging system (themis) for the mars 2001 odyssey mission, *Space Science Review*, 110, 85–130.
- Clifford, S., J. Lasue, E. Heggy, J. Boisson, P. McGovern, and M. Max (2010), Depth of the martian cryosphere : Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater, *Journal of Geophysical Research*, 115, E07,001.
- Conway, N., S. J. and Mangold (2013), Evidence for amazonian mid-latitude glaciation on mars from impact crater asymmetry, *Icarus*, 225, 413 – 423.
- Costard, F. (1989), The spatial distribution of volatiles in the martian hydrolithosphere, *Earth, Moon, and Planets*, 45, 265–290.
- Costard, F., and J. Kargel (1995), Outwash plains and thermokarst on mars, *Icarus*, 114(1), 93–112, doi :<http://dx.doi.org/10.1006/icar.1995.1046>.
- Costard, F., A. Séjourné, K. Kelfoun, S. M. Clifford, F. Lavigne, I. Pietro, and S. Bouley (2017), Modeling tsunami propagation and the emplacement of thumbprint terrain in an early mars ocean, *Journal of Geophysical Research*, 122, 633–649.

- Craddock, R., and A. D. Howard (2000), Simulated degradation of lunar impact craters and a new method for age dating farside mare deposits, *Journal of Geophysical Research*, *105*, 20,387–20,401.
- Craddock, R., T. Maxwell, and A. D. Howard (1997), Crater morphometry and modification in the sinus sabaeus and margaritifer sinus region of mars responsible crater morphometry, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 13,321–13,340.
- Craddock, R. A., and A. D. Howard (2002), The case for rainfall on a warm, wet early mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *107*, 21–36, doi :10.1029/2001JE001505.
- Crawford, I., and K. Joy (2014), Lunar exploration : opening a window into the history and evolution of the inner solar system, *Phyl. Trans. R. Soc.*, *372*.
- Culler, T., T. Becker, J. Muller, and P. Renne (2000), Lunar impact history from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of glass spherules, *Science*, *287*, 1785–1788.
- Daubar, I., A. McEwen, B. S., C. M. Dundas, G. Keske, G. Amaya, M. Kennedy, and M. Robinson (2011), New craters on mars and the moon, in *42 Lunar and Planetary Science Conference*.
- Daubar, I. J., A. S. McEwen, S. Byrne, M. R. Kennedy, and B. Ivanov (2013), The current martian cratering rate, *Icarus*, *225*, 506–516.
- Delaa, O. (2017), A web gis for planetary sciences, in *Planetary mapping and Virtual Observatory Workshop*.
- Doressoundiram, A. (1997), Origine collisionnelle des familles d'astéroïdes et des système binaires : étude spectroscopique et modélisation numérique, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Erard, S., et al. (2017), Vespa : a community-driven virtual observatory in planetary science, *Planetary and Space Science*, *In Press*.

- Eriksson, K., and E. Simpson (2000), Quantifying the oldest tidal record : The 3.2 ga moodies group, baberton greenstone belt, south africa, *Geology*, 28.
- Fassett, C., and J. Head (2008), The timing of martian valley network activity : constraints from buffered crater counting., *Icarus*, 195, 61–89.
- Fassett, C., and B. Thomson (2014), Crater degradation on the lunar maria : topographic diffusion and the rate of erosion on the moon, *Journal of Geophysical Research*, 119, 2255–2271.
- Fielder, G. (1961), *Structure of the Moon's surface*, Pergamon Press.
- Forget, F., R. M. Haberle, F. Montmessin, B. Levrard, and J. W. Head (2006), Formation of glaciers on mars by atmospheric precipitation at high obliquity, *Science*, 311(5759), 368–371, doi :10.1126/science.1120335.
- Frey, H., B. Lowry, and S. Chase (1979), Pseudocraters on mars, *Journal of Geophysical Research*, 84, 8075–68.
- Gault, D., W. Quaide, and V. Oberbeck (1968), *Impact cratering mechanics and structures*, Shock metamorphism of natural materials.
- Gomes, R., H. Levison, and A. Morbidelli (2005), Origin of the cataclysmic late heavy bombardment period of the terrestrial planets, *Nature*, 435, 03,676.
- Greeley, R., and S. Fagents (2001), Icelandic pseudocraters as analogs to some volcanic cones on mars, *Journal of Geophysical Research*, 106, 20,527–46.
- Grier, J., A. McEwen, M. Lucey, and R. G. Strom (2001), Optical maturity of ejecta from large rayed lunar craters, *Journal of Geophysical Research*, 106, 847–862.
- Grott, M. e. a. (2013), Long-term evolution of the martian crust-mantle system., *Space Science Review*, 174, 49–111.
- Guimpier, A. (2016), Datation des cratères double à éjecta lobés martiens, Master's thesis, Université Paris-Saclay.

- Hansen, V., and D. Young (2007), Venus evolution : A synthesis., *Geological Society of America*, 417.
- Hartmann, W. (1964), Communications of the lunar and planetary laboratory.
- Hartmann, W. (1965a), Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years, *Icarus*, 4, 157–165.
- Hartmann, W. (1965b), Secular change in meteoritic flux through the history of the solar system, *Icarus*, 4, 207–213.
- Hartmann, W. (1966), Early lunar cratering, *Icarus*, 5, 406–418.
- Hartmann, W. (1968), Lunar crater counts. the young crater tycho, aristarchus and copernicus., *Communications of the Lunar and Planetary Laboratory*, 7, 145–146.
- Hartmann, W. (1969), Terrestrial, lunar, and interplanetary rock fragmentation, *Icarus*, 10, 201–213.
- Hartmann, W. (1970), Lunar cratering chronology, *Icarus*, 13, 299–301.
- Hartmann, W. (1972), Paleocratering of the moon : Review of post-apollo data, *Astrophysics and Space Science*, 12, 48–64.
- Hartmann, W. (1999), Martian cratering 6 : Crater count isochrons and evidence for recent volcanism from mars global surveyor, *Meteoritics & Planetary Science*, 34, 167–177, doi : 10.1111/j.1945-5100.1999.tb01743.
- Hartmann, W. (2005), Martian cratering 8 : Isochron refinement and the chronology of mars, *Icarus*, 174, 294 – 320.
- Hartmann, W., and G. Neukum (2001), Cratering chronology and the evolution of mars, *Space Science Reviews*, 96, 165–194.
- Hartmann, W., et al. (1981), Chronology of planetary volcanism by comparative studies of planetary cratering, *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*, pp. 1049–1127.

- Hartmann, W. K. (1973), Martian cratering 4 : Mariner 9 initial analysis of cratering chronology, *Journal of Geophysical Research*, 78, 4096–4116, doi :10.1029/JB078i020p04096.
- Hartmann, W. K. (2007), Martian cratering 9 : Toward resolution of the controversy about small craters, *Icarus*, 189, 274 – 278, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2007.02.011>.
- Hartmann, W. K., and R. Gaskell (1997), Planetary cratering 2 : studies of saturation equilibrium, *Meteoritics & Planetary Science*, 32, 109–121.
- Haskin, R., R. Korotev, B. Rockow, L. Jolliff, and B. L. (1998), The case for an imbrium origin of the apollo thorium-rich impact-melt breccias, *Meteorit. Planet. Sci.*, 33, 959–979.
- Head, J. (1975), Processes of lunar crater degradation : change in style with geologic time, *The Moon*, 12, 299–329.
- Head, J., and D. Marchant (2014), The climate history of early mars : insight from the antarctic mcmurdo dry valleys hydrologic system, *Antarct. Sci.*, 26, 774–800.
- Head, J., et al. (2005), Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on mars, *Nature*, 434, 346–351.
- Head, J. W., and S. Pratt (2001), Extensive hesperian-aged south polar ice sheet on mars : Evidence for massive melting and retreat, and lateral flow and ponding of meltwater, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 106, 275–299, doi :10.1029/2000JE001359.
- Head, J. W., J. F. Mustard, M. A. Kreslavsky, R. E. Milliken, and D. R. Marchant (2003), Recent ice ages on mars., *Nature*, 426, 797–802.
- Head, J. W., D. Marchant, J. L. Dickson, A. M. Kress, and D. M. Baker (2010), Northern mid-latitude glaciation in the late amazonian period of mars : criteria for the recognition of debris-covered glacier and valley glacier landsystem deposits, *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 306–320.
- Herkenhoff, K. E., and J. J. Plaut (2000), Surface ages and resurfacing rates of the polar layered deposits on mars, *Icarus*, 144, 243 – 253, doi :<http://dx.doi.org/10.1006/icar.1999.6287>.

- Hiesinger, H., H. J., U. Wolf, R. Jaumann, and G. Neukum (2003), Ages and stratigraphy of mare basalts in oceanus procellarum, mare nubium, mare cognitum, and mare insularum, *Journal of Geophysical Research*, *108*, E7,5065.
- Hörz, F., R. Ostertag, and D. Rainey (1983), Bunte breccia of the ries : continuous deposits of large impact craters, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *21*, 1667–1725.
- Ivanov, B. (2001), Mars moon cratering rate ratio estimates, *Chronology and evolution of Mars*, *12*, 87–104.
- Ivanov, B., H. J. Melosh, A. McEwen, and the HiRISE team (2009), Small impact crater clusters on high resolution hirise images, in *Lunar and Planetary Science Institute Conference Abstracts*.
- Jones, E. (2015), Identifying an index of subsurface volatiles on mars through an analysis of impact crater morphometry using principal component analysis, *Geophysical Research Letters*, *120*, n/a–n/a.
- Kadish, S., and J. Head (2014), The ages of pedestal craters on mars : Evidence for a late-amazonian extended period of episodic emplacement of decameters-thick mid-latitude ice deposits, *Planetary and Space Science*, *91*, 91–100.
- Kadish, S. J., and J. W. Head (2011), Impacts into non-polar ice-rich paleodeposits on mars : Excess ejecta craters, perched craters and pedestal craters as clues to amazonian climate history, *Icarus*, *215*, 34 – 46, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2011.07.014>.
- Kadish, S. J., H. J., N. G. Barlow, and D. Marchant (2008), Martian pedestal craters : Marginal sublimation pits implicate a climate-related formation mechanism, *Geophysical Research Letters*, *35*, L16,104.
- Kadish, S. J., H. J., and N. G. Barlow (2010), Pedestal crater heights on mars : A proxy for the thickness of past, ice-rich, amazonian deposits, *Icarus*, *210*, 92–101.
- Kaichang, D., L. Wei, Y. Zongyu, S. Yiwei, and L. Yiliang (2014), A machine learning approach to crater detection from topographic data, *Advances in space research*, *54*, 2419–2429.

- Keller, G., T. Adatte, S. Gardin, A. Bartolini, and S. Bajpai (2008), Main deccan volcanism phase ends near the k-t boundary : Evidence from the krishna-godavari basin, se india, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 268, 293–311.
- Kenney, J. F., and E. S. Keeping (1962), Mathematics of statistics, *Princeton, NJ : Van Nostrand*, pp. 59–60.
- Kerber, L., H. J., J.-B. Madeleine, F. Forget, and L. Wilson (2011), The dispersal of pyroclasts from Apollinaris patera : Implications for the origin of the medusae fossae formation, *Icarus*, 216, 212–220.
- Kim, J. R., J. Muller, S. van Gasselt, J. G. Morley, G. Neukum, et al. (2005), Automated crater detection, a new tool for Mars cartography and chronology, *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 71, 1205.
- Kirchoff, M., K. Sherman, and C. Chapman (2011), Examining lunar impactor population and evolution : Additional results from crater distributions on diverse terrains, in *EPSC-DPS Joint Meeting 2011*.
- Kneissl, T., S. van Gasselt, and G. Neukum (2011), Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments : New software tool for ArcGIS, *Planetary and Space Science*, 59, 1243 – 1254, Geological Mapping of Mars.
- Komatsu, G., G. Ori, S. Di Lorenzo, A. Rossi, and G. Neukum (2007), Combinations of processes responsible for martian impact crater "layered ejecta structures" emplacement, *Journal of Geophysical Research*, 112, E002,787.
- Kreslavsky, M. A., and J. W. I. Head (2002), Mars : Nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle, *Geophysical Research Letters*, 29, 15,932, doi :10.1029/2002GL015392.
- Kuiper, G. (1960), Photographic lunar atlas, *Tech. rep.*, University of Chicago Press.
- Lagain, A., S. Bouley, and F. Costard (2015), Datation of a double ejecta crater on Mars, in *46th Lunar and Planetary Science Conference*.

- Lagain, A., S. Bouley, D. Baratoux, and F. Costard (2017a), Evidence for recent asteroid break-ups in the martian impact record, *In prep.*
- Lagain, A., O. Delaa, C. Marmo, S. Bouley, F. Costard, and the Reviewers Consortium (2017b), The open source viewer's spirit, an opportunity to do collaborative science with the cesium interface., in *Planetary mapping and Virtual Observatory Workshop.*
- Lagain, A., A. Guimpier, and S. Bouley (2017c), Martian double craters recognition by dating method, in *48th Lunar and Planetary Science Conference.*
- Lagain, A., et al. (2017d), Martian crater database : 1. reviewing and adapting to surface ages measurement, *In prep.*
- Lanagan, P., A. McEwen, L. Keszthelyi, and T. Thordarson (2001), Rootless cones on mars indicating the presence of shallow equatorial ground ice in recent times, *Geophysical Research Letters*, 28, 2365–2368.
- Laskar, J., A. Correia, M. Gastineau, F. Joutel, B. Levrard, and P. Robutel (2004), Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of mars, *Icarus*, 170, 343–364.
- Le Feuvre, M. (2008), Modéliser le bombardement des planètes et des lunes. application à la datation par comptage des cratères., Ph.D. thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Le Feuvre, M., and M. Wieczorek (2008), Nonuniform cratering of the terrestrial planets, *Icarus*, 197, 291–306.
- Le Feuvre, M., and M. Wieczorek (2011), Nonuniform cratering of the moon and a revised crater chronology of the inner solar system, *Icarus*, 214, 1–20, doi :10.1016/j.icarus.2011.03.010.
- Levine, J., T. Becker, R. Muller, and P. Renne (2005), ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of apollo 12 impact spherules, *Geophysical Research Letters*, 32, L15,201.
- Lucchitta, B. K. (1977), Crater clusters and light mantle at the apollo 17 site : a result of secondary impact from tycho, *Icarus*, 30, 80–96.

- Lucchitta, B. K. (1981), Mars and earth : Comparison of cold-climate features, *Icarus*, 45, 264–303.
- Madeleine, J.-B., F. Forget, H. J., B. Levrard, F. Montmessin, and E. Millour (2009), Amazonian northern mid-latitude glaciation on mars : A proposed climate scenario, *Icarus*, 203, 390–405.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett (2000), Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on mars., *Science*, 288, 30–35.
- Malin, M. C., J. Bell, B. Cantor, M. Caplinger, W. Calvin, R. Clancy, and K. S. Edgett (2007), Context camera investigation on board the mars reconnaissance orbiter, *Journal of Geophysical Research*, 112, E05S04.
- Mangold, N., C. Quantin, V. Ansan, C. Delacourt, and P. Allemand (2004b), Evidence for precipitation on mars from dendritic valleys in valles marineris area., *Science*, 305, 78–81.
- Mangold, N., D. Baratoux, O. Witasse, T. Encrenaz, and C. Sotin (2016), Mars : a small terrestrial planet, *Astronomy Astrophysic Review*, 24, 15.
- Marchi, S., W. Bottke, L. Elkins-Tanton, M. Bierhaus, K. Wuennemann, A. Morbidelli, and D. Kring (2014), Widespread mixing and burial of earth hadean crust by asteroid impacts, *Nature*, 511, 578–582.
- Marchi, S., et al. (2010), The cratering history of asteroid (2867) steins, *Planetary and Space Science*, 58, 1116–1123.
- Mazrouei, S., R. Ghent, and W. Bottke (2015), Has the lunar impact flux rate change in the past billion years ?, in *46th Lunar and Planetary Science Conference*.
- McBride, N., and D. W. Hughes (1990), The spatial density of asteroids and its variation with asteroidal mass, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 244, 513–520.
- McCauley, J. (1973), Mariner 9 evidence for wind erosion in the equatorial and mid-latitude region of mars, *Journal of Geophysical Research*, 78, 4123–4137.

- McEwen, A., and E. Bierhaus (2006), The importance of secondary cratering to age constraints on planetary surfaces, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *34*, 535–567.
- McEwen, A., J. Moore, and E. M. Shoemaker (1997), The phanerozoic impact cratering rate : Evidence from the farside of the moon, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 9231–9242.
- McEwen, A. S., B. Preblich, E. Turtle, N. Artemieva, M. Golombek, M. Hurst, R. Kirk, D. Burr, and P. Christensen (2005), The rayed crater zunil and interpretations of small impact craters on mars, *Icarus*, *176*, 351–381.
- Melosh, H. J. (1984), Impact ejection, spallation, and the origin of meteorites, *Icarus*, *59*, 234–260.
- Melosh, H. J. (1989), *Impact cratering : a geologic process*, Oxford University Press.
- Melosh, H. J., and B. Ivanov (1999), Impact crater collapse, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *27*, 385–415.
- Meresse, S. (2006), Interactions surface-subsurface sur mars : Exemple des cratères d’impact à ejecta lobés et des terrains chaotiques, Ph.D. thesis, Université Paris-Sud.
- Meresse, S., F. Costard, N. Mangold, D. Baratoux, and J. Boyce (2006), Martian perched craters and large ejecta volume evidence for episodes of deflation in the northern lowlands, *Meteoritics and Planetary Science*, *41*, 1647–1658.
- Michael, G. (2013), Planetary surface dating from crater size frequency distribution measurements : multiple resurfacing episodes and different isochron fitting, *Icarus*, *226*, 885–890.
- Michael, G., and G. Neukum (2010), Planetary surface dating from crater size frequency distribution measurements : Partial resurfacing events and statistical age uncertainty, *Earth and Planetary Science Letters*, *294*, 223 – 229.
- Michael, G., T. Platz, T. Kneissl, and N. Smedemann (2012), Planetary surface dating from crater size frequency distribution measurements : spatial randomness and clustering, *Icarus*, *218*, 169 – 177.

- Michael, G., T. Kneissl, and A. Neesemann (2016), Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements : Poisson timing analysis, *Icarus*, 277, 279–285.
- Miljkovic, K., J. W. Head, and D. Marchant (2006), Debris-covered piedmont glaciers along the north flank of the Olympus Mons scarp : Evidence for low-latitude ice accumulation during the late Amazonian of Mars, *Icarus*, 181, 388–407.
- Miljkovic, K., G. Collins, S. Mannick, and P. Bland (2013), Morphology and population of binary asteroid impact craters, *Earth and Planetary Science Letters*, 363, 121–132.
- Morgan, J., C. Lana, A. Kersley, B. Coles, C. Belcher, S. Montanari, E. Diaz-Martinez, A. Barbosa, and V. Neumann (2006), Analyses of shocked quartz at the global K-P boundary indicate an origin from a single, high-angle, oblique impact at Chicxulub, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 251, 264–279.
- Morgenstern, A., E. Hauber, D. Reiss, S. Van Gasselt, G. Grosse, and L. Schirrmeyer (2007), Deposition and degradation of a volatile-rich layer in Utopia Planitia and implications for climate history on Mars., *Journal of Geophysical Research*, 112, E06010, doi : 10.1029/2006JE002869.
- Mouginis-Mark, P. (1981), Ejecta emplacement and modes of formation of martian fluidized ejecta craters, *Icarus*, 45, 60–76, doi : 0019-1035/81/010060-17\$02.00/0.
- Mouginis-Mark, P., and S. Baloga (2006), Morphology and geometry of the distal rampart of martian impact craters, *Meteoritics & Planetary Science*, 41, 1469–1482.
- Mutch, T., R. Arvidson, H. J., E. Jones, and R. Saunders (1976), *The Geology of Mars*, Princeton University Press.
- Nesvorniy, D., A. Morbidelli, D. Vokrouhlicky, W. F. Bottke, and M. Broz (2002), The Flora family : a case of the dynamically dispersed collisional swarm ?, *Icarus*, 157, 155–172.
- Neukum, G. (1983), Meteoritenbombardement und Datierung planetarer Oberflächen, *Tech. rep.*, University of Munich.

- Neukum, G., and B. Ivanov (1994), Crater size distribution and impact probabilities on earth from lunar, terrestrial-planet, and asteroid cratering data, hazards due to comet and asteroids, *Space Science Review*.
- Neukum, G., and D. Wise (1976), A standard crater curve and possible new time scale, *Science*, *194*, 1381–1387.
- Neukum, G., B. König, and J. Arkani-Hamed (1975), A study of lunar impact crater size-distributions, *The Moon*, *12*, 201–229.
- Neukum, G., B. Ivanov, and W. Hartmann (2001), Cratering record in the inner solar system in relation to the lunar reference system, *Space Science Review*, *96*, 55–86.
- Neukum, G., et al. (2004), Recent and episodic volcanic and glacial activity on mars revealed by the high resolution stereo camera, *Nature*, *432*, 971–979.
- Nyquist, L., D. Bogard, C.-Y. Shih, D. Greshake, D. Stoffler, and O. Eugster (2001), Ages and geologic histories of martian meteorites, *Chronology and Evolution of Mars*, *96*, 105–164.
- Oberbeck, V. (1975), The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *13*, 337–362.
- O’Brien, D., and R. Greenberg (2003), Steady-state size distributions for collisional populations : Analytical solution with size dependant strength., *Icarus*, *164*, 334–345.
- O’Brien, D., and R. Greenberg (2005), The collisional and dynamical evolution of the main-belt and nea size distributions, *Icarus*, *178*, 179–212.
- Opik, E. J. (1964), Mariner iv and craters on mars, *Irish Astronomical Journal*, *7*, 92–104.
- Opik, E. J. (1965), The martian surface, *Science*, *153*, 255–265.
- Osinski, G., L. Tornabene, and R. Grieve (2011), Impact ejecta emplacement on terrestrial planets, *Earth and Planetary Science Letters*, *310*, 167–181.
- Paulien, N. (2015), Etude de cratères à éjecxta lobés, exemple du cratre toconao dans l’hémisphère sud (solis planum), Master’s thesis, Université Paris-Sud.

- Pietrek, A., G. Wulf, and T. Kenkmann (2013), Detailed geological mapping (1-80,000-scale) of steinheim crater, mars, in *44th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Pike, R. (1988), *Geomorphology of impact craters on Mercury*, 165-273 pp., University of Arizona Press.
- Platz, T., G. Michael, K. Tanaka, J. Skinner, and C. Fortezzo (2013), Crater-based dating of geological units on mars : Methods and application for the new global geological map, *Icarus*, 225, 806–827.
- Plescia, J. B., and M. S. Robinson (2015), Lunar self-secondary cratering : implications for cratering and chronology, in *46th Lunar and planetary science conference*.
- Prieur, N., T. Rolf, R. Luther, K. Wuennemann, Z. Xiao, and S. Werner (2017), The effect of target properties on transient crater scaling for simple craters, *Journal of Geophysical Research*, 122, E005,283.
- Quantin, C., N. Mangold, W. K. Hartmann, and P. Allemand (2007), Possible long-term decline in impact rates : 1. martian geological data, *Icarus*, 186, 1 – 10.
- Quantin, C., B. Trey, Q. Amet, and P. Allemand (2015), The lunar cratering rate over the last 1 gy inferred from the age of the lunar ray craters, in *46th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Ramsdale, J., M. Balme, S. Conway, C. Gallagher, S. Van Gasselt, E. Hauber, C. Orgel, A. Sejourne, and J. Skinner (2017), Grid-based mapping : a method for rapidly determining the spatial distributions of small features over very large areas, *Planetary and Space Science*, 140, 49–61.
- Renne, P., C. Sprain, M. Richards, S. Self, L. Vanderkluysen, and K. Pande (2015), State shift in deccan volcanism at the cretaceous-paleogene boundary, possibly induced by impact, *Science*, 350, 76–78.
- Richards, M., et al. (2015), Triggering of the largest deccan eruptions by the chicxulub impact, *Geological Society of America Bulletin*, 127, 1507–1520.

- Robbins, S. (2014), New crater calibrations for the lunar crater-age chronology, *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 188–198.
- Robbins, S. (2017), A global lunar crater database, complete for craters > 1km, in *Lunar and Planetary Science Conference XLVIII*.
- Robbins, S., and B. M. Hynek (2011), Distant secondary craters from Iyot crater, Mars, and implications for surface ages of planetary bodies, *Geophysical Research Letters*, 38, L05,201.
- Robbins, S., and B. M. Hynek (2012), A new global data of Mars impact craters > 1 km : 1. data creation, properties, and parameters, *Journal of Geophysical Research*, 117, E05,004.
- Robbins, S., et al. (2014), The variability of crater identification among expert and community crater analysts, *Icarus*, 234, 109–131.
- Robbins, S., et al. (2015), The variability of crater identification among expert and community crater analysis, in *Workshop on issues in crater studies and the dating of planetary surfaces*.
- Roberts, W. (1964), Secondary craters, *Icarus*, 3, 248–264.
- Rodriguez, A., et al. (2016), Tsunami waves extensively resurfaced the shorelines of an early martian ocean, *Scientific Reports*, 6, 25,106.
- Salamunnicar, G., S. Loncaric, P. Pina, L. Bandeira, and J. Saraiva (2011), Ma1303 Mars catalogue of martian impact craters and advanced evaluation of crater detection algorithms using diverse topography and image datasets, *Planetary and Space Science*, 59, 111–131.
- Schenk, P., T. Hoogenboom, and K. Johnson (2015), Secondaries and self-secondaries on icy and small rocky bodies, in *Workshop on issues in crater studies and the dating of planetary surfaces*.
- Schimerman, L. (1973), The lunar cartographic dossier, *Tech. rep.*, NASA and the Defense Mapp.
- Schmitz, B., Q.-Z. Yin, M. Sanborn, M. Tassinari, C. Caplan, and G. Huss (2016), A new type of solar-system material recovered from Ordovician marine limestone, *Nature*, 7, 11,851.

- Schon, S. C., H. J. W., and C. I.F. (2012), Recent high-latitude resurfacing by a climate-related latitude-dependent mantle : Constraining age of emplacement from counts of small craters, *Planetary and Space Science*, 69, 49–61.
- Schultz, P. H. . (1992), Atmospheric effects on ejecta emplacement, *Journal of Geophysical Research*, 97, 11,623–11,662.
- Schultz, P. H., and D. E. Gault (1979), Atmospheric effects on martian ejecta emplacement, *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 84, 7669–7687, doi :10.1029/JB084iB13p07669.
- Schwegman, R. (2015), Morphology and morphometry of double layered ejecta craters on mars, Ph.D. thesis, University of Western Ontario.
- Shamos, M. I., and D. Hoey (1975), *Closest-point problems*, Proceeding of 16th Annual IEEE Symposium on Foundations of Computer Science.
- Sharp, R. P. (1968), Surface processes modifying martian craters, *Icarus*, 8, 472–480.
- Shoemaker, E. M. (1965), Preliminary analysis of the fine structure of the lunar surface in mare cognitum, *The Nature of the Lunar Surface / Johns Hopkins Press, Baltimore, Md, 1*, 23–77.
- Shoemaker, E. M. (1968), Television observations from surveyor 7, *Tech. rep.*, JPL.
- Shoemaker, E. M., and R. J. Hackman (1962), *Stratigraphic relations and surface characteristics of the deposits around the lunar craters, in order to outline the framework of a lunar time scale*, Academic Press, London.
- Shoemaker, G., R. J. Hackman, and R. E. Eggleton (1962), *Advances in Astronomical Sciences*, vol. 8.
- Sonett, C., and M. Chan (1998), Neoproterozoic earth-moon dynamics : rework of the 900 ma big cottonwood canyon tidal laminae, *Geophysical Research Letters*, 25, 539–542.
- Stepinski, T. F., M. Mendehall, and B. Bue (2009), Machine cataloging of impact craters on mars, *Icarus*, 203, 77–87.

- Stoffler, D., and G. Ryder (2001), Stratigraphy and isotope ages of lunar geologic units : Chronological standard for the inner solar system. in chronology and evolution of mars, *Space Science Review*, 96, 9–54.
- Stoffler, D., G. Ryder, B. Ivanov, N. Artemieva, M. J. Cintala, and R. Grieve (2006), Cratering history and lunar chronology., *Review of Mineral Geochemistry*, 60, 519–596.
- Strom, R. G., and G. Fielder (1968), Multiphase development of the lunar crater tycho, *Nature*, 217, 611–615.
- Strom, R. G., and G. Neukum (1988), *The cratering record on Mercury and the origin of impacting objects*, In *Mercury*, F. Vilas.
- Suggs, R., D. Moser, W. Cooke, and R. Suggs (2014), The flux of kilogram-sized meteoroids from lunar impact monitoring, *Icarus*, 238, 23–36.
- Tanaka, K. (1996), Steady-state size distribution for the self-similar collision cascade., *Icarus*, 123, 450–455.
- Tanaka, K., S. Robbins, C. Fortezzo, J. Skinner, and T. Hare (2014a), The digital global geological map of mars : Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history, *Planetary and Space Science*, 95, 11–24.
- Tanaka, K., J. Skinner, J. Dohm, R. Irwin, E. Kolb, C. Fortezzo, T. Platz, G. Michael, and T. Hare (2014b), Geologic map of mars, *Tech. rep.*, USGS.
- Tanaka, K. L. (1986), The stratigraphy of mars, *Journal of Geophysical Research*, 91, 139–158.
- Trey, B. (2013), Enregistrement du flux d'impact par les cratères rayés lunaires : conséquences pour les datations des surfaces planétaires, Ph.D. thesis, Université Claude Bernard Lyon 1.
- Urbach, E. R., and T. F. Stepinski (2009), Automatic detection of sub-km craters in high resolution planetary images, *Planetary and Space Science*, 57, 880 – 887, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2009.03.009>.

- Van Der Bogert, C. H., C. M. Dundas, and H. Hiesinger (2015), Target property contrasts as an origin of age and slope discrepancies between craters of coeval units, in *Workshop on issues in crater studies and the dating of planetary surfaces*.
- Van Der Bogert, C. H., H. Hiesinger, C. M. Dundas, T. Kruger, A. McEwen, M. Zanetti, and M. Robinson (2017), Origin of discrepancies between crater size-frequency distributions of coeval lunar geologic units via target property contrasts, *Icarus*, 298, 49–63.
- Webb, D. (1982), Tides and the evolution of the earth-moon system, *Geophysical Journal International*, 1, 261–271.
- Weiss, D. K., and J. Head (2013), Formation of double-layered ejecta craters on Mars: a glacial substrate model, *Geophysical Research Letters*, 40, 3819–3824.
- Werner, S. (2005), Major aspects of the chronostratigraphy and geologic evolution history of Mars, Ph.D. thesis, Berlin University.
- Werner, S., A. Ody, and F. Poulet (2014), The source crater of Martian shergottite meteorites, *Science*, 343, 1343–1346.
- Wieczorek, M. (2017), Notes on the study of Lagain et al. about the variation of the Martian impact cratering rate, *Tech. rep.*, Observatoire de la Côte d’Azur, Laboratoire Lagrange.
- Williams, D., R. Jaumann, H. McSween, S. Marchi, N. Schmedemann, C. Raymond, and C. Russell (2014), The chronostratigraphy of protoplanet Vesta, *Icarus*, 244, 158–165.
- Wohletz, K., and M. Sheridan (1983), Martian rampart crater ejecta : Experiments and analysis of melt-water interaction, *Icarus*, 56, 15 – 37, doi :[http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035\(83\)90125-2](http://dx.doi.org/10.1016/0019-1035(83)90125-2).
- Wood, C. A., and W. Hartmann (1970), Crater statistics in Tycho, *Communications of the Lunar and Planetary Laboratory*, 8, 232–233.
- Wulf, G., and T. Kenkmann (2015), A high-resolution study of double-layered ejecta craters :

- morphology, inherent structure, and phenomenological modeling, *Meteorit. Planet. Sci.*, 50, 173–203.
- Young, J. (1940), A statistical investigation of diameter and distribution of lunar craters, *J. Brit. Astronom. Assoc.*, 50, 309–326.
- Zanetti, M., A. Stadermann, C. Krüger, C. H. van der Bogert, H. Hiensinger, and B. Jolliff (2014), Mapping crater density variation on copernican ejecta blankets : evidence for auto-secondary cratering at tycho and aristarchus, in *45th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Zanetti, M., A. Stadermann, B. Jolliff, C. H. van der Bogert, H. Hiensinger, and J. Plescia (2015), Auto-secondary cratering vs target property effects on ejecta blankets of copernican craters : what are the implications for age dating using small diameter crater statistics?, in *46th Lunar and Planetary Science Conference*.
- Zappalà, V., A. Cellino, B. Gladman, S. Manley, and F. Migliorini (1998), Asteroid showers on earth after family breakup events, *Icarus*, 134, 176–179.
- Zimbelman, J., and L. Griffin (2010), Hirise images of yardangs and sinuous ridges in the lower member of the medusae fossae formation, mars, *Icarus*, 205, 198–210.

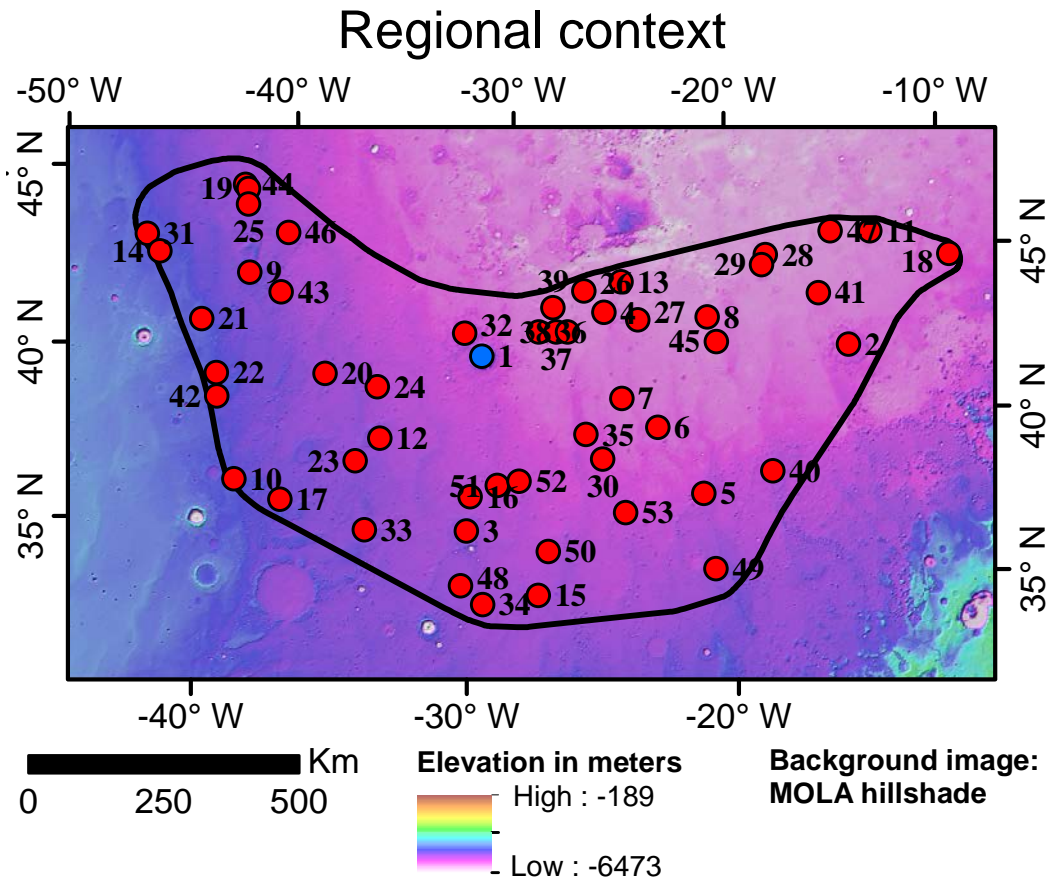
Annexes

Annexes A : Datations relatives à l'étude de la variation du flux d'impact martien

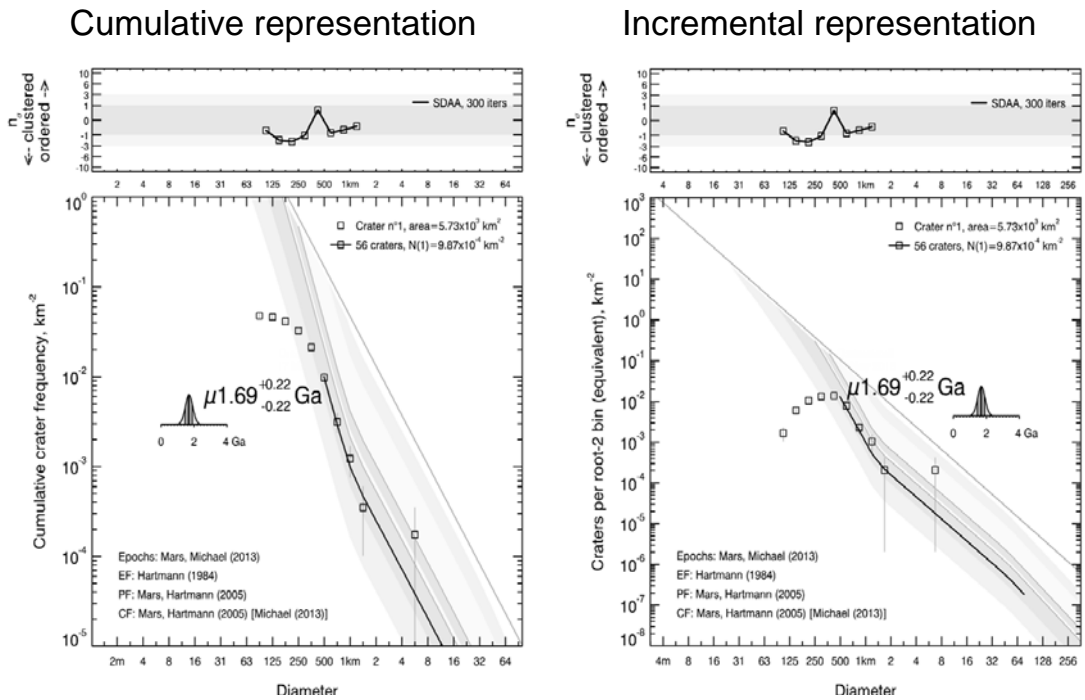
ANNEXES A : ÉTUDE DU FLUX D'IMPACT MARTIEN

| ID | Latitude [°] | Longitude [°] | Diameter [km] | Area [km ²] | Number of craters counted (after random analysis) | Number of craters fitted with an isochron | Range of diameters used to fit (min - $2\sqrt{\text{Area}/\pi}$) | Model age [Gyr] Hartmann, 2005 | Error [Gyr] |
|------------|--------------|---------------|---------------|-------------------------|---|---|---|--------------------------------|----------------|
| 1 | 42.02 | -30.41 | 40.4 | 5730 | 273 | 56 | 500m - 76km | μ 1.69 | +0.22 -0.22 |
| 2 | 42.42 | -15.01 | 24.4 | 9010 | 407 | 45 | 354m - 77km | μ 0.39 | +0.06 -0.06 |
| 3 | 36.56 | -30.41 | 26.7 | 3170 | 133 | 16 | 500m - 56km | μ 0.91 | +0.24 -0.20 |
| 4 | 43.63 | -25.36 | 11.1 | 1220 | 123 | 8 | 500m - 35km | μ 1.23 | +0.46 -0.37 |
| 5 | 38 | -21.19 | 10 | 557 | 55 | 6 | 500m - 24km | μ 1.97 | +0.69 -0.63 |
| 6 | 40.06 | -23.02 | 7.8 | 425 | 54 | 4 | 500m - 21km | μ 1.79 | +0.78 -0.67 |
| 7 | 40.95 | -24.51 | 7 | 561 | 74 | 5 | 500m - 24km | μ 1.70 | +0.72 -0.60 |
| 8 | 43.51 | -20.93 | 8 | 613 | 90 | 24 | 250m - 25km | μ 0.59 | +0.12 -0.12 |
| 9 | 43.44 | -40.67 | 14.6 | 1110 | 48 | 15 | 354m - 33km | μ 0.72 | +0.20 -0.17 |
| 10 | 37.19 | -39.65 | 11.7 | 494 | 20 | 16 | 177m - 22km | μ 0.16 | +0.04 -0.04 |
| 11 | 45.87 | -13.59 | 13.4 | 899 | 87 | 22 | 354m - 30km | μ 1.29 | +0.29 -0.25 |
| 12 | 39.13 | -34.19 | 10.8 | 926 | 45 | 20 | 250m - 30km | μ 0.33 | +0.08 -0.07 |
| 13 | 44.6 | -24.66 | 7.6 | 514 | 53 | 5 | 500m - 23km | μ 1.82 | +0.73 -0.64 |
| 14 | 43.39 | -44.62 | 10.1 | 700 | 29 | 7 | 500m - 26km | μ 1.84 | +0.66 -0.57 |
| 15 | 34.69 | -27.5 | 13.1 | 1720 | 251 | 6 | 707m - 41km | μ 2.07 | +0.68 -0.66 |
| 16 | 37.63 | -30.37 | 7 | 313 | 66 | 28 | 177m - 18km | μ 0.42 | +0.08 -0.08 |
| 17 | 36.82 | -37.75 | 7.1 | 749 | 31 | 17 | 250m - 27km | μ 0.37 | +0.09 -0.08 |
| 18 | 44.84 | -10.25 | 7.1 | 1370 | 93 | 18 | 354m - 37km | μ 0.70 | +0.17 -0.15 |
| 19 | 45.92 | -41.54 | 8.4 | 393 | 16 | 13 | 125m - 20km | μ 0.05 | +0.02 -0.01 |
| 20 | 40.86 | -36.77 | 8.4 | 1280 | 25 | 25 | 250m - 36km | μ 0.29 | +0.06 -0.06 |
| 21 | 41.73 | -42.21 | 7.9 | 332 | 18 | 8 | 177m - 18km | μ 0.12 | +0.05 -0.04 |
| 22 | 40.24 | -41.14 | 6.5 | 531 | 41 | 8 | 354m - 23km | μ 0.83 | +0.31 -0.25 |
| 23 | 38.33 | -35.05 | 6.5 | 186 | 12 | 7 | 177m - 14km | μ 0.19 | +0.08 -0.06 |
| 24 | 40.7 | -34.56 | 6.4 | 459 | 32 | 6 | 354m - 21km | μ 0.74 | +0.32 -0.25 |
| 25 | 45.46 | -41.37 | 6.2 | 257 | 19 | 2 | 354m - 16km | μ 0.73 | +0.44 -0.31 |
| 26 | 44.26 | -26.27 | 12.4 | 1320 | 162 | 24 | 354m - 36km | μ 0.93 | +0.19 -0.19 |
| 27 | 43.42 | -23.9 | 10.6 | 1330 | 98 | 7 | 500m - 36km | μ 1.00 | +0.40 -0.32 |
| 28 | 45.38 | -18.3 | 7.3 | 508 | 64 | 21 | 354m - 23km | μ 2.15 | +0.45 -0.42 |
| 29 | 45.09 | -18.49 | 6.7 | 425 | 54 | 4 | 500m - 21km | μ 1.79 | +0.78 -0.67 |
| 30 | 39.03 | -25.21 | 8.3 | 220 | 31 | 6 | 354m - 15km | μ 1.53 | +0.64 -0.51 |
| 31 | 43.78 | -45.33 | 6.1 | 368 | 31 | 13 | 250m - 19km | μ 0.56 | +0.16 -0.14 |
| 32 | 42.67 | -31.22 | 21.6 | 1480 | 75 | 15 | 500m - 38km | μ 1.82 | +0.48 -0.42 |
| 33 | 36.26 | -34.35 | 9.2 | 747 | 41 | 21 | 250m - 27km | μ 0.43 | +0.10 -0.09 |
| 34 | 34.31 | -29.58 | 8.9 | 553 | 62 | 4 | 500m - 24km | μ 1.44 | +0.72 -0.56 |
| 35 | 39.78 | -25.92 | 5.4 | 244 | 33 | 8 | 250m - 16km | μ 0.53 | +0.20 -0.16 |
| 36 | 42.91 | -28.09 | 5.7 | 278 | 39 | 14 | 250m - 17km | μ 0.79 | +0.22 -0.19 |
| 37 | 42.94 | -27.35 | 5.9 | 360 | 93 | 53 | 250m - 19km | μ 2.20 | +0.29 -0.30 |
| 38 | 42.95 | -26.88 | 5.7 | 340 | 75 | 25 | 250m - 18km | μ 1.10 | +0.22 -0.22 |
| 39 | 43.7 | -27.56 | 5 | 153 | 35 | 14 | 250m - 12km | μ 1.43 | +0.40 -0.34 |
| 40 | 38.63 | -18.43 | 24.8 | 1520 | 186 | 60 | 250m - 39km | μ 0.59 | +0.08 -0.08 |
| 41 | 44.09 | -16.1 | 7 | 600 | 41 | 11 | 354m - 24km | μ 0.99 | +0.32 -0.26 |
| 42 | 39.55 | -40.94 | 6.9 | 521 | 37 | 9 | 354m - 23km | μ 0.95 | +0.34 -0.27 |
| 43 | 43.06 | -39.18 | 5.4 | 250 | 23 | 10 | 177m - 16km | μ 0.20 | +0.07 -0.06 |
| 44 | 46.02 | -41.7 | 5.1 | 186 | 13 | 7 | 177m - 14km | μ 0.19 | +0.08 -0.06 |
| 45 | 42.74 | -20.56 | 7.1 | 441 | 48 | 11 | 250m - 21km | μ 0.40 | +0.13 -0.10 |
| 46 | 44.89 | -39.38 | 5.1 | 173 | 12 | 6 | 177m - 13km | μ 0.18 | +0.08 -0.06 |
| 47 | 44.97 | -15.35 | 5 | 106 | 11 | 3 | 177m - 10km | μ 0.16 | +0.10 -0.07 |
| 48 | 34.84 | -30.47 | 9.8 | 3330 | 148 | 51 | 354m - 54km | μ 0.90 | +0.13 -0.13 |
| 49 | 35.63 | -20.76 | 6.6 | 754 | 86 | 19 | 250m - 27km | μ 0.39 | +0.09 -0.08 |
| 50 | 36.09 | -27.21 | 5.8 | 265 | 19 | 8 | 177m - 16km | μ 0.15 | +0.06 -0.05 |
| 51 | 38.04 | -29.35 | 5 | 222 | 22 | 6 | 250m - 15km | μ 0.45 | +0.20 -0.15 |
| 52 | 38.23 | -28.51 | 6.1 | 786 | 47 | 12 | 354m - 28km | μ 0.82 | +0.25 -0.21 |
| 53 | 37.39 | -24.27 | 8.7 | 379 | 46 | 18 | 177m - 19km | μ 0.23 | +0.06 -0.05 |
| study area | / | / | / | 767 000 | 4909 | 477 | 1.41km - 875km | μ 2.23 | +0.10 -0.10 |
| | | | | 4410 | 453 | 196 | 354m - 66km | μ 2.18 | +0.15 -0.15 |

Tableau présentant les datations des cratères de plus de 5 km de diamètre présents sur la zone d'étude. Le détail de la datation de la région est présenté en dernière ligne du tableau.

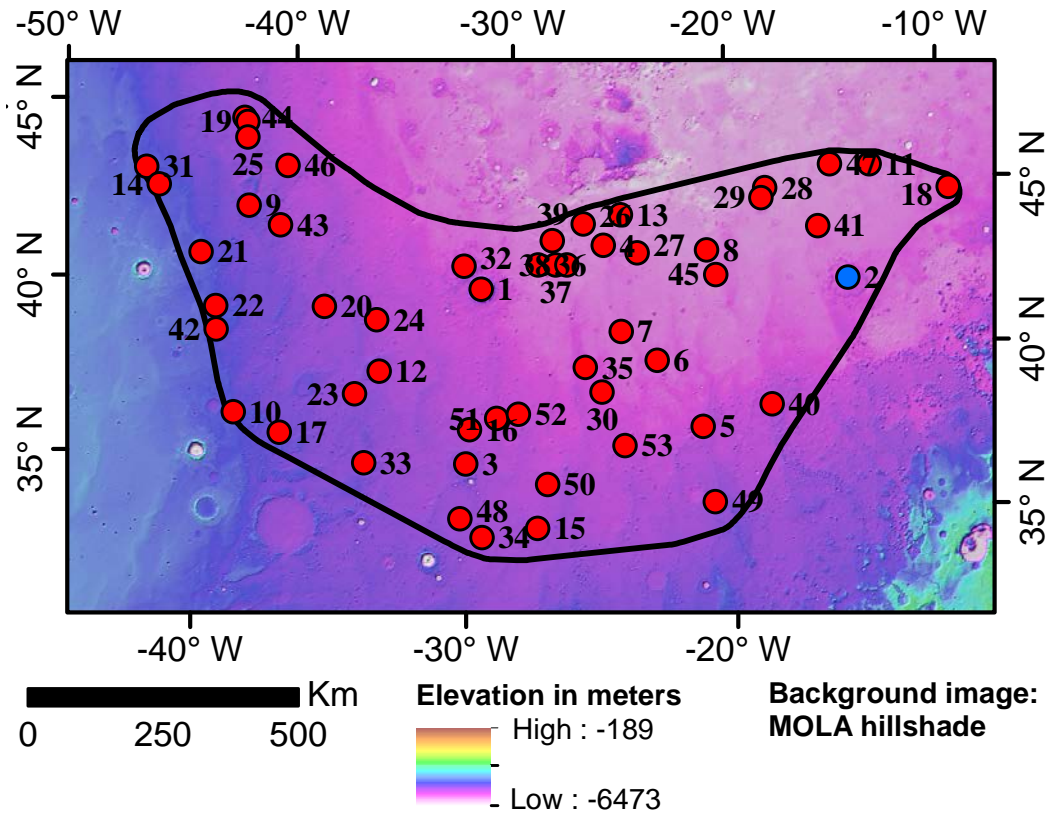


Crater model age



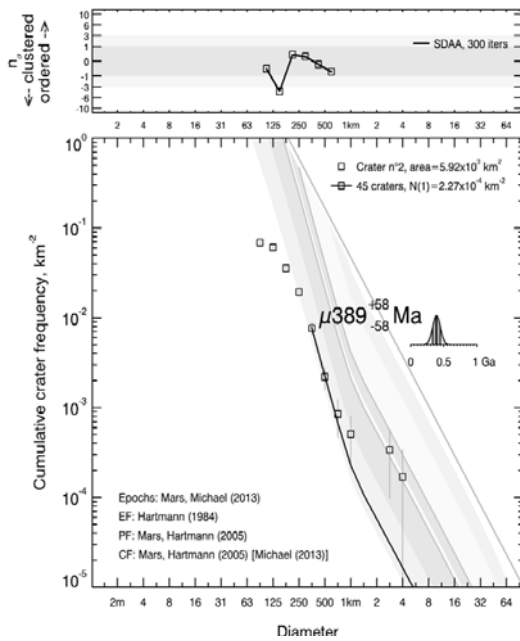
Datation du cratère n°1.

Regional context

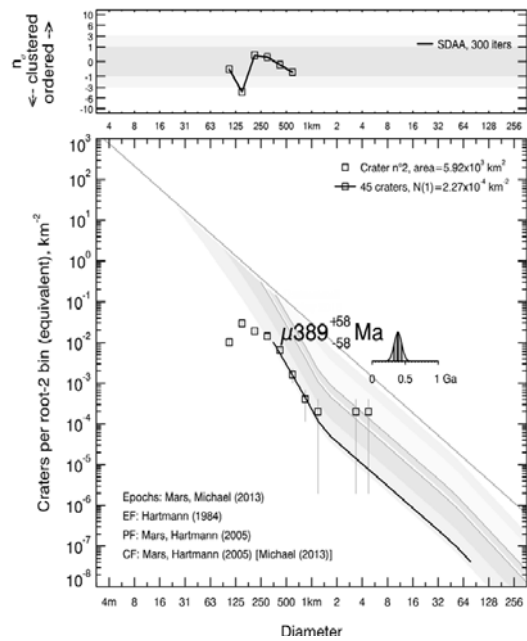


Crater model age

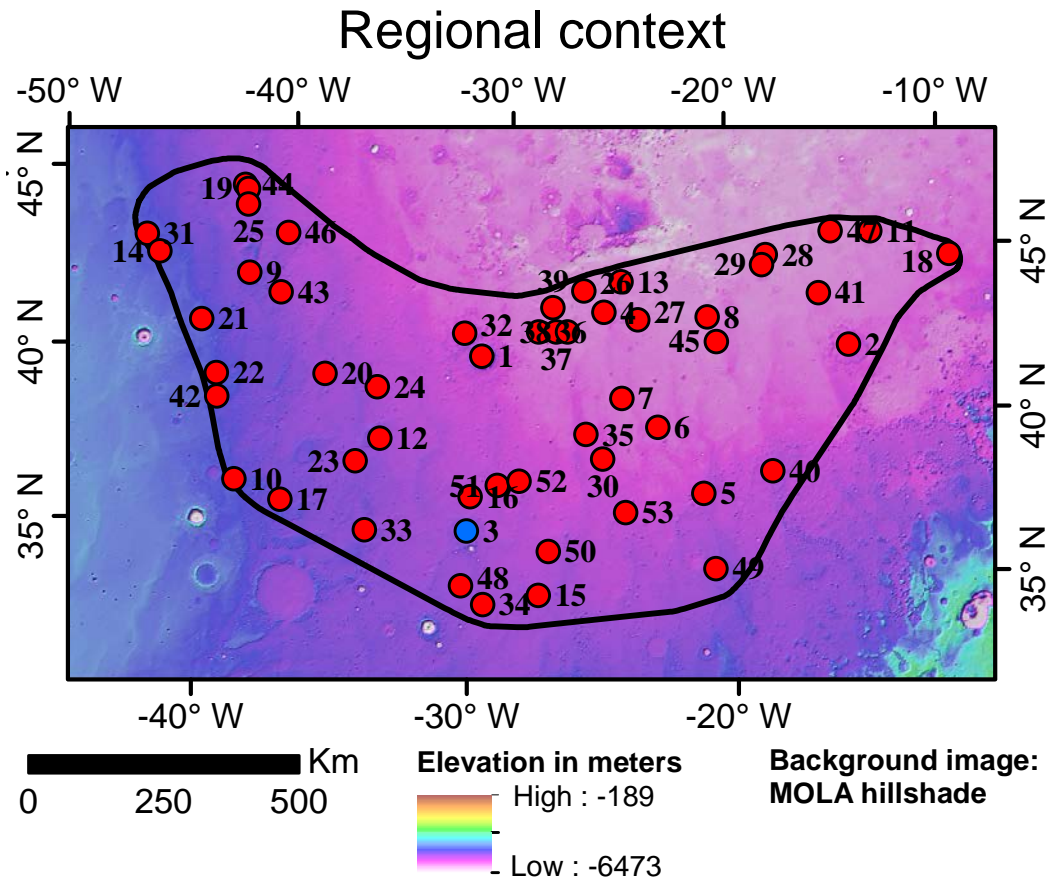
Cumulative representation



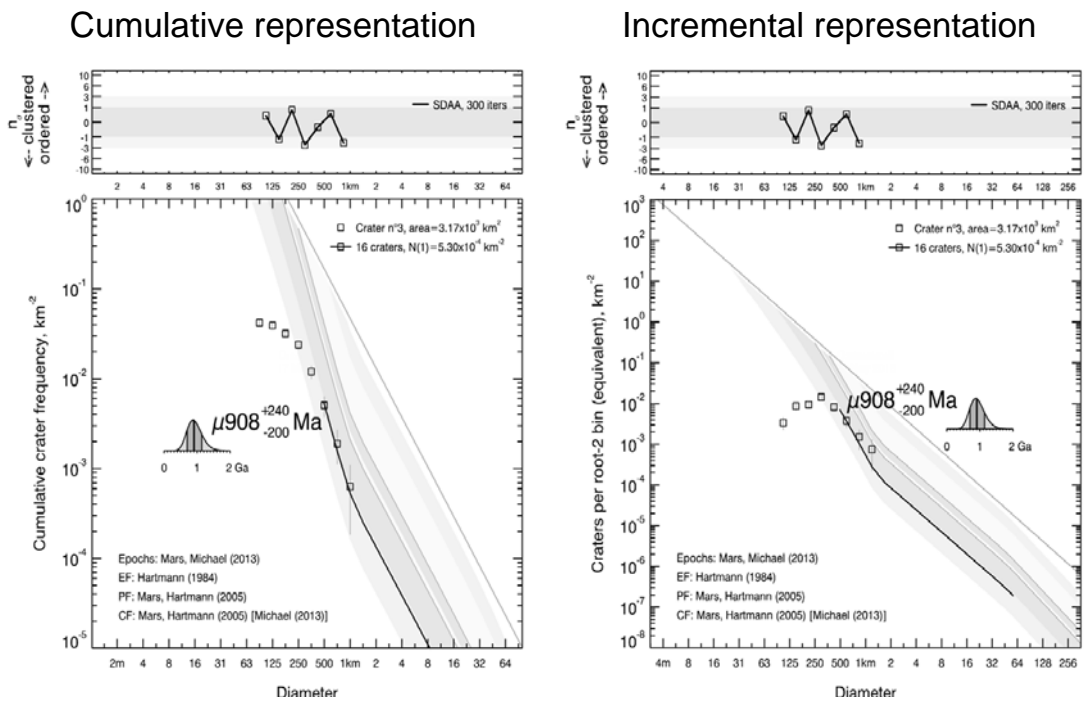
Incremental representation



Datation du cratère n°2.

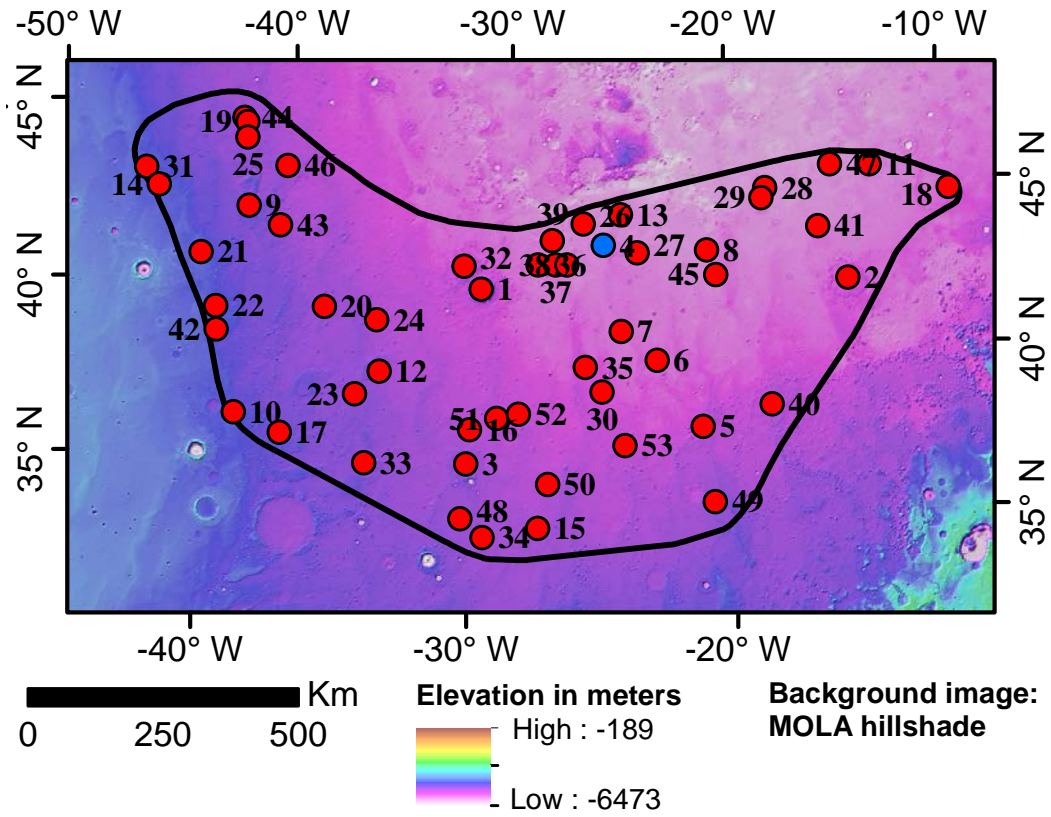


Crater model age



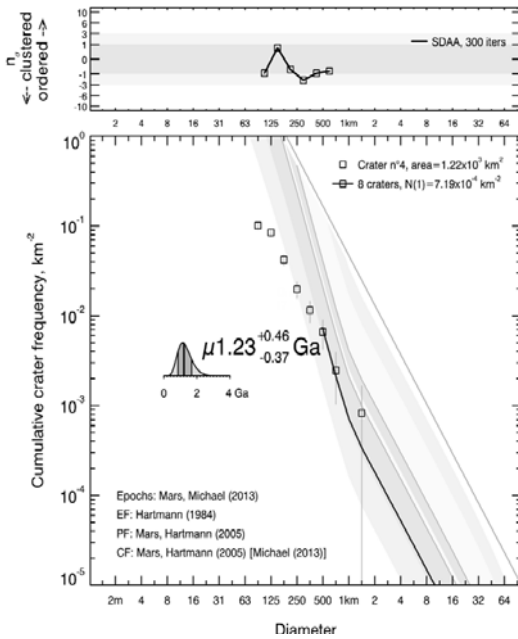
Datation du cratère n°3.

Regional context

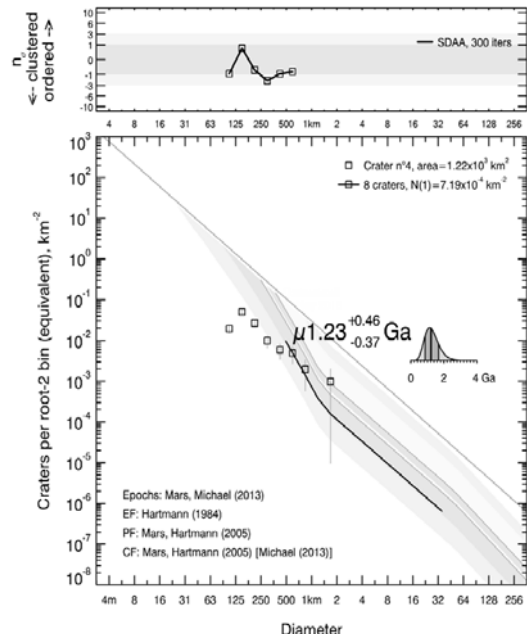


Crater model age

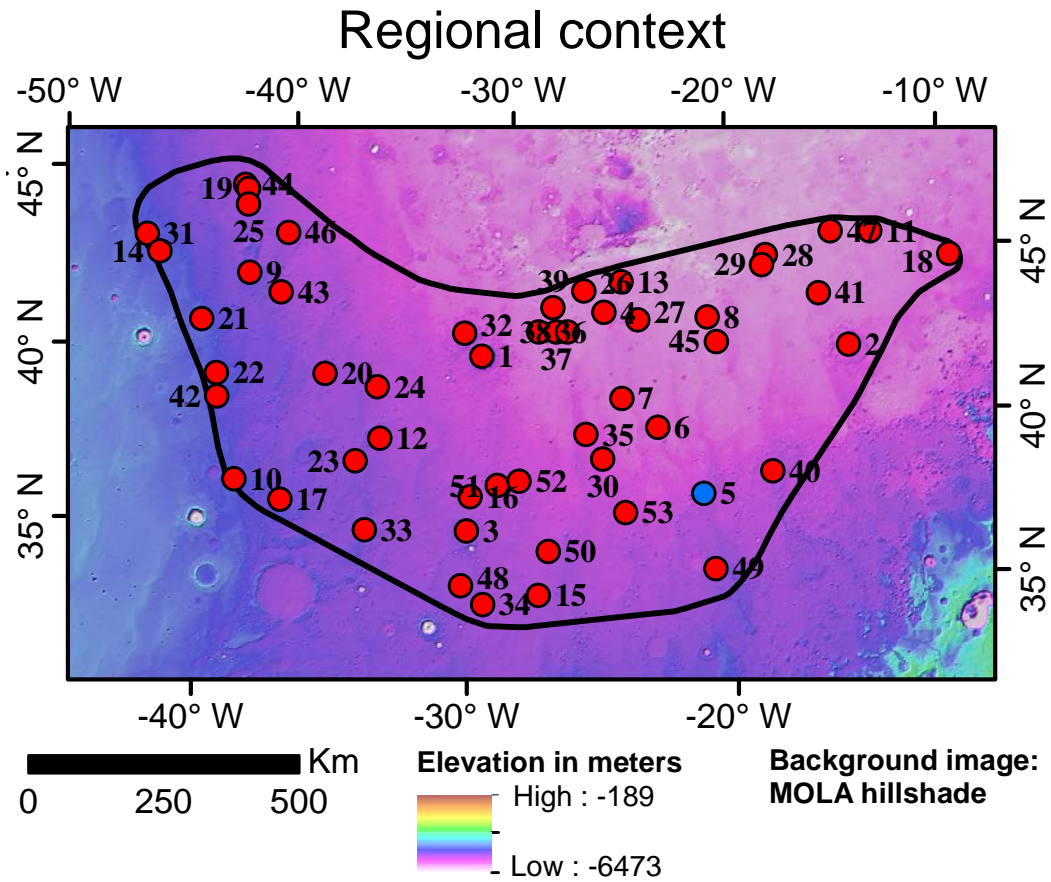
Cumulative representation



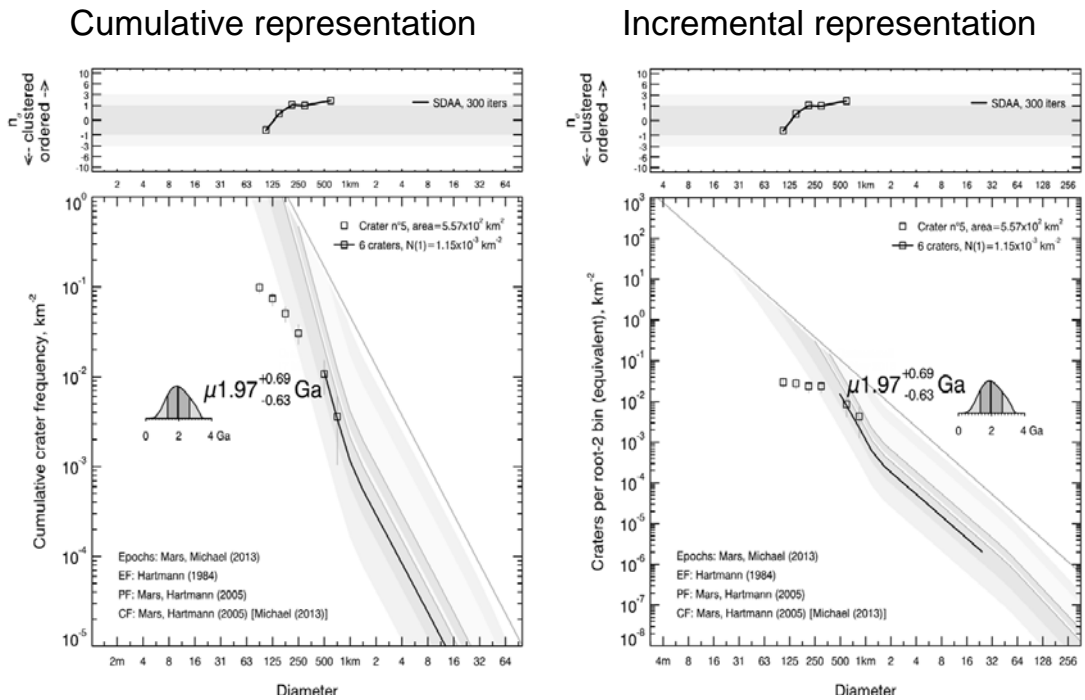
Incremental representation



Datation du cratère n°4.

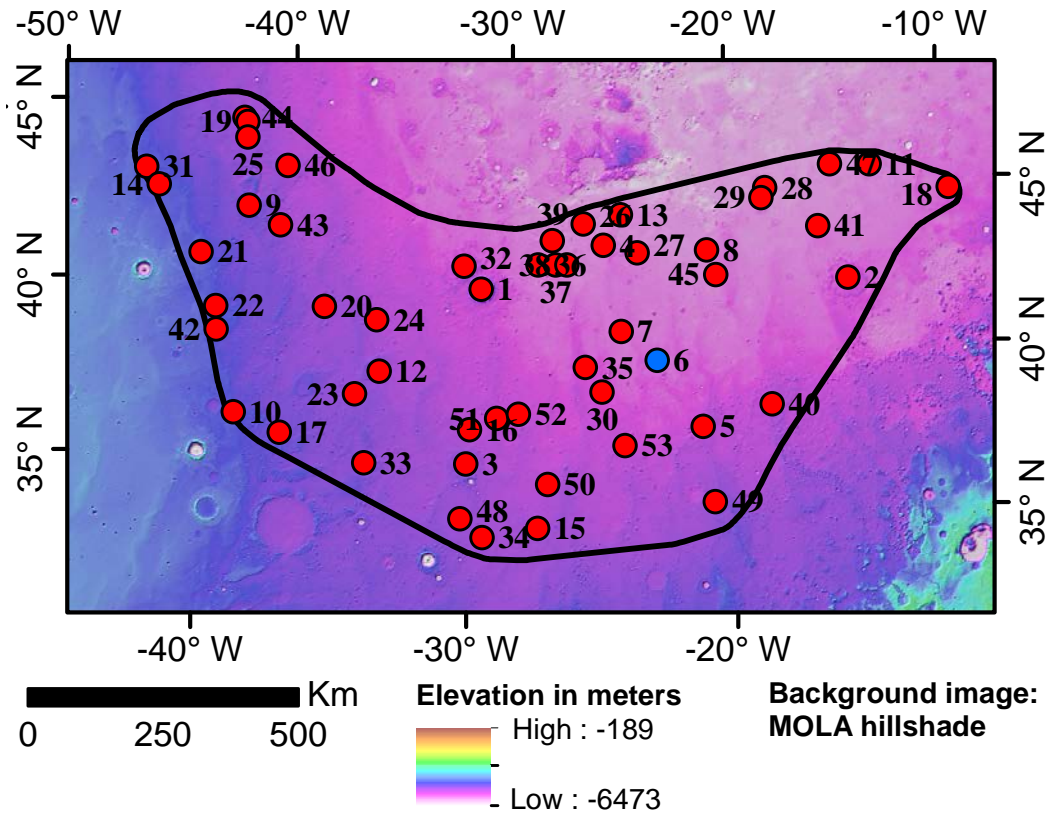


Crater model age



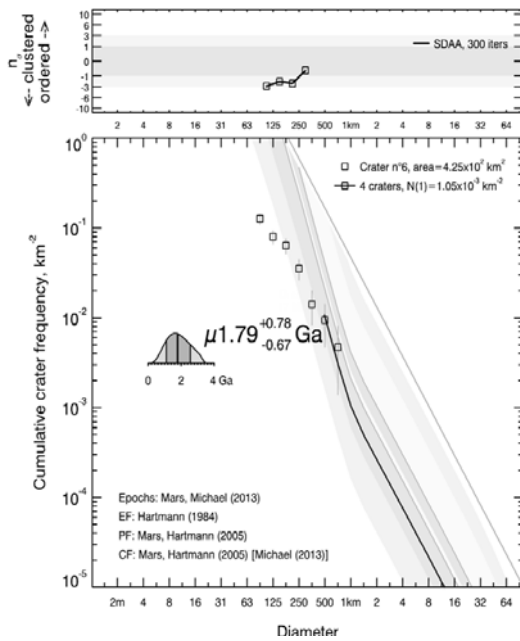
Datation du cratère n°5.

Regional context

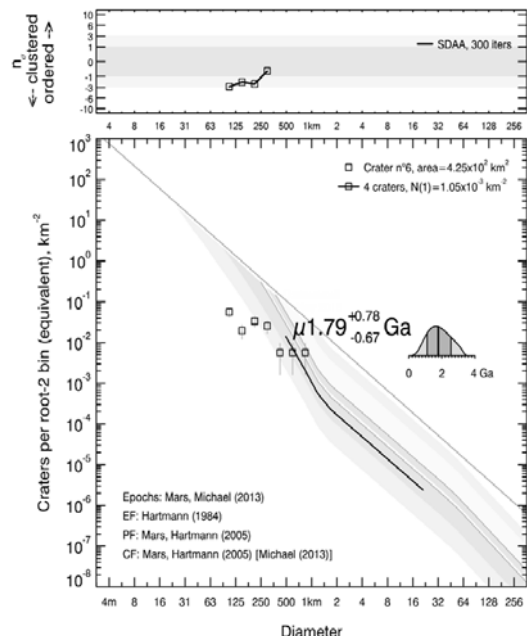


Crater model age

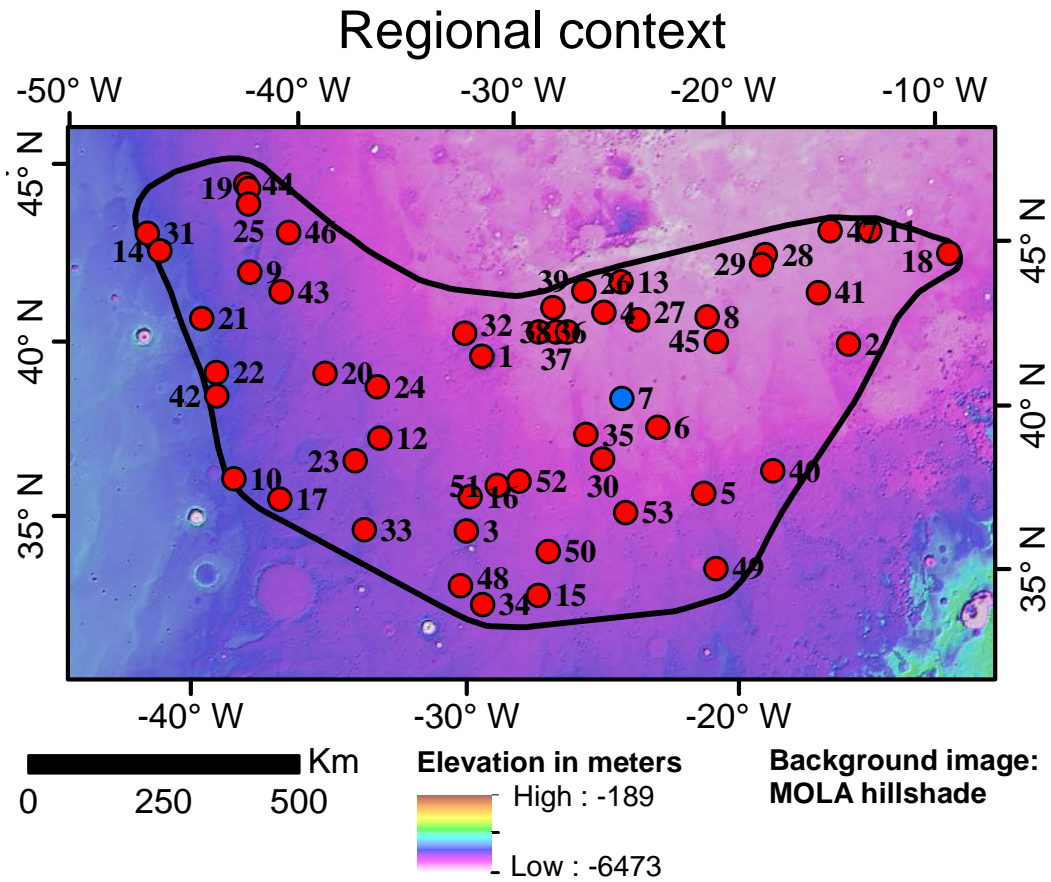
Cumulative representation



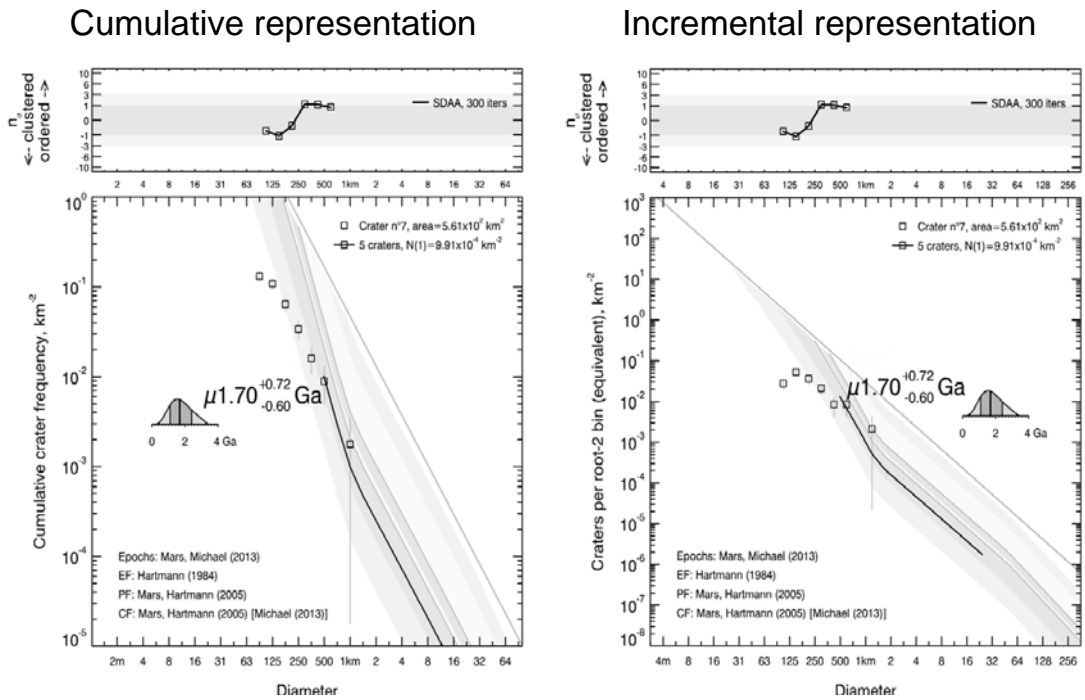
Incremental representation



Datation du cratère n°6.

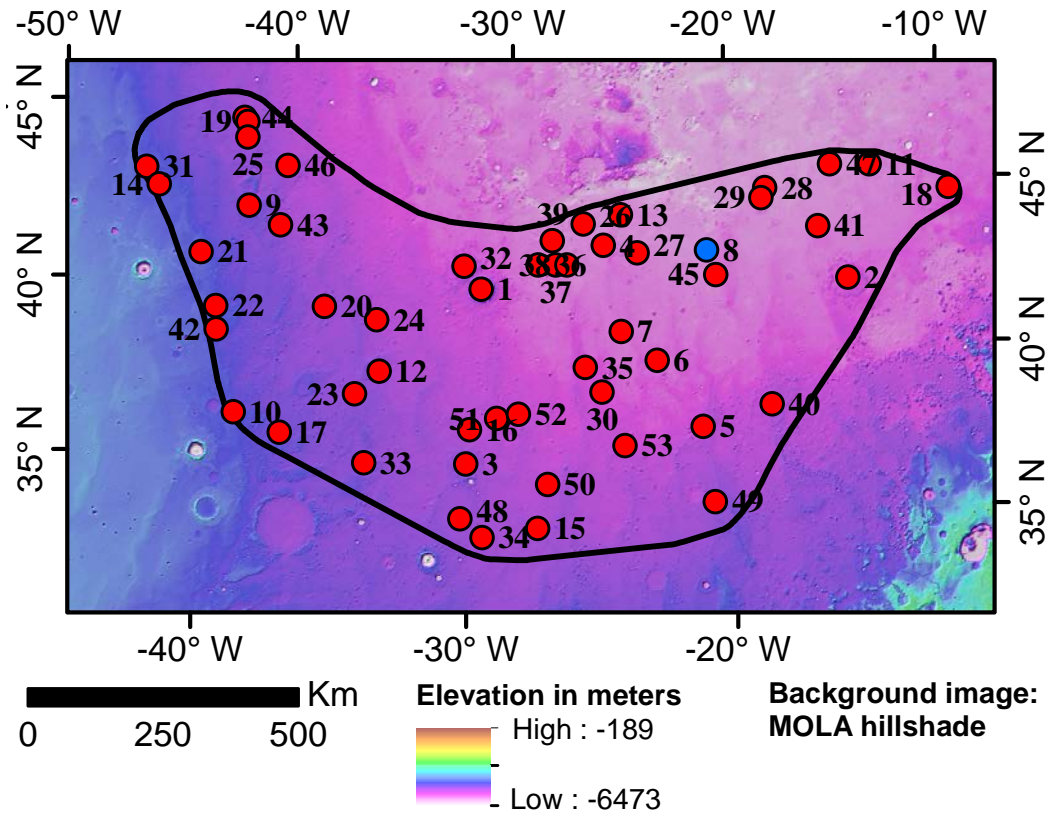


Crater model age



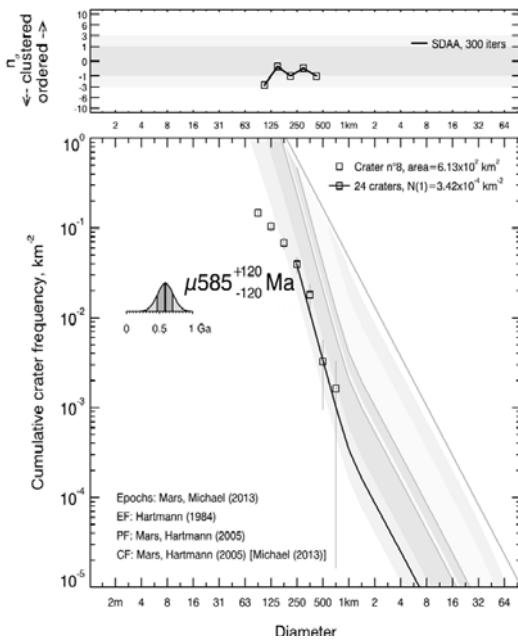
Datation du cratère n°7.

Regional context

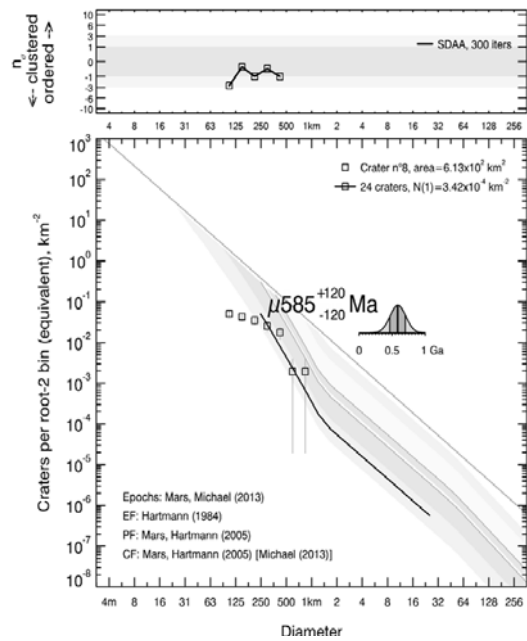


Crater model age

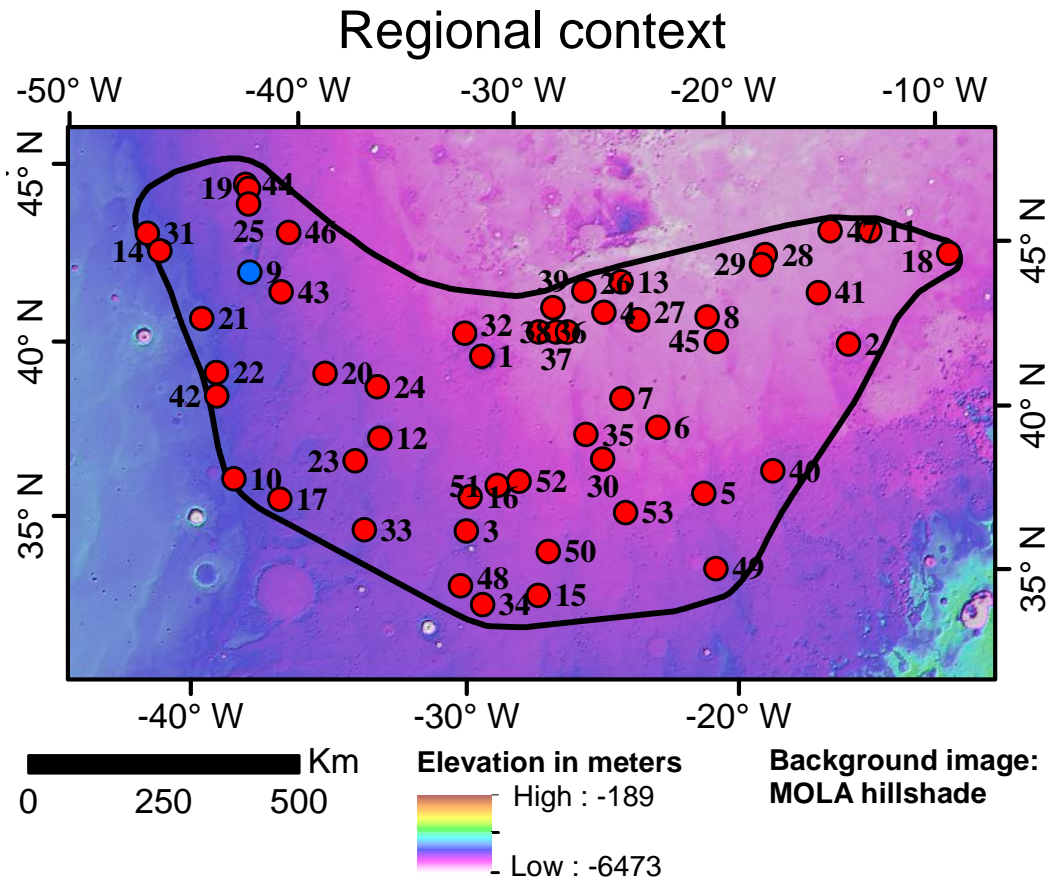
Cumulative representation



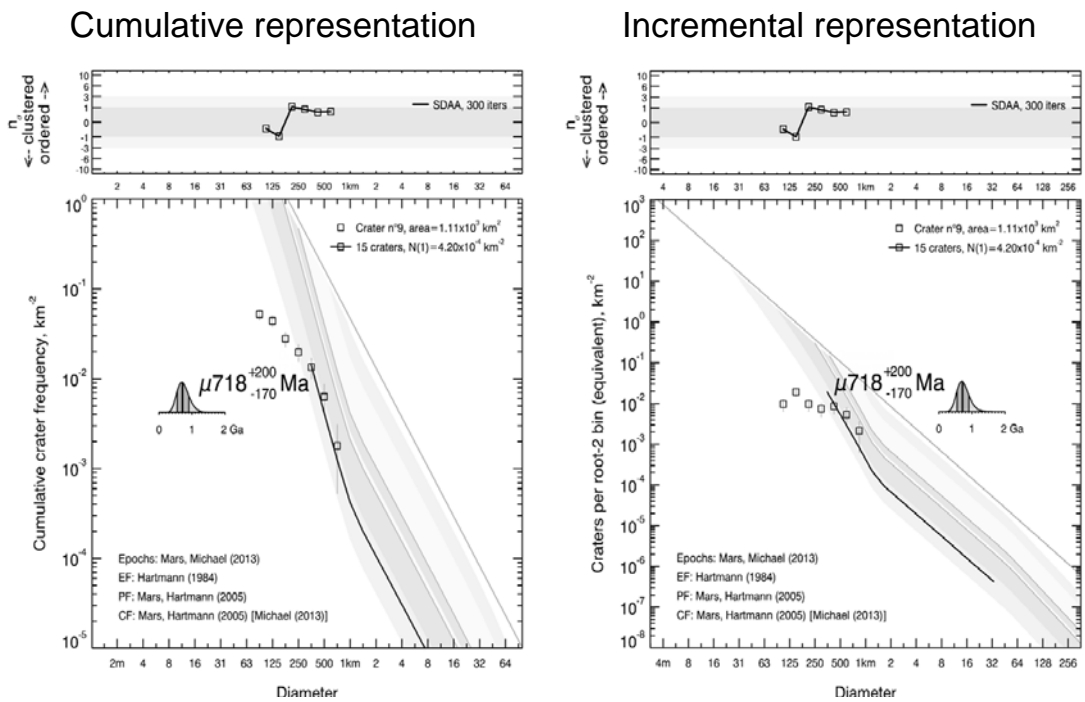
Incremental representation



Datation du cratère n°8.

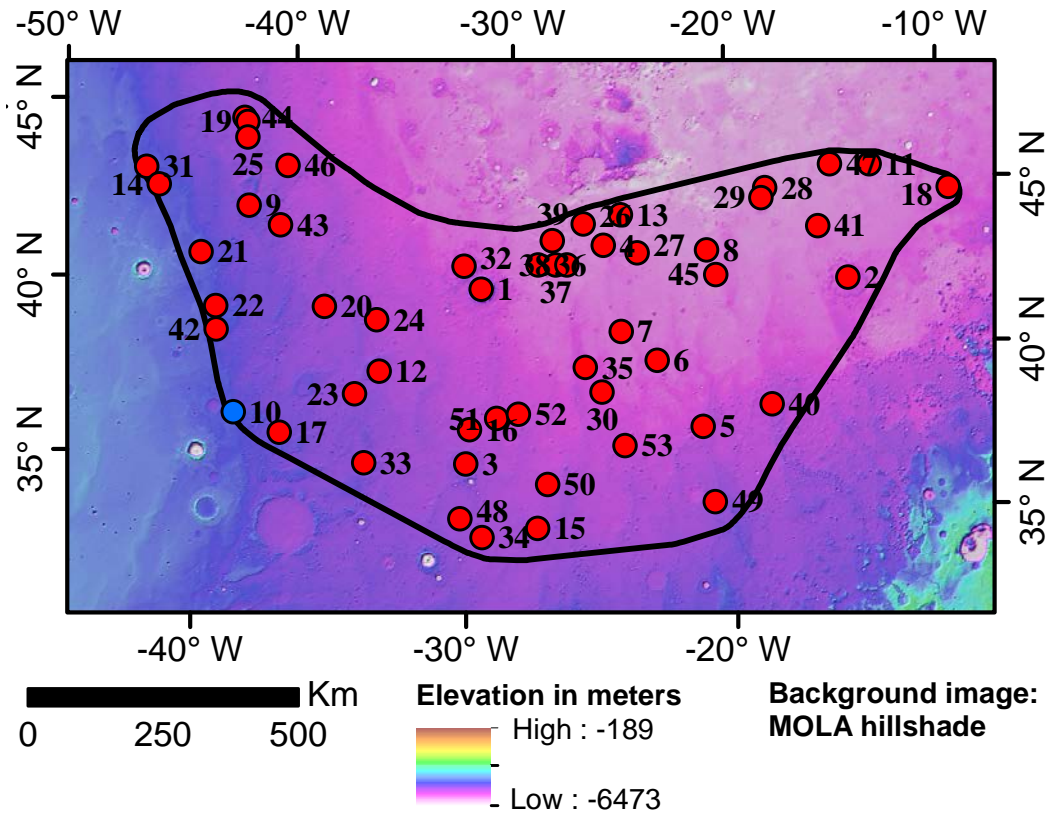


Crater model age



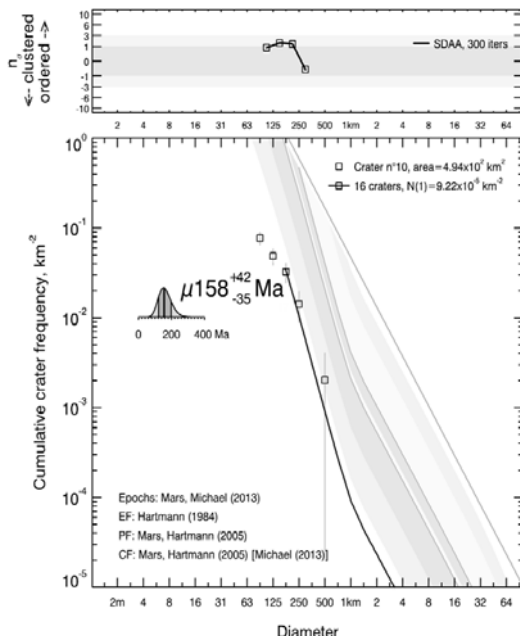
Datation du cratère n°9.

Regional context

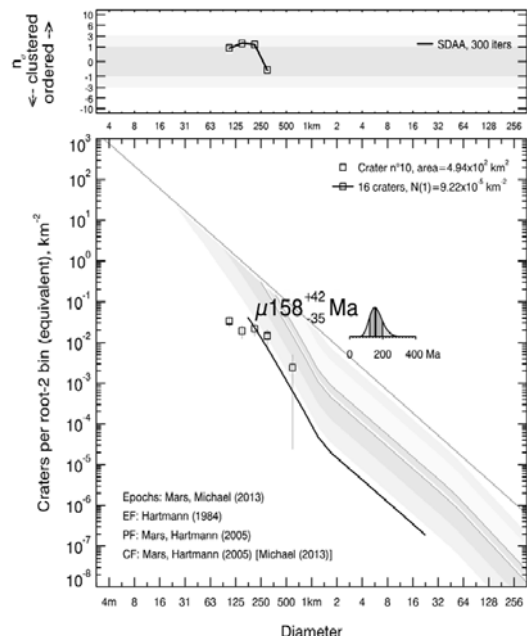


Crater model age

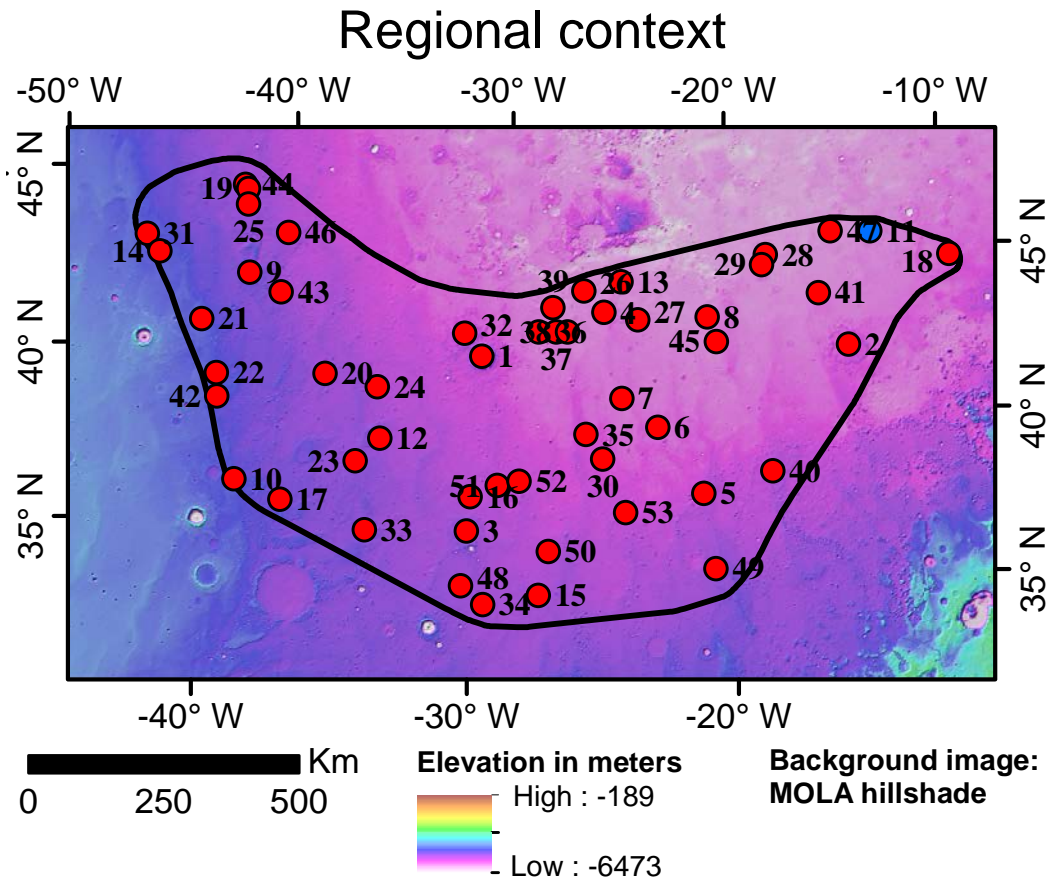
Cumulative representation



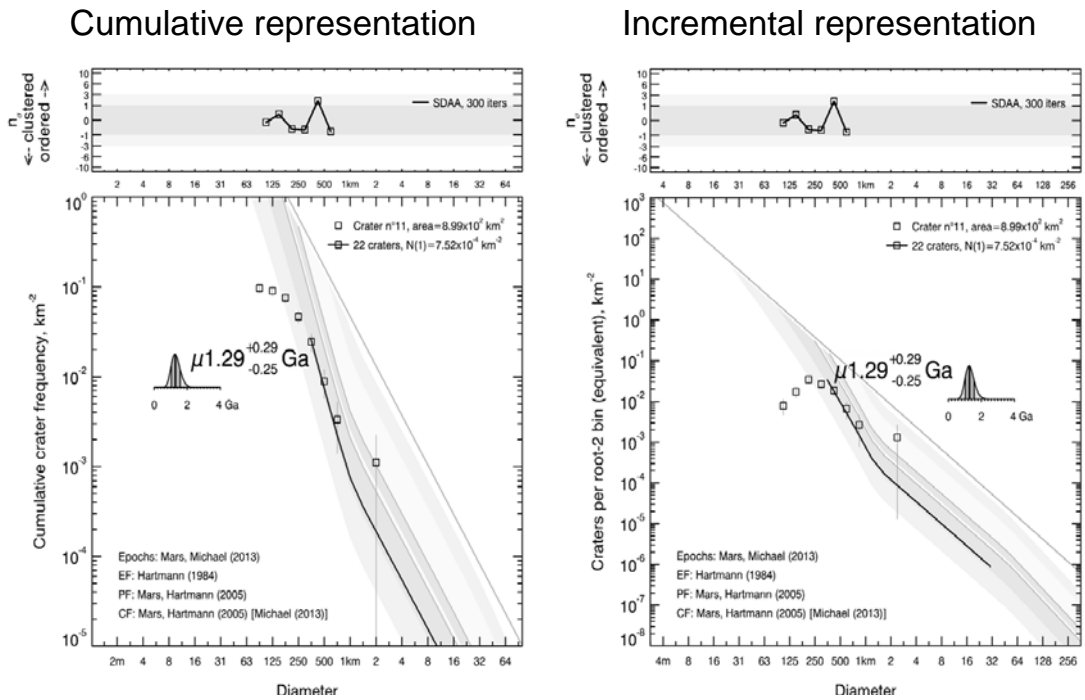
Incremental representation



Datation du cratère n°10.

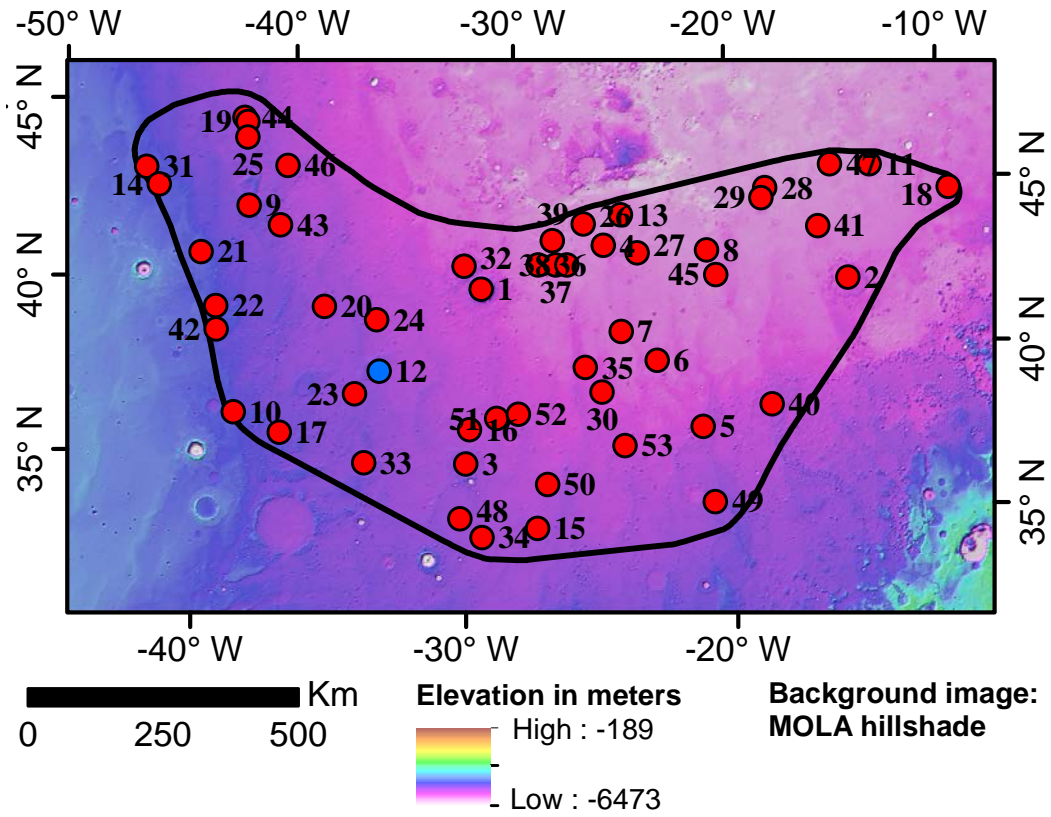


Crater model age



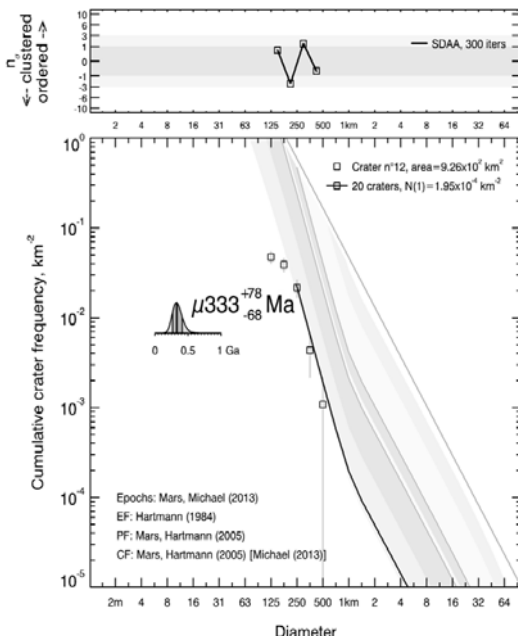
Datation du cratère n°11.

Regional context

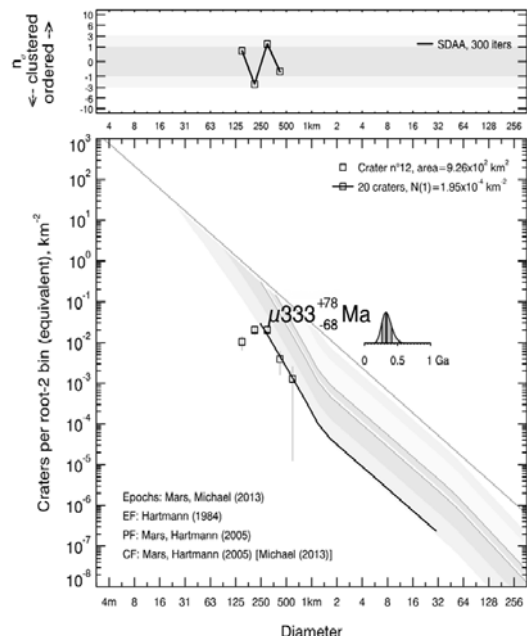


Crater model age

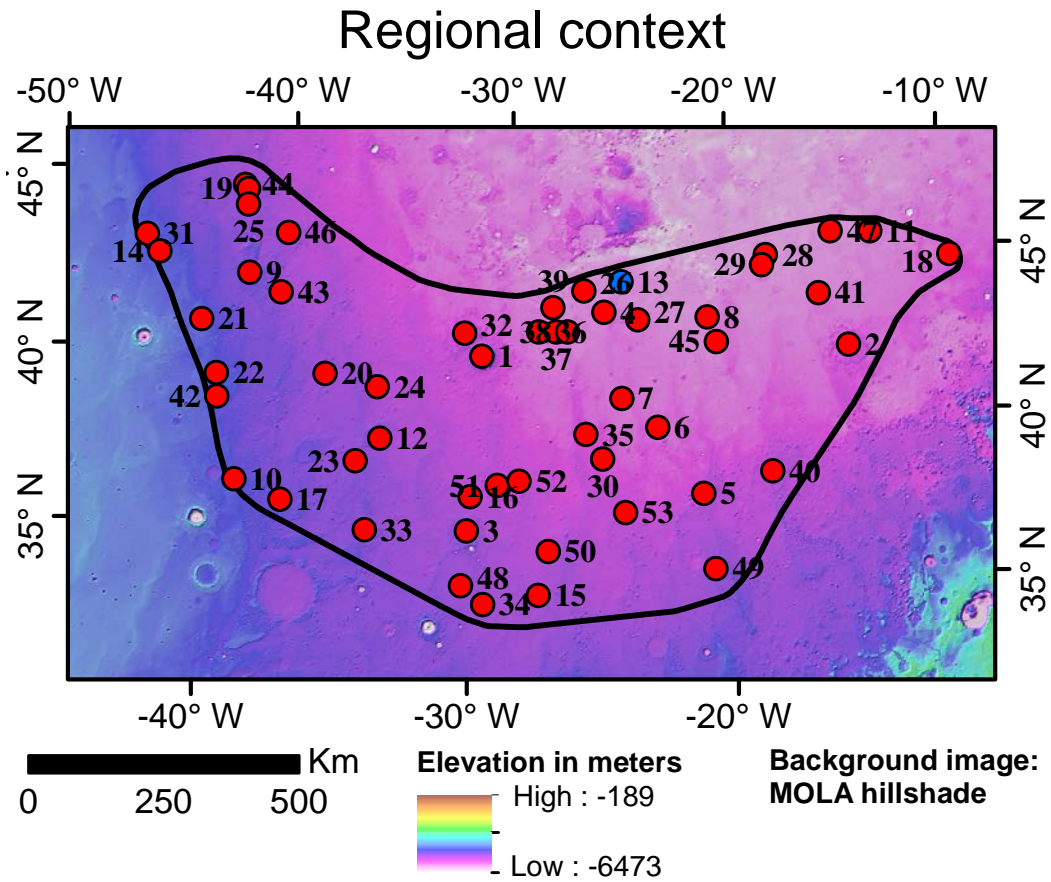
Cumulative representation



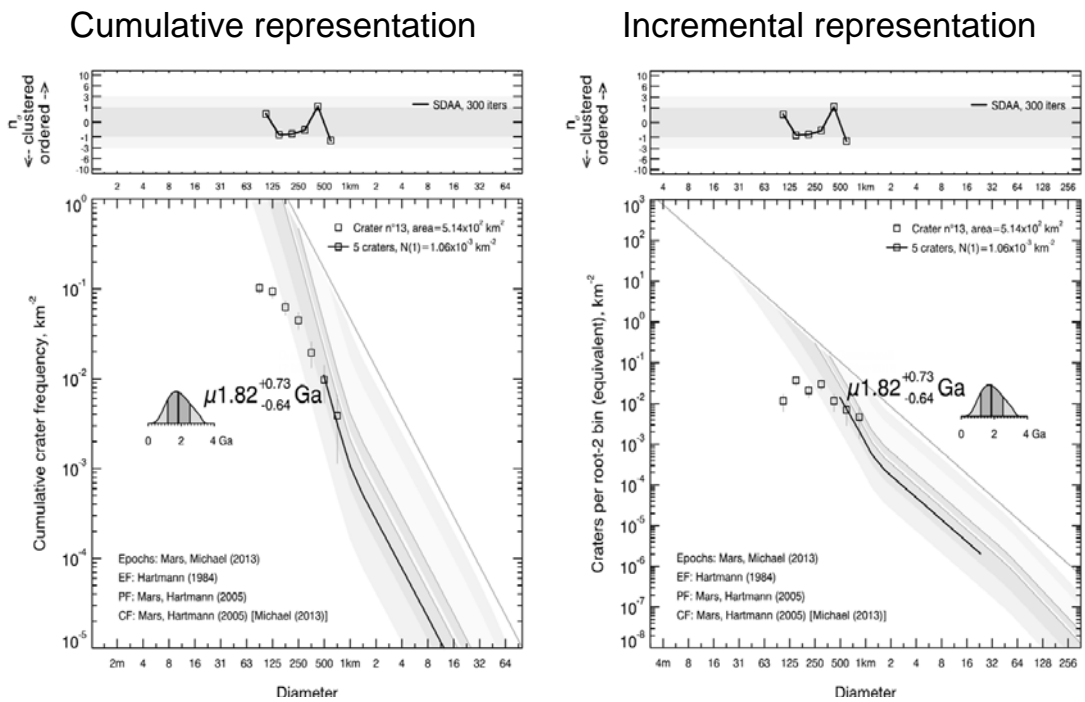
Incremental representation



Datation du cratère n°12.

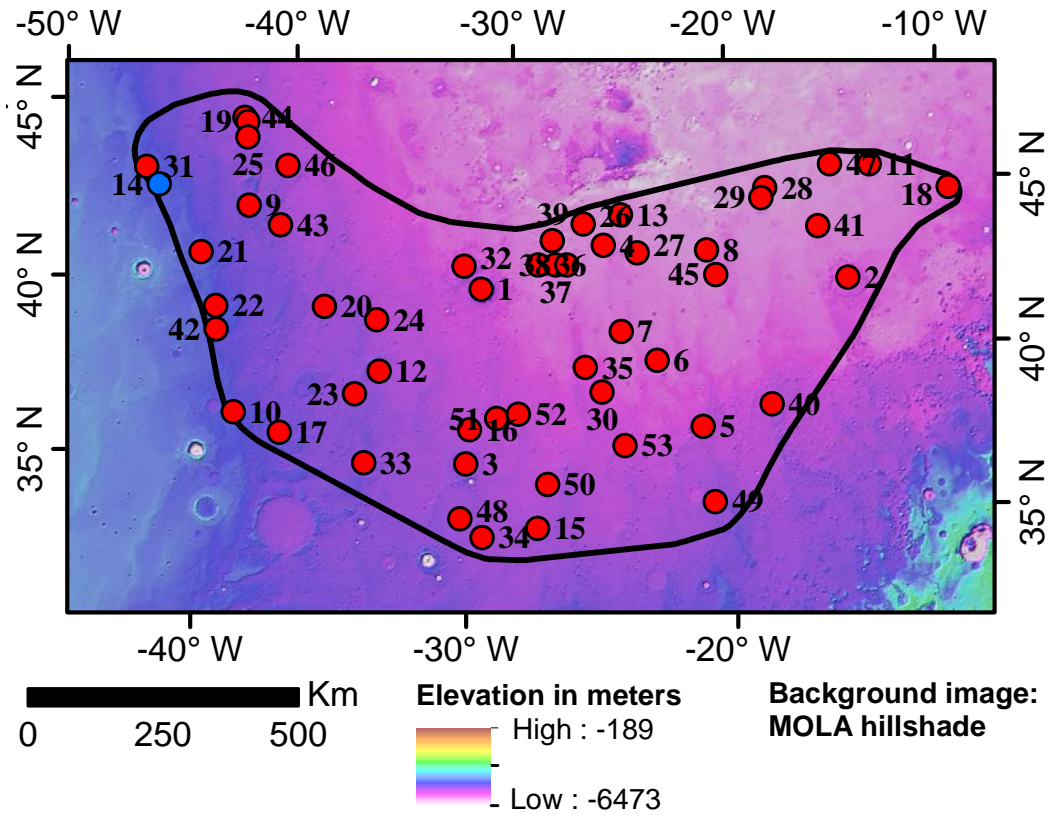


Crater model age



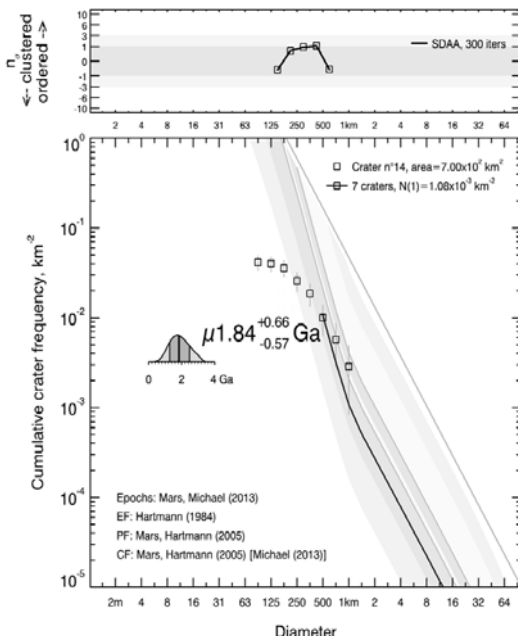
Datation du cratère n°13.

Regional context

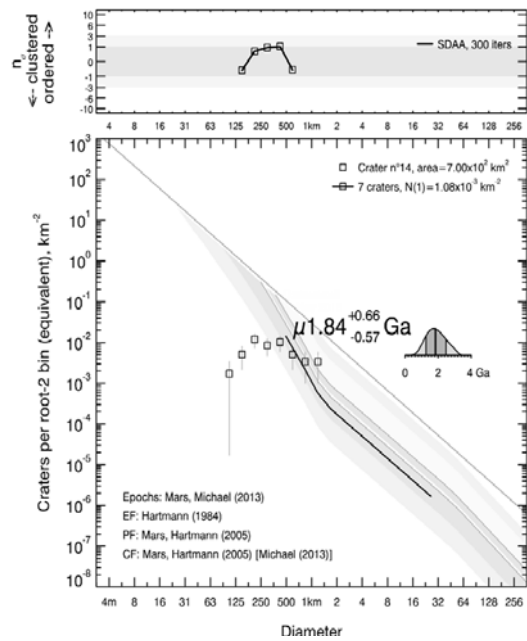


Crater model age

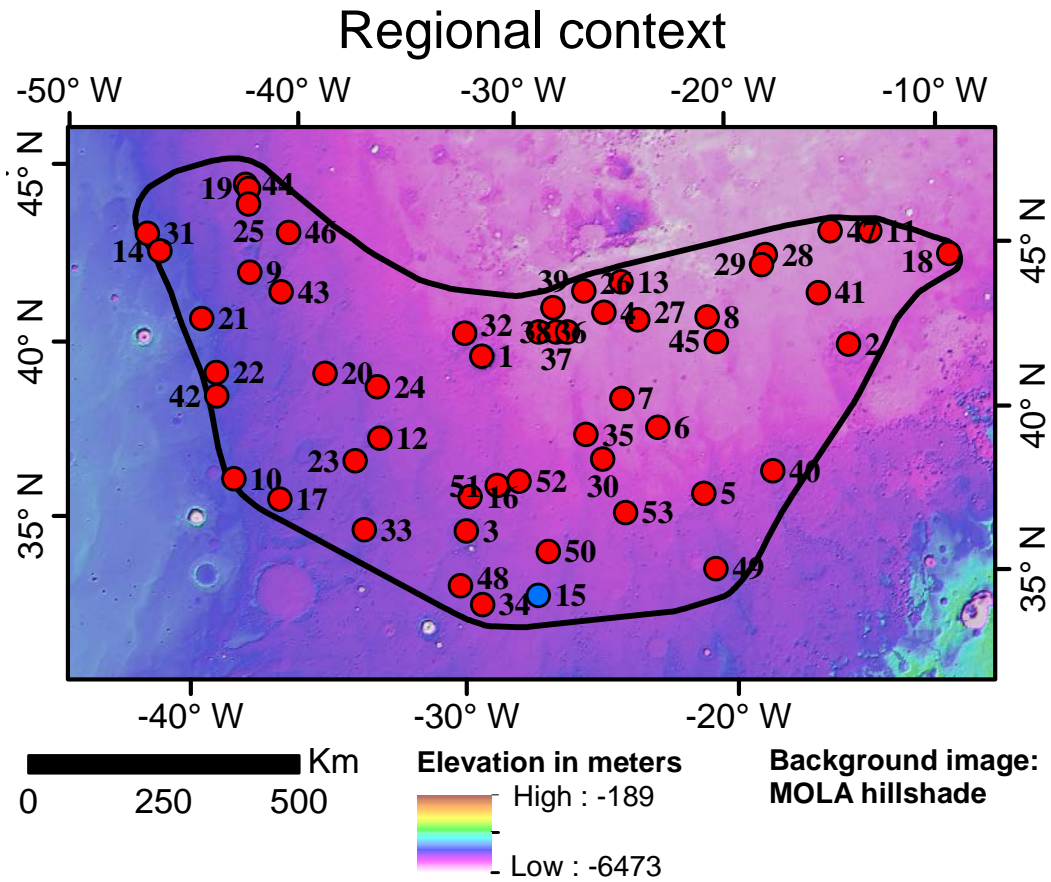
Cumulative representation



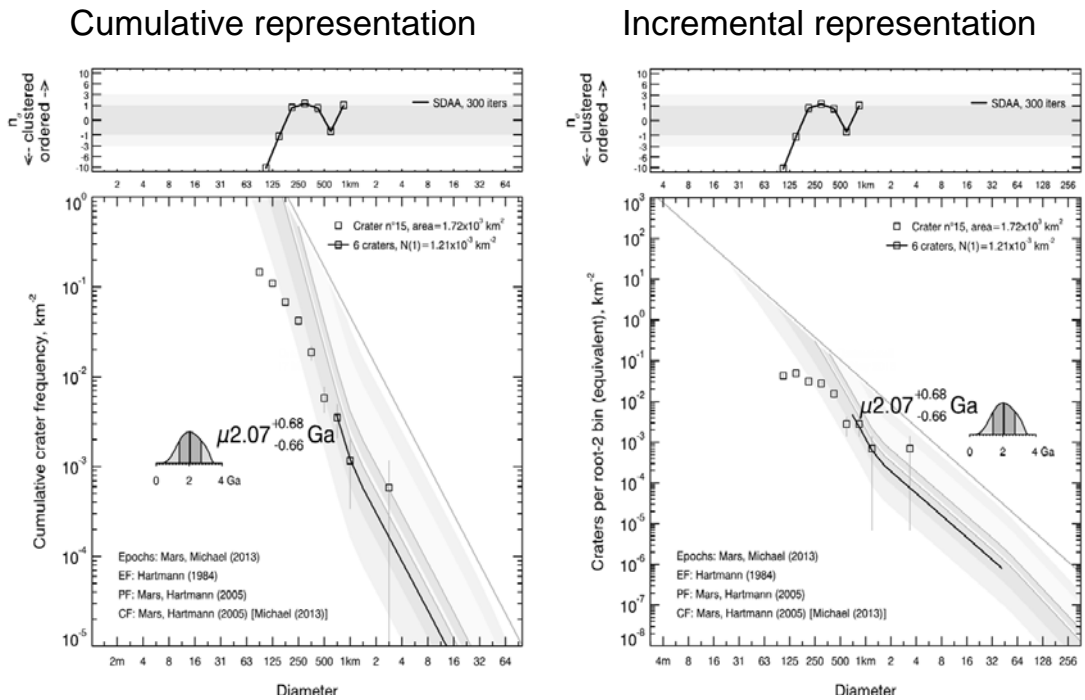
Incremental representation



Datation du cratère n°14.

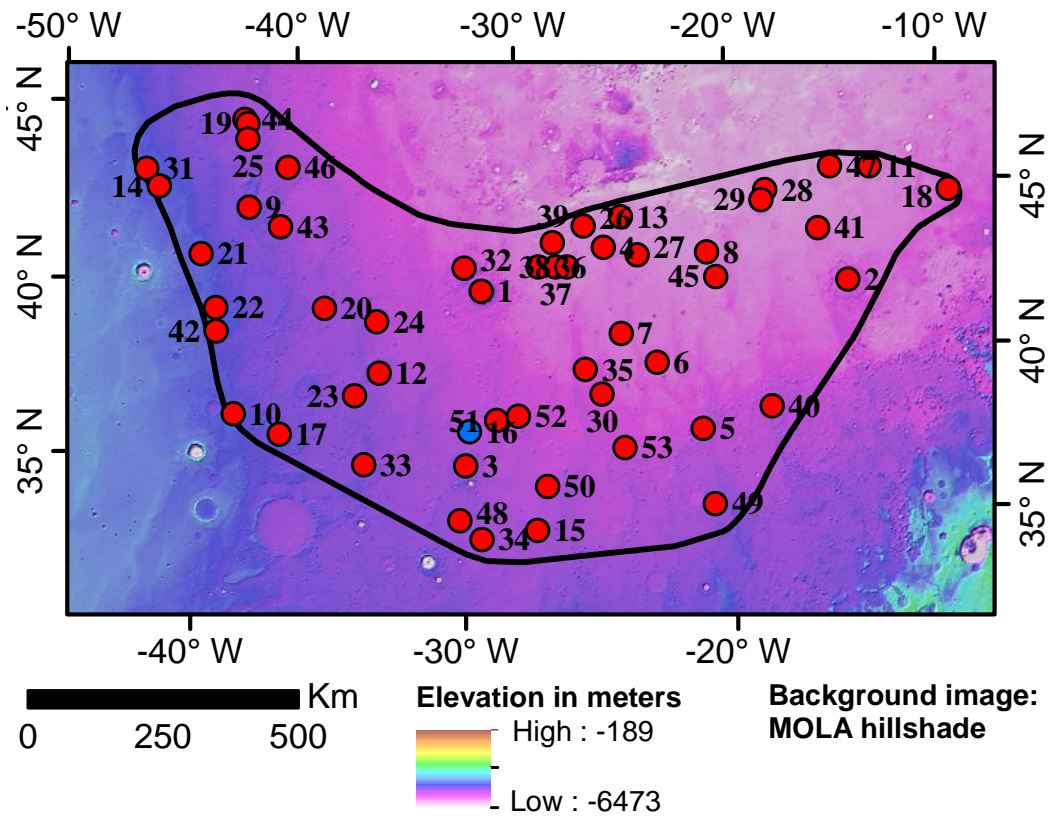


Crater model age



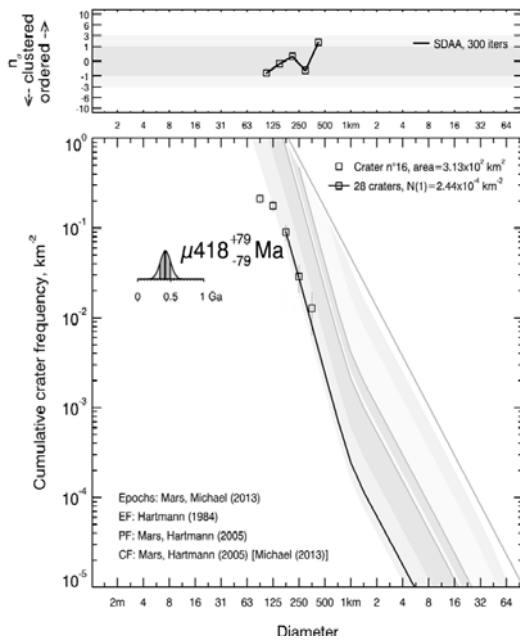
Datation du cratère n°15.

Regional context

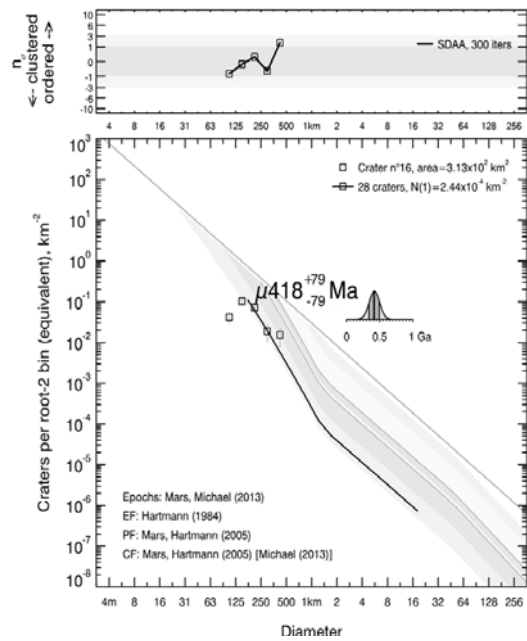


Crater model age

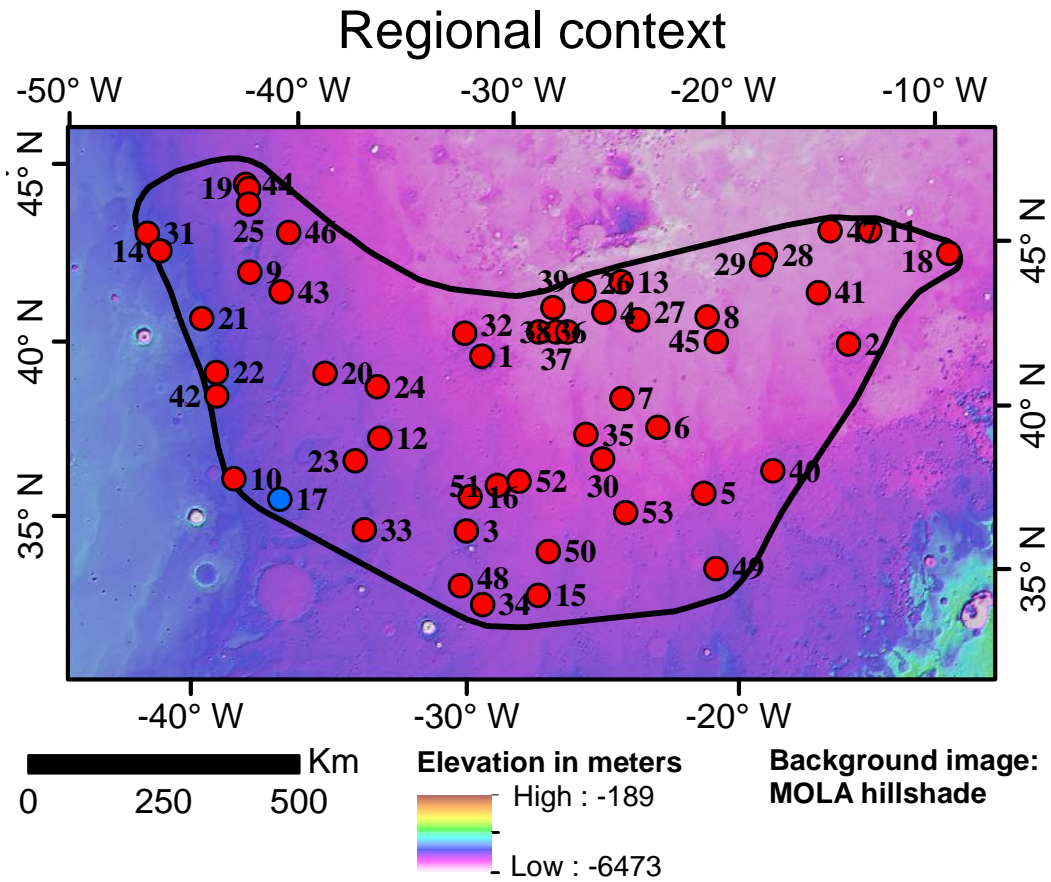
Cumulative representation



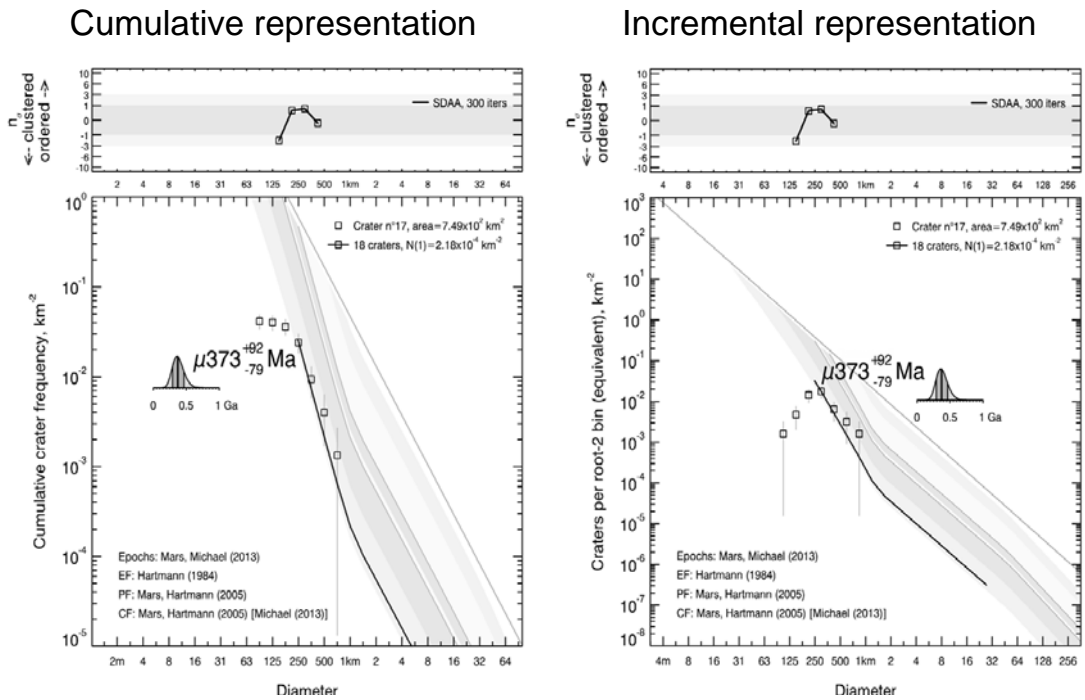
Incremental representation



Datation du cratère n°16.

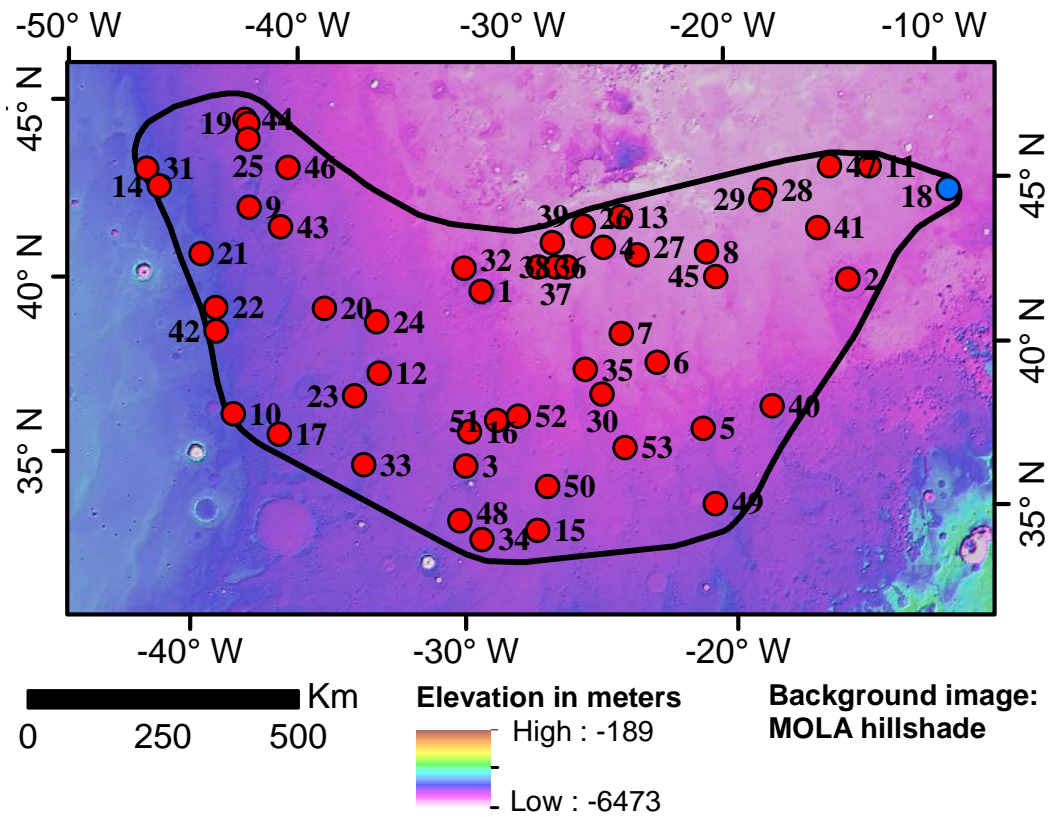


Crater model age



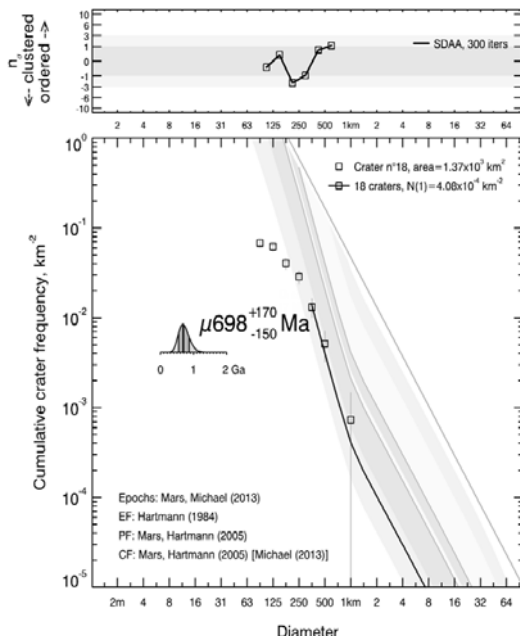
Datation du cratère n°17.

Regional context

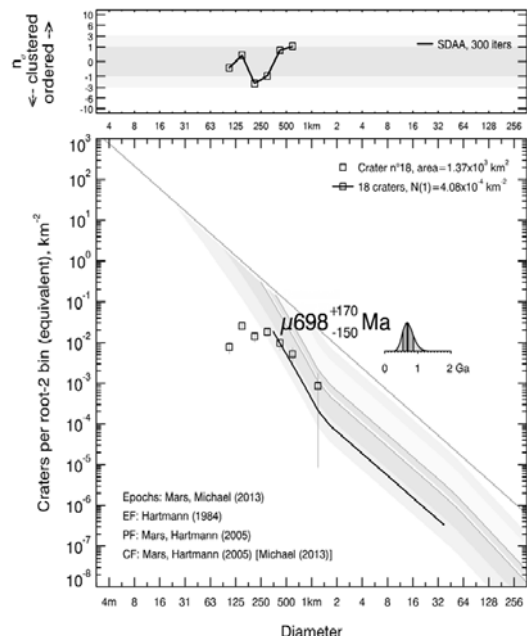


Crater model age

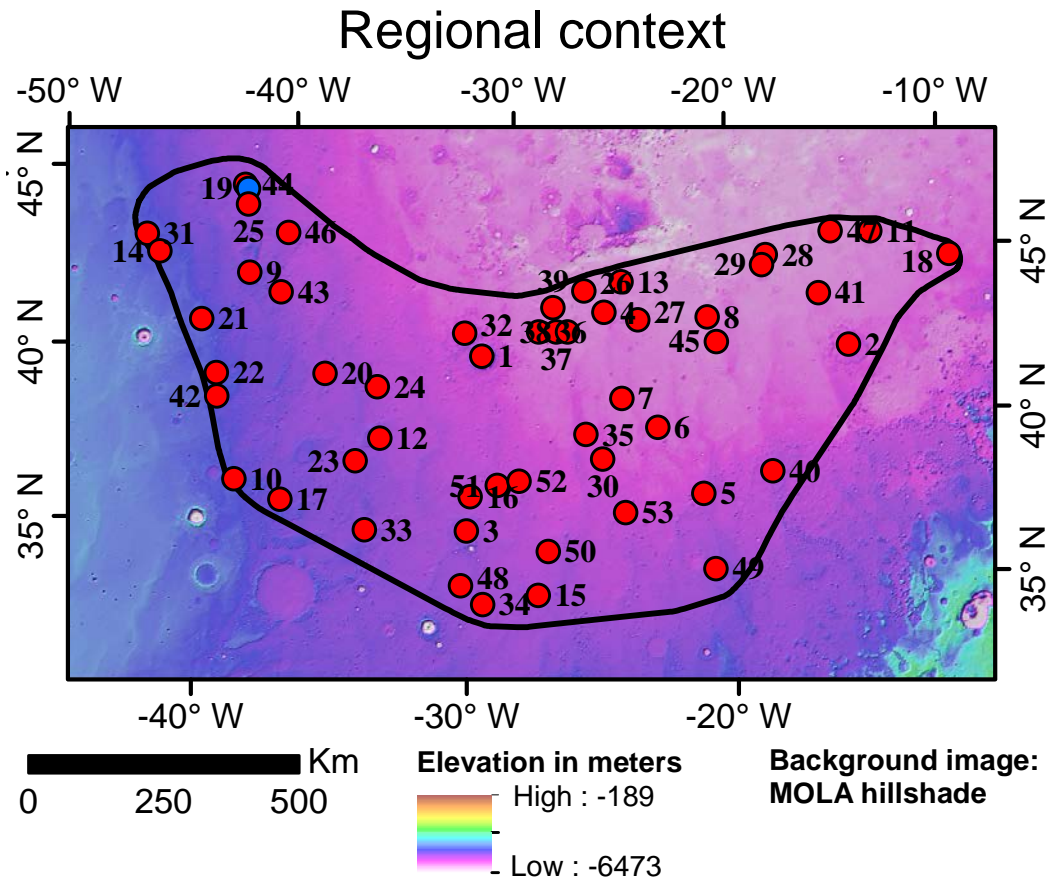
Cumulative representation



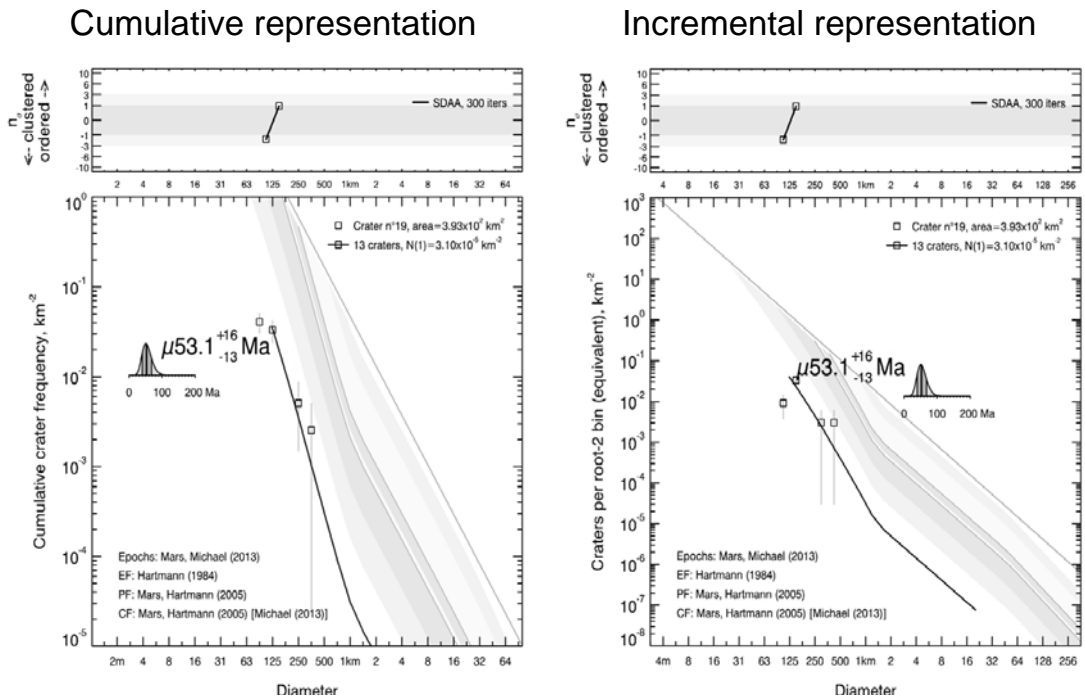
Incremental representation



Datation du cratère n°18.

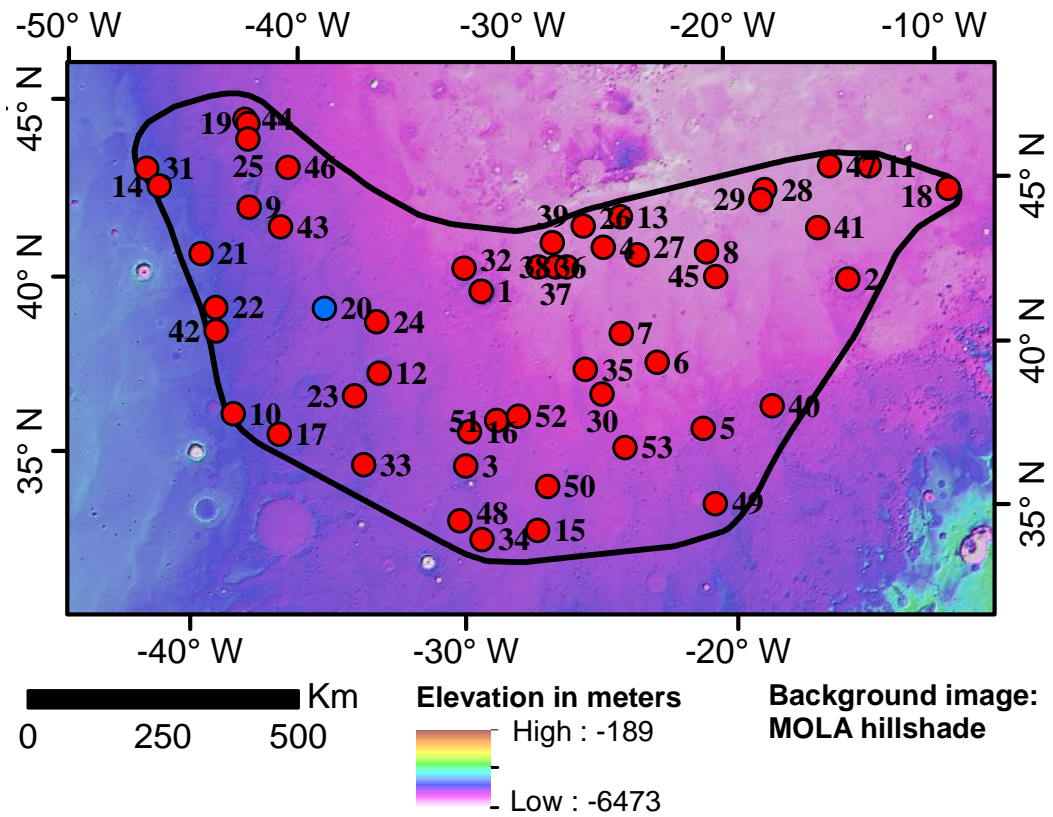


Crater model age



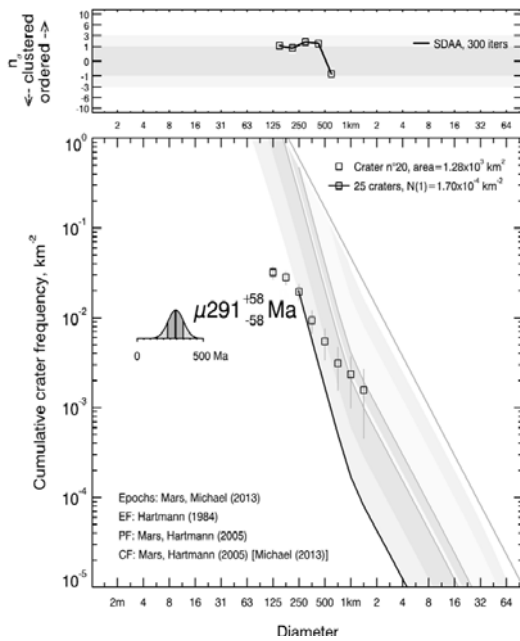
Datation du cratère n°19.

Regional context

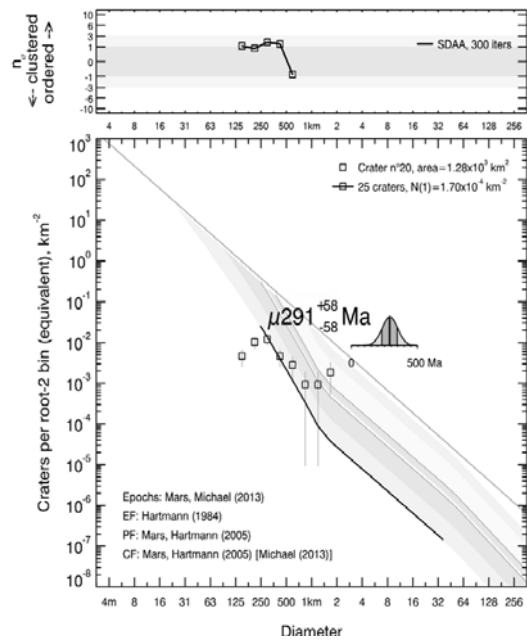


Crater model age

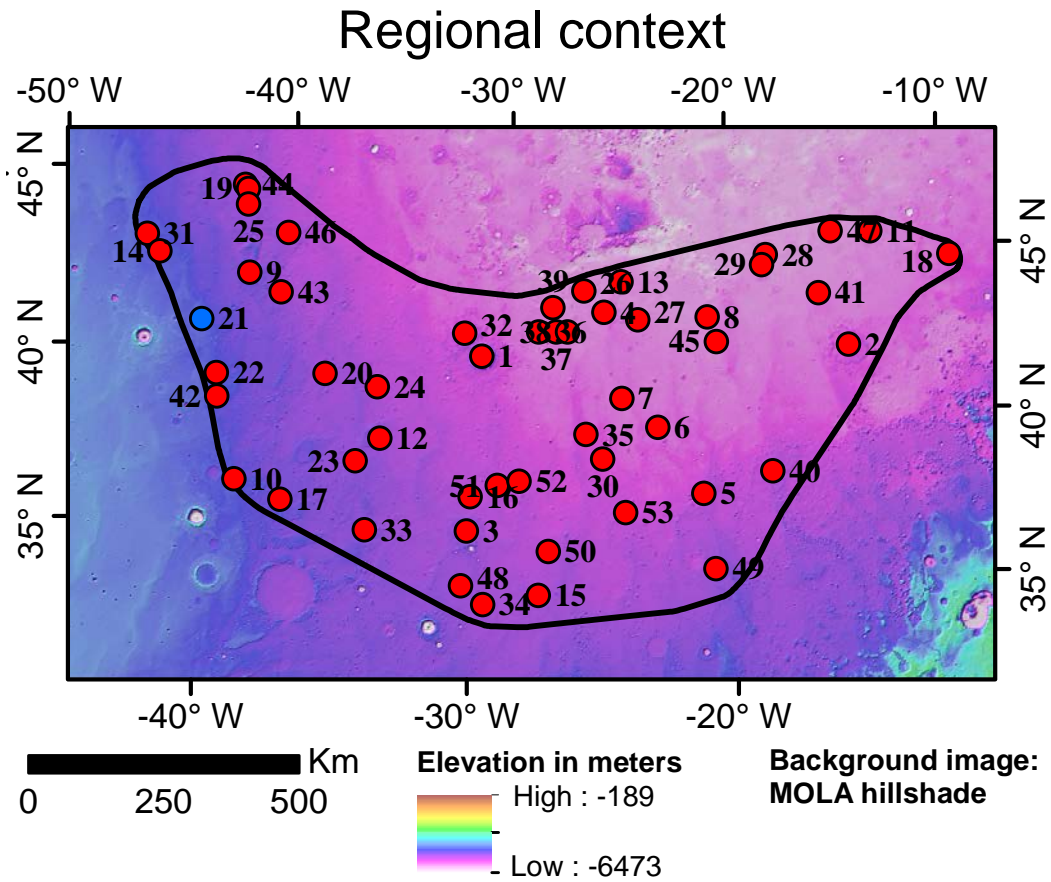
Cumulative representation



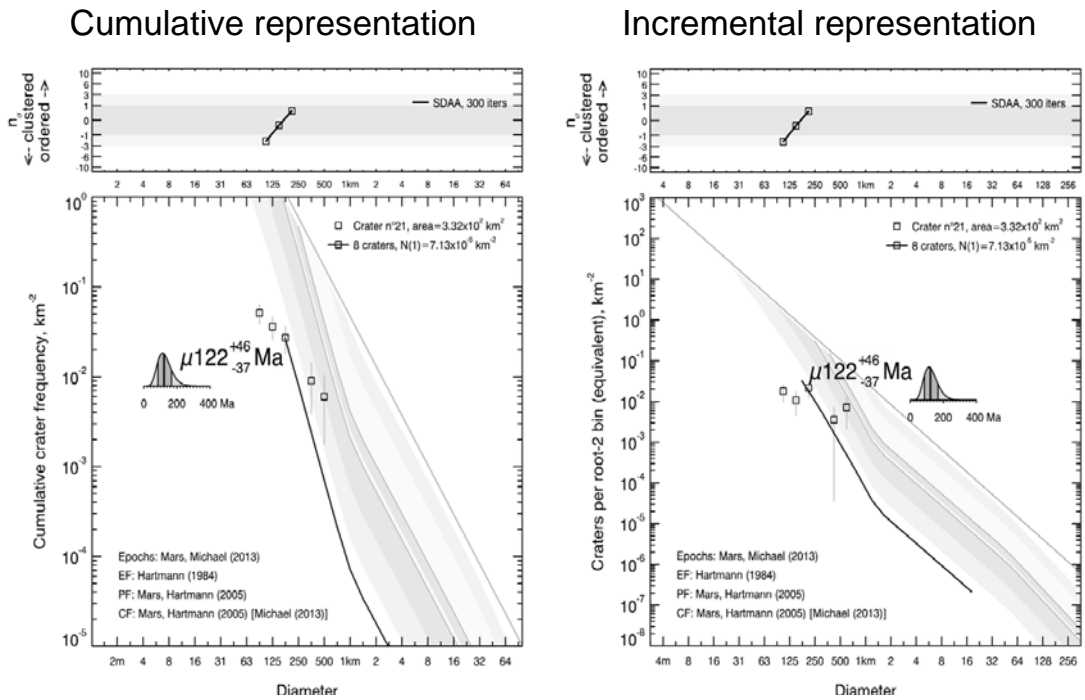
Incremental representation



Datation du cratère n°20.

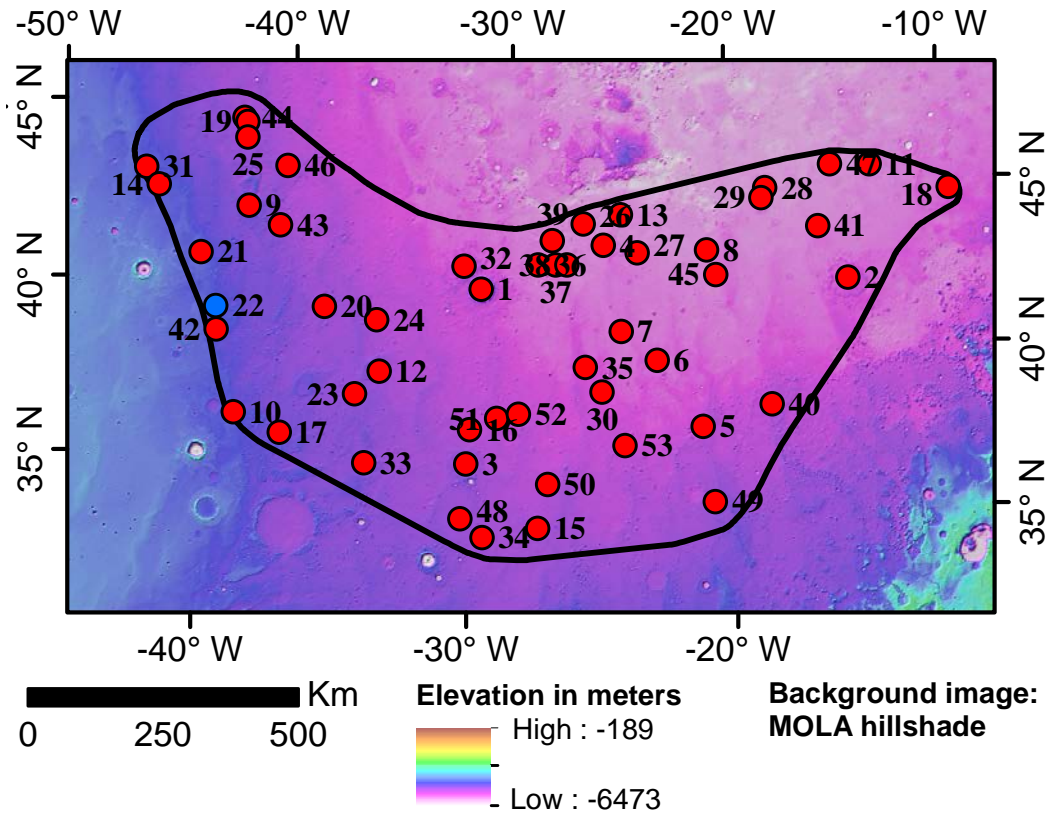


Crater model age



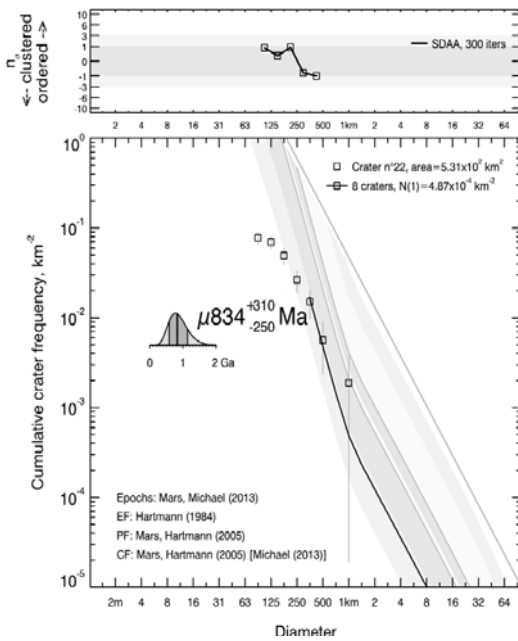
Datation du cratère n°21.

Regional context

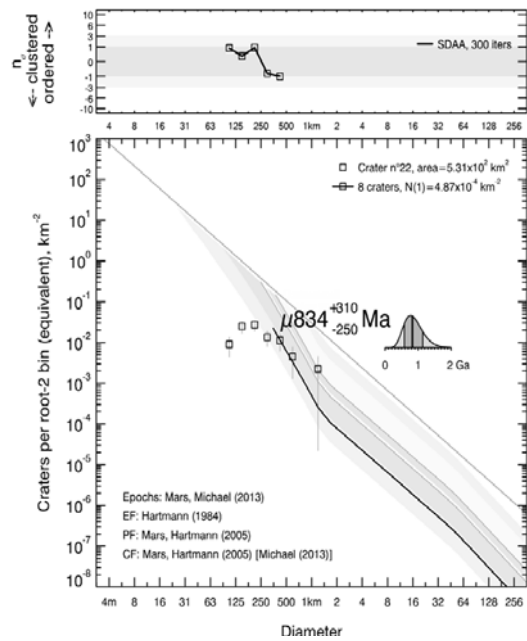


Crater model age

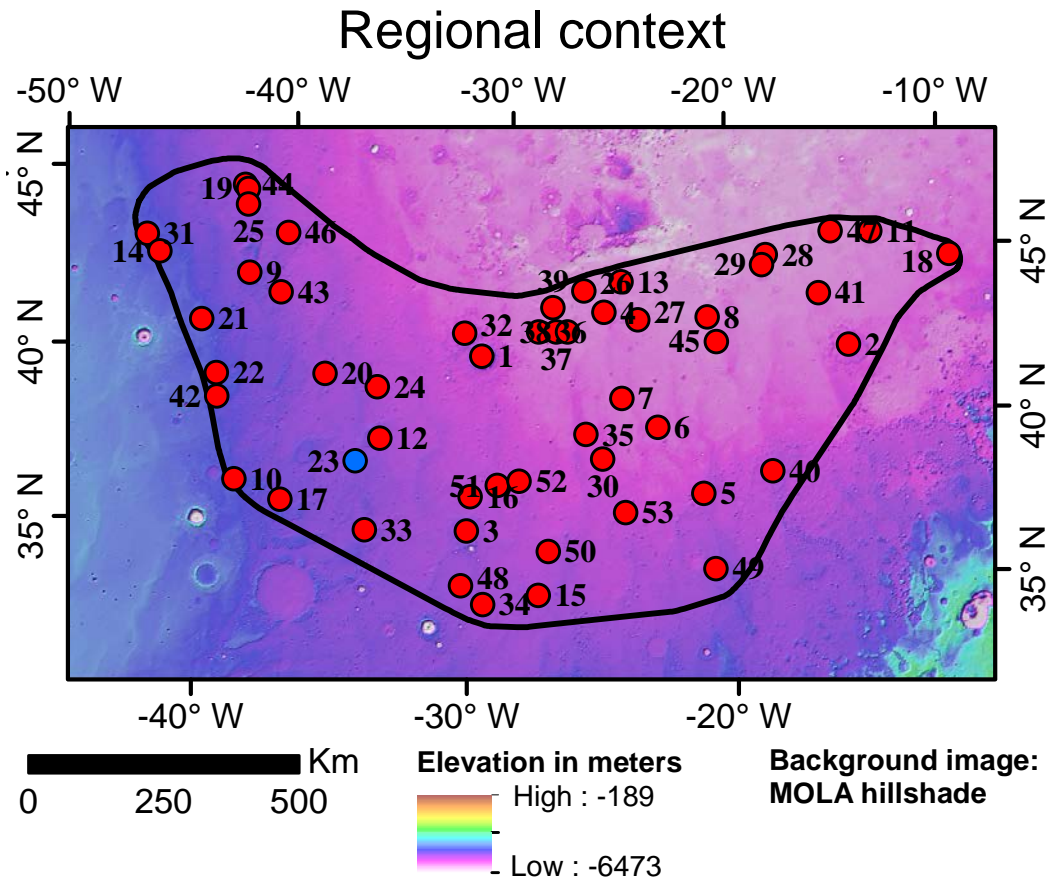
Cumulative representation



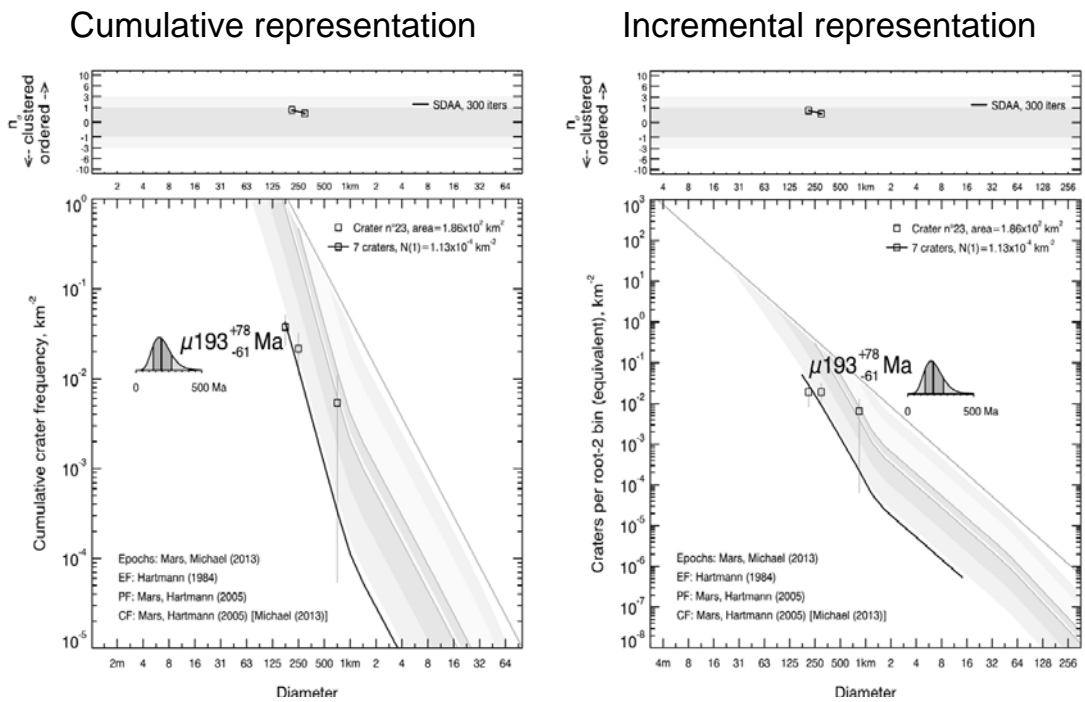
Incremental representation



Datation du cratère n°22.

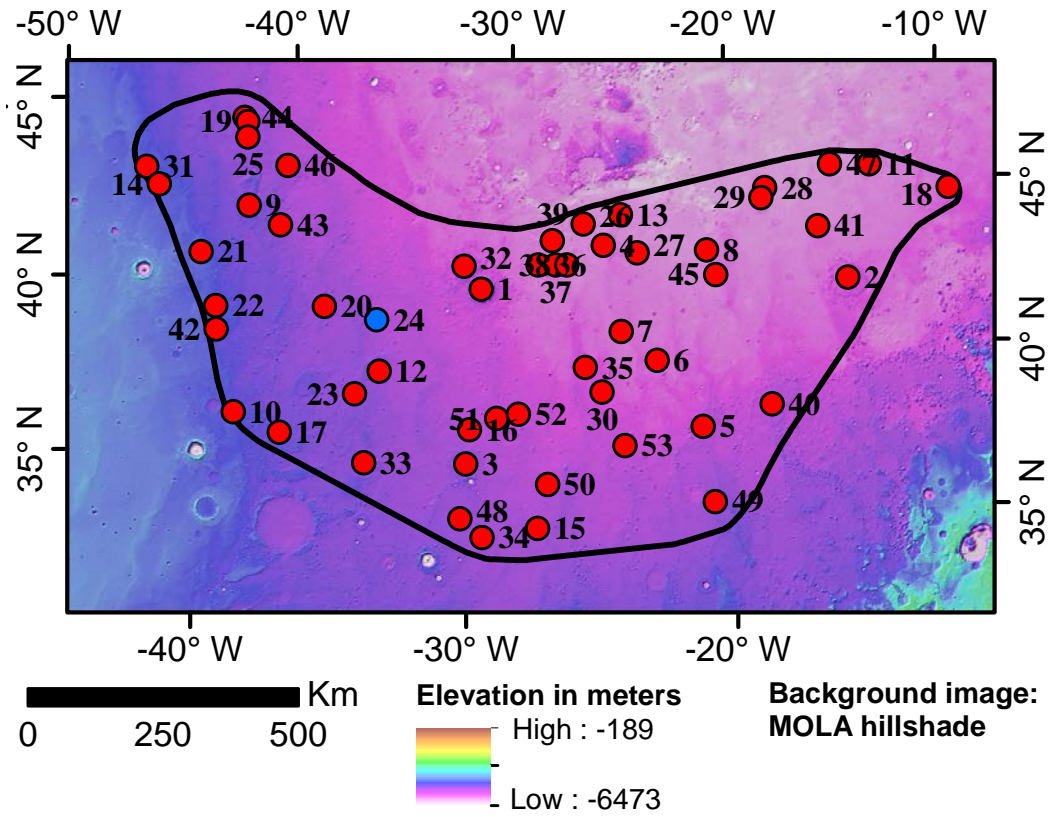


Crater model age



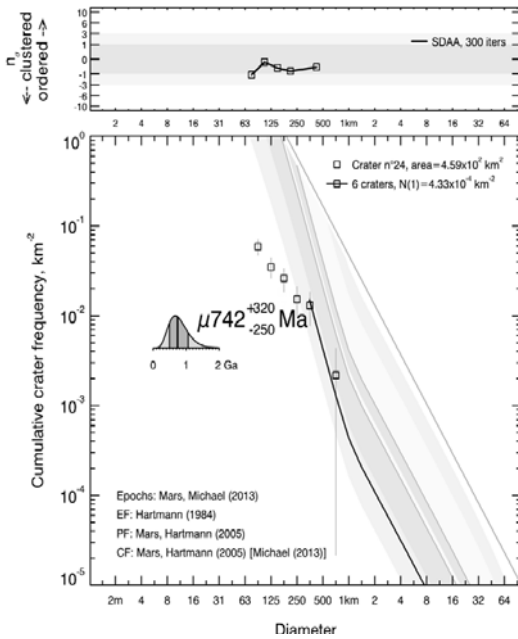
Datation du cratère n°23.

Regional context

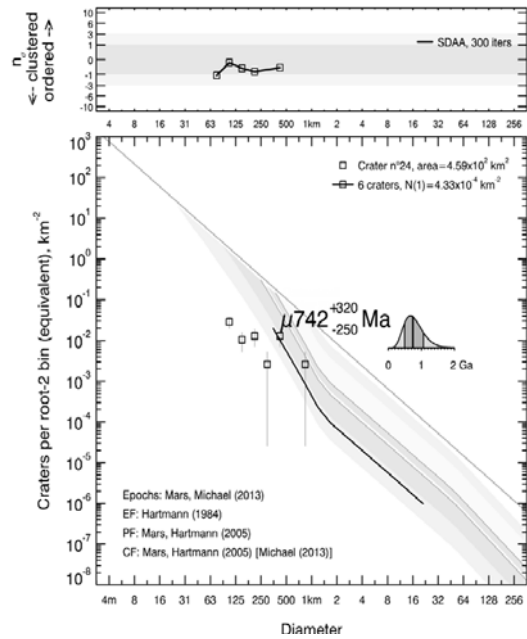


Crater model age

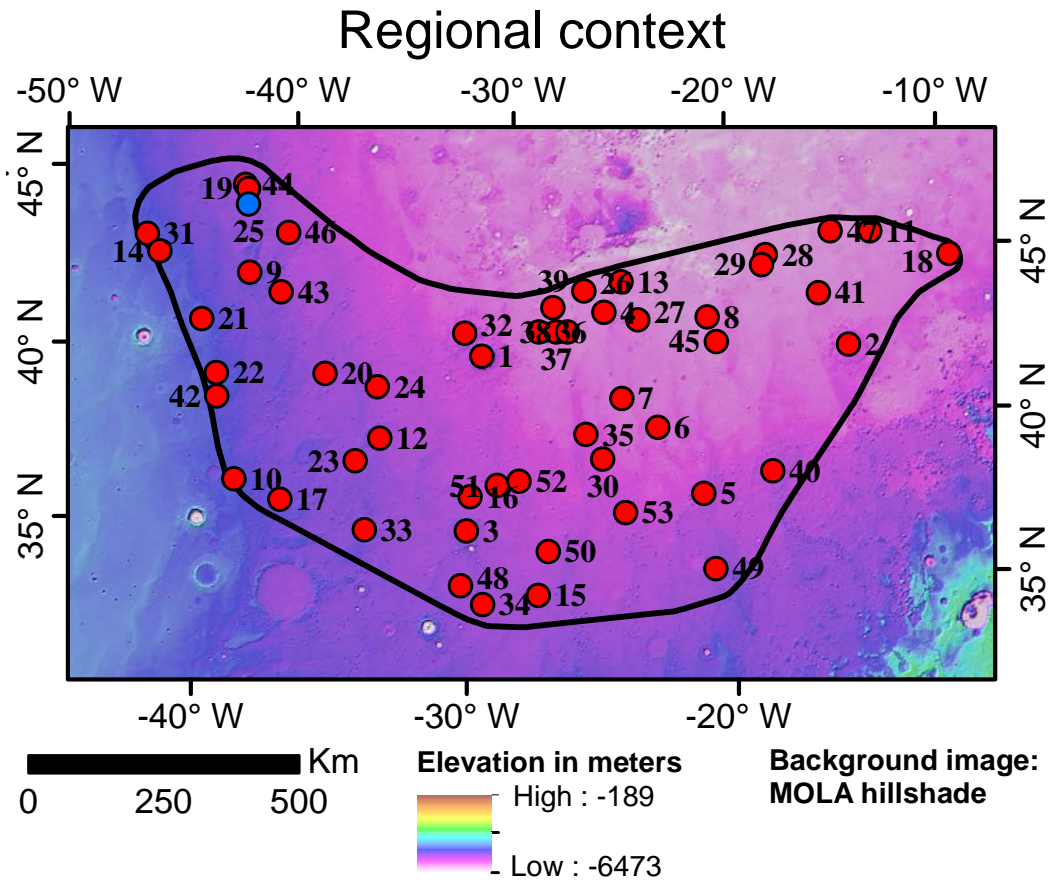
Cumulative representation



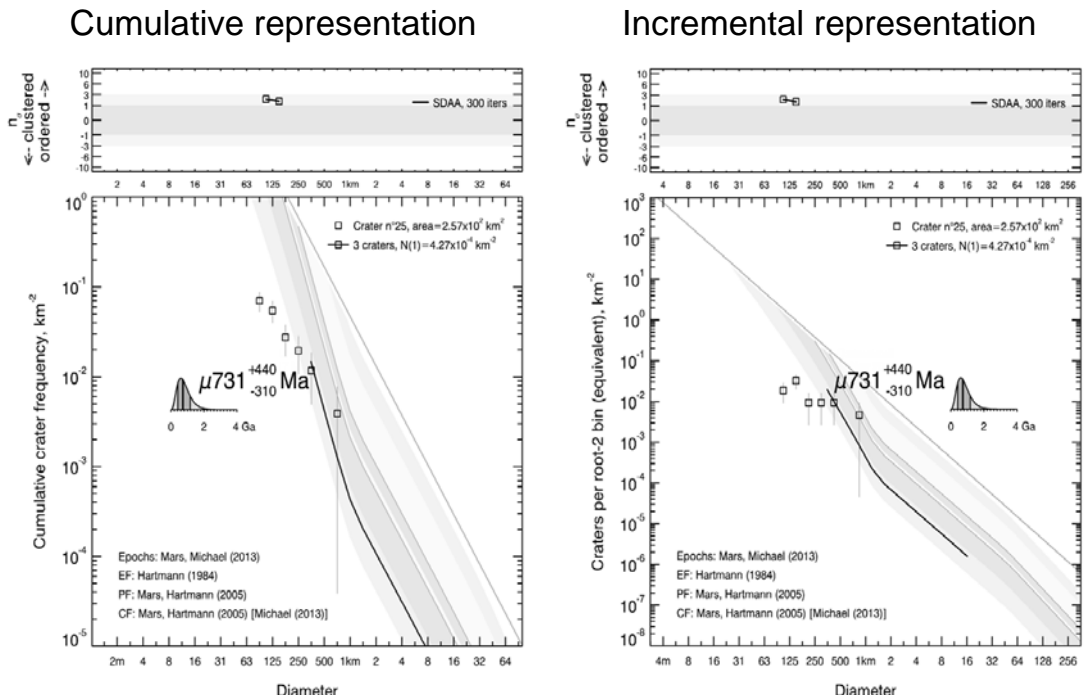
Incremental representation



Datation du cratère n°24.

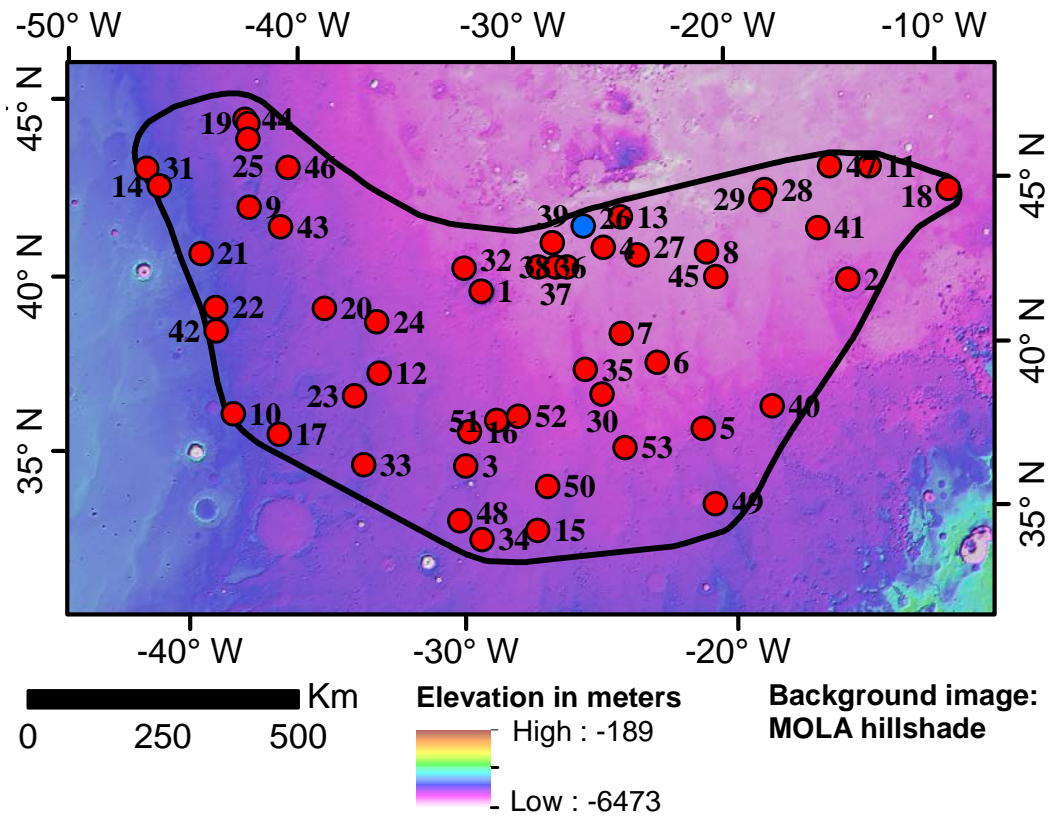


Crater model age



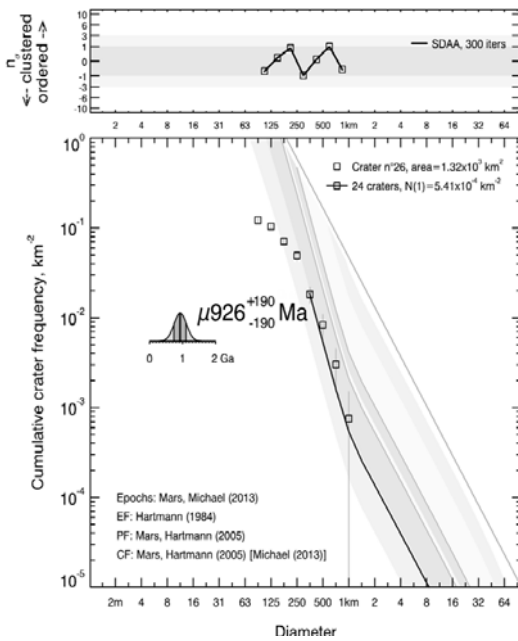
Datation du cratère n°25.

Regional context

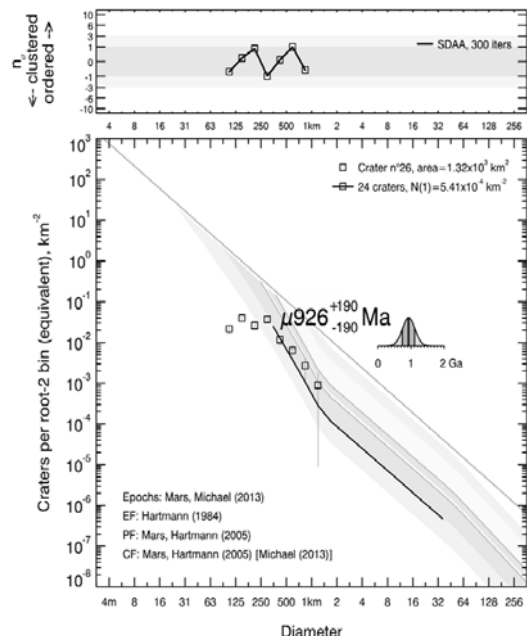


Crater model age

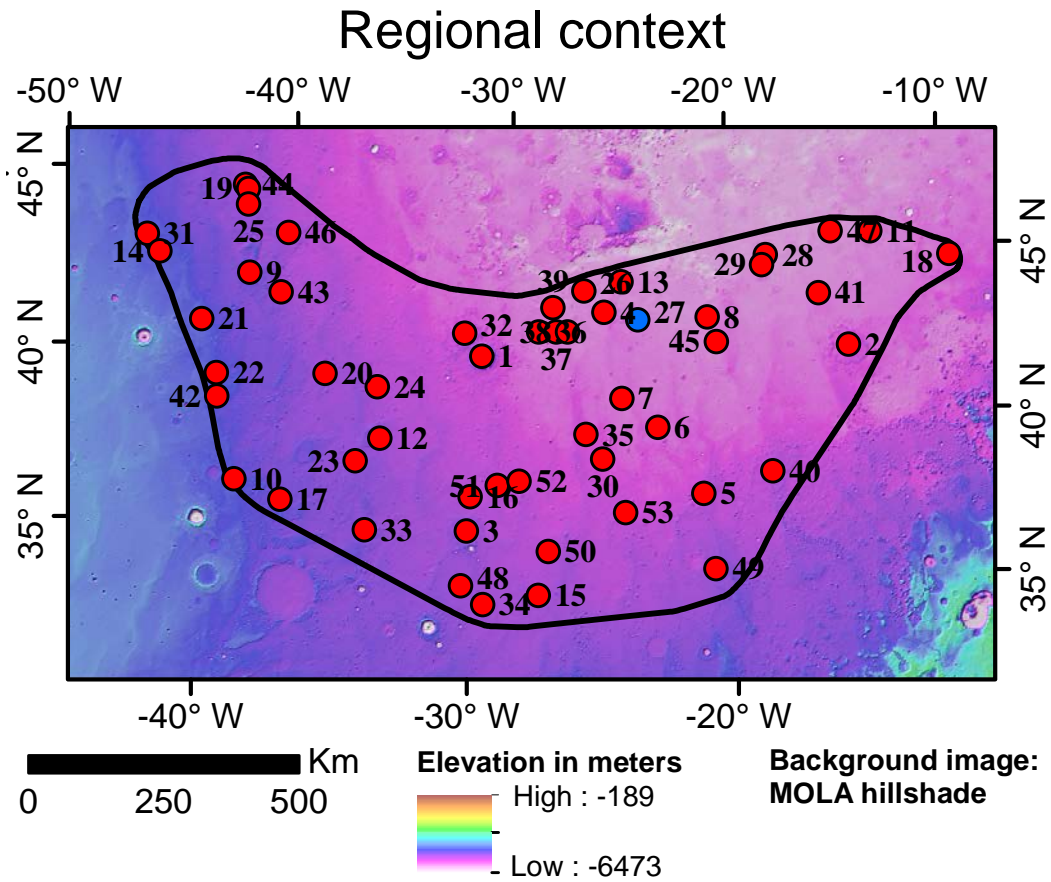
Cumulative representation



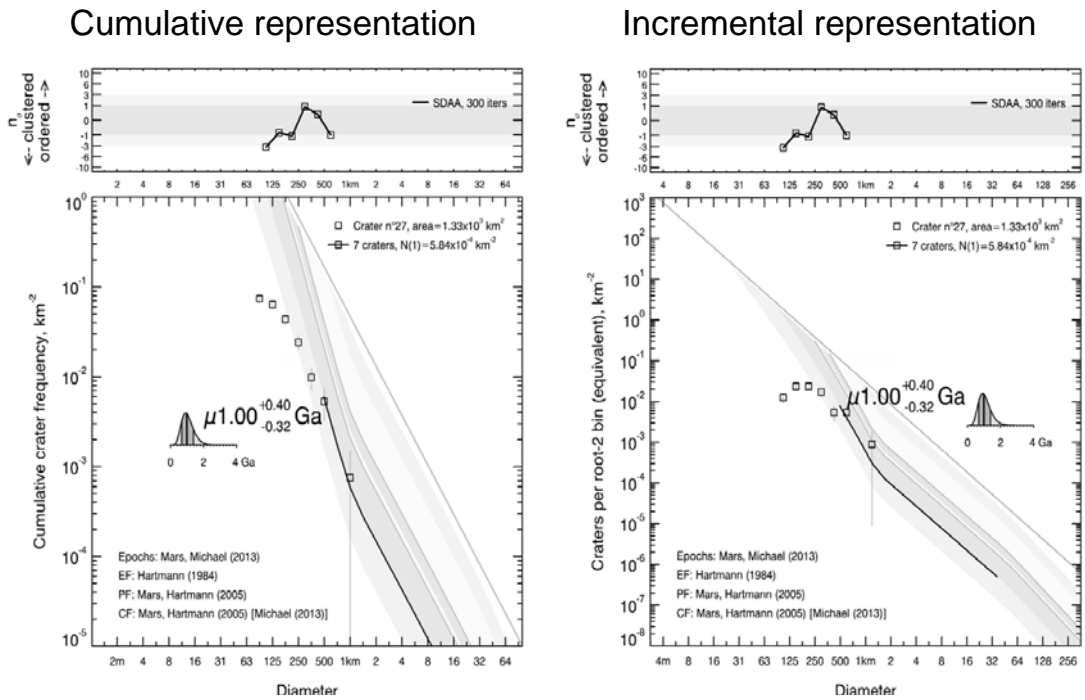
Incremental representation



Datation du cratère n°26.

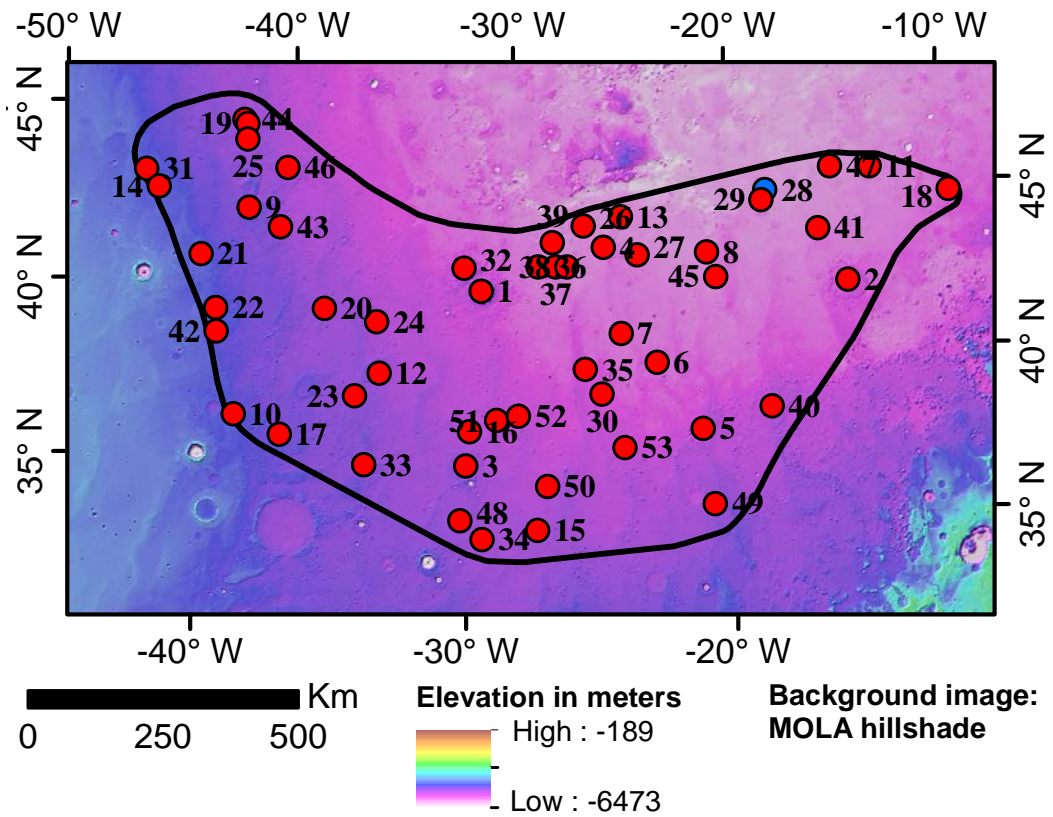


Crater model age



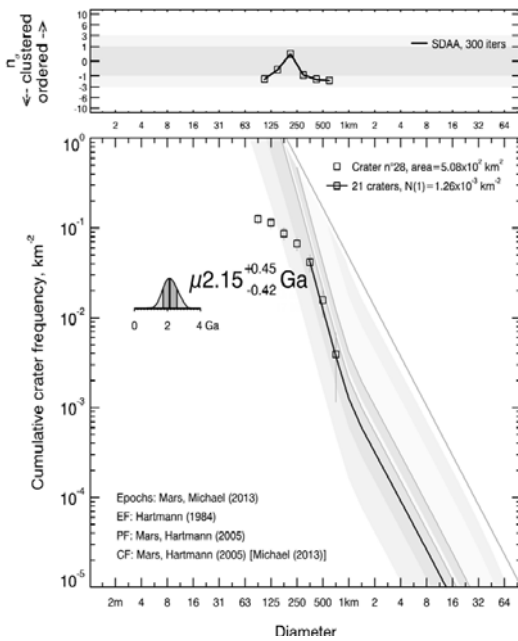
Datation du cratère n°27.

Regional context

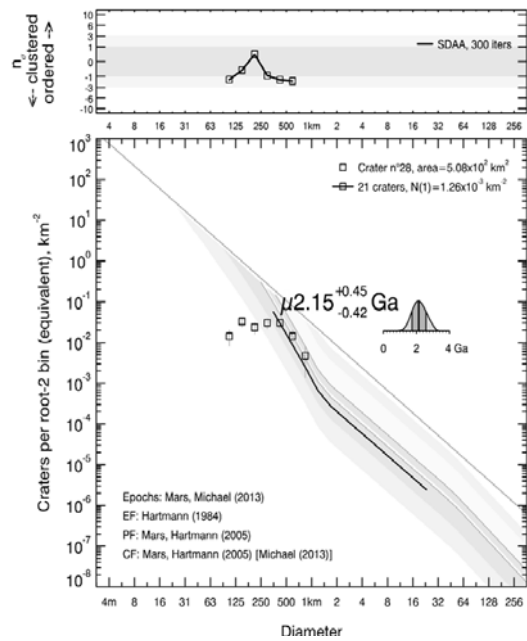


Crater model age

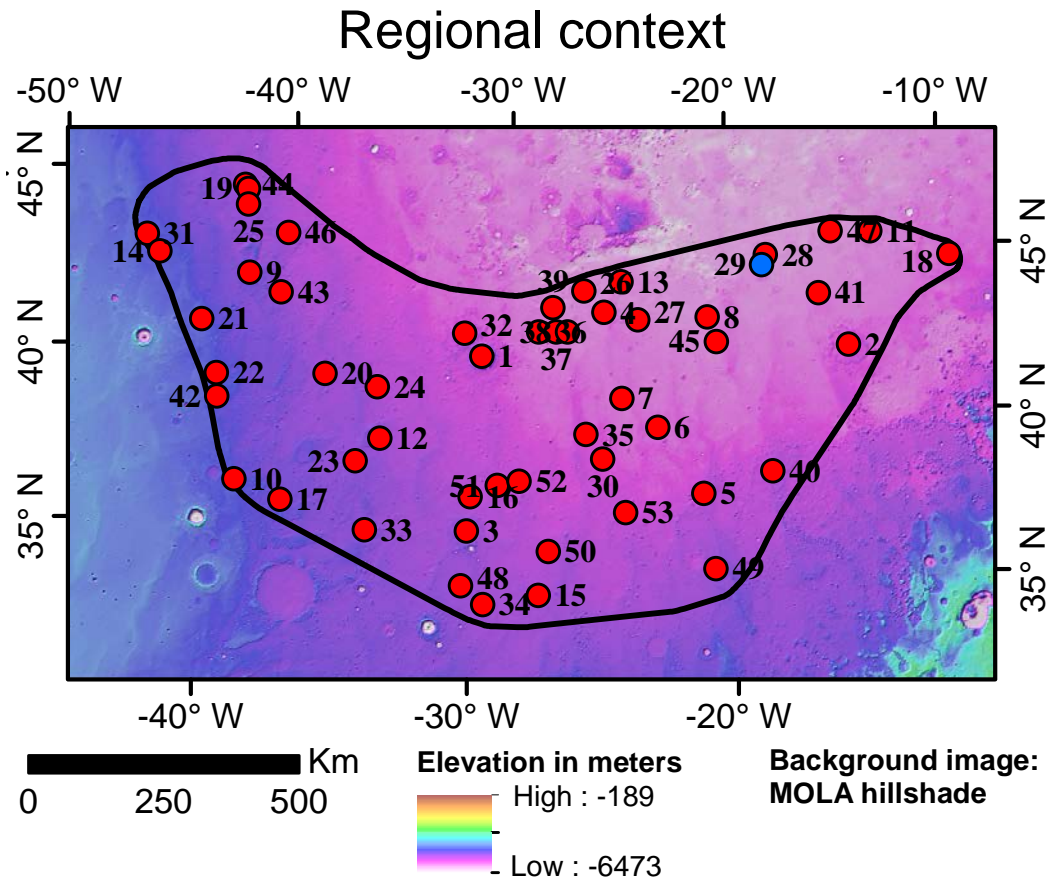
Cumulative representation



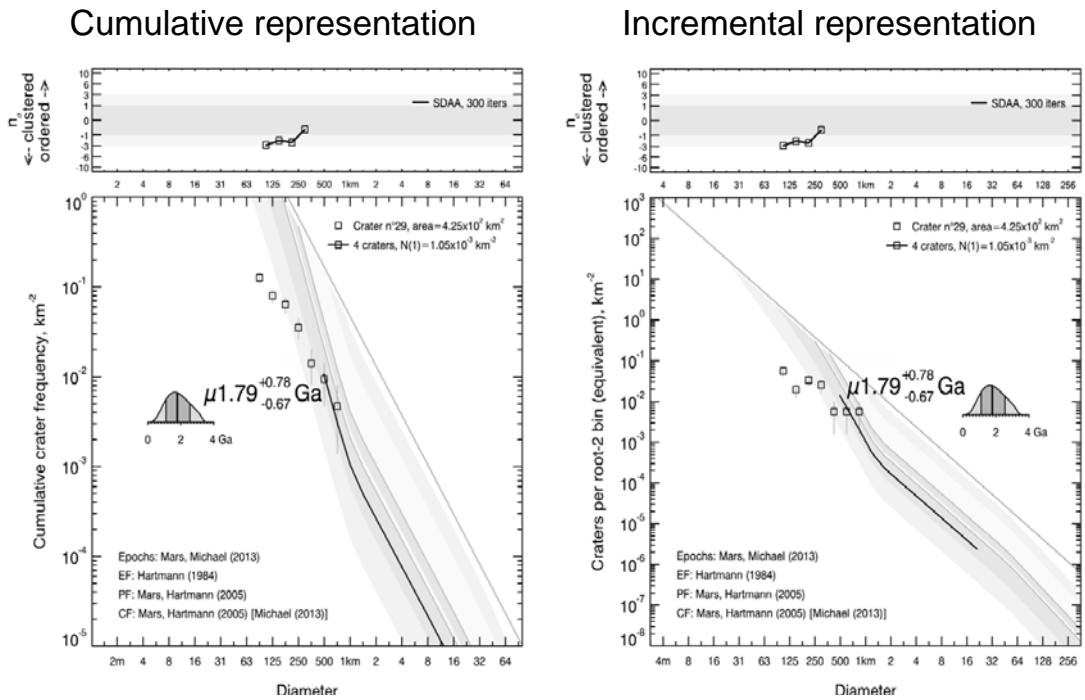
Incremental representation



Datation du cratère n°28.

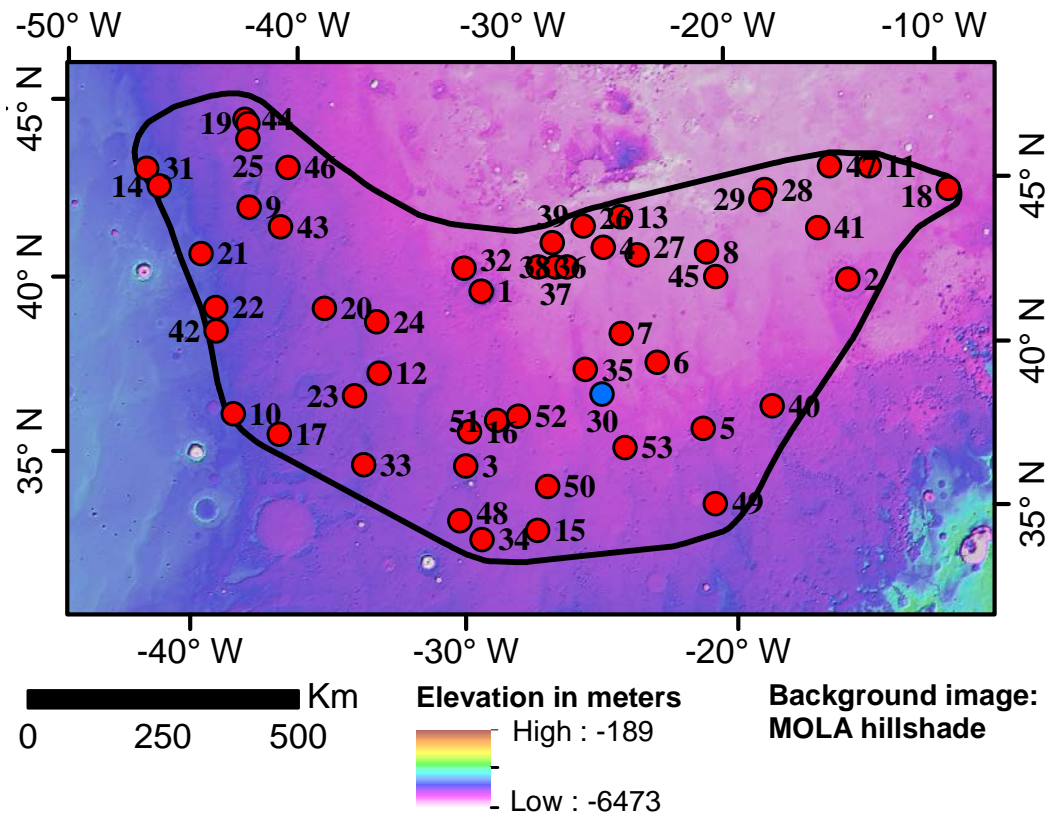


Crater model age



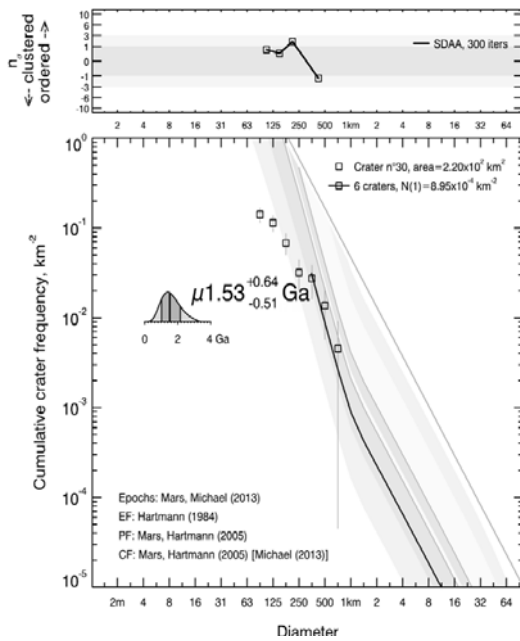
Datation du cratère n°29.

Regional context

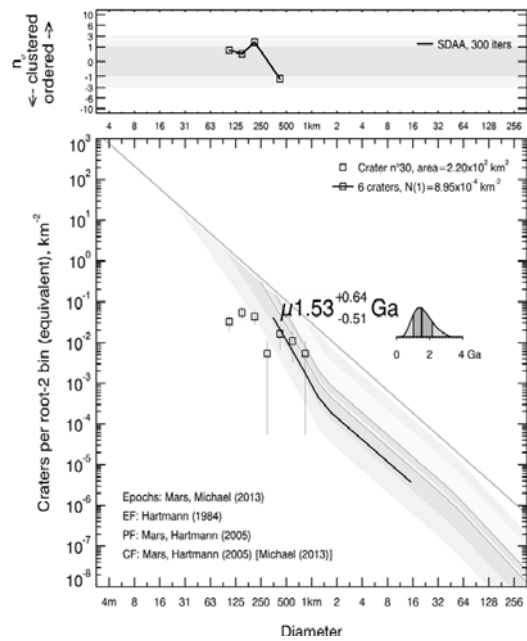


Crater model age

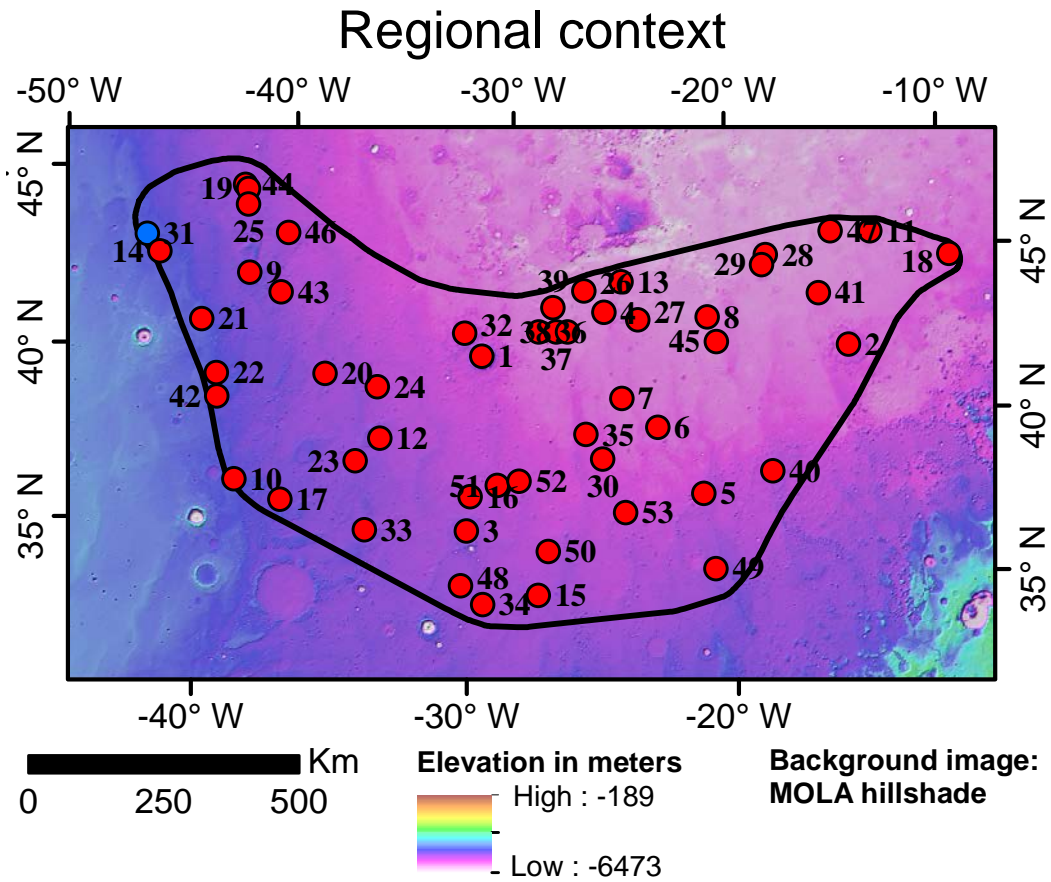
Cumulative representation



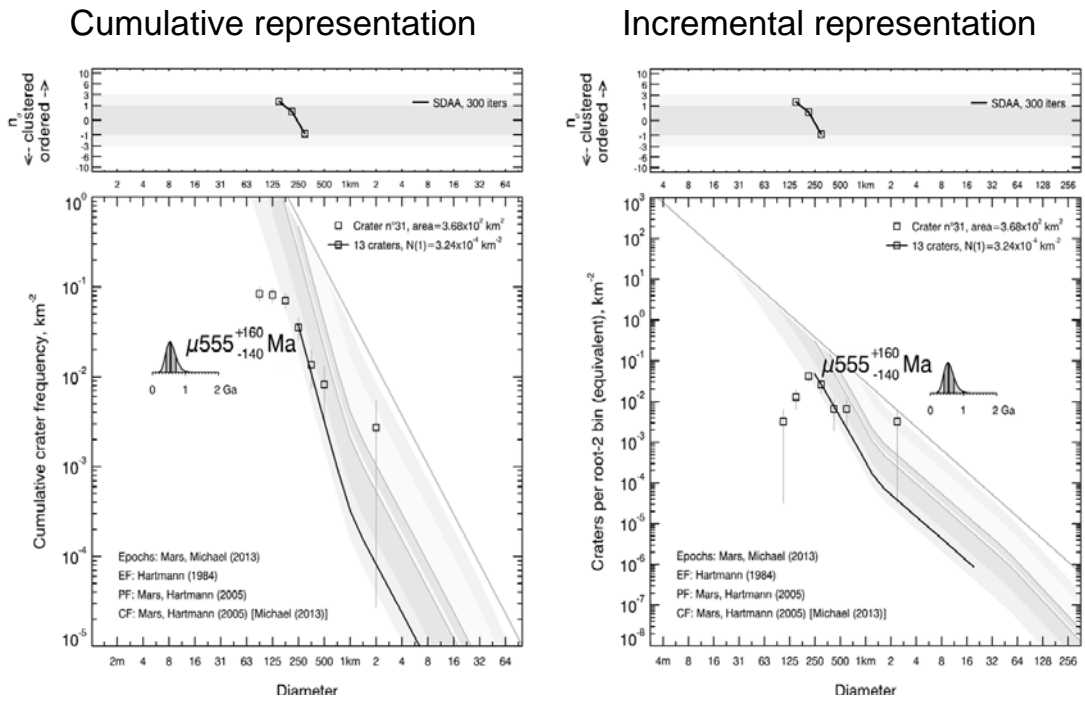
Incremental representation



Datation du cratère n°30.

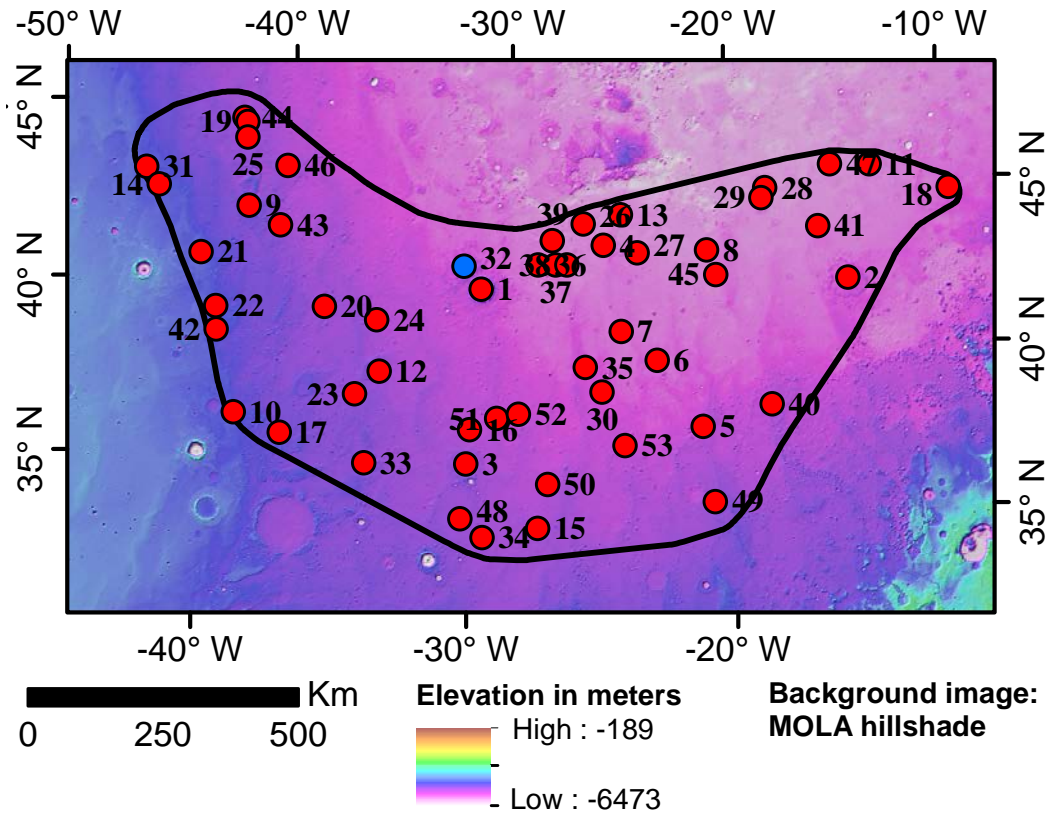


Crater model age



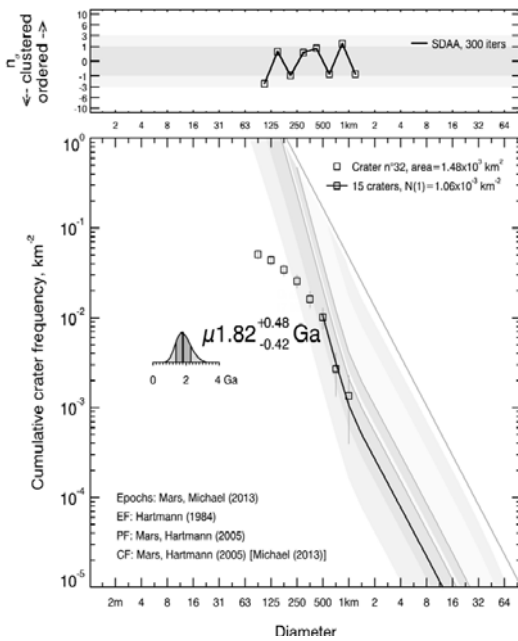
Datation du cratère n°31.

Regional context

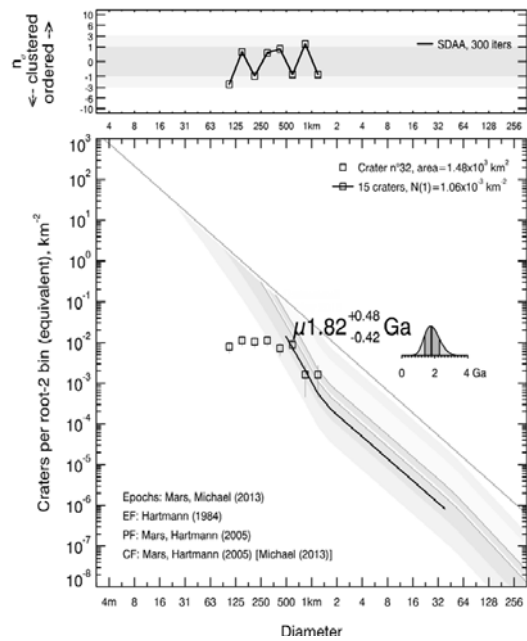


Crater model age

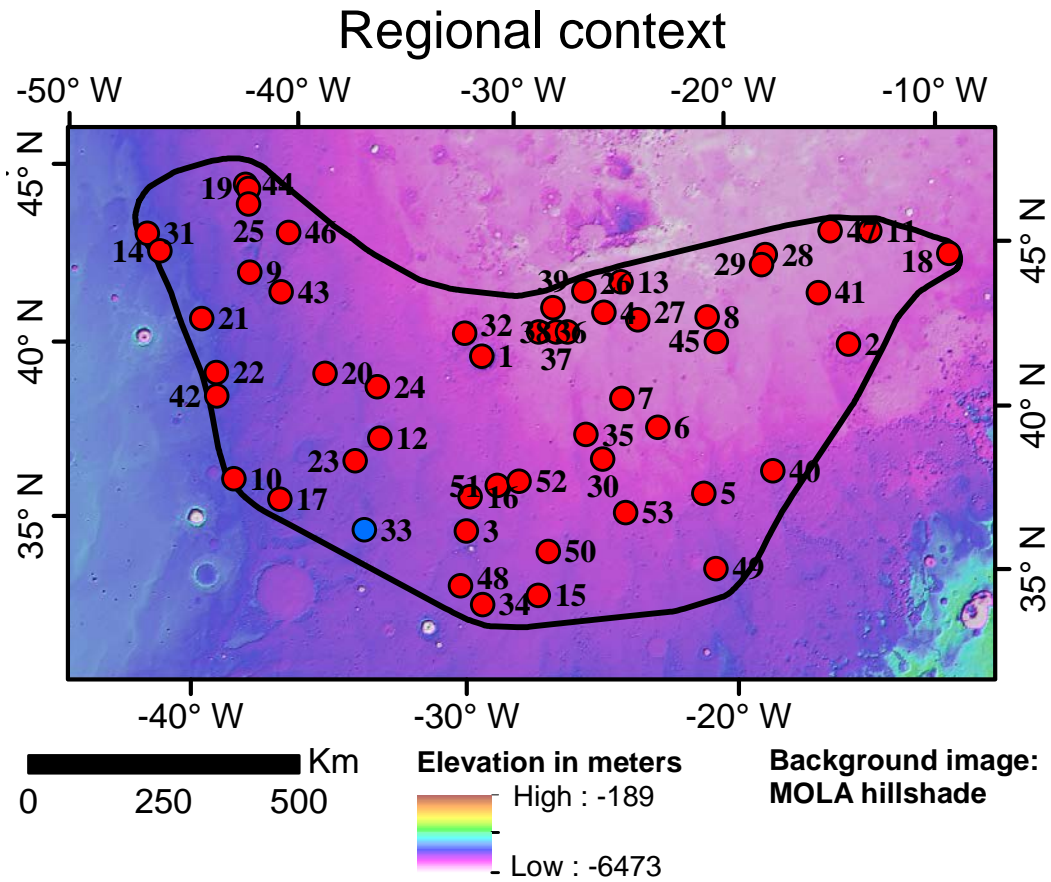
Cumulative representation



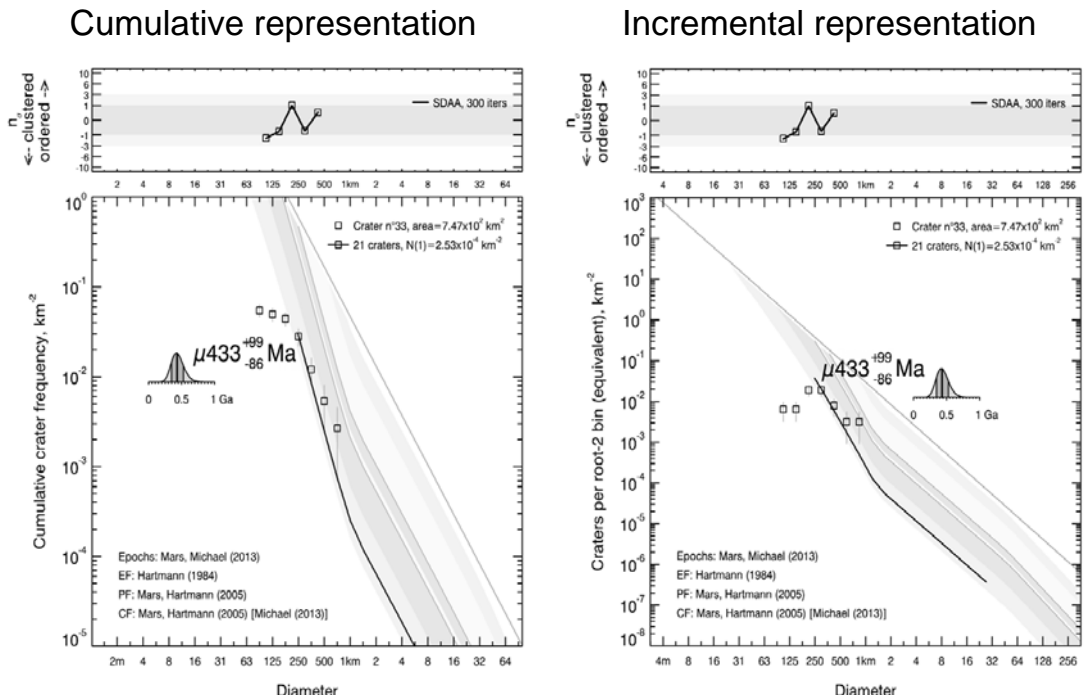
Incremental representation



Datation du cratère n°32.

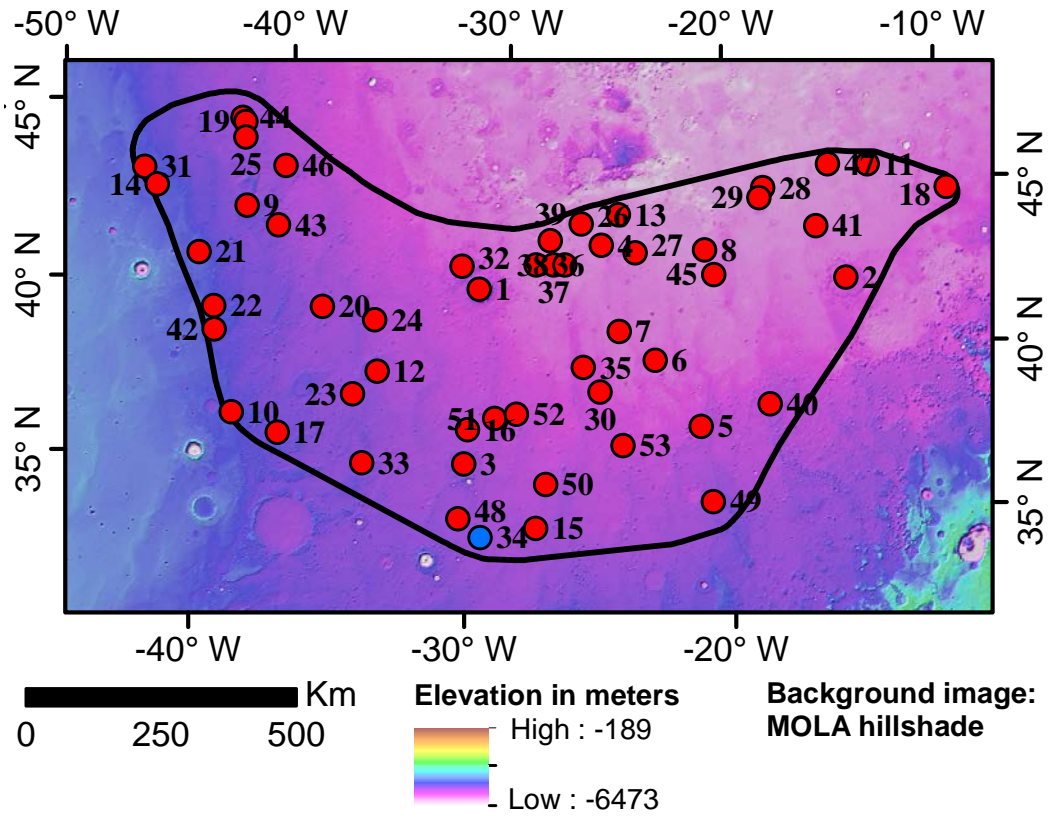


Crater model age



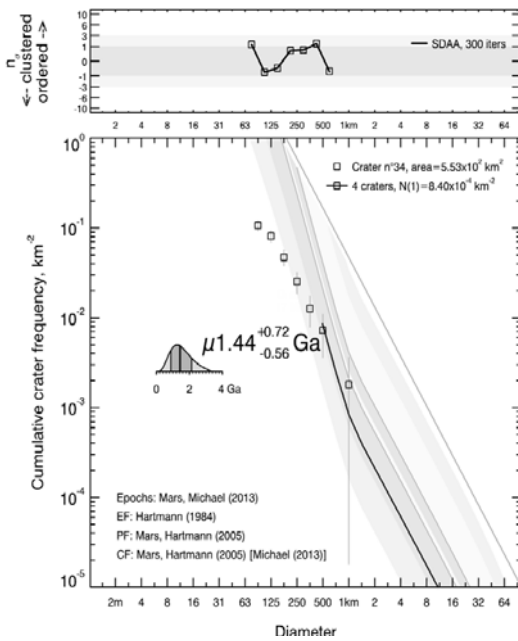
Datation du cratère n°33.

Regional context

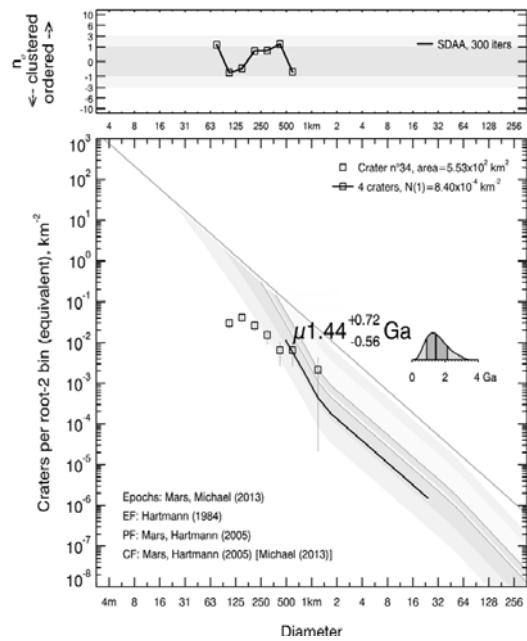


Crater model age

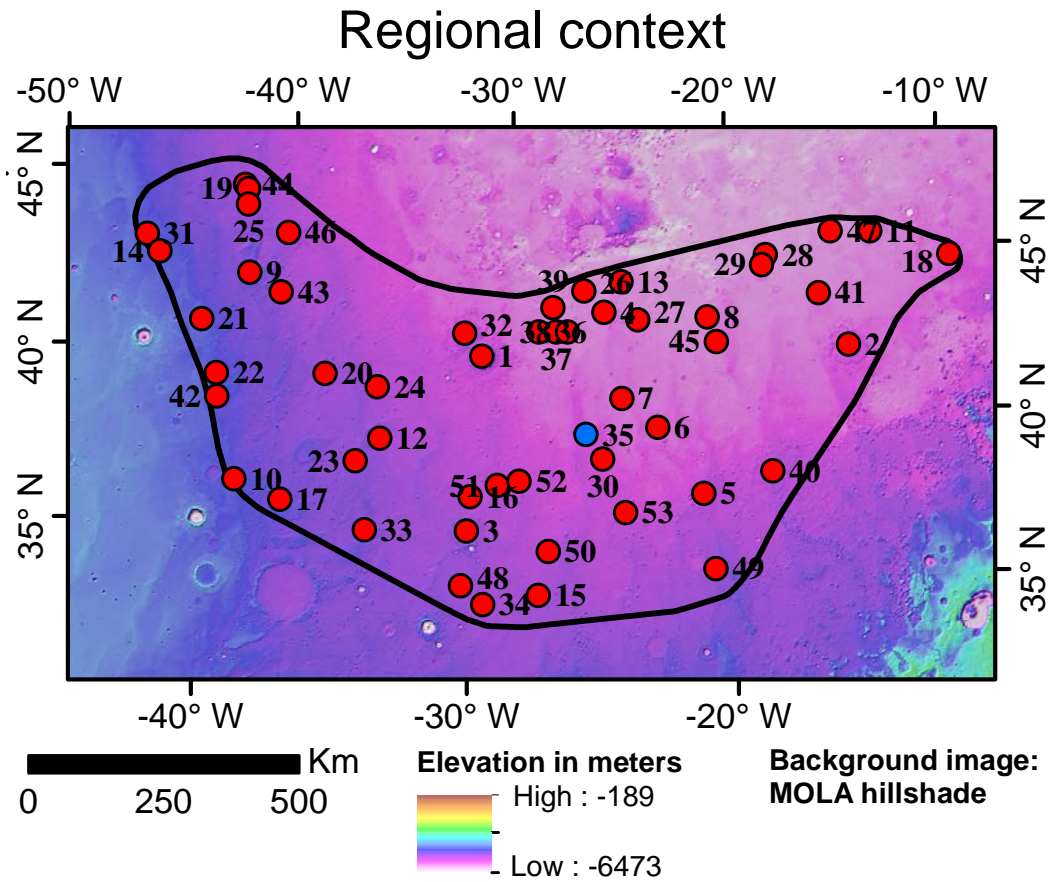
Cumulative representation



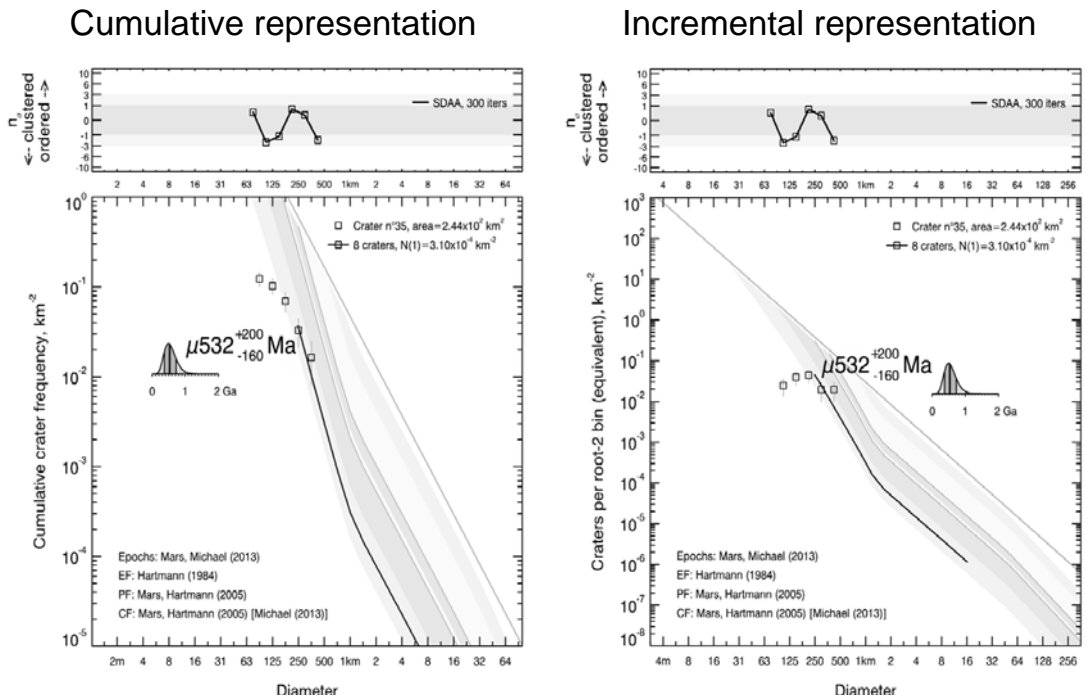
Incremental representation



Datation du cratère n°34.

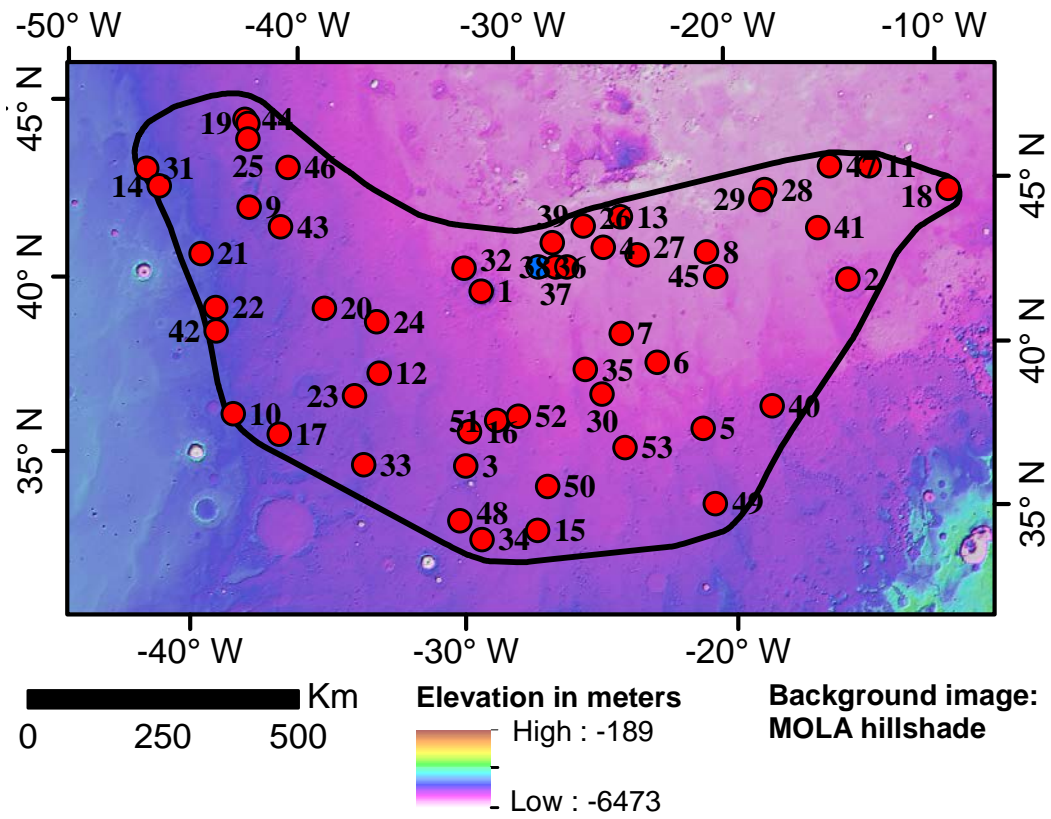


Crater model age



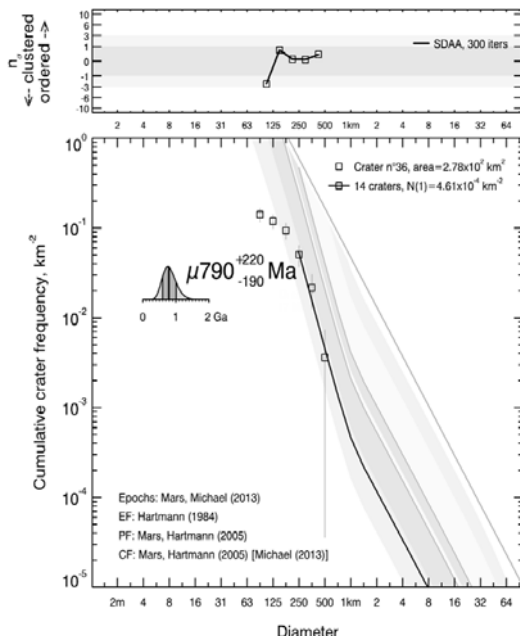
Datation du cratère n°35.

Regional context

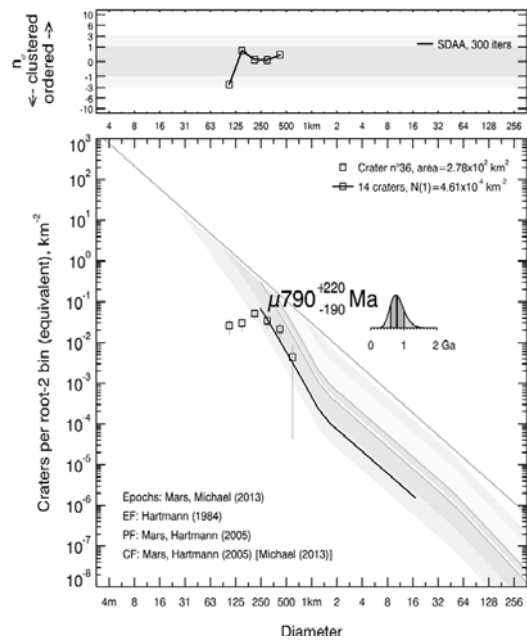


Crater model age

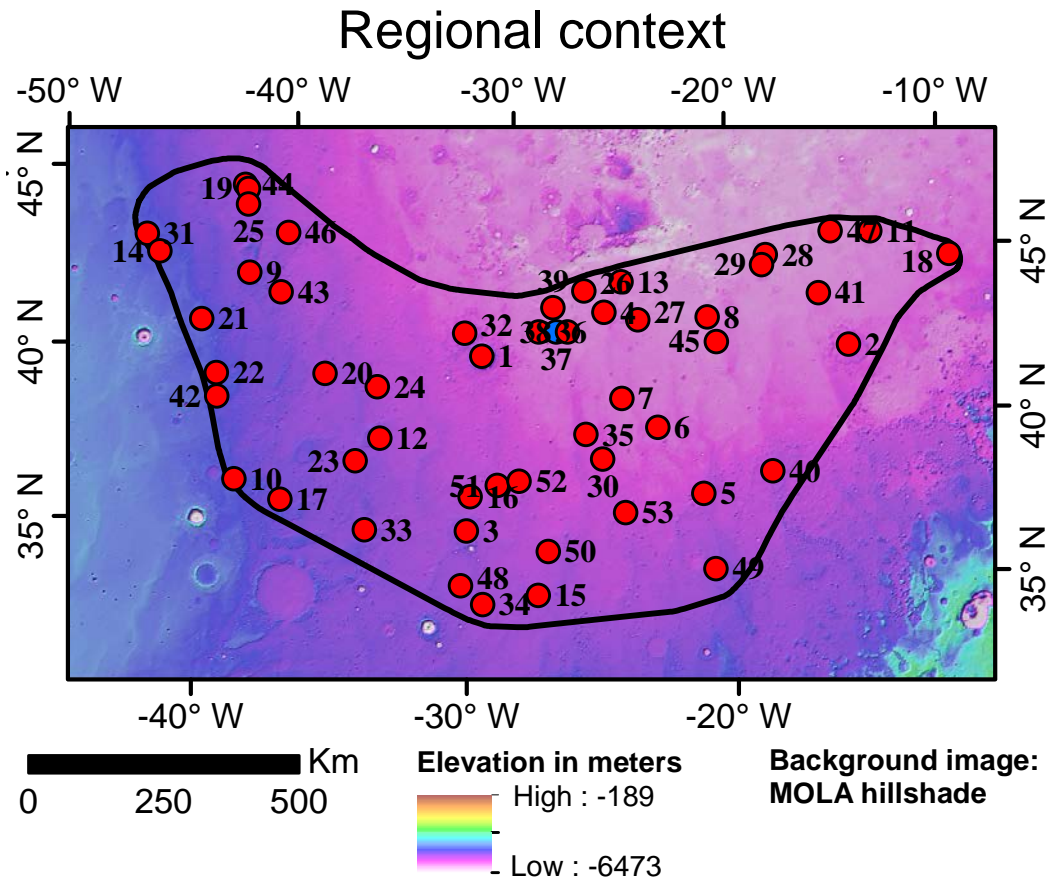
Cumulative representation



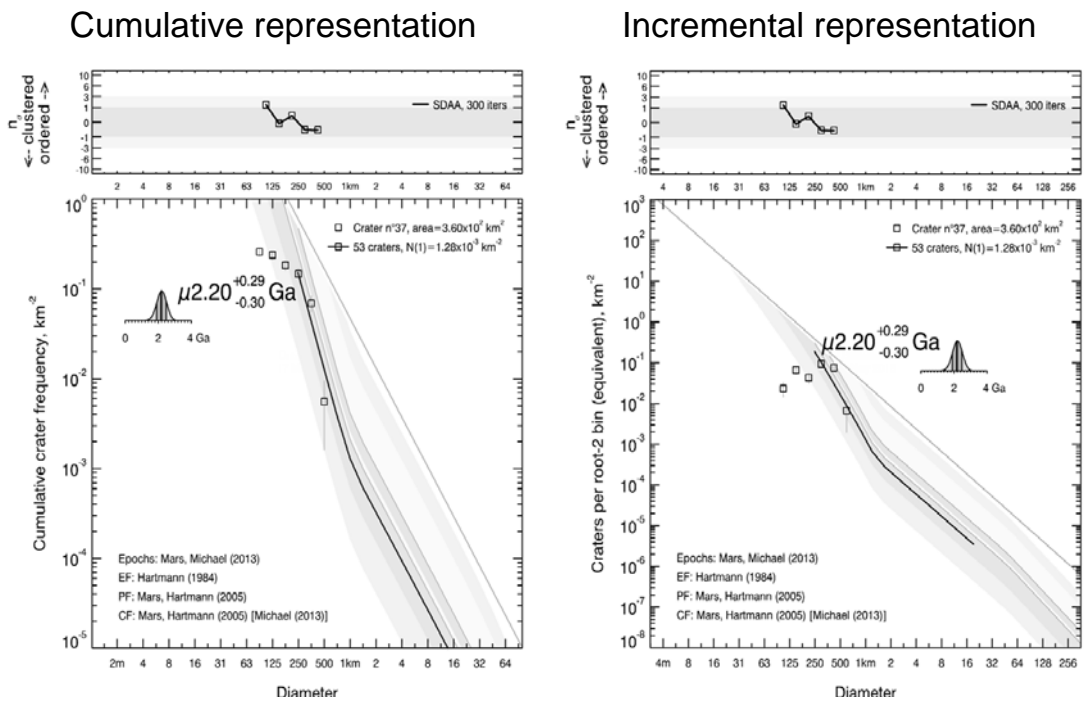
Incremental representation



Datation du cratère n°36.

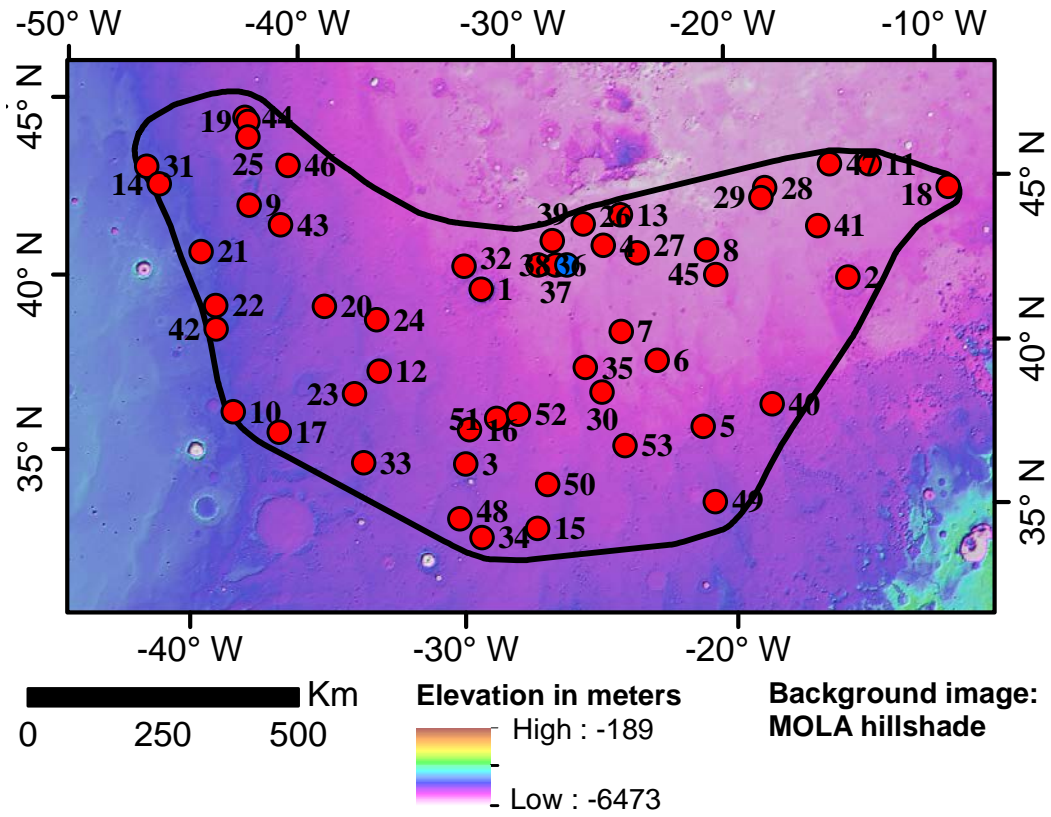


Crater model age



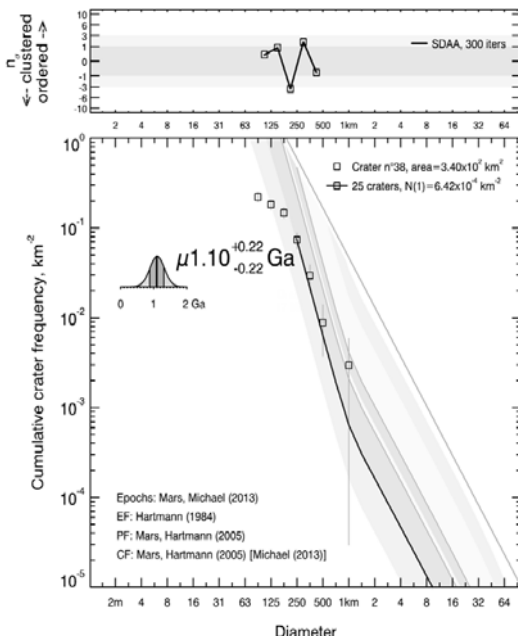
Datation du cratère n°37.

Regional context

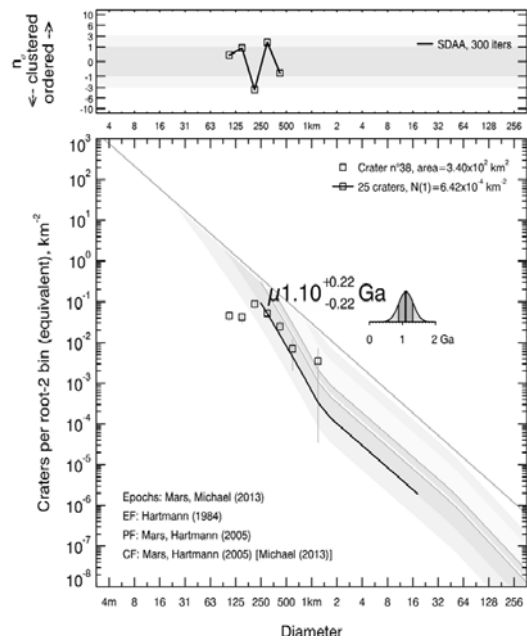


Crater model age

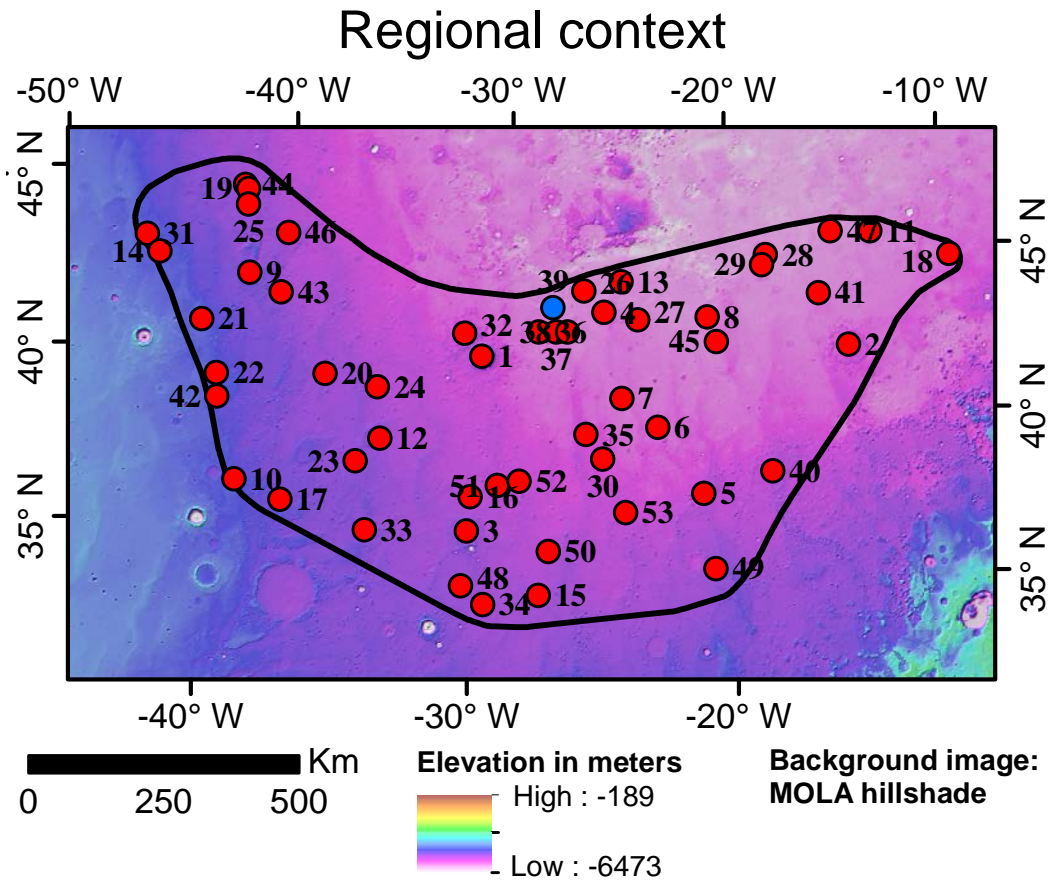
Cumulative representation



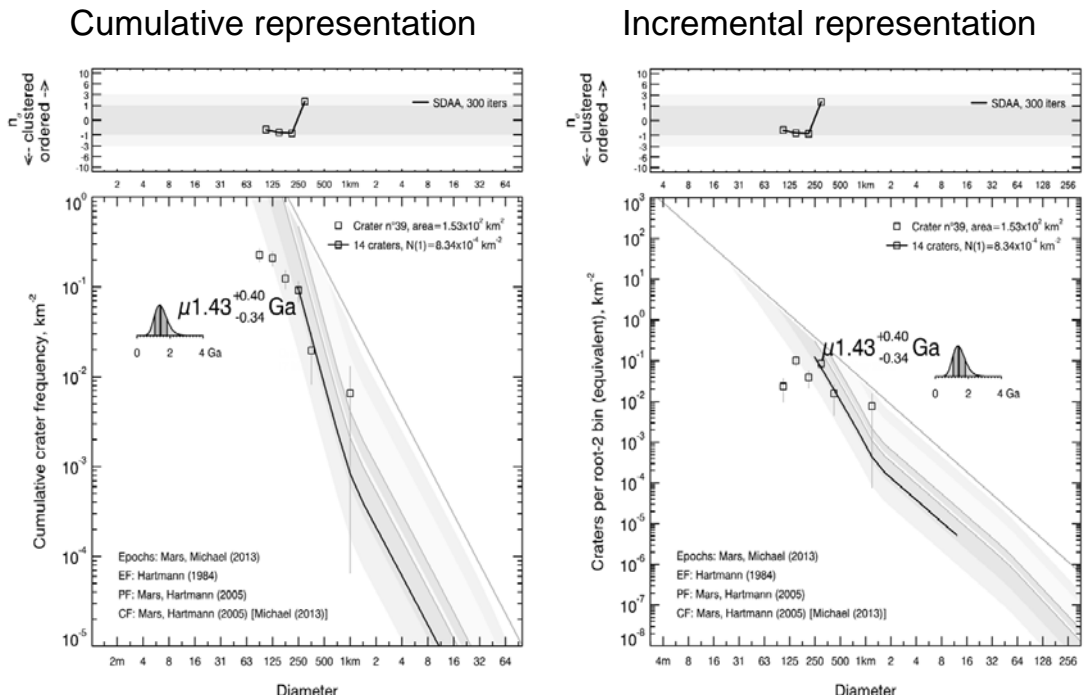
Incremental representation



Datation du cratère n°38.

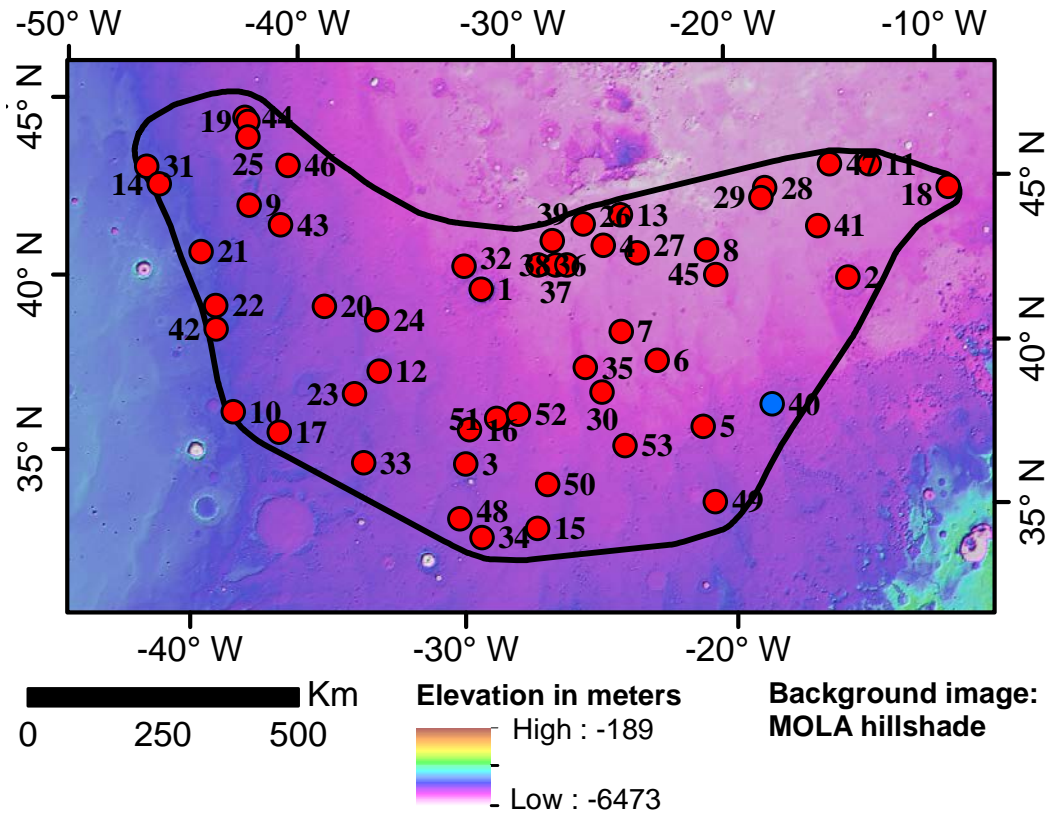


Crater model age



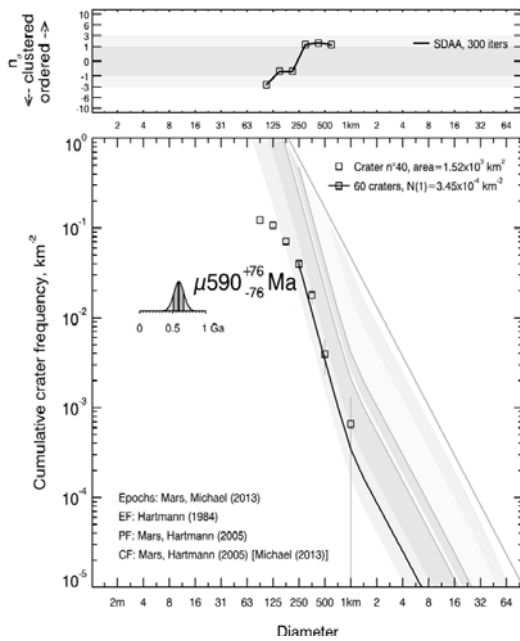
Datation du cratère n°39.

Regional context

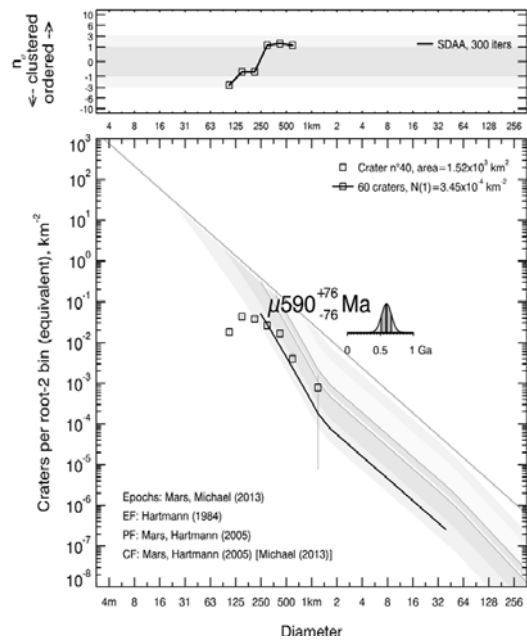


Crater model age

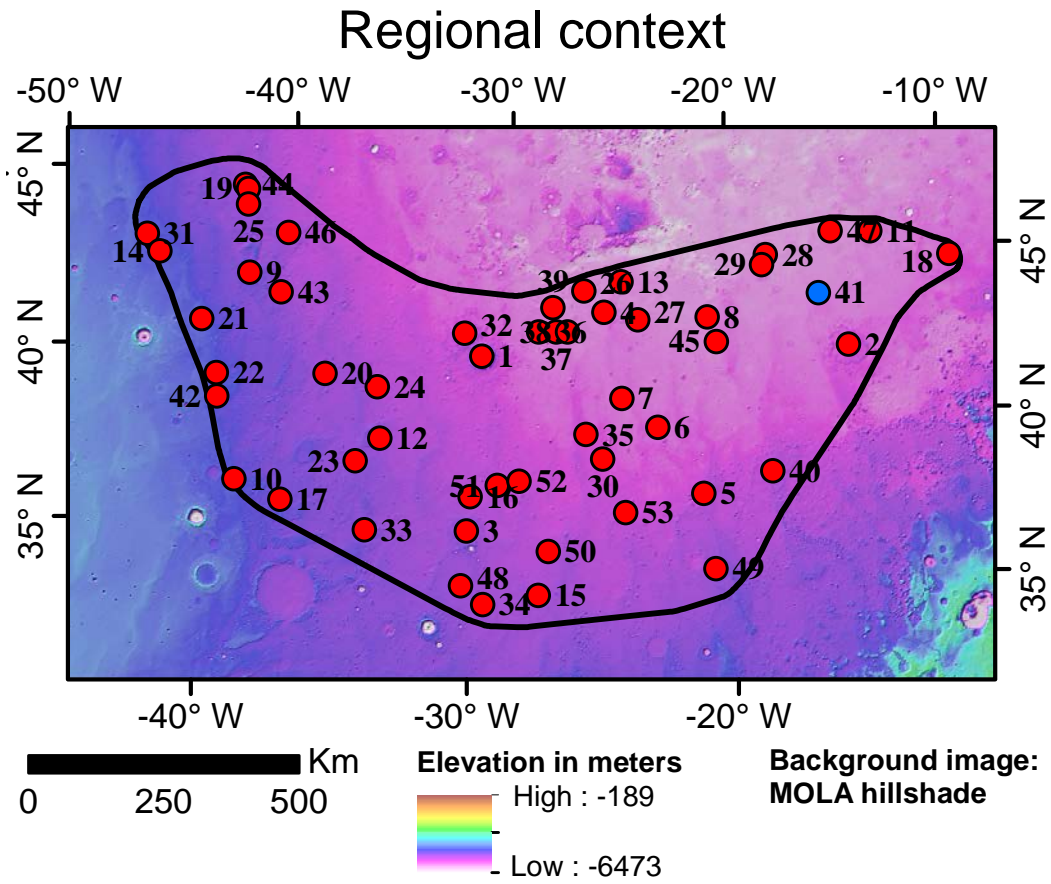
Cumulative representation



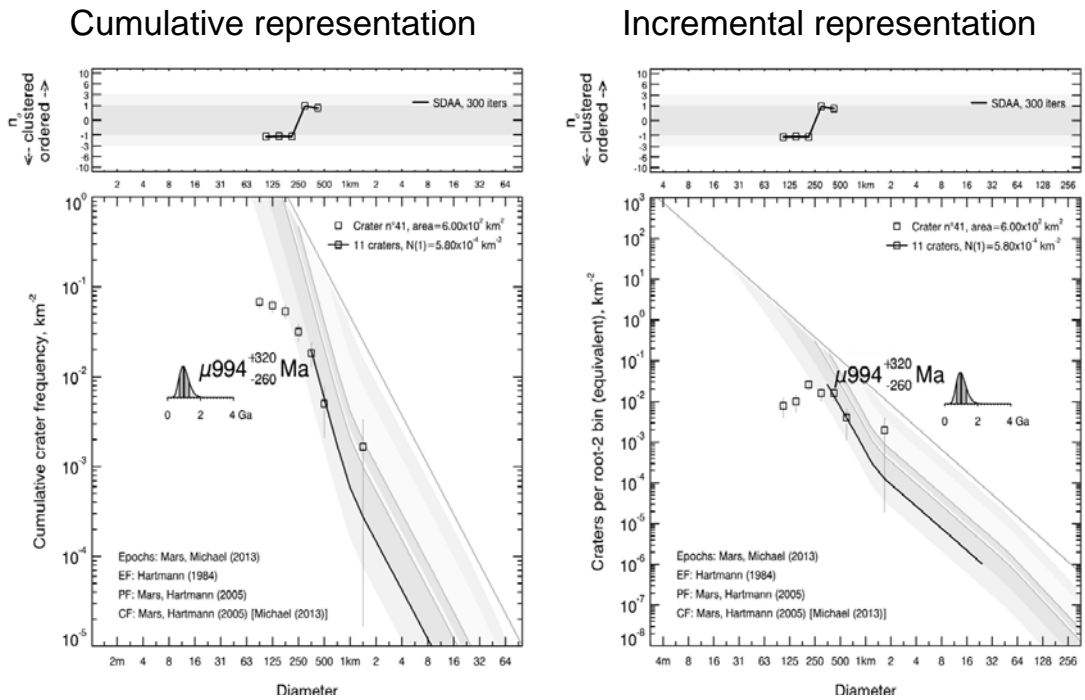
Incremental representation



Datation du cratère n°40.

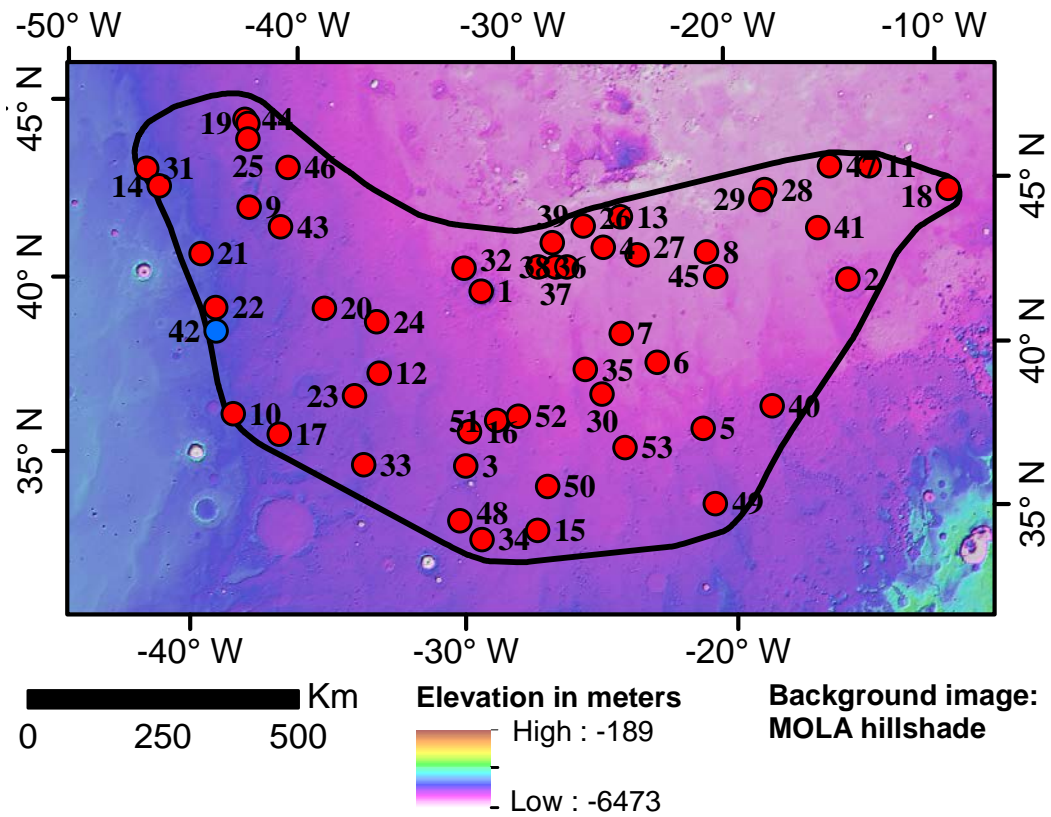


Crater model age



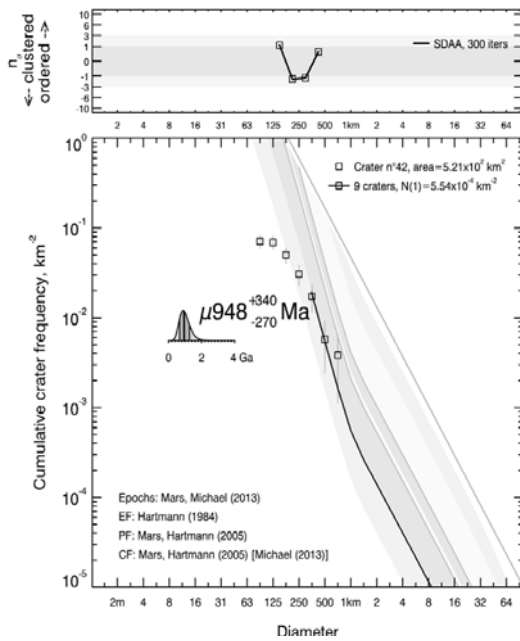
Datation du cratère n°41.

Regional context

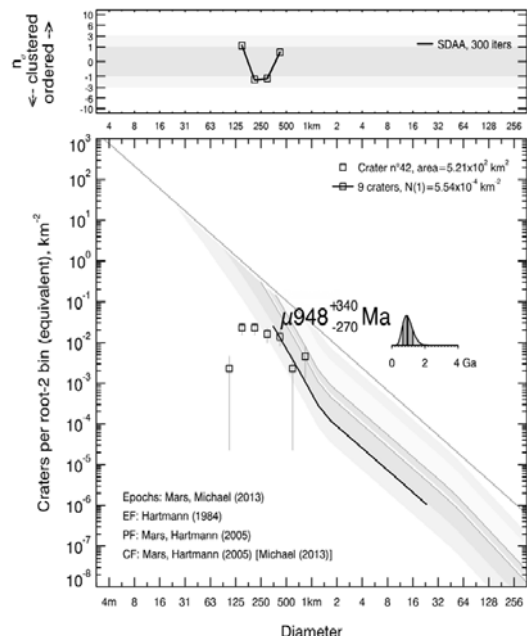


Crater model age

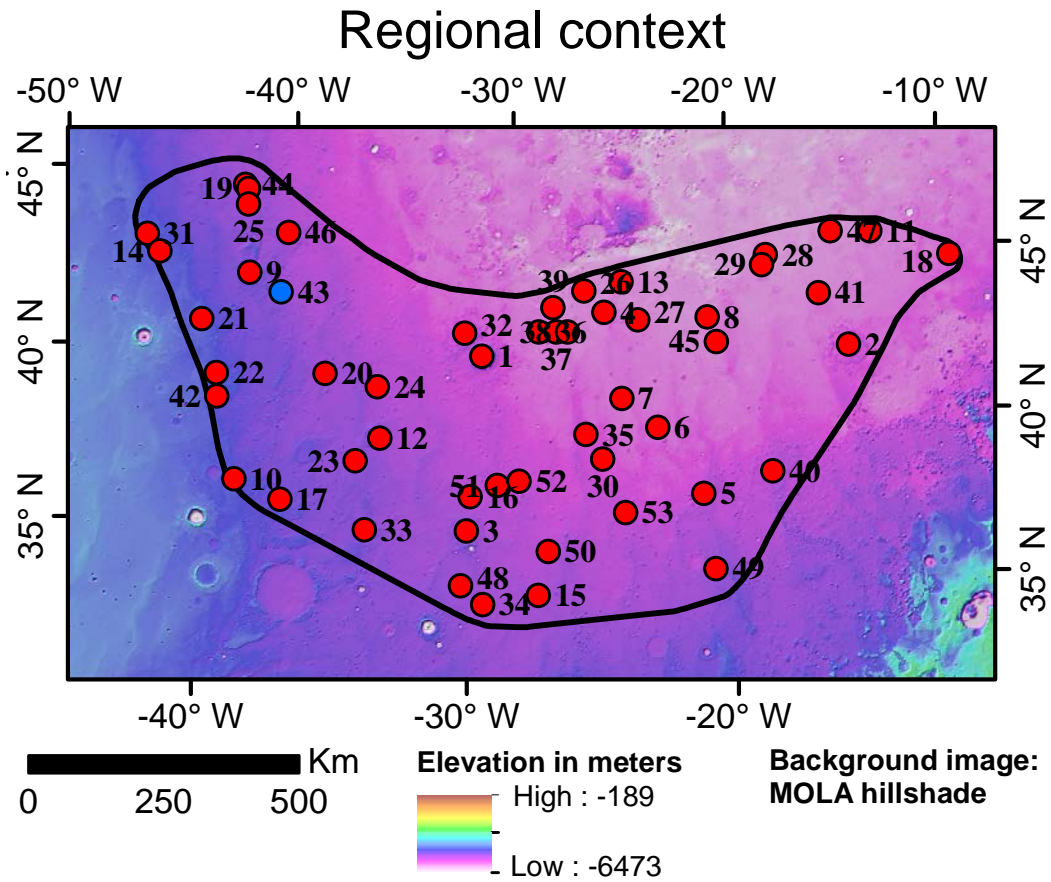
Cumulative representation



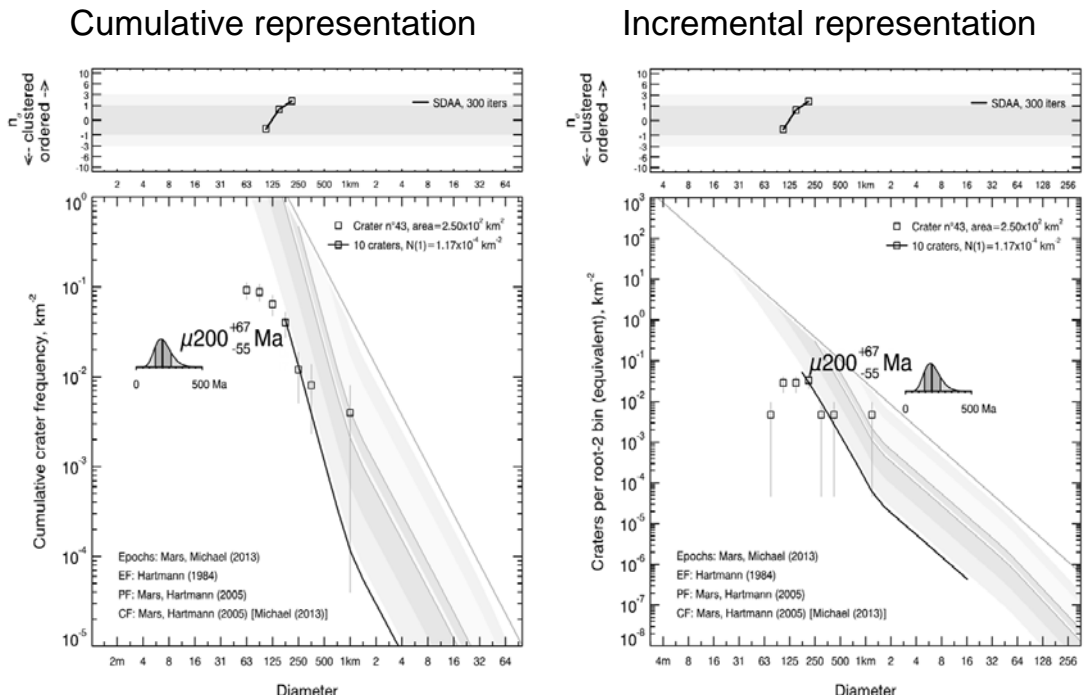
Incremental representation



Datation du cratère n°42.

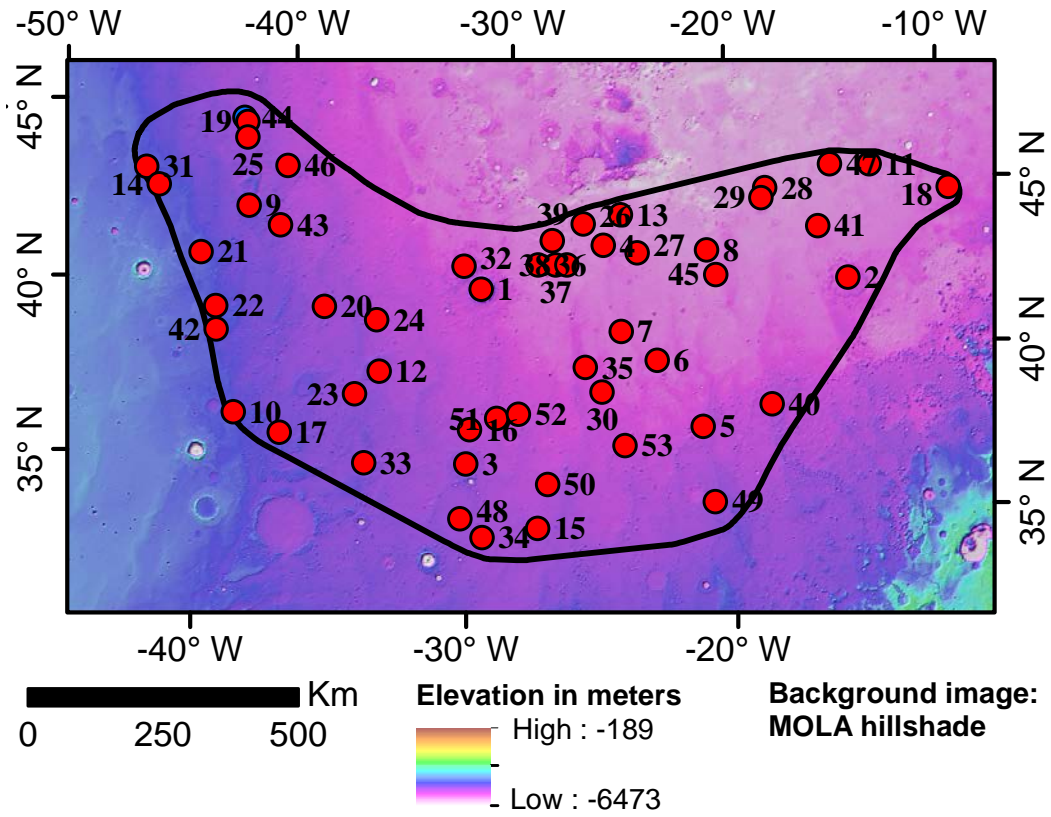


Crater model age



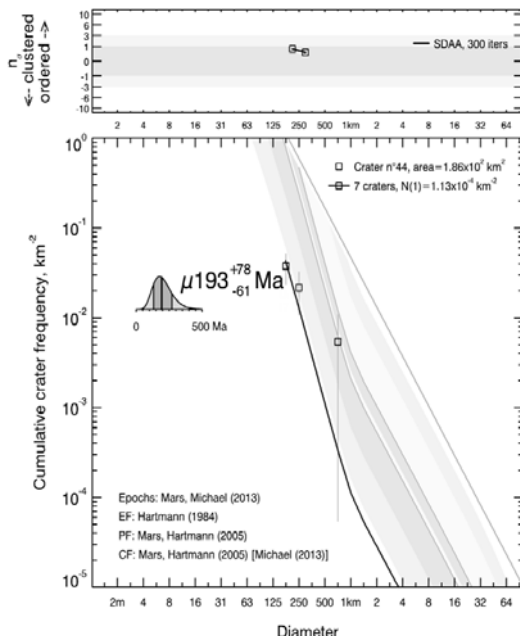
Datation du cratère n°43.

Regional context

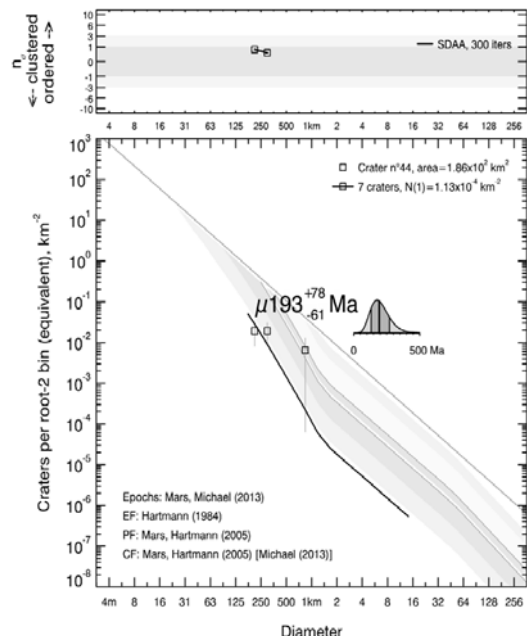


Crater model age

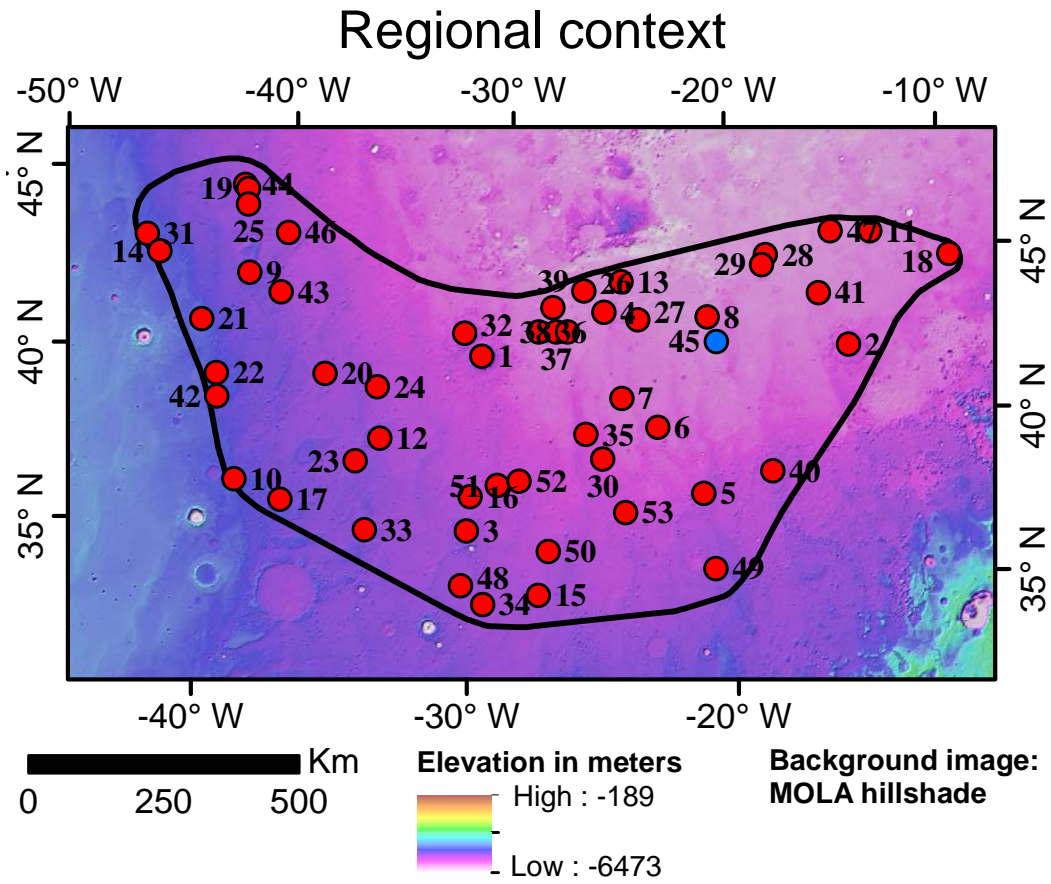
Cumulative representation



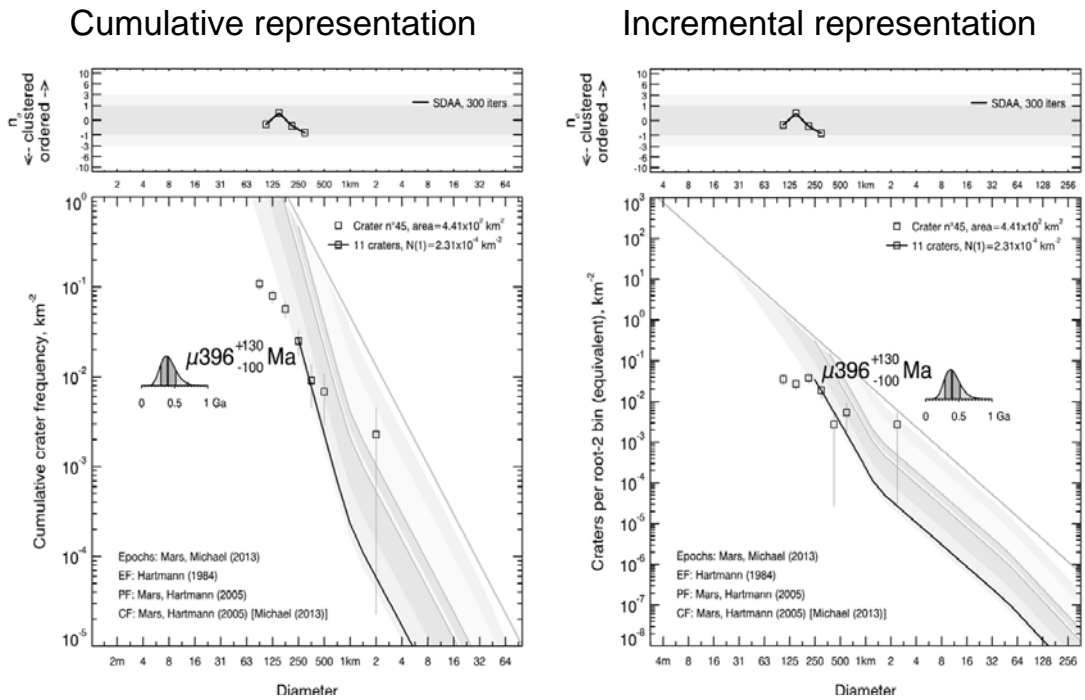
Incremental representation



Datation du cratère n°44.

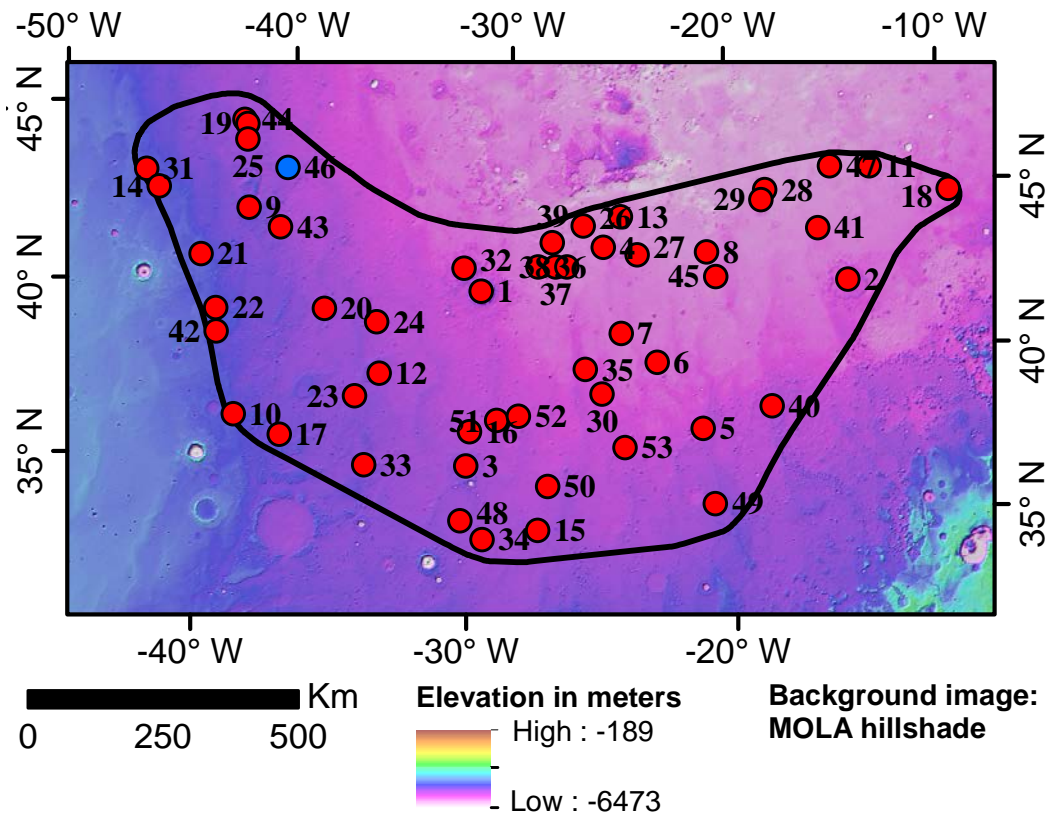


Crater model age



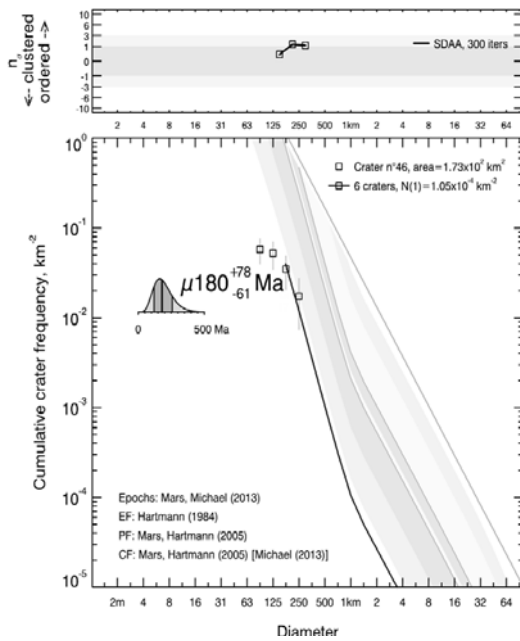
Datation du cratère n°45.

Regional context

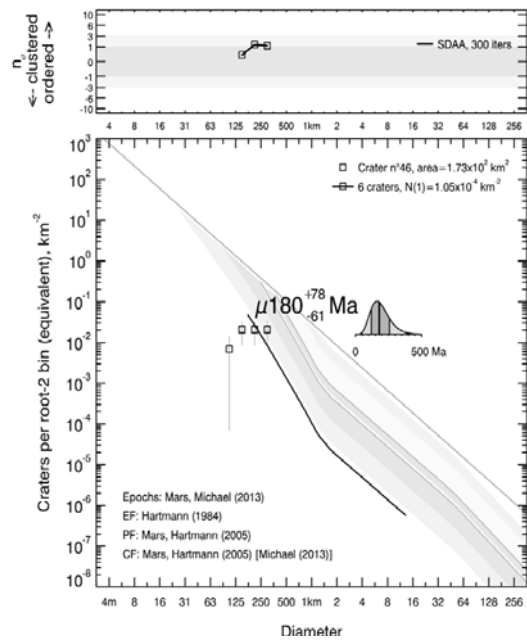


Crater model age

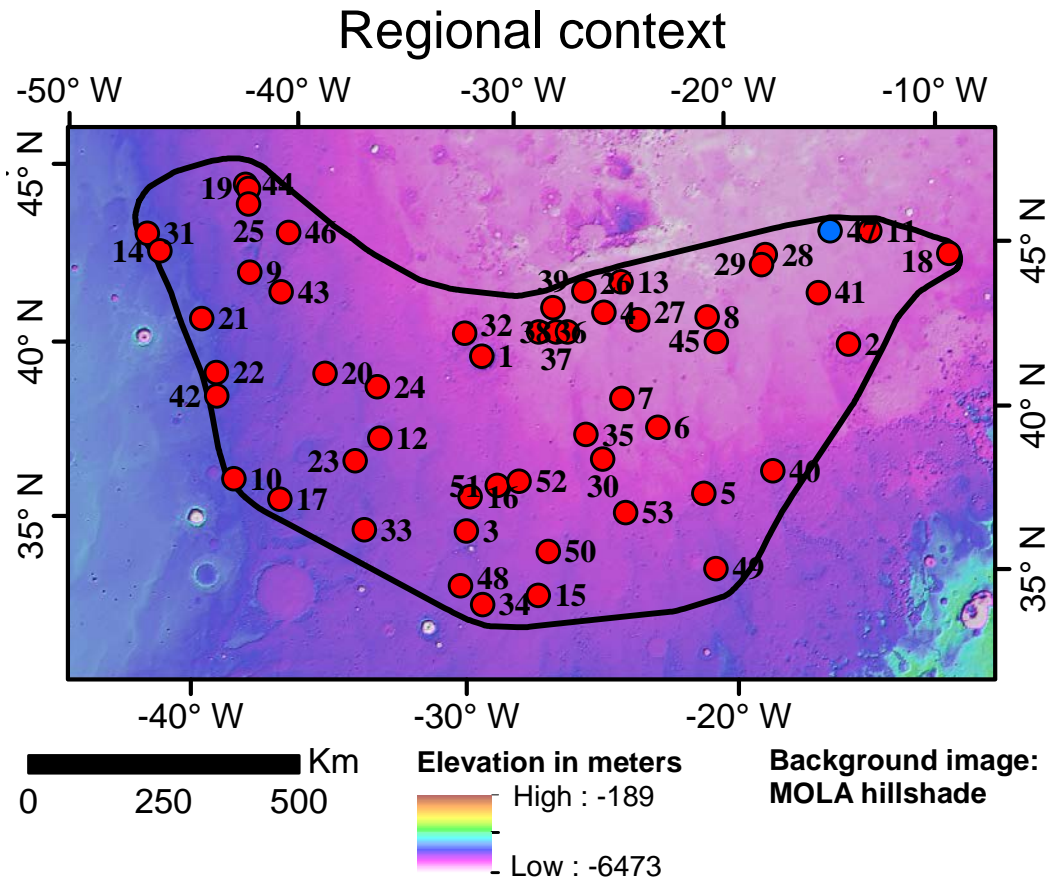
Cumulative representation



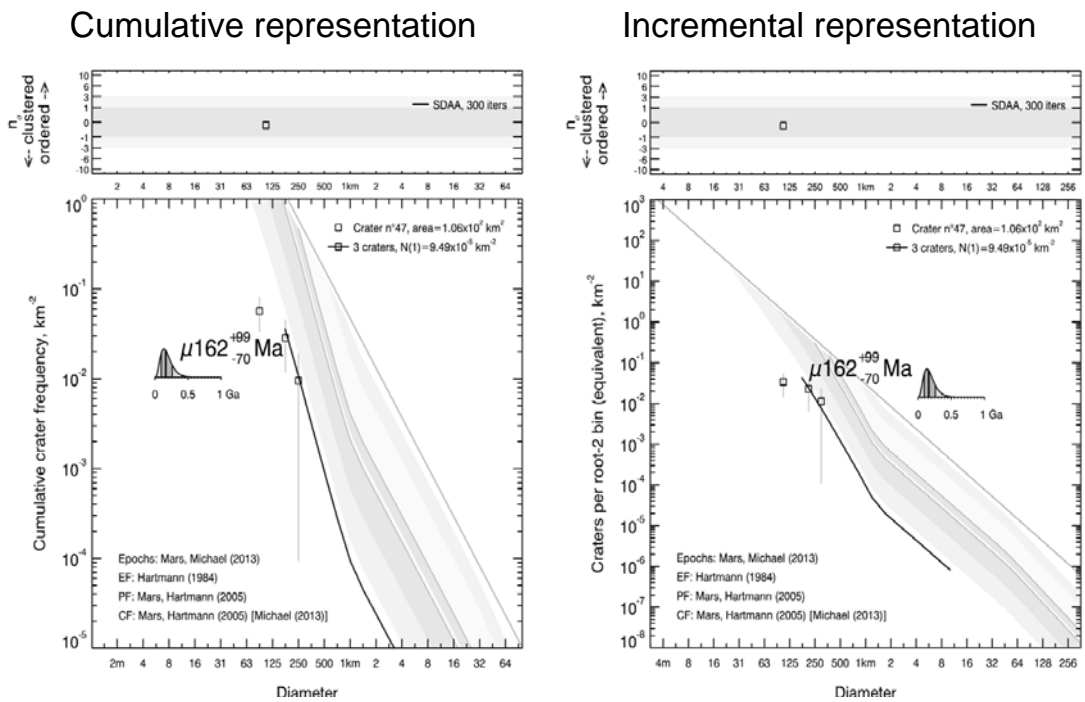
Incremental representation



Datation du cratère n°46.

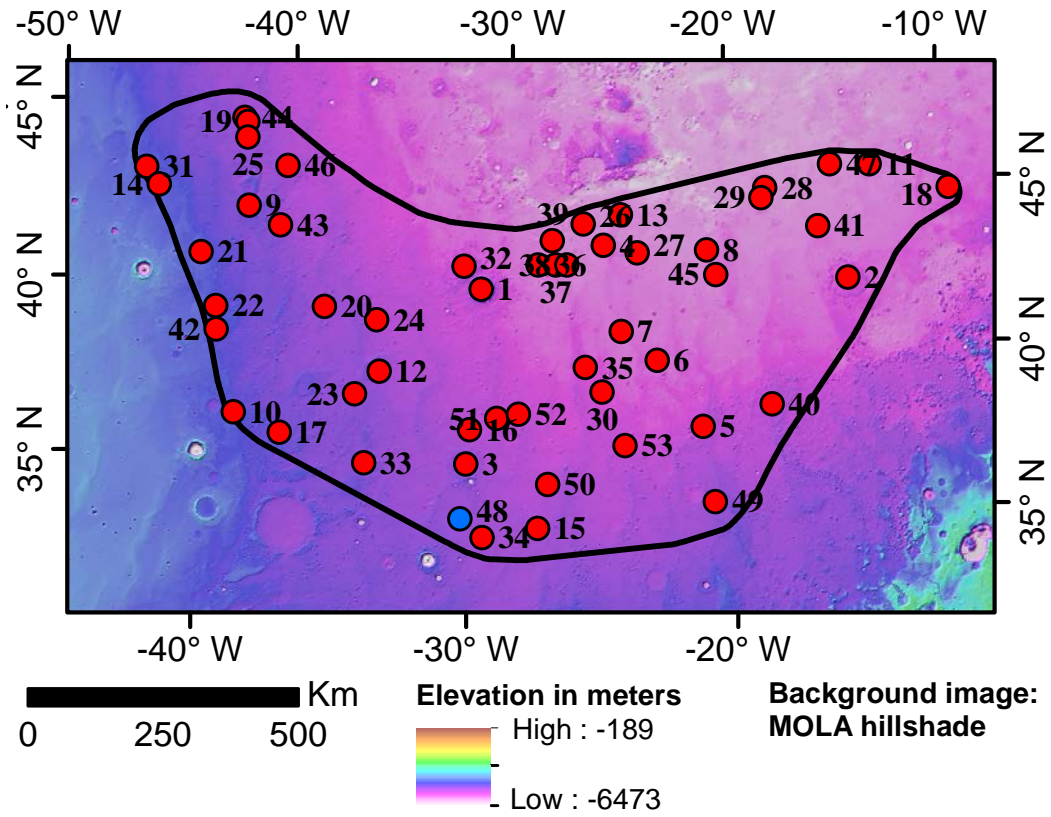


Crater model age



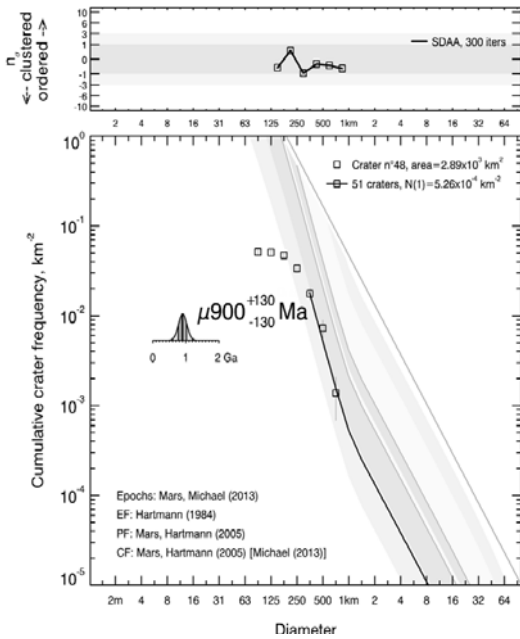
Datation du cratère n°47.

Regional context

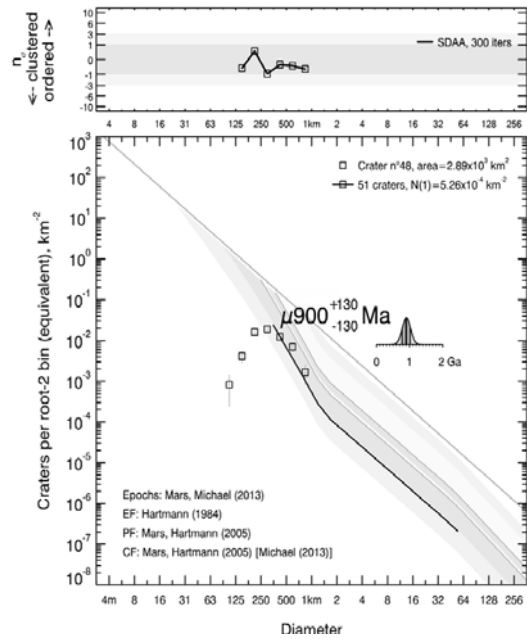


Crater model age

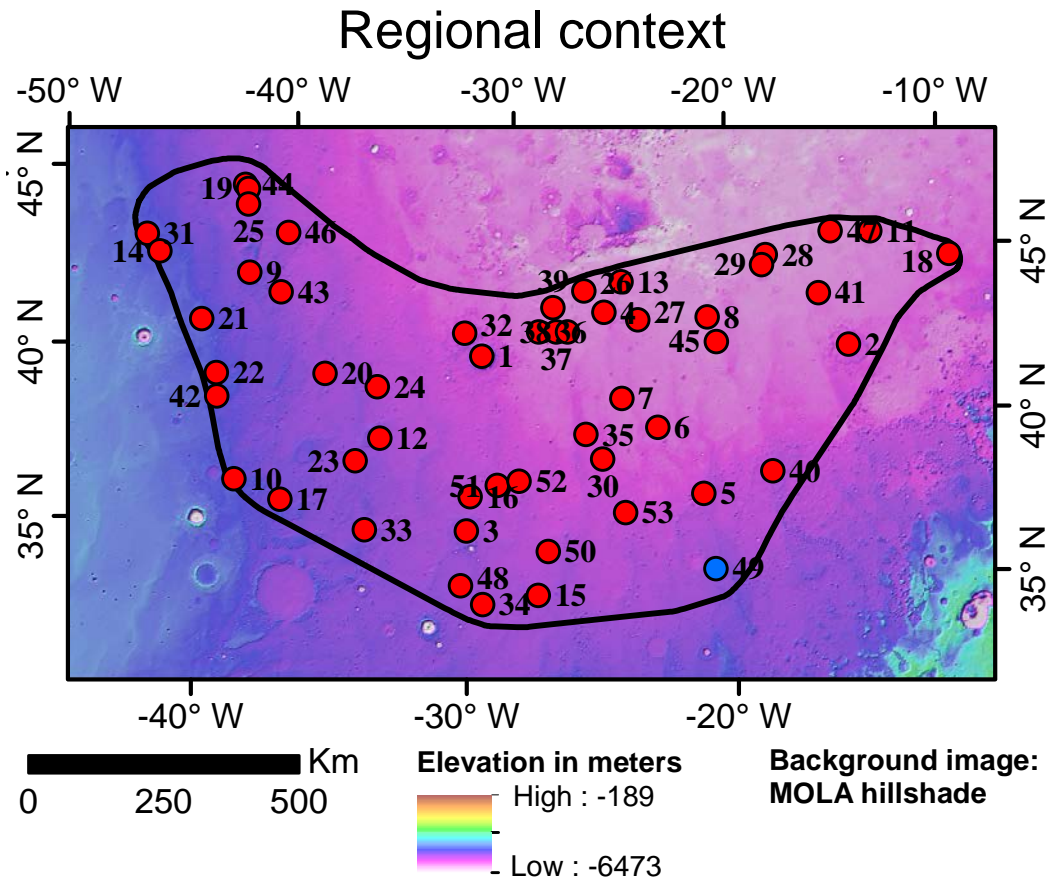
Cumulative representation



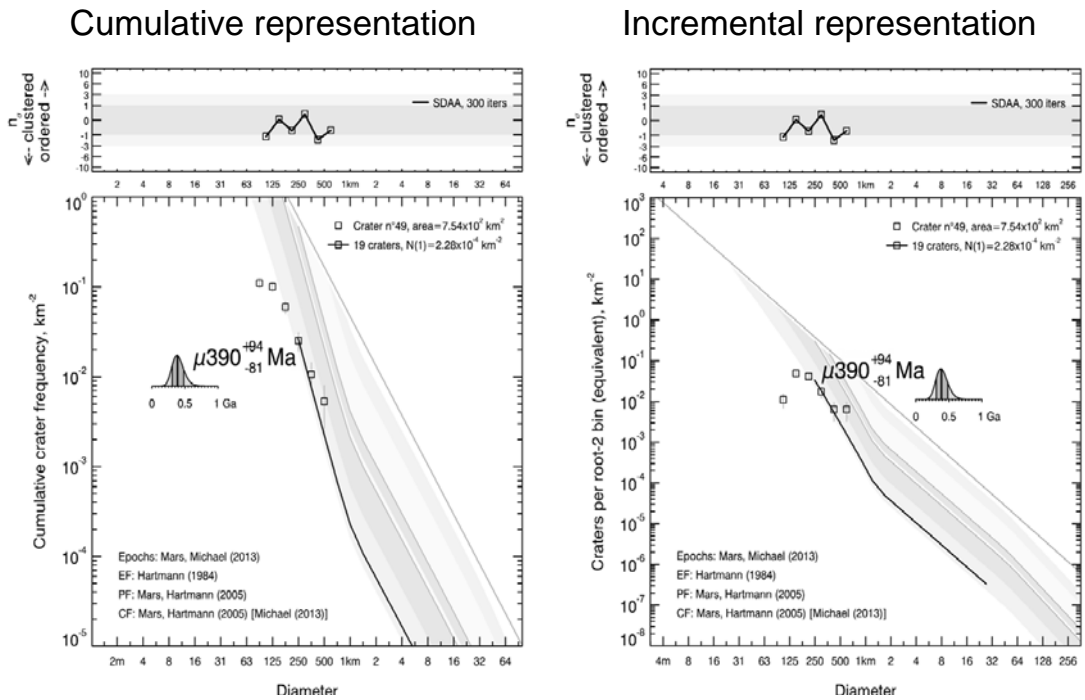
Incremental representation



Datation du cratère n°48.

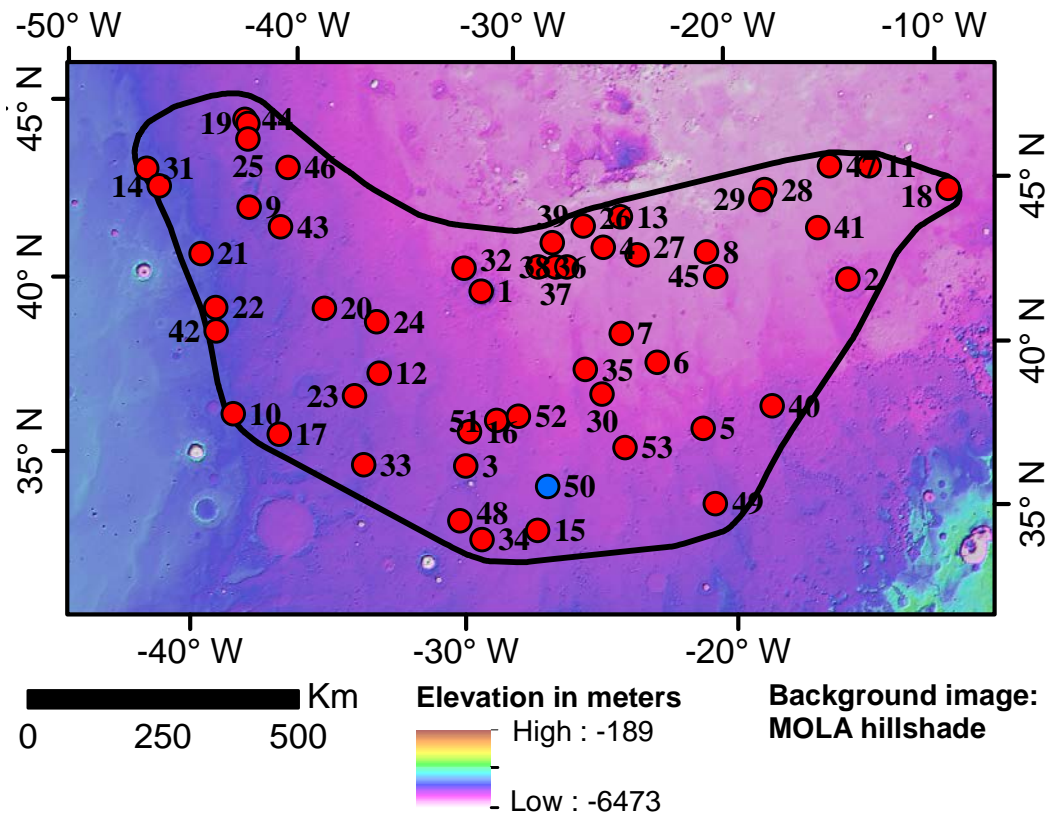


Crater model age



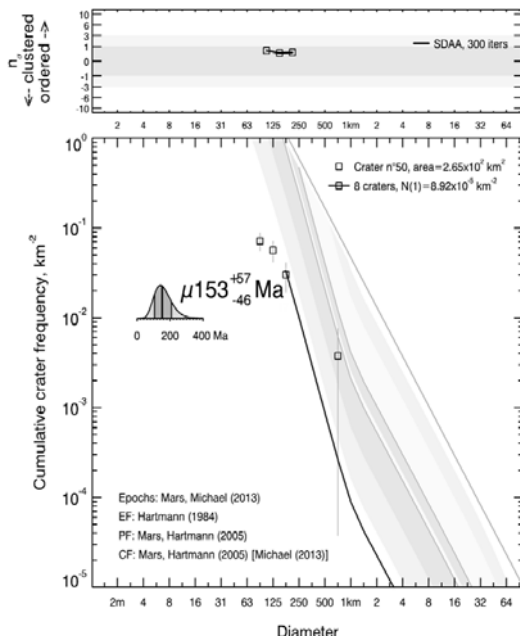
Datation du cratère n°49.

Regional context

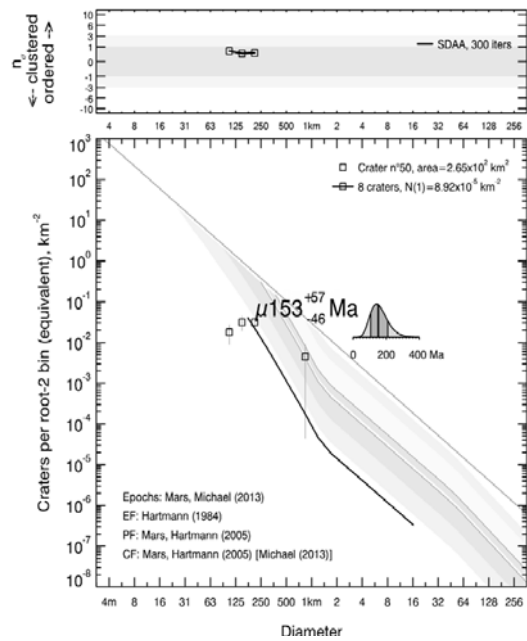


Crater model age

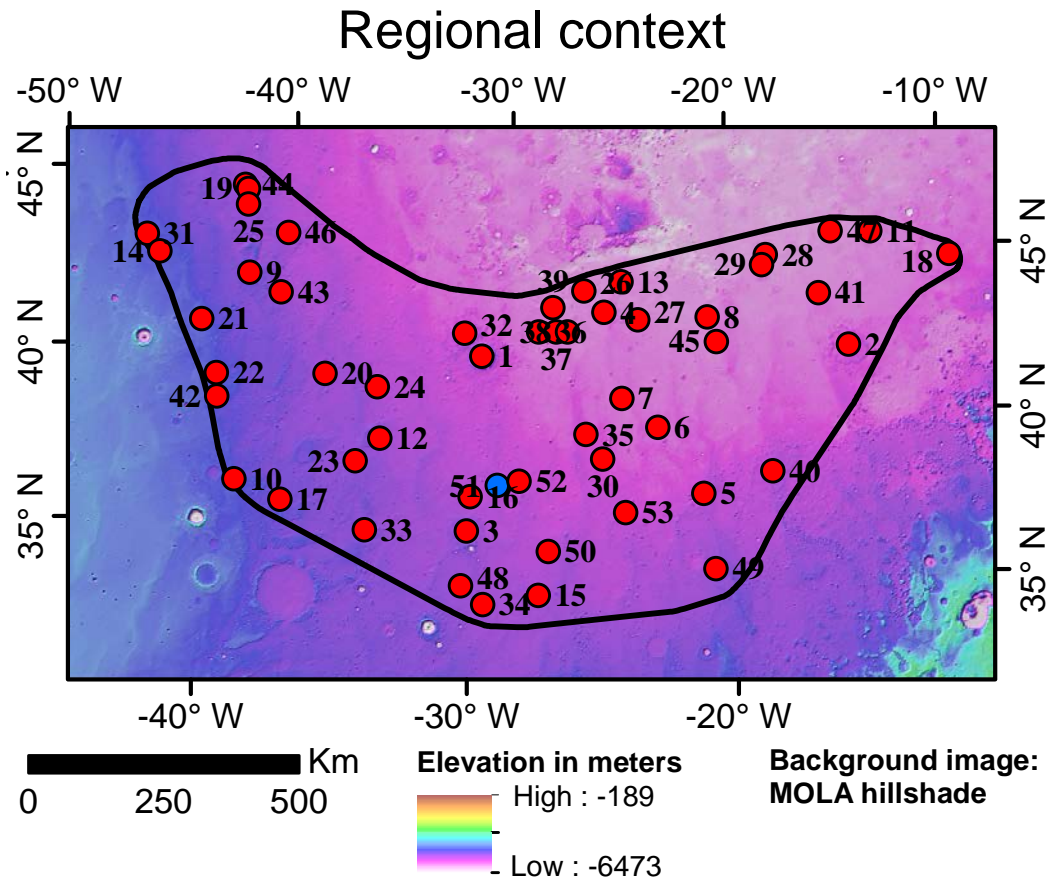
Cumulative representation



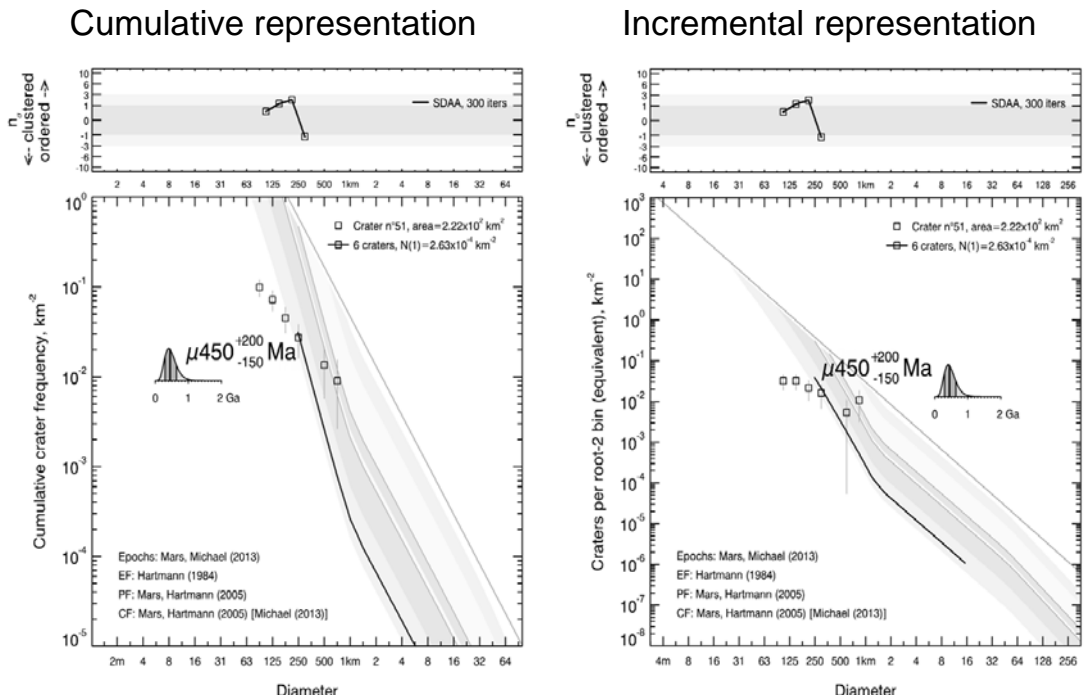
Incremental representation



Datation du cratère n°50.

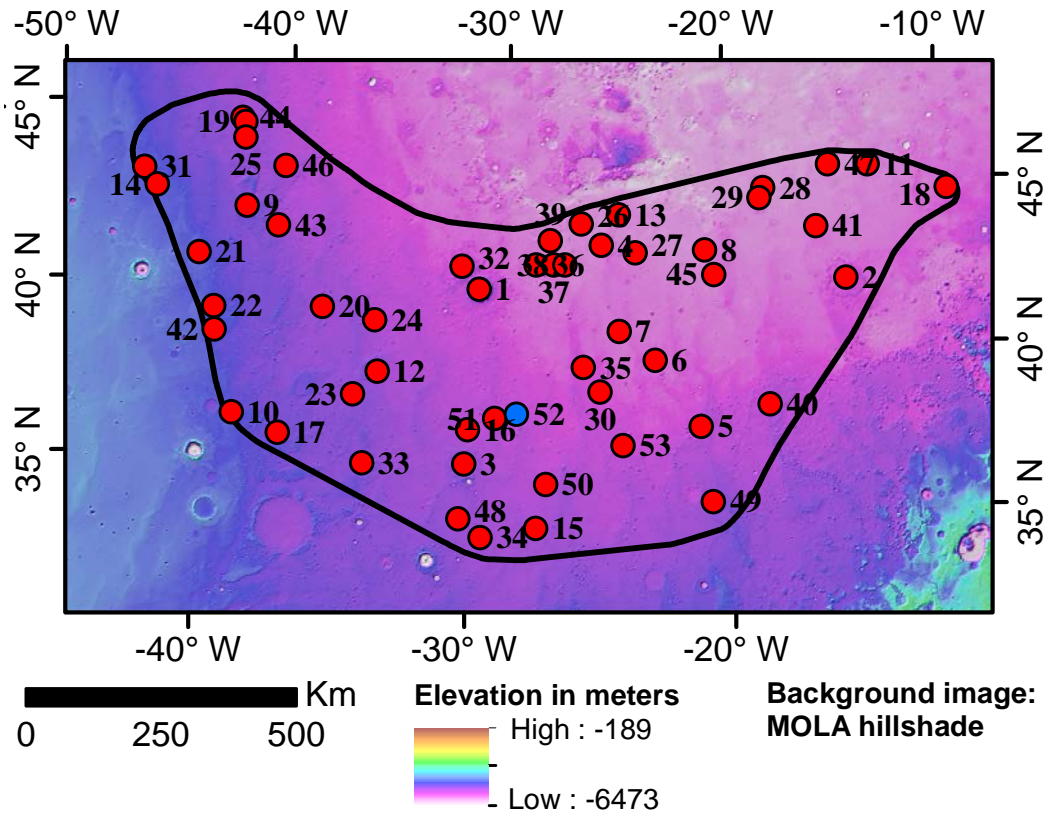


Crater model age



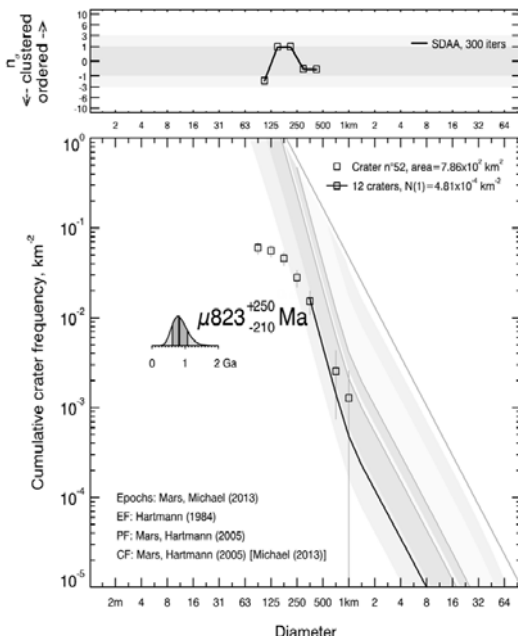
Datation du cratère n°51.

Regional context

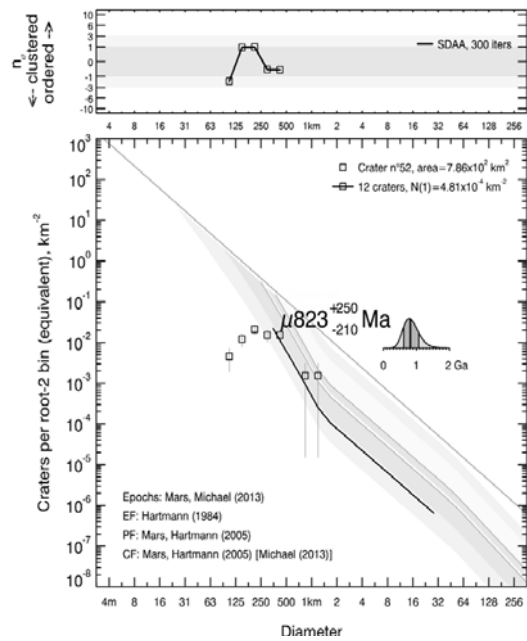


Crater model age

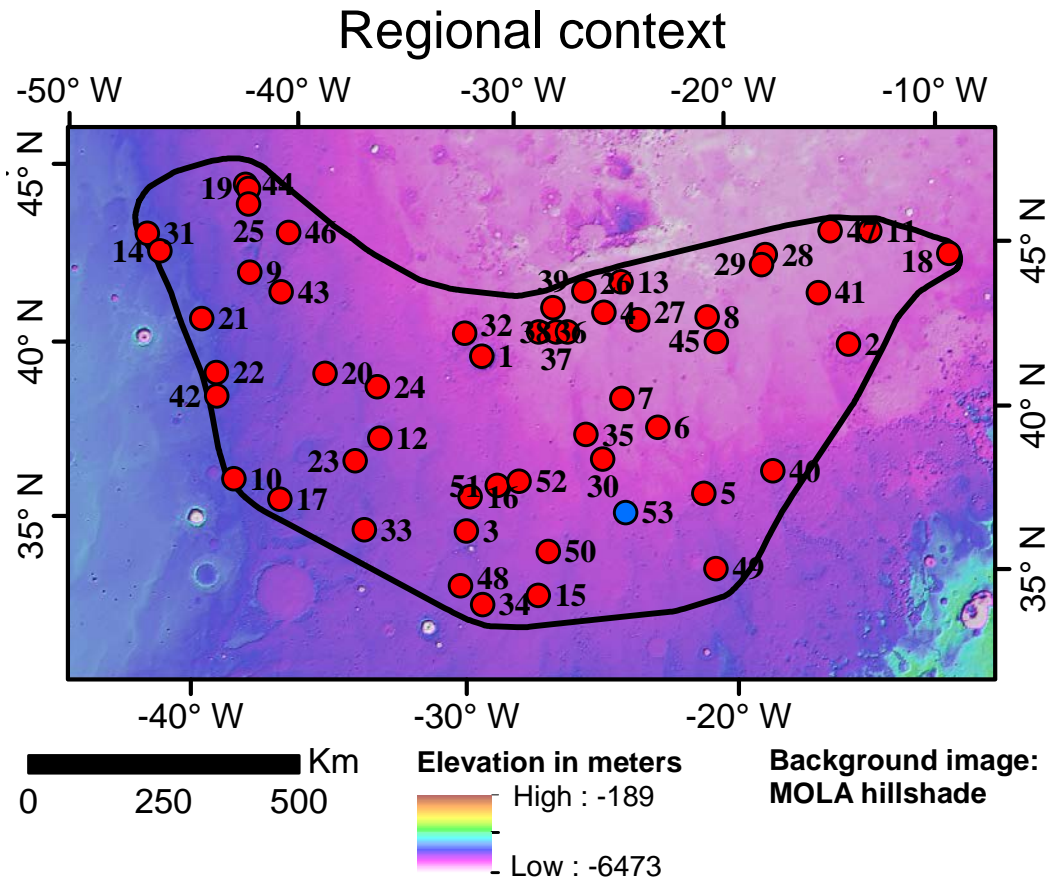
Cumulative representation



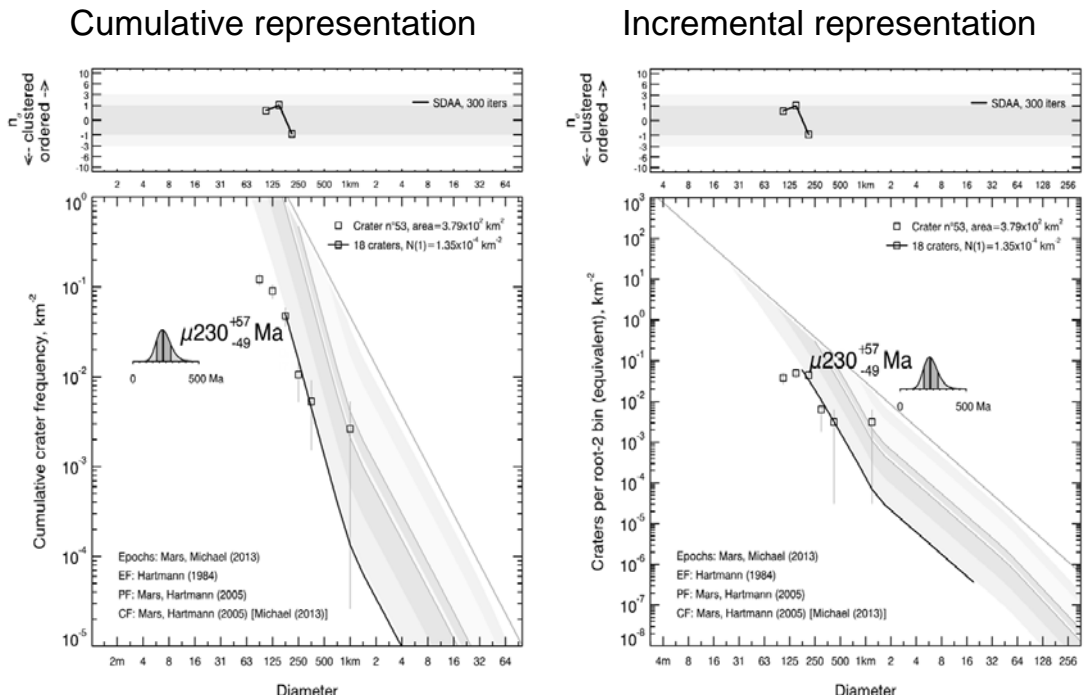
Incremental representation



Datation du cratère n°52.



Crater model age



Datation du cratère n°53.

**Annexes B : Datations des cratères LARLE relatives à l'étude
de la variation de l'obliquité martienne**

ANNEXES B : ÉTUDE DE L'OBLIQUITÉ MARTIENNE

| ID | Confidence index | Latitude [°] | Longitude [°] | Diameter [km] | Average EM | Max EM | Model age [Myr] Hartmann, 2005 | Error sup [Myr] | Error inf [Myr] |
|-------|------------------|--------------|---------------|---------------|------------|--------|--------------------------------|-----------------|-----------------|
| eq_1 | 3 | 1.16 | 207.16 | 2.4 | 5.2 | 10.5 | 19.10 | 18.00 | 11.00 |
| eq_10 | 2 | -0.37 | 150 | 4.4 | 4 | 6 | 10.20 | 5.40 | 4.00 |
| eq_11 | 5 | 2.32 | 154.22 | 4.1 | 4.9 | 10.6 | 29.60 | 14.00 | 11.00 |
| eq_12 | 3 | -10.81 | 176.25 | 2.6 | 5 | 7.7 | 25.80 | 14.00 | 10.00 |
| eq_2 | 3 | 1.01 | 194.08 | 2.4 | 4.9 | 6.5 | 40.10 | 24.00 | 17.00 |
| eq_3 | 1 | -1.19 | 193.02 | 5.8 | 2.6 | 7.4 | 23.30 | 7.40 | 6.10 |
| eq_4 | 1 | 1.39 | 218.55 | 1.4 | 8.2 | 12.6 | 42.80 | 17.00 | 14.00 |
| eq_5 | 1 | -2.92 | 224.08 | 2.2 | 5.3 | 8 | 15.60 | 3.70 | 3.20 |
| eq_6 | 2 | 2.43 | 230.68 | 3.4 | 6.3 | 9.2 | 55.10 | 21.00 | 17.00 |
| eq_7 | 3 | -3.02 | 13.7 | 3.8 | 6.7 | 12.9 | 25.70 | 11.00 | 8.60 |
| eq_8 | 2 | 0.44 | 148.35 | 4.8 | 3.7 | 7 | 46.70 | 13.00 | 11.00 |
| eq_9 | 5 | -0.84 | 149.42 | 4.4 | 4.4 | 9.4 | 45.10 | 21.00 | 16.00 |
| n_1 | 2 | 65.5 | 181.8 | 3.7 | 5.3 | 7.9 | 6.71 | 1.20 | 1.20 |
| n_10 | 1 | 49.26 | 214.56 | 2.4 | 7 | 8 | 50.10 | 20.00 | 16.00 |
| n_11 | 1 | 58.66 | 217.23 | 1.7 | 10.4 | 13.2 | 40.10 | 15.00 | 12.00 |
| n_12 | 3 | 36.24 | 221.65 | 2.4 | 4.9 | 6.8 | 33.90 | 25.00 | 16.00 |
| n_13 | 4 | 42.45 | 222.96 | 3.4 | 8.4 | 12 | 45.70 | 20.00 | 15.00 |
| n_14 | 1 | 35.17 | 223.36 | 4.5 | 3.7 | 6.1 | 8.09 | 2.30 | 1.90 |
| n_15 | 1 | 61.31 | 224.8 | 2 | 7.2 | 9.5 | 26.60 | 7.50 | 6.30 |
| n_16 | 3 | 70.67 | 230.32 | 3.6 | 10.3 | 10.8 | 5.37 | 3.30 | 2.30 |
| n_17 | 1 | 68.3 | 235.4 | 10.9 | 5.8 | 10 | 2.83 | 0.83 | 0.69 |
| n_18 | 2 | 59.37 | 244.98 | 4.1 | 10.4 | 14 | 17.90 | 11.00 | 7.70 |
| n_19 | 2 | 64.23 | 245.23 | 3.4 | 8.2 | 10.1 | 24.90 | 8.80 | 7.10 |
| n_2 | 2 | 72.6 | 182 | 1.7 | 6.9 | 8 | 5.54 | 1.50 | 1.30 |
| n_20 | 1 | 57.27 | 249.53 | 2.7 | 6.5 | 15.6 | 23.60 | 6.70 | 5.60 |
| n_21 | 2 | 53.65 | 252 | 1.9 | 10.5 | 11.5 | 26.00 | 9.20 | 7.40 |
| n_22 | 1 | 53.92 | 256.17 | 3.7 | 12.2 | 13.4 | 30.80 | 6.30 | 6.30 |
| n_23 | 5 | 65.33 | 259.03 | 2.2 | 11.9 | 17 | 0.55 | 0.40 | 0.27 |
| n_24 | 2 | 68.27 | 266.36 | 5.5 | 9.5 | 16.4 | 5.59 | 2.00 | 1.60 |
| n_25 | 2 | 57.7 | 270.55 | 2.7 | 9.2 | 9.9 | 79.60 | 28.00 | 23.00 |
| n_26 | 2 | 71.6 | 292.8 | 4.4 | 5.8 | 9 | 0.85 | 0.52 | 0.36 |
| n_27 | 3 | 70 | 308.4 | 3.1 | 5.4 | 9.7 | 0.45 | 0.24 | 0.18 |
| n_28 | 5 | 56.4 | 327.24 | 4.4 | 6.9 | 9.3 | 0.28 | 0.21 | 0.14 |
| n_29 | 3 | 65.8 | 334.8 | 2.7 | 10.1 | 17.1 | 1.10 | 0.67 | 0.47 |
| n_3 | 2 | 43.06 | 184.56 | 3.7 | 8.6 | 10.3 | 6.38 | 2.30 | 1.80 |
| n_30 | 3 | 67.81 | 348.69 | 2.9 | 4.9 | 10.1 | 1.42 | 0.86 | 0.61 |
| n_31 | 1 | 72.08 | 354.75 | 5.6 | 7.9 | 10.3 | 10.60 | 3.20 | 2.70 |
| n_32 | 2 | 67.79 | 356.21 | 2.7 | 6.8 | 10.8 | 0.26 | 0.16 | 0.11 |
| n_33 | 2 | 69.22 | 356.35 | 5.5 | 8.3 | 11.1 | 0.87 | 0.33 | 0.26 |
| n_34 | 3 | 72.96 | 1.38 | 1.7 | 8.4 | 10.8 | 5.81 | 3.50 | 2.50 |
| n_35 | 5 | 65.59 | 3.02 | 6.3 | 8.1 | 13.5 | 29.00 | 11.00 | 8.70 |
| n_36 | 4 | 59.71 | 12.95 | 2.4 | 8 | 15.6 | 27.30 | 14.00 | 11.00 |
| n_37 | 2 | 38.23 | 15.79 | 2 | 7.4 | 12.6 | 14.50 | 6.30 | 4.90 |
| n_38 | 2 | 67.03 | 18.41 | 2.4 | 10.7 | 13.3 | 14.20 | 7.50 | 5.60 |
| n_39 | 2 | 43.95 | 19.99 | 5.4 | 5.7 | 8.3 | 10.60 | 3.10 | 2.60 |
| n_4 | 4 | 40.22 | 187.88 | 1.7 | 6 | 12 | 13.50 | 8.20 | 5.80 |
| n_40 | 2 | 62.14 | 27.13 | 2.7 | 6.2 | 9 | 7.94 | 4.20 | 3.10 |

ANNEXES B : ÉTUDE DE L'OBLIQUITÉ MARTIENNE

| | | | | | | | | | |
|------|---|-------|--------|------|------|------|-------|-------|-------|
| n_41 | 2 | 67.7 | 27.97 | 4.1 | 9.6 | 13.1 | 1.66 | 0.72 | 0.56 |
| n_42 | 2 | 67.97 | 34.54 | 1.7 | 10.1 | 14.8 | 0.95 | 0.41 | 0.32 |
| n_43 | 2 | 72.99 | 38.3 | 10.8 | 11.1 | 12.3 | 3.81 | 2.00 | 1.50 |
| n_44 | 5 | 48.26 | 42.59 | 4.1 | 6.8 | 8 | 2.69 | 1.40 | 1.00 |
| n_45 | 2 | 63.71 | 49.63 | 2.8 | 6.9 | 9.6 | 13.10 | 6.20 | 4.70 |
| n_46 | 4 | 73.58 | 62.07 | 6.9 | 9 | 18.2 | 4.09 | 1.80 | 1.40 |
| n_47 | 2 | 58.62 | 68.32 | 2 | 8.7 | 9.2 | 39.50 | 16.00 | 12.00 |
| n_48 | 2 | 69.68 | 69.17 | 5.9 | 5.5 | 8.9 | 0.65 | 0.28 | 0.22 |
| n_49 | 4 | 39.4 | 75.19 | 1.7 | 5.9 | 8 | 6.02 | 4.40 | 2.90 |
| n_5 | 4 | 68.4 | 189.3 | 12.2 | 7.5 | 10.5 | 12.10 | 4.50 | 3.60 |
| n_50 | 2 | 54.93 | 77.77 | 3.7 | 14.8 | 21.1 | 12.40 | 6.60 | 4.80 |
| n_51 | 2 | 49.75 | 82.83 | 2.4 | 11.8 | 14.8 | 11.30 | 4.50 | 3.60 |
| n_52 | 5 | 59.55 | 85.68 | 1.4 | 9.2 | 19.4 | 1.54 | 0.73 | 0.56 |
| n_53 | 2 | 71.28 | 89.22 | 5.5 | 6.8 | 10.1 | 1.60 | 0.69 | 0.54 |
| n_54 | 3 | 36.6 | 90.83 | 2 | 6.8 | 7.8 | 30.10 | 22.00 | 15.00 |
| n_55 | 3 | 60.07 | 92.42 | 1.4 | 8 | 9.7 | 0.85 | 0.45 | 0.33 |
| n_56 | 2 | 68.78 | 94.13 | 2.4 | 7.9 | 10.2 | 1.16 | 0.62 | 0.45 |
| n_57 | 3 | 58.34 | 95.87 | 3.7 | 7.9 | 11.4 | 1.13 | 0.49 | 0.38 |
| n_58 | 3 | 60.88 | 96.72 | 1.7 | 8.7 | 11.2 | 1.37 | 0.73 | 0.53 |
| n_59 | 2 | 55.67 | 102.41 | 3.1 | 9.3 | 13 | 4.64 | 2.00 | 1.60 |
| n_6 | 2 | 49.58 | 195.96 | 6 | 5.4 | 7 | 43.60 | 11.00 | 9.50 |
| n_60 | 3 | 58.47 | 105.84 | 3.4 | 9.2 | 9.6 | 10.30 | 5.50 | 4.00 |
| n_61 | 3 | 67.8 | 109.38 | 7.3 | 8.7 | 11 | 25.10 | 12.00 | 9.00 |
| n_62 | 2 | 65 | 113.81 | 1.4 | 8.3 | 11.7 | 0.73 | 0.32 | 0.25 |
| n_63 | 5 | 61.05 | 119.32 | 2.4 | 7.1 | 9.3 | 1.53 | 1.10 | 0.74 |
| n_64 | 2 | 70.53 | 122.62 | 2.9 | 8.7 | 12.9 | 13.00 | 6.90 | 5.10 |
| n_65 | 2 | 67.67 | 124.35 | 8.2 | 5.5 | 8.5 | 1.95 | 1.20 | 0.84 |
| n_66 | 2 | 72.45 | 126.45 | 2.8 | 7.3 | 21.4 | 2.01 | 0.81 | 0.64 |
| n_67 | 2 | 45.66 | 135.93 | 2.4 | 9.1 | 10.8 | 6.23 | 2.20 | 1.80 |
| n_68 | 2 | 54.28 | 136.73 | 3.1 | 12.1 | 19.2 | 5.27 | 2.10 | 1.70 |
| n_69 | 3 | 69.05 | 138.03 | 2 | 8.7 | 14.6 | 4.04 | 2.90 | 2.00 |
| n_7 | 3 | 72.7 | 197.6 | 1.4 | 3.8 | 6.9 | 15.60 | 9.50 | 6.70 |
| n_70 | 3 | 64.88 | 149.32 | 2 | 8.2 | 9.9 | 6.71 | 4.10 | 2.90 |
| n_71 | 3 | 58.63 | 149.98 | 2.4 | 9 | 13 | 1.17 | 0.56 | 0.42 |
| n_72 | 1 | 46.58 | 150.12 | 5.1 | 8.5 | 9.6 | 30.00 | 10.00 | 8.20 |
| n_73 | 5 | 65.82 | 150.26 | 1.9 | 9.1 | 11.8 | 2.42 | 1.50 | 1.00 |
| n_74 | 2 | 68.93 | 150.55 | 2.8 | 8.6 | 9.7 | 3.23 | 1.00 | 0.85 |
| n_75 | 3 | 67.85 | 151.81 | 1.4 | 8.9 | 10.1 | 2.63 | 1.60 | 1.10 |
| n_76 | 3 | 73.86 | 152.24 | 4.7 | 8.5 | 11.7 | 3.95 | 1.70 | 1.30 |
| n_77 | 2 | 67.69 | 152.88 | 9.4 | 5.9 | 11.9 | 3.70 | 1.10 | 0.94 |
| n_78 | 3 | 65.86 | 153.75 | 1.7 | 8.9 | 13.2 | 1.01 | 0.74 | 0.49 |
| n_79 | 3 | 69.28 | 156.4 | 1.7 | 11.8 | 13.6 | 1.13 | 0.83 | 0.55 |
| n_8 | 2 | 69 | 199.3 | 7.5 | 5 | 7.3 | 10.30 | 4.90 | 3.70 |
| n_80 | 4 | 38.49 | 159.93 | 2 | 6.9 | 9.2 | 7.99 | 4.20 | 3.10 |
| n_81 | 5 | 38.57 | 161.25 | 2.9 | 6.2 | 7.7 | 16.20 | 8.60 | 6.30 |
| n_82 | 2 | 48.44 | 162.29 | 2.9 | 10.3 | 12.9 | 25.80 | 11.00 | 8.70 |
| n_83 | 2 | 56.2 | 163.36 | 2.4 | 8.8 | 8.8 | 14.40 | 5.10 | 4.10 |
| n_84 | 3 | 45.38 | 165.69 | 2 | 7.7 | 11.2 | 66.10 | 40.00 | 28.00 |
| n_85 | 1 | 52.09 | 167.08 | 7 | 7.9 | 10.4 | 22.80 | 7.30 | 6.00 |
| n_86 | 3 | 59.17 | 171.34 | 1.9 | 9.7 | 11.1 | 1.60 | 0.69 | 0.54 |

ANNEXES B : ÉTUDE DE L'OBLIQUITÉ MARTIENNE

| | | | | | | | | | |
|------|---|--------|--------|------|------|------|-------|-------|-------|
| n_87 | 1 | 51.72 | 172.01 | 2.6 | 14.6 | 14.9 | 7.31 | 2.50 | 2.00 |
| n_88 | 3 | 67.4 | 172.58 | 1.5 | 7.4 | 10.9 | 3.35 | 3.20 | 1.90 |
| n_89 | 3 | 40.52 | 175.69 | 1.4 | 13.7 | 19 | 53.50 | 33.00 | 23.00 |
| n_9 | 1 | 58.87 | 209.64 | 1 | 5.8 | 13.6 | 4.92 | 1.80 | 1.50 |
| s_1 | 2 | -43.2 | 202.47 | 1.8 | 6.4 | 12.1 | 4.39 | 2.30 | 1.70 |
| s_10 | 2 | -70.51 | 244.3 | 7.5 | 9.5 | 11.3 | 3.43 | 1.50 | 1.20 |
| s_11 | 5 | -63.74 | 283.66 | 3.1 | 4.6 | 6.1 | 4.85 | 2.10 | 1.60 |
| s_12 | 2 | -40.04 | 286.45 | 6 | 5.2 | 8.2 | 34.70 | 18.00 | 14.00 |
| s_13 | 3 | -54.74 | 341.45 | 2.9 | 6.8 | 7.1 | 2.11 | 1.30 | 0.91 |
| s_14 | 3 | -46.29 | 353.46 | 1.7 | 5.5 | 6.8 | 10.50 | 6.40 | 4.50 |
| s_15 | 4 | -45.92 | 9.53 | 3.3 | 5.8 | 9 | 17.50 | 7.60 | 5.90 |
| s_16 | 5 | -75.75 | 20.35 | 3.6 | 7.3 | 9.5 | 2.72 | 1.30 | 0.98 |
| s_17 | 4 | -45.42 | 25.7 | 10.3 | 4.4 | 6 | 14.60 | 5.80 | 4.60 |
| s_18 | 5 | -65.78 | 26.22 | 4.7 | 7.2 | 9.5 | 4.53 | 2.80 | 1.90 |
| s_19 | 2 | -56.05 | 36.65 | 1.5 | 11 | 12.7 | 4.97 | 1.80 | 1.40 |
| s_2 | 2 | -50.23 | 210.49 | 2.1 | 4.1 | 7 | 5.96 | 2.20 | 1.80 |
| s_20 | 2 | -55.62 | 46.34 | 2.6 | 8.6 | 14 | 4.99 | 2.40 | 1.80 |
| s_21 | 2 | -59 | 50.43 | 6.9 | 8.1 | 12.4 | 6.86 | 3.00 | 2.30 |
| s_22 | 3 | -66.95 | 65.58 | 2 | 13.4 | 19.6 | 1.23 | 0.65 | 0.48 |
| s_23 | 2 | -72.84 | 70.6 | 1.5 | 8.3 | 10.2 | 0.80 | 0.49 | 0.34 |
| s_24 | 5 | -63.41 | 71.67 | 1.5 | 7.2 | 10.3 | 5.45 | 4.00 | 2.70 |
| s_25 | 3 | -66.61 | 89.48 | 1.2 | 5.2 | 10.2 | 1.08 | 0.66 | 0.46 |
| s_26 | 3 | -64.87 | 91.89 | 4.7 | 9 | 11.8 | 3.82 | 2.00 | 1.50 |
| s_27 | 3 | -47.15 | 94.86 | 1.6 | 4.8 | 8.5 | 6.32 | 3.80 | 2.70 |
| s_28 | 3 | -71.07 | 96.96 | 4.9 | 5.8 | 9.7 | 1.29 | 0.61 | 0.46 |
| s_29 | 2 | -70.1 | 112.89 | 10.3 | 4.9 | 8.1 | 0.64 | 0.34 | 0.25 |
| s_3 | 2 | -49.73 | 219.33 | 2 | 6.6 | 7.7 | 13.30 | 7.00 | 5.20 |
| s_30 | 4 | -56.9 | 123.18 | 2.3 | 10.6 | 14.2 | 5.70 | 1.90 | 1.60 |
| s_31 | 2 | -55.96 | 137.62 | 2.8 | 6.3 | 8.5 | 4.25 | 2.30 | 1.70 |
| s_32 | 2 | -44.31 | 139.27 | 4.2 | 9.6 | 11 | 5.99 | 2.80 | 2.20 |
| s_33 | 2 | -47.34 | 140.35 | 1.8 | 7.4 | 8 | 5.38 | 1.80 | 1.50 |
| s_34 | 2 | -45.92 | 152.69 | 3.4 | 5.1 | 7 | 5.73 | 2.70 | 2.10 |
| s_35 | 3 | -48.24 | 155.24 | 2.5 | 5.2 | 7.4 | 17.30 | 11.00 | 7.50 |
| s_36 | 2 | -46.25 | 158.56 | 3.9 | 6.5 | 7.4 | 13.30 | 4.30 | 3.50 |
| s_37 | 1 | -50.69 | 158.93 | 6 | 5.9 | 6.4 | 4.56 | 1.50 | 1.20 |
| s_38 | 5 | -49.5 | 172.05 | 1.7 | 10.5 | 15.4 | 6.62 | 4.80 | 3.20 |
| s_39 | 2 | -44.03 | 176.23 | 2.2 | 4.6 | 8.1 | 17.60 | 11.00 | 7.60 |
| s_4 | 3 | -65.57 | 222.52 | 2.1 | 9.8 | 16 | 0.11 | 0.11 | 0.07 |
| s_5 | 3 | -52.75 | 222.62 | 3.3 | 4.4 | 7.8 | 8.44 | 5.10 | 3.60 |
| s_6 | 1 | -57.58 | 226.77 | 2.6 | 4.9 | 10.2 | 4.96 | 1.80 | 1.40 |
| s_7 | 5 | -52.79 | 228.26 | 3.1 | 8.9 | 9.3 | 9.79 | 4.70 | 3.50 |
| s_8 | 3 | -71.65 | 229.54 | 1.8 | 10 | 12.3 | 0.05 | 0.05 | 0.03 |
| s_9 | 4 | -48.1 | 242.41 | 3.3 | 7 | 8.2 | 33.40 | 16.00 | 12.00 |

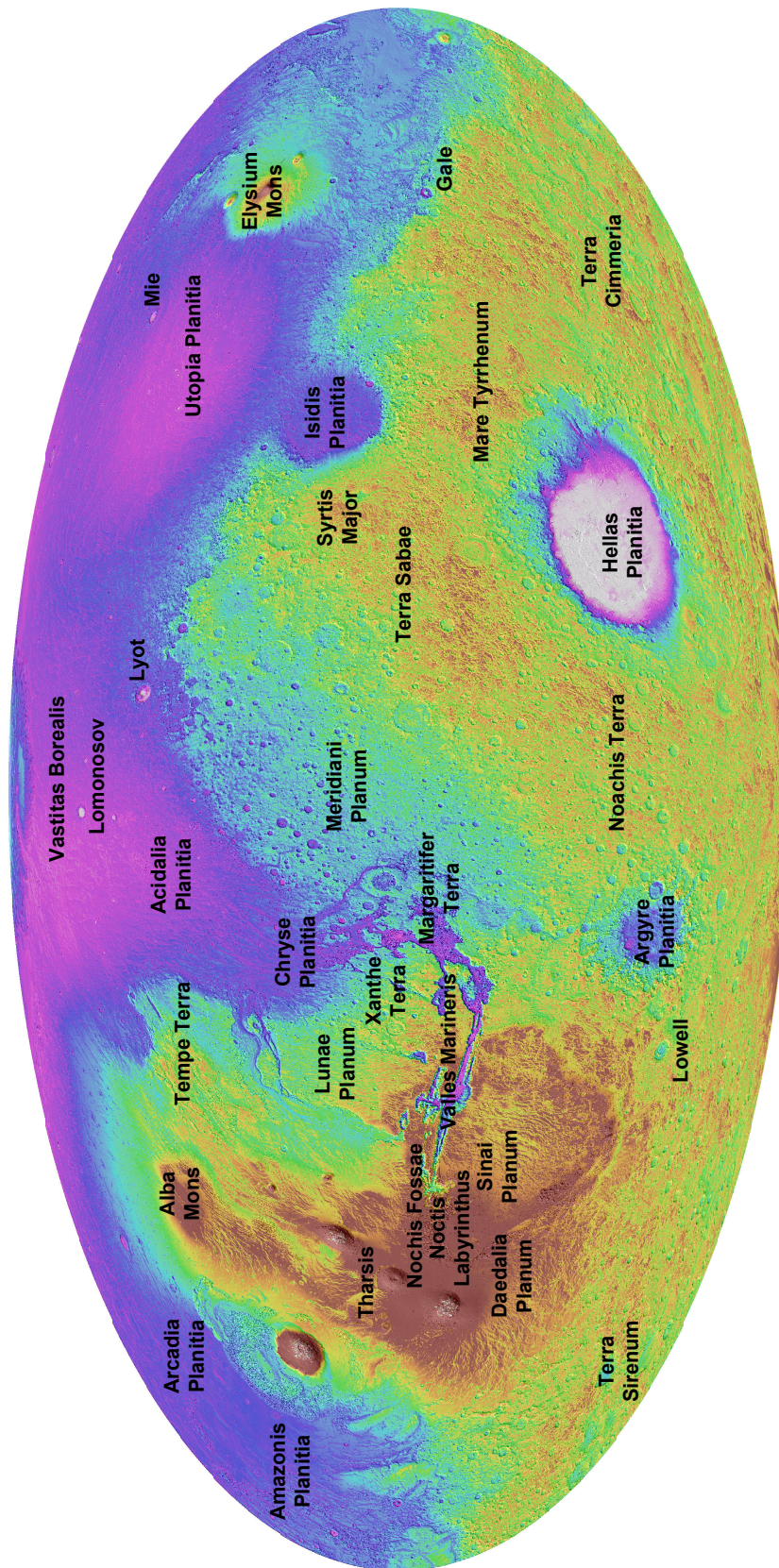
Liste des cratères 140 LARLE identifiés par *Barlow et al.* (2014). L'âge de chacun des cratères ainsi que leurs incertitudes et leur indice de confiance est également indiqué.

**Annexes C : Données complémentaires relatives à la révision
de la base de données de cratères martiens**

ANNEXES C : RÉVISION DE LA BASE DE DONNÉES DE CRATÈRES

| Nom | Affiliation | Nombre de quadrangles révisés | Nombre de cratères révisés |
|---------------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------------------------|
| Andrieu François | GEOPS | 1 | 1252 |
| Baratoux David | GET Toulouse / IRD Dakar | 3 | 9154 |
| Beck Pierre | IPAG / IUF | 2 | 5111 |
| Bedos Bastien | GEOPS | 2 | 10874 |
| Beggiato Gautier | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2256 |
| Belgacem Inès | GEOPS | 2 | 3096 |
| Boisson Joséphine | SNCF | 1 | 4968 |
| Bouley Sylvain | GEOPS / IMCCE | 2 | 4439 |
| Bouquety Axel | GEOPS | 3 | 7973 |
| Boutaric Angélique | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1927 |
| Catheline Marion | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2233 |
| Champion Jason | IRAP / OMP | 2 | 6305 |
| Chanon Clémentine | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1944 |
| Christoff Nicole | Technical University of Sofia | 1 | 4134 |
| Ciocco Marie-Anne | GEOPS | 2 | 10284 |
| Cormau Mael | GEOPS | 2 | 6696 |
| Costard François | GEOPS / CNRS | 2 | 2723 |
| Dehoucq Erwin | IRAP / CNRS | 2 | 6259 |
| Delagoutte Mark-Anthony | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1527 |
| Dupeyrat Laure | GEOPS | 1 | 1326 |
| Elbaz Lazare | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2245 |
| Franco Maximilien | CEA / CNRS | 1 | 1270 |
| Fries Morgane | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2233 |
| Gamblin Olivier | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1527 |
| Gargani Julien | GEOPS | 2 | 5519 |
| Garret Emeline | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1769 |
| Geffray Marie-Charlotte | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1576 |
| Gillet Alexandre | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2016 |
| Girard Sebastien | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2016 |
| Guimpier Anthony | GEOPS | 5 | 16660 |
| Jabaud Benoit | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2390 |
| Janez Gatien | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2256 |
| Karamoko Aboubacar | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2200 |
| Lagain Anthony | GEOPS | 69 | 154893 |
| Landais François | GEOPS | 2 | 2920 |
| Lavaud Pauline | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1944 |
| Le conte des floris Elisa | GEOPS | 2 | 6619 |
| Le Stunff Florent | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2200 |
| Leroy Etienne | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1769 |
| Loizeau Damien | LGLTPE / Université Lyon 1 | 3 | 10042 |
| Malarewicz Virgile | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2390 |
| Martinot Mélissa | Vrije Universiteit Amsterdam | 1 | 6039 |
| Ourliac Camille | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2245 |
| Parquet Loic | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1576 |
| Pasquon Kelly | GEOPS | 1 | 4226 |
| Paulien Nicolas | GEOPS | 2 | 4671 |
| Pottier Mathilde | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1960 |
| Rodier Jean | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2149 |
| Rousseau Batiste | LESIA / Observatoire de Paris | 1 | 2908 |
| Sarian Romain | Université Paris-Saclay | 1/2 | 2149 |
| Savourat Marion | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1927 |
| Schmidt Frédéric | GEOPS | 1 | 6554 |
| Sejourné Antoine | GEOPS | 3 | 4381 |
| Strauss Shani | Université Paris-Saclay | 1/2 | 1960 |
| Thollot Patrick | LGLTPE / Université Lyon 1 | 2 | 6488 |
| Vialatte Anne | IPAG | 2 | 7487 |
| Zhao Jinjin | GEOPS | 2 | 7754 |

Liste des correcteurs de la base de données de *Robbins and Hynek (2012)*. Le nombre de quadrangles et de cratères révisés par chacun est également indiqué.



Localisation des principales provinces martiennes et cratères remarquables.

Liste des principaux symboles mathématiques

| Symbole | Signification | Unité |
|------------------|--|-----------------------------------|
| A | Aire de la surface sur laquelle s'effectue un comptage de cratères | km ² |
| Amp | Paramètre contrôlant l'intensité du pic de cratérisation paramétré en chapitre 3 | km ² .Ga ⁻¹ |
| α | Paramètre du polynôme contrôlant la variation du flux d'impact paramétré en chapitre 3 | sans dimension |
| β | Paramètre du polynôme contrôlant la variation du flux d'impact paramétré en chapitre 3 | sans dimension |
| γ | Paramètre du polynôme contrôlant la variation du flux d'impact paramétré en chapitre 3 | sans dimension |
| C | Forme cumulative de la fonction de production permettant de calculer λ au chapitre 3 | km ⁻¹ |
| CC | Control Clock, flux d'impact mesuré à partir de l'âge d'une population de cratères, dépendant du modèle de chronologie utilisé | km ² .Ga ⁻¹ |
| D | Diamètre d'un cratère | km |
| D _{inf} | Diamètre minimal de la gamme de cratère considéré | km |
| D _{sup} | Diamètre maximal de la gamme de cratère considéré | km |
| D _{min} | Diamètre minimal utilisé pour dater une surface, déterminé à partir du Randomness Analysis Tool | km |
| D _{max} | Diamètre maximal de la gamme de cratère utilisé pour dater une surface, égal au diamètre du plus grand cratère hypothétique que pourrait contenir cette même surface | km |
| F | Facteur de croissance ou de décroissance utilisé pour la modélisation de la variation linéaire d'un flux d'impact au chapitre 3 | sans dimension |
| g | Paramètre contrôlant le centre du pic de cratérisation gaussien modélisé au chapitre 3 | Ga |
| H | Largeur du pic de cratérisation gaussien modélisé au chapitre 3 | Ga |
| h | Intensité du flux constant dans le cas d'un modèle de flux d'impact prenant en compte un pic de cratérisation testé au chapitre 3 | km ² .Ga ⁻¹ |
| η | Nombre d'observations sur lequel est calculé le RMS, soit 53 dans le cas de l'étude présentée au chapitre 3 | sans dimension |
| k | Nombre de cratères observés sur une surface | sans dimension |
| λ | Nombre de cratères attendus sur une surface, dépendant du modèle de chronologie utilisé | sans dimension |
| MC | Model Clock, flux d'impact utilisé pour dater la formation d'une population de cratères dépendant du modèle de chronologie utilisé | km ² .Ga ⁻¹ |
| N | Nombre total de cratères comptés sur une surface | sans dimension |
| n | Densité de cratères mesurée sur une surface | km ⁻² |
| \dot{n} | Flux d'impact | km ² .Ga ⁻¹ |
| pdf | Fonction de densité de probabilité, probabilité de l'âge de formation d'un cratère d'impact à la vue de la densité de cratérisation mesurée sur ses éjecta, dépendant du modèle de chronologie utilisé | sans dimension |

LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES MATHÉMATIQUES

| | | |
|----------|--|-----------------------------------|
| R | Rapport du nombre de cratères de plus d'1 km de diamètre sur une surface d'âge défini par rapport à celui de plus de 5 km de diamètre sur cette même surface | sans dimension |
| r | Paramètre d'ancrage, permettant de fixer un flux d'impact modélisé à $T=T_{\text{fix}}$ | sans dimension |
| RMS | Root Mean Square | sans dimension |
| σ | Paramètre contrôlant la largeur du pic de cratérisation gaussien modélisé au chapitre 3 | Ga |
| T | Temps | Ga |
| τ | Paramètre représentant la fonction de production dans la simulation de l'impactisme sur une surface synthétique effectuée au chapitre 3. | sans dimension |
| x | Pente de la variation du flux d'impact linéaire modélisé au chapitre 3 | km ² |
| y | Ordonnée à l'origine de la partie linéaire du flux d'impact à variation linéaire, $\dot{n}(T=0)$, modélisé au chapitre 3 | km ² .Ga ⁻¹ |
| Z | Nombre de cratères de plus d'1 km de diamètre à $T=T_{\text{fix}}$ | km ² .Ga ⁻¹ |

Liste des acronymes

| Acronyme | Signification | Définition |
|----------|---------------------------------------|---|
| CC | Control Clock | Flux d'impact mesuré à partir de la datation d'une population de cratères |
| CSFD | Crater Size-Frequency | Distribution de la fréquence des tailles des cratères pris en compte lors d'une datation d'une surface planétaire |
| CTX | ConteXT Camera | Instrument embarqué à bord de la sonde MRO permettant d'obtenir des images panchromatiques de la surface de Mars à une résolution de 6m/px |
| DLERS | Double-Layer Ejecta Rampart Sinuous | Cratère dont la nappe d'éjecta peut se subdiviser en deux parties distinctes, une partie interne dont la terminaison est circulaire et une partie externe dont le bord est épais et sinueux |
| K/T | Crétacé / Tertiaire | Transition entre deux époques géologiques marquée par une grande crise biologique ayant entraîné la disparition de plus de 60 % des espèces terrestres |
| LARLE | Low-Aspect-Ratio Layered Ejecta | Cratère dont la nappe d'éjecta est très fine, particulièrement étendu et dont les bords sont sinueux |
| LEERS | Layer Ejecta Rampart Sinuous | Cratère dont les éjecta forment une surface continue et dont la terminaison est sinueuse |
| LHB | Late Heavy Bombardment | Épisode de bombardement intense des surfaces planétaires ayant eu lieu entre 4.1 et 3.8 Ga |
| MC | Model Clock | Flux d'impact utilisé pour dater la formation d'une population de cratères |
| MLERS | Multiple-Layer Ejecta Rampart Sinuous | Cratère dont la nappe d'éjecta peut se subdiviser au moins en trois parties distinctes et dont les terminaisons sont toutes sinueuses |
| MOLA | Mars Orbital Laser Altimeter | Instrument embarqué à bord de la sonde Mars Global Surveyor permettant d'obtenir des informations d'altitude de la surface martienne à une résolution verticale de 100m/px et spatiale de 300m/px |
| MRO | Mars Reconnaissance Orbiter | Sonde en orbite autour de Mars depuis 2006 |
| PCA | Principal Component Analysis | Méthode statistique permettant la transformation de variables liées entre elles en nouvelles variables décorrélées. Cette technique permet de réduire le nombre de variables et de mieux appréhender l'influence de chacune d'elles sur un phénomène donné. |
| Pd | Pedestal | Cratère perché, dont les nappes d'éjecta sont érodés et bien plus élevés que le substratum, il s'agit de la version érodée des cratères LARLE |
| RMS | Root Mean Square | Méthode de calcul permettant de quantifier l'écart entre deux jeux de données |
| SFD | Size-Frequency Distribution | Distribution de la fréquence des tailles d'une population d'astéroïdes |
| SLERS | Single-Layer Ejecta Rampart Sinuous | Cratère dont la nappe d'éjecta est continue, unique et dont la terminaison est sinueuse |
| THEMIS | THErMal Imaging System | Instrument embarqué à bord de la sonde Mars Odyssey dont le système infrarouge permet d'obtenir des informations sur la température et l'émissivité des roches martiennes à l'échelle globale. |

Table des figures

| | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | Carte de répartition des cratères d'impact terrestre. On notera l'importante disparité du nombre de cratères découverts entre les terrains désertiques et âgés (Amérique du Nord, bouclier scandinave, Australie, Sahara, Patagonie...) et les régions d'âge plus récent recouvertes de forêts ou de glace (Sibérie, Afrique subsaharienne, forêt amazonienne, Groenland...). | 6 |
| 1.2 | Augmentation de la densité de cratères avec l'âge de la surface sur la Lune. Plus une surface est ancienne et plus elle a été exposée au bombardement météoritique. | 8 |
| 1.3 | Nombre de cratères supérieurs à D diamètre par unité de surface en fonction du diamètre des cratères. <i>Sharp</i> (1968) démontre par cette figure la dégradation des cratères d'impact martiens plus petits que 20km de diamètre. La distribution des cratères des continents lunaires est comparée à celle existant sur Mars. On observe une diminution significative du nombre de petits cratères sur la planète rouge traduisant ainsi des processus de resurfaçage intenses sur Mars. | 9 |
| 1.4 | Première estimation de la fonction de production de cratères lunaires d'après <i>Hartmann</i> (1965b). Densité de cratères en fonction de la gamme de diamètre. | 11 |
| 1.5 | Carte de la répartition des échantillons lunaires récoltés par les missions Apollo (A) et Luna (L). | 12 |

TABLE DES FIGURES

1.6 a : Chronologie lunaire d’après *Neukum* (1983). Les âges des échantillons des missions Luna et Apollo sont symbolisés en rouge. Tous ces échantillons ont un âge compris entre 3.9 et 3,2 milliards d’années. Cette partie de la courbe du flux est donc bien contrainte. Les âges du cratère Tycho, Copernicus et des deux autres cratères récents sont censés contraindre le flux pour la période actuelle d’après *Hartmann* (1970) mais leur validité est très discutée. b : Flux d’impact normalisé (courbe rouge) selon *Neukum et al.* (2001). 15

1.7 Représentation incrémentale des isochrones établies par *Neukum et al.* (2001). La courbe de saturation indique la densité de cratères maximale par diamètres de cratère que la Lune peut présenter dans ce modèle. Cette densité maximale correspond à une surface criblée de cratères sur laquelle il est impossible de former un autre cratère sans en effacer un. 16

1.8 Fonctions de chronologie pour des cratères de diamètre supérieurs à 1 km pour des objets de la ceinture principale : Lutetia et Vesta (*Williams et al.*, 2014), et pour des objets du Système Solaire interne : Mercure (*Strom and Neukum*, 1988) et Mars (*Hartmann*, 2005). Tous ces modèles sont dérivés de la chronologie d’impact lunaire de *Neukum et al.* (2001) également représenté sur la figure. . . 18

1.9 a : Modèle de chronologie martienne d’*Hartmann* (2005) (à gauche) et de *Neukum et al.* (2001) (à droite). b : Comparaison des limites des grandes époques géologiques martiennes entre le modèle d’*Hartmann and Neukum* (2001), *Hartmann et al.* (1981) et *Neukum and Wise* (1976) de *Neukum et al.* (2001) d’après *Meresse* (2006). 19

1.10 Importance relative et durée des principaux processus géologiques martiens (volcanisme, tectonique, cratérisation, activité aqueuse) d’après *Carr and Head* (2010). 22

1.11 Effet latitudinal sur le flux d’impact d’après *Le Feuvre* (2008). Le flux est maximal à l’équateur et minimal aux pôles. 25

| | |
|---|----|
| 1.12 a : composition d'images prises lors du maximum de la pluie d'étoiles filantes des Perséides les nuits des 12 et 13 août 2013 (crédit : ZX). Les météores semblent provenir d'un seul et même point dans le ciel, l'apex. b : Effet apex / antapex sur la vitesse d'un impact d'après <i>Le Feuvre</i> (2008). | 26 |
| 1.13 Effet de la rotation synchrone de la Lune sur le flux d'impact relatif d'après <i>Le Feuvre</i> (2008). | 27 |
| 1.14 Modèle d'évolution de la distance Terre-Lune selon <i>Webb</i> (1982). Figure empruntée à M. Wieczorek. | 28 |
| 1.15 a : Clusters de cratères secondaires liés au cratère lunaire Copernicus se situant à 350km au sud-est. Image Apollo 17 de la PANoramic CAMera et repris par <i>McEwen and Bierhaus</i> (2006). b : Mosaïque THEMIS de jour montrant le cratère Lyot et ses éjecta (bordure noire) ainsi que les cratères secondaires associés symbolisés par des points blancs (<i>Robbins and Hynek</i> , 2011). | 29 |
| 1.16 Évolutions possibles du flux d'impact dans le Système Solaire interne d'après <i>Crawford and Joy</i> (2014). La variabilité des scénarios avant 3,9 milliards d'années est due à l'absence d'échantillons lunaires permettant de calibrer la variation du flux. | 34 |
| 1.17 a : Deux images (LROC) de la même surface lunaire prises à deux moments différents. On observe au centre de l'image de droite, la présence d'un nouveau cratère dont le diamètre est d'environ 10m (<i>Daubar et al.</i> , 2011). b : Flash lunaire engendré par la formation d'un nouveau cratère sur la Lune le 17 mars 2013. crédit : NASA. c : Flash lunaire enregistré le 6 février 2013 (<i>Ait Moulay Larbi et al.</i> , 2015). | 36 |
| 1.18 Étapes de formation d'un cratère d'impact. Droits réservés - © 2009 Lunar and Planetary Institute, modifié. | 38 |

1.19 Trois catégories de cratères d’impact. a : Cratère simple Isidorus, D=10km, Lune (crédit : NASA, mission Apollo 16). b : Cratère complexe Arandas, D=25km, Mars (crédit : NASA, images CTX). c : Bassin d’impact, Mare Orientale, D=900km, Lune (crédit : NASA). 40

1.20 Modèle de sédimentation balistique proposé par *Oberbeck, 1975*. a : Coupe schématique illustrant l’avancée du rideau d’éjecta. Les angles donnés en ordonnée correspondent aux angles d’éjection des clastes et les temps en secondes donnent un ordre de grandeur du temps de l’avancée du rideau d’éjecta. b : Coupe schématique des éjecta déposés illustrant la ségrégation granulométrique des clastes mis en jeu et leur vitesse en fonction de la distance à l’impact. . . . 41

1.21 Image CTX du cratère rayé Winslow (D=1.1 km), Mars (3°44’S, 59°09’E). crédit : NASA 43

1.22 Les six morphologies d’éjecta les plus communes sur Mars : a : cratère SLE de 12 km de diamètre, 36.02° N, 80.47° E (mosaïque CTX). b : Cratère Steinheim, DLE de 11 km de diamètre, 54.57° N, 190.65° E (mosaïque CTX). c : Cratère Tooting, MLE de 28 km de diamètre, 23.21° N, 207.76° E (mosaïque THEMIS de jour). d : Cratère pancake (SLEPC) de 7 km de diamètre, 25.76° S, 69.11° O (mosaïque THEMIS de jour). e : Cratère LARLE de 5 km de diamètre, 68.29° N, 266.37° E (mosaïque THEMIS de jour). f : cratère perché (Pd) de 3 km de diamètre, 55.28° N, 91.78° E (mosaïque THEMIS de jour). 44

1.23 Cartes de distribution des cratères LERS selon *Barlow and Perez (2003)*. a : Distribution des SLERS. b : Distribution des DLERS. c : Distribution des MLERS. 45

1.24 a : Cratère à éjecta lobés Achelous (D=40km), Ganymède. b : Cratère à éjecta lobés Diarmuid (D=8,2 km), Europe. c : Cratère à éjecta lobés Steinheim (D=8,2 km), Mars. 46

1.25 Schéma décrivant le modèle atmosphérique de *Schultz and Gault (1979)* et *Schultz (1992)*. D’après *Barnouin-Jha and Schultz (1996)* et modifié. 47

| | | |
|------|---|----|
| 1.26 | Schéma décrivant la mise en place de la nappe interne et le chevauchement du nuage pour former la nappe externe des DLERS. D'après <i>Mouginis-Mark</i> (1981) et modifié. | 48 |
| 1.27 | Schéma montrant l'interaction entre les effets de présence de volatils en subsurface et de l'atmosphère dans la mise en place des cratères DLERS, modèle de <i>Komatsu et al.</i> (2007) (modifié). | 49 |
| 1.28 | Schéma décrivant le mode de mise en place des DLERS selon <i>Weiss and Head</i> (2013) (modifié). La nappe externe se met en place via un dépôt balistique tandis que la nappe interne se dépose par dessus sous l'effet d'un glissement de terrain. Ce glissement est favorisé par la présence d'une couche riche en glace sous les éjecta de la nappe externe. | 50 |
| 1.29 | Comparaison de différentes bases de données de cratères martiens d'après <i>Robbins and Hynek</i> (2012). a : Nombre de cratères par gamme de diamètres pour différentes base de données. Celle de <i>Robbins and Hynek</i> (2012) contient le plus grand nombre de cratères supérieurs à 1 km de diamètre. b : Nombre de cratères de plus de 3 km de diamètre par gamme de diamètre normalisé à la base de <i>Robbins and Hynek</i> (2012). À partir de 3 km des informations morphologiques sont disponibles pour tous les cratères de cette base de données. | 54 |
| 2.1 | A gauche, une image THEMIS prise de jour avec une résolution de 100m/pixel, seul le cratère de plusieurs kilomètres de diamètre est distinguable. Les contrastes des structures géologiques comme la limite entre le cratère et ses éjecta sont clairement identifiables. A droite, une image CTX à 6m/pixel où les cratères d'une centaine de mètres sont bien visibles. La morphologie du cratère et de ses éjecta peut être décrite à cette résolution. | 63 |
| 2.2 | Comptage des cratères de plus de 100m de diamètre effectué sur la nappe d'un cratère à éjecta lobé. | 65 |

| | | |
|-----|--|----|
| 2.3 | Détail du résultat de l'analyse de distribution spatiale effectuée à partir de la population de cratères présentes sur la nappe d'éjecta présentée en figure 2.2. À chaque carte présentant les cratères considérés dans une gamme de diamètre correspond un histogramme présentant la distribution en fréquence des surfaces des polygones de Voronoi de la population simulée. | 67 |
| 2.4 | Résumé de l'analyse de distribution spatiale par gamme de diamètre de cratères présentée en figure 2.3. Le facteur n_{σ} est un indice de confiance quant au caractère homogène ou hétérogène de la distribution spatiale des cratères considérées. Plus celui-ci est éloigné de 0, plus la distribution spatiale de la population mesurée est éloignée de celle des populations simulées, et donc, hétérogène. . . | 68 |
| 2.5 | Interface graphique de CraterStats II présentant les différentes fenêtres de manipulation et les principales fonctionnalités afin de déduire un âge d'une surface en fonction du modèle de chronologie utilisé. | 70 |
| 2.6 | a : Carte géologique du cratère Arandas. b-g : Images CTX présentant les différentes unités géologiques constituant les nappes d'éjecta. | 73 |
| 2.7 | Carte de la densité de cratérisation sur les nappes d'éjecta du cratère Arandas et sur le terrain encaissant, à proximité directe des nappes. a : Carte de densité des cratères de plus de 100 m de diamètre. b : Carte RGB de la densité de cratères de plus de 100 m de diamètre. Ici chaque canal de la carte RGB correspond à une carte de densité pour une classe de diamètre de cratères (voir légende). . . . | 74 |
| 2.8 | a : Inertie thermique des nappes d'éjecta du cratère Arandas à partir des données THEMIS d'infrarouge de nuit. b : Profil topographique le long des nappes d'éjecta d'Arandas (profil noir sur le modèle numérique de terrain HRSC). . . | 78 |
| 2.9 | Zoom de la région sud-est des éjecta du cratère Arandas, marquée par une forte densité de cratères à la morphologie irrégulière. | 79 |

| | | |
|------|---|----|
| 2.10 | Résultats de l'analyse de distribution spatiale des cratères présents sur la nappe d'éjecta du cratère Arandas. a : tous les cratères présents sur l'ensemble de la nappe sont pris en compte. L'analyse de distribution rend compte d'une population distribuée de manière très hétérogène, en particulier pour les cratères inférieurs à 1 km de diamètre. b : seuls les cratères superposés à la nappes externe et en dehors des zones de sur-densité sont pris en compte. L'analyse rapporte une distribution spatiale homogène à partir des cratères de plus de 250 m de diamètre environ. | 79 |
| 2.11 | CSFD extraite de la totalité des nappes d'éjecta du cratère Arandas (en noir) et sur sa nappe interne (en rouge). Le décalage par rapport à l'âge de formation de cette structure d'impact déterminé dans la section 2.3.3 peut s'expliquer par le resurfçage en ce qui concerne la nappe interne et par la cratérisation secondaire sur la nappe externe. | 80 |
| 2.12 | Mesure de l'âge du cratère Arandas à partir de la CSFD extraite sur la nappe d'éjecta externe sans les régions dominées par la cratérisation secondaire. a : Représentation cumulative. b : Représentation incrémentale. | 81 |
| 2.13 | a : Expériences de laboratoire illustrant la formation des cratères doubles et des éjecta associés. b : Exemples de cratères doubles sur Mars présentant des éjecta lobés. Modifié à partir de <i>Miljkovic et al. (2013)</i> | 83 |
| 2.14 | Datation d'un cratère double à éjecta lobés martien. a : Comptage des cratères de plus de 100 m de diamètre sur les nappes d'éjecta. Le polygone vert délimite la nappe d'éjecta de l'ensemble des deux cratères. Les cratères bleus sont ceux qui appartiennent à la nappe du cratère situé au sud tandis que les rouges sont associés à la nappe du cratère situé au nord. b : Âges associés aux trois CSFD extraites sur les nappes d'éjecta. | 84 |

| | | |
|------|--|----|
| 2.15 | Résultats des datations de chacun des treize doublets de cratères à éjecta lobés d'après <i>Lagain et al. (2017c)</i> . a : Localisation et époque de formation de la population considérée. b : Détail des trois datations effectuées pour chaque doublet. | 86 |
| 2.16 | Synthèse de la méthode employée pour dater la formation d'un cratère à éjecta lobés. | 88 |
| 3.1 | Proportion des cratères de plus de 5km à la surface de Mars présentant des nappes d'éjecta lobés à partir de la base de données de cratères que nous proposons au chapitre 5 (<i>Lagain et al., 2017d</i>). Les lignes rouges symbolisent la limite géographique à 45° de latitude nord et sud. Les régions vertes présentent des cratères de plus de 5 km de diamètre dont moins de 80 % d'entre-eux sont des cratères à éjecta lobés. Les régions rouges présentent une proportion de cratères à éjecta lobés supérieure à 80%. | 94 |
| 3.2 | Zone d'étude située dans la province d'Acidalia Planitia. L'ensemble des cratères de plus de 5 km de diamètre sont symbolisés par des points rouges et tous sont associés à des éjecta lobés. a : Carte MOLA de la zone d'étude. Celle-ci se situe dans les plaines de l'hémisphère nord, au nord des embouchures des vallées de débacle. b : Carte géologique de <i>Tanaka et al. (2014b)</i> centrée sur la zone d'étude. La région considérée appartient uniquement à l'unité IHI en vert sur la figure. Légende : AHi : Amazonian and Hesperian impact unit, eHt : early Hesperian transition unit, HNt : Hesperian Noachian transition unit, IHt : late Hesperian transition unit, IHI : late Hesperian lowland. | 95 |
| 3.3 | Carte de la variabilité de l'âge de la zone d'étude déduite à partir de la mesure de la densité de cratérisation des cratères de plus de 500m de diamètre. | 96 |
| 3.4 | Carte de la variabilité de l'âge de la partie de la zone d'étude ayant la plus forte densité de cratères déduite à partir de la mesure de la densité de cratérisation des cratères de plus de 250m de diamètre. | 97 |

| | | |
|-----|---|-----|
| 3.5 | Datation de la zone d'étude par le comptage de cratères de plus de 250 m de diamètre sur la zone restreinte présentée en figure 3.4, isochrone bleue, et sur la totalité de la région d'étude à partir des cratères de plus de 500 m de diamètre. Le graphique du haut correspond à l'analyse de distribution spatiale effectuée sur les deux CSFD. | 98 |
| 3.6 | Déduction du control clock à partir de l'enregistrement de la cratérisation sur Acidalia Planitia et comparaison avec le model clock utilisé (courbe rouge). Les fonctions de Poisson associées à chaque âge sont représentées en bas de la figure par des courbes grises. La somme de ces fonctions, le control clock, est représenté par une courbe noire. Enfin, la marche d'escalier et les triangles correspondent au control clock intégré par pas de 250 Ma et la bande grise son erreur à 1σ | 103 |
| 3.7 | a : Flux d'impact constant proposé par <i>Hartmann (2005)</i> , <i>Hartmann and Neukum (2001)</i> et <i>Ivanov (2001)</i> . b : Fonction de chronologie correspondante au trois flux d'impact. c, d, e : Comparaison de l'écart entre le model clock et le control clock produit respectivement par <i>Hartmann (2005)</i> , <i>Hartmann and Neukum (2001)</i> et <i>Ivanov, 2001</i> | 105 |
| 3.8 | Résultat du test obtenu pour une évolution du flux linéaire. Le meilleur cas de figure pour ce scénario est obtenu pour un flux d'impact croissant d'un facteur 1,2. | 108 |
| 3.9 | Résultat du test obtenu pour une évolution du flux non linéaire. Le meilleur cas de figure pour ce scénario est obtenu pour un flux d'impact décroissant jusqu'à 1,75 Ga puis croissant jusqu'à la période actuelle. | 109 |

3.10 Exemples de control clocks déduits de model clocks décrits par un pic de cratérisation où seule la position du centre de la gaussienne est variable. a : Le pic de cratérisation simulé est centré sur 2,5 Ga. b : Dans ce cas, le maximum d'intensité du pic est centré sur 1,5 Ga. c : Le pic gaussien est cette fois centré sur 0,5 Ga. d : Le maximum d'activité du pic de cratérisation est fixé à 0,15 Ga. On remarque que plus le pic est tardif, plus le RMS est meilleur. 111

3.11 Résultat du test obtenu pour une évolution du flux constante associée à un pic de cratérisation. Le meilleur cas de figure pour ce scénario est obtenu pour un flux d'impact constant inférieur à 3 fois celui d'*Hartmann (2005)* couplé à un pic centré sur 0,15 Ga dont la durée avant la période actuelle est de 500 Ga. . . . 112

3.12 Comparaison entre le système de chronologie d'*Hartmann (2005)* et celui que nous proposons (*Lagain et al., 2017a*). a : Flux d'impact. b : Fonction de chronologie. 113

3.13 Âge et nombre de météorites martiennes en fonction de leur type d'après *Nyquist et al. (2001)*. 115

3.14 Résultats sur le control clock (histogramme bleu) où un flux d'impact variant d'un facteur 2 entre l'intervalle [0 1 Ga] et [1 3 Ga] a été simulé (courbe rouge). La valeur du paramètre τ représentant la fonction de production est constant dans le temps. a : τ est égal à 10, b : τ est égal à 5, c : τ est égal à 15, d : τ est égal $\frac{20}{3}$. Dans ce dernier cas, le control clock est constant entre 0 et 3 Ga. Cependant, aucun des modèles où τ est modifié mais constant dans le temps ne permet de retrouver le model clock. 118

| | | |
|------|--|-----|
| 3.15 | Influence de la modification du paramètre τ au cours du temps sur le control clock. a : Control clock obtenu à partir de $\tau=10$ entre 0 et 1 Ga puis 5 entre 1 et 3 Ga. b : Les valeurs de τ testées ici produisent un control clock abhèrent puisque certains cratères ont un âge supérieur à l'âge de formation du Système Solaire. c : Meilleure correspondance obtenue entre le control clock (histogramme bleu) obtenu à partir d'un model clock variant d'un facteur 2 entre l'intervalle [0 1 Ga] et [1 3 Ga] (courbe rouge). La valeur du paramètre τ représentant la fonction de production varie dans le temps et vaut 5 entre 0 et 1 Ga puis 10 entre 1 et 3 Ga.. | 120 |
| 3.16 | Facteur de correction à appliquer pour convertir l'âge d'une surface martienne mesurée avec le flux d'impact d' <i>Hartmann</i> (2005) dans notre système de chronologie (<i>Lagain et al.</i> , 2017a). | 122 |
| 3.17 | Âge des surfaces et limites des époques martiennes selon <i>Hartmann</i> (2005) et <i>Lagain et al.</i> (2017a). Une modification profonde des durées et des bornes des sous-époques de l'Amazonien est à noter. | 123 |
| 4.1 | Variation de la position des calottes glaciaires martiennes en fonction de l'obliquité de la planète. Crédit : IMCCE, modifié. | 128 |
| 4.2 | Un cratère LARLE de 6,7 km de diamètre situé dans la province d'Utopia Planitia. Ses nappes d'éjecta s'étendent sur près de 40 kilomètres. La mobilité de ses éjecta est donc très élevée, environ égale à 12. | 129 |
| 4.3 | Répartition des cratères LARLE à la surface de Mars. Trois grands groupes de population de cratères se distingue : les LARLE de l'hémisphère nord (groupe 1), ceux de l'hémisphère sud (groupe 2) et ceux situés près de l'équateur (groupe 3), d'après <i>Barlow et al.</i> (2014). Le fond de carte représente la concentration en eau des terrains martiens dans le premier mètre sous la surface d'après les mesures de l'instrument GRS (Gamma-Ray Spectrometer) embarqué sur la sonde Mars Odyssey. Crédit : NASA / JPL / Los Alamos National Laboratory. . | 130 |

TABLE DES FIGURES

- 4.4 Attribution des degrés de confiance à des datations de cratères LARLE allant de 1 (datation fiable) à 5 (datation contestable). La zone de comptage est ici représentée en vert et les cratères comptabilisés sur les éjecta sont symbolisés en rouge. L'identifiant des cratères donnés en exemple est de haut en bas : le n_14 n_25 n_7 n_80 n_23 (voir Annexe B pour plus de détails). 133
- 4.5 Localisation et âge de formation des LARLE situés au pôle nord et au pôle sud. Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 4 sont représentés. Les latitudes sont ici représentés avec un intervalle de 15°. 134
- 4.6 Localisation et âge de formation des LARLE situés au pôle nord et au pôle sud. Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 2 sont représentés. Les latitudes sont ici représentés avec un intervalle de 15°. 135
- 4.7 Localisation et âge de formation des LARLE à l'échelle globale. a : Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 4 sont représentés. b : Seuls les cratères dont l'âge a un indice de confiance de 1 à 2 sont représentés. 135
- 4.8 Augmentation de l'âge avec la diminution en latitude. Sur la figure du haut, tous les cratères ayant un âge avec un indice de confiance de 1 à 4 sont représentés. La figure du bas ne prend en compte que les indices de confiance des âges égal à 1 et 2. Les barres d'erreurs sur les âges ne sont ici pas représentées pour des questions de visibilité de lisibilité de la figure. Celles-ci sont toutefois visibles sur les figures 4.11 et 4.12 137
- 4.9 Carte de la répartition des âges des cratères LARLE. En rouge, les cratères plus vieux que 4Ma, en vert, les cratères plus jeunes que 4Ma. a : Âges dont l'indice de confiance est compris entre 1 et 4. b : Âges dont l'indice de confiance est compris entre 1 et 2. 138
- 4.10 Variations de l'obliquité martienne et conséquence sur la localisation des dépôts de glace selon *Laskar et al.* (2004). Une période de transition a eu lieu entre -5 et -3Ma faisant passer l'obliquité moyenne de la planète de 35 à 25 degrés. . . 140

| | | |
|------|--|-----|
| 4.11 | Distance angulaire en fonction de l'âge des LARLE ayant un indice de confiance compris entre 1 et 4. La variation d'obliquité de Mars sur les vingt derniers millions d'années est également affichée avec ces effets sur la position de la glace à la surface de la planète. a : Toute la gamme d'âge des cratères est représentée avec leurs incertitudes à 1σ . b : Zoom de la figure a entre -20 et 0Ma. | 142 |
| 4.12 | Distance angulaire en fonction de l'âge des LARLE ayant un indice de confiance compris entre 1 et 2. La variation d'obliquité de Mars sur les vingt derniers millions d'années est également affichée avec ces effets sur la position de la glace à la surface de la planète. a : Toute la gamme d'âge des cratères est représentée avec leurs incertitudes à 1σ . b : Zoom de la figure a sur la gamme 20 - 0Ma. | 143 |
| 4.13 | Exemple de 15 scénarios d'évolution de l'obliquité de Mars sur les 250 derniers millions d'années d'après <i>Laskar et al.</i> (2004). La barre verte est centrée sur 20Ma et représente la limite à partir de laquelle la variation de l'obliquité n'est plus contrainte. La barre orange est centrée sur 80Ma, c'est-à-dire l'âge du plus vieux LARLE que nous ayons mesuré. Les scénarios en accord avec nos résultats sont encadrés en rouge. Ceux qui ne respectent pas les conclusions de notre étude, c'est à dire ceux qui présentent une diminution de la valeur de l'obliquité au delà de 20Ma sont masqués en gris. | 147 |
| 5.1 | a : Cratère Arandas, DLERS, classé par <i>Robbins and Hynek</i> (2012) en MLERS. b : Cratère Steinheim, DLERS, classé par <i>Robbins and Hynek</i> (2012) en MLERS. c : Cratère Tokonao, SLERS, classé par <i>Robbins and Hynek</i> (2012) en DLERS. | 152 |
| 5.2 | Exemple de trois cratères « layered » situés sur Daedalia Planum. | 154 |
| 5.3 | b : Exemple de plusieurs dizaines de cratères secondaires situés dans la province de Chryse Planitia, tous appartiennent à des chapelets dont la direction générale est radiale au gros cratère visible au bas de la figure. | 154 |

TABLE DES FIGURES

| | | |
|------|--|-----|
| 5.4 | Exemple de deux cratères fantômes situés dans la province d'Amazonis Planitia. | 155 |
| 5.5 | Exemple de quatre fausses détections situées sur Margaritifer Terra. | 156 |
| 5.6 | Exemple d'une vingtaine de cratères « valides » situés sur Margaritifer Terra. . | 156 |
| 5.7 | Les modes d'affichage des cratères de la base de données de <i>Robbins and Hynek</i> (2012). a : affichage en points, b : affichage en cercle. Le cratère le plus à gauche de chaque image a un rayon de 8425 m (voir encadré en haut à droite). | 158 |
| 5.8 | Exemple d'un cratère de 4 km de diamètre non identifié par <i>Robbins and Hynek</i> (2012), localisé à 121.8° E, -22.07° N, au sud-est de Mare Tyrrhenum. | 160 |
| 5.9 | Interface de révision de Cesium Viewer. Les fonctionnalités principales sont visibles sur cette figure : affiche des données (1), nombre de cratères contenus dans la partie de la base de données concernée et nombre de cratères déjà classifiés (voir section 5.3.2 (2)), panneau de légende regroupant l'ensemble de la classification (3), choix de la représentation du fond de carte en globe ou en planisphère (4), limites des quadrangles considérés pour cette étude (5). | 161 |
| 5.10 | Principales étapes du projet et durée de chacune d'entre-elles. | 163 |
| 5.11 | Attribution des quadrangles aux participants de la révision de la base de données de cratères. Les chiffres indiqués sous chaque nom correspondent aux nombres de cratères contenus initialement dans la base de <i>Robbins and Hynek</i> (2012) dans chaque quadrangle. Lorsque plusieurs noms sont indiqués, le quadrangle en question a été subdivisé et les différents correcteurs se sont accordés pour n'en réviser qu'une partie chacun. | 164 |
| 5.12 | Quadrangles d'évaluation de l'objectivité de la révision de la base de données de <i>Robbins and Hynek</i> , 2012. | 166 |
| 5.13 | Schéma récapitulatif de la comparaison des versions de la correction des trois quadrangles. Les pourcentages indiquent la différence entre chaque version. . . | 168 |
| 5.14 | Champs de pseudo-cratères martiens (a) et terrestres (b). D'après <i>Lanagan et al.</i> (2001). | 170 |

| | |
|--|-----|
| 5.15 Exemples de trois fausses détections contenues dans la base de données de cratères de <i>Robbins and Hynek</i> (2012). | 171 |
| 5.16 Répartition des cratères classés dans la catégorie valide à l'échelle globale de Mars. | 172 |
| 5.17 Répartition des cratères classés dans la catégorie layered à l'échelle globale de Mars. | 173 |
| 5.18 Répartition des cratères classés dans la catégorie fantôme à l'échelle globale de Mars. | 174 |
| 5.19 Répartition des cratères classés dans la catégorie secondaire à l'échelle globale de Mars. | 175 |
| 5.20 Répartition des fausses détections à l'échelle globale de Mars. | 176 |
| 5.21 Cartes représentant la densité des cratères en nb/million de km ² en fonction de leur type. a : Cratères valides. b : Cratères layered. c : cratères fantômes. d : Cratères secondaires. e : Fausses détections. | 177 |
| 5.22 Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatiale des cratères de plus d'1 km de diamètre contenus dans la base de données de <i>Robbins and Hynek</i> (2012). Le système de chronologie utilisé est celui d' <i>Hartmann</i> (2005). | 180 |
| 5.23 Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatiale des cratères de plus d'1 km de diamètre classés en valide et en layered dans la base de données de cratères révisée. Le système de chronologie utilisé est celui d' <i>Hartmann</i> (2005). | 181 |
| 5.24 Différences des âges produits à partir des cratères de la base de Robbins et celle que nous proposons selon la chronologie d' <i>Hartmann</i> (2005). | 182 |

5.25 Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatial des cratères de plus d'1 km de diamètre contenus dans la base de données de *Robbins and Hynek (2012)*. Le système de chronologie utilisé est celui présenté au chapitre 3 tenant compte de la variation tardive du flux d'impact dans le Système Solaire interne. 183

5.26 Carte de l'âge de la surface martienne à l'échelle globale à partir du calcul de densité spatial des cratères de plus d'1 km de diamètre classés en valide et en layered dans la base de données de cratères révisée. Le système de chronologie utilisé est celui présenté au chapitre 3 tenant compte de la variation tardive du flux d'impact dans le Système Solaire interne. 184

5.27 Différences des âges produits à partir des cratères de la base de Robbins et celle que nous proposons selon la chronologie de *Lagain et al. (2017a)*. 185

5.28 Datations effectuées sur la province de Sinai Planum. a : Contexte géologique régional (*Tanaka et al., 2014b*). La zone de comptage, symbolisée en bleue, recoupe l'unité IHv (Late Hesperian Volcanic unit). Les cratères symbolisés en jaune sont les cratères marked, les rouges sont les standards. b : Carte présentant la distribution spatiale et les diamètres des cratères standards sur la zone de comptage. c : Carte présentant la distribution spatiale et les diamètres de l'ensemble des cratères présents sur la zone de comptage, sans distinction. d : Datation en représentation incrémentale. La CSFD et l'isochrone verte sont issues de notre base de données (ne prenant en compte que les cratères standards), la CSFD et l'isochrone rouge prennent en compte tous les cratères. e : Représentation cumulative. 187

6.1 Proportion en pourcentage des âges des surfaces martiennes selon le modèle de chronologie d'*Hartmann (2005)*; *Michael (2013)* en bleu et celui que nous proposons en rouge. Ces proportions ont été calculées à partir des âges présentés en figures 5.23 et 5.26. 204

6.2 Résultats préliminaires du système de détection de cratères d’impact martiens par machine learning à partir d’images THEMIS. A gauche : image THEMIS montrant au centre un cratère d’impact appartenant à notre base de données et en haut à gauche, un autre cratère, inférieur à 1 km absent de notre catalogue. Au centre : détection du cratère d’impact de plus d’1 km de diamètre à partir de l’image THEMIS associée. A droite : détection des deux plus gros cratères d’impact présents sur l’image THEMIS par diminution du seuil de taille à partir duquel le système conserve une détection ou non. Crédits : B. Kégl / CDS / CNRS. 206

6.3 Schéma bilan des objectifs remplis au cours de la thèse ayant un lien avec la méthode développée pour la datation des cratères à éjecta lobés (texte en orange). Les perspectives à court terme et ayant un fort impact dans la compréhension de l’évolution de Mars et plus généralement des corps planétaires du Système Solaire interne sont indiqués en blanc. 208

Liste des publications et communications

Articles publiés dans des revues à comité de lecture ou en préparation :

Lagain, A.; Bouley, S.; Baratoux, D. and Costard, F. **How to date Martian layered ejecta crater?** (en préparation).

Lagain, A.; Bouley, S.; Baratoux, D. and Costard, F. **Evidence for recent asteroid break-ups in the martian impact record.** (en préparation).

Lagain, A.; Laskar, J.; Bouley, S.; Costard, F. and Baratoux, D. **Layered ejecta craters dating : A reassessment of obliquity variations on Mars.** (en préparation).

Lagain, A.; Bouley, S.; Costard, F.; Marmo, C.; Delaa, O.; Baratoux, D.; Pio Rossi, A.; Minin, M.; Hare, T.; Ciocco, M.; Bedos, B.; Guimpier, A.; Dehouck, E.; Loizeau, D.; Bouquety, A.; Zhao, J.; Vialatte, A.; Cormau, M.; Le Conte des Floris, E.; Schmidt, F.; Thollot, P.; Champion, J.; Martinot, M.; Gargani, J. Beck, P.; Boisson, J.; Paulien, N.; Séjourné, A.; Pasquon, K.; Christoff, N.; Belgacem, I.; L;ais, F.; Rousseau, B.; Dupeyrat, L.; Franco, M.; Andrieu, A.; Jabaud, B.; Malarewicz, V.; Beggiato, G.; Janez, G.; Elbaz, L.; Ourliac, C.; Catheline, M.; Fries, M.; Karamoko, A.; Rodier, J.; Sarian, R.; Gillet, A.; Girard, S.; Pottier, M.; Strauss, S.; Chanon, C.; Lavaud, P.; Boutaric, A.; Savourat, M.; Garret, E.; Leroy, E.; Geffray, M.-C.; Parquet, L.; Delagoutte, M.-A. and Gamblin, O. **Martian crater database 1 : Reviewing and adapting to surface ages measurement.** (en préparation).

Lagain, A.; Bouley, S.; Costard, F.; Baratoux, D. and Marmo, C. **Martian crater database : 2. Morphologic distribution of Martian impact crater.** (en préparation).

Erard, S.; Benson, K.; Chauvin, C.; Bollard, P.; Albert, D.; Jourdane, N.; Juaristi, J.; Soucek, J.; Bouchemit, M.; Glorian, J.M.; Le Sidaner, P.; Pio Rossi, A.; Capria, M.T.; Scherf, M.; Thuillot, W.; Rousseau, B.; Schmitt, B.; Génot, V.; V;aele, A.C.; Millour, E.; Minin, M.; Ivanovski, S.L.; Lon-gabordo, A.; Pisa, D.; Hueso, R.; Beigbeder, L.; Lagain, A.; Gangloff, M.; Cecconi, B.; Maattanen, A.; Carry, B.; Andrieu, F.; Delaa, O.; Desmars, J.; Guio, P.; Al-Ubaidi, T.; Andre, N.; Marmo, C.; Santolik, O.; Fernique, P.; Achilleos, N and Trompet, L.

VESPA : a community-driven Virtual Observatory in Planetary Science, *Planetary; Space Science*, 2017 (sous presse)

Communications lors de congrès internationaux :

Lagain, A.; Bouley, S. and Costard, F. **Datation of a double ejecta crater on Mars**, *3rd Planetary Cryosphere Workshop*, Nantes, 2015 [oral]

Lagain, A.; Bouley, S. and Costard, F. **Datation of a double ejecta crater on Mars**, *46th Lunar and Planetary Science Conference*, The Woodlands, Texas, 2015 [poster]

Lagain, A.; Bouley, S.; Costard, F. and Baratoux, D. **Martian impact cratering rate over the last 3 billion years derived from layered ejecta craters dating**, *European Geophysical Union*, Vienne, 2016 [oral]

Lagain, A.; Bouley, S.; Baratoux, D. and Costard, F. **Variation of the recent Martian impact cratering rate from ejecta blanket ages**, 48th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, 2017 [oral]

Lagain, A.; Guimpier, A. and Bouley, S. **Martian double craters recognition by dating method**, *48th Lunar and Planetary Science Conference*, The Woodlands, Texas, 2017 [poster]

Lagain, A.; Delaa, O.; Marmo, C.; Bouley, S.; Costard, F. and the Reviewers Consortium. **The open source viewer's spirit, an opportunity to do collaborative science with the Cesium interface**, *Planetary mapping and Virtual Observatory Workshop*, Roscoff, 2017 [oral]



Titre : Reconstitution du flux d'impact et des variations paléoclimatiques martiennes par la datation des cratères à éjecta lobés.

Mots clés : Mars, Cratère à éjecta lobés, Datation, Chronologie, Variation d'obliquité, Base de données

Résumé : Le comptage de cratères sur une surface planétaire est à l'heure actuelle le seul moyen de préciser la temporalité des événements ayant marqué l'histoire des corps telluriques. Cette technique nécessite de connaître précisément le taux avec lequel se forme les cratères d'impact, c'est-à-dire le flux d'impact, mais aussi son évolution en fonction du diamètre des cratères, la fonction de production. Ensemble, ces deux variables forment le système de chronologie d'un corps planétaire. Il est relativement bien contraint entre 3,9 et 3,5 milliards d'années avant notre ère et considéré comme constant depuis 3 milliards d'années, une hypothèse remise en cause par des observations lunaires et terrestres. Les cratères d'impact à éjecta lobés sont très nombreux sur Mars. Leur morphologie traduit la présence d'une grande quantité de glace d'eau dans le sous-sol au moment de l'impact. La variation spatio-temporelle de cette couche est très peu contrainte. Celle-ci est principalement influencée par l'obliquité de la planète. Leurs nappes d'éjecta sont continues et constituent donc des surfaces idéales pour dater leur formation. L'objectif de cette thèse est de mieux contraindre la chronologie martienne et la variation de l'extension de la couche de volatiles présente sous la surface de Mars responsable de telles morphologies. Par la datation de la mise en place d'une population de cratères à éjecta lobés situés sur Acidalia Planitia, il a été possible de comparer leur fréquence de formation avec le flux d'impact qui a été utilisé pour les dater. Un important désaccord entre nos données et le modèle à flux constant a pu être observé. Un test d'auto-cohérence entre le flux d'impact mesuré et le flux utilisé pour dater chaque cratère a permis de montrer que le taux d'impact le

plus en accord avec nos données était celui présentant un pic de cratérisation entre 0,5 milliards d'années et la période actuelle. Ce pic est associé à deux collisions dans la ceinture principale d'astéroïdes. Néanmoins, cette méthode inverse est soumise à un problème logique mis en évidence par la simulation d'une population de cratères synthétiques. Il apparaît a posteriori que la variable temporelle de la chronologie martienne doit être la fonction de production des cratères d'une centaine de mètres de diamètre. Ces résultats modifient profondément l'âge des surfaces martiennes qui peuvent être mesurés par comptage de cratères. La datation de l'ensemble des cratères martiens dont les nappes d'éjecta lobés sont très étendues a permis également de mettre en évidence une augmentation de l'âge de ces cratères avec la diminution en latitude. Nous avons interprété ces observations comme étant le résultat de l'évolution récente de l'extension de la couche riche en volatils sous la surface de Mars, en lien avec la variation de l'obliquité de la planète. En effet, une diminution de l'angle d'obliquité de Mars il y a 4 millions d'années a restreint l'extension de la couche de volatils à haute latitude. Le lien étroit entre la localisation de ces cratères et leurs âges a permis de poser certaines conditions quant à l'évolution possible de l'obliquité martienne sur les 80 derniers millions d'années. Enfin, la révision de la base de données de cratères martiens la plus complète à ce jour au moyen d'une interface accessible à tous a permis de créer le premier catalogue de cratères adapté à la datation de surfaces martiennes. Nous avons pour cela mis en place une classification des cratères permettant l'exclusion, lors d'une datation, des cratères de type secondaire, fantôme ainsi que des fausses détections contenus dans la base de donnée originelle.

Title : Reconstitution of the impact rate and martian paleoclimatic variations by layered ejecta craters dating.

Keywords : Mars, Layered ejecta craters, Dating, Chronology, Obliquity variations, Database

Abstract : Counting craters on planetary surfaces is currently the only way to precise the events temporality which have marked the history of terrestrial bodies. This technique requires the precise knowledge of the rate with which impact craters are emplaced over time, the impact flux, but also its evolution in function of crater diameter, the production function. Together, these two variables constitute the chronology system of a planetary body. This system is relatively well constrained between 3,9 and 3,5 billion years before present and considered to be constant since 3 billion years, a hypothesis challenged by earthly and lunar observations. Layered ejecta craters are numerous on Mars. Their morphology is related to the presence of ice-rich material in the subsurface at the moment of the impact. The spatial and temporal evolution of this layer is poorly constrained. This one is primarily influenced by the obliquity of Mars. Their ejecta blankets are continuous and therefore constitute ideal surfaces to date the impact itself. The purpose of this thesis is to better constraint the Martian chronology and to better understand the variation of volatiles layer extent present under the surface of Mars. By the dating of the formation of a layered ejecta crater population located on Acidalia Planitia, it has been possible to compare the emplacement frequency of these structures with the impact flux that has been used to date them. An important mismatch between our data and the constant flux has been noted. An auto-consistency test between the measured impact rate and the rate used to date each crater has

shown that the most consistent flux with our data is a cratering spike between 0,5 billion years and the actual period. This spike is associated to two main asteroid break-ups in the main asteroid belt. Nevertheless, this inverse method is challenged by a logical problem highlighted by the simulation of a synthetic population of craters. It appears a posteriori that the temporal fluctuation of the Martian chronology come from the production function of impact craters of hundred meters of diameter. These results modify considerably the age of the Martian surface that we can measure by counting craters. The dating of all craters which exhibits a high extent of their ejecta blankets has also allowed to highlight an increasing of their age with the decreasing of the latitude. We have interpreted this observation by the result of the late evolution of the volatiles layer extent under the surface of Mars, linked to the shift of the obliquity. A decreasing of the Martian obliquity angle there was 4 million years ago has restricted the volatiles layer extent to high latitude. The close link between the location of these craters and their ages has allowed us to set some conditions of possible evolution of the Martian obliquity during the last 80 Myrs. Finally, the correction of the most complete Martian crater database thanks to a web interface accessible to everyone has allowed to create the first crater catalogue adapted to the martian surface dating. We have developed a crater classification allowing the exclusion, during a surface dating, of secondary craters, ghosts craters as well as false detections contained in the original database.

